

ИСТОРИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБОЗРЕНИЕ

ИСТОРИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЗЕР ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ



THE HISTORY OF PLEISTOCENE LAKES OF THE EAST EUROPEAN PLAIN

ИСТОРИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЗЕР ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Editors:

V. I. KHOMUTOVA (Editor-in-Chief),
N. N. DAVYDOVA,
A. V. RAUKAS,
V. A. RUMJANTSEV

Редакционная коллегия:

В. И. ХОМУТОВА (отв. редактор),
Н. Н. ДАВЫДОВА,
А. В. РАУКАС,
В. А. РУМЯНЦЕВ

Данная монография является восьмым томом издания «История озер», осуществляемого в Институте озероведения РАН с 1986 г., посвящена фундаментальным исследованиям по проблеме эволюции озерных экосистем в плейстоценовую эпоху на обширной территории ледниковых и внеледниковых областей Восточно-Европейской равнины (Северная область, Прибалтийская низменность, Западное Полесье и Поозерье, центральные районы, Причерноморье, Прикаспийская низменность). В ней впервые обобщаются новейшие данные по литологии, стратиграфии, палеогеографии, палеобиологии древнеозерных осадков, установлены закономерности возникновения, развития и исчезновения озер в плейстоцене; проведена реконструкция природно-климатических обстановок на водосборах и экологических условий в озерах, а также выявлены тенденции изменений под влиянием различных природных факторов; уделено внимание природным ресурсам озерных плейстоценовых отложений, их народно-хозяйственному значению и перспективам использования. Книга представляет интерес для широкого круга палеогеографов, лимнологов, геологов, палеонтологов.

Рецензенты:

д-р геогр. наук **Д. В. Севастьянов**,
канд. геол.-минер. наук **И. Ю. Неуструева**

Важнейшей проблемой современной географии является прогнозирование изменений природной среды на основе изучения геологического прошлого Земли. Во всем мире проявляется огромный интерес к изучению истории озер как индикаторов изменений природных обстановок.

С 1985 г. в Институте озероведения РАН проводятся фундаментальные исследования по важнейшему разделу лимнологии — истории развития озерных экосистем на территории всех республик бывшего СССР. Обширные и многоплановые данные по вопросам формирования и развития озер и озерных экосистем в геологическом прошлом обобщаются в многотомном издании «История озер СССР», которое с 1991 г. называется «История озер». К настоящему времени опубликовано семь томов сериала: «Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер» (Л.: «Наука», 1986), «История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя» (там же, 1987), «История озер позднего мезозоя и кайнозоя» (там же, 1988), «История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки» (там же, 1990), «История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал» (там же, 1991), «История озер Восточно-Европейской равнины» (там же, 1992), «История озер Севера Азии» (СПб.: Наука, 1994).

В целом серия «История озер» является крупным фундаментальным исследованием, посвященным истории развития озерных экосистем на протяжении длительного геологического времени — 320 млн лет — развития Земли (от карбона до наших дней). В первом томе освещены теоретические вопросы палеолимнологии, второй и третий тома посвящены эволюции древних озер, а последующие тома сериала — истории современных озер. Третий том «История озер позднего мезозоя и кайнозоя» ограничивает рассмотрение эволюции озер неогеном. В предлагаемой монографии «История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины и сопредельных районов» разработан круг вопросов, касающихся

¹ В. И. Хомутова.

закономерностей эволюции озер на протяжении последнего миллиона лет. Издание монографии придаст всей серии «История озер» целостность и непрерывность представления эволюции озер во временном интервале.

В мировой литературе аналогов подобных серии «Истории озер» нет как по временному интервалу (от палеозоя до наших дней), так и по охвату территории (европейская и азиатская части бывшего СССР).

Данная монография является восьмым томом издания «История озер», посвящена фундаментальным исследованиям по проблеме эволюции озерных экосистем в плейстоценовую эпоху на обширной территории ледниковых и внеледниковых областей Восточно-Европейской равнины (Северная область, Прибалтийская низменность, Западное Полесье и Поозерье, Причерноморье, Прикаспийская низменность). В ней впервые обобщены новейшие данные по литологии, стратиграфии, палеогеографии, палеобиологии древнеозерных осадков, что позволяет выявить закономерности возникновения, развития и исчезновения озер в плейстоцене; проведена реконструкция природно-климатических обстановок на водосборах и экологических условий в озерах, а также выявлены тенденции изменений озерных геосистем под влиянием различных природных факторов, особое внимание уделено природным ресурсам озерных плейстоценовых отложений, их народнохозяйственному значению и перспективам использования.

Для выполнения данного издания использованы материалы по изучению древнеозерных осадков плейстоцена, имеющиеся у сотрудников Института озероведения РАН; редколлегией монографии для участия в работе приглашены ведущие специалисты по изучению озерного плейстоцена из многих учреждений различных ведомств России и ближнего зарубежья — Института геологии АН Эстонии, Института геологии Литвы, Института географии АН Молдовы, Института геологии и геохимии АН Белоруссии, Института геологии Карельского Научного Центра РАН, ВСЕГЕИ, Смоленского педагогического института, объединения «Геосинтез», МГУ, С.-Петербургского геологического управления и др. В монографию включены результаты новых исследований таких крупных озерных бассейнов, как Молого-Шекснинский и Ярославско-Костромской, занимавших в прошлые эпохи обширные понижения тектонического происхождения. В настоящее время об их былом существовании свидетельствуют современные мелководные озера — Неро, Галичское и ряд небольших зарастающих озер в Молого-Шекснинской и Костромской низинах. Благодаря организации крупномасштабных геолого-съёмочных работ и проведенным аналитическим исследованиям внесены существенные коррективы в стратиграфию и палеогеографию ряда районов Восточно-Европейской равнины. Получены материалы, свидетельствующие о том, что плейстоценовые озера занимали значительно большие площади, чем в настоящее время, и являлись характерным элементом ландшафта ледниковых и межледниковых эпох.

Наиболее благоприятные условия для возникновения озер складывались в ледниковые эпохи, когда перед фронтом наступающих ледников возникали крупные подпрудные озера. Большие площади занимали приледниковые и языковые бассейны, образование которых связано со временем отступления ледников. К озерам средней величины относятся водоемы, приуроченные к ложбинам ледникового выпахивания и размыва.

Значительно меньшие по величине озера возникали в понижениях между моренными холмами, в рытвинах подледного стока и в термокарстовых западинах. О былом их существовании обычно напоминают заболоченные участки или озеровидные понижения с береговыми валами, освоенные современной гидросетью. Наряду с ними встречаются котловины, полностью заполненные озерными осадками, не выраженные в современном рельефе. Тем не менее их изучение представляет большой интерес для стратиграфических и палеогеографических построений.

Впервые для территории Восточно-Европейской равнины приводятся сведения, касающиеся распространения и эволюции озер в древнейшие межледниковые эпохи нижнего плейстоцена — акулловского, окатовского, мучапского, а также озер среднего и верхнего плейстоцена, по которому имелись далеко не полные данные.

Обобщение результатов исследования на уровне современных знаний дает богатейший материал для палеолимнологии, позволяет выявить закономерности возникновения и эволюции озер, характер растительности водосборных площадей, климатические условия времени осадконакопления.

Публикуемые материалы в дальнейшем могут использоваться при разработке долгосрочных прогнозов изменений природной среды, геологическом картировании, при поисках полезных ископаемых, связанных с озерными отложениями, и решении ряда других народнохозяйственных задач.

В рамках подготовки данной монографии в г. Санкт-Петербурге на базе Института озероведения РАН проведена с 30 октября по 3 ноября 1995 г. Международная конференция, в ее работе наряду с российскими специалистами приняли активное участие ученые из стран СНГ и ближнего зарубежья. Подготовка и издание 8-го тома, а также проведение Конференции поддержаны в финансовом отношении Российским фондом фундаментальных исследований (РФФИ): номер проекта подготовки издания книги — 95-05-16 504-б, номер проекта проведения Конференции — 95-05-16 985-д.

Всем, принимавшим участие в создании предлагаемой коллективной монографии, а также Российскому фонду фундаментальных исследований редакционная коллегия выражает глубокую благодарность.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ОЗЕР В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Основные закономерности распространения плейстоценовых озер на Восточно-Европейской равнине. Хроностратиграфические подразделения плейстоцена¹

Распространение плейстоценовых озер в пределах Восточно-Европейской равнины тесно связано с историей геологического развития и климатическими изменениями — чередованием ледниковых и межледниковых эпох. Озерные ванны большинства плейстоценовых озер так или иначе связаны с оледенениями. Чаще всего встречаются озера, приуроченные к остаточным западинам моренного рельефа; широко развиты также термокарстовые, рывинные и подпрудные озера. Особое место в истории озер принадлежит ложбинам ледникового выпахивания, иногда озерные бассейны в них неоднократно возобновлялись (в том числе и в связи с экзарационной деятельностью последующих оледенений). Поэтому плейстоценовые озерные отложения любого возраста широко развиты только в области распространения предшествовавшего оледенения — так же, как и современные озера, в основном приурочены к области последнего (валдайского, осташковского) оледенения. За пределами соответствующего оледенения озера немногочисленны, в основном имеют старичное происхождение, осадконакопление в них обычно было непродолжительным. В котловинах ледникового происхождения накопление озерных отложений в большинстве случаев начиналось в позднеледниковое время и продолжалось во время последующего межледниковья, а изредка — и в течение последующего ледниково-межледникового цикла. Поэтому в большинстве случаев только отложения озер ледникового происхождения позволяют достаточно полно восстановить историю климата и растительности в течение соответствующего межледниковья.

Возникновение большинства озер происходило во время таяния ледниковых покровов. Распространение озерных ванн по площади находилось в прямой зависимости от условий дегляциации и во многом определялось характером подстилающего ложа. Неровности рельефа коренных пород оказывали влияние не только на весь ход процессов ледниковой аккумуляции и экзарации, но и на интенсивность таяния льда, направле-

¹ С. М. Шик, В. В. Писарева.

ние ложбин стока талых вод, расположение и конфигурацию наледниковых, приледниковых и внутрILEDниковых бассейнов (Асеев, 1974; Московский ледниковый покров..., 1982). В связи с этим важно остановиться на общих чертах строения Восточно-Европейской равнины и ее рельефе.

В тектоническом отношении рассматриваемая территория относится к Восточно-Европейской платформе, кристаллическое основание которой на значительной площади прикрито осадочными породами от верхнепротерозойских до четвертичных включительно. К наиболее обширным выходам кристаллического фундамента относятся Балтийский щит и Украинский кристаллический массив. Центральную часть платформы занимает Московская синеклиза, на западе от нее расположена Белорусская антеклиза, на юго-западе — Воронежская антеклиза и Днепровско-Донецкая впадина, на востоке — Волго-Уральская антеклиза, на юго-востоке — Прикаспийская впадина, а на северо-востоке — Мезенская синеклиза, Тиманский вал и Печорская впадина.

Эти и более мелкие структуры второго и третьего порядка предопределили доплейстоценовый облик рельефа территории (Рельеф и стратиграфия..., 1961; Последний ледниковый покров..., 1969; Структура и динамика..., 1977; Московский ледниковый покров..., 1982, и др.). Все наиболее крупные возвышенности — Среднерусская, Смоленско-Московская, Приволжская, Вольно-Подольская, Валдайская, Минская, Предуральская, Общий Сырт — и многие низменности — Верхневолжская, Приднепровская, Окско-Донская, Причерноморская, Прикаспийская — в общих чертах унаследовали дочетвертичный рельеф. Унаследованно развивались и крупные бассейны внеледниковой области. С глубокой тектонической впадиной связано существование величайшего в мире бессточного Каспийского озера, а морфоструктурные особенности дочетвертичного рельефа определили субмеридиональное простиранье большинства лиманов Причерноморья.

В ледниковой области под воздействием покровных оледенений и неотектонических движений рельеф претерпел значительные изменения. Наибольшее влияние на его формирование оказали оледенения: в одних случаях — нарастившие выступы коренных пород за счет седиментации ледниковых отложений, в других — сгладившие их. Ледником были созданы многочисленные аккумулятивные и эрозионные формы — холмы и гряды, ложбины ледникового выпаживания и размыва, различные по величине и направлению рытвины ледникового и подледникового стока, гляциодепрессии и др. Отрицательные формы рельефа служили вместилищами плейстоценовых озер. Специфические условия таяния льдов способствовали образованию термокарстовых западин, камов и так называемых звонков. Вдоль склонов возвышенностей в условиях затрудненного стока рек, текущих навстречу фронту ледников, возникали подпрудные бассейны. Площади таких озер составляли сотни квадратных километров, а глубина достигала нескольких десятков метров. Позднеплейстоценовая история этих водоемов освещена в монографии Д. Д. Квасова (1975). Разнообразие условий образования ледниковых озер с учетом рельефообразующих факторов нашло отражение в классификации их генетических типов (табл. 1), предложенной А. А. Асеевым (1974).

Наряду с типично ледниковыми котловинами существуют крупные котловины сложного происхождения. Их возникновение, хотя и было

Генетические типы равнинных ледниковых озер (Асеев, 1974)

Рельефообразующие факторы	Эрозия ледниковых вод		Экзарация			Подпруживание		Просадки при вытравливании мертвого льда
	субаральная	подлениковая	крупных лопастей	языков	отдельных струй	льдом	моренным материалом	
Озера ложбин стока (ложбинно-рытвинные, экзарационно-ложбинные)	Озера подледниковых рытвин (ложбинно-рытвинные, экзарационно-рытвинные, аккумулятивно-рытвинные, просадочно-рытвинные)	Реликтовые озера лопастных бассейнов	Языково-экзарационные озера (экзарационно-рытвинные, экзарационно-ложбинные)	Озера экзарационных бо-розд	Наледниковые и приледниковые ископаемые озера	Озера ледниково-аккумулятивных котловин (аккумулятивно-рытвинные, аккумулятивно-просадочно-рытвинные)	Просадочные озера котловин (аккумулятивно-просадочные, просадочно-рытвинные)	

связано с ледниковой деятельностью, но предопределялось тектоникой или дочетвертичной эрозионной сетью. Так, котловины Онежского и Ладожского озер, созданные при непосредственном участии валдайского ледникового покрова, тяготеют к структурным зонам глубинных разломов, ряд котловин Карелии — к синклинальным складкам (Бискэ, Лукашов, 1970; Давыдова и др., 1992), а некоторые мелководные водоемы (Лача, Воже, Белое, Ильмень) — к тектоническим депрессиям. Тектоническим фактором можно объяснить появление в конце среднего плейстоцена таких крупных озер, как Молого-Шекснинское, Ярославско-Костромское и др.

Наибольшее количество современных озер сосредоточено на северо-западе Восточно-Европейской равнины — в области распространения остафковского ледникового покрова. Здесь расположены такие крупные озера, как Ладожское, Онежское, Ильмень, Чудско-Псковское, Селигер и множество небольших озер в основном ледникового и ледниково-тектонического происхождения. Реже встречаются карстовые озера. На территории, не покрывавшейся остафковским ледником, современные озера встречаются значительно реже. Как правило, это зарастающие реликты древних крупных водоемов, занимающих лишь небольшую часть прежних обширных котловин, обычно приуроченных либо к неотектоническим понижениям, либо — к древним долинам или глубоким ложбинам ледникового выпавивания и размыва. Подавляющее большинство ранне- и среднеплейстоценовых озер прошло полный цикл лимногенеза и исчезло. О былом их существовании иногда напоминают лишь заболоченные участки.

Изучение озерных отложений ледниковой области позволило восстановить историю отдельных водоемов, выявить некоторые общие закономерности появления озер и их развития.

В плейстоцене на Восточно-Европейской равнине наблюдаются следы по крайней мере 10 холодных (ледниковых) и 10 теплых (межледниковых) эпох; однако оледенения лишь 6 раз достигали ее центральных районов — 4 раза в нижнем плейстоцене и по одному разу — в среднем и верхнем плейстоцене (рис. 1). Шесть оледенений (с другими названиями) выделяются и в других регионах Восточно-Европейской равнины (табл. 2); их возраст иногда трактуется иначе, чем в центральных районах. Не вызывает разногласий принадлежность к началу позднего плейстоцена межледниковых отложений, выделяемых в различных районах как микулинские, сулинские, мяркинские, муравинские и верхнехазарские. Очевидна и одновозрастность таких межледниковых отложений, как лихвинские, бутенайские, александрийские; в то же время горкинские, родионовские, шкловские и касарские отложения, как и подстилающие их ледниковые образования, отнесенные в соответствующих стратиграфических схемах к среднему плейстоцену, скорее всего, являются раннеплейстоценовыми и соответствуют мучкапским и донским отложениям центральных районов. Соответственно по-разному трактуется и палеогеография среднего плейстоцена, так как во многих схемах к первой половине среднего плейстоцена относятся ледниковые отложения, на самом деле являющиеся раннеплейстоценовыми. Вызывают разногласия и представления о палеогеографии ранневалдайского времени: одни исследователи считают, что ему может отвечать оледенение, занимающее меньшую

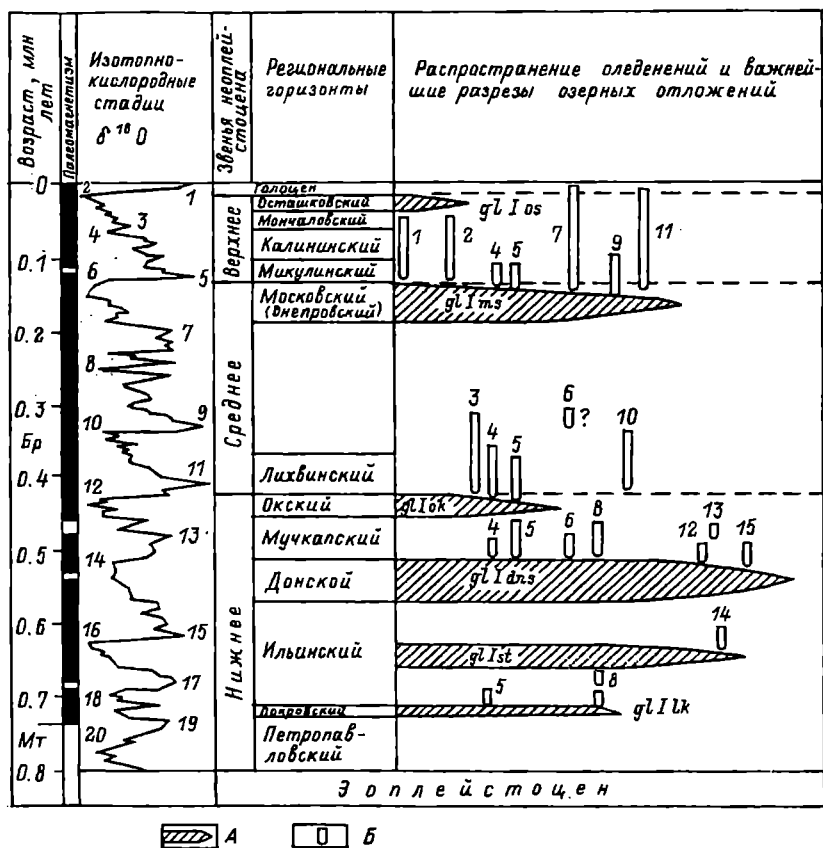


Рис. 1. Связь озерных отложений плейстоцена с оледенениями.

Палеомагнитные данные: Мт — ортозона Матуяма, Бр — ортозона Брюнсс; микрозоны, выявленные в центральных районах. А — Ледниковые отложения (gl): lk — лыковские, Ist — сетунские, Idns — донские, Iok — окские, Ims, Ios — московские, Ims, Ios — осташковские. Б — важнейшие разрезы озерных отложений: 1 — Коневич, 2 — Килешино, 3 — Тяглицы, 4 — Северное Подмоскowie, 5 — Рославльский страторайон, 6 — Бибирево, 7 — Первое Мая, 8 — Одиновский страторайон, 9 — хут. Смелый, 10 — Чекалин, 11 — Переславль-Залесский, 12 — Мнюг, 13 — Пепелово, 14 — Лукоянов, 15 — Польное Лапино.

площадь, чем осташковское; другие, наоборот, считают, что ранневалдайское (калининское) оледенение продвигалось значительно дальше осташковского и достигало Клинско-Дмитровской гряды. Авторы настоящего раздела придерживаются первой точки зрения: ее справедливость подтверждается наличием в области предполагаемого калининского оледенения многочисленных разрезов микулинских озерных отложений, не перекрытых мореной, а в области осташковского оледенения — разрезов, в которых микулинские и средневалдайские отложения не разделяются мореной (Коневич, Килешино).

Далее закономерности распространения плейстоценовых озерных бассейнов рассматриваются на примере центральных районов Восточно-Европейской равнины.

Озерные отложения самого начала плейстоцена — петропавловского времени — в рассматриваемом районе неизвестны. По-видимому, и в дальнейшем здесь возможно обнаружение только старичных отложений этого возраста, так как первое плейстоценовое оледенение (ликовское) приурочено к более позднему, покровскому, времени. Очевидно, это оледенение достигало окрестностей Москвы. Его своеобразная морена (практически не содержащая обломков изверженных пород) известна всего в нескольких пунктах; однако с формами рельефа, оставленными этим оледенением, вероятно, связано накопление древнейших — ликовско-акуловских, раннеплейстоценовых озерных отложений, хорошо изученных по разрезам в Одинцовском страторайоне — Акулово (Маудина и др., 1985) и в Северном Подмоскowie — Красиково.

По палеоботанической характеристике акуловские отложения являются древнейшими межледниковыми образованиями раннего плейстоцена; как и ликовские, они принадлежат к эпохе прямой полярности Брюнес, хотя в них наблюдается отчетливо выраженный эпизод обратной полярности. Возможно, они соответствуют началу ильинского времени. Во время первого ильинского похолодания оледенение, видимо, не достигало рассматриваемого района, озерные отложения второго ильинского (окатовского) межледниковья известны в нескольких пунктах Подмоскowie, они, скорее всего, являются старичными (Фурсикова и др., 1992).¹ Значительно дальше на юг распространялось среднеильинское (сетуньское) оледенение, доходившее до северной окраины Окско-Донской равнины (рис. 2); оставленная им морена (мощностью до нескольких десятков метров) сохранилась фрагментарно. Местами (в частности, в Рославльском страторайоне, в окрестностях г. Алексина) с этим оледенением связано формирование крупных ложбин ледникового выпахивания, к которым были приурочены обширные позднеледниковые озера. Вероятно, они продолжали существовать и в последующее позднейльинское (сукромнинское, моисеевское) межледниковье; однако отложения этого времени сильно разрушены последующей ледниковой экзарацией, их полные разрезы пока неизвестны.

Максимальным для Восточно-Европейской равнины было донское оледенение, двумя языками обтекавшее Среднерусскую возвышенность (рис. 2). К остаточным западинам на поверхности донской морены, многие из которых связаны с ложбинами ледникового выпахивания, приурочены позднедонские и мучкапские (рославльские, польнолапинские) озерные отложения. В центральных районах они детально изучены не менее чем в 100 пунктах в областях Донского и Днепровского ледниковых языков (в пределах последнего эти отложения прослежены под более молодыми ледниковыми образованиями вплоть до Северной Украины). Для многих разрезов получена комплексная характеристика, позволяющая проследить историю развития палеозер в позднеледниковье и межледниковье.

В большинстве случаев в разрезах представлены позднедонские отложения (с деснинским межстадиалом) и отложения первой половины межледниковья (глазовский оптимум), в 10—15 разрезах присутствуют

¹ И. В. Фурсикова относил окатовские отложения к концу ильинского времени; в настоящее время установлено, что они являются более древними (досетуньскими).

Таблица 2

Сопоставление стратиграфических схем плейстоцена, используемых

Общая стратиграфическая шкала		Центральные районы		Прибалтика	
Раздел	Эпоха				
Плейстоцен (неоплейстоцен)	Верхнее	Валдайский горизонт	Осташковский	Няшмунский горизонт	Латвийский
			Мончлловский		Лясицкисский
			Калининский		Вардусский
	Среднее	Микулинский		Мяркинский	
		Подмосковный горизонт	Московский (Днепропетровский)	Угандийский горизонт	Верхнеугандийский (Мядинский)
			?		? (Снайгупеле)
	Нижнее	Лихвинский		Бутанайский	
		Минуринский горизонт	Окский	Литовский горизонт	Дайнаувский
			Мучальский (Рославский)		«Тургаляйский» (Жидинский)
			Донской		Дзукийский
		Южноворонежский горизонт	Сукромнинское межледниковье	Вильнюсский горизонт	Межледниковье бине
			Сетунское оледенение		Ледниковые нальши
			Окатовское межледниковье		Межледниковье падваринис
			?		?
			Акуловское межледниковье		Межледниковье виндженон
			Покровский		Оледенение калвяй
			Петропавловский		?

в различных регионах Восточно-Европейской равнины

Северо-Запад		Северо-Восток		Белоруссия	
				Схема, принятая МСК	Схема, используемая в Институте геологии и геохимии АН Белоруссии
Валдайский горизонт	Осташковский Лейнинградский	Ненецкий горизонт	Полярный Бызовский	Поозерский	Поозерский
	Подпорожский		Лайский		
Микулинский		Сулинский		Муравинский	Муравинский
Среднерусский горизонт	Московский (Бабушкинский)	Вычегодский		Сожский	Днепровский
		?		Шкловский Днепровский	?
Лихвинский (Трубайский) Окский (Пичугский)				Александровский Березинский	Александровский Березинский
Горкинский		Родионовский		Беловежский	Беловежский
Вологодский		Печорский		?	Ясельдинский
Свирский		Чирвинский			Корчевский
?		Помусовский		Наревский	Наревский
Пайский		Вишерский Березовский Тумский		?	?
Прионежский		Камский			
?		?			

Таблица 2 (продолжение)

Общая стратиграфическая шкала		Украина		Нижнее Поволжье и Прикамье	
Раздел	Звено				
Плейстоцен (неоплейстоцен)	Верхнее	Десиянский	Причериоморский	Хвалын-ский	Сарапинский
		Ольшанский	Дофиновский		Енотаевский
			Бугский		Терешкинский
			Витачевский		(Нижнехвалынский)
		Трубежский	Удайский		Николаевский (Нижнехазарский)
		Черкасский	Прилукский		
			Тясминский		
		Кайдакский			
	Среднее	Хаджибейский	Днепроовский	Прихопер-ский	Урюпинский
			?		?
			Завадовский	Касарский	
	Нижнее	Крукеничский	Тилигульский	?	
			Лубенский		
			Сульский	Сампурский	
		Донецкий	Мартоношский	Меликский	
				Вышинский	
				Липовский	
				Долгоруковский	
				Шабенирский	
		Кизелджарский	Приазовский	?	
			Широкинский		

Примечания. 1. Показаны горизонты и надгоризонты; корреляция отложений с общей стратиграфической шкалой приведена в соответствии с представлениями авторов раздела. Жирными штрихами показана корреляция отложений в соответствии со схемами, принятыми МСК. 2. Для дозлукских отложений — по О. П. Кондратену, 1996 (Прибалтика). 3. По мнению авторов раздела, шкловские отложения одновозрастны беловежским (мучапским), а отложения, принимаемые за днепровские, — ясельдинским (донским).

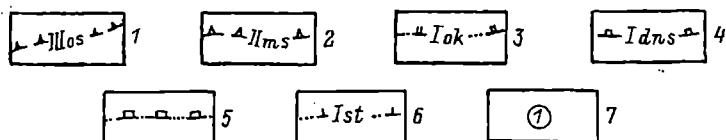
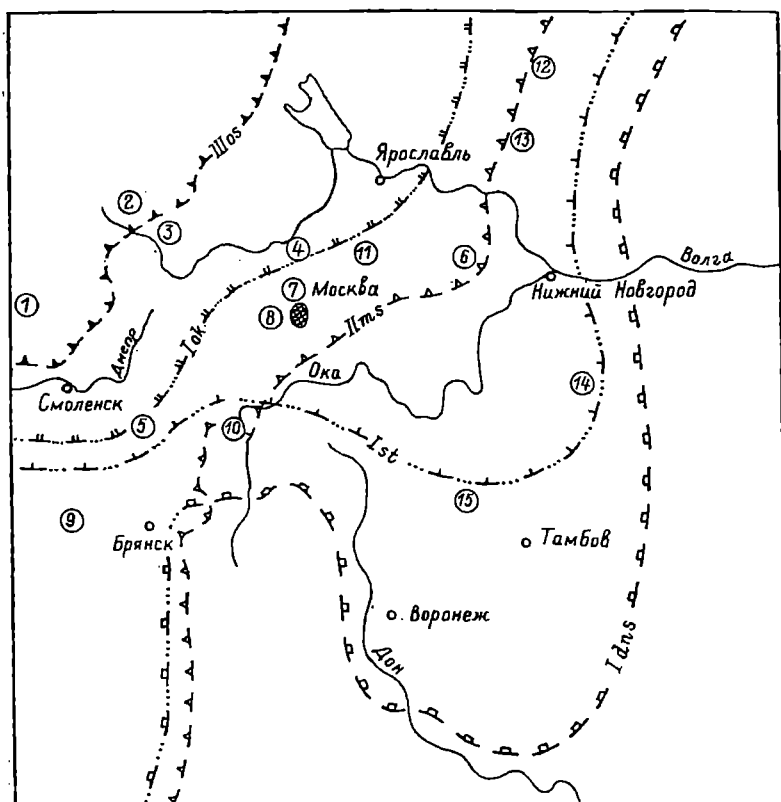


Рис. 2. Границы оледенений и важнейшие разрезы озерных отложений плейстоцена.

Границы оледенений: 1 — осташковского, 2 — московского (днепровского), 3 — окского (под более молодыми ледниковыми отложениями), 4 — донского, 5 — то же, под более молодыми ледниковыми отложениями, 6 — сетуньского (под более молодыми ледниковыми отложениями); 7 — важнейшие разрезы озерных отложений. Номера в кружках на схеме те же, что на рис. 1.

отложения второй половины — промежуточного (подруднянского) похолодания и второго (конаховского) климатического оптимума, к которому приурочен эпизод обратной полярности. Во время промежуточного похолодания уровень озер, вероятно, существенно понижался, отложения в большинстве разрезов представлены фрагментарно; изредка прослеживается полная последовательность — два похолодания с преобладанием в палиноспектрах пыльцы березы, разделенные отложениями межстадиального типа.

В настоящее время установлено, что окское оледенение не распространялось южнее линии Рославль—Талдом—Кострома (рис. 2); только

северо-западнее этой линии широко развиты лихвинские озерные отложения, часто залегающие стратиграфически выше рославльских. Южнее известны лишь старичные отложения этого возраста, к которым относится и стратотипический разрез у г. Чекалина на Оке. В Тверской, Смоленской и Ярославской областях давно известен и достаточно хорошо изучен ряд разрезов лихвинских озерных отложений (Илья Пророк, Булатово, Алхимково, Кульбакино, Манчино, Гридино, Рыбинск, Яковлевское и др.). Очевидно, к лихвинскому межледниковью относятся и многие озерные отложения, выделявшиеся в качестве «отложений бежецкого типа» (Бреслав и др., 1981а, 1981б). Некоторые из них при повторном изучении оказались типично лихвинскими. В Смоленской, Тверской областях, а также на севере Московской области в последнее время открыт ряд новых разрезов (Малаховка, Толпеки, Батурино, Березки, Тяглицы, Паньково и др.).

Особенно интересен разрез у д. Тяглицы (рис. 3), расположенный в 8 км от разреза Булатово и вскрывающий, вероятно, отложения того же озера. Выше лихвинских и кошинских отложений здесь залегает мощная (до 30 м) тяглицкая озерная толща, сформировавшаяся в перигляциальных условиях во время первого среднеледникового оледенения, не достигшего центральных районов. В верхней части разреза сохранился фрагмент отложений второго среднеледникового (последелихвинского) межледниковья, нарушенных экзарацией во время московского оледенения.

Московское оледенение достигало линии Севск—Калуга—Домодедово—Владимир—Чухлома (рис. 2); в его пределах широко развиты микулинские и послемиккулинские озерные отложения. Некоторые из них приурочены к ложбинам ледникового выпахивания, где мощность поздние и послемосковских озерных отложений достигает 50—70 м.

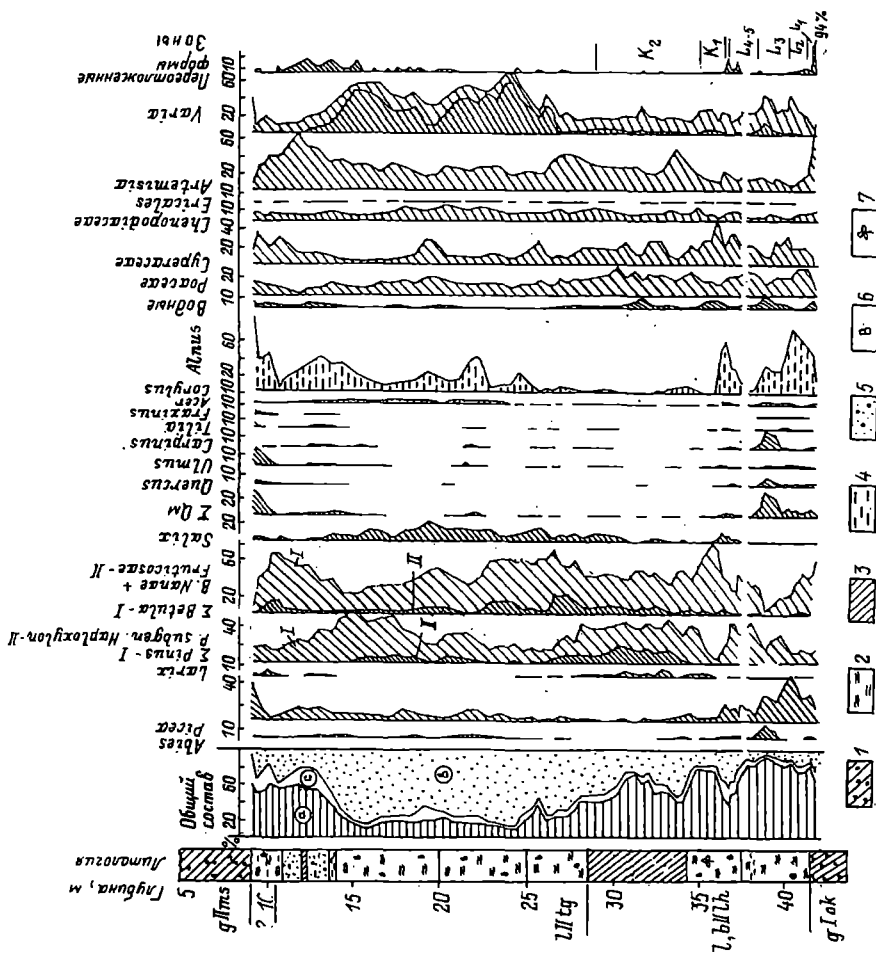
Озерные отложения развиты в остаточных западинах на поверхности морены, приуроченных к более древним погребенным долинам, в пределах Днепровского ледникового языка на юге Брянской области, в смежных районах Беларуси (рис. 4, 5). Это свидетельствует о том, что верхняя морена Днепровского ледникового языка одновозрастна верхней морене окрестностей Москвы; подтверждением этого являются результаты выполненного О. А. Куликовым радиотермолюминесцентного датирования семи образцов ледниковых отложений из карьеров у городов Почеп и Клинцы (от 137 ± 34 до 172 ± 43 тыс. лет). За пределами московского оледенения микулинские озерные отложения известны только в Мещерской низине, в других районах они практически отсутствуют (рис. 6).

Озерные разрезы послемосковских отложений представлены позднемосковскими (с лосевским межстадиалом), микулинскими и ранневалдайскими осадками. Ко второй половине ранневалдайского времени большинство озер было спущено; в это время прекратили существование и некоторые озера, приуроченные к замкнутым западинам, что, вероятно, обусловлено климатическими факторами. Однако иногда осадконакопление продолжалось (с некоторыми перерывами) вплоть до настоящего времени (озера Татищевское, Плещеево и др.).

На основе изученных разрезов можно установить, что уровень озер существенно понижался во второй половине ранневалдайского (калининского) и поздневалдайского (осташковского) времени; на эти периоды

Рис 3. Спорно-пылевая диаграмма озерных лихвинских и послелихвинских отложений у д. Тягицы (скв. 616). Материалы И. М. Осиповой и Н. Г. Бородина.

1 — супиники моренные, 2 — алевриты, 3 — суглинки, 4 — глины, 5 — пески с галькой, 6 — вынаты, 7 — растительные остатки; а — пыльца древесных пород, б — травянистые, с — споры. L_1-L_5 — лихвинское межледниковье; K_1-K_2 — кошвинский интерстадиал.



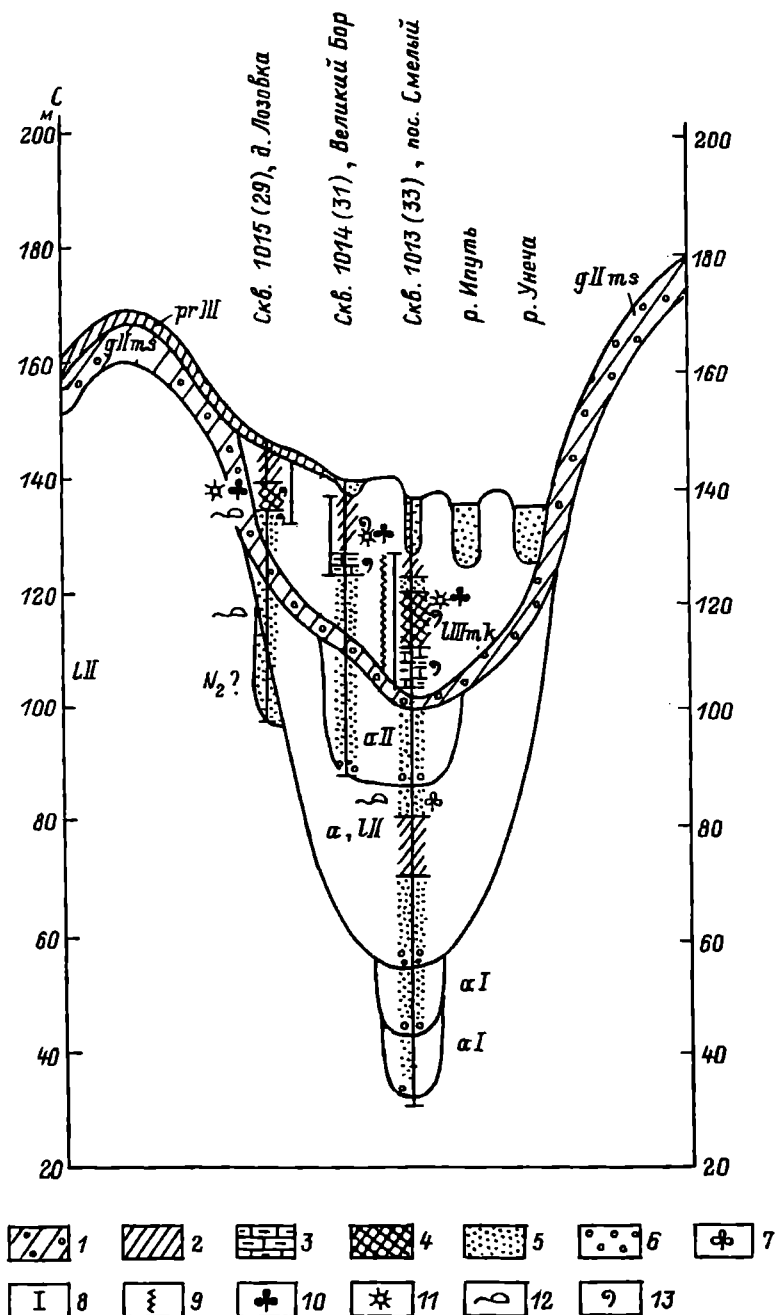


Рис. 4. Строение четвертичных отложений в районе пос. Смелый.

1 — суплилки морские, 2 — суплилки озёрные, 3 — мергели, 4 — гиттии, 5 — пески, 6 — гравий и галька, 7 — растительные остатки. Анализы: 8 — палинологические, 9 — диатомовые, 10 — карпологические, 11 — энтомологические; 12 — определения микротереофауны, 13 — моллюски.

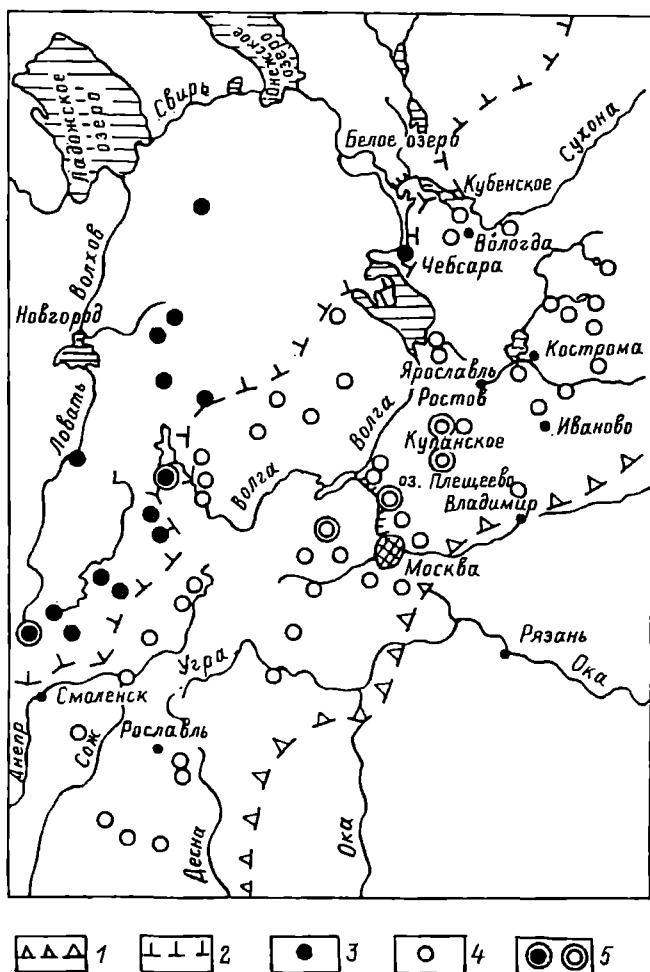


Рис. 6. Распространение микулинских и послемикунских озерных отложений. По В. В. Писаревой.

Границы оледенений: 1 — московского, 2 — валдайского, осташковского. Важнейшие разрезы микулинских отложений: 3 — перекрытые мореной, 4 — не перекрытые мореной, 5 — разрезы, в которых накопление озерных отложений продолжалось вплоть до средневалдайского времени.

похолодания и иссушения приходятся наиболее крупные перерывы в накоплении отложений. Южнее границы осташковского оледенения микулинские межледниковые отложения нигде не перекрыты мореной.

Осташковское оледенение охватывало только северо-западную часть рассматриваемого района до линии Рудня—Нелидово—Вышний Волочек—Пестово (рис. 2). Микулинско-средневалдайские озерные отложения здесь перекрыты мореной, на поверхности западины достаточно широко представлены позднеледниковые и современные озерные отложения.

Таким образом, имеющиеся обширные и разнообразные материалы позволяют установить время зарождения озер и развитие их на протяже-

нии различных этапов раннего, среднего и позднего плейстоцена. Как показывают результаты исследования, распространение озер четко контролируется границами предшествовавшего оледенения. Накопление озерных отложений обычно начиналось в позднеледниковое время и продолжалось во время межледниковья вплоть до начала последующего оледенения; зарождение озер в термокарстовых западинах относилось ко времени интенсивного таяния льда. Наибольшее количество современных озер сосредоточено в области распространения последнего — ошашковского — ледникового покрова. Среди них часто встречаются рытвинные озера, вытянутые по направлению движения ледника — с северо-запада на юго-восток. Значительно сокращается количество озер на территории развития московского ледникового покрова.

Здесь сохранилось несколько крупных озер, приуроченных к ложбинам ледникового выпавивания (Неро, Плещеево, Галичское и др.), и отдельные мелкие озера, образовавшиеся в наиболее глубоких замкнутых западинах на поверхности московской морены. В области древнейшей — раннеплейстоценовой — ледниковой морфоскульптуры озера ледникового происхождения практически отсутствуют. Современные озерные бассейны в основном старичные.

Озера как элемент ледникового ландшафта на территории юго-восточного склона скандинавского ледника, особенности их динамики¹

Ледниковая морфоскульптура и ее элементы — холмисто-грядовый рельеф, равнины гляциодепрессий, ложбины стока, озерные ванны — образуют ведущее звено современных ландшафтов на Северо-Западе европейской части России. Составляющие ледникового ландшафта формировались, преобразовывались и приобретали современный облик неодновременно. Динамика ледника менялась в ходе последней дегляциации от последовательно регрессивной (18—15,5 тыс. лет назад) до трансгрессивно-регрессивной (примерно до 12 тыс. лет назад) и затем преимущественно языковой регрессивной (Фаустова, 1994). Ледниковые литоморфоконплексы и связанные с ними озера получили различную морфологическую выраженность и сразу же приобрели неодинаковую степень устойчивости к последующим изменениям, происходившим начиная с рубежа позднеледниковье—голоцен до настоящего времени.

Холмисто-грядовый рельеф маргинальных зон, а также радиальных зон (формировавшихся на участках конвергенции и дивергенции льдов) приобрел современные черты уже в течение последней дегляциации, после ухода ледника. Рельеф гляциодепрессий запаздывал в своем становлении в связи с постепенным освобождением порогов стока, снижением уровня приледниковых озер, образованием сквозных радиальных ложбин и регенерацией речной сети.

¹ М. А. Фаустова.

Возникновение озерной сети, обусловленной деятельностью ледника и его распадом, отражает непосредственную связь типов озер с типами ледниковых комплексов, формировавшихся в ходе дегляциации. В переднотеррасной части краевых комплексов, как правило, формировались ложбинно-рытвинные озера четковидного строения и вытянутой формы, а во внутренней — так называемые малые озера изометрической формы. Во внутренних гляциодепрессиях одновозрастных краевых комплексов возникали некрупные лопастевидные озера внутриледникового типа, а в гляциодепрессиях между разновозрастными краевыми зонами формировались обширные приледниковые водоемы. Морфологическая эволюция озер в конце позднеледниковья и послеледниковья тесно связана с этапами регенерации речной сети, спуска приледниковых и внутриледниковых бассейнов и таянием мертвых льдов, пломбировавших наиболее пониженные участки гляциодепрессий, межхолмных котловин и ложбин. Устойчивость озерного рельефа к последующей трансформации, начиная от рубежа позднеледниковье—голоцен, определяется типом ледникового литоморфокомплекса и его возрастом.

Динамика озерного рельефа (изменение площади палеоозер по отношению к современной заозеренности) во время последнего оледенения изучалась на территории юго-восточного склона Скандинавского ледникового покрова, а именно — часть Чудского потока и Ладожского ледникового потока. Это Тверская область и часть Псковской области, где находятся широко известные, наиболее многочисленные и живописные озера Северо-Западного региона (рис. 7).

В максимальную стадию последнего оледенения южнее границы его распространения существовали благоприятные условия для оттока талых вод в долины Днепра и Волги, predetermined строением дочетвертичного и довалдайского рельефа. Здесь формировались кратковременные мелководные приледниковые водоемы и четковидные озера в расширениях долин рек. Эти озера оказались спущенными уже в самом начале деградации ледников, и сейчас эта территория, согласно нашим подсчетам, имеет самый низкий коэффициент заозеренности (в основном менее единицы). Исключение составляют только те участки, где водоемы существовали со среднечетвертичного времени, занимая самые глубокие понижения, например на левобережье Волги у г. Твери. Морфология озерных котловин соответствует двум основным генетическим типам озерных ванн — четковидным в долинах рек и изометричным с неопределенными очертаниями, окруженным заболоченными пространствами. Последние возникли на месте пониженных участков рельефа.

На территории первого этапа дегляциации, освободившейся ото льдов до 15.5 тыс. лет назад, в бассейнах верховьев Западной Двины и Волги в период от 16—17 до 15 тыс. лет назад образовались сравнительно глубокие водоемы с полустойным режимом (Касплянское, Межинское и другие озера). Они оказались приуроченными к понижениям крупных гляциодепрессий ледниковых языков. Смена приледникового режима осадконакопления озерным, сокращение и обмеление озер происходило довольно быстро. Этому способствовало формирование сетчатой системы стока, состоящей из маргинальных и радиальных ложбин, последние из которых сначала функционировали в подледном режиме. Итак, уже на

первом этапе дегляциации, имевшей скачкообразный регрессивный характер и происходившей на фоне холодного климата, началось освобождение путей стока на юг и запад. Это сокращение площади приледниковых озер фиксируется изменением типа осадков, а именно — сменой тонкослоистых глин и алевроитов неслоистым суглинком и песчаным материалом, часто залегающими трансгрессивно. В ряде разрезов озерной серии отмечается перерыв в осадконакоплении, что может соответствовать кратковременному периоду безозерного режима. Однако в центральных и глубоких участках низин озера продолжали существовать, судя по разрезам с непрерывной толщей озерных глин.

Начало второго этапа дегляциации, трансгрессивно-регрессивной, происходило на фоне начавшегося потепления в послелепсовское, послепомеранское время и сопровождалось формированием активных небольших (радиусом в 8—10 км) ледниковых языков. В это время остаточные озера на более южной территории (в бассейне Западной Двины) практически не изменили очертаний, а на новой территории, освобожденной ото льдов (бассейн Ловати и Великой), образовались мелководные проточные озера в небольших языковых гляциодепрессиях и возникли наиболее обширные для этого района приледниковые озера в крупных, тектонически предопределенных гляциодепрессиях, например Среднеловатское, Новгородское и др. Конфигурация этих озерных бассейнов изменялась очень быстро, поскольку даже очень крупные по площади озера оставались мелководными, что фиксируется в серии осадков (алевритово-песчаная серия). Мелководные озера следовали за краем отступавшего ледника в виде заливов при освобождении порогов стока. Примерно за три тысячи лет озера сместились на расстояние 270 км.

Особенностями озерного этапа на втором периоде дегляциации явились, во-первых, быстрое изменение конфигурации озер и, во-вторых, — формирование самых многочисленных изолированных озер подпрудного типа в замкнутых языковых гляциодепрессиях (примером могут служить Жижицкие озера, Привалдайское озеро) и мелких (малых) озер в краевых зонах.

К концу этого озерного этапа на месте спущенных приледниковых озер стали формироваться участки рек (например, Западной Двины и Ловати) с лестницами локальных террас. Сток в южном направлении, в бассейн Верхнего Днепра, сменился стоком на запад. Остаточные озера везде стали приобретать современный облик, сохраняя, однако, неправильную конфигурацию котловин, характеризовавшуюся множеством лопастей-заливов. Коэффициент озерности для территории, освободившейся ото льдов в интервале от 15.5 до 136 тыс. лет назад, довольно высокий и составляет для площади 8 тыс. км² 4—6. К концу второго периода дегляциации на рубеже позднеледниковье—голоцен, когда сформировалась речная сеть Балтийского водосбора, к югу от современного оз. Ильмень на месте приледниковых водоемов остались низины, сложенные озерно-аллювиальными осадками, и маленькие озера в наиболее пониженных участках гляциодепрессий.

Особую группу образуют озера маргинальных и радиальных возвышенностей. Во время второго озерного этапа они были особенно многочисленными, что связано с характером дегляциации. Трансгрессивно-регрессивная дегляциация шла с образованием целой системы крупных и мелких

радиальных возвышенностей в зонах конвергенции и дивергенции активных ледниковых языков. Однако активность ледникового края быстро падала, и фаза омертвления льда и поверхностного таяния стала играть большую роль. Возникшие в таких условиях озера относятся к типу малых озер. Морфология их котловин обусловлена типом рельефа и отличается наибольшей консервативностью, а сами озера — долговечностью.

Среди озер маргинальных зон первого и второго этапов дегляциации выделяются системы ложбинно-рытвинных озер, приуроченных к путям ледникового стока. Их заложение начиналось чаще всего подо льдом, а окончательное освобождение произошло после таяния ледяных пломб и было связано с аллередом. Ложбинно-рытвинные озера ориентированы вкрест простирания маргинальных форм и во многих случаях наследуют линии контакта или дивергенции ледяных струй, часто бывают предопределены особенностями довалдайского рельефа, например следуют линиям разрывных нарушений (Фаустова, 1973). Ложбинно-рытвинные озера образуют системы параллельного или дендровидного типа. Их характерной особенностью, отмечавшейся многими исследователями, является конвергенция в одну точку, где располагаются ледниковые ворота.

К особому озерному этапу в конце позднеледниковья и соответственно второго периода дегляциации следует отнести аллеред. Это время прежде всего характеризуется увеличением озерности за счет формирования озер гляциокарстового происхождения с характерной округлой морфологией котловин. На месте многих таких озер сейчас остались многочисленные замкнутые понижения диаметром до полкилометра. Их особенно много в маргинальных и радиальных зонах. Характерной особенностью озерного этапа аллередского времени является, во-первых, приобретение современных очертаний озерными котловинами и, во-вторых, — накопление первых озерных осадков с участием органогенного материала. На рассматриваемой территории отложения с большим содержанием растительных остатков и гитты также известны в разрезах осадков озер Малый Иван, Усвятское и озерно-аллювиальной депрессии у Понизовья Смоленской области (Санько, 1987; Борисова, 1994). Интересно, что на соседних территориях аккумуляция органогенных отложений началась в более раннее время; в Белоруссии — в бёллинге, в Южной Эстонии — с 12.7 тыс. лет назад (Илометс и др., 1983), а в Германии — в период от 12.6 до 12.0 тыс. лет назад.

Во время молодого дриаса перигляциальные процессы, вызвавшие смещение материала по склону, не сказались на изменении морфологии котловин. Последующие колебания климата в голоцене проявились главным образом в обмелении и зарастании неглубоких озер в гляциодепрессиях. Судя по палинологическим данным, наиболее активно этот процесс происходил в оптимум атлантического времени (в бассейне р. Межи, например, ему соответствуют осадки, датированные 6360 тыс. лет назад).

Наибольшие изменения морфологии котловин и очертаний озерных ванн в течение позднеледниковья, как это было видно, произошли у гляциодепрессионных озер. Меньше всего изменились озера в краевых комплексах. У многих из них до сих пор отсутствуют террасы, а процесс заболачивания идет не так интенсивно.

**Морфометрические показатели, полученные с помощью анализа аэрофотоснимков
и топокарт (валдайская ледниковая эпоха)**

Показатели	Максимальная стадия (Смоленская и Тверская области)			Вепсовская стадия (Тверская область)		
	Полого- волнистая моренная равнина	Мелкохолмистый	Среднехолмистый	Полого- волнистая моренная равнина	Мелкохолмистый	Среднехолмистый
Коэффициент заозерности	0.05с	0.08	0.0	0.60	3.60	3.00
Густота эрозионной сети в озеровидных понижениях, км/км ²	0.64с	0.38с 0.40т	—	0.70	0.32	0.60
Количество озеровидных понижений, имеющих дренаж, в % от общего числа	82с 100	61	—	50	73	90
Длина линейных эрозионных форм низкого порядка (промоин и ложков), км/км ²	0.05с	0.05с	—	0.49	0.31	0.40
Длина линейных эрозионных форм более высокого порядка (ложбин и лошин), км/км ²	0.09с От 0.33 До 0.62 т	0.22с 0.27т 0.56т	—	0.26 0.13	0.03 0.03	0.03 0.30

Примечание. Области: с — Смоленская, т — Тверская.

При специальном морфометрическом изучении трех типов рельефа, сложенного моренным суглинком (а именно — моренной равнины, мелко- и среднехолмистого рельефа), опорой служили дешифрирование аэрофотоснимков и полевые исследования на ключевых участках Смоленской и Тверской областей, которые показали, что различия в скорости трансформации ледникового рельефа определяются прежде всего типом морфоскульптуры, а затем — гляциодинамическим строением территории и уже потом — ее возрастом.

Основное внимание было уделено процессам эрозионной переработки рельефа временными водотоками. Выявилось, что мелкохолмистый рельеф является наиболее устойчивым и консервативным элементом ландшафта. Он приобрел современный облик в позднеледниковье и вступил в фазу стагнации в начале голоцена, сразу после его консервации под растительным покровом. Моренная равнина и среднехолмистый моренный рельеф менее устойчивы к процессам вторичной переработки и быстрее изменяют свои черты (Дегтярев, Фаустова, 1996). Можно полагать, что на темп эволюции озерных ванн для перечисленных типов рельефа будут влиять два фактора — устойчивость всего морфолитокомплекса к последующей трансформации и возраст территории. Из табл. 3 видно, что заозеренность валдайского рельефа вепсовской стадии выше для всех рассматриваемых типов рельефа, но освоение берегов озерных котловин эрозией идет различно. Так, для холмистого рельефа вепсовского возраста характерны

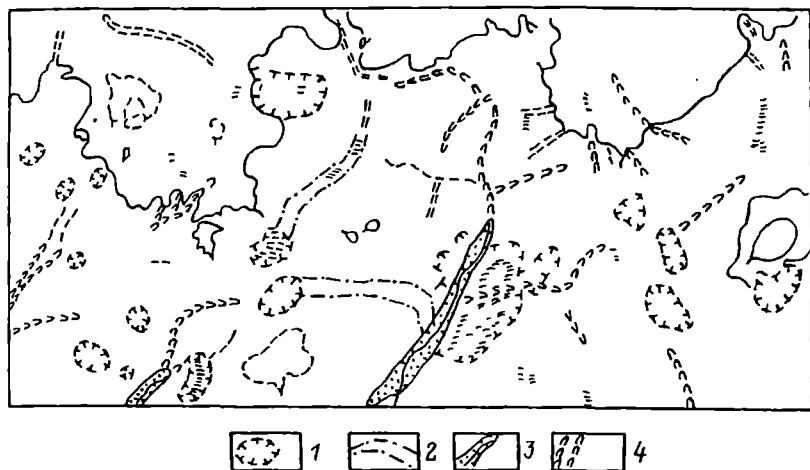


Рис. 8. Озеровидные понижения среди мелкохолмистого рельефа максимальной стадии валдайского оледенения. Смоленская область. Масштаб 1:50 000.

1 — озеровидные понижения, 2 — речные долины, 3 — ложбины стока, 4 — линейные эрозионные формы (ложбины, лощины).

водотоки только низкого порядка (эрозионные борозды, промоины, ложки).

Итак, озера по сравнению с другими формами ледникового рельефа являются самыми динамичными. В течение интервала от 18 до 10 тыс. лет на данной территории многие из озер испытали несколько этапов расширения и сокращения площади (рис. 7, 8). Это в первую очередь касается приледниковых озер, переживавших периоды обмеления и обводнения, а также смещения за отступавшим ледниковым краем. Большое количество озер появилось вновь в конце позднеледникового, но от некоторых остались только округлые заболоченные понижения. Перигляциальные и эрозионные процессы, протекавшие с конца позднеледникового, практически не изменили первоначальный облик озерных котловин.

Роль термического режима плейстоценовых ледников в происхождении озерных котловин севера Восточно-Европейской равнины¹

Генетическая связь многих озерных котловин с оледенением, и в первую очередь — моренно-плотинных и просадочных гляциокарстовых, известна; однако только в последние два десятилетия благодаря ускоренному развитию гляциологии и палеогляциологии наметились конкретные условия и механизмы образования наиболее крупных озерных бассейнов, связанных с экзарационной деятельностью ледников. Важнейшим фактором локализации выпаивающего воздействия ледника на ложе, приводя-

¹ В. Д. Тарноградский, Ф. А. Каплянская.

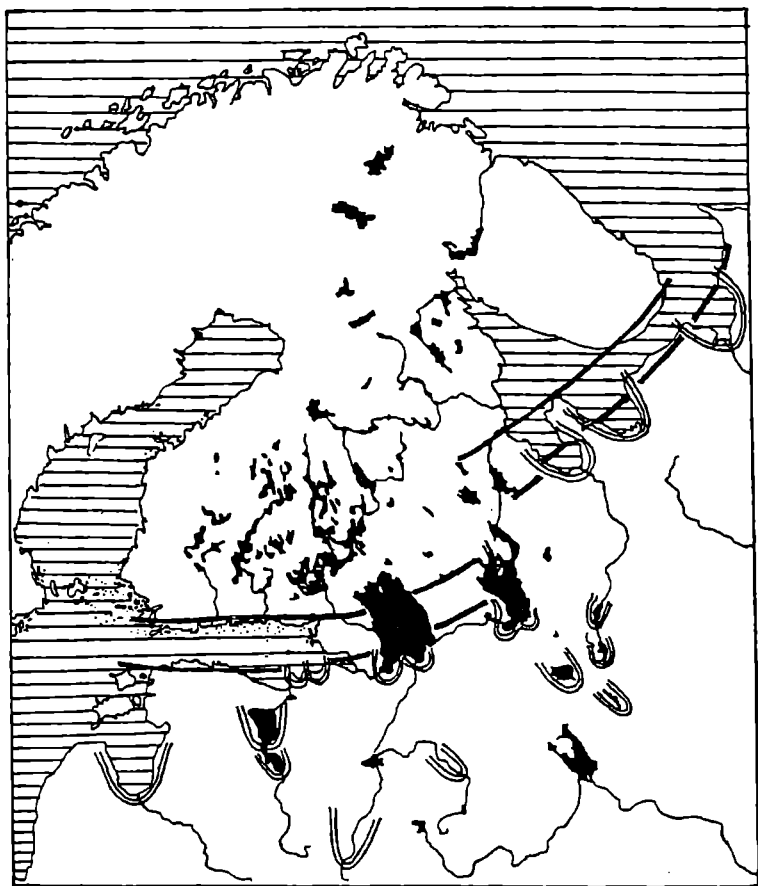


Рис. 9. Генеральная экзарационная рытвина на севере Восточной Европы (утолщенные линии). Обозначены также некоторые лопастные (языковые) гляциоструктуры (двойные линии).

щего к созданию замкнутых впадин, подчас грандиозных по своим размерам, служит температурный режим у подошвы ледникового покрова, изменчивый в пространстве и времени.

Крупнейшие озера Европы — Ладожское и Онежское — принадлежат к полосе водоемов, которая неровной дугой окаймляет Балтийский кристаллический щит. Сюда помимо них входят Балтийское море к югу от Аландских островов, Финский залив и Белое море (рис. 9), а также понижения средней Швеции и Норвежский желоб (Квасов, 1975). Вместе они образуют единую ложбину длиной в тысячи километров, в которой глубокие впадины чередуются с пологими седловинами.

С внешней стороны ложбина ограничена глинтами — куэстовыми уступами, сложенными более прочными осадочными породами чехла Восточно-Европейской платформы, залегающими моноклинально. Внутреннюю сторону дуги образует широкий, полого наклоненный к ней скат

Балтийского кристаллического щита с его радиально ориентированным мелкоозерным и друмлиноидным рельефом. Северные берега водоемов принадлежат к шхерному типу и представляют собой полузатопленный друмлиноидный рельеф; для южных берегов, расположенных с внешней стороны, характерен фестончатый рисунок с полуовальными и полукруглыми заливами разного размера, представляющие собой второстепенные осложнения края главной ложбины. К заливам такого типа относятся Рижский залив, Лужская и Копорская губы Финского залива, бухта Петрокрепость и Волховская губа Ладожского озера, Сви́рская губа Онежского озера, Онежский и Двинский заливы Белого моря.

Распространенным является убеждение в тектонической природе всей ложбины, как бы приуроченной к древней шовной зоне между Балтийским кристаллическим щитом и Восточно-Европейской платформой. В противоположность этому Д. Д. Квасов (1975, 1976) связал образование дуги впадин не с тектоническими процессами, а с деятельностью Скандинавского ледникового щита. По Д. Д. Квасову, она приурочена к зоне наиболее интенсивного выпихивания, причем эта зона занимала закономерное положение в ряду концентрических палеогляциологических зон, располагаясь между зонами незначительной экзарации и транспортировки моренного материала.

Исследования последних лет подтвердили представление о денудационном происхождении этой дуги, получившей название «генеральной отрицательной формы» (Амантов, 1990; Малаховский, 1995), и показали, что вдоль современной границы кристаллического щита крупных разломов, флексур, связанных с этой границей, не обнаруживается и что сколько-нибудь значительных дифференцированных тектонических движений здесь не было начиная с венда.

Поверхность кристаллического щита постепенно погружается в сторону платформы, плавно переходя в ненарушенную допоздневендскую денудационную поверхность ее фундамента. Сколько-нибудь значительных новейших тектонических смещений, кроме локальных сбросов и флексур малой амплитуды, здесь не встречено (Амантов, 1992а, 1992б).

В пределах кристаллического щита многочисленны останцы пород платформенного чехла, состав и мощности которых вместе с остатками на его окраине допоздневендского пенеблена в виде участков вершинных поверхностей свидетельствуют, что ранее пространство щита являлось продолжением Восточно-Европейской платформы, откуда осадочные породы были удалены денудацией, неглубоко затронувшей обнажившийся фундамент (Малаховский, Амантов, 1991; Amantov, 1995b).

Эти факты говорят о том, что дугообразное понижение на границе кристаллического щита и платформы представляет собой экзарационную рывтину, поперечную по отношению к линиям тока льда в Скандинавском ледниковом щите, а разная глубина выпихивания вдоль нее, обусловившая чередование переутлублений и перешейков, по большей части связана с различной устойчивостью пород.

На Северо-Американском континенте Канадский кристаллический щит обрамляет аналогичная, но еще большая по размерам генеральная ложбина. В ней располагаются зал. Св. Лаврентия, долина р. Св. Лаврентия, Великие озера, озеро Лесное, Виннипег, Виннипегосис, Манитоба, Большое Невольничье, Большое Медвежье и ряд других (рис. 10).

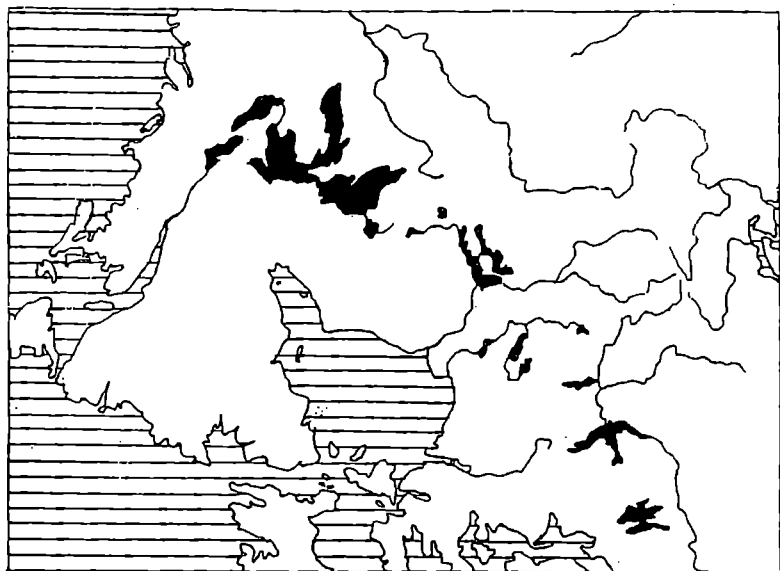


Рис. 10. Дугообразное расположение крупных озер на Северо-Американском континенте.

Сходство геологического строения и устройство поверхности областей развития плейстоценовых ледниковых щитов — Скандинавского в Европе и Лаврентийского в Северной Америке — отметил В. Вайт (White, 1972), который также пришел к выводу о ледниковом денудационном происхождении современного рельефа этих областей. Генеральная дугообразная ложбина вдоль границы Канадского кристаллического щита и Северо-Американской платформы, как и в Европе, имеет асимметричный поперечный профиль. Ее пологий внутренний склон образован скатом кристаллического щита с остатками откопанного пенеппена и останцами платформенных осадочных пород, а внешний представляет собой крутой уступ, выработанный в чехле платформенных отложений.

Сходство геологического строения и рельефа обоих щитов и зон их сочленения с платформами привело А. В. Амантова (1993), как и В. Вайта, к выводу об одинаковом генезисе и молодом, плейстоценовом, возрасте современных фигур щитов. Ведущая роль в их образовании наряду с экзарационными процессами отводится гляциоизостатическим прогибаниям — поднятиям и перераспределению вязкого подкорового вещества астеносферы в связи с ледниковой нагрузкой.

Сосредоточение экзарации в определенных зонах вокруг внутренних впадин эти авторы объясняют существованием во время оледенения кольцеобразных валов, компенсирующих гляциоизостатическое проседание под центрами ледниковых щитов, аналогичных береговым хребтам Антарктиды и Гренландии и срезаемых ледником по мере их поднятия. Предполагается, что зоны поднятий находились на периферии ледниковых щитов, где нагрузка льда практически отсутствовала из-за малой его мощности. Однако пояс максимального проявления экзарационных про-

цессов и расположения компенсационных поднятий приходится на площадь, где мощность льда была еще велика. В существующих моделях Скандинавского ледникового щита во время последнего оледенения альтиту́да его поверхности вдоль генеральной ложбины оценивается величиной от 1000 до 2000 тыс. м и более (Hughes *et al.*, 1981; Гросвальд, 1983, 1988; Boulton *et al.*, 1975; Grosvald, Hughes, 1995), а мощность (с учетом изостатического прогиба) — от 1800 («Палеогеография Европы...», 1982) до 2800 м (Everhoi *et al.*, 1993). В 2500 м и более оценена альтиту́да его поверхности здесь для времени максимального оледенения (Hughes, 1985). Нагрузка на ложе в этой зоне была очень значительной, и в этом заключается ее отличие от зоны прибрежных хребтов Антарктиды и Гренландии, которые по большей части полуприкрыты льдом, а основная его масса расходуется в узких выводных ледниках, пересекающих хребты по глубоким трогам.

Изостатическая концепция тем не менее не объясняет причин приуроченности следов усиленной экзарации к определенной сравнительно неширокой полосе вокруг центральной области ледниковых щитов, в позднем плейстоцене находившейся от края щита на расстоянии не менее, чем 400—500 км, а во время максимального оледенения еще дальше. Объяснение находится при изучении внутренних закономерностей их объяснения и прежде всего термического режима на границе ледник—ложе, что стало возможным благодаря количественному моделированию распределения температур в ледниковых щитах прошлого.

К факторам, определяющим температурный режим у подошвы ледников, относятся: скорость аккумуляции снега на его поверхности и его температура, величина геотермического теплового потока, среднегодовая температура воздуха, скорость движения льда у поверхности, в толще и возле ложа ледника, количество и температура талых вод (Menzies, 1995). В зависимости от их сочетания температуры льда у подошвы могут колебаться от точки плавления при данном давлении ($0 \div -3$ °C) до ($-15 \div -18$ °C). Под «теплым» льдом, имеющим температуру плавления, породы ложа находятся в талом состоянии, а под льдом с более низкой температурой — в мерзлом, причем лед прочно смерзается с субстратом. При устойчивых отрицательных температурах субгляциальная мерзлота является постоянной, при кратковременных колебаниях температуры или давления возле точки таяния примерзание ледника к ложу является кратковременным.

Под мощными равнинными ледниковыми щитами с течением времени, как показали расчеты, устанавливается распределение базальных температур в виде нескольких субконцентрических зон, в соответствии с которыми распределяются и преобладающие гляциогеологические процессы (Hughes, 1973, 1981; Sugden, 1977, 1978; Moran *et al.*, 1980; Eyles, Menzies, 1983). Термальная и гляциогеологическая зональность для щитов умеренных широт северного полушария представляется схематически в следующем виде на рис. 11 (Каплянская, Тарноградский, 1993). Под центром щита располагается внутренняя талая зона, где температура плавления поддерживается внутриземным теплом, а большая мощность льда надежно защищает ложе от выхолаживания. Направление течения льда в ее середине в основном нисходящее, экзарация и аккумуляция здесь

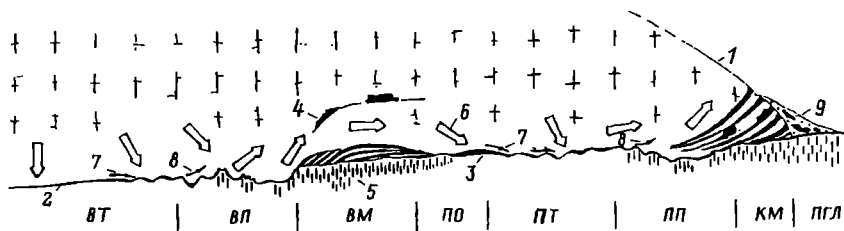


Рис. 11. Схема проявления экзарации и аккумуляции в различных термических зонах у ложа ледникового щита (см. текст).

Термические зоны: ВТ — внутренняя талая, ВП — внутренняя примерзания, ВМ — внутренняя мерзлая, ПО — периферийная (внешняя) оттаивания, ПТ — периферийная (внешняя) талая, ПП — периферийная примерзания, КМ — красная мерзлота, ПГЛ — перигляциальная. 1 — поверхность ледника, 2 — ложе ледника, 3 — морена, 4 — отторженцы, 5 — подледниковая мерзлота, 6 — направление движения льда, 7 — сток талых вод, 8 — примерзание талых вод к подошве ледника, 9 — абляционная красная морена.

проявляются слабо. По периферии этой зоны горизонтальные скорости придонного льда возрастают вместе с количеством талой воды. Скользящий по ее пленке ледник производит абразионную работу, следы которой имеют продольную по отношению к течению льда ориентировку. Абразионный процесс имеет свойство самоусиления в уже выработанных ложбинах.

Хотя интенсивность абразии и величина общего срезания подстилающей ледниковый щит поверхности нарастают к периферии внутренней талой зоны, результат этих процессов невелик, материал практически не попадает в тело ледника ввиду повсеместного донного таяния.

Во внутренней зоне примерзания важную роль в термическом режиме играет охлаждение подошвы ледника за счет притока холодного льда с поверхности центральной области щита, и экзарационная работа достигает максимума. Эта зона делится на две подзоны. В первой подзоне, граничащей с внутренней талой зоной, ложе в большей своей части остается талым, но прибывающая из центра талая вода постоянно намерзает на подошву ледника, выделяющееся при этом тепло препятствует смерзанию ледника с ложем. При намерзании талой воды в приподошвенную часть ледника попадает раздробленный и истертый материал пород ложа, и таким образом абразия здесь усиливается. Во второй подзоне охлаждение нарастает, количество талой воды убывает и ледник участками начинает прочно примерзать к ложу сначала на вершущах положительных форм, где и температура, и давление ниже, а затем — и на более обширных участках с образованием малоомощной субгляциальной мерзлоты. Вследствие этого массовое развитие получает еще один мощный процесс экзарации — плакинг — срыв примерзших блоков и плит подстилающих пород с ложа ледника и прежде всего — с положительных форм рельефа. Отрыву блоков скальных пород способствует их трещиноватость, плиты осадочных пород отделяются по менее прочным слоям. Характер течения льда в этой зоне меняется от растягивающего или равномерного, свойственного талой зоне, к так называемому сжимающему, что связано со все усиливающимся торможением из-за все большего примерзания к ложу. В придонной части ледника образуются поперечные

наклонные против течения льда разломы, по которым задние чешуи льда надвигаются на передние. Вдоль таких разломов моренный материал, глыбы и плиты пород ложа поднимаются от подошвы ледника на более высокий уровень и могут транспортироваться на дальние расстояния. Пятна субгляциальной мерзлоты в дистальном направлении сливаются, образуя сплошную внутреннюю мерзлую зону, где ледник проморожен до основания. В ее проксимальной части, где мощность мерзлоты не слишком велика, также имеются условия для срыва мерзлого слоя подстилающих ледник пород в виде крупных отторженцев. В целом же для этой зоны характерно движение льда в придонных слоях за счет его внутренней деформации (крипа), осложненной разрывами-сколами. Мощность субгляциальной мерзлоты постепенно возрастает настолько, что возможность срыва пород по ее подошве сходит на нет.

Чешуйчатая структура придонного льда во внутренней мерзлой зоне быстро преобразуется в слоистую; происходит обогащение нижних слоев ледника моренным материалом. По этой причине, а также благодаря уменьшению пластичности льда с понижением температуры насыщенные мореной слой льда теряют способность к движению и постепенно отслаиваются от подошвы ледника в виде пластов основной льдистой морены. Таким образом, граница между областью с преобладающей экзарацией и областью транспортировки и отложения морен в общем совпадает с границей термальных базальных зон — внутренней зоны примерзания и внутренней мерзлой зоны.

Далее к периферии щита приподошвенный температурный «климат» ледникового щита начинает отклоняться снова в сторону потепления, создающего зону оттаивания. Главная причина — выделение деформационного тепла, связанное с общим ускорением течения, которое здесь в отличие от вышеперечисленных зон становится дифференцированным на отдельные ледяные потоки, разделенные перемычками менее подвижного и более холодного льда. Местоположение быстрых ледяных потоков бывает обусловлено подледным рельефом. Под потоками ложе вновь становится талым, возобновляется скольжение и появляется подледный сток талых вод. Совокупность ледяных потоков создает внешнюю талую зону, четко видную в плане, поскольку она состоит из отдельных «лотков» ледяных потоков с ускоренным скольжением льда по слою талой воды или разжиженного грунта, разделенных межпотоковыми полосами медленного движения, где могут преобладать условия сухого мерзлого ложа. Для этой зоны характерно донное вытаивание морены, а подледный сток концентрируется здесь в каналах-туннелях.

Ближе к краю щита каждый из ледяных потоков проявляет себя как выдающаяся за его пределы лопасть или язык. В их дистальной части из-за абляции мощность льда становится невелика, он не оказывает достаточного теплоизолирующего эффекта, и в прикраевой зоне происходит новое охлаждение ложа и ледника — формируется внешняя зона примерзания, где, как и во внутренней, сначала к подошве ледника примерзает талая вода, а затем и сам ледник — сначала участками, затем сплошь — примерзает к ложу. Так осуществляется переход к узкой, рассеченной подледными каналами стока талых вод, внешней — краевой мерзлой зоне, которая, в сущности, является продолжением перигляциальной мерзлоты

под край ледника. Во внешней зоне примерзания, как и во внутренней, преобладает интенсивная экзарация — сперва за счет намерзания талых вод с частицами пород на подошву ледника, затем — за счет плакинга на промерзших участках его ложа. Строение ледника становится чешуйчатым, с поперечными надвигами, причем, в чешуях кроме мореносодержащего льда часто участвуют пласты и фрагменты подстилавших лопастей пород. Нагроможденные чешуи при отмирании лопастей и языков составляют основу краевых ледниковых образований, отмечая очертания лопасти или языка. После отступления ледника здесь остается характерное сочетание экзарационных впадин, часто овальных в плане (White, 1972) и окаймляющих их извне конечно-моренных подковообразных гряд. Вместе они образуют характерные лопастные или языковые гляциоструктуры, многократно описанные в литературе.

В регрессивную фазу оледенения при геологически быстром отступании фронта щита многие из ледяных потоков сохраняли свое направление и задержки их края создали радиальные цепочки последовательных языковых гляциоструктур. Фестончатые пояса таких гляциоструктур после окончательной дегляциации покрывают большую часть площади оледенения, сильно затупевывая и преобразуя, но не стирая полностью следы зонального распределения геологических процессов. Осадки приледниковых озер, следовавших за ледниковым краем, занимают выработанные в ложе депрессии — прежние вместилища языков и лопастей.

Расчет температурных условий на ложе Лаврентийского ледникового щита в фазу его максимального развития (Sugden, 1977) показал, что реконструируемые термические зоны удовлетворительно соответствуют наблюдаемым главным чертам распределения рельефа и осадков. Поскольку зональность ледниковых осадков и рельефа Скандинавского щита является аналогичной зональности Северо-Американского щита, представляется естественным применить принцип термозонального контроля гляциогеологических процессов (Каплянская, Тарноградский, 1993) и к Скандинавскому ледниковому щиту, а также попытаться с этих позиций истолковать зональность их проявления.

Центральная впадина Ботнического залива с большими участками остатков платформенного покрова принадлежит к зоне сохранения доледникового рельефа (Квасов, 1976). Здесь располагалась центральная часть внутренней талой области с преобладанием нисходящего движения льда, а ее вогнутость объясняется неполной компенсацией глубокого изостатического погружения. На Балтийском щите полоса продольно ориентированного озерного и сельгового рельефа аналогична поясу ареальной экзарации на Канадском щите, также состоящему в основном из сочетания скальных друмлинов, ориентированных озерных впадин, борозд и желобов. Такой рельеф свойствен условиям периферической части талой зоны и особенно — проксимальной подзоне зоны примерзания, где абразия достигает максимума.

Дугообразное понижение, опоясывающее Балтийский кристаллический щит, — поперечная генеральная рытвина и есть следствие локализации здесь зоны примерзания с максимальным развитием абразии в ее проксимальной подзоне и срыва (плакинга) пород с примороженных участков ложа — в дистальной. Из последней происходят наиболее

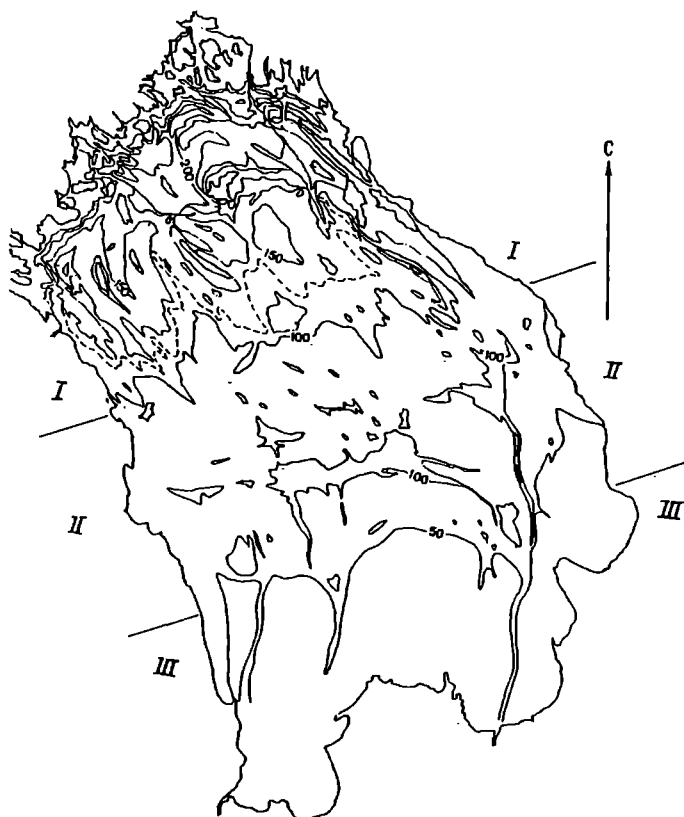


Рис. 12. Рельеф поверхности дочетвертичных пород под дном Ладожского озера. По А. Амантову (Amantov, 19956).

I—III — гляциоморфологические районы (см. текст).

крупные отторженцы осадочных пород, достигающие по объему нескольких кубических метров и унесенные к югу и юго-востоку на сотни километров (Малаховский, Амантов, 1991) в область аккумуляции морен.

Явления, свойственные зоне примерзания, в частности, отражают рельеф поверхности дочетвертичных пород под дном Ладожского озера. На севере он резко расчленен продольными ложбинами глубиной иногда более 300 м (рис. 12, I) и соответствует максимуму проявления абразии. Южнее он замещается плоским рельефом (рис. 12, II), выровненным повсеместным плакингом с отметками около 100 м и поперечными неровностями.

Резкая по большей части внешняя граница генеральной ложбины объясняется ее совпадением с подледными структурными уступами — глинтами, где подледниковая мерзлота сразу становилась сплошной и довольно мощной, что подавляло плакинг.

Таким образом, причиной образования генеральной экзарационной рывтины на Северо-Западе России следует считать существование здесь

под ледниковым щитом внутренней зоны примерзания, которая с проксимальной стороны граничила с талой, а с дистальной — с мерзлой базальными температурными зонами. Современный асимметричный профиль рывины отражает термически обусловленное распределение экзарационных процессов и изостатический перекося, который испытала экзарированная поверхность.

Генеральная рывина, вмещающая перечисленные выше крупнейшие водоемы, обязана своим происхождением покровному или щитовому (слабо дифференцированному на отдельные потоки) типу растекания льда, которое свойственно внутренним областям ледниковых щитов. Контуры внешних по отношению к центру оледенения берегов этих водоемов, современное распределение глубин в них, а также образование других менее крупных экзарационных впадин в более южных районах являются результатом деятельности четко выраженных ледяных потоков, свойственных периферии ледниковых щитов.

Последовательное отступление оледенения, сопровождавшееся задержками края и временными стадийными его наступаниями, привело к тому, что на всей территории образовались многочисленные экзарационно-аккумулятивные лопастные и языковые гляциоструктуры, связанные с периферийными базальными зонами примерзания и мерзлыми, находившимися в конечных частях ледяных потоков (рис. 9).

Впадины, окруженные с дистальной стороны краевыми накоплениями, обычно выстланы основной мореной и ледниково-озерными отложениями; часть из них и ныне вмещает остаточные экзарационные озера лопастного и языкового типов. Так, в числе подобных озер с московским оледенением связаны озера Неро, Скорбеж, Петровское, Верстово (Асеев, 1967).

К максимальной фазе последнего оледенения относится обрамленная краевыми моренами впадина Кубенского озера (Соколова, 1967). С вепсовской стадией связывается впадина оз. Воже, а со сближенными краями вепсовской и крестецкой стадий — отчетливо выраженная впадина оз. Белого и обширная Ловатско-Куньинская лопастная структура, занимавшаяся озерами в прошлом (Малаховский, 1967).

Впадины оз. Лача и Мстинская (ныне дренированная) находятся в тылу морен, относимых к крестецкой стадии, а двойная Псковско-Чудская впадина связана с моренами лужской стадии. Здесь, кроме того, обнаруживается приуроченность заложения ледяного потока к доледниковому эрозионному врезу (Таваст, 1990).

Из данных геологической съемки следует, что во многих таких структурах впадины врезаны в дочетвертичные породы на глубину от 30—40 до 80—100 м и более. В других случаях они могли образоваться только за счет выпахивания морен и иных отложений предшествовавших этапов оледенения. Фронтальный уступ-ригель в дочетвертичных породах редко бывает выражен вполне отчетливо. В этом можно видеть либо следы водной его эрозии подледным стоком, либо следствие многократного проявления экзарации в лотках ледяных потоков, наследуемых от оледенения к оледенению.

Сложные соотношения форм рельефа возникли в лужскую и невскую стадии, когда край отступавшего щита приблизился к генеральной рыв-

вине. Ледяные потоки занимали наиболее глубокие ее части, и здесь происходило наложение вновь образующихся продольно ориентированных элементов на уже существовавшие поперечные. Таким образом возник наблюдаемый ныне фестончатый рисунок внешних по отношению к центру оледенения берегов крупных водоемов.

Нарвский, Лужский и Копорский заливы Балтики, два относительно мелководных и слабо врезаемых в коренные породы залива на юге Ладоги (рис. 12, III), южные заливы Онежского озера и юго-восточные Белого моря — результат моделировки впадин во время нахождения здесь лопастей и языков. Эти заливы находятся в тылу окаймляющих их краевых морен, где часто встречаются крупные отторженцы непрочных пород, захваченных со дна смежных впадин, например мгинских глин в моренах возле Лужской губы и юго-западнее Ладоги (Малаховский, Саммет, 1982; Краснов и др., 1995). Это свидетельствует о прикраевом примерзании ледяного потока. Следовательно, различия их режима были таковы, что во время оледенения более крупных, чем последнее, возрастала ширина термальных зон, находившихся дистальнее.

Развитие озерных водоемов в лопастных впадинах зависело от способа их дегляциации. Многие из впадин долгое время занимал мертвый след стагнировавших лопастей (Давыдова, 1985). Кроме перегруженности моренным материалом его всплыванию могло препятствовать и прочное примерзание к ложу, благодаря чему воды не могли проникнуть под ледник.

В свете современных представлений о тепловом режиме и динамике ледников конкретизируется положение о зональном ее проявлении (Асеев, 1974; Квасов, 1976; Лаврушин, 1976), что обусловило местоположение и форму впадин экзарационных озер.

Исследования осуществлены при поддержке РФФИ по проекту 95-05-14512.

ОЗЕРНЫЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СЕВЕРНЫХ ОБЛАСТЕЙ РОССИИ

История озер Кольского полуострова¹

Для Балтийского щита на протяжении длительного промежутка времени характерна тенденция к поднятию. Именно поэтому в его пределах лишь фрагментарно сохранились отложения отдельных отрезков палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Озерные отложения или какие-нибудь свидетельства их существования в прошлом пока обнаружены только в кайнозойских образованиях, вследствие чего краткое рассмотрение истории кайнозоя приобретает определенный интерес. Отложения палеогена установлены в одном пункте Финской Лапландии, расположенном примерно на широте города Кандавакши, в 50 км к западу от границы России (Hirvas, Tuppi, 1976). Там на кристаллических породах залегает палеогеновая морская глина. Перекрыта она тремя горизонтами морен. Кроме того, в четвертичных отложениях Кольского региона и Северной Финляндии встречаются реликты морских диатомей палеогена. Все это дает основание полагать, что в палеогене значительные площади северной части фенноскандинавского щита покрывались морем.

Неоген отличался от палеогена высокой тектонической активностью. В конце палеогена—начале миоцена произошло поднятие Кольского региона, после чего в его пределах начали накапливаться континентальные осадки. Об этом свидетельствуют находки только пресноводных неогеновых диатомей в четвертичных отложениях региона. По представлению С. А. Стрелкова (Стрелков и др., 1976), вертикальные перемещения блоков привели к образованию всех известных в настоящее время возвышенностей, гор и депрессий, но контрастность и расчлененность рельефа были меньше современных. С. А. Стрелков предполагает, что в этот же этап в результате обновления древних и заложения новых разломов возникла впадина Белого моря и Кольский полуостров оформился как полуостровной участок суши. Признаки стабилизации тектонического режима проявились в образовании педиментов и появлении коры выветривания гидрослюдистого типа, которая в отличие от каоли-

¹ В. Я. Евзеров, Л. Я. Каган.

новой имеет более тесную связь с современным рельефом. Она залегает как на мезозойской, так и на более молодой неогеновой поверхности (Афанасьев, 1977).

В плиоцене тектонические движения вновь активизировались. По аналогии с другими областями Севера России С. А. Стрелков допускает, что дифференцированность плиоценовых движений была большой, а сетка разломов более частой, чем на предшествующем этапе. Значительная часть шельфа северных морей была осушена, и речные долины врезались глубже современного уровня. По результатам бурения, обобщенным А. А. Никоновым (1967), устьевые участки древних погребенных долин Кольского полуострова располагаются в основном на отметках минус 40—60 м. На месте Белого моря, вероятно, возник замкнутый водоем.

В конце плиоцена произошло существенное похолодание, и в последующий четвертичный период на всем его протяжении климат оставался менее благоприятным, чем в миоцен-нижнеплиоценовое время.

По мнению ряда исследователей, например Д. Д. Квасова (Kvasov, 1978), оледенения в северном полушарии начались еще в плиоцене. К сожалению, данные по Балтийскому щиту не позволяют подтвердить или опровергнуть эту точку зрения. Наиболее полный разрез ледниковых отложений встречен в Северной Финляндии (Hirvas, Kujansuu, Tuppi, 1976; Hirvas, 1991). Здесь обнаружено шесть горизонтов морен, из которых нижний предположительно отнесен к кромерскому комплексу (Cromer complex). В восточном направлении, вероятно в связи с возрастанием экзарационного воздействия ледниковых покровов на породы ложа, разрез ледниковых отложений сокращается. В Кольском регионе установлено лишь четыре горизонта морен, отвечающих четырем верхним горизонтам Северной Финляндии. Нижний из них, сформировавшийся до микулинского (ээмского) межледниковья, рассматривается в качестве морены московского оледенения (Евзеров, Кошечкин, 1980). Он обнаружен в небольшом числе пунктов: на северо-восточных склонах Печенгских тундр, в районе Ковдорского массива щелочно-ультраосновных пород и южного побережья Кольского полуострова. В пределах побережья (восточная часть Кольского региона) морена московского оледенения залегает на кристаллических породах и элювии. Перекрывают ее морские осадки микулинского межледниковья. Синхронные им озерные и озерно-болотные отложения обнаружены в северных предгорьях Ловозерских тундр и в районе Ковдорского массива щелочно-ультраосновных пород (Евзеров, Кошечкин, 1980; Евзеров и др., 1985). Континентальные осадки во всех местонахождениях деформированы и растащены ледником, что не позволяет восстановить историю их формирования.

Три верхних горизонта морен, обнаруженные в Кольском регионе, отнесены, как и в Северной Финляндии (Hirvas, Kujansuu, Tuppi, 1976; Hirvas, 1977), к валдайскому оледенению. Они неравномерно распределены по площади. Нижний горизонт часто встречается в западной части региона, редко — в центральной и вообще отсутствует в его восточной части. Средний горизонт распространен практически повсеместно, а редкие находки верхнего горизонта приурочены в основном к депрессиям кристаллического фундамента. Нижний горизонт залегает преимущест-

венно на кристаллических породах и морене московского оледенения, и лишь в северных предгорьях Ловозерского горного массива он перекрывает континентальные отложения микулинского межледниковья. Между нижним и средним горизонтами вблизи Ловозерских гор местами обнаружена морена горного оледенения, а в западной части региона — озерные осадки. Отметим, что более молодая морена горного оледенения, завершающего последнее покровное оледенение региона, установлена в Хибинских и Ловозерских тундрах. Граница между верхним и средним горизонтам морен ледниковых покровов обычно неотчетливая, что, вероятно, свидетельствует о формировании верхнего горизонта в период дегляциации. Остановимся подробнее на межморенных озерных осадках. Они обнаружены всего в нескольких пунктах западной части Мурманской области и повсеместно представлены кластическими осадками.

В 1977 г. в восточной стенке северного участка карьера, вскрывающего Ковдорское железорудное месторождение, задокументирован разрез богатых растительными остатками озерно-аллювиальных осадков, залегающих между толщами флювиогляциальных отложений. Он имеет следующий вид.

Валуно-галечные отложения мощностью 2—6 м, сменяющиеся ниже по разрезу песчано-галечными и песчаными осадками с гравием мощностью 6—8 м. В последних отчетливо видна крупная линзовидная и косая слоистость, свидетельствующая об их отложении водными потоками. Флювиогляциальные осадки с размывом залегают на толще тонкозернистого песка с растительными остатками.

Песок тонкозернистый до мелкозернистого, слюдистый, коричнево-бурого цвета с черными прослойками. В толще встречаются линзы мелко-, средне- и крупнозернистого гравелистого песка с галькой мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. Наибольшее количество линз сосредоточено в верхней половине разреза толщи. В тонкозернистом песке наблюдается параллельная крупно- и мелковолюнистая слоистость благодаря небольшим вариациям гранулярного состава соседних слоев и неравномерному распределению растительных остатков. Слойки тонкозернистого пояса имеют мощность 2—5 мм и облекают линзы, сложенные более крупнозернистым материалом. Содержание растительных остатков в песке в целом возрастает вверх по разрезу, достигая максимума в верхних 10 см. Охарактеризованная толща озерно-аллювиальных отложений имеет мощность 3—3,8 м и залегают на неровной кровле галечника.

Галечник с валунами (10—15 %) неотчетливо косослоистый благодаря прослоям и линзам хорошо отсортированного галечника без валунов. Мощность этой толщи флювиогляциальных отложений порядка 2—3 м.

В 1979 г. под флювиогляциальными отложениями была обнаружена морена покровного оледенения, вскрытая при расширении карьера. Она представлена разноморенным пылеватым песком серого цвета с галькой и валунами. Суммарное содержание гальки и валунов, которые плохо и средне окатаны, варьирует от 10 до 25 %. Мощность морены превышает 2 м.

Достаточно полное представление о среде, в которой накапливались песчаные осадки с органическими остатками, дают результаты диатомового анализа. В исследуемых отложениях обнаружен богатый комплекс

диатомей, состоящий из 37 родов, включающих 242 вида и разновидностей, подавляющая часть которых является пресноводными и лишь 22 — пресноводно-солонатоводными. В количественном отношении преобладают несколько родов: планктонные — *Aulacoseira* (10 видов), *Cyclotella* (8 видов), бентосные и обрастания различных водоемов — *Fragilaria* (18 видов), *Tetracyclus* (5 видов), *Nitzschia* (10 видов), *Tabellaria* (3 вида, из которых *T. flocculosa* составляет около 63 %). Бентосные и болотные роды *Pinnularia* и *Eunotia*, а также роды бентосные и обрастания — *Gomphonema* и *Cymbella*, представленные наибольшим числом видов и разновидностей, встречаются в небольшом количестве и чаще спорадически. В комплексе присутствуют также реофильные виды родов *Diatoma*, *Meridion*, *Ceratoneis* (до 10 %) и аэрофильные виды *Didymosphenia geminata* (13.4 %), *Fragilaria alpestris* (2.5 %), *Cocconeis pediculus* (0.3 %).

В развитии диатомовой флоры выделяются две стадии: стадия *Cyclotella* (рис. 14, обр. 28—41) и стадия *Aulacoseira*—*Fragilaria* (рис. 14, обр. 3—26). В первую очередь из них в планктоне доминирует олиготрофный озерный вид *Cyclotella kutzingiana* var. *radiosa* (20—40 %), причем меньших, чем обычно, размеров. В большом количестве присутствуют формы обрастания и бентоса мелких водоемов — *Tabellaria flocculosa* (до 52 %) и холодноводные разновидности *Tetracyclus lacustris* (до 40 %), а также реофильный эвритермный вид *Ceratoneis arcus* (до 17 %). Содержание североальпийских видов в рассматриваемой части разреза составляет обычно 40—70 %, иногда достигая 93 %. Характеризуемая стадия отвечает начальному этапу заселения озера в условиях низких температур.

Во вторую стадию развития диатомовой флоры основными доминантными видами являются эпифитные и бентосные: североальпийский мелководный вид *Tabellaria flocculosa* (35—60 %) и виды рода *Fragilaria* (до 58 %), а из планктонных форм в наибольшем количестве (до 18 %) встречается *Aulacoseira alpigena*. Число североальпийских видов несколько снижается, и состав диатомей изменяется в связи с изменением pH. Здесь начинают преобладать алкалофилы, что в совокупности с увеличением разнообразия видов рода *Nitzschia* свидетельствует о повышении трофности озера.

Значительные количественные содержания диатомовых водорослей, видовое и родовое разнообразие, присутствие озерных, речных и даже болотных форм свидетельствуют о формировании песчаной толщи в проточном озере. Осадконакопление началось в олиготрофном относительно глубоководном водоеме в довольно суровых климатических условиях, а завершилось в мелководном озерном бассейне с нормальным минеральным питанием при более благоприятной климатической обстановке, которая, судя по высокому содержанию форм рода *Fragilaria* в образцах из верхней части разреза песчаной толщи, была ближе к межстадиальной, чем к межледниковой.

В песке с гравием, перекрывающем охарактеризованные отложения, обнаружено 11 видов и разновидностей диатомовых водорослей, из которых два являются морскими и девять — пресноводными. Почти все диатомеи плохой сохранности. Вполне вероятно, что они залегают не *in situ*. Это предположение хорошо согласуется с представлением об отло-

жении песка потоком талых ледниковых вод, сложившемся при полевом изучении разреза.

Результаты спорово-пыльцевого анализа озерно-аллювиальных и перекрывающих их флювиогляциальных осадков, выполненного Р. М. Лебедевой, сводятся к следующему. Степень сохранности пыльцы и спор почти во всех пробах варьирует от плохой до хорошей. Чаше всего сильно деформированы и минерализованы зерна пыльцы древесных растений, особенно хвойных. На диаграмме (рис. 13) выделяются пять спорово-пыльцевых зон.

Спорово-пыльцевой спектр первой зоны (обр. 41) характеризуется близкими содержаниями пыльцы древесных растений, кустарничков с травами и спор (27—38 %), но преобладают все-таки споры. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца древовидных берез (49 %): извилистой, пушистой и неопределенной систематической принадлежности, а также пыльца карликовой березки (46 %). В группе пыльцы трав и кустарничков преобладает пыльца злаков (44 %), 26 % приходится на долю пыльцы полыней и 23 % — разнотравья. Среди спор господствуют споры зеленых мхов (97 %). Судя по соотношению пыльцы и спор, а также высокому содержанию пыльцы полыней, рассмотренный спектр относится к типу тундрово-перигляциальной растительности и отражает широкое развитие зеленомошных, ерниковых, злаковых, разнотравных и полинных ассоциаций.

В спектрах второй зоны (обр. 28—40) господствуют пыльца трав (40—47 %) и споры (28—39 %). Содержание пыльцы древесных растений не превышает 30 %. Причем эта пыльца часто разорвана, уплощена и минерализована, что свидетельствует либо о неблагоприятных условиях захоронения, либо о переотложении. Она представлена главным образом пыльцой древовидных берез (до 60 %). Содержание пыльцы карликовой березки варьирует от 21 до 38 %. В спектрах постоянно присутствует, достигая 27 % в средней части зоны, пыльца ивы, а также пыльца сосны (10—15 %), ели (1—7 %) и ольхи (1—5 %). Среди пыльцы трав от 18 до 49 % приходится на долю пыльцы осоки, 15—31 % составляет пыльца злаков, 15—28 % — пыльца разнотравья, 4—20 % — пыльца полыней; существенно меньше пыльцы верескоцветных (1—8 %) и маревых (1—3 %). Эпизодически встречается пыльца водных и болотных растений — частухи и ежеголовника, а также пыльца морозники. В группе спор доминируют споры зеленых мхов (51—81 %), 12—40 % составляют споры папоротников и до 4 % — споры сфагнома; постоянно в количестве 3—8 % присутствуют споры плаунов тундровых и лесотундровых (альпийского, колючего, прижатолистного) и лесных (булавовидного, сплюснутого, плауна-баранца) видов. Обнаружены также два зерна теплолюбивого папоротника осмунда, характерного для спектров микулинского межледниковья. Эти зерна, скорее всего, залегают не *in situ*, поскольку в спектрах зоны преобладают не лесные, а тундровые и лесотундровые виды растений. В период образования нижней части толщи песчаных осадков лесная растительность занимала, очевидно, наиболее благоприятные местообитания на малых площадях. На большей части территории были распространены тундровые и луговые ценозы. Комплексность растительного покрова свойственна перигляциальной зоне. В данном случае она, видимо, обус-

ловлена тем, что территория сравнительно недавно освободилась ото льда и, соответственно, зональный тип растительности не успел сформироваться.

Третья спорово-пыльцевая зона (обр. 20—27) характеризуется преобладанием в спектрах пыльцы древесных пород (40—53 %), несколько меньшим содержанием пыльцы трав и кустарничков (30—44 %) и еще более низким содержанием спор (8—23 %). В группе пыльцы древесных пород превалирует пыльца древовидных берез, содержание которой вверх по разрезу уменьшается с 69 до 52 %. В этом же направлении содержание пыльцы карликовой березки несколько возрастает. В небольшом количестве (до 5 %) встречается пыльца сосны, ели и ольхи. Состав и соотношение компонентов среди пыльцы недревесных растений мало отличается от такового во второй зоне. Немного ниже содержание пыльцы полыней (до 14 %) и маревых (до 1 %), выше — верескоцветных. Доминирует пыльца осок и злаков. В группе спор возросла доля участия зеленых мхов (до 88 %) и снизилось участие папоротников и плаунов. Состав плаунов обеднел за счет выпадения тундровых видов. Рассмотренные спектры относятся к лесотундровому и луговому типам. Скорее всего, состав флоры мало изменился по сравнению с таковым, имевшим место на предшествующем этапе развития. Только, вероятно, расширились площади лесной растительности вследствие улучшения климатических условий.

Спектр четвертой зоны (обр. 19) резко отличается от спектров второй и пятой зон. В общем составе преобладают споры (49 %), пыльца древесных растений составляет 29 %, а пыльца трав и кустарничков — 22 %. Среди пыльцы древесных растений доминирует пыльца карликовой березки (50 %), 33 % приходится на долю пыльцы древовидных берез и 15 % — на долю ивы. В группе пыльцы недревесных растений преобладает пыльца злаков (49 %) и лишь 5 % составляют осоки. Среди спор господствуют споры зеленых мхов. Данный спектр является тундровым, и его появление, вероятно, обусловлено похолоданием, которое привело к значительному сокращению площадей лесной растительности.

Спектры пятой зоны (обр. 2—18) весьма сходны со спектрами третьей зоны. В отличие от последних в них постоянно присутствует пыльца морошки и очень редко водных растений, а также содержится несколько меньше спор и немного больше пыльцы трав и кустарничков. Сходство спектров указанных зон свидетельствует о сходном облике растительности отвечающих им этапов развития флоры. Только на более позднем этапе увеличилась доля участия в лесотундровой растительности тундровых видов.

Данная спорово-пыльцевая диаграмма толщи песчаных осадков с растительными остатками в самых общих чертах сходна с диаграммами развитых в Северной Финляндии отложений межстадиала Перяпохьелла (Korpela, 1969; Hirvas e. a., 1976; Hirvas, 1991). О накоплении песчаных осадков в условиях, близких к межстадиальным, свидетельствует и тот факт, что в настоящее время в Ковдорском районе произрастают сосново-березовые и елово-березовые леса, тогда как в период формирования песчаной толщи, как отмечалось, здесь была распространена тундровая и лесотундровая растительность. Возраст растительных остатков из основа-

ния разреза озерно-аллювиальных отложений, определенный радиоуглеродным методом, оказался равным 53 000 лет (Tln-305).

Охарактеризованный разрез является наиболее полным из всех известных в настоящее время разрезов валдайских отложений в западной части Мурманской области. В связи с этим он может рассматриваться в качестве опорного при стратиграфических и палеолимнологических исследованиях в указанном регионе. Этот межстадиал долгое время рассматривался в качестве средневалдайского. Однако Я. Мангеруд (Mangerud, 1991) убедительно доказал, что его следует сопоставлять с межстадиалом Бреруп раннего валдая (Early weichselian).

Таким образом, в Кольском регионе установлены морены двух стадий валдайского оледенения, разделенных межстадиальными отложениями. Первая стадия имела место в раннем валдае и отвечает, по Я. Мангеруду, изотопно-кислородной стадии 5d. Межстадиальное потепление тоже является ранневалдайским (стадия 5c), а вторая стадия покровного оледенения, как и в Финской Лапландии (Hirvas, 1991) охватывает часть раннего, средний и поздний валдай (стадии 2—5b). Для выделения в раннем валдае еще одного межстадиала, синхронного межстадиалу Oddegade (стадия 5d), пока нет оснований.

Как отмечалось, морена ранневалдайского оледенения отсутствует в восточной части Кольского региона. История развития этого оледенения и палеогеографическая обстановка ранневалдайского межстадиала приведены в работе В. Я. Евзерова и Б. И. Кошечкина (1980).

Развитие последнего покровного оледенения в восточной части Кольского полуострова по материалам изучения озерных котловин¹

Вследствие практически полного отсутствия дорог в восточной части Кольского полуострова четвертичные отложения здесь изучены значительно хуже, чем в западной части региона. Вероятно, данным обстоятельством объясняется то, что наибольшее количество моделей развития покровного оледенения в позднем валдае предложено именно для восточной части полуострова (рис. 14).

М. Г. Гросвальд (1996), как и ранее, считает, что в позднем валдае карский ледниковый щит частично покрывал Кольский полуостров. По результатам дешифрирования космических снимков он выделил в пределах восточной части полуострова два ранее неизвестных пояса краевых ледниковых образований карского щита. Однако конфигурация и детали строения этих поясов настолько совпадают с геологическими границами кристаллических пород, что возникает сомнение в правомерности их выделения, тем более что в отдельных участках распространения поясов вообще отсутствуют четвертичные отложения. По мнению Гросвальда, пояса возникли в период последриасовой трансгрессии льда с Баренцева шельфа, когда лед Карского щита не только распространился на Северную

¹ В. Я. Евзеров, В. И. Хомутова, Я. Ё. Мёллер.

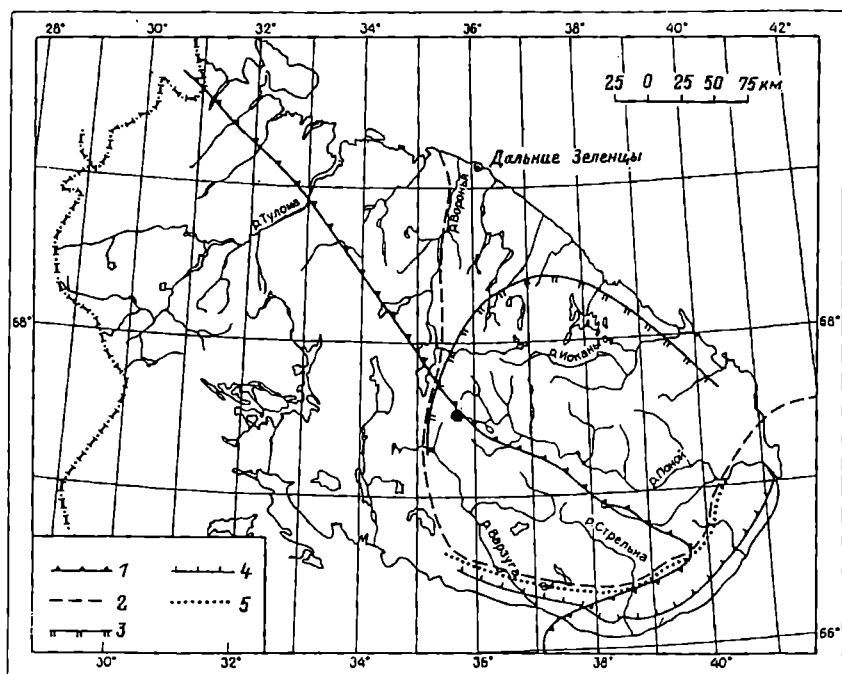


Рис. 14. Положение границ распространения ледяных щитов позднего валдая в восточной части Кольского полуострова.

Границы распространения ледяных щитов: 1 — Карского, 10 тыс. л. н. (Гросвальд, 1987); 2 — Скандинавского в максимум распространения (Никонов, 1965); 3 — Понойского автономного (Арманд, 1965); 4—5 — Скандинавского в стадии Кейва I (4) и Кейва II (5) (Лаврова, 1960). Черными кружками обозначены местоположения изученных дальнезеленецкого и киевского разрезов отложений озерных котловин.

Норвегию и Кольский полуостров, но и внедрился в Беломорскую котловину.

Большинство исследователей четвертичных отложений Кольского полуострова полагают, что этот регион в позднем валдае покрывал либо только Скандинавский ледяной щит, либо еще и самостоятельный Понойский щит, располагавшийся в восточной части полуострова. Однако их мнения о границах распространения щитов существенно расходятся. Н. И. Апухтин (1978) и А. А. Никонов (1965) считают, что в период последнего оледенения восточная часть полуострова была почти полностью свободна ото льда. Край ледяного щита располагался примерно на долготе р. Вороньей, вдоль которой тянутся оставленные им краевые образования. И только юг и юго-восток региона вплоть до маргинальных гряд Кейвы II (номенклатура М. А. Лавровой, 1960) покрывал лед беломорской лопасти Скандинавского ледяного щита. По мнению Н. Н. Арманд (1965), это свободное ото льда пространство занимал Понойский щит. Точку зрения Н. Н. Арманд разделяют Е. Ниємеля с соавторами (Niemela e. a., 1993). В. Рамсей (Ramsay, 1928), М. А. Лавров (1960) и М. Пункари (Punkari, 1996) находят на Кольском полуострове следы только Скандинавского ледяного щита.

Распространение отложений поздневалдайского щита в рассматриваемой части Кольского региона отражено на карте четвертичных отложений Финляндии и северо-запада Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (Niemela e. a., 1993). Обращает на себя внимание почти полное отсутствие ледниковых образований в обширной внутренней области восточной части Кольского полуострова. Эта область, включающая Кейвскую возвышенность и находящуюся к югу от нее Понойскую депрессию, протягивается субпараллельно побережью Баренцева моря на 200 км и с северо-востока на юго-запад — на 70—100 км. Вполне естественно, что для сужения рамок возможных сценариев развития последнего ледяного щита первоочередной интерес представляют материалы по четвертичным отложениям и созданным ими формам рельефа на территории, расположенной вокруг упомянутой области.

В последние годы представительные и надежные данные получены по отложениям озерных котловин вблизи поселка Дальние Зеленцы, восточнее полосы краевых образований, протянувшихся вдоль р. Вороньей. Здесь российско-американской экспедицией пробурены осадки нескольких котловин, располагающихся в широком диапазоне высот ниже границы распространения моря в позднем плейстоцене, так называемой верхней морской границы с отметкой около 70 м над уровнем моря в районе Дальних Зеленцов. В большинстве из них вскрыты морские отложения, постепенно резко сменяющиеся вверх по разрезу озерными осадками (Матишов, 1996). Первые представлены песчанистым алевритом с включениями гравийно-галечного материала, ракушки и растительных остатков, а вторые — алевритистой гиттией. По органическим остаткам из нижних частей разрезов морских осадков двух котловин получены датировки $11\,140 \pm 80$ и $10\,900 \pm 100$ лет до настоящего времени (устное сообщение Г. А. Тарасова). Интерпретацию приведенных материалов несколько затрудняет отсутствие палеонтологических характеристик разрезов. В частности, остается недоказанной непрерывность осадконакопления в озерных котловинах.

В 1994 г. В. Я. Евзеровым и В. В. Колькой пробурена скважина в озерной котловине с координатами $35^{\circ}5'6''$ в. д. и $69^{\circ}5'30''$ с. ш., расположенной в 2.5 км к юго-востоку от пос. Дальние Зеленцы на высоте около 76 м над уровнем моря (выше верхней морской границы). В ней вскрыт следующий разрез (глубины от поверхности воды — в сантиметрах):

- 340—516 — гиттия однородная темно-коричневого цвета; выше 340 см встречены ~ 30 см слабоконсолидированной гиттии, которую не улавливает применяемый буровой снаряд.
- 516—538.6 — алевритистая гиттия коричневатого-серого цвета с очень редкими прослоями растительных остатков и возрастающим вверх по разрезу содержанием органического материала; в гиттии чередуются светлые и темные слои с нечеткими границами.
- 538.5—544 — алевритистая глина серо-голубого цвета с коричневатым оттенком, горизонтально-слоистая со значительным послойным обогащением растительными остатками; толщина слоев, обогащенных органикой, около 10 мм, а обедненных — 5—10 мм.
- 544—550 — алевритистая глина серо-голубого цвета с коричневатым оттенком, горизонтально-слоистая со значительным послойным обогащением растительными остатками; толщина слоев, обогащенных органикой, 1—2 мм, а обедненных — до 5 мм.

- 550—557 — алевролитистая глина, горизонтально-слоистая с незначительным послойным обогащением растительными остатками; толщина слоев 1—4 мм, цвет их светло-коричневый у обогащенных и голубовато-серый у обедненных органикой.
- 557—560 — песок среднезернистый до крупнозернистого.

Судя по описанию разреза, в котловину сначала, вероятно талыми ледниковыми водами, поставлялся песчаный материал. После его отложения в котловине протекала нормальная озерная седиментация, в ходе которой тонкие кластические осадки с остатками растений постепенно сменились органическими. Перерывы в осадконакоплении не обнаружены.

Методом спорово-пыльцевого анализа изучено 22 образца, послойно отобранных по разрезу (рис. 15). В исследованных образцах содержалось достаточное для расчета количество пыльцы и спор, практически пустыми оказались только образцы с глубин 5.35—5.37 см. Пыльца и споры — хорошей сохранности, отмечены в большом количестве растительные остатки и колонии зеленых водорослей *Pediastrum boryanum* и ее разновидности, диатомовых водорослей. Образцы отобраны из всей толщи глин и основного разреза илов. Расчет пыльцы и спор произведен от суммы древесно-кустарниковой группы. Разрез не имеет перерывов в осадконакоплении и по палинологическим данным.

По флористическому составу спектров, их изменениям по разрезу можно выделить пять крупных спорово-пыльцевых комплексов, соответствующих неоднократным перестройкам растительного покрова на водосборе озера под влиянием изменений климата.

По результатам анализа четко прослеживаются позднеледниковый и послеледниковый периоды осадконакопления. Граница основных этапов седиментогенеза (плейстоцен—голоцен) проходит на глубине 520 см.

Позднеледниковый этап осадконакопления охарактеризован четырьмя образцами (один образец с глуб. 5.35—5.37 см практически пустой). Нижний спорово-пыльцевой спектр с глубины 5.55—5.57 см по флористическому составу и количественным соотношениям резко отличается от вышерасположенных. В общем составе основных компонентов господствует пыльца древесных пород (71.8 %), пыльца травянистых составляет 15.5 %, спор — 12.7 %. В составе спектров преобладает пыльца хвойных пород (сосны — 62.7 %, ели — 27.4 %), пыльца прочих древесных — единична. В группе травянистых выделены: полынь — 11.8 %, осоковые — 2.0, маревые — 5.5, кислица — 2.0 %. Споры представлены зелеными мхами (17.6 %).

Спектры позднеледниковой эпохи вышележащих образцов принципиально иные. В их составе абсолютно господствует пыльца травянистых и споровых растений, составляющих в сумме (в среднем) 70—80 % общего количества микрофоссилий. Доминирует пыльца вересковых (свыше 80 %) и полынь (до 70 %). В составе спектров отмечены следующие группы травянистых: злаковые (до 19 %), маревые (до 20 %), осоковые (до 16 %), немного разнотравья (до 11 %), единичны пыльца родов *Epilobium* sp., *Helianthemum* sp. Среди споровых преобладают также зеленые мхи. По составу спектров, количественным соотношениям изученная флора является явно гляциальной (Гричук, 1969б), спектр нижнего образца отражает межстадиальный тип растительности водосборных пло-

щадей (господство лесных ассоциаций), верхних — стеногляциальный тип растительности, когда господствуют открытые пространства, занятые перигляциальной растительностью. Установлено, что спектр нижнего образца формировался в аллередский межстадиал (AL), а верхняя часть горизонта позднеледникового этапа осадконакопления — в эпоху верхнего дриаса (DR-3).

Радиоуглеродные данные подтверждают этот вывод. Возраст нижнего слоя гиттии и растительных остатков на глубине 538.5—550 см составляет $10\,940 \pm 70$ BP (Beta-81 937). Основная часть глин и илов формировалась в условиях послеледниковоего времени (PB, BO + AT, SB-периоды). Слабоконсолидированная гиттия верхней части разреза, оставшаяся непрообованной, накапливалась, вероятно, на протяжении заключительного периода голоцена.

Горизонт пребореала выделен на глубине 496—520 см. В составе спектров уже преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (до 60 %), но много пыльцы травянистых растений (до 14 %) и спор (до 26 %). В составе древесно-кустарниковой группы доминирует пыльца сосны (до 39 %) и березы кустарниковой формы (до 40 %), отмечена пыльца карликовой березки, *Alnaster fruticosus*, единично — ели. В группе травянистых выделяются две группы — вересковые (14 %) и злаковые (6 %). Среди споровых много спор плаунов.

С улучшением климатических условий в переходный от верхнего дриаса этап на водосборных пространствах распространяются сосна и береза. Редкостойные сосново-березовые формации наряду с открытыми ассоциациями сменяют перигляциальные ландшафты. Большая часть осадков в разрезе на глубине 496—417 см формировалась в условиях потепления климата и господства на водораздельных площадях иной растительности. В составе спектров, характеризующих эти группы, господствует пыльца древесных пород (до 80 %), пыльцы травянистых и спор мало (в среднем 8—9 %). Основным доминантом в составе спектра является пыльца сосны (до 90 %). Из древесных пород отмечена в малых количествах пыльца березы древовидной (до 15 %), ольхи (до 4 %), ели (1 %). Постоянно присутствует пыльца березы кустарниковых форм (до 10—12 %). В составе травянистых чаще всего встречается пыльца вересковых (до 6 %), осоковых и злаков (1—2 %), а также в небольших количествах — маревые, разнотравье, пыльца водных и прибрежно-водных растений. В составе споровых чаще всего отмечаются *Polypodiaceae* — до 8 %. Характерной особенностью спектров является единичное, но постоянное присутствие элементов широколиственных пород — дуб, вяз, липа. Формирование данных горизонтов происходило в наиболее оптимальных условиях послеледниковоего времени, что способствовало более широкому распространению лесных (сосновых) формаций.

Затруднительно расчленить горизонт, формировавшийся в бореальный и атлантический периоды голоцена. Верхний горизонт иловой толщи данного разреза на глубине 417—345 см формировался несколько в иных условиях. Состав спорово-пыльцевых спектров близок по флористическому и количественным показателям вышеописанным. Отличие состоит в повышенном содержании в составе древесно-кустарниковой группы пыльцы ольхи (до 20 %), отсутствии пыльцы широколиственных пород,

высоком содержании в группе споровых *Polypodiaceae* (до 12 %). Постоянно (3—7 %) отмечается пыльца ели. Данный горизонт датируется суббореальным периодом послеледниковья. На водоразделах в основном господствовали лесные (сосновые) формации.

В 1994 г. еще одна скважина была пройдена в озерной котловине, расположенной на склоне горы Киевей (Панские тундры) на высоте около 218 м над уровнем моря (координаты озера 35°39' в. д. и 67°31'25" с. ш.). Бурением вскрыты (глубины от поверхности воды — в сантиметрах):

- 220—390 — гиттия светло-коричневого цвета, горизонтально-слоистая: чередуются более светлые и более темные слои толщиной около 1 см с редкими включениями гравия и песка.
- 390—409 — гиттия светло-коричневого цвета с тонкими прослойками алевролита и песка в интервале 390—398 см и мелкой галькой на глубине 395 см.
- 409—436 — чередование слоев гиттии светло- и темно-коричневого цвета толщиной 0.5—6.0 см.
- 436—450.5 — гиттия светло-коричневого цвета.
- 450.5—462 — гиттия алевролитистая темно-серого цвета.
- 462—466 — алевролит коричневатого-серого цвета, горизонтально-слоистый, содержащий небольшое количество растительных остатков в интервале 462—463.5 см.
- 466—470 — алевролит коричневатого-серого цвета, горизонтально-слоистый, послойно обогащенный растительными остатками.
- 470—475 — алевролит голубовато-серого цвета, однородный с очень редкими растительными остатками.
- 475—480 — песок мелкозернистый, серого цвета с гравием, местами до гравийника.

Как видим, данный разрез очень похож на охарактеризованный выше. При его формировании в котловине сначала накапливались флювиогляциальные отложения, а затем — озерные осадки (тонкозернистые клас-тические с примесью органики), сменившиеся во времени органическими. Песок, гравий и мелкая галька поставлялись в гиттию озерным льдом из развитых по берегам озера морены и флювиогляциальных отложений. Палеонтологические исследования озерных осадков не проводились.

Благодаря профессору Я. Ё. Мёллеру из музея университета Тромсё (Норвегия) в корпорации «Бета аналитик» (США) радиоуглеродным методом датированы растительные остатки из дальнезалеценого разреза с глубины 538.5—550.0 см и из киевского разреза с глубины 466—475 см. Их возраст оказался равным соответственно $10\,940 \pm 70$ (Beta-81 937) и $10\,430 \pm 100$ (Beta-87596) лет до настоящего времени. Обе датировки отвечают хронозоне позднего дриаса, установленной по объемным образцам из отложений озер с мягкой водой, характерных для Кольского полуострова (Mangerud e. a., 1974). Первая из них вполне удовлетворительно совпадает с результатами палинологического изучения.

Приведенные материалы по строению и возрасту отложений озерных котловин однозначно свидетельствуют, что восточная часть северного побережья Кольского полуострова не покрывалась льдом после 11 000 лет до н. в. (возраст радиоуглеродный). В совокупности со сделанными ранее замечаниями о природе выделенных М. Г. Гросвальдом краевых поясов это означает, что последдриасовая (10 тыс. л. н.) трансгрессия льда с Баренцева шельфа на Кольский полуостров не имела места.

Полученные материалы указывают также на то, что территория, расположенная к востоку от полосы краевых ледниковых образований у р. Вороньей, вопреки представлениям Н. И. Апухтина и А. А. Никонова

покрывалась льдом в период поздневалдайского оледенения. В противном случае в основаниях разрезов озерных котловин должен был бы находиться органогенный материал, отложившийся в период последнего (микулинского, ээмского) межледникового и более молодого межстадиального потепления. Как в Финской Лапландии (Hirvas, 1991), так и на Кольском полуострове после ээмского межледникового достоверно установлен всего один межстадиал, получивший в Финляндии название Перяпохьела. По современной хроностратиграфии он отвечает изотопно-кислородной стадии 5с с возрастом 93—105 тысяч лет до н. в.

Результаты наших исследований, сократив вдвое число моделей развития последнего ледяного щита на востоке Кольского полуострова, все же не позволили сделать выбор между представлениями Н. Н. Арманд, с одной стороны, и В. Рамсея, М. А. Лавровой и М. Пункари — с другой. Очевидно, вопрос о том, функционировал или нет самостоятельный Понойский щит в период развития последнего покровного оледенения, может быть решен лишь на основе значительно более обширного геологического материала.

Генезис и время существования плейстоценовых озер в западных предгорьях Приполярного Урала¹

В настоящее время большая часть озер в регионе представляет собой небольшие по размерам озерные ванны, размещающиеся в пределах долин на уровнях более высоких, чем поймы. Имеются мелкие заболоченные озера на междуречьях, разделяющих долинки небольших рек. Возможно, что эти озерные водоемы представляют собой реликты древних озер, многократно возникавших на этой территории в прошлом и занимавших значительно большие пространства.

Особенности строения долин западного склона Приполярного Урала (Постоленко, 1993) свидетельствуют о том, что они неоднократно подвергались оледенениям. На разных фазах оледенений различные участки речных долин испытывали разные воздействия и становились ареной деятельности в каждом конкретном случае определенной совокупности ледниковых, флювиогляциальных, озерно-ледниковых и селевых процессов. Кроме того, ортогональный рисунок речной сети, обусловленный структурно-тектоническим строением региона, во многом обусловил различия в строении гетерогенных долин, занимающих разное положение в этой системе и прошедших разную историю своего формирования.

Многочисленные геоморфологические и геологические данные говорят о том, что в долинах, служивших выводными каналами глетчеров, берущих начало в осевых частях горного сооружения, существовали долинныя зандры со всеми присущими им чертами. В долинах их притоков уже в активную фазу оледенений формировались подпрудные озера. Условия возникновения и существования этих озер более спокойные. По-видимому, это явилось главным фактором различий в длительности существования озер в долинах этих двух типов.

¹ Г. А. Постоленко.

Долины I типа более разнообразны по своему строению как в продольном, так и в поперечном направлениях. Они представляют собой совокупность последовательно расположенных долинных зандров, значительно измененных эрозионными и склоновыми процессами вложенных в них послеледниковых долин. Долинные зандры характеризуются следующими морфологическими чертами. Они образуют расширенные участки долин. Благодаря им долины имеют четковидное строение, морфометрические характеристики расширений имеют большие колебания. Длина меняется от нескольких сот метров до нескольких километров, а ширина — от нескольких сот до 1000—1500 м. Поверхность их субгоризонтальна, с уклоном к центру, безлесна, часто сильно заболочена, а в дистальной части часто располагаются небольшие озера с заболоченными берегами. В поверхность зандра врезана послеледниковая долина, которая существенно влияет на сохранность зандра и соответственно — на его узнаваемость. Наилучшие условия сохранности и морфологической выраженности древних зандров обеспечиваются в том случае, когда долина располагается в борту зандра, прорезая коренные породы, обнажающиеся на склоне и образующие «порог», который отделяет от молодой долины сложно построенную толщу, сформировавшуюся за длительное время (известны палеогеновые отложения в долинах) разнообразными процессами, главными из которых являются флювиальные и ледниковые, а также озерно-ледниковые и озерные.

Со стороны коренного борта зандра в поперечнике его можно наблюдать узкие, слабонаклонные террасоподобные поверхности, сложенные крупногалечниковым материалом. По-видимому, это реликты древних боковых моренных валов. Важно отметить, что продольный профиль молодой долины выявляет наряду с геологическим строением зандра его генетическую принадлежность: терраса, образуемая поверхностью зандра, имеет характерную морфологию — ее высота постепенно, но существенно повышается в дистальном направлении (от 1 до 20 м, зандр в нижнем течении р. Парнокая). В целом цепь зандровых поверхностей образует систему субгоризонтальных ступеней, продольный профиль которых не согласуется с речным, имеющим уклон.

Уступы, разделяющие зандры, приурочены к сужениям в долинах. Они имеют незначительную по сравнению с расширениями протяженность и различную высоту. Иногда это террасовидные поверхности, имеющие коренной цоколь, прикрытый сверху плащом мелкого валунистика, крупного галечника с песком и щебнем, дресвой, суглинком, часто это обнаженные скальные останцы разной высоты (первые метры — первые десятки метров), основание которых тонет в рыхлых осадках. Со стороны зандра останцы часто отделяются от коренного борта понижением, маркирующим положение древнего эрозионного тальвега.

Степень сохранности древних зандров и выраженности в рельефе различна. В пределах границ последнего оледенения, оконтуривающих территорию, примыкающую к осевым частям горного сооружения, все ледниковые формы, в том числе и зандры, имеют миниатюрные размеры и выражены чрезвычайно ярко. Непосредственно ниже конечно-моренного вала этого оледенения зандры также еще имеют черты, свидетельствующие о разнообразии морфоседиментационных процессов и их сложном

взаимодействии, что приводит к различному строению зандров в разных их частях. Так, в дистальной его части имеется понижение либо заболоченное, либо занятое озером. В проксимальной же части располагается хорошо выраженный селевой конус с русловыми понижениями и глыбовыми развалами. Чем ниже по долине и дальше от границ последнего оледенения, тем менее заметны черты морфологических различий в пределах зандра, а сами зандры приобретают громадные размеры, визуальное несопоставимые с молодыми. В предгорьях, где высоты междуречий составляют 320—350 м, отсутствуют коренные склоны, так как даже на водораздельных пространствах часто лежат рыхлые осадки, отсутствуют морфологические различия в пределах зандра, формы имеют очень мягкие очертания.

Долины II типа более монотонны по строению и практически не имеют резких черт. Они имеют висячее устье, но уступ к главной долине имеет пологую форму, что создает впечатление крутопадающего днища. В поперечном профиле уступа отмечаются распластанные выпуклые валы, сложенные очень плотным валунно-галечным с разнозернистым песком и щебнем материалом. Этот вал образует порог с устьевой части долины, придающий самой долине некое подобие чаши. Внутридолинное пространство представляет собой днище — очень пологое, аномально широкое, с фестончатым тыловым швом. Борта долины, отделяясь от днища невысоким (несколько метров) уступом, имеют мягкие очертания, так как сложены песчано-глинистой горизонтально-слоистой толщей. В основании уступа часто можно наблюдать оплывины и небольшие оползни, обусловленные наличием водоупорных горизонтов в толще. Низкие междуречные пространства соседних небольших долинок часто с поверхности сложены этой толщей. Вверх по долинам, где над этой аккумулятивной толщей появляются коренные склоны, протягивается маркирующая кровлю субгоризонтальная поверхность. Часто она располагается гипсометрически выше седловин, разделяющих речные бассейны. На этих седловинах в таких случаях располагаются заболоченные озера. Эти данные говорят о размерах древних озер, занимавших пространства не одной долины. Морфологическим признаком наличия в прошлом водной глади на высоких гипсометрических уровнях в этих долинах служат абразионные волноприбойные ниши, выработанные в коренных породах выше кровли рыхлой толщи.

Мощность рыхлых толщ, по геофизическим данным, превышает несколько десятков метров. По горным выработкам известны толщи вскрытой мощностью до 80 м. Вероятно, мощности озерной толщи колеблются не только по поперечному и продольному профилю каждой долины, но и по долинам разных морфоструктурных зон и типов рельефа. Так, в предгорной части буровыми скважинами вскрыты отложения мощностью до 80 м. Под озерной толщей погребены аллювиальные отложения, представленные в разной степени выветрелыми галечно-песчаными фациями. В непрерывных разрезах озерных осадков выявляются, судя по истории формирования рельефа региона, перерывы в осадконакоплении. В целом толщи рыхлых отложений, располагающиеся в долинах II типа, более однородны, лучше сортированы, чем в долинах I типа.

Геологическое строение толщ, заполняющих расширения в долинах I типа, более сложно и генетически более разнообразно. На бортах и днище корытообразного ложа залегает разновозрастный, в разной степени выветрелый аллювий, представленный в базальных горизонтах хорошо окатанным галечником с песком, сменяющимся вверх по разрезу более мелкими галечно-песчано-суглинистыми фракциями. Кровля разреза в хорошо выраженных зандрах сложена толщей плотных сизых глин, с размывом залегающих на пачках аллювия, лежащего в бортах. Мощность этих глин достигает 38 м, но, вероятно, она изменяется в соответствии со строением коренного ложа и днища вмещающей озеро долины и историей заполнения и существования озера. Заключенные между этими толщами отложения очень изменчивы как по вертикали, так и по простирацию (рис. 16, 17). Озерные отложения большой мощности встречаются неоднократно и в таких взаимоотношениях с толщами иного генезиса, что можно сделать заключение о том, что озерные бассейны возникали неоднократно. В долинах II типа возникали озера подпрудного типа в активную фазу продвигающегося ледника. Их существование в течение всей ледниковой эпохи вызывает сомнение только в том смысле, что в период максимального развития оледенения в них могла прерываться аккумуляция, если они превращались в ледовые бассейны. По палинологическим данным, полученным М. В. Ревердатто и Н. М. Ивановым для долины Кожима (левый берег, выше устья Бальбаны), видно, что озера продолжали существовать и в начале периода послеледникового потепления. Это не противоречит тому, что в процессе врезания рек в послеледниковые даже в долинах I типа в понижениях могли оставаться озера. Однако максимальные площади озера имели в ледниковую эпоху в стадии максимума и деградации оледенения.

В долинах I типа существование озер более эфемерно: они возникали как концевые озерные бассейны у активных глетчерных языков и в фазу деградации, когда озерные процессы имели больший удельный вес. Существование озер прерывалось возвратно-поступательным движением глетчеров, влиявших на осадконакопление.

Из истории изученности региона, начавшей свой отсчет в первой половине XIX в., известно, что большинство многочисленных исследователей считало, что самой древней мореной в бассейне Полярного Урала была морена среднечетвертичного оледенения. В корреляционной стратиграфической схеме четвертичных отложений Урала (1978 г.) выделяются доледниковые и ледниковые горизонты раннего плейстоцена в зонах относительного опускания в Северном Предуралье. Наиболее изучены осадки позднеледниковых оледенений — ханмейского и полярноуральского, морены которых залегают на межледниковом аллювии, что дает основание считать достоверным возраст этих морен. Первое из этих оледенений охватывало всю горную область, второе развивалось лишь в приосевых частях гор.

Для Приполярного Урала созданы местные стратиграфические схемы А. А. Котова (1978—1980 гг.), Г. Г. Степанова (1983 г.), схема ЦНИГРИ (Риндзюнская и др., 1987; Акимов и др., 1988). Они основаны на изучении многочисленных разрезов, полученных бурением и открытыми горными выработками. Г. Г. Степанов к среднеледниковым отложениям относит аллювий переуглубленных долин (горизонт O_4^1), а также отложения

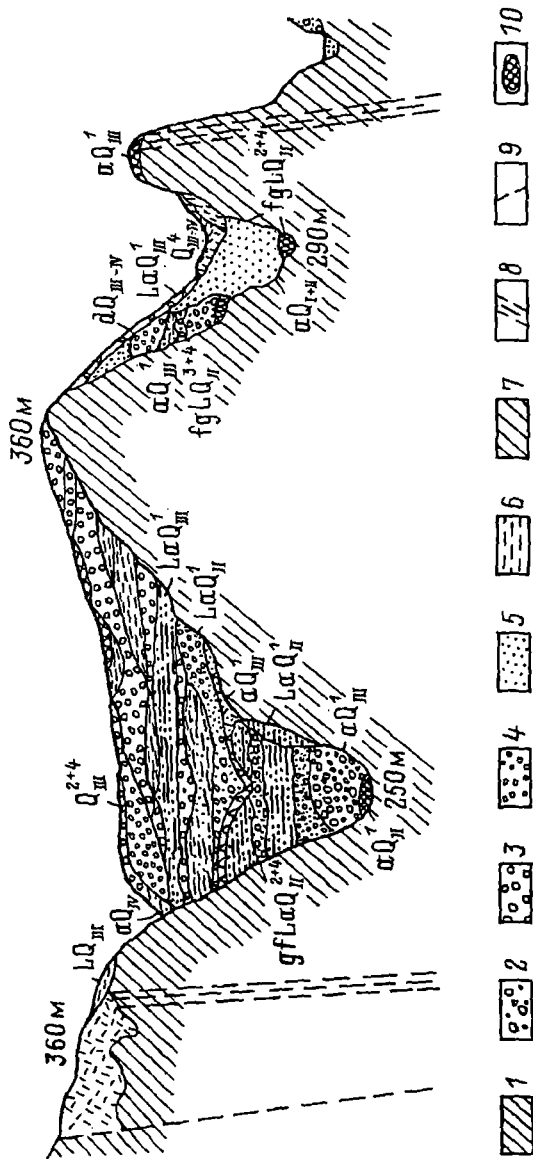


Рис. 16. Поперечный профиль задровой долины и строение ее отложений. По материалам В. А. Акимова и др. (1988).

1 — метаморфизованные карбонатно-терригенные породы; 2 — щебень, глыбы; 3 — валуны; 4 — валуны; 5 — песок; 6 — алсирит; 7 — глина, суглинок; 8 — лиственные коры выветривания; 9 — зоны тектонических нарушений; 10 — россыпи.

высокоцокольных террас высотой от 30 до 45 м, в совокупности составляющие отложения среднеуральского надгоризонта. Представлены отложения O_2^{2-4} валунами, галькой, гравием, песком, суглинком и глинами. Их положение в рельефе совпадает с тем, которое занимают отложения веера разрушенных древних боковых морен на пологих склонах долин, где они образуют неясную террасированность склонов. Более молодыми их аналогами являются комплексы кулисообразно расположенных боковых морен в пределах зоны последнего четко выраженного в рельефе оледенения (рис. 16, 17), характеризующегося в целом меньшими масштабами и размерами конкретных форм. Кроме того, в этом же диапазоне относительных высот располагаются, по-видимому, и отложения маргинальных каналов, которые представляют собой более промытые разности ледниковых отложений.

В схеме ЦНИГРИ выделяется в составе среднелейстоценовых отложений днепровско-московский горизонт, суммарная мощность осадков которого приближается к 100 м. Авторы подчеркивают «весьма ограниченное распространение среди отложений днепровского и московского ледниковых этапов собственно ледниковых осадков. Особенно это относится к предгорной зоне, где, несмотря на изучение многочисленных разрезов, типичные морены в долинах рек не наблюдались» (Риндзюнская и др., 1987). В разрезе осадков этого надгоризонта выделяются озерные отложения мощностью до десятков метров. Они залегают на валунно-галечном слое небольшой мощности (несколько метров) и представлены песками, алевритами, глинами. Начинается их разрез с плотных ленточных глин, нарушенных криотурбациями и псевдоморфозами по морозобойным трещинам. Палинологические данные этих отложений свидетельствуют о наличии в это время тундровых ландшафтов, отражающих климатические условия ледниковых эпох.

Верхнелейстоценовые отложения изучены значительно лучше. В осадках, вложенных в среднелейстоценовые или перекрывающих их, на галечниках с песком залегают тонко- и ритмично-слоистые толщи глин, песков и алевритов очень хорошей сортировки. Мощность их достигает 20—38 м. Перекрываются они также галечниками с гравием и песком мощностью до 20 м, иногда толщей песчано-дресвяно-щебнистых суглинков мощностью до 13 м. К ранневалдайским отложениям ледникового и водно-ледникового генезиса Г. Г. Степановым отнесена толща мощностью 69 м, залегающая на доломитах. В ней выделяются два слоя озерных отложений общей мощностью 43 м. Они представлены синевато-серыми алевритами, плотными, содержащими обломки гравийно-галечной размерности до 5—10 %, песка тонкозернистого до 31 %, алеврита до 40 %, глины — до 85 %, характеризующиеся резким увеличением (в 3—4 раза) содержания неустойчивых минералов и очень низким выходом тяжелой фракции (от 12 до 120 г/м³). Озерные отложения, отнесенные Г. Г. Степановым к потеплению, в начале позднего плейстоцена формировались, по данным спорово-пыльцевого анализа, в условиях господства травянисто-кустарничковых ландшафтов.

В схеме ЦНИГРИ озерные отложения, отнесенные к позднему плейстоцену, датируются микулинским временем и увязываются с трансгрессией на Русской равнине. Из этого следует, что подпруживающее влияние

ее доходило как минимум до 350 абс. м (по Лаврову, 1975, кровля озерных отложений микулинского возраста на Северной Двине лежит на 130 м, на Печоре — на 100 м). Такой вывод может оспариваться также и потому, что эти озерные толщи принадлежат определенным формам, ледниковый генезис которых не вызывает сомнения из-за четких геоморфологических свойств и морфологического подобия их аналогичным формам в других горных системах, например Алтаю, Саянам или Верхне-Колымскому нагорью. Помимо генезиса вмещающих форм об озерном генезисе свидетельствуют находки диатомей, свойственных слабопроточным пресноводным четвертичным бассейнам. Залегание этих толщ от борта до борта долины, их значительные мощности и площади говорят о длительности этапов их седиментации.

Эти выводы не противоречат общим представлениям об истории развития рельефа Приполярного Урала. Из расчета возраста каров (Троицкий и др., 1966) гляциологи делают вывод, что первые проявления оледенения (карового типа), вероятно, относятся к плиоцену. Уже тогда Урал существовал как орографически выраженное поднятие с абсолютными и относительными высотами, близкими или превышающими современные, что и благоприятствовало развитию оледенения. Эти выводы подтверждаются поисково-разведочными и стратиграфическими исследованиями (Риндзюнская и др., 1987; Акимов и др., 1988), из которых видно, что плиоценовые отложения залегают в долинах на уровне II надпойменной террасы. Значительные абсолютные высоты Урала, глубокие долины и наличие по крайней мере трех горизонтов мощных озерных толщ позволяют предположить, что долинные зандры формировались и в среднем плейстоцене. Озера, возникавшие в низкогорьях Приполярного Урала, по типу относятся к концевым приледниковым и подпрудноледниковым бассейнам.

В предгорьях морфология долин меняется. Несмотря на то что площадной характер аккумуляции в них имеет еще более выраженный характер, генезис ее не совсем ясен. Так, последний четкий ригельный порог наблюдался нами на Лемве в устье р. Хаймад, где днище долины лежит на высоте 220 м. В долине р. Кожим останцовые перемычки в долинах располагаются ниже 200 м. В долинах предгорий сложно сочетаются отложения разного механического состава. Среди них имеются толщи однородных сизо-серого цвета слоистых песчаноглинистых осадков. Подошва их встречается на абс. высоте 250 м. Микроскопические исследования обнаружили в них единичные фораминиферы, спикулы, гемулы губок, растительные остатки, угольную крошку. Генезис и возраст их остается неясным. Поиски границы распространения ригельных перемычек в долинах могут помочь решению этой проблемы.

Плейстоценовые озера Карелии¹

В ходе материковых оледенений Карелия находилась в зоне сильной ледниковой экзарации, и до недавнего прошлого существовало мнение о малоперспективности нахождения здесь межледниковых отло-

¹ И. М. Экман, И. Н. Демидов, Н. Б. Лаврова.

жений. Бурение многочисленных скважин в последние десятилетия показало, что межморенные отложения, в том числе и озерного генезиса, широко развиты в Южной Карелии — от Ладожского озера до Архангельской области. Известны они и в более северных районах — вдоль трассы Беломорско-Балтийского канала, около г. Костомукши (табл. 4; рис. 18, 19). Межледниковые отложения морского и озерного генезиса послужили основой для определения палеогеографических условий плейстоцена и построения региональной стратиграфической шкалы. Они являются и потенциально перспективными образованиями для поисков высококачественных подземных вод.

Наиболее древние озерно-аллювиальные(?) отложения, предположительно неоген-нижнечетвертичного возраста, вскрыты буровыми скважинами в Западном Прионежье, где они имеют довольно широкое распространение между г. Петрозаводском и р. Пухтой (с. Деревянное, рр. Пухта, Орзega) и представлены песками и алевритами преимущественно красновато-бурых тонов, мощностью до 57 м. Отложения заполняют впадины кристаллического фундамента на западном побережье Онежской котловины и перекрываются древнейшей для Карелии мореной окского оледенения мощностью 1.5—18 м. Абсолютные отметки залегания этих отложений колеблются от -42 (подошва) до +62 м (кровля). Дополнительное изучение палеогеографических условий образования этих отложений позволит провести более четкую их корреляцию с неоген-нижнечетвертичными отложениями свирского комплекса, которые были вскрыты скважинами у южных границ Карелии в древних долинах рр. Свири и Тукши (Геоморфология..., 1969; Агранова, Гайгерова, 1973).

Отложения лихвинского межледниковья известны на Онежско-Ладожском перешейке (район г. Петрозаводска, поселков Матросы, Орзega), представлены глинами и алевритами, мощность осадков изменяется от 3.4 до 29 м. Генезис отложений не всегда ясен. Наиболее достоверно установленные осадки этого возраста, вскрытые скважиной у пос. Матросы, имеют морской генезис. Согласно схеме В. П. Гричука, здесь выделяются спорово-пыльцевые зоны L_1 , L_2 , L_3 , соответствующие первой половине лихвинского межледниковья. В осадках отмечена бедная фауна фораминифер (*Elphidium* ex. gr. *clavatum* Cuch), а также характерная для лихвинских слоев пыльца реликтовых растений *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Abies* cf. *firma*, *A. alba*, *Osmunda claytoniana* L., *O. cinnamomea* L., *Azolla* sp. (Экман, 1987). Лихвинские отложения перекрываются осадками днепровского оледенения, представленными как мореной, так и песками, а также ленточными глинами общей мощностью до 40 м. По данным Д. А. Аграновой и коллег (1977), позднеднепровские слои района Колодозера в Восточной Карелии включают образования деснинского интерстадиала и морские суглинки завершающего стадиала днепровского оледенения. Среди фораминифер здесь доминируют арктические виды *Elphidium clavatum* Cushman, *Elphidiella gorbunovi* (Stschedr.), обычно характерные для определенных морских вод и эстуариев рек.

После отступления днепровского ледника с территории Восточной Карелии морские воды быстро проникли в котловину Онежского озера и в бассейн р. Водлы. Отложения одинцовского времени представлены зеленовато-серыми суглинками и алевритами морского генезиса, перехо-

Стратиграфическая схема четвертичных отложений Карелии (Экман, 1987)

Отдел	Горизонт	Подгоризонт, стадия	Пыльцевая зона	Генезис отложений	Мощность, м
	Осташковский	Сальпаусселькя Аллеред Невская (сямозерская) Беллинг ? Лужская (Карельская) Плюсский (онегозерский) Вепсовско-крестецкая		g, fg, lg, mg, l lg, l g, fg, lg lg g, fg, lg l, la g, fg, lg	1—60
Q _{III}	Ленинградский (лососинский)	Древлянский Куковский Голиковский	Dv6—Dv5 Kk Dv1—Dv4	l, b l, b l, b	1—5 3 2—14
	Подпорожский			g, fg, lg	До 24
	Микулинский (петрозаводский)		M1—M8	m, l, la, a	3—15
	Московский		Ms	g, fg, lg	6—30
Q _{II}	Одинцовский (водлинский)	Стешевский		l	22
		Рославльский (карбозерский)		l ? m ?	7
		Красноборский (колодорецкий)		m ?	5
		Глазовский (колодозерский)		m	2
Q _I	Днепровский	Деснинский		g, fg, lg	5—40
	Лихвинский		L1—L3	m	3—29
	Окский			g	2—18
N—Q _I	Неоген-нижнечет- вертичные (?) отложения	Свирский комплекс?		la?	До 57

дающими вверх по разрезу в мелкозернистые озерные пески. Общая мощность отложений до 32 м, а озерной части — до 22 м. Абсолютные отметки кровли морских осадков достигают 55 м. Спорово-пыльцевые спектры отложений позволяют выделить здесь слои, относящиеся к глазовскому и рославльскому потеплениям и разделяющему их красноборскому похолоданию (Агранова и др., 1977). Во время глазовского климатического оптимума здесь господствовали сосново-березовые леса со значительной примесью ольхи, орешника, дуба, в меньшей степени — вяза. В начале и конце красноборского похолодания водоразделы были

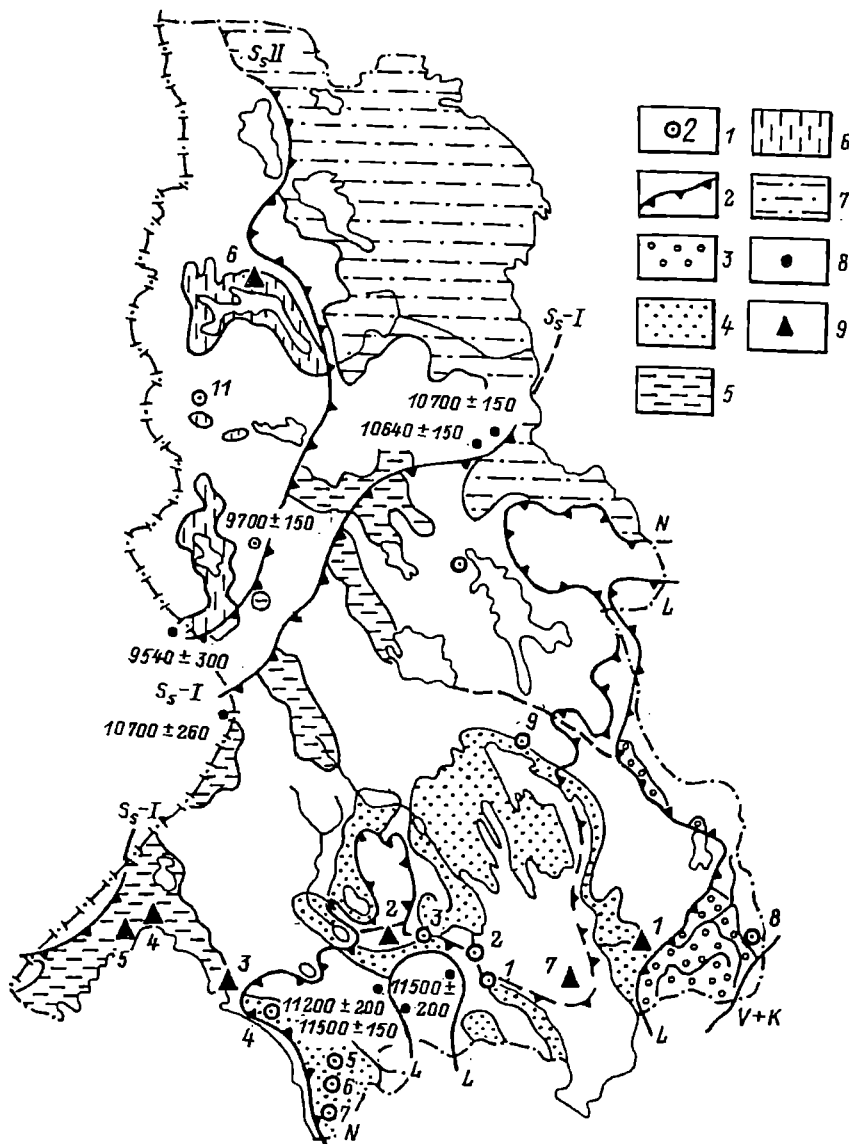


Рис. 18. Местоположение опорных скважин, вскрывших межледниковые отложения и основные разрезы верхневолжских ледяных глин и органических донных осадков, изученных палеомагнитным и радиоуглеродным методами.

1 — опорные скважины, вскрывшие межледниковые отложения (цифры на схеме): 1 — Петрозаводск, 2 — Орзга, Деревянское, 3 — Матросы, 4 — Верхняя Видлица, 5 — Ковера, 6 — Олонцы, 7 — Васильевский Бор, 8 — Колодозеро, 9 — Повенец, 10 — Онда, 11 — Костомукша. 2 — красные образования стадий верхневолжского оледенения: V+K — вепсовско-крестецкие, L — лужские, N — невские, S I — сальпауссельский I, S II — сальпауссельский II. Отложения приледниковых водоемов: 3 — вепсовско-лужского времени; 4 — лужско-невского (древний диас — начало аллерса); 5 — конца невисского — сальпауссельский II (аллерс — верхний диас); 6 — конца верхнего диаса — преборсала (сальпауссельский II — преборсала); 7 — солончатоводного бассейна — моря португалия (аллерс — преборсала); 8 — радиоуглеродные датировки базальных слоев органических донных отложений; 9 — расположение разрезов ледяных глин, изученных палеомагнитным методом.

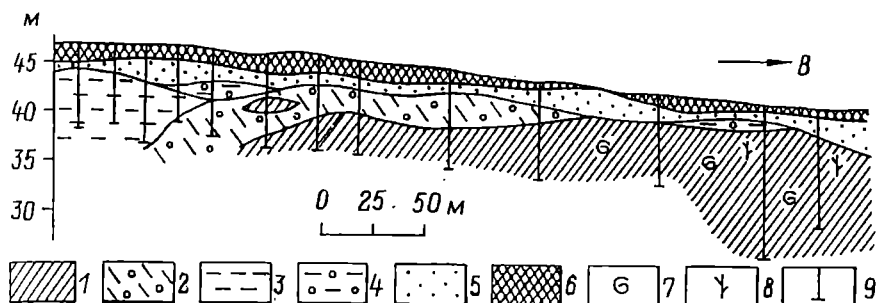


Рис. 19. Разрез микулинского и средневалдайского межледниковий в северной части г. Петрозаводска. По Э. И. Девятовой (1972).

1 — морские микулинские отложения; 2 — морена, разделяющая морскую и пресноводную толщи, с отторженцами морских отложений; 3 — пресноводные средневалдайские отложения; 4 — верхневалдайская морена; 5 — голоценовые озерные пески и галечники; 6 — торф; 7 — раковины моллюсков; 8 — растительный детрит; 9 — скважины.

заняты холодными и влажными лесостепями с зарослями кустарниковых берез. В середине красноборского похолодания появились еловые леса с примесью кедра. В рославльское потепление в составе сосново-березово-ольховых лесов примерно в равных количествах присутствовали граб, вяз и дуб. Трансгрессия моря происходила во время глазовского оптимума. Из 168 видов диатомей 127 — морские и солоноводные, в целом характеризующие глубоководные условия осадконакопления (Агранова и др., 1977). Отложения рославльского оптимума имеют регрессивный характер: в заключительные стадии межледниковья залив, расположенный в Восточной Карелии, утрачивает связь с морем, начинают накапливаться озерные пески. Диатомовая флора этих отложений включает 47 видов и разновидностей, характерных для пресноводных заболочивающихся водоемов. Доминируют виды родов *Pinnularia* (24 вида), *Neidium*, *Stauronies*. В пыльцевых спектрах преобладает сосна. Пресноводные отложения одиновского возраста известны и в Восточном Приладожье. В скважине у с. Васильевский Бор (рис. 19) на перемытой днепровской морене залегают толщи красновато-коричневых и серовато-коричневых глин и суглинков мощностью до 18 м. Перекрываются они образованиями московского оледенения и микулинскими глинами (Бискэ, 1978).

В микулинское (петрозаводское) межледниковье морские воды проникли в котловины Ладожского и Онежского озер, Белое и Балтийское моря соединились широким и глубоким проливом. Морские осадки этого времени наиболее широко распространены в Южной Карелии — от Ладожского озера до бассейна р. Водлы, а также вдоль трассы Беломорско-Балтийского канала. Уровень моря достигал 110 м (Девятова, 1982). Микулинские озерные пески, супеси и глины известны в бассейне р. Водлы и на Онежско-Ладожском перешейке. Они часто слагают основания и вершины морских толщ. Мощность микулинских отложений изменяется от 3 до 18 м. Обычно они залегают на образованиях московского оледенения и перекрываются валдайскими или голоценовыми слоями. Наиболее хорошо изученные и палинологически охарактеризован-

ные отложения микулинского времени имеют морской генезис (Петрозаводск, Верхняя Видлица, Васильевский Бор). Результаты их палинологических исследований позволяют установить динамику развития климата, растительности и водоемов в это время.

В наиболее полном разрезе морских отложений в г. Петрозаводске (табл. 5) Э. И. Девятова выделила 13 спорово-пыльцевых зон, соответствующих зонам M_1 — M_8 схемы В. П. Гричука (1961), но с некоторыми региональными особенностями, отличающими их от среднерусских. По повышенному содержанию пыльцы широколиственных пород микулинские разрезы Восточного Приладожья (Васильевский Бор, Ковера, Видлица) отличаются от разрезов окрестностей Онежского озера (Петрозаводск, с. Деревянное, пос. Повенец), а также более северных районов Карелии и приближаются к диаграммам микулинских отложений Средней России. В большинстве разрезов этого возраста, расположенных в крупных озерных котловинах (Ладога, Онега), переход от ленточно-слоистых осадков позднемосковского времени к марино-гляциальным постепенный. В петрозаводском разрезе марино-гляциальные отложения соответствуют зоне M_1 . В других разрезах Ладожской и Онежской котловин осадки зон M_1 и M_2 накапливались в пресноводных условиях, что позволяет сделать вывод об ограниченных пределах ингрессии моря на этом этапе в Южной Карелии (Девятова, 1972, 1982). Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о постепенном потеплении и смене на водоразделах тундрового типа растительности с максимумом березы и травянисто-кустарничковых растений, характерных для московского позднеледниковья (зона M_2), на еловые и сосново-березовые леса — зоны M_1 , M_2 (табл. 5). Изменения уровня моря были неоднократными. Максимум трансгрессии относится Э. И. Девятовой (1982) к зоне M_{4a} . Регрессия водоема началась в Онежской котловине в зоне M_3 . В петрозаводском разрезе в отложениях этой зоны исчезают фауна моллюсков и фораминифер, морская диатомовая флора (Абрукина, Красильникова, 1972). В осадках более обильной становится примесь пыльцы прибрежной растительности. В Ладожской котловине регрессия моря продолжалась до зоны M_8 , в Онежской — до зоны M_7 . Позднее накапливались пресноводные осадки. На водоразделах — зоны M_{4a} — M_6 — происходит последовательная кульминация широколиственных пород — дуб—вяз—липа—граб. В зоне M_7 усиливается перестройка лесной растительности, отвечающая начавшемуся похолоданию: M_7 — зона максимума ели, M_8 — сосны и ели.

Таким образом, во время микулинского межледниковья в Южной Карелии произошел полный цикл смены растительности — от тундрового типа (зона M_8) до последовательной кульминации широколиственных пород и последующего похолодания. Выявлен и полный цикл развития водоемов — от приледникового озера до трансгрессии моря, его развития, опреснения и образования пресноводного водоема (Девятова, 1972, 1982).

Отложения ранневалдайского (нижнеолонецкого) горизонта, разделяющие в некоторых скважинах микулинские и средневалдайские (мологосхеснинские) слои, представлены мореной и водно-ледниковыми осадками мощностью от 0.6 до 24 м. По мнению Э. И. Девятовой (1982), в начале

Биостратиграфическая корреляция разрезов микулинского (петрозаводского) горизонта (Экман, 1987)

Палинологические зоны (Гричук, 1961)	Восточное Приладожье		Бассейн р. Свири	Бассейн Онежского озера				Бассейн Белого моря		
	Верхняя Видлица	Васильс- ский Бор		Петро- заводск	Дере- вянное	Водла	Повелец	Маткозеро	Онда	Чкалово (Левина Гора)
M ₈ — сосны и ели	—			—	—					
M ₇ — верхнего максимума ели		—		—	—	—		—	—	
M ₆ — максимума граба		—		—	—	—		—	—	
M ₅ — дуба, вяза, липы, граба; вторая половина максимума лещины		—		—	—	—	—	—	—	—
M _{4a} — дуба, вяза; первая половина мак- симума лещины	—			—	—	—	—	—	—	—
M _{4a} — максимума дуба, большого коли- чества сосны	—			—	—	—	—	—	—	—
M ₃ — сосны с элементами широколист- венных пород	Перерыв			—	—	—	—	—	—	—
M ₂ — сосны с березой	—	—		—	—	—	—	—	—	—
M ₁ — нижнего максимума ели				—	—	—	—	—	—	—
M ₀ — максимум березы и травяно- кустарничковых растений	—	—		—	—	—	—	—	—	—

ранневалдайского этапа седиментогенеза уровень Онежского озера составлял не более 40 м. Переход от морских водоемов микулинского времени к пресноводным озерам раннего валдая происходил не только в результате общего подъема Скандинавии, но и вследствие начавшегося общего похолодания, усиления ледовитости Баренцева моря и последующей изоляции Белого моря в начале ранневалдайского оледенения (Девятова, 1982).

Образования озерного и озерно-болотного генезиса средневалдайского межледниковья вскрыты скважинами в Южной и Восточной Карелии и в районе г. Костомукши. В районе Петрозаводска они относятся к ленинградскому (лососинскому) горизонту и их стратиграфическое положение определяется залеганием между отложениями ранне- и поздневалдайских оледенений (рис. 19). Пресноводные осадки крупных водоемов представлены серыми глинами и суглинками, местами с включениями вивианита и растительного детрита, реже — песками и супесями. Мощность их составляет от 3 до 15 м. Пресноводные средневалдайские отложения широко развиты в районе Петрозаводска на первой и второй террасах Онежского озера. Абсолютные отметки их кровли составляют около 50 м, что, вероятно, соответствует уровню озера около 80 м (Девятова, 1982). Эти отложения залегают на нижневалдайской морене, перекрывающей микулинские морские осадки, или заполняют эрозионные врезы в этих осадках (рис. 19). Перекрываются они верхневалдайскими и голоценовыми образованиями в зонах абразии Онежского озера. Доминирующий комплекс диатомей состоит из видов *Aulacoseira islandica* (O. Mull.), *Simonsen*, *Stephanodiscus rotula* (Kütz.) Hendey и *Cyclotella* cf. *kutziniana* Thwait (Шешукова, 1939), встречаемых в больших количествах. В отложениях петрозаводской пресноводной толщи Э. И. Девятовой (1972) выделено 8 спорово-пыльцевых зон. Для зоны I характерно многообразие тундровых и северо-бореальных видов, ксерофитов и галофитов. В группе древесных пород преобладает *Betula nana* (78—92 %), а среди травянистых — *Artemisia* (54—70 %) и *Chenopodiaceae* (3—17 %). Климатическому optimumу соответствует зона III — фаза развития смешанных хвойно-широколиственных лесов. Здесь выделяются подфаза максимума сосны и ольхи и подфаза ели с максимумом широколиственных пород и лещины. Главными породами в составе лесных мезофитов в эту фазу были *Picea*, *Pinus sylvestris*, *Betula pubescens*, *B. verrucosa*, а из термофильных пород — *Quercus robur*, *Ulmus laevis*, *Corylus avellana*. С зоны IV начинается похолодание, в зоне V на водоразделах господствуют березово-сосновые леса, в зоне VI — лесотундра с березой, в VII — приледниковая тундровая растительность. Выделение в спорово-пыльцевых спектрах только одного потепления (зоны II—V) свидетельствует о формировании этих отложений не в течение всего средневалдайского интервала, а только в один из его временных отрезков. Вероятно, верхняя часть разреза уничтожена верхневалдайским ледником.

Озерно-болотные подморенные отложения этого времени вскрыты скважинами в районе Петрозаводска на абсолютных отметках от 100 до 180 м, а также в районе г. Костомукши. В Петрозаводске они имеют локальное распространение и представлены торфами, сапропелями, суглинками, пылеватыми песками общей мощностью до 3 м, залегающими на

флювиогляциальных песках раннего валдая, и перекрываются толщей последней морены мощностью от 2 до 8 м. Часто в средневалдайских отложениях наблюдаются многочисленные гляциодислокации (Экман и др., 1979). Содержащийся в осадках комплекс диатомей включает виды родов *Eunotia* (доминант), *Stauronies*, *Diplonies*, *Pinnularia* — характерных обитателей мелких водоемов северных широт (Экман, Лийва, 1980). Радиоуглеродное датирование и спорово-пыльцевые спектры позволили выделить три горизонта торфов и сапропелей, различных по возрасту (Экман, Лийва, 1980). Древнейшие органические слои представлены сильноминерализованными сапропелями, вскрытыми в микрорайоне Кукковка III на контакте с подстилающими водноледниковыми песками (глуб. 4.7—5.2 м). Возраст их составляет $46\,700 \pm 1100$ лет, что отвечает начальному этапу улучшения климата и формирования озерных органогенных осадков (рис. 20). Другой разрез межморенных органогенных осадков включает слой сильноуплотненного торфа мощностью в 20 см, возраст которого составляет $43\,900 \pm 900$ лет. В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца сосны (50—70 %) с участием березы, присутствуют дуб, вяз (сумма 4—5 %) и лещина (до 7—8 %). Природные условия отвечали времени климатического оптимума среднего валдая и были теплее современных. Эта часть разреза хорошо сопоставляется с нижней частью спорово-пыльцевой зоны III средневалдайских отложений Онежского озера (по данным Э. И. Девятовой, 1972), соответствующей фазе развития смешанных хвойно-широколиственных лесов второго плейстоценового межледниковья. Наиболее молодые органогенные отложения вскрыты скважинами в микрорайоне Древлянка на глубине 6—7 м и представлены сильноминерализованным сапропелем мощностью до 0.3—0.5 м, возраст которого по ^{14}C $31\,750 \pm 500$ лет. Спорово-пыльцевые спектры средневалдайских озерно-болотных отложений разных районов Петрозаводска позволяют выделить голиковское и древлянское потепления, разделенные кукковским похолоданием (рис. 23). В ряде разрезов пресноводных средневалдайских осадков в Северо-Восточном Приладожье, накопившихся в крупных водоемах (Рагнукса, Верхний Олонец), выделяются три горизонта, соответствующих потеплению климата (Экман, 1987).

Стадиальный характер деградации поздневалдайского ледника предопределил гетерохронность зарождения и особенности развития озер в разных частях Карелии (Экман и др., 1988; Экман, 1992), комплексы краевых образований последнего оледенения хорошо выражены геоморфологически. Многочисленные радиоуглеродные датировки базальных слоев органогенных донных отложений малых озер, развитых в районах этих краевых образований, и результаты палеомагнитных исследований ленточных глин различных стадий оледенения (табл. 4) позволили создать схему деградации последнего оледенения, уточнить стратиграфическую шкалу верхнего плейстоцена и провести районирование территории Карелии по времени образования озер (Экман и др., 1987; Экман, 1992). Выделено четыре этапа зарождения озер: доаллередское время, аллеред, середина позднего дриаса, пребореальное время. Выделение доаллередских межфазальных слоев пока весьма проблематично. Исключение составляет онегозерский (плюсский) горизонт, залегающий между нерасчлененными моренами крестецко-вепсовской стадии и лужской мореной,

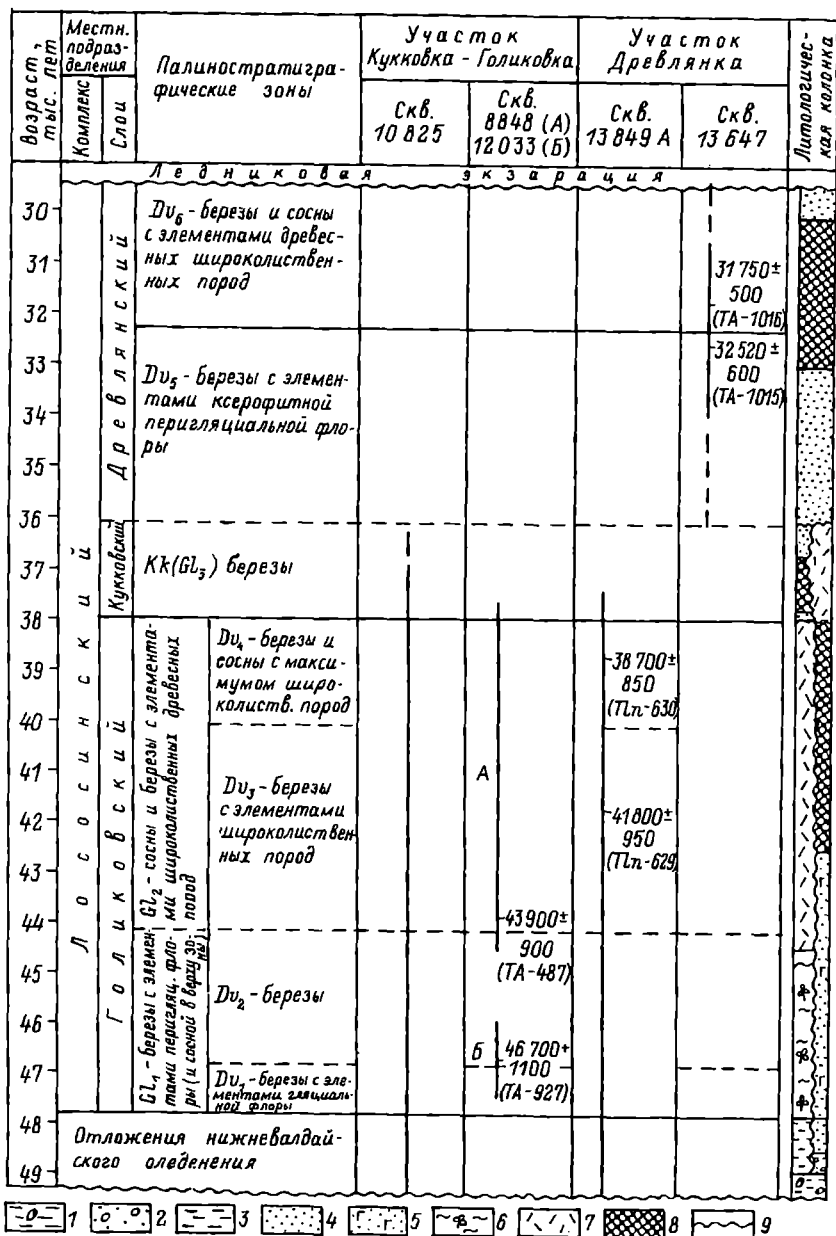


Рис. 20. Хроно- и палиностратиграфическая корреляция опорных разрезов средневалдайских (ленинградских) озерно-болотных отложений района г. Петрозаводска.

1 — суплинистая морена, 2 — флювиогляциальные галечные пески, 3 — ленточные суплиники, 4 — пески, 5 — гумусированные мелкие пески, 6 — алевроиты с растительными остатками, 7 — автохтонный древесный торф, 8 — глинистые сапропели (сапропелиты), 9 — перерывы в осадконакоплении.

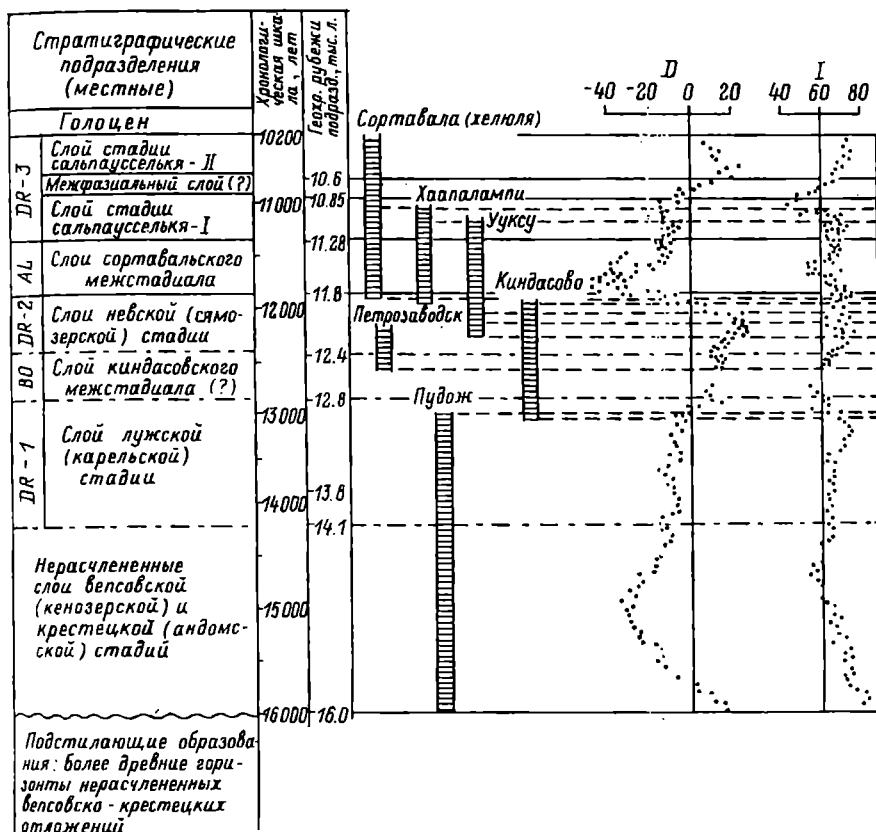


Рис. 21. Хроно- и магнито-стратиграфическая схема отложений верхнего валдая Карелии (этап дегляциации) с корреляцией опорных разрезов ленточных глин (Экман и др., 1987).

представленный преимущественно песками водно-ледникового, озерного и озерно-аллювиального генезиса. Их палинологическая характеристика различна для отдельных районов Онежско-Ладожского перешейка, но в целом пыльцевые спектры соответствуют прохладным климатическим условиям межстадиального типа (Алехтин, Экман, 1967).

В лужско-крестецкое время у края ледника в Восточной Карелии существовал обширный приледниковый водоем. По палеомагнитным данным разрез ленточных глин мощностью 14 м около г. Пудож формировался в интервале 16 000—13 000 л. н. (Экман и др., 1987). Горизонты «немые» в отношении пыльцы и спор чередуются в нем со слоями, содержащими явно переотложенные, экологически несовместимые комплексы, что затрудняет биостратиграфическое расчленение толщи. Вероятно, весь разрез формировался в гляциальных условиях.

Отложения беллинга с разной степенью обособленности выделяются в ряде районов Южной Карелии. В среднем течении р. Шуи у д. Киндасово в обрыве реки был изучен разрез ленточных глин мощностью около 6,5 м. По результатам варвометрических и палеомагнитных исследований он

формировался в течение 1170 лет с конца раннего дриаса до конца среднего дриаса (11 900—13 100 л. н.) (рис. 21). В верхней части разреза растительные «остатки» практически отсутствуют. В нижней части отмечается значительное количество пыльцы, в том числе и переотложенной (дуба, вяза, лещины). В целом по всему интервалу преобладает пыльца древесных (80—90 %), среди которых доминируют древесные формы березы (75—85 %), уменьшается содержание маревых и совершенно отсутствует полынь. Этот интервал, вероятно, относится к «максимуму потепления» во время интерстадиала беллинг. Совместно с финляндскими геологами была получена колонка донных отложений (длиной 7.7 м) из центральной части Онежского озера с глубины 45 м (N 61°41', E 35°36'6"). В колонке представлены отложения от среднего дриаса до голоцена включительно (рис. 18). Ниже приводится краткое послойное описание полученного керна:

- 0—0.3 м — илы светло-коричневые с темно-серыми прослойками гидротроилита.
- 0.3—1.53 м — алевроиты и алевроитовые глины серые с оливковым оттенком и включениями гидротроилита.
- 1.53—2.85 м — алевроиты серые.
- 2.85—2.98 м — алевроиты коричневые неяснослоистые.
- 2.98—3.5 м — ленточные глины серые, микрослоистые.
- 3.5—3.71 м — ленточные глины коричневатые.
- 3.71—5.62 м — ленточные глины серые, мощность лент от 2 до 11 мм.
- 5.62—7.42 м — ленточные глины коричневые, мощность лент от 3 до 30 мм, мощность летнего слоя больше, чем зимнего.
- 7.42—7.66 м — деформированные коричневатые ленточные глины, мощность лент 30—50 мм.
- 7.66—7.7 м — глинистая морена.

Спорово-пыльцевые характеристики трех образцов, взятых из основания колонки, отличаются от вышележащих ленточных глин повышенным содержанием пыльцы древесных растений, большая часть которой принадлежит пыльце *Betula*. Травы представлены большим количеством видов, среди которых господствует пыльца *Artemisia* и *Chenopodiaceae* при значительном участии *Poaceae* и *Cyperaceae*. Среди споровых доминируют зеленые мхи и папоротники. Сомкнутость растительного покрова была, вероятно, неполной, а доля открытых сообществ составляла не менее 50 % территорий. В окрестностях Онежского озера островные березовые леса чередовались с пионерными сообществами, состоящими из полыни и маревых.

В период среднего дриаса ледник невиской стадии занимал всю северную половину Онежской котловины, а его край имел ярко выраженное фестончатое строение (рис. 18). Ледниковые фестоны огибали ледораздельные возвышенности Онежско-Ладожского и Онежско-Беломорского водоразделов. Приледниковые водоемы занимали южную часть Онежской котловины, значительную часть долины Водлы в Восточной Карелии и практически всю Шуйскую низменность на Онежско-Ладожском перешейке. Краевые ледниковые образования невиской стадии, протягивающиеся через г. Петрозаводск, свидетельствуют о разьединении Шуйского и Онежского приледниковых водоемов на этом этапе дегляциации.

Отложения аллереда широко распространены как в крупных, так и в малых водоемах. В Южной Карелии базальные органосодержащие слои

малых озер имеют радиоуглеродные датировки — $11\,500 \pm 200$ л. н. (рис. 18) и представлены илами, алевритами, глинистыми песками, залегающими на лишенных органики песчаных и слоистых алевритовых осадках доаллередского времени. В Южной Карелии мощность аллередских слоев малых озер достигает 140 см (оз. Кодъярви). В спектрах большинства изученных разрезов преобладает пыльца древесных, среди которой доминирует *Betula*. Количество пыльцы *Picea* и *Pinus* в разрезах Кодъярви несколько выше, чем на Онежско-Ладожском перешейке (оз. Суярлампи, с. Святозеро). Спектры отличаются высоким содержанием пыльцы *Alnus*. В группе травянистых преобладает *Artemisia* и *Chenopodiaceae* при значительном участии *Poaceae*, *Cyperaceae*. Разнотравье представлено большим количеством видов. Всюду присутствует пыльца *Ephedra*. Среди споровых доминируют *Bryales* и *Polypodiaceae*. Флора аллереда характеризуется совместным развитием представителей различных растительных зон при доминировании бореальных видов. Основной фон ландшафта Западного Прионежья создавали березовые леса, в меньшей степени — сосново-березовые. Значительную роль в лесообразовании играла ель. Ольха, по-видимому, не только входила в состав смешанных лесов, но и образовывала чистые ценозы, приуроченные к долинам рек и ручьев, озерным котловинам. Наряду с лесами значительные площади занимали кустарничково-зеленомошные тундры, сочетавшиеся с перигляциальными пионерными группировками и с луговыми осоково-злаково-разнотравными сообществами.

В стадию сальпаусселькя I (ругозерская стадия) край ледника находился на линии г. Беломорск—п. Ругозеро—оз. Мотко (рис. 18). Базальные слои органогенных донных отложений малых озер составляют в краевой зоне в Центральной Карелии 10 700—10 300 л. н. — озера Алиниелампи, Мелкое (Экман и др., 1988). По палеомагнитным данным наступление ледников в эту стадию датируется 11 300—10 850 л. н. (Экман и др., 1987). В Ладожском озере в это время продолжают накапливаться ленточные глины, в Онежском — гомогенные алевриты, в малых озерах, в зависимости от их географического положения, — пески, алевриты, илы. Количество пыльцы древесных в осадках малых озер уменьшается, возрастает доля *Betula nana*, *Salix*, а также *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. Увеличивается частота встречаемости *Ephedra*. Особенности спорово-пыльцевых спектров малых озер Центральной Карелии позволяют выделить в отложениях верхнего дриаса три этапа. Начальный и заключительный этап отличались наиболее суровыми климатическими условиями. Об этом свидетельствуют значительное количество пыльцы травянистых, присутствие холодолюбивых видов: *Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium appressum*, *L. pungens*. Спектры первой трети верхнего дриаса отличаются от его завершающего этапа изменениями в составе травянистых: происходит смена полинно-маревых группировок верескоцветными, что, вероятно, свидетельствует о появлении достаточно развитого слоя почвы и изменении гидрологического режима. В середине верхнего дриаса отмечается некоторое потепление. В составе спорово-пыльцевых спектров возрастает роль пыльцы древесных, главным образом *Betula*. Наряду с тундровыми видами плаунов присутствуют и лесные (*Lycopodium complanatum*), отсутствуют споры *Selaginella selaginoides*, *Botrychium boreale*.

Вероятно, это потепление соответствует интерстадиалу, разделяющему похолодания стадий сальпаусселья I и II. По палеомагнитным данным оно датируется интервалом 10 850—10 600 л. н. (рис. 18). Основной фон ландшафтов начала верхнего дриаса создавали травянистые и травянисто-кустарничковые группировки. К середине верхнего дриаса увеличиваются площади, занятые березовым редколесьем с небольшой примесью сосны, появляются луговые сообщества. В заключительный этап верхнего дриаса общее похолодание климата вызывает продвижение ледников в стадию сальпаусселья II (калевальская), деградацию лесов и распространение травянисто-кустарничковых формаций. В эту стадию оледенения край ледника продвинулся до восточных берегов озер Топозера, Куйто и Нюк и Западной Карелии (рис. 18). У края ледника существовали приледниковые водоемы. В Ладожском, а позднее и в относительно глубоких Ребольском и Куйтинском приледниковых озерах накапливаются ленточные глины. Опорный разрез ленточных глин в пос. Калевала формировался, по палеомагнитным данным, в интервале от 10 400 до 9900 л. н. (рис. 18). Абсолютные отметки флювиогляциальных дельт, входящих в состав краевых образований стадии II, возрастают от 110—115 м в районе ст. Юшкозеро до 170 м у северных берегов Топозера и свидетельствуют о высоких уровнях приледниковых водоемов.

На крайнем Северо-Западе Карелии в районе Топозера, Сокологера, Пяозера, рр. Кумы, Невги абсолютная высота залегания глинистых осадков достигает 138 м, а их мощность — более 25 м. В этом районе открыто крупнейшее на Северо-Западе России месторождение глин с запасами 1,8 млрд м³ (Клюнин и др., 1986).

Подводя итоги, следует отметить, что на территории Карелии, особенно ее южной части, сохранились межледниковые отложения озерного и морского генезиса, относимые к неоген-нижнечетвертичному(?), лихвинскому, одинцовскому, микулинскому и средневалдайскому времени. В донных отложениях озер выделяются и межстадиальные слои верхневалдайского оледенения.

В настоящее время наиболее детально изучены межморенные отложения микулинского и средневалдайского возраста, разделенные в Южной Карелии (Северо-Восточное Приладожье и г. Петрозаводск) мореной нижневалдайского оледенения. Межморенные органо-минеральные торфа и сапропели накапливались в районе Петрозаводска в интервале от 46 до 31 тысячи л. н.

Стадиальный характер деградации последнего верхневалдайского ледникового покрова на территории Карелии, подтвержденный изучением краевых образований, радиоуглеродными датировками базальных слоев органогенных озерных осадков, а также палеомагнитными исследованиями ленточных глин, указывает на гетерохронность зарождения озер Карелии, позволяет проследить эволюцию озерного седиментогенеза и развитие растительности на водоразделах в конце плейстоцена.

ИСТОРИЯ ОЗЕР СЕВЕРО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

История развития озер в районах Кубенско-Сухонской впадины и Северных Увалов¹

Вологодская область представляет большой интерес для освещения проблем палеолимнологии в плейстоцене. Условия залегания плейстоценовых отложений, характер кровли пермских, триасовых и юрских отложения свидетельствуют о наличии к началу плейстоцена довольно глубокой, хорошо разработанной гидрографической сети с относительными превышениями до 80—130 м. Территория целиком находилась в пределах деятельности ледниковых покровов. При таянии ледников потоки чаще всего использовали реликтовые (погребенные) долины, размывая при этом заполняющие их более древние ледниковые и водноледниковые образования; имело место и выпахивающее действие льдов. Невзирая на экзарацию и значительные размывы толща плейстоценовых отложений в различных районах исследования обладает мощностью от 10—40 м на севере, востоке и западе, до 80—120 м на юге территории; в погребенных долинах мощность осадков достигает 260 м. Плейстоценовая толща характеризуется чередованием морен (окской, днепровской, московской), озерно-ледниковых, межледниковых (лихвинских, микулинских) и межстадиальных (внутриокских, внутريدнепровских, внутримосковских) озерных отложений (рис. 22).

Бурением выявлены фрагменты древне- и среднелейстоценовой гидрографической сети, врезанной в разновозрастные дочетвертичные отложения на глубину 100 м и более. Древние долины установлены в бассейнах рек Сухоны, Устья, Вологды, Северной Двины, Лузы и Юг. Днища долин располагаются на абсолютных отметках, близких к нулю, при высоте местных водоразделов дочетвертичной поверхности около 200 м. Возможно, раннелейстоценовый главный водораздел располагался на абсолютных высотах порядка 180 м и был ниже современного. В этих долинах обнаружены древнелейстоценовые отложения, представленные тонко-слоистыми уплотненными песчано-глинистыми и алевроитовыми породами, которые формировались в условиях проточных озер и достигали мощнос-

¹ В. И. Хомутова, В. Б. Соколова, А. Л. Буслович, В. И. Гаркуша, И. В. Котлукова.

ти 100 м. Они встречены (рис. 23) на рр. Устье (1), Лузе (2), Андонге у д. Завражье (3), Пенуме (4), Вексе (5—17).

Опорные разрезы древнеозерных отложений комплексно охарактеризованы петрографическим, минералогическим, палинологическим, диатомовым, карпологическим и фаунистическим методами. Одновременно проведено определение абсолютного возраста (по ^{14}C) озерно-болотных осадков и морен — оргоновым методом на предмет нахождения центров оледенения (Соколова, Хомутова, 1966, 1967; Ауслендер, Гей, 1967; Буслович и др., 1975, и др.). В настоящей работе в основном рассматривается история развития озер межледниковых континентальных периодов плейстоцена.

В районе Кубено-Сухонской впадины нижнечетвертичные озерные отложения распространены на абсолютных высотах от 20 до 90 м в основании наиболее глубоких депрессий дочетвертичного рельефа. Иногда эти осадки залегают под окской мореной, чаще — между моренами (внутри окской или между окской и дзукийской). Сложены озерные толщи большей частью ленточными суглинками, супесями и песками общей мощностью до 42 м. Комплексное изучение древнеозерных нижнеплейстоценовых осадков позволяет заключить, что для эпохи нижнего плейстоцена, вероятно всего, было характерно распространение небольших по площади, глубоких водоемов, ориентированных преимущественно в юго-восточных направлениях, согласно положению древних долин. Известные разрезы нижнеплейстоценовых древнеозерных отложений (деревни Янгосарь, Погорелка, Токарево, Сокольниково и др.) позволяют говорить о накоплении осадков в водоемах со спокойным режимом (Соколова, Хомутова, 1967). Озера были замкнутые, реже проточные. Оставленные ими осадки (пески, глинистые конгломераты) соответствуют фациям перехода от мелководных бассейнов к глубоководным (тонкие однородные суглинки и ленточные суглинки) и опять к мелководным (пески, пески с гравием и галькой) возможно проточного типа. Для осадков характерно весьма резкое изменение литологического состава по площади и разрезу, свидетельствующее о небольших размерах водоемов, берега которых в основном были сложены дочетвертичными породами. Литологические, геолого-геоморфологические данные четко согласуются с палинологическими выводами. В плейстоценовых спорово-пыльцевых спектрах наряду с пылью, залегающей *in situ*, встречаются в большом количестве (до 90 %) переотложенные древние формы (карбоновые, пермские, триасовые). Флористический состав спорово-пыльцевых спектров пыли, залегающей *in situ*, свидетельствует о холодных климатических условиях этого времени. Водоразделы были покрыты растительностью типа перигляциальной.

Наиболее полные и информативные данные приводятся для разреза скважины, пробуренной в долине р. Пенумы (рис. 24). Палинологические данные свидетельствуют о наличии четкой ритмичности в смене спектров, характерных для растительности лесных и безлесных ландшафтов, что является чрезвычайно характерным для нижнего плейстоцена (Zagwijn, 1960; Вайтекунас, Хомутова, 1973, 1975). Характер ритмов отражает климатические изменения в сторону постоянного и прогрессирующего похолодания. Та же толща вскрыта у д. Завражье (рис. 23).

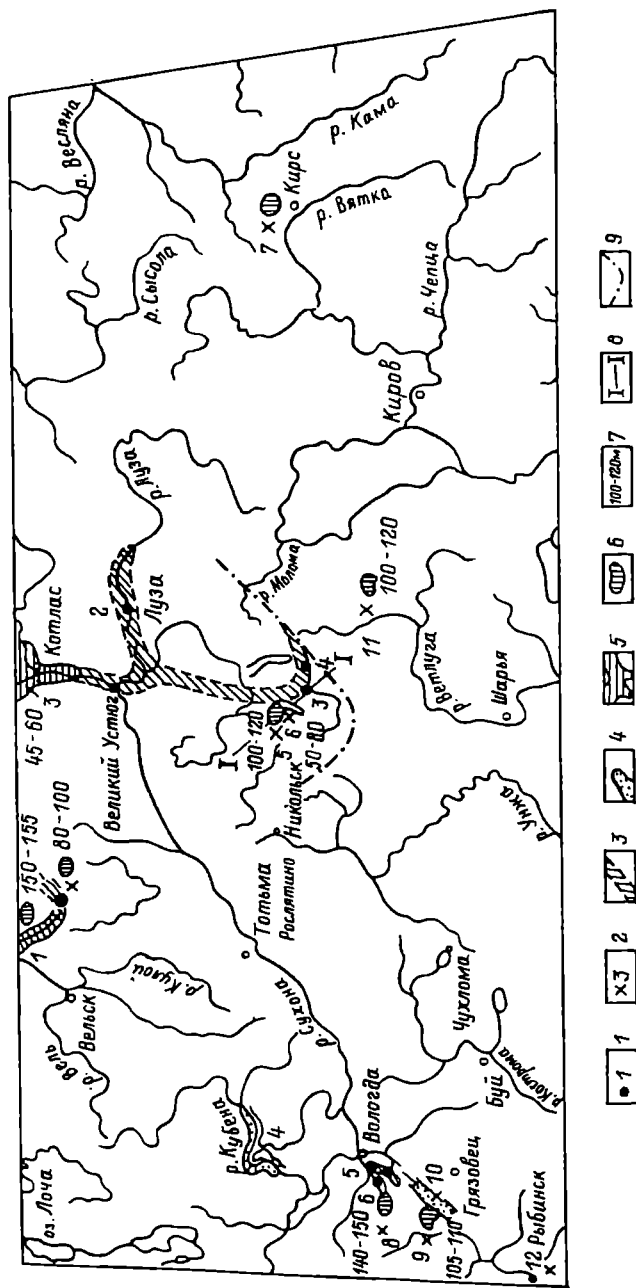
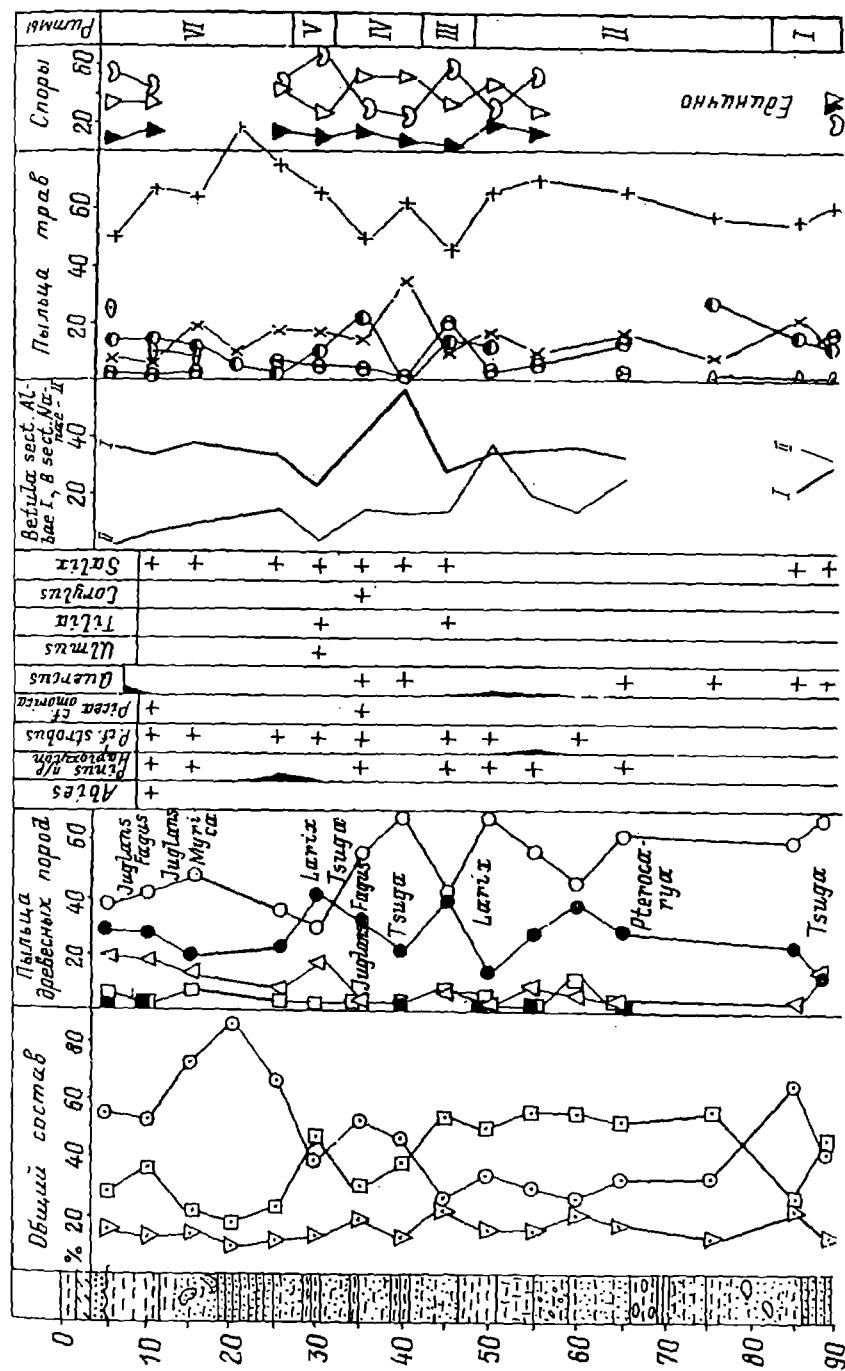


Рис. 23. Схема древней гидрографической сети в районах исследования и расположения изученных разрезов.

Местоположение разрезов. 1 — древнечетвертичные отложения, 2 — лихвинские отложения; фрагменты речной сети. 3' — древнечетвертичной, 4 — лихвинской; 5 — лихвинская опреснившая лагуна; 6 — лихвинские водораздельные озерно-болотные отложения; 7 — гипсометрическое положение лихвинских отложений; 8 — разрез четвертичных отложений в бассейне р. Юг по линии р. Аннонга—р. Пичуг; 9 — граница московского оледенения.



Среднеплейстоценовый этап в развитии рельефа исследуемой территории ознаменовался формированием мощных толщ морен и связанных с ними озерно-ледниковых, озерных осадков. Наиболее подробно исследованы озерные этапы лихвинского межледникового периода.

Отложения лихвинского межледникового в исследованном районе формировались в разнообразных условиях (рис.23): в опресненной лагуне (г. Котлас), в древних долинах (г. Харовск, у д. Трубайка, д. Еловино), в водораздельных озерных котловинах — в районе д. Янгосарь, Парфеньев, у г. Рыбинска, на реках Имзе, Вохме, Пичуг и у г. Кирс (Буслович и др., 1975; Марков и др., 1968; Соколова, Хомутова, 1966, и др.). Межледниковые осадки залегают на водно-ледниковых, реже ледниковых отложениях нижнечетвертичного возраста и перекрыты мореной днепровского оледенения. Особенно интересны озерно-болотные фации, вскрытые скважинами в деревнях Трубайка, Парфеньев, Янгосарь на водоразделе рр. Ухтомы и Тошни в пределах Вологодской возвышенности, в районе г. Кирс, на р. Пичуг (рис. 25—28).

Гранулометрический состав озерных суглинков и супесей свидетельствует о хорошей сортировке материала в период осадконакопления. От всех выше- и нижележащих толщ межледниковые отложения отличаются несколько меньшим содержанием минералов тяжелой фракции и меньшей карбонатностью; одновременно наблюдается повышенное содержание циркона и граната. В верхах толщ встречаются сингенетические конкреции пирита.

В районе Кубено-Сухонской впадины к началу этапа лихвинского континентального периода рельеф территории отличался значительной расчлененностью. Абсолютные высоты его колебались от 25—30 до 110—150 м. Пониженные участки рельефа занимали озера, которые располагались на водоразделах и в переуглубленных долинах на различных гипсометрических уровнях. Озера были проточные, реже замкнутые, имели незначительные площади распространения и различные глубины, не более 60 м. Мелкие озера и пологие берега крупных озер в начале лихвинского периода подверглись интенсивным процессам заиливания и заторфовывания (д. Янгосарь и др.). В разрезах наблюдается торф мощностью до 3—4 м. Состав спорово-пыльцевых комплексов из начальных этапов отложений отражает растительность типа приледниковой или перигляциальной, формирование которой определялось влиянием окского ледника (рис. 23). По мере становления климата и увеличения его влажности водоразделы покрываются елово-сосновыми лесами с небольшой примесью березы. Влажность климата способствует обводнению территории; накапливаются толщ песка и супеси с растительными остатками (деревня Янгосарь, Сокольниково, Погорелка и др.) На месте болот начинают формироваться неглубокие локальные водоемы, в которых произрастала богатая водная растительность. В межледниковом озерном бассейне в районе оз. Янгосарь по результатам карпоботанического и палинологического анализов озерных осадков установлено произрастание многих водных и прибрежно-водных видов: *Potamogeton filiformis* Pers., *P. Friesii* Rupr., *P. natans*, *P. praelongus* Wulf., *P. pusillus* L., *P. trichoides* Cham. et Schl., *Caldesia parnassifolia* (Bassi) Parl., *Najas flexilis* (Willd.) Rost. et Schm., *Carex pauciflora* Lightf., *Scirpus lacustris* L., *Acacites*

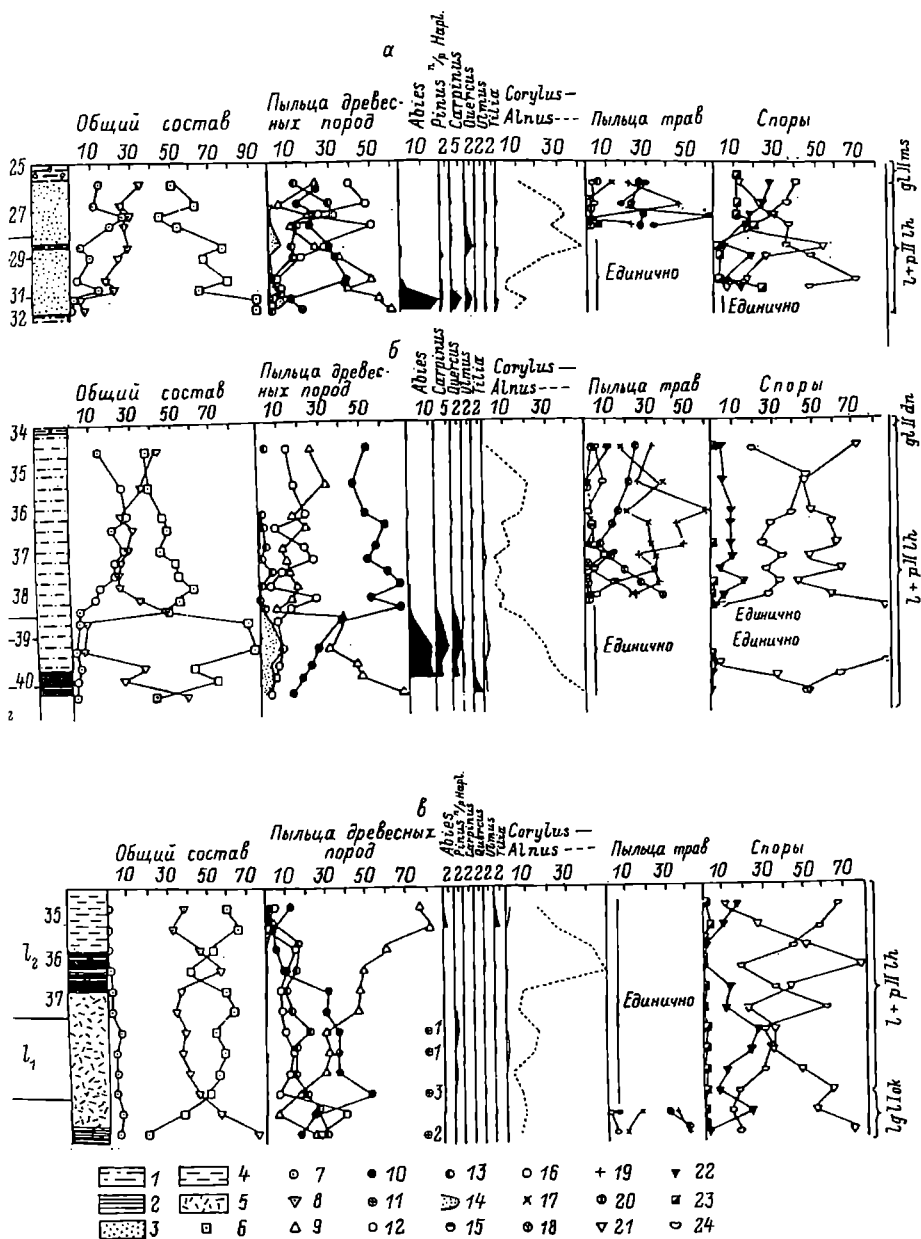


Рис. 25. Спорово-пыльцевые диаграммы лихвинских межледниковых отложений центра Вологодской возвышенности у д. Парфеньев (а), у д. Трубайна (б) и у д. Янгосарь (в).

1 — суглинок валунный, 2 — суглинок безвалунный, 3 — песок, 4 — супесь безвалунная, 5 — торф, 6 — сумма пыльцы древесных пород, 7 — сумма пыльцы травянистых растений, 8 — сумма спор. Пыльца древесных пород: 9 — ель, 10 — сосна, 11 — ива, 12 — береза, 13 — группа кустарниковых берез, 14 — сумма пыльцы широколиственных пород. Пыльца травянистых растений: 15 — злаковые, 16 — осоковые, 17 — маревые, 18 — вересковые, 19 — полевые, 20 — разнотравье. Споры: 21 — зеленые мхи, 22 — сфагновые мхи, 23 — плауновы, 24 — кохедыжниковые.

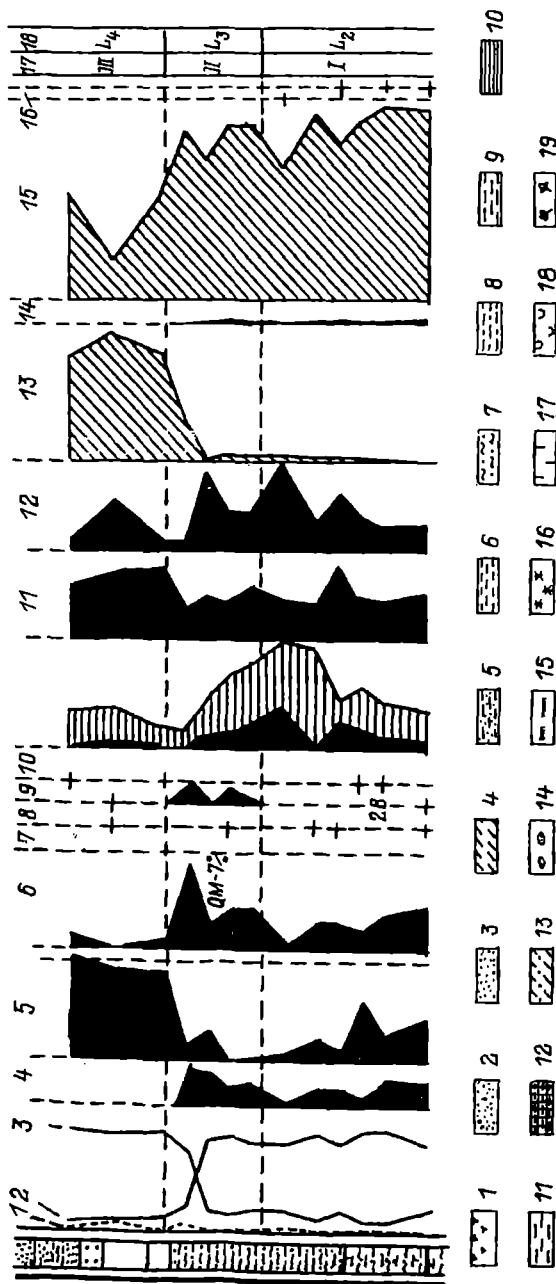


Рис. 26. Спорово-пылевая диаграмма разреза 7-Кирс, лихвинских озерно-болотных отложений. Палинолог В. И. Хомутова.

1 — почвенный слой, 2 — гравий, 3 — песок, 4 — супесь, суглинок, 5 — супески глинистые, 6 — алеврит, 7 — глина песчаная, 8 — глина алевроитовая, 9 — глина, 10 — глина слоистая, 11 — глина углистая, 12 — слабые алевролиты, 13 — глина, суглинок валунные, 14 — линзы песков и глин, 15 — илестность, 16 — железистость, 17 — углистая, 18 — фауна, 19 — растительные остатки.

Цифры на диаграмме: 1 — травянистые, 2 — споры, 3 — древесные, 4 — *Abies* sp., 5 — *Pinus sylvestris*, 6 — *Picea abies*, 7 — *Saprinus betulus*, 8 — *Quercus* sp., 9 — *Tilia cordata*, 10 — *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fritschiana*, 11 — *Alnus* sp., 12 — *Betula*, 13 — *Sphagnum* sp., 14 — *Lycopodium* sp., 15 — *Polytrichaceae*, 16 — *Oribolossaceae*, 17 — споры-пыльцевые комплексы, 18 — зоны лихвинского межледникового (по В. П. Грицуку, 1961). Знак + дает содержание <1 %.

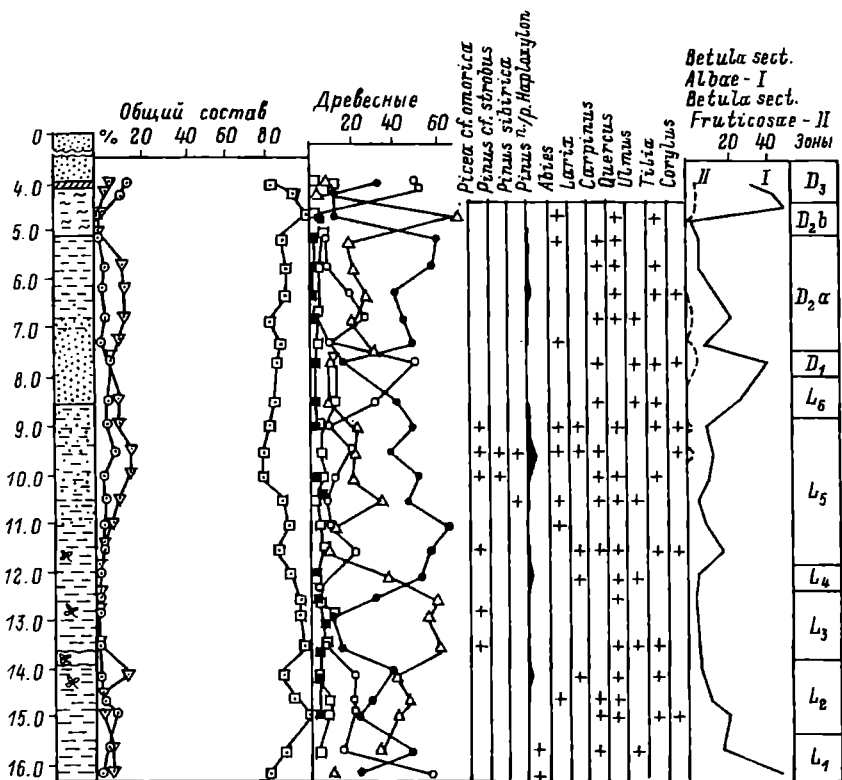


Рис. 27. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 5-Пичуг лихвинских озерных отложений (Буслович и др., 1975).

Усл. обозн. см. на рис. 26.

Jonstrupii (Hartz.) Nikitin, *Ceratophyllum demersum* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Brasenia Nehringii* (Weter) Szafer, *Iris* sp., *Typha latifolia*. В массе отмечаются синезеленые водоросли *Pediastrum boryanum* и ее разновидности.

К середине лихвинского периода обводнение территории не прекращается. Однако в результате энергичных денудационных процессов водоемы локализуются в наиболее пониженных участках депрессий и часто заболачиваются. Цикличность накопления осадков и частые перерывы в осадконакоплении свидетельствуют о неоднократных колебаниях уровня озер. Накапливаются толщи песка, супеси, супеси с растительными остатками, торфа. Размеры озер были весьма разнообразны. Например, разрез скважины в д. Парфеньеве говорит о существовании здесь изолированного водоема типа «стоячего». Фауна свидетельствует об умеренных климатических условиях в момент ее развития. В районе д. Трубайка озеро обладало значительными размерами. Климатический оптимум межледниковья на территории Вологодской области, значительно удаленной от больших морских бассейнов как в настоящее время, так и в плейсто-

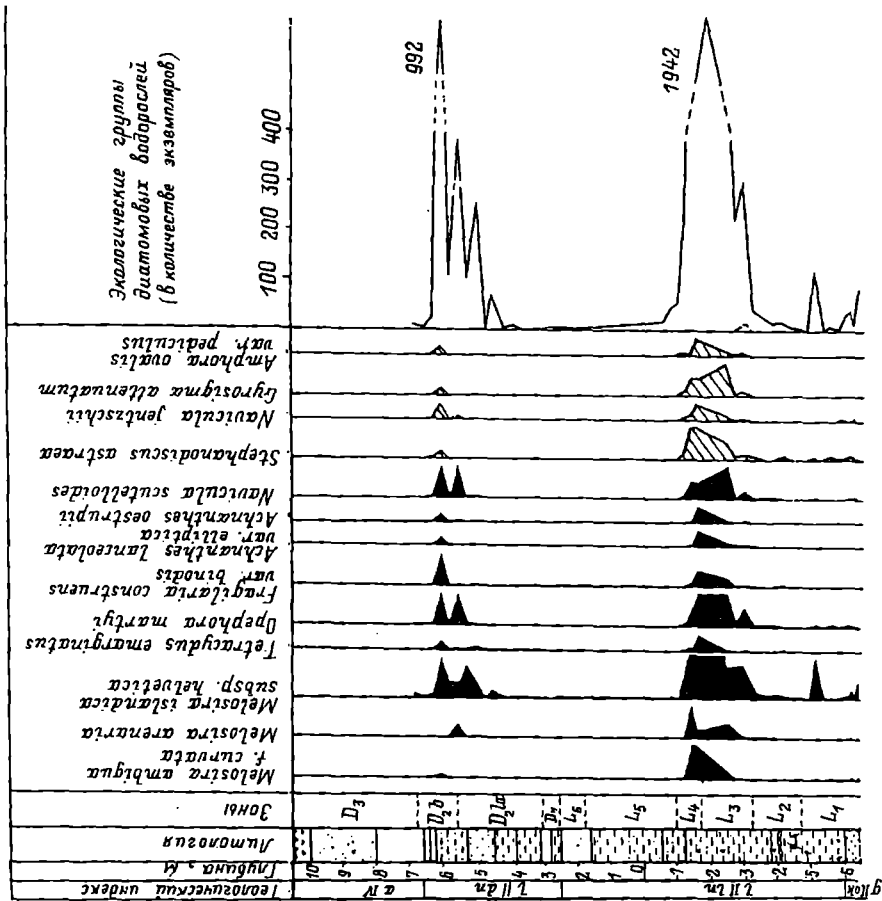


Рис. 28. Диатомовая диаграмма разреза на р. Пичуг (Буслович и др., 1975).
Усл. обозн. см. на рис. 26.

цене, характеризовался тем не менее влажным климатом, близким к климату приморских районов, который можно объяснить лишь очень высокой обводненностью территории и прежде всего — обилием озер, соединенных друг с другом протоками (Соколова, Хомутова, 1968). В озерах, речных старицах и других водоемах этого времени развивалась очень богатая по видовому составу водно-болотная растительность. Вполне понятно поэтому, что именно к фазе, соответствующей климатическому оптимуму, были приурочены находки многих водно-болотных видов. В разрезе у с. Трубайка к оптимальной фазе развития растительности приурочены находки макроостатков следующих видов: *Salvinia natans* (L.) All., *Azolla interglacialis* P. Nikit., *Selaginella selaginoides*, *Picea abies*, *Potamogeton filiformis*, *P. pectinatus*, *P. pusillus*, *Carex pauciflora* Light., *Heleocharis palustris* (L.) R. Br., *Lemna trisulca* L., *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn., *Betula nana*, *Ranunculus sceleratus* L., *R. aquatilis* L., *Potentilla anserina* L., *Rubus idaeus*, *Elatine hydropiper* L., *Menyanthes trifoliata* L. В песчаных осадках встречена пресноводная диатомовая флора литоральной зоны, представленная в основном грубыми крупными формами, диатомовыми обрастаниями и донными. Из планктонных встречены только виды рода *Melosira* spp. (данные М. А. Травиной).

Водоразделы были покрыты темнохвойными еловыми лесами с небольшим участием сосны и широколиственных пород. В отличие от стратиграфических разрезов лихвинского межледниковья западных и южных районов палинологические диаграммы исследуемой территории (рис. 29) характеризуются высоким содержанием пыльцы хвойных пород (ель, сосна) на протяжении всего межледниковья, незначительным содержанием в оптимуме пыльцы широколиственных пород, постепенным выпадением к востоку пыльцы граба и заменой его пыльцой вяза и липы. Одновременно сокращается участие пыльцы пихты. По палеонтологическим данным в ряде разрезов выделяются и осадки начала эпохи днепровского оледенения — кошинский межстадиал (Вишневская и др., 1970; Буслович и др., 1975). В период климатического оптимума лесные ассоциации сменяются сначала пихтово-еловыми с примесью граба, липы, вяза, дуба, а затем сосново-еловыми с примесью пихты и широколиственных пород. В конце лихвинского континентального периода климатические условия значительно ухудшились. Смешанные леса сменяются березово-сосновыми лесами с участием ели (рис. 29). Для этого времени характерно распространение локальных озер «застойного» типа с восстановительной средой (деревни Трубайка, Парфеньево, Погорелка, Янгосарь). В осадках присутствуют сингенетические конкреции пирита (данные Е. В. Рухиной). На ухудшение климатических условий чутко реагирует и диатомовая флора.

Анализ осадков в разрезе д. Трубайка показывает, что диатомовая флора значительно обеднена во флористическом аспекте, створки диатомей мелкие, что свидетельствует об угнетенном их состоянии. По мере все большего ухудшения климата березово-сосновые леса сменяются березовыми с участием в древесном ярусе сосны. По берегам водоемов широко развиты ольшаники. Растительность озер менее чутко реагировала на изменение климата второй половины лихвинского межледниковья: состав водной флоры по-прежнему богат и разнообразен. В лихвинских

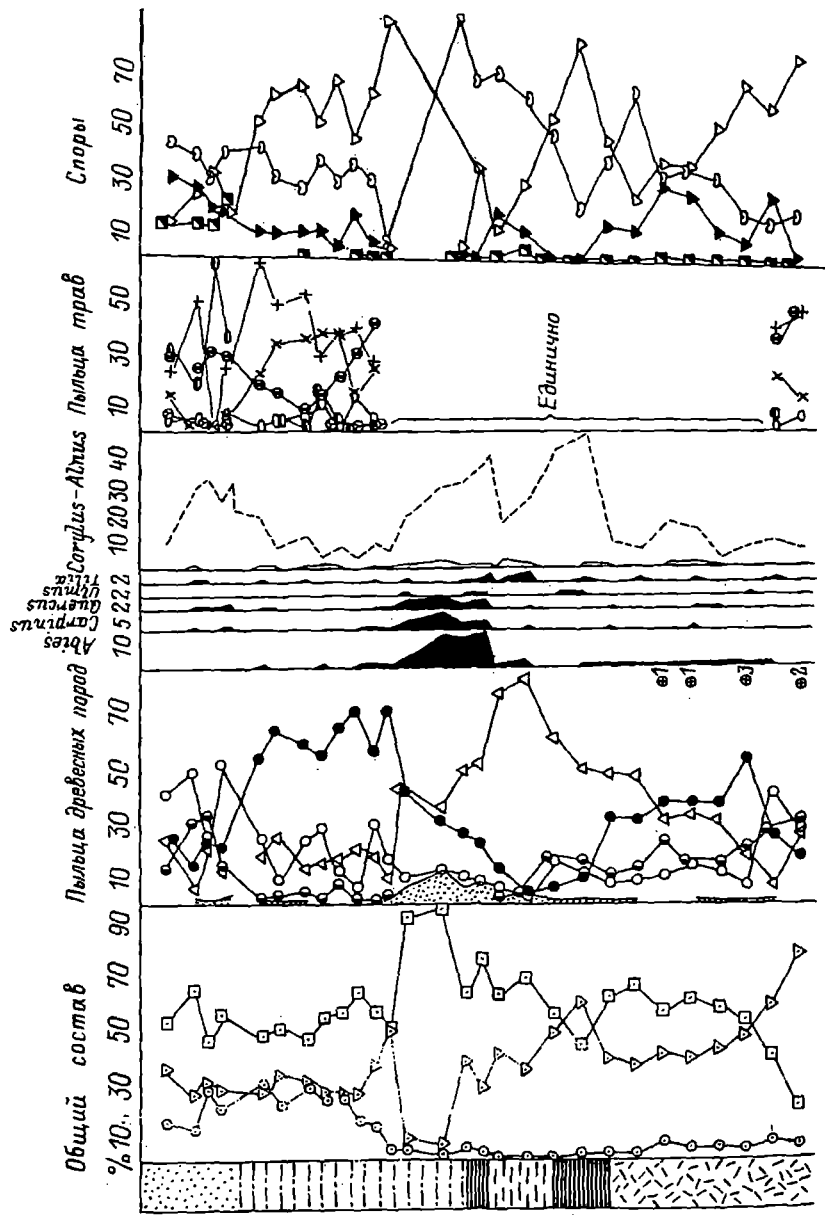


Рис. 29. Этапы развития растительности в лихвинское межледниковье (Хомутова, 1970).

озерных осадках разреза Трубайка обнаружены макроскопические остатки следующих растений, преимущественно водных и прибрежно-водных местообитаний: *Salvinia natans* (L.) All. — 11 мегаспор, *Azolla interglacialica* Nikitin — 5 мегаспор, *Selaginella selaginoides* (L.) Link — 2 мегаспоры, *Picea abies* (L.) Karst. — одно семя, *Potamogeton filiformis* Pers. — один эндокарп, *P. vaginatus* Turcz. — один эндокарп, *Carex pauciflora* Ligh. — один орешек, *Heleocharis palustris* R. Br. — один орешек, *Lemna trisulca* L. — 14 семян, *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn. — один орешек, *Betula nana* L. — одна чешуйка и 7 орешков, *Ranunculus sceleratus* L. — одна семянка, *Rubus idaeus* L. — 11 косточек, *Naumburgia thyrsoiflora* (L.) Reich. — 5 семян, *Sambucus racemosa* L. — одна косточка, *Hippuris vulgaris* L. — 2 орешка, *Menyanthes trifoliata* L. — одно семя (Колесникова, Хомутова, 1970).

Озерные осадки данного интервала среднего плейстоцена в районе Кубено-Сухонской впадины имеют четкую стратиграфическую привязку. В районе д. Сокольниково озерная толща расположена между определенно охарактеризованными лихвинскими и микулинскими отложениями. В районе д. Трубайка она залегает непосредственно под лихвинскими отложениями. Там, где толща не имеет четкой стратиграфической привязки (деревни Болтино, Дегтяри), особенности палинологических спектров, а именно наличие в составе спорово-пыльцевых спектров пыльцы *Picea* sect. *omorica*, *P. omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, постоянное присутствие пыльцы *Abies* и *Carpinus* позволяют считать эти отложения среднечетвертными. Определенная же смена спорово-пыльцевых комплексов, выявленная по другим разрезам, доказывает их вероятную принадлежность к межледниковому этапу второй половины среднего плейстоцена.

Район исследования в это время характеризовался слаборасчлененным рельефом с колебаниями высот от 80—90 до 130—150 м. Все понижения рельефа были заняты озерами, которые отличались, вероятно, значительными площадями и глубинами до 10—30 м. Озера отличались стабильностью (в них накапливались однородные супеси, суглинки и ленточные глины общей мощностью до 18 м) и почти однотипным развитием по всей территории (разрезы у деревень Трубайка, Сокольниково, Молочное, Барское, Кальтино и др.). Только в районе д. Болтино встречены толщи торфа мощностью до 3 м, свидетельствующие о частичном заилении и заторфовывании озер в середине межледникового периода. Водораздельные площади на протяжении всего межледникового характеризовались широким распространением лесной растительности. На территории Вологодской области были развиты хвойные леса сложного состава. Леса слагали не только хвойные, ныне здесь произрастающие, но и представители сем. *Pinaceae*, сейчас отсутствующие. Это виды *Picea* sect. *omorica*, *Picea omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, а также по крайней мере два вида *Abies*. В наиболее благоприятные оптимальные этапы отмечалось существование еловых лесов с участием в древесном ярусе пихты и граба. Общий характер растительности был тесно взаимосвязан с геоморфологическими условиями ее формирования — долинными или водораздельными (рис. 30).

Первые сведения об озерно-болотных осадках микулинского межледникового, изученных в районе г. Вологды, приводятся в работе К. К. Мар-

кова (1940). В настоящее время в результате детального опробования четвертичных отложений в разрезах скважин и обнажениях на территории многих районов Вологодской области обнаружено значительное количество озерных и озерно-болотных разрезов микулинского времени (Соколова, Хомутова, 1965, 1972 и др.; Гаркуша и др., 1967; Гей и др., 1967; Хомутова, 1970, и др.).

Наиболее полные разрезы древнеозерных межледниковых отложений вскрыты скважинами в районе Вологодской возвышенности и Кириллово-Белозерской гряды (рис. 31).

В районах исследования рельеф в микулинское межледниковье отличался слабой расчлененностью, сглаженностью форм и широким распространением равнинных участков, на которых изобиловали небольшие по размерам, неглубокие озера. Относительные высоты рельефа колебались в пределах 20—40 м. Значительный врез (до 40—60 м) имели только речные долины и долины стока ледниковых вод. Озерные осадки микулинского времени распространены: на водоразделах — на абсолютных высотах 240—160 м (деревни Власово, Сокольниково, Ончаково и др.); в днищах переуглубленных долин на абсолютных высотах 140—150 м (д. Резвино); в днищах древних озерных впадин — на абсолютных высотах 120—140 м (деревни Воскресенское, р. Содима и др.); в ложбинах сброса ледниковых вод — на абсолютных высотах 140—150 м (ст. Кипелово) и в пределах обширных озерных впадин — Сухонской и Молого-Шекснинской — на абсолютных высотах 80—120 м. Межледниковые отложения по условиям залегания подразделяются на лежащие с поверхности, не перекрытые мореной валдайского оледенения (ст. Кипелово, деревни Резвино, Воскресенское, Ончаково, Сокольниково, Карпово, р. Содима), и перекрытые мореной валдайского оледенения (д. Власово, ст. Чебсара).

Верхняя межледниковая толща в районе г. Вологды залегает на водно-ледниковых и ледниковых осадках московского оледенения. Перекрыта она озерными, озерно-ледниковыми или флювиогляциальными осадками валдайского возраста. Отложения микулинского межледниковья вскрыты рядом скважин и естественных разрезов, расположенных западнее и северо-западнее города. Они представлены континентальными фациями озерно-болотных и озерно-аллювиальных осадков общей мощностью до 24 м, выполняющих днища переуглубленных долин, древних озер и ложбины сброса ледниковых вод за пределами валдайского оледенения, недалеко от его границы. Наиболее полную палеоботаническую характеристику получил разрез вскрытой скважины в районе оз. Кубенского у с. Тарасово. Межледниковые осадки микулинского времени представлены (снизу вверх) глиной безвалунной голубовато-серой, торфом, озерной гиттией с прослоями глины, глиной безвалунной с включениями вивинита (рис. 32). Залегают эти горизонты на московской морене и перекрыты покровными суглинками валдайского возраста. Абсолютный возраст торфа на глубине 5.7 м и более 40 тыс. лет (данные Х. А. Арсланова). Послойное исследование спорово-пыльцевых спектров межледниковой толщи позволило выделить здесь четыре фазы в развитии растительного покрова, сменяющие друг друга снизу вверх по разрезу: 1) сосново-еловых лесов, 2) дубово-вязовых лесов, 3) березняков с участием в древостое вяза и дуба, 4) елово-сосновых лесов. Растительность второй и третьей фаз формиро-

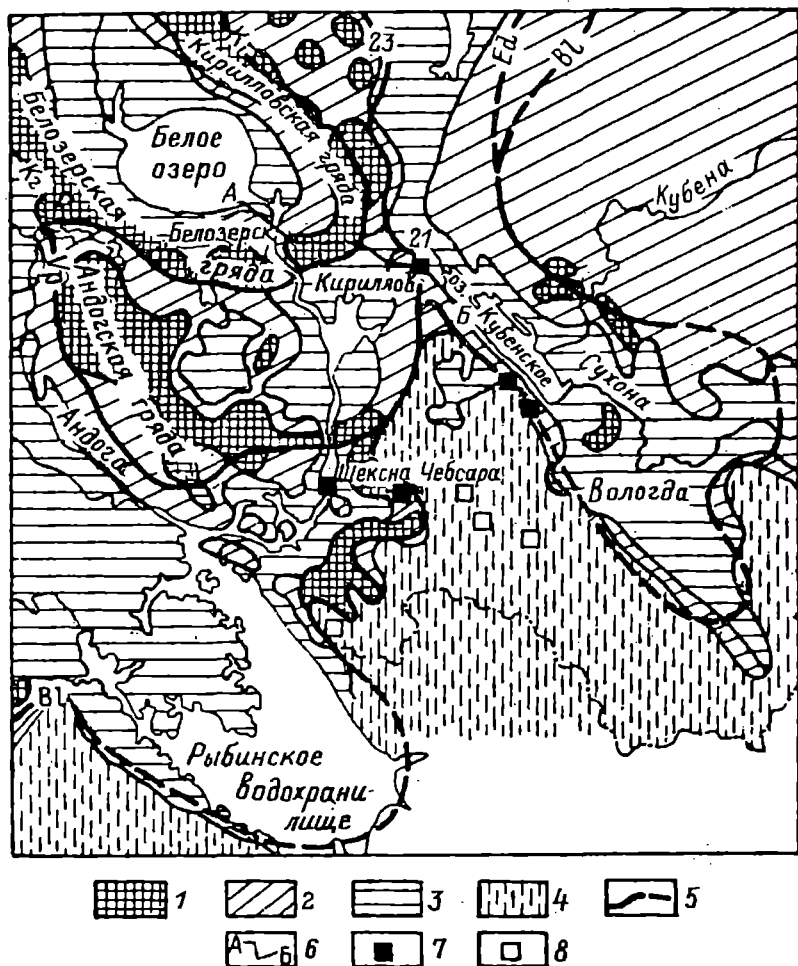


Рис. 31. Геоморфологическая схема района Белого, Кубенского озер, Рыбинского водохранилища и расположение микулинских озерных отложений (Гаркуша и др., 1967).

1 — зона краевых ледниковых образований (конечные морены, холмисто-моренный рельеф, озы, зандры); 2 — моренные возвышенности; 3 — озерные низины; 4 — область развития перигляциальных отложений (покровных суглинков); 5 — максимальная граница распространения валдайского оледенения со стадиями бологовской (В1), едровской (Ед), велсовской (Вр), крестецкой (Кг); 6 — линия геологического профиля; 7 и 8 — местоположения разрезов с микулинскими межледниковыми отложениями (черные квадраты — перекрытые валдайской мореной, белые — не перекрытые).

валась в условиях климатического оптимума микулинского межледникового. В торфянике на глубине 5—6 м Т. Д. Колесниковой были найдены макроостатки *Picea abies*, *Carex pseudocyperus*, *Alnus glutinosa*, *Betula alba*, *Calla palustris* и *Menyanthes trifoliata*. Особенно обильно представлены макроостатки *Carex pseudocyperus* (мешочки) и *Alnus glutinosa* (орешки). Верхняя часть осадков данного разреза формировалась уже в эпоху валдайского оледенения. Данные палинологического анализа образцов с

глубины 2.00—2.35 м свидетельствуют о распространении здесь в это время растительности типа перигляциальной. В спорово-пыльцевых спектрах господствует пыльца *Betula nana*, пыльца травянистых растений из сем. Сурегасеае и Chenopodiaceae, а также споры *Botrychium boreale* и *Lycopodium apressum*. Наконец, палинологические спектры самого верхнего горизонта свидетельствуют об улучшении климатической обстановки, что связано с отступанием валдайского ледника: открытые безлесные пространства сменяются елово-сосновыми группировками, в спектрах резко сокращается процентное содержание пыльцы *Betula nana* и травянистых растений и, напротив, пыльца *Picea abies* и *Pinus sylvestris* становится господствующей. Формирование данного горизонта происходило в эпоху верхневолжского межстадиала (Колесникова, Хомутова, 1970).

Характерный разрез озерных отложений вскрыт скважиной в районе ст. Кипелово (абс. отм. 155 м), где непосредственно под почвой залегают межледниковые суглинки до глубины 24.2 м (рис. 32). Подстилаются отложения мощной толщей московской морены (24.2—61.6 м), светло-коричневым валунным суглинком с включением (до 25 %) гравия, гальки, валунов.

В серых иловатых суглинках (глуб. 3.0—6.0 м) были определены раковины пресноводных моллюсков *Bithynia tentaculata*, *Coretus carneus*, *Valvata* sp., *Pisidium amnicum* Müll., *Pisidium subtruncatum* Malm., *Gyrulus albus*, *Pisidium casertanum* Poli, *Pisidium pulchellum* Ienyns, на глубине 13.0—17.0 м — обломок брюхоногого моллюска, обломки и целые створки пресноводных рачков остракод. По видовому составу эта фауна близка к современной фауне слабoprotoчных заиляющих водоемов (данные А. Н. Мотуза). Диатомовые водоросли представлены небогатым списком пресноводных форм — планктонные озерные виды *Melosira*, *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun., а также роды *Fragilaria* и *Navicula*. Встреченная здесь ископаемая древесина отнесена к родам *Pinus* sp., *Salix* sp.

Озерно-болотные осадки межледникового возраста (рис. 33) вскрыты скважиной ручного бурения в 30 км восточнее г. Кириллова, в 0.5 км западнее д. Власово (Гаркуша и др., 1967). Разрез находится между внешней дугой Кириллово-Белозерской гряды, соответствующей крестакской стадии, и полосой холмисто-моренных образований, соответствующих вепсовской стадии.

В геоморфологическом отношении межледниковые осадки приурочены к слабоволнистой террасовой равнине (с абс. отм. 140 м), ограниченной крутым абразионным уступом высотой 20—30 м. Последний обращен к Кубено-Сухонской впадине, занятой в пониженной части Кубенским озером. Озерные межледниковые осадки залегают на московской морене, представлены серой глиной, пластичной с черными углистыми пятнами, супесью песчаной, участками оторфованной, бурым торфом. Перекрыты осадки мореной валдайского возраста.

Первый горизонт (8.0—9.5 м) накапливался в начале микулинского времени (зона М₁). Еловые леса в этот период имели островное распространение, так как в спектрах данного горизонта отмечено большое количество пыльцы и спор недревесных растений.

Второй горизонт (6.8—8.0 м) формировался позже (зона М₂), во время существования березовых лесов с примесью сосны и ели на берегах древнего водоема, которые по мере улучшения климатических условий сменили еловые формации (зона М₂).

Дальнейший этап характеризуется существованием березовых лесов с участием в древесном ярусе ели, сосны и широколиственных пород (вяз, дуб, липа), с хорошо развитым кустарниковым ярусом, состоящим в основном из лещины (глуб. 5.5—6.8 м, зона М₃). Характерно присутствие в большом количестве пыльцы *Corylus avellana* (до 55 %) и *Alnus* sp. (до 21 %). Макроостатки древесных пород обильно представлены семенами *Betula alba* и редко — обломками хвои и семян *Picea* sp. По характеру залегания и данным палинологического анализа выше по разрезу фиксируется перерыв в осадконакоплении; спорово-пыльцевой спектр с глубины 4.6 м отражает характер растительности уже типа перигляциальной, формирующейся в условиях холодного и сухого климата криоксеротической стадии валдайского оледенения (Гричук, 1961).

Межледниковый горизонт Н. П. Казариновой в интервале 5.35—7.57 м изучался на содержание макроостатков. В результате карпологического исследования было определено 74 растительные и 4 животные формы.

Особенностью флоры является обилие харовых водорослей и высших растений *Najas flexilis* (Willd.) Rostk. et Schm., *Potamogeton natans* L., *Carex* sp. и *Betula alba* L. Многочисленны *Potamogeton obtusifolius* Mert. et Koch. и *Fungi* (склеротии грибов). Очень часто отмечаются *Potamogeton perfoliatus* L., *Scirpus lacustris* L., *Nuphar luteum* (L.) Sm., *Menyanthes trifoliata* L., *Potamogeton filiformis* Pers. и *P. sf. natans* L., *Nymphaea alba* L., представители сем. Rosaceae и cf. *Selaginella* sp. Реже, но в заметном количестве встречаются *Potamogeton rutilus* Wulfg., *P. pusillus* L., *Heleocharis palustris* (L.) R. Br., *Sparganium* cf. *interglacialicum* Dorof., *Lemna trisulca* L., *Rubus idaeus* L., *Fragaria* sp., представители сем. Pinaceae. Редко отмечаются следующие виды: *Sparganium minimum* Hill., *S. simplex* Huds., *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Scirpus* sp., *Betula nana* L., *Nymphaea* cf. *tetragona*, *Thalictrum* sp., *Viola* sp., *Myriophyllum verticillatum* L., *Ajuga reptans* L., *Lycopus* sp. Нередки мшанки *Cristatella* sp. и насекомые. Вся флора состоит в подавляющем большинстве из водных (и полуводных) и водно-болотных форм с незначительной примесью представителей влаголюбивого разнотравья сырых лесов и берегов лесных водоемов. На основе палеоботанических, карпологических данных можно заключить, что осадконакопление происходило в условиях лесного пресного эвтрофного озера. Данные карпологического анализа свидетельствуют о постепенном обмелении бассейна. На глубине 6.30—7.75 м, несмотря на относительную бедность видового состава, отмечается наибольшее обилие водных форм *Najas flexilis*, *Characeae*, 5 видов *Potamogeton*, *Batrachium aquatilis*. Водная флора по мере обмеления бассейна постепенно изменяется, все более пополняясь остатками водно-болотных и наземных растений (*Menyanthes trifoliata* L., *Comarum palustre* L., *Carex* sp., *Equisetum palustre* L., *Sparganium* sp., *Scirpus lacustris* L., *Stachys palustris* L.). Большинство определенных карпологическим методом форм принадлежит обычным бореальным растениям, произрастающим и в настоящее время в районе наших исследований. Однако в составе выявленной ископаемой флоры имеются (нередко в значительном количестве) макроостатки растений, либо совсем отсутствующих в современной флоре Вологодской области, либо очень редкие виды. Особый интерес представ-

ляют находки семян *Najas flexilis* (Willd.) Rostok. et Schm., *Potamogeton filiformis* Pers., *P. rutilus* Wolfg., *Potamogeton densus* L. Интересно также обнаружение семян растения *Lemna trisulca* L., в настоящее время на данной территории размножающегося вегетативно; показательно присутствие вымершего вида *Sperganium* cf. *interglacialicum* Dorof.

В результате проведенных палеоботанических исследований можно заключить, что отложение озерно-болотных осадков происходило в период микулинского межледникового, когда произрастали березовые леса с примесью широколиственных пород, климатические условия были теплее современных и соответствовали началу климатического оптимума.

Разрез межледниковых отложений у с. Ончаково, находящийся в 30 км к юго-востоку от ст. Чебсара, был изучен в 1964 г. В. Б. Соколовой и Н. С. Чеботаревой. Озерно-болотные осадки, вскрытые скважиной ручного бурения, представлены торфом, песком и суглинком. Результаты палинологического анализа, произведенного Е. А. Мальгиной, позволили датировать озерно-болотные отложения микулинским межледниковьем.

Анализируя полученную Е. А. Мальгиной диаграмму, можно отчетливо выделить три палинологических горизонта, соответствующих определенным фазам изменения растительного покрова.

Сосновые леса (зона М₃) с участием в древостое ели с развитым травянистым ярусом, состоящим в основном из папоротников, существовали в период накопления толщи суглинка (3.65—3.75 м). На глубине 3.25 м определенно имеет место перерыв в осадконакоплении, переход к следующему горизонту резкий, скачкообразный.

Широколиственные (вязово-дубовые) леса (зона М₄) произрастали вокруг заболачивающегося озера в период формирования толщи (глуб. 2.50—3.65 м). Сумма пыльцы широколиственных пород в спорово-пыльцевых спектрах составляет более 80.0 %. Подлесок состоял из лещины, пыльцы которой отмечено также много (более 80.0 %). В составе лесов единично встречались граб и клен, а также черемуха, о чем свидетельствуют находки пыльцы и плодов *Sambucus racemosa*. По берегам озера произрастали ассоциации, состоящие из *Alnus glutinosa*. Флора заболачивающегося озера представлена растениями водных и прибрежно-водных местообитаний. Отмечено большое количество макроостатков *Potamogeton natans*, *Carex pseudocyperus*, *Lemna trisulca*, *Lycopus europeus*, *Ceratophyllum demersum* (табл. 6). Хвойно-широколиственные леса существовали в период формирования толщи суглинка и песка (1.10—2.50 м) — зона М₅₋₆. В спорово-пыльцевых спектрах, характеризующих данную фазу в развитии растительности, значительно сокращается участие широколиственных пород, лещины, ольхи.

Таким образом, по материалам, изложенным выше, можно заключить, что начало микулинского континентального периода характеризуется развитием преимущественно глубоких открытых озер, в большинстве своем проточных.

Состав спорово-пыльцевых спектров озерных отложений указывает на существование в это время климата холоднее современного. В северных районах Вологодской области в районе г. Кириллова (д. Власово) произрастали елово-сосновые леса, где значительную часть территории занимала растительность типа перигляциальной. Для центральных районов об-

Этапы развития растительности в микულიнское межледниковье на территории Вологодской области (Хомутова, 1970)

Характеристика зон (Гричук, 1961)	Сопоставление схемы деления отложений микულიнского межледниковья с общепринятой схемой (1961 г.)	Власово (Таркуша, Хомутова, 1967)	Книпелово (Соколова, Хомутова, 1965)	Карпово (ска. 107)	Обнажение на р. Шуге	Ручьево* (р. Толша)	Тарасово (ска. 7-бис) (Хомуткова, 1970)	обн. Воксресенское* (на р. Еме)	Анниское (р. Камень)	Соколыничково (ска. 105)	Основные фазы развития растительности в эпоху микულიнского межледниковья и в начальные этапы валдайского оледенения (по автору)
V _{2a}	Сосна с березой	V _{2a}	Ель и сосна с березой								Елово-сосновый, березовый леса
V ₁	Береза (с элементами тундровой флоры)	V ₁	Береза с преобладающим элементом тундровой флоры								Лесотундра и тундра
M ₈	Сосны и ели	M ₈	Сосна и ель с примесью березы								Сосново-березовые леса (редколесье)
M ₇	Ели (верхний максимум)	M ₇	Ель (верхний максимум)								Еловые леса
M ₆ M ₅	Граб (конец максимума лесины)	M ₅₋₆	Ель, дуб, вяз либо береза, дуб, вяз (конец максимума лесины)								Елово-широколиственные, смешанно-широколиственные леса
M ₄	Дуб и вяз (начало максимума лесины)	M ₄	Дуб и вяз (максимум лесины)								Вязово-дубовые, дубово-вязовые леса с подлеском из лесины
M ₃	Сосна и береза с примесью широколиственных пород	M ₃	Ель и сосна с примесью широколиственных пород								Еловый и сосново-еловый леса с примесью широколиственных пород
M ₂	Сосны и береза	M ₂	Сосна и береза								Сосново-березовые леса, березовые, сосновые с примесью березы
M ₁	Ель (нижний максимум)	M ₁	Ель (нижний максимум)								Еловый леса
											Приледниковая растительность

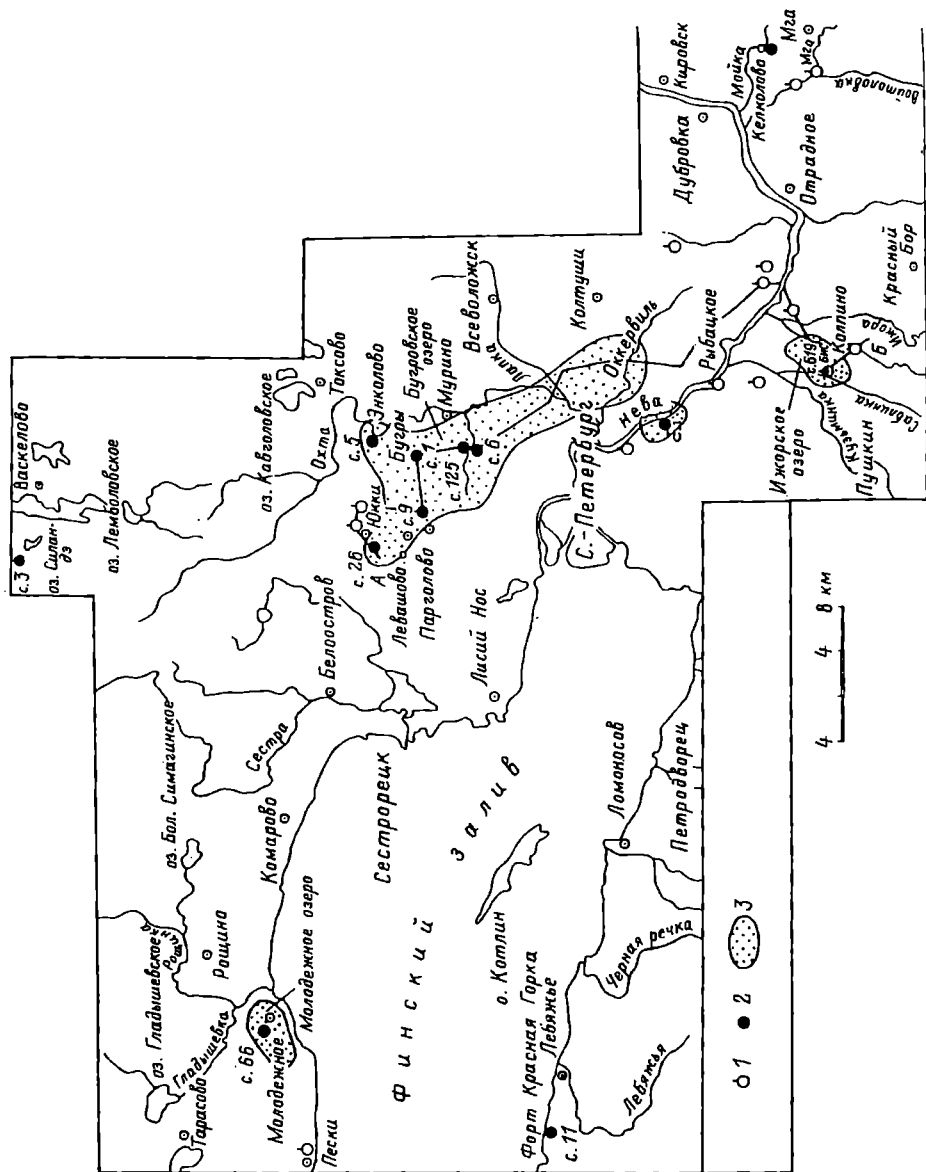
Примечание. Возраст межледниковых отложений, вскрытых разрезами и помеченных звездочкой, требуют уточнения; буквы П и М означают, что межледниковые отложения изучены палинологическим (П — пыльца) и карпологическим (М — макроостатки) методами.

ласти (ст. Кипелово) наряду с перегляциальными сообществами характерно распространение еловых лесов. Постепенное улучшение климатических условий приводит к значительному сокращению открытых водных пространств. Многие озера мелеют и заторфовываются (деревни Сокольниково, Ончаково, Резвино и др.). Приобретают широкое развитие озера старичного типа (ст. Кипелово и др.), в осадках которых захоронен комплекс моллюсков, обитающих в заиляющихся слабопроточных водоемах.

В середине микулинского периода (климатической оптимум) на водораздельных пространствах существуют озера различных типов. В долине стока ледниковых вод было открытое озеро, в районе д. Воскресенское — слабопроточное заиляющееся, в районе д. Власово — лесное эвтрофное. Заторфовывающиеся озера и торфяники были развиты в районе деревень Сокольниково, Ончаково, Карпово и др. В озерах накапливались зеленые иловатые суглинки мощностью от 1 до 12 м, гиттии — от 1 до 1,5 м и торфа — до 1 м. Общая мощность озерных осадков 10—12 м. Климат в момент формирования осадков был значительно теплее современного. На территории Вологодской области произрастали широколиственные леса вязово-дубовые с участием в древесном ярусе ольхи, граба и кустарниковым ярусом, состоящим из лещины. На западе области в основном развивались смешанно-широколиственные леса, сложенные березой, грабом, липой, дубом, на востоке в лесах основным доминантом кроме широколиственных пород являлась ель. О благоприятных климатических условиях этого времени также свидетельствуют данные карпологического анализа. Присутствуют локальные экзоты: *Najas flexilis* (Willd.) Rostk et Schm., *Potamogeton filiformis* Pers., *P. rutilus* Wilfg., *Sparganium interglaciale* Dorof.

Конец континентального периода обуславливается ухудшением климатических условий. Состав спорово-пыльцевых спектров отложений указывает на изменение климата в сторону похолодания и увеличения влажности, связанного с наступлением нового ледника. Территория начинает значительно обводняться, увеличиваются площади озер. В них накапливаются зеленые и серые супеси и суглинки мощностью 1—1,5 м. На водоразделах широколиственные леса вытесняются сначала темнохвойными еловыми, затем березово-сосновыми.

По выделенным нами фазам развития растительности отчетливо выделяется вообще характерная для микулинского межледниковья значительно бóльшая по сравнению с лихвинским межледниковьем континентальность климата. Во время климатического оптимума микулинского межледниковья на территории Вологодской области произрастали широколиственные вязово-дубовые леса с кустарниковым ярусом из лещины. Широколиственные древесные породы лучше приспособлены к перенесению более холодной зимы и более жаркого и сухого лета, чем пихтово-еловые леса, характерные для климатического оптимума лихвинского межледниковья с его относительно теплой зимой и влажным прохладным летом. Следует также отметить, что во время климатического оптимума микулинского межледниковья на востоке Вологодской области отсутствовала не только пихта, но и наиболее чувствительная к увеличению континентальности климата широколиственная порода — граб, присутствовавшая



во время микулинского межледникового в более западных областях европейской части России. Основной особенностью флористического состава растительности микулинского межледникового следует считать большую бедность видов за счет выпадения более влаголюбивых и менее устойчивых к зимним морозам видов.

Озерные бассейны среднего валдая на территории г. Санкт-Петербурга и его окрестностей¹

Территория Санкт-Петербурга и его окрестностей включает Приморскую, Предглинтовую и Приневскую низины, примыкающий с севера, участок Карельского перешейка, восточную часть акватории Финского залива. Для палеогеографических реконструкций древних бассейнов среднего Валдая первостепенное значение имеют данные об озерных отложениях ленинградского (средневалдайского) и морских (мгинских слоев) микулинского горизонтов верхнего звена неоплейстоцена, являющихся для данной территории маркирующими. К настоящему времени находки опорных разрезов с мгинскими морскими и средневалдайскими озерными осадками в районе Петербурга превышают два десятка (рис. 34). Во всех разрезах маркирующие слои мореной не разделяются, повсеместно покрываются ледниковым горизонтом поздневалдайского возраста, залегают в одной и той же «верхней» межморенной толще района, представляющей собой образование чрезвычайно сложное и пестрое по литологическому составу, генезису и возрасту. Средневалдайские озерные слои слагают эту толщу нацело, либо в комплексе с более древними (позднемосковскими, микулинскими и ранневалдайскими) и более молодыми (водно-ледниковыми времени наступания поздневалдайского ледника) образованиями в различных сочетаниях (рис. 35).

В Приневской низине и окрестностях Петербурга озерные отложения широко распространены, это свидетельствует о существовании в регионе в средневалдайское время разномасштабных бассейнов или системы разобщенных и взаимосвязанных озер. На северо-западе территории озерные отложения вскрыты рядом скважин в районе пос. Молодежное у Черной речки; от пос. Осиновая Роша—д. Энколово—пос. Бугры, Муринский ручей они прослеживаются почти непрерывно до железнодорожной ст. Пискаревка, рр. Охта и Оккервиль. На левобережье р. Невы озерные отложения площадного распространения выявлены в районах г. Колпино—Ижорский завод и Ломоносовского фарфорового завода; осадки различной сохранности и мощности скоррелированы по многочис-

Рис. 34. Схема расположения опорных разрезов и распространения озерных бассейнов среднего валдая.

Отложения верхнего неоплейстоцена: 1 — микулинский горизонт (мгинские морские слои); 2 — средневалдайский (ленинградский) горизонт (озерные слои); 3 — средневалдайские озерные бассейны; АБ — геологический разрез.

¹ В. Г. Ауслендер, Э. С. Плешивцева, С. С. Горшкова.

ленным геологическим разрезам, построенным в разных направлениях. Нами проведены палеогеографические реконструкции ориентировочных береговых очертаний трех наиболее крупных древних озер (рис. 34), которым присвоены названия Бугровское (северные и северо-восточные окраины Петербурга), Молодежное (северо-запад) и Ижорское (междуречье Ижоры и Славянки). Находки озерных отложений локального характера известны на Карельском перешейке — пос. Васкелово в 2 км к северу от оз. Силанде, в карьере Келколово — 6 км к северу от ст. Мга (Краснов и др., 1995), а также на южном побережье Финского залива (форт Красная Горка). Анализ богатейшего фактического материала обширной территории показывает, что озерные отложения особенно широко распространены в Приневской низине, нельзя недооценивать важнейший фактор уничтожения озерных осадков последующими за их формированием процессами размыва и экзарации, масштабы которых были весьма значительными. В связи с этим можно предположить, что площади акваторий восстановленных древних бассейнов, их количество не ограничиваются приведенными выше сведениями.

Абсолютные отметки кровли озерной толщи изменяются от -2 до +2 м, подошва опускается местами до -15, -20 м. Лишь в карьере Келколово в возвышенности (Краснов и др., 1995) озерные отложения занимают аномально высокое гипсометрическое положение (до 30—33 м). Вскрытые карьером мгинские морские отложения и залегающие на них озерные слои являются крупным отторженцем, выдавленным поздневалдайским ледником из более северных участков Приневской низины. Мощность озерной толщи изменяется в зависимости от условий осадконакопления и степени сохранности, колеблется от 1 до 25 м.

Средневалдайские отложения отличаются пестротой литологического состава, представлены озерными фациями от глубоководных глин до прибрежных гравелистых песков и торфяных линз. Чаще всего озерную толщу слагают тонкие пылеватые пески, алевроиты и супеси, реже — глины и суглинки, обычно гумусированные или обогащенные растительными остатками и содержащие маломощные (до 0.4 м) прослои торфа. Слои расположены выше мгинских морских отложений, местами врезаются в них или залегают непосредственно на ленточных глинах и морене московского возраста.

Палеогеографические условия средневалдайского интервала были неоднородными и ритмичными — фазы похолодания сменялись фазами потепления. Произведено дробное стратиграфическое расчленение отложений на палинозоны и слои (Арсланов и др., 1981; Геоморфология..., 1969; Горшкова, Плешивцева, 1986; Спиридонова, 1983). Разрезы на сводной схеме корреляции (рис. 36) расположены в общей последовательности с ориентировкой с севера на юг. Поэтому известные по многим публикациям разрезы чередуются с мало- или почти неизвестными. К числу первых относятся Гражданский проспект в г. С.-Петербурге, пос. Васкелово у оз. Силанде, Черная речка и пос. Молодежное (Арсланов и др., 1981). Детально исследованы новые разрезы — Бугры, Торфяное, Осиновая Роша, Энколово, Красная Горка и карьер Келколово, в 6 км к северу от ст. Мга (Ауслендер, 1989; Горшкова, Плешивцева, 1986; Краснов и др., 1995; Путеводитель..., 1982; Сводный путеводитель экскурсий, 1984).

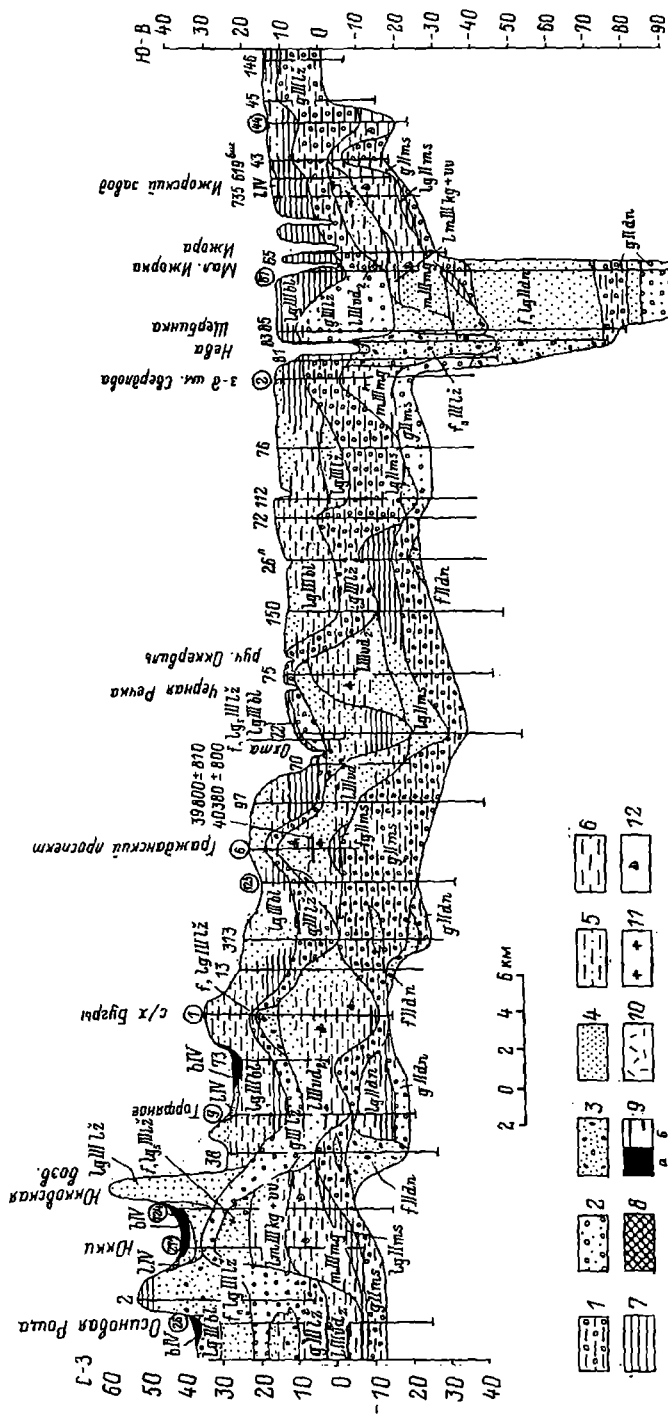


Рис. 35. Геологический разрез г. Санкт-Петербурга и его окрестностей.

1 — валунный супилок (морена); 2 — валунная супесь (морена); 3 — супесь с гравием и галькой; 4 — песок; 5 — супесь и алевроит; 6 — супилок и глина; 7 — глина ленточная; 8 — гиттия; 9 — гиттия; 10 — торф (а), прослой, линзы и гнезда торфа (б); 11 — насыпной грунт; 12 — растительные остатки, фитоагрит, гумусированность; 13 — раковины

Разрез Гражданский проспект (скв. 16) принят в качестве стратотипического для ленинградского горизонта верхнего звена неоплейстоцена. Межморенные озерные отложения мощностью 11.9 м представлены преимущественно тонкозернистыми пылеватыми песками и алевроитами с тонкими прослоями торфа. В подошве озерной толщи залегают гиттии (0.65 м), с явным перерывом подстилаемыми ленточными глинами. Х. А. Арслановым получены по ^{14}C две даты: $40\,380 \pm 800$ л. н., ЛУ-22 (торф, глуб. 15.4 м) и $39\,000 \pm 810$ л. н., ЛУ-63 (гуминовые кислоты, глуб. 15 м). В средней части межморенной толщи состав диатомовых водорослей свидетельствует о накоплении осадков в пресноводном водоеме в прохладных климатических условиях.

В разрезе Бугры вскрытая озерная толща достигает мощности 24 м. Это самый полный разрез, где устанавливаются все палинологические зоны мегаинтерстадиала, горизонты насыщены богатой диатомовой флорой (рис. 35). Разрез Бугры расположен у северной окраины Санкт-Петербурга, в 7 км к северу от разреза Гражданский проспект. Скважина (глуб. 50.5 м) пробурена на останцевой поверхности высокой террасы Балтийского ледникового озера (33—35 м абс. выс.). Плейстоценовые осадки пройдены на полную мощность, в подошве залегают глины котлинского горизонта венда. Средневалдайские озерные отложения вскрыты в межморенной толще, мощность которой достигает 29.2 м. Верхние водно-ледниковые образования формировались при наступлении поздневалдайского ледника и с размывом залегают на озерных осадках.

В разрезе (сверху вниз) вскрыты следующие слои:

	Глубина, м	
I IV — песок тонко- и мелкозернистый в нижней части с гравием и галькой	0—2.7	
Ig III bl — супесь тонкослоистая	2.7—12.0	
g III lz — суглинок валунный (морена)	12.0—15.0	
Ig III lz — супесь тонкослоистая	15.0—16.5	
fg III lz — песок разнозернистый с гравием, граница с нижележащими слоями, резкая, с размывом	16.5—18.9	
I III vd ₂ {	— песок желтовато-серый, тонкозернистый, глинистый	18.9—23.0
	— супесь желтовато- и темно-серая, в прослоях мощностью 0.2—0.4 м до черной	23.0—28.0
	— алевроит темно-серый до черного, тонкослоистый, гумусированный с гнездами тонкозернистого песка	28.0—40.8
Ip III vd ₂ {	— алевроит темно-серый гумусированный с тонкими прослоями торфа, в основании — торф мощностью 0.2 м	40.8—43.8
	— глина темно-серая с прослоями алевроита	43.8—44.2
g III ms {	— суглинок валунный, плотный (морена)	44.2—49.0

Озерная толща расчленена на семь палинологических (климато-стратиграфических) зон (Svd_1 — Svd_7). Ритмичные изменения флоры и растительности отражают неоднократную смену периодов похолоданий ($\text{Svd}_{1,3,5,7}$) и потеплений ($\text{Svd}_{2,4,6}$) в течение всего мегаинтерстадиального интервала. Диатомовая флора озерных отложений разреза Бугры богата и разнообразна. На глубине 44.2 м в слое темно-серых глин, залегающих в основании межморенной толщи, отмечены единичные формы пресноводной *Pinnularia* sp. Накопление глин происходило в начальную стадию среднего валдая (Svd_1) и соответствует фазе возникновения Бугровского древнего озера. На глубине 44.0 м (Svd_1) количество диатомовых водорос-

лей резко возрастает (до 49 видов), что свидетельствует об углублении бассейна. Доминирующими являются планктонные и бентические формы включая холодолюбивые. В осадках на глубине 43.6—38.4 м (Svd₂) отмечается сокращение видового состава диатомей, в том числе планктонных форм, что фиксирует значительное понижение уровня бассейна в конце раннего потепления климата в среднем валдае (Svd₂). Выше прослеживается постепенное обогащение видового состава пресноводных диатомей (до 103 видов) с появлением планктонных форм (Svd₃, раннее похолодание, первая половина). В верхней части слоистых темно-серых супесей (Svd₃, глуб. 38.8—38.4 м, вторая половина раннего похолодания) фиксируется увеличение пресноводно-солонowodных видов. Присутствуют также виды, свидетельствующие о поступлении в озеро холодных речных вод. Выше, в отложениях на глуб. 37.8—33.0 м при обеднении видового состава диатомей и некотором снижении их встречаемости ведущее положение переходит к планктонным пресноводным водорослям *Melosira islandica* sub. sp. *helvetica*. Значительное развитие приобретает *Stephanodiscus astraea*.

Накопление супесей на глуб. 37.8—35.3 м (Svd₃ конец похолодания) соответствует максимальному уровню бассейна. На глубинах 35.0—33.0 м (Svd₃ — конец, Svd₄ — начало среднего потепления) количество и разнообразие планктонных видов сокращается, активное развитие получают донные *Cymbella heteropleura* f. *minor* и цисты хризомонад (глуб. 34.4—34.25 м), что свидетельствует о понижении уровня бассейна. В верхней части темно-серых супесей на глуб. 32.6—29.8 м (Svd₄, среднее потепление) количество диатомей в целом уменьшается, исчезают бентические и почти полностью планктонные виды, что свидетельствует о дальнейшем обмелении бассейна. Выше на глуб. 29.8—27.25 м (зона Svd₅, позднее похолодание) видовой состав диатомовой флоры еще более обедняется. Сохраняются лишь единичные бентические виды, планктонные в виде спор присутствуют только на глуб. 28.6 м, выше они исчезают полностью.

На основании изучения диатомовых водорослей можно восстановить развитие озерных бассейнов в период средневалдайского мегаинтерстадиала. Наиболее детальные данные получены по Бугровскому озеру. Выделено три стадии развития бассейна — мелководная, более глубоководная, снова мелководная.

Начальная мелководная стадия соответствует зонам Svd₂, Svd₃. Доминируют *Eunotia praerupta*, *E. triodon*, *Pinnularia lata*, *P. viridis* + var. *dispar*. Субдоминантами являются *Neidium bisulcatum*, *Cymbella heteropleura* f. *minor*, *Hantzchia amphioxys*. В меньшем количестве отмечены *Diploneus ovalis*, *Stauroneis phoeniceneron*, *Navicula amphibola*, *N. semen*, *Pinnularia borealis*, *Cymbella aspera*. Все остальные виды — *Aulacosira islandica* subsp. *helvetica*, *Paralia terres*, *Cyclotella ocelata*, *C. comita*, *Stephanodiscus rotula* — определены единично. Присутствие створок *Ditymosphenia geminata* указывает на поступление холодных речных вод. С падением уровня отложений наблюдается полное исчезновение планктонных, одновременно происходит уменьшение количественных оценок бентосных видов, появляется большое количество цист хризомонад.

Более глубоководная стадия выделена во время Svd₃ бугровского похолодания. Состав флоры меняется, фиксируя увеличение глубин в период осадконакопления. Планктонные представлены небольшим чис-

лом видов из родов *Cyclotella*, *Stephanodiscus*, *Paralia*, *Aulacosira*. Большая часть — донные виды с руководящим комплексом: *Aulacosira islandica* subsp. *helvetica*, *Eunotia praerupta*, *E. praerupta* var. *bidens*, *Stephanodiscus rotula*, *Pinnularia lata*, *Cyclotella comta*, *Stauroneis phoenicenteron*, *Pinnularia borealis*, *Eunotia papilio*. Остальные виды определены с минимальной и редкой встречаемостью. На приток холодных вод указывают единичные створки *Didymosphenia geminata*. Выделенный комплекс сформировался в холодных условиях глубокого пресноводного бассейна.

Мелководная стадия — зоны Svd₃ (конец)—Svd₅. Отложения подразделяются на два слоя. Наблюдаются изменения в составе флоры. В нижнем (Svd₃) видовой состав остается богатым (110 видов), однако из планктонных единично встречаются только *Cyclotella comta*, *Stephanodiscus rotula*, *Paralia arenaria*, *P. terres*, *Aulacosira islandica* subsp. *helvetica* (часто). Бентосные виды (*Pinnularia borealis*, *P. lata* и др.) отличаются высокой встречаемостью. Присутствие *Didymosphenia geminata* свидетельствует о притоке холодных вод. В верхней части планктонные почти полностью исчезают. Поступление текущих холодных вод прекратилось вообще. В составе диатомовой флоры мелководной стадии отмечается большое количество холодолюбивых видов. Осадконакопление происходило в прибрежной части пресноводного бассейна при снижении его уровня.

Основные разрезы — пос. Торфяное, Осиновая Роща, д. Энколово, Гражданский проспект и Бугры — характеризуют озерные отложения одного и того же Бугровского древнего озера. Наиболее представительны средневалдайские озерные отложения в разрезе пос. Торфяное (юго-восточная окраина Шуваловского парка). Скважина 9 на террасе Балтийского ледникового озера (25—27 м абс. выс.) вскрыла полный разрез плейстоценовых отложений, состоящих из трех моренных (днепровский, московский, поздневалдайский) и двух межморенных горизонтов (рис. 35). Средневалдайская озерная толща (мощность 13.5 м, глуб. 19.8—33.3 м) слагает верхний межморенный горизонт и состоит из темно-серых тонкослоистых суглинков, обогащенных растительными остатками и темно-серыми тонкозернистыми алевитистыми песками. Осадки с размывом залегают на морене московского возраста. Палинологические данные хорошо сопоставляются с результатами по разрезу Бугры. На диаграмме выделено семь палинозон среднего валдая (Svd₁—Svd₇).

Осадки характеризуются богатой диатомовой флорой с большим (до 180) разнообразием видов и разновидностей. Преобладают представители мест обрастаний и донные, планктонные диатомеи занимают подчиненное положение. В интервале 27.9—27.2 м (Svd₄) количество планктонных видов *Melosira islandica* subsp. *helvetica* возрастает и одновременно снижается количество бентических форм, что связано с подъемом уровня бассейна. На глубине 23.5—20.6 м (Svd₆) планктонные формы практически исчезают, наступает обмеление бассейна. Осадконакопление происходило в прибрежной зоне достаточно большого эвтрофного бассейна (рис. 37) в условиях низкого температурного режима. О значительной проточности бассейна свидетельствуют обнаруженные по всему разрезу створки *Ceratoneis arcus*, *Didymosphenia geminata*.

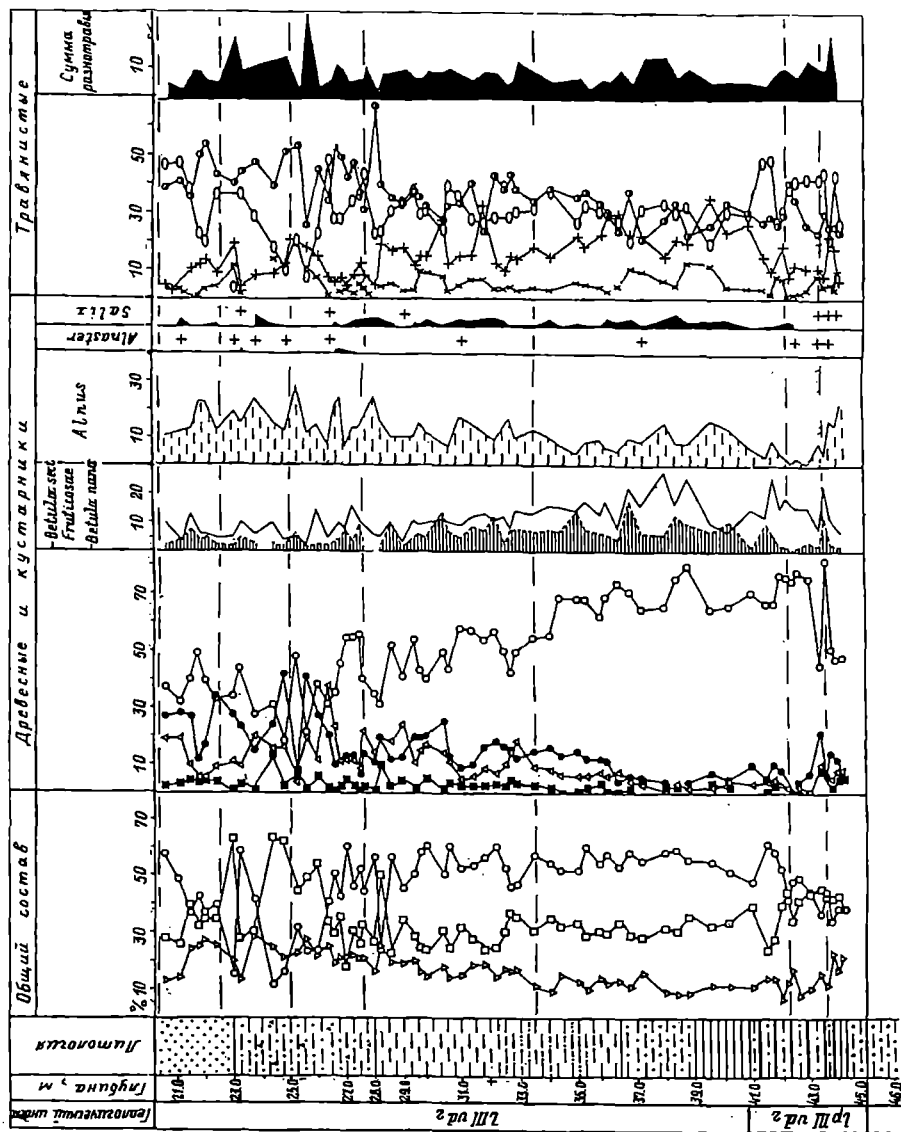


Рис. 37. Спорно-пыльцевая диаграмма скв. 1, Бутры.

Усл. обозн. см. на рис. 35.

Разрез Осиновая Роща характеризует озерные отложения краевой северо-западной части Бугровского бассейна (рис. 34). Скважина 26 пробурена на высокой террасе Балтийского ледникового озера (36—40 м абс. высоты) у развилки Выборгского и Приозерского шоссе вблизи западной оконечности Юкковской возвышенности. Межморенная толща озерных отложений мощностью 9.1 м отмечается на глуб. 44.2—35.1 м (рис. 36), залегает с размывом на ленточных глинах и морене московского оледенения (рис. 37). Осадки представлены пылеватыми супесями серого и темно-серого цвета с растительным детритом, серыми до темно-коричневыми, заторфованными суглинками. На спорово-пыльцевой диаграмме четко выделяются два комплекса: нижний (44.2—38.2 м) сопоставляется с зоной Svd₃, раннее похолодание; верхний (38.2—35.1 м) — с зоной Svd₄, среднее потепление. Для петербургского региона предлагается среднее потепление называть «рощинским». Это потепление среднего валдая выделено впервые. Межморенная толща (глуб. 44.2—35.1 м) насыщена пресноводными диатомеями (210 видов), которые более или менее равномерно распределяются по разрезу. Диатомовая флора идентична флоре разрезов Бугры и Торфяное. В целом выделенный комплекс диатомей характерен для мелководного пресноводного заболачивающегося бассейна с пониженным температурным режимом. Только в конце интервала (зона Svd₄) осадконакопление озерных супесей происходило в условиях больших глубин.

Сходные и дополнительные палеоботанические данные были получены Г. С. Абакуменко по разрезу скв. 12/340, пробуренной вблизи скв. 26 (рис. 34). Мощность озерной толщи (9.1 и 20.1 м) и литологический ее состав в этих разрезах существенно различаются; это свидетельствует о фациальной изменчивости условий осадконакопления на коротких расстояниях, что связано, видимо, со сложной неустойчивой динамикой развития Бугровского бассейна, колебательным режимом его уровня, неоднократным поступлением текучих вод. Судя по показателям состава пыльцы основных древесных пород — хвойных и берез, в том числе *Betula nana*, формирование нижнего песчаного слоя (скв. 12/340, интервал 44.4—46.5 м) происходило в более раннее время, чем в скв. 26 (зона Svd₂, раннее потепление). Здесь же выделяется зона Svd₃, «бугровское похолодание».

Разрез Энколово находится в 5 км севернее разреза Бугры, приурочен к северо-восточной периферической части Бугровского древнего озера (рис. 35). В разрезе под песками (мощностью 1.0 м) и супесями (4.2 м) Балтийского ледникового озера и поздневалдайской мореной (5.9 м) на глубине 11.1—23.0 м вскрыта межморенная толща (рис. 35), состоящая из суглинка серого, слоистого с прослойками и линзами песка (23.0—18.5 м), песка тонко- и мелкозернистого с редкими включениями гравия и гальки (18.5—15.0 м), супеси темно-серой также с примесью гравия и гальки (15.0—11.1 м). Во всех слоях присутствует довольно обильный растительный детрит, рассеянный в виде тонких прослоек. По палинологическим характеристикам этот разрез (Svd₂—Svd₆) весьма близок разрезам Бугры и Торфяное.

Разрез озерных отложений также вскрыт скв. 11 на южном побережье Финского залива возле форта Красная Горка (рис. 34). Озерные слои значительной мощности (25.4 м) залегают в межморенном горизонте на глубине 7.1—33.5 м (рис. 36). В их составе преобладают тонкозернистые

пески, темно-серые супеси, содержащие черные тонкие прослойки, вкрапления и примазки, по-видимому, растительного происхождения. В кровле озерной толщи с резким ожелезненным контактом залегают ленточные глины (глуб. 5.8—7.1 м), формирование которых относится ко времени наступления поздневалдайского ледника. Разрез представителен и характерен для средневалдайских отложений (от Svd₂ до Svd₆), особенно выразительна зона позднего потепления (Svd₆, глуб. 19.6—7.1 м). Диатомовые водоросли присутствуют по всей озерной толще. По данным диатомового анализа можно установить, что осадконакопление происходило в пресноводном неглубоком холодном бассейне. По возрастанию количества диатомей и появлению планктонных форм (*Melosira*, *Cyclotella*, *Stephanodiscus*) в интервалах 20.5—19.5, 15.5—7.5 м можно заключить, что в эволюции бассейна наблюдаются два этапа повышения уровня и существенного увеличения его площади. Подъем уровня озера приходится на периоды среднего и позднего потепления. Условия залегания, большая мощность озерной толщи, показатели диатомовой флоры свидетельствуют о больших размерах древнего озера, возможно оно простиралось на всю впадину современного Финского залива и прилегающую поосу Приморской низины.

Разрез Ижорского завода (рис. 34, 36) является пока единственным, изученным в районе г. Петербурга, где средневалдайские озерные отложения залегают непосредственно на мгинских осадках. Разрез расположен на левобережье р. Невы, на территории Ижорского завода. Район представляет собой плоскую поверхность низкой террасы Балтийского ледникового озера (11—13 м абс. выс.), где на площади в 10—12 км в разные годы было пробурено свыше тысячи инженерно-геологических скважин глубиной от 10 до 50 м. Многие из них пересекли полностью плейстоценовую толщу, имеющую здесь мощность до 40 м.

Скважиной 619-бис вскрыты следующие слои:

	Глубина, м
tl V — насыпной грунт	0—1.6
lg III l — глина ленточная	1.6—9.5
g III lz — суглинок валунный (морена).	9.5—14.0
l III ln — супесь горизонтально-слоистая, песок тонкий, пылеватый, сильно гумусированный. Контакт с нижележащим слоем резкий, но без следов размыва.	14.0—19.4
m III mg — глина темно-серая до черной, с битуминозным запахом, редкими обломками раковин морских моллюсков.	19.4—30.0

При анализе спорово-пыльцевой диаграммы (рис. 37) четко выделяются слои, соответствующие микулинскому межледниковью (зоны M₄—M₆). Для всей толщи озерных песчано-супесчаных гумусированных отложений (9.5—14.0 м) характерно попеременное господство пыльцы основных видов древесных пород (берез, ели, сосны) с постоянным присутствием пыльцы и спор перигляциальных видов. Изученный состав флоры четко отражает ритмичное изменение растительности и климатических условий, характерных для средневалдайского межстадиала. В разрезе выделяются палинозоны Svd₂—Svd₆.

Широкое распространение озерных отложений в междуречье Славянки и Ижоры несомненно свидетельствует о длительной, на протяжении практически всего средневалдайского времени, эволюции довольно круп-

ного древнего Ижорского озера. Следы этого водоема и других связанных с ним бассейнов обнаруживаются в более восточных участках Приневской низины до правобережья р. Мойки.

Таким образом, детальное палинологическое изучение разрезов Бугры, Торфяное, Осиновая Роща, проспекта Луначарского, Энколово, Красная Горка, а также Гражданский проспект дает возможность восстановить состав флоры и растительности в период ленинградского мегаинтерстадиала от зоны Svd₁ до зоны Svd₇.

Svd₁ — зона берез с элементами ксерофильной перигляциальной флоры (начальная стадия).

Зона характеризуется преобладанием березового редколесья в сочетании с широким распространением ксерофильной перигляциальной растительности и отражает суровые климатические условия переходного времени.

Svd₂ — зона берез, ели (максимум) с элементами перигляциальной флоры (раннее «гражданское» потепление). Зона характеризуется преобладанием лесной бореальной флоры, представленной господством берез, участием хвойных — ели и сосны. В этот период на исследованной территории получили развитие разрозненные березовые леса с елью, сосной, осоково-злаковые группировки. Климат был достаточно влажный. Озерные осадки этого периода датированы (¹⁴C) по разрезам: Черная речка — 45 770 ± 1160 л. н. (ЛУ-673), Гражданский проспект — 40 380 ± 800 л. н. (ЛУ-22), Васкелово — 43 300 ± 780 л. н. (ЛУ-596).

Svd₃ — зона берез с элементами перигляциальной флоры (раннее «бугровское» похолодание). В период «бугровского» похолодания (зона Svd₃) бореальные сообщества утратили господствующее положение. Значительное развитие во флоре получили тундровые арктобореальные, арктоальпийские и ксерофильные виды. Основной тип растительности в этот период составляли березовые редколесья с широким развитием тундровых формаций, травянистых ксерофильных группировок. Растительность отражает значительное похолодание климата. Абсолютная датировка по разрезу Гражданский проспект приходится на начало холодной фазы: 39 000 ± 810 л. н. (ЛУ-63).

Svd₄ — зона берез, ели, сосны с элементами перигляциальной флоры (среднее «рошинское» потепление). По палинологическим данным эта зона характеризует оптимальные условия средневалдайского мегаинтерстадиала на территории северо-запада Восточно-Европейской равнины. В этот период в составе древесных господствует *Betula pubescens*, максимальное для всего среднего валдая участие хвойных (ель и сосна). Ель представлена европейским видом *Picea abies*.

Svd₅ — зона берез с элементами перигляциальной флоры (позднее «энколовское» похолодание). Спорово-пыльцевые спектры зоны отражают развитие березового редколесья с развитием ксерофитных травянистых группировок и характеризует похолодание климата.

Svd₆ — зона берез, сосны, ели (максимум) с элементами перигляциальной флоры (позднее «красногорское» потепление). Основными типами растительного покрова становятся сосновые, сосново-березовые и словые редколесья с участием тундровых группировок. Состав флоры и растительности отражают улучшение климатических условий, которые в этот период не были постоянными. В течение всего времени формирования осадков отмечались волны ухудшения климата.

Svd₇ — зона берез с элементами перигляциальной флоры (конечная стадия). Основными компонентами растительного покрова в заключительную фазу межстадиала были разнообразные кустарничковые группировки (березовые редколесья с широким участием тундровых формаций и ксерофильных группировок). Растительность отражает значительное похолодание климата.

Таким образом, полученные новые данные подтверждают и дополняют сложившиеся ранее представления о сложных палеогеографических условиях среднего валдая (от 50 до 23—24 тыс. л. н.), оцениваемых как мегаинтерстадиальные. Для них характерна неоднократная смена более теплых (зоны Svd₂, Svd₄, Svd₆) и более прохладных (зоны Svd₁, Svd₃, Svd₅, Svd₇) интервалов. Для всех выделенных климато-стратиграфических зон, за исключением начальной и конечной стадий, а также зоны Svd₂ —

«гражданское» потепление (Арсланов и др., 1981), предлагается использовать свои собственные региональные названия по местоположению разрезов, в которых они выражены наиболее ярко, а именно: Svd₂ — раннее потепление («гражданское»); Svd₃ — раннее похолодание («бугровское»); Svd₄ — среднее потепление («рошинское»); Svd₅ — позднее похолодание («энколовское»); Svd₆ — позднее потепление («красногорское»). Внутри оптимумов мегаинтерстадиала (зоны Svd₄ и Svd₆) прослеживаются от 3 до 5 более мелких ритмичных колебаний климата.

В течение всего средневалдайского интервала территория Санкт-Петербурга и его окрестностей представляла собой область широкого развития древних озер различных по размерам и экологическим особенностям. Достаточно уверенно реконструируются Бугровское, Молодежное и Ижорское озера. Возможно, что обширное озеро располагалось и в Предглинтовой низине, впадине восточной части Финского залива. В истории их развития фиксируются трансгрессивно-регрессивные циклы с существенными колебаниями уровня воды, которые, скорее всего, связаны с ритмическими изменениями климата. Комплексный палеогеографический анализ позволяет предполагать, что в максимальные трансгрессивные фазы озерное обводнение охватывало большую часть всей территории Санкт-Петербурга и его окрестностей.

Микулинские озера в междуречье Паши и Ояти (Ленинградская область)¹

В последние годы (1985—1995 гг.) были проведены геологические съемки масштаба 1 : 50 000 на территории восточной части Ленинградской и западной части Вологодской областей, в пределах Карбонового уступа, приуроченного к западным скатам Вепсовской возвышенности (абс. отм. 250—290 м, максимальные — 293—304 м). Бурением были вскрыты фрагменты сети древних дочетвертичных долин, к которым частично приурочены современные долины рр. Сясь, Паши, Капши. В этих районах обнаружены межледниковые отложения озерного генезиса. Условиями залегания в древних дочетвертичных долинах объясняется высокая степень их сохранности от последующего ледникового выпавания и размыва их водно-ледниковыми потоками. Особенностью территории является то, что в пределах древних долин с глубиной их вреза свыше сотни метров бурением и палеонтологическими исследованиями установлено совместное нахождение в одних и тех же разрезах до двух-трех межледниковий нижнего и среднего неоплейстоцена (пайского, свирского, лихвинского, микулинского). На основании палинологических исследований установлены отличительные и региональные особенности флоры и растительности по каждому из этих межледниковий. Микулинские отложения, играющие роль стратиграфического репера, имеют более широкое распространение в пределах рассматриваемой территории, чем более древние межледниковые осадки. Микулинские осадки, представленные континентальными фациями, вскрыты рядом скважин в долинах рек

¹ Э. С. Плешивцева, В. И. Гаркуша, [С. С. Горшкова].

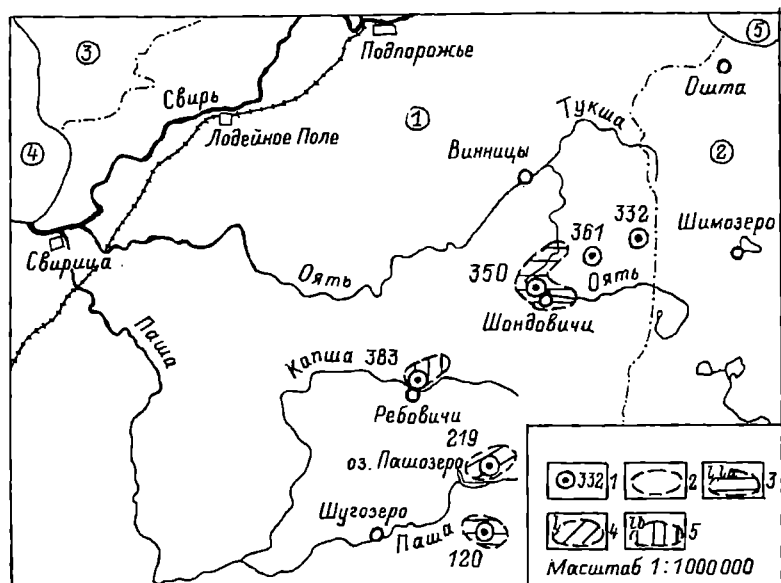


Рис. 38. Схема расположения разрезов скважин, вскрывших микулинские осадки.

1 — буровые скважины и их номера; 2 — предполагаемые границы развития погребенных континентальных микулинских отложений; 3 — озерных и озерно-аллювиальных, 4 — озерных, 5 — озерно-болотных; цифры в кружках: 1 — Ленинградская область, 2 — Вологодская область, 3 — Республика Карелия, 4 — Ладожское озеро, 5 — Онежское озеро. Масштаб 1:1 000 000.

пра-Оять, пра-Паша, пра-Капша и их притоков. Наиболее полные разрезы озерных и озерно-аллювиальных отложений вскрыты (скв. 120) на р. Куйсаре, восточнее пос. Шугозеро, на р. Оять, близ д. Шондовичи (скв. 350), северо-восточнее, в районе Пашозера (скв. 219), разрезы озерно-болотных на правобережье р. Капши, скв. 383 (рис. 38).

Мошности микулинских осадков изменяются от 4.5 до 15.8 м, абс. отм. 75—140 м. Микулинские осадки, вскрываемые на глубинах 20—50 м, залегают на московских ледниковых и озерно-ледниковых отложениях, перекрываются озерными нижневолдайскими (курголовскими, верхневолжскими) осадками, реже осташковской (вепсовской) морской. Осадки представлены озерными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными фациями, формировались в водоемах различных типов. На основе геологических и палеоботанических данных можно установить для рассматриваемого района три типа озерных котловин, в которых происходило развитие озер определенного режима.

Озерные котловины первого типа имеют значительно вытянутые и сложноизогнутые формы, чаще полузамкнутые, иногда плотинного типа. Они обычно приурочены к участкам древних полупогребенных долин и сохраняют в общих чертах их конфигурацию. Склоны котловин отчетливо выражены, участками — крутосклонные. На основании изучения разреза в районе верхнего течения р. Оять (скв. 350) у д. Шондовичи (рис. 39) можно констатировать, что в сравнительно глубоководном озере откладывались алевритовые и песчано-алевритовые глины,

коричневато- и темно-серые, слюдистые, горизонтально-тонкослоистые, значительно обогащенные растительными остатками, с включениями вивианита (диаметром до 2 мм), единичного мелкого гравия кристаллических пород. Мощность этих осадков составляет 6.1 м. Литология осадков и находки пресноводной диатомеи *Meridion circulare* (форма речных вод) свидетельствуют о проточном режиме озера. По данным палинологического анализа установлено, что озерные осадко-накопления осуществлялись в микулинское межледниковье (зоны $M_1—M_8$) и ранневалдайское время ($V_1—V_3$).

В целом в озерных отложениях отмечена очень богатая диатомовая флора (более 100 видов диатомей). В основании разреза (зоны $M_1—M_2$) присутствует холодолюбивая планктонная диатомовая флора. Доминируют представители родов *Melosira*, *Cyclotella*, *Stephanodiscus*, отмечен планктонный вид *Melosira granulata*. Бентические формы разнообразны по видовому составу, но представлены единично. Выше по разрезу (зоны $M_4—M_6$) отмечается появление теплолюбивых видов *Navicula oblonga*, *Cymbella ehrenbergii*. В конце межледниковья (зоны $M_6—M_7$) наблюдается сокращение видового состава диатомей. Ведущее положение принадлежит бентосным видам — *Eunotia praeurupta*, *Diploneis elliptica* var. *ladogensis*. Для верхних горизонтов разреза (зона M_7) характерно вновь обогащение видового состава, руководящий диатомовый комплекс представлен планктонными видами — *Melosira granulata*, *M. distans* var. *alpigena*. Формирование осадков происходило в достаточно большом по площади и проточном озерном бассейне.

Озерные котловины второго типа обычно полностью замкнутые, водоемы характеризуются застойным режимом. Основным типом озерных отложений являются сапропели или гиттии. Например, в районе оз. Пашозеро (скв. 219, рис. 38, а) вскрываются сапропели мощностью 5.3 м. С изменением гидрологического режима характер осадков изменяется. Разрез скважины фиксирует, что на сапропели осаждаются тонкозернистые пески мощностью 10.5 м, генезис осадков резко меняется — от озерного в нижней части на озерно-аллювиальный в верхней. По палинологическим данным устанавливается, что формирование этих осадков происходило в течение всего микулинского межледниковья (зоны $M_1—M_8$).

Третий тип озерных котловин морфологически слабо выражен. Озера формируются на глинистом субстрате (московская морена) в понижениях уплощенного водораздела. Такие мелководные озера хорошо прогревались. На дне откладывались глины от алевроитовых до песчанистых, серых, сильнослюдистых, с включениями вивианита, с углефицированными растительными остатками, обычно слоистые (скв. 383, на правобережье р. Капши, севернее д. Кебовичи). Вследствие быстрого обмеления и зарастания бассейна в разрезе (снизу вверх) наблюдается постепенное увеличение линзочек и пластов торфа. Венчает разрез озерно-болотных осадков торфяник (мощностью 0.6 м, интервал 21.0 — 21.6 м). В дальнейшем в результате увеличения обводненности территории торфяник уходит под воду, и по мере развития бассейна торф перекрывается алевроитовыми глинами. Общая мощность микулинских озерно-болотных осадков в разрезе составляет 4.5 м. На основании результатов спорово-пыльцевого и диатомового анализов можно заключить, что озерные осадки

также формировались на протяжении всего микулинского межледникового (зоны M_1 — M_8) в условиях пресноводного заболачивающегося водоема. В составе диатомовой флоры преобладают виды бентоса и обрастаний, по количеству видов доминируют *Pinnularia*, *Eunotia*, *Cymbella*, *Navicula*. Осадки характерны для заболачивающегося дистрофного водоема. В интервале глубин 24.2—23.4 м (зоны M_1 — M_2) определены обломки пресноводных холоднолюбивых видов рода *Pinnularia*, *Melosira scabrosa*. На глубине 23.0—22.5 м (зоны M_3 — M_4) ведущее положение принадлежит тепловодным формам *Cymbella ehrenbergii*, *Stauroneis acuta*. На глубине 22.3—21.9 м (зоны M_6 —начало зоны M_7) доминируют бентическая форма *Stauroneis phoenicenteron* и представители рода *Eunotia*. Вероятно, бассейн становится более холодным, идет процесс обмеления и зарастания. На глубине 21.7 м (зона M_7) доминируют холоднолюбивые виды *Tetracyclus lacustris* с разновидностями. Накопление осадков происходило в холодном дистрофном водоеме.

Таким образом, на основании палинологического изучения основных разрезов — скв. 120, 219, 350, 383 (рис. 39 см. вкл.) прослеживаются особенности флоры и развития растительности, характерные для микулинского межледникового Восточно-Европейской равнины, прежде всего — высокое содержание широколиственных пород в период климатического оптимума и их последовательные кульминации (Гричук, 1989). Климатический оптимум межледникового характеризовался максимальным распространением в растительном покрове дуба (до 60 %), меньшим участием вяза и граба, единичным присутствием липы. После климатического оптимума показательно значительное распространение в регионе темнохвойно-таежного комплекса растительности («верхний максимум ели»), представленного елью европейской с участием сибирских видов елей, а также кустарников (*Lonicera palasii*) и травянистых. Одной важнейшей особенностью флоры микулинского межледникового Ленинградской области является участие гипоарктических элементов флоры (*Betula nana*, *Alnaster fruticosus* и др.) даже во время климатического оптимума межледникового. Эта региональная особенность особенно четко проявляется в северных (Карельский перешеек, г. Приозерск), в северо-восточных частях области. Существенно участие *Picea obovata*, *Pinus sibirica* в начальный этап межледникового (зона максимума нижней ели). Наибольшее количество сибирских видов, их флористическое разнообразие отмечено в разрезах, изученных на северо-востоке, востоке Ленинградской области, а также в Вологодской области (Хомутова, 1970).

Приледниковые бассейны последнего оледенения Восточной Европы¹

История развития приледниковых озер позднеледникового валдайского (вейксельского, нямунского, балтийского, ярваского) оледенения на северо-западе Восточно-Европейской равнины обобщена Д. Д. Квасовым

¹ А. В. Паукас.

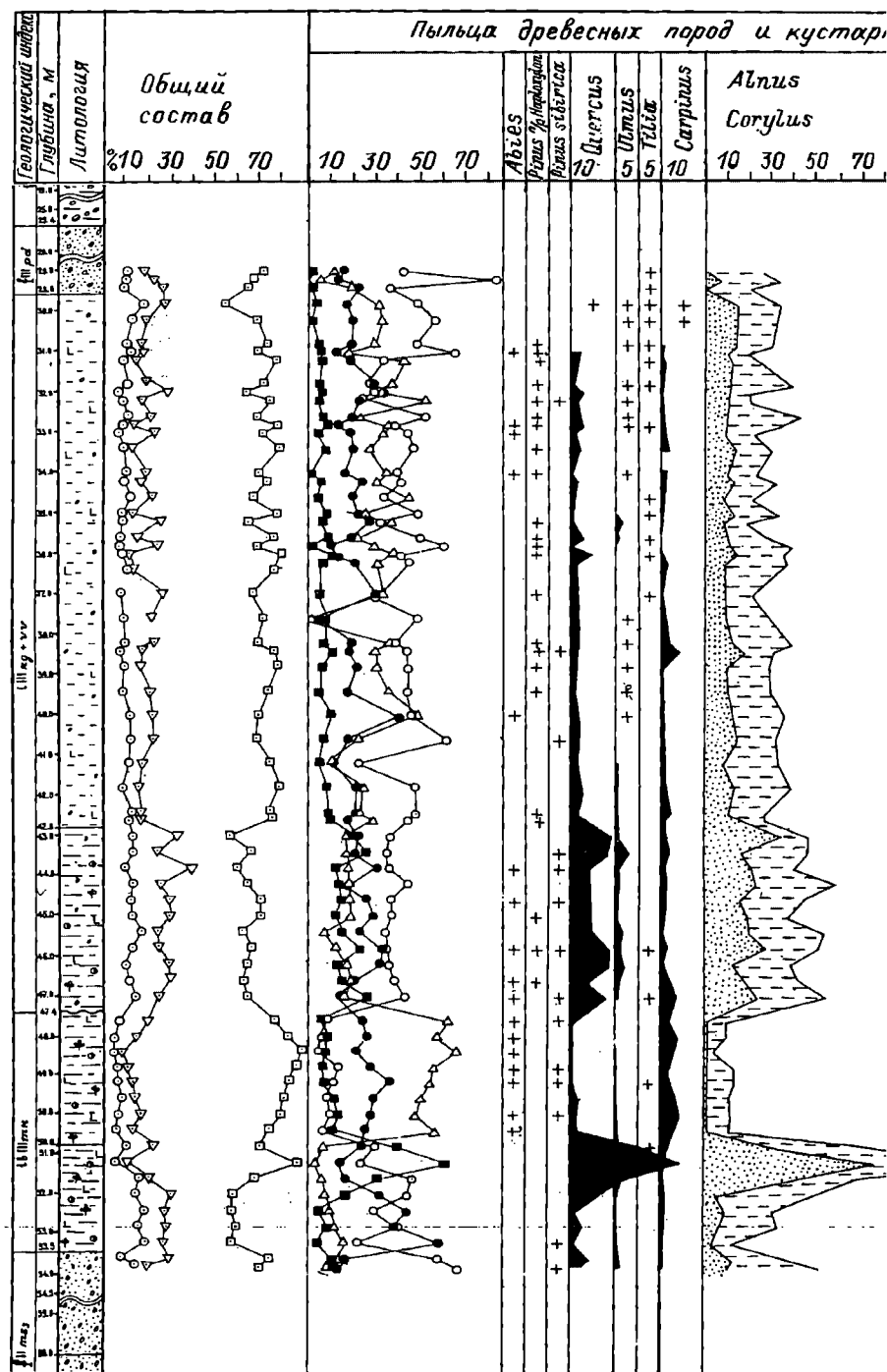


Рис. 39. Спорово-пыльцев:

Усл. обозн.

0 0.4 0.8 1.2 1.6 1.8 тыс.

% 20 40 60 80 0 10 20 30 40 50 60 0 20 0 20 0 20 0 20 0

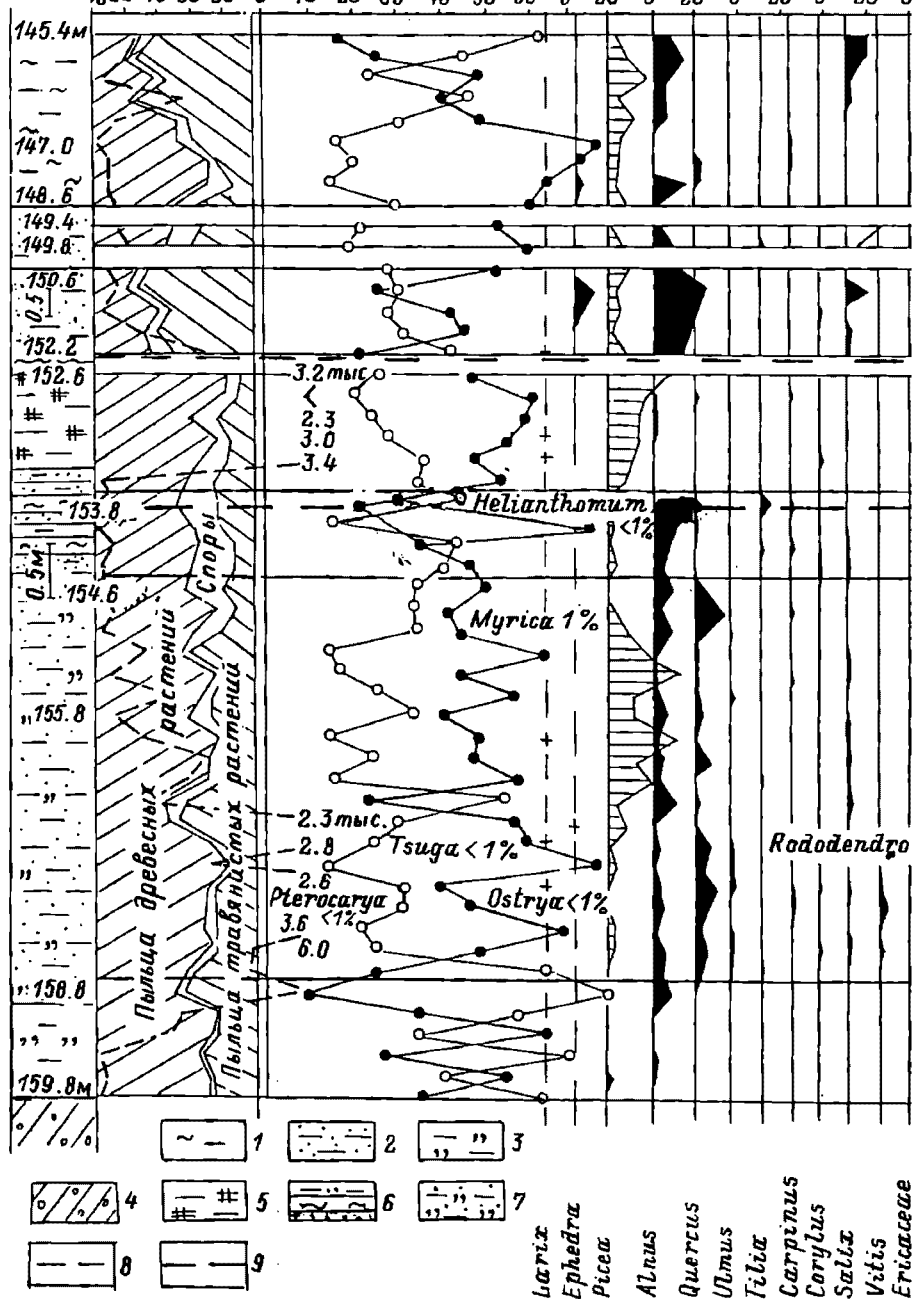
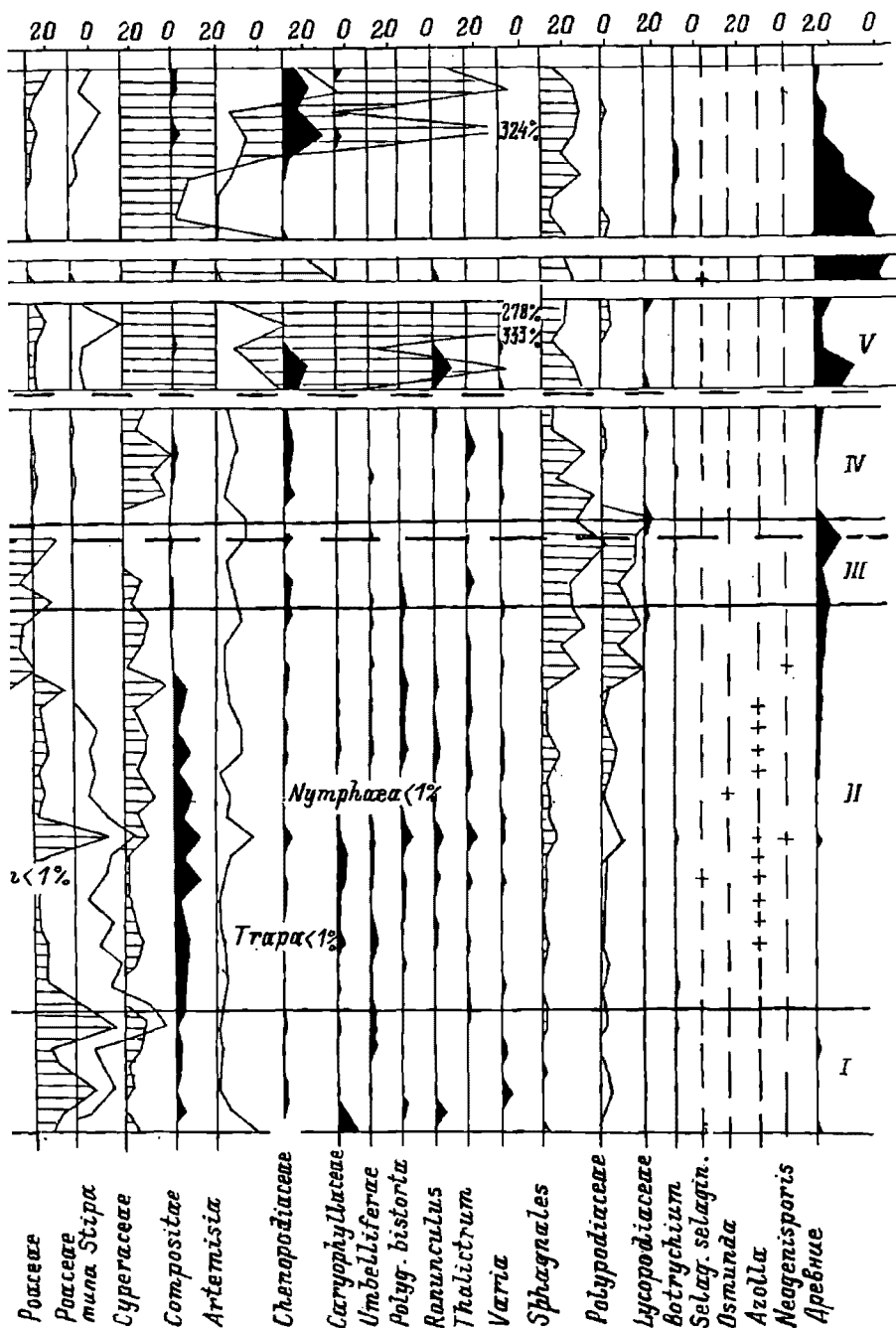


Рис. 84. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части даумантайск

1 — глина сапропелевидная, алевроит, 2 — песчанитый, 3 — гумусированный, 4 — и прослоек с прослойками песка, 7 — алевроит песчанитый гумусированный



их отложений в скв. Виндюжай-136. Палинолог О. П. Кондратене.

эреноподобный, 5 — оторфованный, 6 — переслаивание алевритистых и глинистых
4, 8 — содержание пыли в 1 г породы, 9 — перерыв в осадконакоплении.

(Квасов, 1975; Kvasov, 1979) и О. Аболтыньшем, А. Микалаускасом и А. Раукасом (1974). Эволюция озерно-ледниковых бассейнов теснейшим образом связана с отступанием ледника. Для характеристики дегляциации рассматриваемой территории применима известная схема Г. де Геера (De Geer, 1912, 1940), несколько дополненная последующими работами (Серебрянный, Раукас, 1966, 1967). Выделенный де Геером данигляциал охватывает интервал начиная от отступления края ледника с максимального рубежа его развития до лужской (хааньянской) стадии, готигляциал продолжался до конца стадии сальпаусселькя в Финляндии, а финигляциал — до полного таяния ледников в Скандинавских горах. На данигляциальном этапе, когда периферическая часть ледникового покрова была еще хорошо обеспечена питанием за счет притока льда из его центральной части, образовались крупные краевые комплексы в виде маргинальных возвышенностей и конечных морен, а перед краем покрова — мощные водотоки, приводившие к формированию крупных маргинальных долин — урштрмов. Мощность отложений в данигляциальной зоне ледника, охватывающих Литву и Южную Латвию, велика, структура их сложная.

На границе перехода данигляциального этапа в готигляциальный произошли коренные палеогеографические изменения. В результате повышения уровня Мирового океана и проникновения субполярных вод в Северную Атлантику нарушился ледовый покров на большей части Норвежского моря; баланс питания ледникового покрова стал отрицательным почти на всей его поверхности, что привело к быстрому уменьшению его объема (Пуннинг, Раукас, 1985). Движение ледниковых потоков, лопастей и языков дифференцировалось, возросло влияние рельефа поверхности коренного ложа на режим таяния (Раукас, Карукяпп, 1986). Четко проявились контрасты в дегляциации низменных и возвышенных районов, а край ледника стал более расчлененным и подвижным (Серебрянный, Раукас, 1967). Временные остановки края льда стали менее длительными, а новые наступания ледника не охватывали больших территорий. Наибольшей мобильностью отличались отдельные выводные ледники, приуроченные к обширным понижениям коренного рельефа, например к Чудской впадине. Все это сказывалось в эволюции озерно-ледниковых водоемов, которые за сжатые сроки меняли свои очертания и уровни.

Первые радиоуглеродные даты были получены для межморенной озерной толщи у границы максимального развития позднелепистоценового ледника в котловине Кубенского озера на севере Восточно-Европейской равнины (Ауслендер и др., 1970): $21\,410 \pm 150$, ЛУ-18В (торф) и $21\,880 \pm 110$, ЛУ-18А (целлюлоза, выделенная из торфа). Поздневисконсинское оледенение на Северо-Американском континенте достигло своего максимального развития примерно в то же самое время — около $23\,000$ — $21\,000$ л. н.

Таким образом, широко распространенным стало мнение, что позднелепистоценовые ледники в северном полушарии всюду имели наиболее обширное развитие около 21 — 23 тыс. л. н.

Вскоре появились и публикации с существенным омоложением возраста этого события. Так, Л. Н. Вознячук на основе комплексного гео-

хронологического и палеоботанического изучения ряда разрезов Белоруссии сделал вывод, что в Белоруссии поздневалдайский ледниковый покров достиг своего максимального распространения лишь около 18 000 л. н. Это заключение опиралось на радиоуглеродное датирование растительного детрита разреза Дричалуки на левом берегу р. Усвяча (правый приток р. Западной Двины): $17\,770 \pm 170$ (ЛУ-95А) и $17\,900 \pm 160$ (ЛУ-95В) лет, включенного в аллювиальные отложения, которые залегают под донной мореной максимальной стадии (Арсланов и др., 1971).

КРУПНЫЕ ПРИЛЕДНИКОВЫЕ БАССЕЙНЫ ПЕРИФЕРИИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Уровни Балтийского ледникового озера¹

Подпруженное ледником Балтийское ледниковое озеро (БЛО) является первой стадией развития Балтийского моря (рис. 40). Перед краем ледника в этом озере накопились мощные флювиогляциальные дельты (например, зоны Сельпаусселькя в Финляндии) и маргинальные озы (например, Паливереская зона в Эстонии), а местами образовались напорные краевые ледниковые образования (например, на о-ве Сааремаа). Впервые БЛО было выделено в 1910 г. Х. Мунте (Munthe, 1910). Началом зарождения БЛО целесообразно считать момент соединения Южнобалтийского приледникового озера с остатками оз. Рамсея, что произошло около 12 000 л. н. после отступления ледника с Пандивереской возвышенности в Северной Эстонии (Квасов, Раукас, 1970). В. Гуделис (1976) связывает начало Балтийского ледникового озера со спуском вод из Южнобалтийского ледникового озера в Тюринге (Центральная Швеция), которая, по Э. Нильссону (Nilsson, 1968), имело место 10 214 л. до н. э. Однако в результате этого события не все изолированные водоемы соединялись в Балтийской системе ледниковых озер (Квасов, 1975), поэтому указанная граница возникновения Балтийского ледникового озера является менее обоснованной. Завершение БЛО большинство авторов связывают с резким спуском озера, когда фронт ледника отступил от северных склонов горы Биллинген, в Средней Швеции, что Н.-О. Свенссоном (Svensson, 1989) датируется около 10 300 л. н. В эволюции озера выделяется не менее 5 фаз. В связи со спуском озера открылся путь в Балтику соленым океаническим водам и в конце плейстоцена образовалось Иольдиевое море.

Амплитуду спуска вод БЛО на территории Финляндии В. Рамсей (Ramsay, 1928) оценил в 28 м, когда край ледника был внутри Сальпаусселькя II (Ss II). В. Рамсей предполагал, что уровень воды испытал новое поднятие во время формирования гряды Сальпаусселькя III, что было позже подтверждено М. Саурамо.

В. Рамсей различал три береговые линии Балтийского ледникового озера, расположенные ниже береговых линий местных приледниковых

¹ А. В. Раукас.

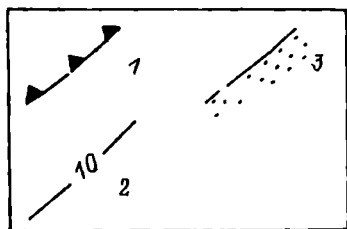
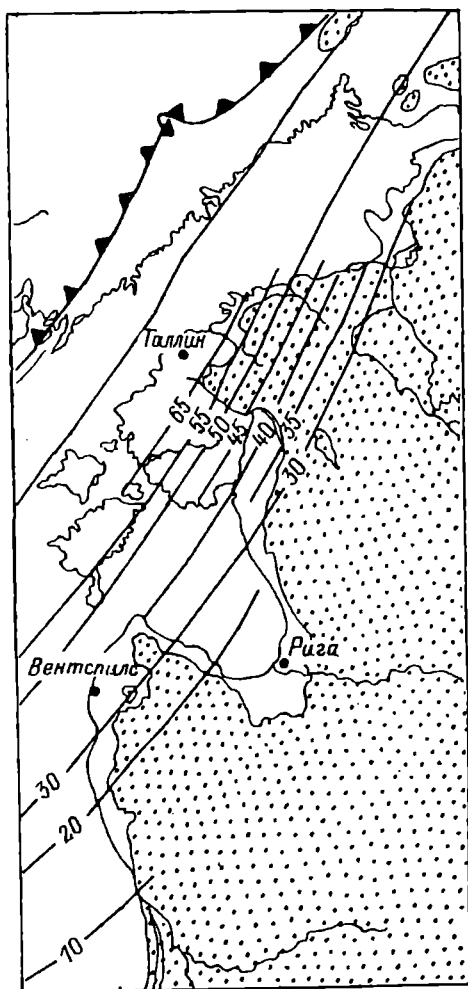


Рис. 40. Палеогеографическая схема Балтийского ледникового озера во время образования гряд Сальпаусселья около 10 800 л. н. (уровень V_{III}).

1 — край ледника, 2 — изобазы поднятия земной коры, 3 — береговая линия Балтийского ледникового озера.

озер на Карельском перешейке (Ramsay, 1928) и в Эстонии (Ramsay, 1929). Различие в высоте самой высокой и самой низкой береговых линий составило 10—15 м. В. Рамсей назвал их уровнями V_I , V_{II} , V_{III} , из которых V_{III} представляет уровень воды во время конечной фазы Балтийского ледникового озера до его спуска. В. Рамсей составил также карты изобаз для уровня V_{III} , приняв последний за максимальный уровень трансгрессии в рассматриваемом им регионе. Проследить упомянутые В. Рамсеем древние береговые образования не всегда удастся: имеются большие расхождения между их высотами, полученными на основании более поздних нивелировок (Пярна, 1960; Доннер, Раукас, 1992; Donner, Raukas, 1989; Кессел, Раукас, 1981). На основе этих материалов вырисовываются контуры БЛО (рис. 40). Корреляция уровней в Восточной Балтике дана в табл. 7.

Корреляция уровней Балтийского ледникового озера в Восточной Балтике

Южная Финляндия (Donner, 1965)	Ленинградская область (Марков, 1933)	Эстония, (Kessel, Raukas, 1979)	Латвия, (Гринбергс, 1957)	Литва (Гуделлис, 1979)
g B _{I, II} B _{III}	G _I —G _{II} G _{III} G _{IV}	G _I —G _{III} B _{I, II} B _{III} B _{IV, V}	Bg _I Bg _{I, II} Bg _{I, IIIa} Bg _{I, IIIv} Bg _{I, IIIc}	BG _I BG _{II}

Схема, составленная М. Саурамо (Sauramo, 1934, 1937, 1940, 1958), показывает, что первый спуск Балтийского ледникового озера на 25 м до уровня моря имело место во время формирования Ss_I (Bg), второй — до уровня Иольдиевого моря непосредственно после формирования гряды Ss_{II} (B_{III} Y_I) — на 27—28 м и окончательный спуск, снова на 27—28 м до уровня Иольдиевого моря, произошел после формирования Ss_{III}.

И. Доннер (Donner, 1965, 1969) представил более простую схему развития Балтийского ледникового озера (табл. 8), что лучше увязывается с материалами по Прибалтике (Доннер, Раукас, 1992; Donner, Raukas, 1989).

В донных отложениях прибрежных частей приледниковых озер Балтийской системы преобладают пыльца и споры, переотложенные, по всей вероятности, из более древних отложений. Автохтонно залегает, видимо, часть пыльцы травянистых растений, карликовой березы, ивы, в еще меньшей степени — папоротников и плаунов. Среди пыльцы травянистых растений обычно преобладает пыльца полыней (40—60 %), реже осоковых. Количество пыльцы маревых — 10—20 %. Споры представлены главным образом гипновыми мхами (Кессел, Раукас, 1982).

Таблица 8

Сопоставление уровней Балтийского ледникового озера во время образования гряд Сальпаусселькя

Sauramo (1937)	Sauramo (1940)	Sauramo (1958)	Donner (1969)
SsI B _{IIa}	B _{III}	B _I	g
Z	G	g	B _I
B _{IIb}	B _{IV}	B _{II}	B _{II}
SsII B _{III}	B _V	B _{III}	B _{III}
Y _I	Y _I	Y _I	Y _I
B _{IV}	B _{VI}	B _{IV}	
B _V	B _{VII}	B _V	
SsIII B _{VI}	B _{VIII}	B _{VI}	
Y _I	Y _I	Y _I	

В донных отложениях аллередского возраста, отложенных во время первой фазы Балтийского ледникового озера, значительно больше пыльцы древесных пород (70—80 %), достигающих во время климатического оптимума 90 %. Преобладает пыльца сосны и березы, пыльцы ели мало (до 7 %). Пыльцы ольхи содержится лишь 1—2 %, пыльцы карликовой березы в основном около 20 %. Пыльца травянистых растений составляет 10—15 %, а в отложениях климатического оптимума аллереда — лишь 1—2 % (Кессел, Раукас, 1982).

Верхнедриасовые глинисто-алевритовые донные отложения Балтийского ледникового озера характеризуются содержанием пыльцы древесных пород до 60 %, травянистых растений до 40 % и спор до 10 % (рис. 41). Среди диатомовых водорослей преобладают пресноводные формы (около 85 %), значительно меньше (до 5 %) солоноводных форм. Численность диатомовых невысокая — до 3 тыс. створок в 1 г воздушно-сухого осадка. Наиболее обычным *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. et var. *minutulus* (Ktz.) Grun. и другие планктонные виды крупных холодноводных олиготрофных озер. Незначительная примесь морских диатомей в отложениях, в частности *Grammatophora arctica* Cl. и *Fragilaria schulzii* Brockm., связана с переотложением их из более древних отложений (Кессел, Раукас, 1982). М. Кабайлене (1968) указывает в качестве доминирующего в Литве вида в комплексе диатомей Балтийского ледникового озера *Melosira arenaria* Moore.

Завершая обзор позднеледниковых озер Прибалтики, можно заключить, что эти озера были холодноводными и почти безжизненными. На них плавали многочисленные айсберги, и в зимнее время они долго были покрыты льдом. Субфоссильные моллюски и кости позвоночных в отложениях ледниковых озер не найдены, но обитание их в водах Балтийского ледникового озера (например, тюленей) вполне вероятно. Среди диатомовых присутствовали характерные для арктических и субарктических бассейнов формы, такие как *Melosira islandica* и др. На суше произрастала скудная арктическая и субарктическая растительность. Имеются сведения, что по меньшей мере южная часть Прибалтики, включая Южную Латвию, могла быть уже заселена палеолитическим человеком (культура швидри). Береговые линии приледниковых озер, за исключением трансгрессивной фазы В_{III} Балтийского ледникового озера, слабо выражены, еще недостаточно скоррелированы.

Позднеледниковый этап развития Балтийского моря¹

В плейстоцене в пределах современного Балтийского моря существовали крупнейшие приледниковые озерные бассейны, которые в ходе деградации последнего ледникового покрова на Северо-Западе Европы дали начало крупнейшему Ладожскому озеру и самой Балтике. Поэтому палеогеография этого времени Балтийского региона играет важнейшее значение для понимания истории развития здесь озерных бассейнов и

¹ Н. Н. Давыдова, А. Е. Рыбалко.

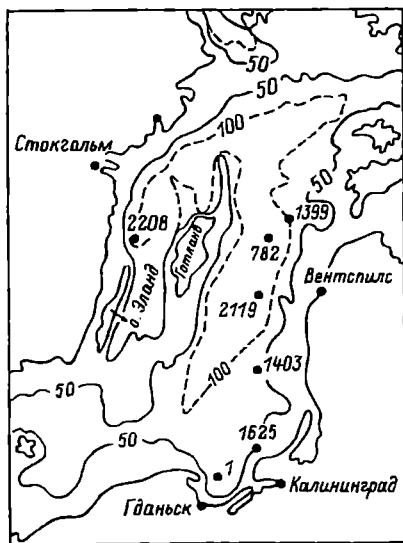


Рис. 42. Расположение колонок со вскрытыми осадками позднеледникового Балтийского ледникового озера.

представляет неразрывное целое. В настоящее время имеется большой фактический материал, обобщенный в ряде монографий (Геология..., 1992; Квасов, 1975; Лито- и биостратиграфия..., 1985; The Baltic Sea, 1989), который с большой точностью позволяет проводить палеогеографические реконструкции описываемой территории, начиная со времени максимального развития валдайского ледника около 18 000 л. н. (Атлас..., 1994).

Первоначально основным источником сведений об истории Балтики служили береговые разрезы донных отло-

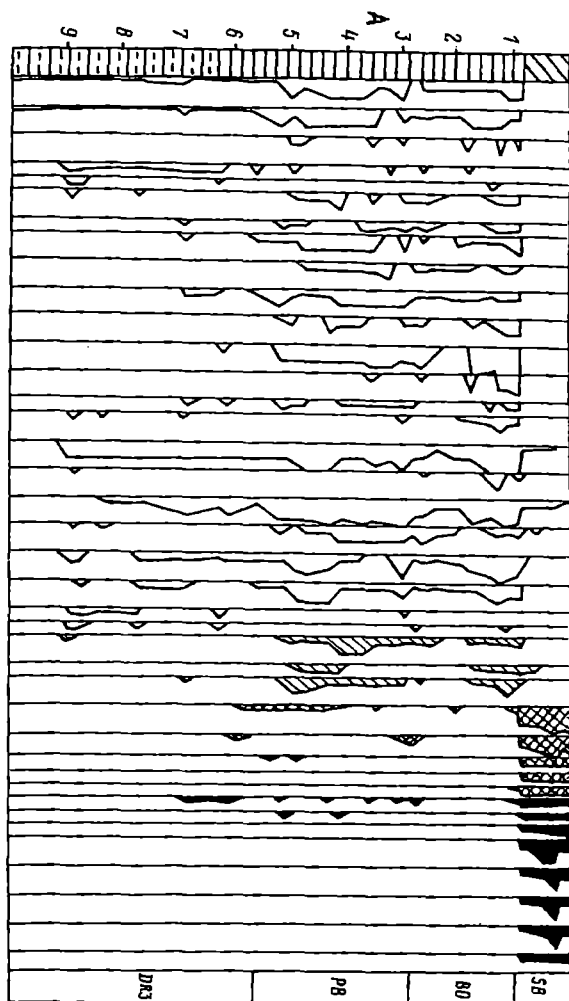
жений, изученные литологическими, микропалеоботаническими и палеонтологическими методами, на территориях, некогда затопленных водами древних приледниковых бассейнов (Марков, 1931, 1933; Порецкий, Жузе, Шешукова, 1993; Florin, 1994; Ignatius, 1958; Купцова, 1961; Кабайлене, 1967; Кондратене и др., 1970; Знаменская, Черемисинова, 1974; Кессел, Порк, 1974). Собственно в Балтийском море первые отрывочные сведения о наличии разновозрастных осадков были получены исследователями, изучающими верхние слои осадочного покрова (Girpenberg, 1934; Горшкова, 1963, и др.). Первые длинные колонки в глубоководной зоне Балтики были получены финскими и шведскими исследователями в 50-е годы (Ignatius, 1958; Kullenberg, 1952), однако стратиграфическая их обработка не была выполнена. Первая колонка, где выполнен комплекс биостратиграфических исследований, была получена финскими исследователями в Гданьской впадине с глубины 105 м (Lubliner-Mianovska, 1965; Masicka, 1965). Крупнейший вклад в познание стратиграфии верхнечетвертичных отложений Центральной Балтики и ее палеогеографии в поздне- и послеледниковое время внесли экспедиции ИО АН СССР (Блажчишин, 1975, 1977), а среди зарубежных исследователей — О. Кольп (Kolp, 1965, 1979) и др. Геохронологическое расчленение кернов длинных колонок (до 10—15 м) базировалось на результатах палинологического анализа с привлечением материалов по стратиграфии и литологии донных отложений и данных диатомового анализа. Оно было сопряжено с большими трудностями, так как осадки различных районов Балтики в конце плейстоценового времени, как и в настоящее время, формировались под влиянием стока с западных и восточных территорий огромного водосборного бассейна, где характер растительности на протяжении поздне- и послеледниковья существенно различался. В основании ряда разрезов, пройденных колонками, были вскрыты осадки позднеледникового Балтийского ледникового озера (рис. 42), представленные ленточными глинами. Палеогеог-

рафические условия позднеледниковья в Южной Балтике характеризует колонка I (54°51' с. ш., 19°10' в. д.) длиной 10 м, взятая в зоне максимальных глубин (105 м) в Гданьской бухте и имеющая следующее строение: 0—0.83 м — ил темно-серый; 0.83—6.3 м — глина серая гомогенная с прослойками гидротроилита; 6.3—10.0 м — глина ленточная. По палинологическим данным ленточные глины в основании колонки Е. А. Спиридоновой отнесены к отложениям позднего дриаса. Позднеледниковые отложения бедны диатомеями. Содержание створок здесь редко достигает 100 000 на грамм воздушно-сухого осадка. Доминирует в них пресноводная стенотермная холоднолюбивая планктонная диатомея *Aulacoseira islandica*. Субдоминанты — также пресноводные планктонные диатомеи: *Stephanodiscus rotula*, *S. minutulus*, *Cyclotella bodanica*, *C. krameri*, *Ta-bellaria fenestrata*. В заметном количестве встречены холодноводные бентосные пресноводные *Fragilaria leptostauron* var. *martyi*, *Cymatopleura elliptica*, обитатели прибрежных мелководий олиготрофных озер. Состав диатомей свидетельствует о формировании осадков в глубоководной области Балтийского ледникового озера, но в небольшом удалении от побережья. В залегающих выше по разрезу пребореальных гомогенных глинах содержание диатомей выше, диатомовые комплексы богаче по составу, в них доминируют пресноводные литоральные диатомеи обрастаний. Эти отложения сформировались в литоральной зоне пресноводного бассейна с хорошо развитыми зарослями макрофитов. Таким образом, в Гданьской бухте в позднем дриасе Балтийское ледниковое озеро имело значительную глубину, а в пребореале режим водоема оставался пресноводным, но оно было существенно мелководнее.

В колонках 1625 (55°05' с. ш., 20°08'3" в. д., глуб. 58 м) и 1403 (55°32' с. ш., 19°49' в. д., глуб. 88 м) представлены отложения мелководных районов Балтийского ледникового озера (Блажишин и др., 1974, 1979). Колонка 1625 прошла около 4 м осадков и имеет следующее строение (рис. 43): 0—2.17 м — алевроит серый, хорошо отсортированный; 2.17—2.22 м — ил мелкоалевритовый с растительными остатками; 2.22—3.95 м — алевроит заиленный с растительными остатками. По палинологическим данным, отложения низов колонки (интервал 2.68—3.95 м) формировались в позднем дриасе. Диатомовые водоросли в них достаточно многочисленны: содержание створок достигает 222 тыс., встречено 94 вида и внутривидовых таксона пресноводных диатомей, среди которых преобладают обитатели обрастаний, составляющие 76—88 % створок. Самой многочисленной среди них является *Fragilaria leptostauron* var. *martyi*. Количество створок планктонных диатомей не превышает 15—17 %. Осадконакопление происходило в заросшей макрофитами прибрежной лагуне Балтийского ледникового озера, глубина которой, по-видимому, не превышала 5—8 м. В лежащих выше по разрезу отложениях пребореального времени (интервал 2—2.68 м) содержание диатомей резко сокращается и не превышает 45 000, характер диатомовых комплексов практически не меняется: по-прежнему в них преобладают литоральные диатомеи. Глубина воды в лагуне в пребореале могла быть несколько ниже.

В колонке 1403 с длиной керна 4.5 м в ленточных глинах Балтийского ледникового озера (интервал 3.5—4.5 м) присутствуют исключительно

Рис. 43. Диагностические диаграммы колоннок I (A) и 1625 (B).



Глубины, м

- Lumolozia*
Amphora ovalis + *A. libyca*
 + *A. pediculus*
Cocconeis disculus
C. disculus var. *diminuta*
Cyclotella bodanica
C. vorticosa
Cymatopleura elliptica
Diploneis domblittensis
D. domblittensis var.
ubconstricta
Epithemia hyndmannii
E. adnata
Fragilaria construens + var.
binodis + var. *venter*
F. heidenii
F. heidenii var. *istvanffy*
Gyrosigma attenuatum
Aulacoseira alpigena
A. islandica
A. italica
Opephora martyi
Ropalodia gibba var.
venetricosa
Stephanodiscus rotula
S. minutulus
Tabellaria fenestrata
Cyclotella krammeri
Epithemia sorex
E. turgida
Navicula scutelloides
Actinocyclus ehrenbergii
Diploneis didima
D. interrupta
D. smithii + var. *rhombica*
Campylodiscus echeneis
Paralia sulcata
Talassiosira excentrica
Coccinodiscus radiatus
Chaetoceros aff. *holsaticus*
C. mitra
C. aff. curvisetum
Rhizosolenia hebetata
f. hiemalis
Thalassionema nitzschoides
 Зоны

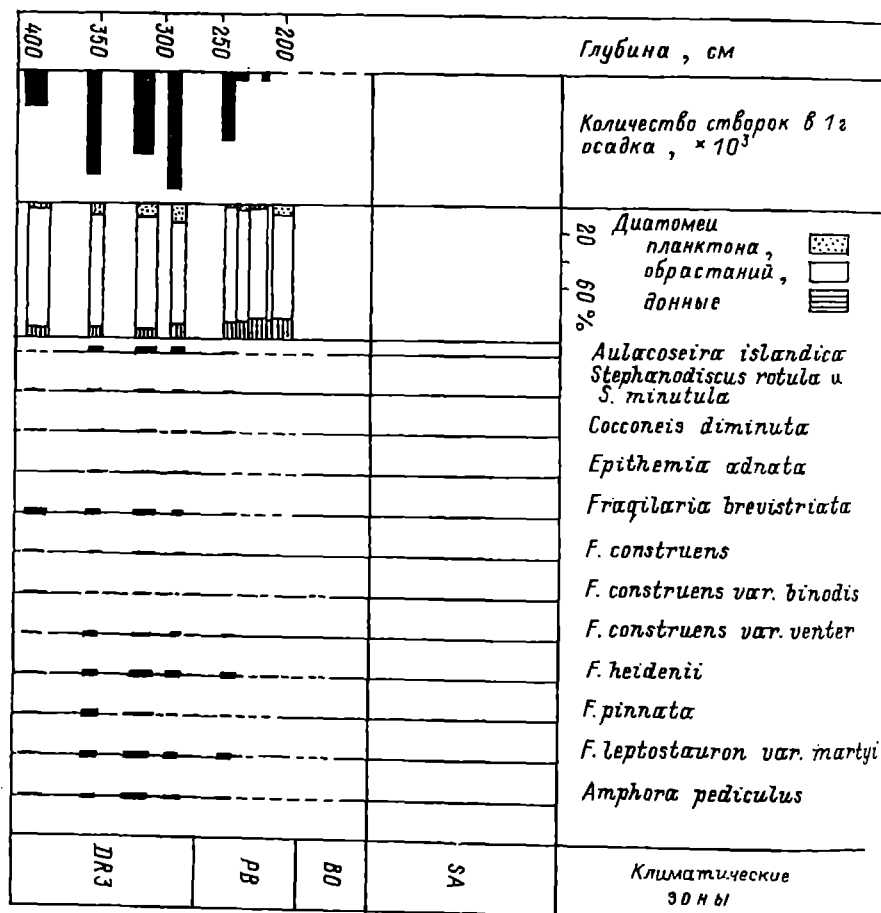


Рис. 43 (продолжение).

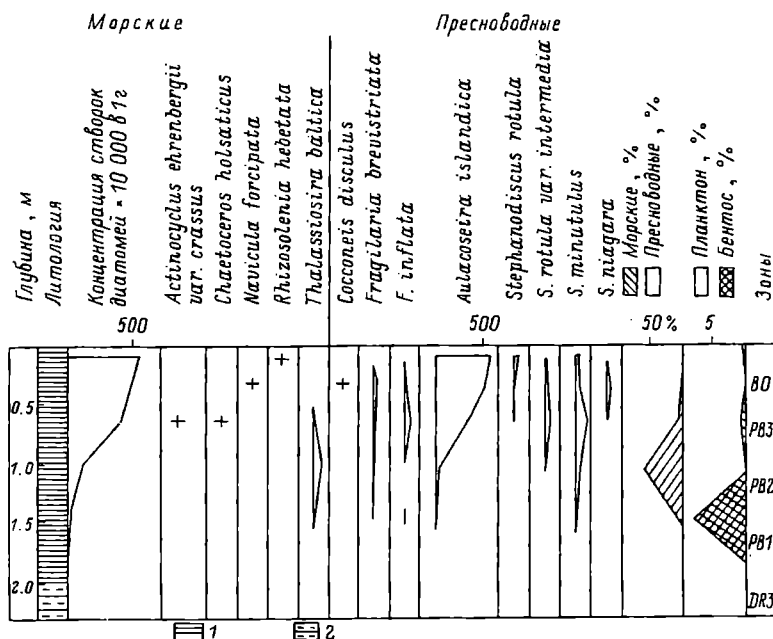


Рис. 44. Диатомовая диаграмма колонок 1399.

1 — глина, 2 — лептотноподобная глина.

пресноводные диатомеи, как и в перекрывающих их микрослоистых глинах пребореального времени (интервал 2.5—3.5 м). Доминируют планктонная *Aulacoseira islandica* и перифитонные литоральные *Fragilaria construens* var. *venter* et var. *binodis*, *F. leptostauron* var. *martyi*, *F. brevistriata*, *F. heidenii*. Балтийское ледниковое озеро было здесь более глубоким. В пребореальное время бассейн оставался пресноводным.

В центральной области Балтики в Восточно-Готландской впадине диатомовые водоросли найдены в позднедриасовых ленточных глинах в основании двух колонок: 782 (57°19'5" с. ш., 13°53'5" в. д., глуб. 226 м) и 1399 (57°35'5" с. ш., 20°41' в. д., глуб. 158 м). Диатомеи в них малочисленны, доминирует пресноводная планктонная *Aulacoseira islandica*, обильна *A. alpigena* (рис. 44). Встречаются планктонные *Cyclotella comta*, *C. vorticosa*, *Tabellaria fenestrata*. Бентосные диатомеи единичны: это характерные для приледниковых озер *Cocconeis flexella*, *Diploneis dombroffensis* и некоторые другие пресноводные виды.

В колонке 2208 (57°40' с. ш., 17°20' в. д., глуб. 138 м), взятой в пределах Эландской впадины, выделены по палинологическим данным отложения позднего дриаса, характеризующиеся очень низким содержанием диатомей (Кессел, Порк, 1974). Обычной для этих отложений является типичная для Балтийского ледникового озера планктонная *Aulacoseira islandica*.

Изучение семи колонок донных отложений дало первые материалы, позволившие судить о режиме Балтики в период существования Балтий-

ского ледникового озера. В районе Гданьской бухты и севернее существовал пресноводный глубоководный бассейн, отложения которого содержат богатую диатомовую флору, близкую по составу к современной флоре Ладожского озера (Давыдова, 1985). В диатомовых комплексах велика роль бентосных диатомей, хотя уровень Балтики в позднедриасовое время был выше современного. Примесь литоральных диатомей оставалась высокой и в пребореале, когда Южная Балтика была пресноводной, а уровень моря был на 40—50 м ниже современного. Эти особенности режима Балтики, с нашей точки зрения, объясняются изменением конфигурации и рельефа дна Балтики. На ранних стадиях дегляциации Южная Балтика была отделена от основной акватории моря Самбийским полуостровом, который тогда простирался существенно дальше на запад, а позднее был размыт анциловой трансгрессией. Кроме того, как показали исследования, глубоководные впадины современной Балтики, такие как Восточно-Готландская, Эландская и, возможно, Гданьская, в период дегляциации были, по-видимому, заполнены мертвым льдом и протаяли только в бореальное время. Этим объясняются наличие литоральных пресноводных диатомей в осадках БЛО в южной области Балтики, опреснение многих районов Иольдиевого моря, которые в пребореальное время представляли собой мелководные прибрежные озера и лагуны, изолированные от основной акватории, так что солоноватые воды в них не проникали. Потепление климата в бореале и изоляция Балтики от Мирового океана вследствие изостатического подъема Средней Швеции привели к анциловой трансгрессии. Протаивание мертвого льда в условиях потепления климата способствовало быстрому погружению ранее сформированных отложений позднего дриаса и пребореала, сопровождавшемуся изменением донного рельефа, нарушениями залегания и разрывом осадочных толщ. Примеры этих явлений можно видеть в строении донных отложений Восточно-Готландской и Гданьской впадин, вскрытых колонками. Анализ материалов колонок донных отложений Балтики выявил, таким образом, сложную картину ее дегляциации на протяжении позднеледниковья и раннего голоцена. Изложенные выше материалы были уточнены последующими исследованиями ИО АН СССР (ныне ИО РАН) и обобщены в монографии «Лито- и биостратиграфия Балтийского моря» (1985). В настоящее время плейстоценовые отложения Центральной Балтики разделяются на четыре литостратиграфических комплекса (сверху вниз): микроленточные и гомотенные глины Балтийского ледникового озера (БЛО), ленточные глины балтийских приледниковых озер, покровная (абляциянная) морена последнего оледенения, донная (основная) морена. Выполненные биостратиграфические исследования, дополненные радиоуглеродным датированием, показали, что выделенные комплексы отражают единую схему палеогеографического развития Центральной и Южной Балтики, но существенно различаются по возрасту, характеризуя постепенное распространение талых вод по балтийской котловине. Так, в Центральной Балтике отложение ленточных глин завершилось в середине верхнего дриаса, тогда как в вершине Ботнического залива оно продолжалось еще 1200 лет спустя — вплоть до конца пребореала (Лито- и биостратиграфия..., 1985).

Имеющиеся в настоящее время биостратиграфические, литологические и геохронологические данные позволяют представить следующим

образом историю развития водных бассейнов в Центральной и Южной Балтике в плейстоцене. В максимальную фазу развития валдайского оледенения Балтийское море было полностью покрыто ледником, который оставил после себя достаточно маломощную донную морену.

Очень сложным является вопрос о возрасте начала развития Балтийского водоема. По мнению многих авторов (Гуделис, 1982; Лито- и биостратиграфия..., 1985), началом развития Балтийского моря следует считать время формирования местных приледниковых озер как зародышей будущего бассейна. Это время метакронно в различных районах Прибалтики, поэтому наиболее логично за начало развития Балтийского моря принять время отступления края ледника от Северолитовских (Лужских) краевых образований. В этом случае появляется реальная возможность корреляции палеогеографических событий в позднеледниковое время по всей периферии Скандинавского ледникового покрова.

Полученные биостратиграфические данные свидетельствуют, что первый крупный водоем в Южной и Западной Балтике сформировался во время беллингского межстадиального потепления. Этот бассейн занимал первоначально пространство в пределах современных Борнхольмской, Гданьской и частично Восточно-Готландской впадин. Он получил название Беллингского моря (De Geer, 1956), или моря Ломма (Nilsson, 1968). Пресноводный характер бассейна, его формирование за счет таяния ледника послужили логичным основанием В. Гуделису назвать этот бассейн Южно-Балтийским приледниковым озером (ЮПО) и рассматривать это озеро как позднюю фазу развития местных литовских приледниковых озер. Озеро существовало в период с 13 500 до 11 800 л. н. (Гуделис, 1982). Дискуссионным вопросом остается влияние среднедриасового похолодания на Южно-Балтийское приледниковое озеро. Факт наступления края ледника на Балтийскую котловину не оставляет сомнения. Об этом свидетельствует, в частности, наличие прослоев абляционной морены в толще ленточных глин в Готландской котловине (Лито- и биостратиграфия..., 1985). В то же время возможность проникновения ледника вплоть до о-ва Рюген до сих пор остается предметом дискуссии и практически не доказана. Балтийское ледниковое озеро, в контурах которого уже угадывалось современное Балтийское море, возникло при слиянии ЮПО и оз. Рамсей в северо-восточной части Балтики (Квасов, 1977), которое произошло в аллереде. Дискуссионным является и вопрос о характере самого БЛО. Было ли оно пресноводным на всем протяжении своего существования вплоть до пребореального времени голоцена или испытывало кратковременное осолонение за счет поступления вод из Северного моря? Имеющиеся материалы и прежде всего характер разрезов не дают основания считать, что в Балтийском море в течение аллереда и позднего дриаса существовал солоновато-водный и тем более морской бассейн. В то же время результаты геохимического изучения донных отложений и иловых вод, некоторые результаты определения диатомовой флоры свидетельствуют в пользу такого предположения. По мнению одного из авторов настоящего раздела, в течение позднего плейстоцена в глубоководных районах Балтийского моря существовал пресноводный бассейн, характерными чертами которого были крайне низкая биопродуктивность, высокое содержание кислорода и высокая мутность вод, что препятство-

вало развитию жизни в этом бассейне. Наличие же представителей солоновато-водной диатомовой флоры связано с размывом земских отложений и поступлением их в бассейн с тальми водами. Эти процессы достаточно хорошо известны в районах Финского залива и побережья Ладожского озера (Литостратиграфия..., 1989).

В последнее время исследования палеогеографических событий плейстоцена в центральных частях Балтийского моря идут по пути их детализации. Так, А. Гайгалас и В. Хомутова с соавторами, основываясь на детальных литологических наблюдениях, подкрепленных палинологическими данными, предложили дробное расчленение плейстоценовых осадков с выделением элементарных седиментационных циклов (снизу вверх): айсберговых морен — массивных слабокарбонатных глин — микроленочных карбонатных глин (Гайгалас и др., 1995). Основываясь на анализе элементарных циклов, сменяющих друг друга в разрезе, авторы показали, что в Южной Балтике отмечалось несколько мелких осцилляций, которые нашли свое четкое отражение в геологическом разрезе. В Северной Балтике количество местных осцилляций было меньше, что, по-видимому, связано с близостью края ледника и накоплением дистальных фаций приледниковых озер, на которые мелкие колебания края ледника не оказывали существенного влияния. Продолжительность существования Балтийского ледникового озера оценивается примерно в 1800 лет. Оно окончило свое существование, когда в результате соединения котловины Балтийского моря с Мировым океаном через проливы на территории Средней Швеции произошел спуск БЛО, сопровождавшийся падением уровня последнего в 10—20 м.

Позднеплейстоценовые озерные бассейны во впадине Финского залива¹

Новый фактический материал по развитию плейстоценовых озерных бассейнов в пределах современных морских акваторий был получен в результате морских геолого-съемочных работ в Финском заливе и, особенно, в его восточной части. В настоящее время стратификация верхнечетвертичных отложений основана на материалах геолокационного и сейсмоакустического профилирования, изучения более 300 кернов грунтовых трубок, 35 из которых изучены биостратиграфическими методами.

Наиболее древние четвертичные образования были установлены исключительно по геофизическим данным в древних долинах с глубиной вреза более 60 м, протягивающихся с суши непосредственно в пределы шельфовой зоны. По результатам бурения в наземных продолжениях этих долин, в частности в районе Черной речки, были установлены отложения различных ледниковых эпох вплоть до днепровских (Памятник неживой природы..., 1980).

Появление первых палеобассейнов на территории, занимаемой современным Финским заливом, связаны с деградацией ледникового покрова,

¹ А. Е. Рыбалко, М. А. Спиридонов.

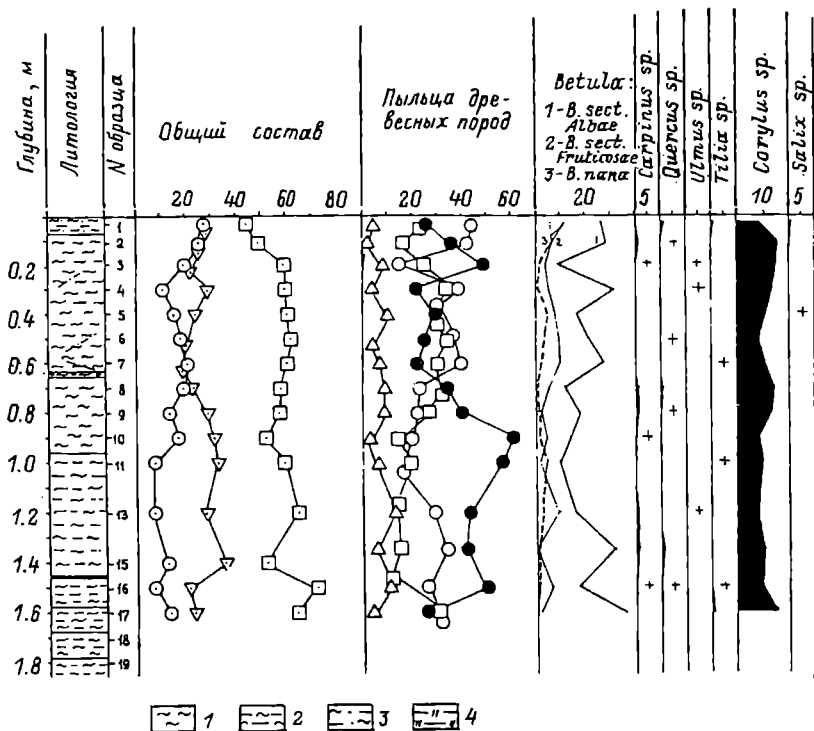


Рис. 45. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 81-487. Палинолог Н. А. Гей, интерпретация Е. А. Спиридоновой.

1 — серые пелиты, 2 — глинистые алевроиты, 3 — песчано-глинистые отложения, 4 — глины с гидротроилитом.

точнее его отступлением от лужского краевого комплекса внутрь Карельского перешейка. Принципиальным для оценки времени возникновения первых приледниковых озер является анализ колонки 82-487, расположенной к югу от о-ва Большой Березовый (рис. 45, 46). Общий характер палиноспектров, их сопоставление со стратотипическим разрезом в карьере кирпичного завода им. Свердлова, в ленточных глинах которого был установлен палеомагнитный экскурс Гетеборг (Путеводитель..., 1982), позволил Е. А. Спиридоновой сопоставить вмещающие осадки с октинским межстадиалом или ранним дриасом.

Таким образом, впервые приледниковые озера возникли в депрессии современного Финского залива около 13 000 л. н. Эти данные были подтверждены впоследствии результатами магнитостратиграфических исследований, выполненных В. В. Кочегурой, который установил в основании толщи ленточных глин палеомагнитных экскурс Гетеборг (Кочегура, Русинов, 1989). В этот период происходило накопление толсто-, ленточно-слоистых осадков с преобладанием алевроитовых и песчано-алевритовых разностей. Характерно отсутствие в вышележащих отложениях осадочных образований, которые могли бы быть интерпретированы как морена. Это говорит об отсутствии в восточной части Финского залива

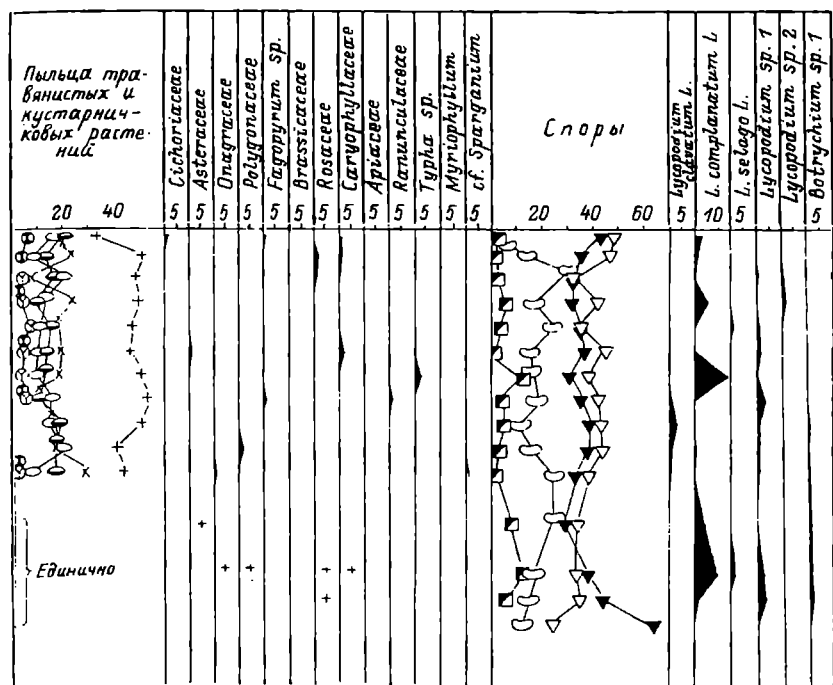


Рис. 45 (продолжение).

ледниковых отложений, сопоставляемых с невиской стадией (Путеводитель..., 1982), граница которой, вероятно, проходила восточнее Кургальского полуострова и в районе о-ва Мощного. Здесь по данным геологического картирования был выделен комплекс краевых образований, состоящий из серии моренных гряд субмеридионального простирания и локальных морен напора на поверхности вендского глинистого уступа, огибающего с севера указанный выше остров (Modern date..., 1988). Полученные материалы о более раннем, чем это представлялось, времени возникновения озерных бассейнов во впадине Финского залива в последнее время нашли подтверждение и в работах прибалтийских геологов о возникновении местных приледниковых озер в Центральной Балтике (Лито- и биостратиграфия..., 1985).

В беллинский межстадиальный период восточная часть Финского залива представляла наиболее глубоководную часть так называемого оз. Рамсея (Квасов, 1975), в которой накапливались типичные ленточные глины. Мощность ритмов обычно составляла 1—1.5 см, достигая в пачках грубослоистых глин и глинистых алевроитов 6—9 см. Формирование слоистости было связано с пульсационным поступлением талых ледниковых вод с разнородным по гранулометрическому составу обломочным материалом в озерный бассейн и его последующим градиационным осаждением. Приледниковый бассейн характеризовался, вероятно, низкими температурами и высокой мутностью, что создавало неблагоприятные экологические условия для существования диатомей, которые практически отсутст-

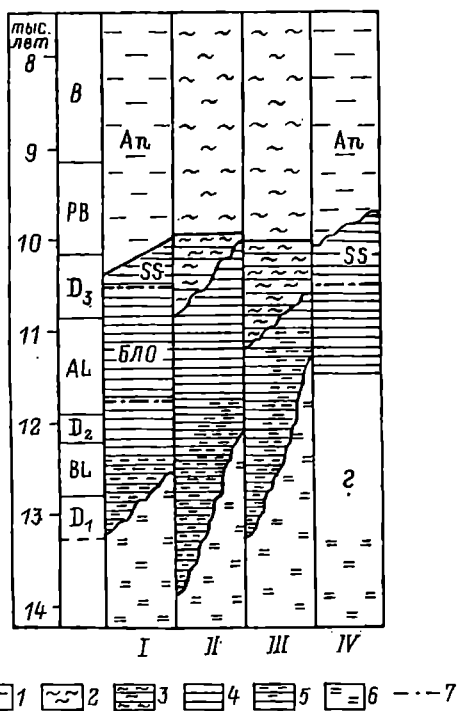


Рис. 46. Сопоставление схем палеогеографического развития в позднем плейстоцене Белого моря, Ладожского озера, Балтики.

1 — алевроит, 2 — глины, 3 — слабослоистые глины, 4 — ленточные глины, 5 — глинисто-песчаные алевроиты, 6 — морена, 7 — лед.

вуют в описываемых осадках. На неблагоприятные условия в этих бассейнах и слабое развитие растительности на берегах, свободных ото льда, говорит крайне бедный видовой состав палиноспектров (Клейменова, Рыбалко, 1995).

В то время как восточная часть Финского залива с раннего дриаса была постоянно свободна от ледникового покрова и только в зимний период покрывалась плавучим льдом, западная его часть в среднем дриасе испытала воздействие еще одного стадияльного надвига, сопоставляемого с ледниковой стадией Паливере (Квасов, 1975; Геология Финского залива, 1992). Краевые образования этого возраста закартированы в центральной части Финского залива и протягиваются от берегов Эстонии в Выборгский залив.

Следующий этап плейстоценовой истории Финского залива связан с образованием Балтийского ледникового озера (БЛО), возникшего в результате слияния местных приледниковых озер. По современным данным, это произошло в аллереде, около 11 800 л. н. (Квасов, 1975; Лито- и биостратиграфия..., 1985). Финский залив и Ладожское озеро составляли единый крупный восточный залив этого озера. Накапливающиеся в это время осадки представляли единый цикл, начинающийся с пачки ленточно-слоистых осадков и заканчивающийся толщей монотонных скрыто-

слоистых глин буроватого цвета. Текстурные особенности непосредственно отражали постепенное отступление края ледника до краевых гряд Сальпаусселькя в Финляндии. Стадиальный надвиг, в течении которого и сформировались эти образования, нашел отражение в донных отложениях Финского залива в виде характерной пачки неправильно-слоистых глин с трансгрессивным строением. Эти глины с размывом перекрывают подстилающие образования, что указывает на усиление стока талых вод ввиду приближения края ледника. Последующее его отступление приводит к фациальному замещению вверх по разрезу слоистых глин монотонными. Выделенная пачка четко коррелируется с тонкогоризонтальнослоистыми глинами, венчающими плейстоценовый разрез в Ладожском озере и описанными нами в губе Лехмалахти (Давыдова и др., 1993).

Изученные разрезы отложений БЛО характеризуются наличием двух палиноспектров, последовательно сменяющих друг друга в разрезе. Для нижнего из них, встречающегося преимущественно в слоистых глинах, характерно преобладание пыльцы древесных пород, в основном — сосны. В составе травянистых растений кроме типичных перигляциальных полыней и маревых большую роль играет пыльца осок. Выше по разрезу в составе спорово-пыльцевых спектров заметно увеличивается роль недревесных компонентов, а из древесных абсолютное господство имеет пыльца берез, среди которой преобладают кустарничковые формы. Из трав характерно абсолютное господство пыльцы полыней. Данный спорово-пыльцевой комплекс большей частью связан с трансгрессивной пачкой слоистых глин в вершине плейстоценового разреза, но встречается и в толще монотонных скрытослоистых глин. Первый комплекс был сопоставлен с аллередом, а второй — с поздним дриасом (Литостратиграфия..., 1989). Диатомовая флора во всех изученных разрезах отсутствовала, так как в наиболее глубоководных частях приледниковых бассейнов, возможно, существовали неблагоприятные условия для развития планктона, включая и диатомовых. В литоральных обстановках, которые в настоящее время располагаются исключительно в пределах современной суши, развитие диатомей происходило за счет некоторого прогрева воды в короткие летние периоды.

Завершение плейстоценового этапа развития Финского залива, как и Балтийского моря, было резким и ознаменовалось крупной регрессией в результате соединения Балтийской впадины с Мировым океаном в районе Средней Швеции (Квасов, 1975). Результатом явилось резкое падение уровня, которое некоторыми исследователями оценивается от 10 до 20 м (Геология Финского залива, 1992). Оно сопровождалось размывом кровли плейстоценовых осадков, прослеживающимся местами на глубинах около 70 м. С этого времени наметилась и происходила на протяжении всего голоцена дифференциация и локализация процессов осадконакопления только в отдельных депрессиях, на остальной поверхности дна происходили процессы размыва или ненакопления осадков (режим нулевой седиментации).

Таким образом, история плейстоценовых озерных бассейнов в Финском заливе является частью истории развития первых приледниковых бассейнов в балтийской депрессии. На этом этапе произошло перемещение основных масс обломочного материала в эти депрессии, которые и послужили основой плейстоценовых осадков. На последующих этапах

палеогеографического развития Финского залива вклад обломочного материала, поступающего со стороны суши, был существенно уменьшен, а формирование современных осадков во многом связано с размывом и перераспределением того материала, который поступил на шельф в позднем плейстоцене.

Позднеплейстоценовая история Ладожского озера¹

Ладожское озеро (абс. отм. 5 м) является крупнейшим пресноводным водоемом в Европе с площадью зеркала 17 891 км² и объемом водной массы 837 км³. Максимальная глубина озера достигает 230 м, а средняя — 46.8 м. Ладожское озеро расположено в зоне сочленения Балтийского кристаллического щита и Русской плиты в древней тектонической депрессии, осложненной ледниковой экзарацией. Своими очертаниями ладожская котловина подчеркивает контуры крупной рифейской грабенсинклинали, сложенной метаморфическими, эффузивными осадочными породами архей-кембрийского возраста (Амантов, 1993).

К настоящему времени сложилась достаточно стройная схема возникновения и развития Ладожского озера в четвертичное время. Этой проблеме были посвящены труды Айлио (Ailio, 1915), К. К. Маркова (1949), Д. Д. Квасова (1975) и многих других палеогеографов и геологов. В основу были положены результаты геоморфологических и геологических исследований территорий, прилегающих к Ладожскому озеру. В соответствии с этой схемой основные этапы палеогеографического развития Ладожского озера в плейстоцене выглядят следующим образом.

В период валдайского оледенения вся ладожская впадина была занята льдом. Ледник покинул впадину при отступлении от краевых образований лужской стадии, расположенных в 20—50 км южнее современной береговой линии, около 12 тыс. л. н. Ладожская котловина была занята в это время оз. Рамсея, которое существовало до 11.8 тыс. л. н. (Квасов, 1975). Это озеро имело абсолютные отметки на севере (северный склон Центральной возвышенности Карельского перешейка) +50—60 м и +15 м на юге. Озеро Рамсея имело сток в западном направлении и соединялось с Южно-Балтийским приледниковым озером. В результате отступления ледника от возвышенности Пандивере (Центральная Эстония) уровень озера Рамсея снизился и оно слилось с Балтийским ледниковым озером (БЛО) в начале аллереда — примерно 11.8 тыс. л. н. С этого периода Ладожское озеро стало представлять залив БЛО. Уровень Ладоги в это время достигал от +70 до +80 м в северной части, где воды озера распространились до конечных моренных гряд Сальпаусселькя, а в южной был ниже современного на 10—20 м, что привело к временному осушению южного мелководья. Балтийское ледниковое озеро просуществовало практически до конца позднего плейстоцена, до 10.2 тыс. л. н., когда в результате прорыва вод через Среднешведскую равнину у горы Беллинген произошло падение его уровня более чем на 20 м, а само Ладожское озеро впервые обособилось от Балтийского моря (Квасов, 1975).

¹ Н. Н. Давыдова, А. Е. Рыбалко, Д. А. Субетто, В. И. Хомутова.

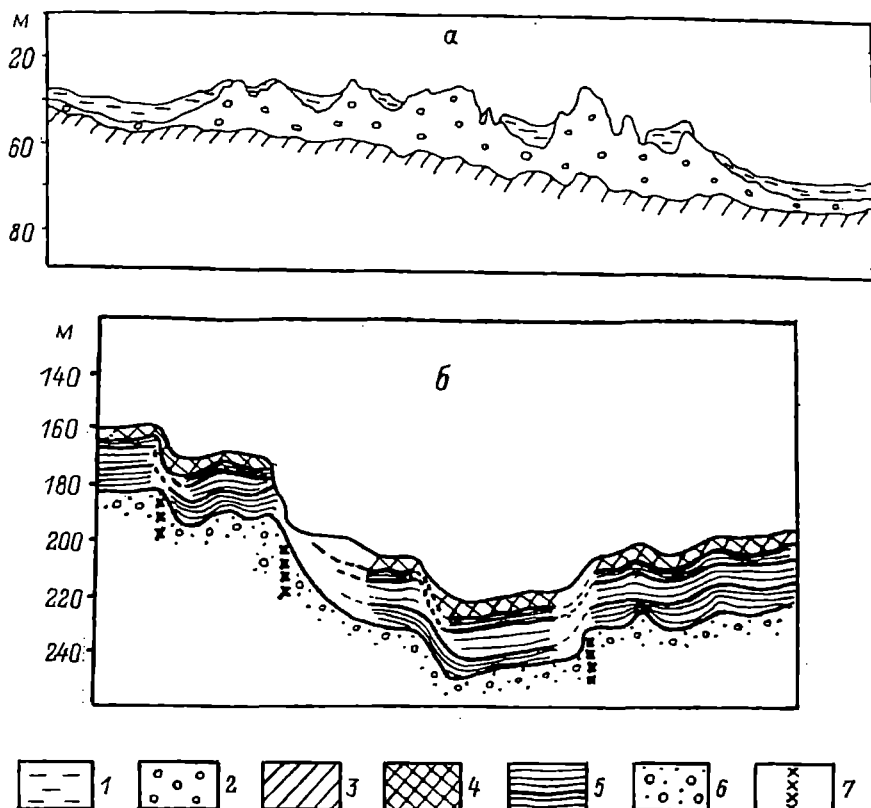


Рис. 47. Строение донных отложений Ладожского озера.

a — аккумулятивные ледниковые образования в центральной части Ладожского озера восточнее о-ва Коневца; *b* — ступенчатое строение склонов глубоководной впадины Ладожского озера в районе г. Приозерска (сейсмоакустический профиль). 1 — пошле-последлениковские осадки, 2 — ледниковые отложения, 3 — коренные породы, 4 — голоценово-озерные осадки, 5 — начки ледниково-озерных впадин, 6 — ледниковые отложения, 7 — повейшие разрывы и дислокации осадков.

Начиная с 1980 г. сотрудниками ИНОЗ РАН и ВСЕГЕИ были использованы новые средства изучения четвертичного покрова в пределах самого Ладожского озера. К ним относились геофизические методы: непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) и геолокация, позволившие впервые получить данные о полной мощности и характере залегания четвертичных образований, и тяжелые средства геологического прободообора. Применение грунтовых трубок длиной до 4 м и весом до 600 кг позволило получить длинные разрезы, впоследствии изученные литологическим, палинологическим, диатомовым и палеомагнитным методами. Все это позволило существенно расширить представления как о строении четвертичной толщи, так и об истории развития озера в плейстоцене—голоцене (Субетто, 1986; Субетто и др., 1990; Давыдова и др., 1993; Davydova e. a., 1995).

Анализ сейсмоакустических данных показал, что большая часть дна ладожской котловины покрыта четвертичными образованиями последнего гляциоседиментационного цикла, в основании которого залегает морена

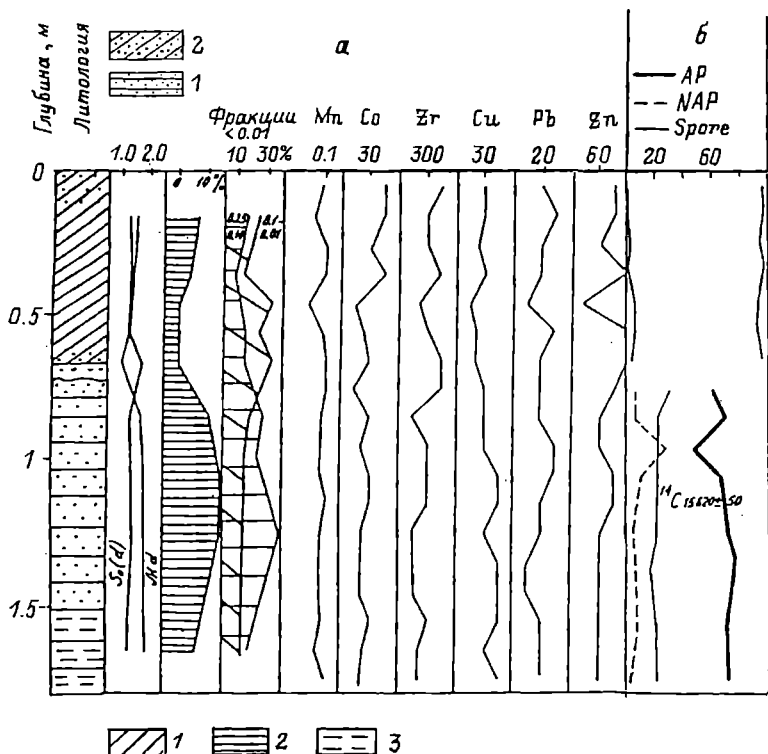


Рис. 48. Литолого-химическая (а) и палинологическая (б) характеристики донных отложений юго-восточной части Ладожского озера (колопка 1190).

1 — слоистые лептоточноподобные глины, 2 — песчаные илы, 3 — глины.

лужской стадии валдайского оледенения. Мощность их сильно варьирует — от 70 м и более в северной глубоководной зоне до 15 м в южной половине озера. Максимальные же мощности четвертичных отложений связаны с погребенными долинами в южной части озера, где они могут превышать 80 м и более (рис. 47, а). Характерной чертой четвертичного чехла, особенно в Северной Ладогe, является резкое колебание его мощности, что отражает крайне неровную поверхность коренного субстрата. На многочисленных сейсмограммах, особенно на ступенчатых склонах глубоководных впадин, были установлены смещения слоев озерно-ледниковых глин (рис. 47, б). Были прослежены линейные зоны нарушения геологического строения, в ленточных глинах отмечаются характерные дислокации, нарушение сплошности уже сформировавшихся осадков. Эти данные могут свидетельствовать о молодых тектонических движениях, которые могли проявляться в течение 10—14 тыс. л. н. В то же время часть дислокаций связана, вероятно, с деформациями осадков при таянии подземного льда (Давыдова, 1985).

Большинство палеогеографических построений плейстоценового этапа развития Ладоги до последнего времени было основано преимущественно на спорово-пыльцевых и диатомовых анализах коротких трубок (Абра-

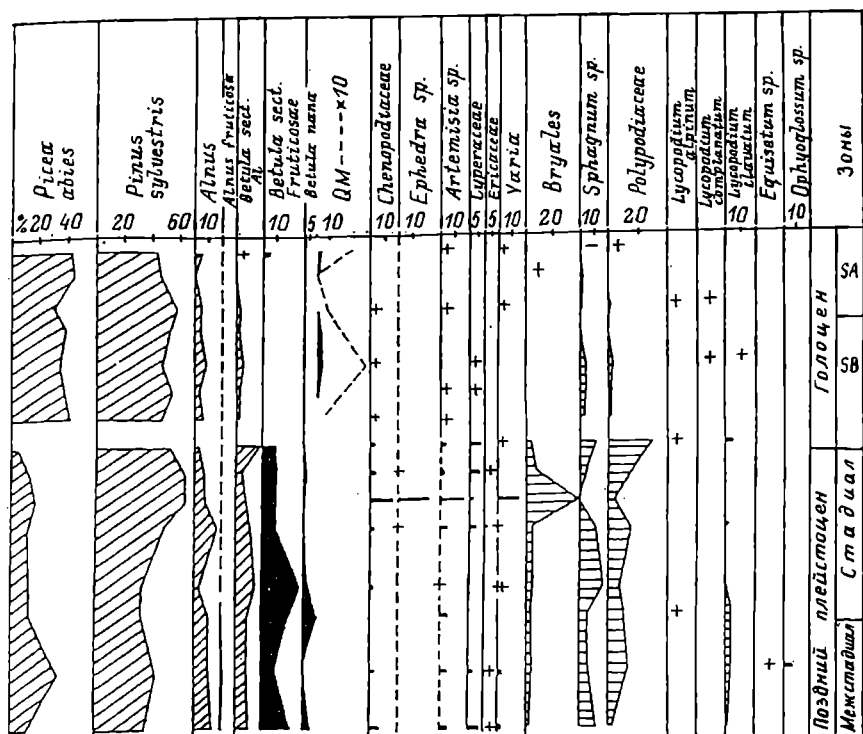


Рис. 48 (продолжение).

мова и др., 1967). Новые материалы были получены при использовании тяжелых трубок, увеличенном в связи с этим объемом материала, позволившем проводить радиоуглеродные и палеомагнитные датировки. Это позволило в свою очередь существенно уточнить такие моменты палеогеографии, как начало развития приледниковых бассейнов и характер осадконакопления в позднем плейстоцене. Принципиальным является в этом смысле анализ колонки 1190, отобранной в подводной долине, являющейся, по сейсмоакустическим данным, подводным продолжением долины р. Волхов (60° 42' 75" с. ш., 32° 24' 75" в. д.). Эта колонка в основании представлена толщей слоистых ленточноподобных слабопесчаных глин, перекрытых слабоопесчаненными зеленовато-серыми илами, которые с отчетливым размывом залегают на подстилающих глинах. На интервале 115 см в слоистых глинах был обнаружен кусок древесины, радиоуглеродный возраст которой по ^{14}C составил $15\,620 \pm 50$ л. н. (ЛНУ-2815).

По результатам спорово-пыльцевого анализа четко выделяются отложения позднеледникового цикла осадконакопления и перекрывающие их на глубине 62 см позднеголоценовые осадки (рис. 48, 49). В нижнем интервале колонки (150—180 см) господствует пыльца древесных пород и кустарников (до 72 %) — преимущественно сосны и ели, а также кустарничковой березы и ольхи. Концентрация диатомей здесь достигает 45 000 створок, наиболее часто встречается *Aulacoseira islandica*. Во вторичном залегании отмечена морская *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl.

Осадки сформировались во время интергляциального потепления климата. Для спектров верхней части позднеледникового цикла (150—69 см) показательно увеличение пыльцы травянистых растений, среди которых преобладает пыльца полыни, маревых, эфедры, разнотравья. В древесно-кустарничковой части спектра господствует пыльца сосны, меньше ели, много кустарничковой (до 20 %) и карликовой березы (до 7 %). Содержание диатомей в осадках очень низкое (до 1.2 тыс.), как и ранее, обычна *Aulacoseira islandica*. Осадки голоценового цикла, представленные песчано-глинистыми алевритами, имеют суббореальный и субатлантический возраст (Арсланов и др., 1996).

Таким образом, описываемая колонка вскрыла отложения двух различных эпох, разделенных значительным стратиграфическим перерывом. В основании залегают осадки межстадиальной эпохи, накапливавшиеся в олиготрофном низкопродуктивном бассейне. Далее фиксируется эпоха похолодания климата, когда на водосборах стали господствовать перигляциальные ландшафты, а жизнь в водоеме почти прекратилась. Это позволило соотнести указанные слои с плюским межстадиалом и (в перекрывающих осадках) отложениями лужской стадии, точнее — древнего дриаса.

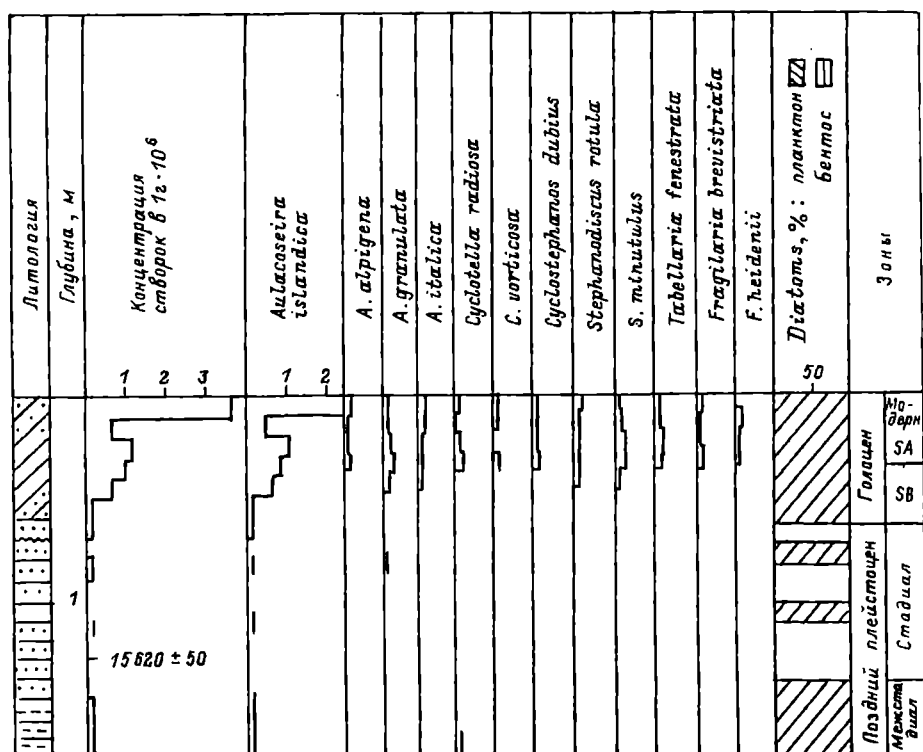


Рис. 49. Диатомовая диаграмма колонки 1190.

Усл. обозн. см. на рис. 48.

Новым фактом, свидетельствующим также о более ранней дегляциации Карельского перешейка, является полученная Х. А. Арслановым радиоуглеродная датировка фрагмента древесины — $13\,070 \pm 110$ л. н. (ЛУ-3525), отобранного в обнажении на левом берегу р. Бурной, в 300 м ниже по течению от порогов «Падунец», на высоте 0.9 м от уреза воды. Этот фрагмент был отобран в подошве слоя крупнозернистого песка мощностью 0.2 м, перекрывающего горизонт плотных серых слоистых глин. Кроме того, сейсмоакустические и геолокационные данные свидетельствуют о наличии в осадочном чехле Ладожского озера мощной толщи ледниково-озерных глин, мощность которых может превышать 10 м и более. В ней, по данным геолокационного профилирования (рис. 47), устойчиво выделяются три сеймопачки. Нижняя из них нигде не была опробована из-за глубокого залегания и недоступности для используемых средств пробоботбора. Разрез двух вышерасположенных с определенной долей условности можно представить в следующем виде (снизу вверх):

- серые глины с нечеткой субгоризонтальной слоистостью ленточного типа. Мощность ритма составляет 10—15 мм. Слоистость осложнена цветовой полосчатостью в серо-розовых тонах. Цветовые полосы охватывают 2—3 ритма;
- ленточные глины преобладающего серого цвета. Мощность ритма составляет 5—8 мм, слоистость имеет сложный характер и подчеркивается цветовой полосчатостью;
- литопачка микрослоистых глин. Мощность ритма от 0.5 до 2.0 мм. Строение литопачки имеет «трансгрессивный» характер, выражающийся в четком увеличении мощности ритмов вниз по разрезу и несогласном (с размывом) контакте осадков с подстилающими ленточными глинами. Повышенная плотность глин данной литопачки предопределяет их однозначную интерпретацию на геоэзограммах.

Текстурные особенности и положение в разрезе позволило сопоставить отложения верхней пачки с «верхней слоистой пачкой» ледниково-озерных отложений Финского залива (Бутылин и др., 1989) и соотнести их с временем стадияльного надвига ледника до краевых образований Сальпасселья на рубеже плейстоцена и голоцена.

Таким образом, геофизические и геологические данные свидетельствуют о достаточно продолжительном и интенсивном накоплении ледниково-озерных отложений. Имеющиеся до последнего времени палинологические данные (Delusin, 1991; Давыдова и др., 1993) позволили установить только наличие аллередских отложений. Однако при этом ни одна из грунтовых колонок не вошла в толщу ледниково-озерных отложений более чем на 2.5 м (при общей мощности ленточных глин более 10 м). Имеющиеся данные по восточной части Финского залива (Бутылин и др., 1989) и Онежскому заливу Белого моря (Рыбалко и др., 1987) указывают на то, что первые приледниковые озера в их пределах возникли около 14 тыс. л. н. Аналогичные данные, свидетельствующие о более ранней дегляциации Приневской низменности, получены И. И. Красновым при изучении ленточных глин в карьере кирпичного завода им. Свердлова (Краснов, 1982). В Повенецком заливе Онежского озера в ленточных глинах, вскрытых грунтовой трубкой, были установлены более теплые отложения позднеледниковья, датированные как аллередские (Палеолимнология..., 1976). Эти данные и приведенные выше новые радиоуглеродные датировки, а также результаты изучения спорово-пыльцевых комп-

лексов и диатомовых в колонке 1190 позволяют синхронизировать начало дегляциации в приледниковых озерных бассейнах по периферии Скандинавского ледника, как происходившие около 14 тыс. л. н.

Полученные новые данные с использованием геофизических методов и тяжелого грунтового пробобора позволили существенно уточнить историю развития Ладожского озера в позднем плейстоцене на ранних этапах ее развития. К ним относятся: 1) Образование приледникового озерного бассейна в котловине Ладожского озера, возникшего, вероятно, около 14 000 л. н. 2) Неотектонические движения в верхнем плейстоцене, в приледниковом озерном бассейне, приведшие к появлению специфических дислокаций в ленточных глинах. Особенно ярко они проявились в северо-западной и северной (шхерной) частях озера. 3) Плейстоценовый этап развития Ладожского озера завершился стадийным надвигом ледникового покрова Сальпаусселькя. Льды хотя и не достигли Ладожской впадины, но их таяние привело к формированию специфической пачки тонкослоистых осадков с градиционным характером слоистости, отражающей характер деградации ледникового покрова. Эта пачка является своеобразным стратиграфическим репером, позволяющим коррелировать соответствующие отложения Ладожского озера и Финского залива. 4) Смена ленточных глин «гомогенными» серыми илами отражает смену ледниково-озерных условий седиментации типичными озерными в позднем плейстоцене—раннем голоцене. В то же время специфический облик этих илов указывает на существование в раннем голоцене переходных условий между этими двумя типами осадконакопления, что подтверждается и результатами исследований четвертичных отложений прилегающих морских бассейнов.

Исследования по палеолимнологии и геоэкологическому мониторингу Ладожского озера осуществлены при поддержке РФФИ по проекту 96-05-65174.

Плейстоценовый этап формирования ихтиофауны Ладожского озера¹

Наиболее убедительная реконструкция путей формирования видового состава рыбного населения водоемов достигается в тех случаях, когда для решения подобных вопросов привлекаются материалы по палеонтологии, биогеографии (с учетом экологии рыб) и геологической истории становления водных систем. Однако в большинстве случаев такие всеобъемлющие сведения отсутствуют и в распоряжении исследователей оказываются лишь некоторые из приведенных трех групп данных. В частности, при анализе плейстоценового этапа истории формирования ихтиофауны Ладожского озера приходится ограничиваться теми материалами, которые могут быть почерпнуты из ихтиогеографии и палеолимнологии. В связи с неоднократным оледенением Балтийского щита и уничтожением основной массы доледниковых и межледниковых отложе-

¹ Л. А. Кудерский.

ний, на нем (включая регион Ладожского озера) практически не сохранилось каких-либо палеонтологических свидетельств о рыбах в слоях старше позднеледниковых и голоценовых. По существу нет документальных данных в виде отпечатков или хотя бы фрагментированных костных остатков, которые могли бы свидетельствовать об обитании в Ладожском бассейне определенных видов рыб в доледниковое время и межледниковые периоды. Поэтому при реконструкции былых ихтиофаун, вероятных путей их преобразований и вселения в котловину Ладожского озера приходится использовать лишь сведения по современному распространению рыб и их экологии, а также данные по истории становления водных систем. Хотя и биогеографическая, и геологическая информация носит преимущественно косвенный характер по отношению к рассматриваемой проблеме, но в конкретных условиях Ладожского бассейна (подробное знание ихтиогеографии и истории котловины, а также прилежащих водных систем) на основе ее анализа можно получить достаточно обоснованные выводы по обсуждаемому вопросу. К тому же, как было показано ранее (Кудерский, 1987а), ихтиогеографические материалы оказываются достаточно мощным самостоятельным инструментом, способствующим более объективному анализу палеолимнологических явлений.

Переходя к рассмотрению биогеографической группы материалов, необходимо прежде всего остановиться на следующих общих вопросах. Анализ современного распространения рыб в северном полушарии в пределах границ ледовитоморского склона Евразийского континента позволяет сделать два основных вывода, связанных с обсуждаемой проблемой.

Во-первых, на всем этом обширном участке континента отмечается четко выраженная географическая зональность во встречаемости рыб. По мере перемещения от современных северных морских побережий к водоразделу с южными морями, Средне- и Центральноазиатскими бассейнами и бассейном р. Амур наблюдается смена преимущественно холодноводных стенотермных групп рыб более тепловодными и эврибионтными. В частности, в европейской части этого региона характерные для северных водоемов (Кольский полуостров, Карелия, Север Архангельской области) круглоротые и рыбы родов *Lampetra*, *Salmo*, *Salvelinus*, *Coregonus*, *Thymallus*, *Osmerus*, *Lota* с приближением к Главному водоразделу Восточно-Европейской равнины замещаются родами *Esox*, *Rutilus*, *Leuciscus*, *Phoxinus*, *Aspius*, *Leucaspius*, *Tinca*, *Alburnus*, *Abramis*, *Carassius*, *Nemachilus*, *Cobitis*, *Misgurnus*, *Silurus*, *Stizostedion*, *Perca*, *Gymnocephalus*, *Cottus* и др. Правда, некоторые из перечисленных родов (*Esox*, *Rutilus*, *Leuciscus*, *Phoxinus*, *Perca*, *Gymnocephalus* и др.) встречаются далеко к северу вплоть до водоемов Кольского полуострова (Берг, Правдин, 1948). Но здесь они не являются доминирующими и уступают рыбам родов *Salmo*, *Salvelinus*, *Coregonus*, *Thymallus* и др. Такое продвижение в северные широты обусловлено значительной эврибионтностью перечисленных рыб. Оно дает дополнительную полезную информацию для решения вопроса о путях формирования ихтиофауны ледниковых территорий.

Во-вторых, между холодноводными элементами ихтиофаун европейской и сибирской частей ледовитоморского склона Евразии наблюдаются характерные различия. В сибирских водоемах обитают рыбы родов *Hucho*,

Brachymystax, *Stenodus*, либо отсутствующие в европейских, либо встречающиеся в самых восточных участках (бассейны рр. Печора и Кама). В то же время в европейских водоемах есть рыбы рода *Salmo*, которых нет в Сибири. Рыбы рода *Coregonus* представлены в сибирском регионе многими видами, а в Европе лишь двумя — европейской ряпушкой *Coregonus albula* и европейским сигом группы *Coregonus lavaretus lavaretus* (Решетников, 1980). Некоторые сибирские сиговые (омуль, пелядь, чир, сибирская ряпушка, сиги группы пыжьянов) есть на востоке европейской территории, а сибирская ряпушка — даже на востоке бассейна Онежского озера, что обусловлено особенностями расселения сибирских рыб в бассейнах р. Печоры и Белого моря по мере отступления последнего ледникового покрова (Кудерский, 1987б). Но это исключение не отменяет отмеченного общего заключения об отсутствии на большей части Европейского Севера сибирских сиговых. Из рода *Salvelinus* для водоемов Сибири указываются проходной вид *Salvelinus alpinus* и многочисленные жилые формы, а для европейской части — проходной *S. alpinus* и жилой вид — палия *S. lepechini* (Черешнев, 1996).

Если сопоставлять Невский округ Средиземноморской подобласти (в границах которого расположено Ладожское озеро) и ближайший к европейской территории бассейн р. Оби, то в первом обитает 10 видов из названных выше родов холодноводных рыб, во втором — 15, но при этом нет ни одного общего вида, если не принимать во внимание ряпушку Водлозера, близкую, по мнению некоторых авторов, к сибирской (Покровский, 1967).

Отмеченные особенности видового состава холодноводных элементов ихтиофауны европейской и сибирской частей Ледовитоморского склона Евразии (с учетом образовавшегося в позднеледниковое время некоторого их наложения в бассейне р. Печоры и сопредельных речных системах, — Кудерский, 1987б) позволяют сделать следующие выводы:

— виды родов *Lampetra*, *Coregonus*, *Thymallus*, *Osmerus* рано распались на европейскую и сибирскую ветви и в дальнейшем формировались самостоятельно при отсутствии тесных взаимных контактов;

— жилые формы рода *Salvelinus* в Европейском и Сибирском регионах отщепились от исходного проходного вида *S. alpinus* независимо;

— водоемы Сибири начиная с р. Оби и далее на восток в настоящее время непригодны для обитания рыб рода *Salmo*.

Вышеизложенные биогеографические данные позволяют высказать следующие соображения. Указанная выше географическая зональность в распространении холодноводных и относительно тепловодных рыб установилась в конце третичного периода в связи с происходившим в то время общим охлаждением северного полушария. В водоемах северной части европейско-азиатского сектора северного полушария в это время обитали представители перечисленных выше родов холодноводных круглоротых и рыб. Конкретный видовой состав их может быть уточнен после получения палеонтологических материалов.

Существенное влияние на распространение рыб похолодание стало оказывать с момента появления материковых ледниковых щитов, не остававшихся стационарными, а перемещавшихся в различных направлениях. Для обсуждаемой проблемы наиболее существенным оказывается

южное направление движения ледниковых масс. При перемещении ледниковых щитов изменялись не только географическое размещение водоемов (озер, внутренних и шельфовых морей и т. д.), но и, что наиболее важно для анализа генезиса ихтиофаун, общая картина водного стока. Изменения последней могли оказывать существенное влияние на распространение рыб.

Для рассматриваемой нами проблемы большое значение имеет такой географический факт, как положение южного края ледникового покрова относительно водораздела между ледовитоморским и южными склонами Евразии. Все возможные случаи соотношения этих двух рубежей могут быть объединены в две основные группы: 1) южный край ледникового покрова либо достигал линии водораздела, либо переваливал через нее; 2) южный край ледникового покрова не достигал водораздела, и между этими двумя линиями оставались обширные пространства, не занятые льдом.

В случаях, когда южный край ледяного щита достигал водораздела или переваливал через него, вся фауна водоемов, оказавшихся на покрытых льдом территориях, полностью исчезала. Талые ледниковые воды в виде водотоков устремлялись непосредственно в бассейны южных морей. Такое положение наблюдалось в Европе, в частности в период максимального оледенения, когда ледниковые языки опускались далеко к югу по долинам рр. Днепр, Дон и др. Рыбы и другие водные организмы могли сохраниться лишь в тех участках, где ледник не перекрывал водораздельную линию. Подобное положение могло иметь место в некоторых районах Центральной Европы. При этом ареалы холодноводных рыб рассекались ледником на две части, далеко отстоящие одна от другой: центральноевропейскую и урало-сибирскую. Именно с этим периодом может быть связано расщепление ранее единых видов на две близкие ветви: у сига — европейская группа форм *Coregonus lavaretus lavaretus* и сибирская *C. lavaretus pidschian*, у ряпушки — европейская ряпушка *C. albula* и сибирская *C. sardinella*, у хариуса — европейский хариус *Thymallus thymallus* и сибирский *Th. arcticus* и т. д. При отсутствии и полном исчезновении максимального ледника европейские формы этих рыб заняли североευропейские водоемы, в то время как сибирские остались за Уралом и попали в бассейн р. Печоры и сопредельные речные системы в позднеледниковое время (Кудерский, 1987б).

В случаях, когда южный край ледяного щита не достигал водораздела, между этими двумя линиями в понижениях рельефа местности возникали приледниковые водоемы, размеры которых зависели от ширины не занятой льдом территории и высоты подпора талых вод краем ледника. Сток избыточных вод в южном направлении из приледниковых водоемов осуществлялся по отдельным долинам, врезанным в водораздельные гребни. Подобная ситуация имела место во время последнего оледенения при максимальном продвижении ледяного щита к югу (Квасов, 1975).

Приледниковые водоемы играли важную роль в сохранении водных организмов. Холодноводные рыбы, беспозвоночные, растения переживали в них неблагоприятное время, отступив из заполненных ледяными массами водоемов. После исчезновения ледника организмы вновь возвращались в покинутые ранее акватории северных регионов Европы. Такое явление

происходило, в частности, при наступании и последующем исчезновении последнего ледникового покрова (Кудерский, 1971, 1972).

Учитывая ограниченность данных по различным межледниковьям и отсутствие прямого ихтиологического материала по этим этапам палеолимногенеза, дальнейшее рассмотрение проблемы формирования ладожской ихтиофауны в плейстоцене ограничим последним межледниковым периодом и последним оледенением.

Как можно судить по современной ихтиофауне Ладожского озера и других северных водоемов, в последнее межледниковье на Севере Европы обитали холодноводные виды круглоротых и рыб, относящиеся к перечисленным выше родам; эврибионтные виды родов *Esox*, *Rutilus*, *Leuciscus*, *Phoxinus*, *Perca*, *Gymnocephalus*, а также некоторые другие относительно тепловодные виды. Существовавшее в последнее (эсмское, микулинское) межледниковье солоноватоводное бореальное море (протягивавшееся от современного Балтийского моря в сторону Белого и далее на восток) населяли некоторые беспозвоночные, а из рыб — рогатка *Triglopsis quadricornis*, относящиеся в настоящее время в озерах к группе ледниково-морских реликтов (Кудерский, 1971, 1972). В бореальном море и в связанных с ним речных системах из группы холодноводных видов обитали проходные рыбы родов *Salmo*, *Salvelinus*, *Coregonus* и др.

При появлении валдайского ледникового покрова и его продвижении в южном направлении часть водных организмов, населявших озера, реки и бореальное море, погибла, но перечисленные выше холодноводные роды рыб (включая реликтовую рогатку) отступили к югу и сохранились в рефугиумах — многочисленных приледниковых водоемах, протягивавшихся широкой полосой вдоль южной кромки ледяного щита (Квасов, 1975). Интересно отметить, что в этот период некоторые виды рыб распались на проходные популяции, связанные с полносолеными морскими и океаническими водами, и озерно-речные, связанные с пресными водами. К первым относятся семга — северный аналог балтийского лосося *Salmo salar*, и проходной голец *Salvelinus alpinus*. Обе рыбы размножаются в реках бассейнов Баренцева и Белого морей, но нагуливаются в Норвежском, Баренцевом и других морях. Во вторую группу популяций рыб, близких по систематическому положению к первой или даже относящихся к тем же видам, входят паля *Salvelinus lepechini* и озерные формы лосося *Salmo salar* и кумжи (форели) *S. trutta*. Паля размножается непосредственно в озерах, а лосось и кумжа — в связанных с ними реках. Нагуливаются все три вида в крупных озерах (Ладожское, Онежское, Сегозеро, Куйто и др.). К этой же группе относятся балтийские лосось и кумжа.

Сохранившиеся в рефугиумах жилые и озерно-речные виды круглоротых и рыб, а также другие водные организмы при отступании ледника переселялись к северу вместе с передвигавшимися в этом направлении приледниковыми водоемами. В конечном итоге они составили холодноводную группу современных видов, населяющих северные озерно-речные системы (круглоротые, рыбы, реликтовые и холодноводные беспозвоночные и др.). Но при анализе обратного расселения к северу круглоротых и рыб необходимо учитывать одно существенное обстоятельство. Как показывают палеолимнологические реконструкции, протягивавшиеся от

южной части Балтийского бассейна до Урала приледниковые водоемы не являлись единой системой, объединенной сквозным водным стоком. Фактически на всем этом пространстве существовало несколько независимых групп приледниковых озер.

Не анализируя этот вопрос в целом, так как такая работа выходит за рамки настоящего раздела, отметим лишь, что система приледниковых водоемов, переместившаяся в котловину Ладожского озера, длительное время развивалась независимо от группы водоемов, сдвинувшихся в котловину Онежского озера. Водный сток из первых водоемов осуществлялся в южном и западном направлениях, в то время как из вторых преимущественно в сторону Волжского бассейна (Квасов, 1975, 1976; История Ладожского..., 1990). В связи с этим, хотя видовой состав холодноводной группы рыб Ладожского и Онежского озер одинаков (Кудерский, 1961), между одними и теми же видами отмечаются некоторые различия. Так, реликтовая рогатка из обоих озер оказывается настолько своеобразной, что описывается как разные подвиды (Берг, 1949). Отличия наблюдаются у некоторых форм сигов и палии. В Ладожском озере обитает крупная форма ряпушки — рипус, в Онежском — не имеющая аналогов также крупная форма этой рыбы — килец (Правдин, 1939). Приведенные примеры свидетельствуют о том, что холодноводные элементы рыбного населения двух рассматриваемых озер длительное время развивались независимо в разных группах приледниковых водоемов, не имея ни постоянных, ни временных контактов (Кудерский, 1990).

История современной собственно ладожской ихтиофауны связана с заключительными стадиями плейстоцена (аллеред), когда в южной части котловины возник Южноладожский плёс приледникового оз. Рамсея (Квасов, 1990; Квасов и др., 1990). В этот плёс из систем приледниковых водоемов проникли представители указанных выше семи родов холодноводных рыб, а также та часть эвритермных видов, которые встречаются в настоящее время далеко к северу, вплоть до Кольского полуострова и тундровых озер Архангельской области. Из известных в настоящее время в Ладожском озере 43 видов круглоротых и рыб (Правдин, 1956; Кудерский, 1996) к первым вселенцам может быть отнесено 18 видов (41,9 %) современной ихтиофауны: речная минога — *Lampetra fluviatilis* (L.); ручьевая минога — *Lampetra planeri* (Bloch), озерный лосось — *Salmo salar* m. *sebago* Girard., озерная форель — *Salmo trutta* m. *lacustris* L., палия — *Salvelinus lepechini* (Gmelin), европейская ряпушка — *Coregonus albula* L., различные формы сига — *Coregonus lavaretus lavaretus* (L.), хариус — *Thymallus thymallus* (L.), корюшка — *Osmerus eperlanus* (L.), щука — *Esox lucius* L., плотва — *Rutilus rutilus* (L.), елец — *Leuciscus leuciscus* (L.), язь — *Leuciscus idus* (L.), голянь — *Phoxinus phoxinus* (L.), налим — *Lota lota* (L.), окунь — *Perca fluviatilis* L., ерш — *Gymnocephalus cernua* (L.), реликтовая рогатка — *Triglopsis quadricornis lönnbergi* Berg. Возможно, что уже в это время в Южноладожском плёсе появились и некоторые другие рыбы, характеризующиеся в настоящее время широким географическим распространением и относительной эвритермностью.

По мере отступления южного края ледникового щита к северным берегам озера, увеличения его площади и улучшения условий существо-

вания эти виды постепенно осваивали расширяющуюся акваторию. В настоящее время они относятся к той части ладожской ихтиофауны, которая в полной мере соответствует его холодноводному олиготрофному облику. Рыбное население Ладожского озера в максимальной степени сближают с ихтиофауной северных олиготрофных водоемов рыбы родов *Lampetra*, *Salmo*, *Salvelinus*, *Coregonus*, *Thymallus*, *Osmerus*, *Lota*. Они совместно с реликтовой рогаткой и реликтовыми ракообразными представляют как бы крупный осколок фауны холодноводных приледниковых водоемов. Виды этих родов в современном Ладожском озере избегают прогреваемых участков, приуроченных к мелководным заливам и губам на юге озера. В прибрежных зонах некоторые из них появляются лишь в период нереста (корюшка). Озерно-речные виды для размножения заходят в реки с прохладной водой и быстрым течением (речная минога, озерный лосось, озерная форель, озерно-речные формы сигов и др.). Основные районы обитания перечисленных рыб, относящихся к первой волне вселенцев, — открытые участки озера, северная шхерная часть и глубинная зона. Эти особенности экологии холодноводной группы ладожских рыб в полной мере согласуются с их северным происхождением.

Таким образом, длительный плейстоценовый этап формирования ихтиофауны Ладожского озера состоял из следующих основных стадий:

- становление в северном полушарии широтной географической зональности в распространении родов рыб (различающихся по отношению к температурному фактору) в связи с похолоданием в конце плиоцена — начале плейстоцена и появлением оледенений материкового типа;

- расщепление некоторых родов рыб на европейские и сибирские ветви видов и форм в периоды тех оледенений, при которых южная кромка ледяного покрова достигала водораздела между северным и южным склонами Евразии или переваливала через него;

- неоднократный переход рыб холодноводных родов из озерно-речных систем (в которых они обитали в межледниковые эпохи) в приледниковые водоемы при наступлении ледников и обратное возвращение в озера и реки при исчезновении ледниковых покровов;

- в период валдайского оледенения такой же переход из озер, рек и межледникового Эмского моря в многочисленные приледниковые водоемы, существовавшие между краем ледяного щита и Главным водоразделом Восточно-Европейской равнины на пространстве от южной части современного Балтийского бассейна до Урала;

- обратное перемещение рыб из приледниковых водоемов к северу по мере отступления ледника и проникновение их на юг ладожской котловины в самом начале аллерада во время существования Южноладожского плёса приледникового оз. Рамсей;

- завершение первой волны вселения рыб в существовавший в ладожской котловине водоем после ухода ледника от северных берегов озера.

На этом завершается длительный плейстоценовый этап становления ладожской ихтиофауны, характеризующийся формированием типичной для северных олиготрофных водоемов холодноводной части рыбного населения. В течение последующего очень краткого голоценового этапа рыбное население Ладожского озера приняло современный облик после

значительного обогащения видового состава за счет более тепловодных рыб, свойственных преимущественно Понто-Каспийскому бассейну и проникавших в озеро с юга и запада.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ по проекту 96-05-65174.

Позднеплейстоценовая история Онежского озера¹

Современное Онежское озеро (абс. отм. 33 м) является вторым по величине в Европе (площадь водной поверхности 9682 км²), глубоко-водным олиготрофным водоемом (средняя глубина 30 м, максимальная — 120 м), расположенным в зоне сочленения древнего Балтийского кристаллического щита и Русской платформы. Котловина озера была заложена еще в протерозое и прошла сложный путь тектонических преобразований в континентальном и морском режиме (Квасов, 1976). Древние тектонические структуры в пределах котловины ориентированы преимущественно с северо-запада на юго-восток (Иностранцев, 1877; Бискэ, 1959; Квасов, Амантов, 1990), что в значительной мере предопределяло направление движения ледниковых языков (Знаменская и др., 1973). В плейстоцене через Онежскую впадину в юго-восточном направлении неоднократно двигались ледники Онежско-Белозерской лопасти Скандинавского ледникового щита, удаляя неустойчивые как дочетвертичные, так и ледниковые и межледниковые отложения. Только в отдельных районах Прионежья (в г. Петрозаводске, около г. Пудож, на р. Оше, у пос. Вытегра) были обнаружены мгинские отложения последнего (микулинского) межледниковья (Квасов, Амантов, 1990).

Один из первых приледниковых бассейнов возник в Восточном Прионежье в районе р. Водлы после отступления ледника от Вепской и Крестецкой конечных морен. По данным Бахмутова и Загний (1990 г.), изучивших палеомагнитным способом ленточные глины в 23-метровых береговых разрезах р. Водлы, приледниковый бассейн существовал на протяжении 3000 лет между 16 и 13 тыс. л. н. Однако эти данные могут быть завышены.

Онежская котловина освободилась ото льда (рис. 50) после последовательного отступления ледника (Экман, 1987) сначала лужской стадии (13 тыс. л. н.), а затем невской (12 тыс. л. н.) и ругозерской (11 тыс. л. н.). В первую очередь освободился район верховьев р. Вытегры, где образовалось Южно-Онежское приледниковое озеро, входившее в состав Верхне-Волжской системы приледниковых озер, с уровнем 130 м (Квасов, 1975, 1976). По мере дальнейшего отступления ледника освободилась ото льда сквозная долина Ошта—Тукша—Оять, в результате чего Южно-Онежское приледниковое озеро получило новый сток на юго-запад, в сторону древнего Привалдайского озера с уровнем 85 м и снизило собственный уровень до отметки 100 м.

¹ Н. Н. Давыдова, В. И. Хомутова, И. Н. Демидов.

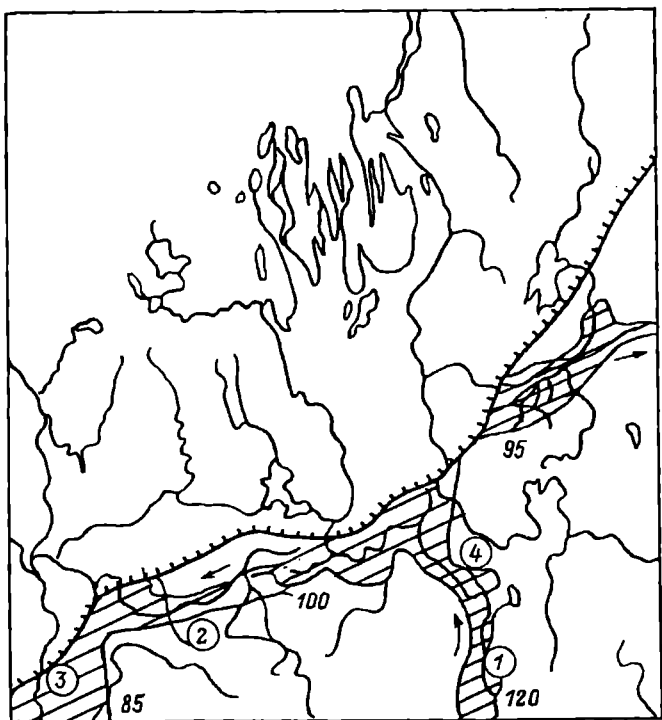


Рис. 50. Начальное обводнение котловины Онежского озера во время отступления ледников лужской стадии.

В кружках: 1 — древнее Белое озеро, 2 — сток по сквозной долине Ошта—Тукша—Оять, 3 — Приволдайское озеро, 4 — сток по долине р. Вытегры (по Квасову, 1975). 85, 95, 100, 120 — абсолютные отметки урезов воды в озерах.

На протяжении отступления ледников невской стадии (12—11 тыс. л. н.) главная акватория Онеги освободилась ото льда (рис. 51). Положение края ледника невской стадии в южной части бассейна точно не известно. Возможно, он был южнее, чем показано на карте. Это подтверждается открытиями идентичных коррелируемых разрезов ленточных глин на дне Онеги как с внешней, так и внутренней предполагаемой границы ледника. Ленточные глины, лежащие на кровле морены, вскрытые колонками в 1992 г. из южной, центральной и северной частей озера, содержали около 1000 лент (Демидов, 1995). Эти данные указывают на то, что дегляциация Онежского бассейна происходила в течение 1000 лет, что также подтверждается данными К. К. Маркова (1933), полученными на основе изучения открытых береговых обнажений ленточных глин. Согласно палеомагнитным измерениям ленточных глин Онеги, была установлена их корреляция с ленточными глинами из разреза Хелюля, Северное Приладожье, и оценен возраст — 12 000—11 500 л. н. Эти даты основаны на старой Финской варвохронологической шкале и ее корреляции со шведской шкалой. В соответствующих углеродных датах возрастной интервал является более молодым на 500 лет и составляет 12—11 тыс. л. н.

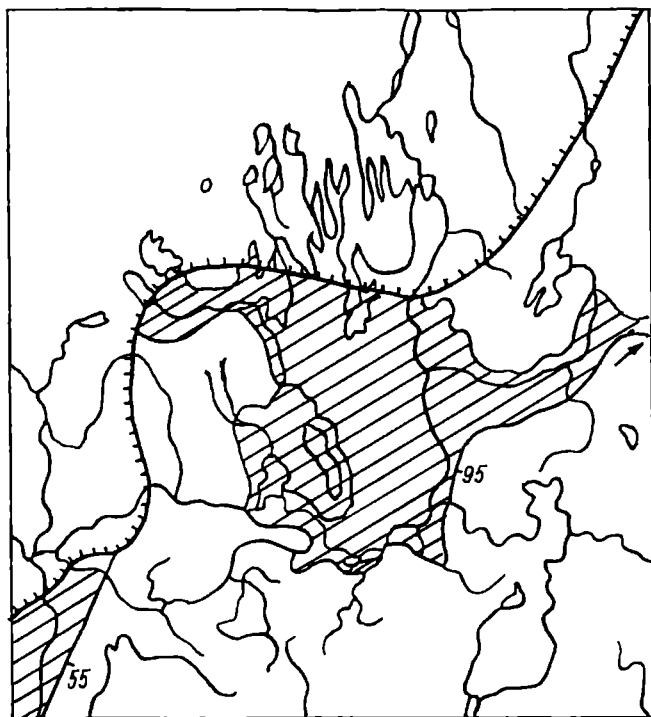


Рис. 51. Южноонежское озеро во время отступления ледников невоской стадин.

Цифры — абсолютные отметки урезов воды озер.

Сток из древнего Южно-Онежского озера происходил в западном направлении в сторону Ладоги через долину современной р. Свири. Прорыв вод Онеги по Свири произошел во время существования в Ладжской котловине оз. Рамсея с уровнем 15 м, Онега имела в это время уровень 95 м. Образование Свири заняло несколько столетий, так как восточнее Ивинской котловины проходит широкий пояс морен субмеридионального направления, где теперь расположены две Свирские ГЭС. Размыв этой перемычки Свирью зафиксирован террасами на высотах 45, 55 и 75 м (Порывкин, 1960), причем чем ниже эти террасы, тем дальше они простираются на север, так как одновременно с врезанием Свири шло отступление ледника.

Новейшие комплексные исследования (Демидов, 1995, и др.) небольших озер, расположенных к северу от Онеги, в районе водораздела с Белым морем у пос. Масельга с абс. отм. 110—154 м, позволили уточнить положение края ледника в период ругозерской стадии (рис. 52) и подтвердили положение Д. Д. Квасова (1975) о существовании стока из Онежского озера в Белое море. Когда ледник отступил от порога стока, ведущего к Белому морю (Морская Масельга и Масельга) более чем 11 тыс. л. н., уровень воды в озере упал и с тех пор поэтому контролировался порогами к Белому морю и Ладжскому озеру. В период 11—10 тыс. л. н. Онежское озеро дренировало в Белое море, а также, возмож-

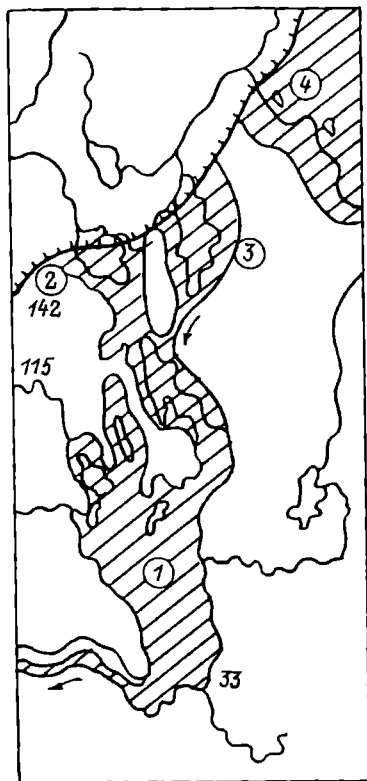


Рис. 52. Онежское озеро в среднелидовое время.

1 — Онега, 2 — Сегозеро, 3 — Выгозеро, 4 — Белое море. Цифры — абсолютные отметки урзев воды в озерах.

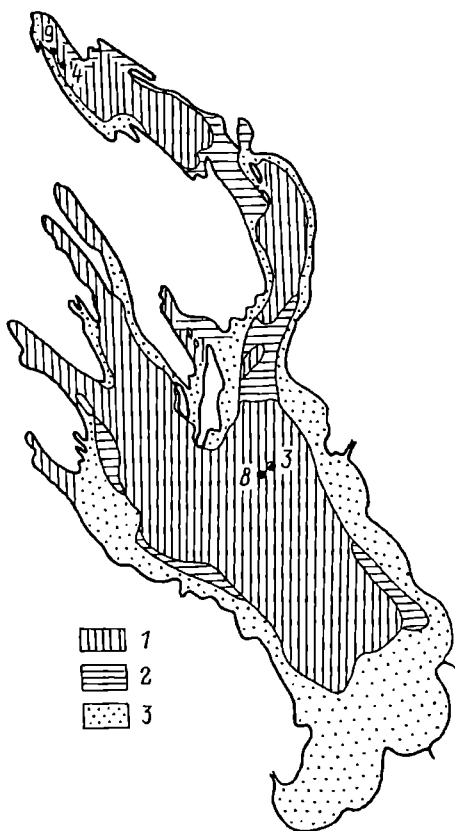


Рис. 53. Места взятия длинных колонок допных отложений Онежского озера, вскрывших позднелидовое осадки.

1 — илы, 2 — алепригты, 3 — пески.

но, в Ладожское озеро в северной части Онега-Ладожского перешейка в районе оз. Ведлозеро, и только в Белое море 10—9.5 тыс. л. н. Таким образом, идет речь о существовании двух потоков из Онеги на рубеже 10 тыс. л. н. — в Белое море и Ладожское озеро.

Онежское озеро на всем протяжении своего существования было пресноводным водоемом. Найденные морские виды диатомей в донных отложениях являются переотложенными мгинскими или более древними.

В результате дифференцированного поднятия земли уровень воды в северной части Онеги упал более чем на 90 м, а на юге поднялся на 15 м, в результате чего порог стока Масельга обнажился, озеро Сегозеро стало изолированным от Онеги и образовалась р. Свирь около 9.5 тыс. л. н.

Позднелидовое отложения в котловине озера и по его побережьям были детально изучены во время работ Онежской экспедиции Института озераедения РАН (Палеолимнология..., 1976), а в последнее

время — совместными исследованиями геологов Карелии и Финляндии (Демидов, 1993; Saarnisto, 1995) (рис. 53).

Колонка 4 отобрана на глубине 48 м в Повенецком Онего на крутом подводном склоне глубоководной впадины с максимальной для этого района глубиной 90 м, длина крена 460 м. Колонка имела следующее строение:

- 0—5 см — пайлок бурый с рудным слоем.
- 5—160 см — ил буровато-серый с частой черной слоистостью.
- 160—230 см — глина светло-серая однородная.
- 230—340 см — глина микрослоистая, серая, с прослойками (до 0,5 см) мелкозернистого песка, особенно многочисленными в нижней части монолита.
- 340—460 см — алеврит серый с глинистыми прослойками.

По палинологическим данным (Хомутова, 1976) в осадках были выделены отложения среднего дриаса, аллереда, позднего дриаса и голоцена. Среднедриасовые отложения (390—460 см) представлены слоистыми (ленточными) глинами с высоким содержанием алевритов и малым количеством органического вещества (средняя потеря при прокаливании 2,75 %, содержание углерода — 0,13 %) (Курочкина, 1976). В составе спектров (рис. 54) доминирует пыльца трав (30—60 %), преимущественно полыней (65—85 %) и маревых (до 25 %). Пыльца прочих травянистых содержится в незначительных количествах. В группе древесных преобладает пыльца берез, среди которых пыльца секции *Albae* составляет 14—45 %, кустарничковых берез совместно с карликовой березой — 15—38 %. Из хвойных преобладает пыльца сосны (15—37 %) и ели (5—23 %). Из споровых многочисленны *Bryales* (10—30 %) и *Polypodiaceae* (10—25 %).

Численность диатомей (рис. 55) в отложениях низкая — до 0,65 тыс. (Давыдова, 1976), доминируют планктонная *Aulacoseira islandica* и живущая в обрастаниях *Gomphonema angustum* Aggard. f. *pumilum* Grunov, субдоминанты — тоже обрастатели: *G. angustum* и *Fragilaria brevistriata* Grunov. Всего найдено 23 вида и разновидности, из них три морских эугалоба, находящихся во вторичном залегании. Все остальные виды — пресноводные олигогалобы, при этом 54 % створок принадлежит обитателям обрастаний. На втором месте — планктонные виды, дающие 20 % створок — *Cyclotella bodanica* Grunov, *C. comta* (Ehr.) Kutz. Донные виды немногочисленные (20 %).

Таким образом, природные условия в приледниковом водоеме в Повенецком Онего были мало благоприятны для развития диатомей. Преобладание бентосных форм говорит о незначительных глубинах древнего бассейна. Вероятно, как мы полагали ранее (Давыдова, 1985), глубоководная впадина была в то время заполнена мертвым льдом. На водосборах господствовали безлесные пространства, покрытые перигляциальной ксероморфной растительностью, сформировавшейся в условиях сухого и холодного климата. О суровых условиях говорит и тот факт, что 70 % створок диатомей принадлежит североальпийским видам.

Выше по разрезу (290—390 см) залегают ленточные глины, относимые к аллередскому потеплению. Содержание органического вещества в них 1,76 %, количество углерода возрастает вдвое — до 0,23 % (Курочкина, 1976). Ленточные глины этого времени характеризуются большой мощ-

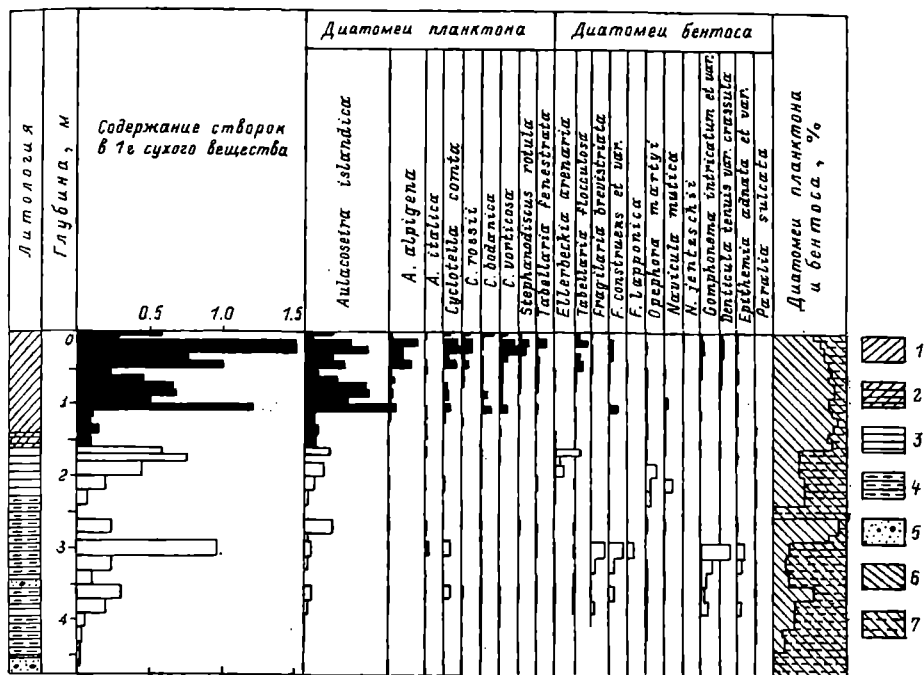


Рис. 55. Диатомовая диаграмма донных отложений колонки 4 (Повенецкий залив).

1 — илы, 2 — переходный горизонт, 3 — однородные и слоистые глины, 4 — лептотичные глины, 5 — песок, 6 — диатомей планктона, 7 — диатомей бентоса.

ностью слойков, что связано с активным таянием льда. Край ледника, как показали исследования (Saarnisto e. a., 1995), находился у пос. Масельги, но, судя по осадкам, происходило активное протаивание мертвого льда в бассейне питания озера и, возможно, в его котловине, что и привело к формированию мощных летних слойков в лептотичных глинах. В отложениях преобладает пыльца древесных пород (48—65 %), доминирует пыльца сосны (27—65 %). Пыльца ели, березы, ольхи встречена примерно в равных количествах (17—25 %) каждой, много пыльцы кустарниковой березы (до 33 %). Кроме пыльцы полыней и маревых отмечена пыльца злаков и осоковых. Увеличивается количество спор лесных видов плаунов и сфагновых мхов.

Содержание диатомей в отложениях аллереда неоднородно (рис. 55), оно максимально в верхах аллередской толщи — до 9.5 тыс. Найдена богатая по составу диатомовая флора — 97 видов и разновидностей пресноводных диатомей. Во вторичном залегании встречены морские *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs, *Paralia sulcata* (Ehr.) Simonsen, споры *Thalassiosira gravida* Cleve, септы *Crammatophora* sp., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kutz. Находки, хотя и немногочисленные, морских диатомей свидетельствуют об активном процессе размыва морских межледниковых осадочных толщ микулинского моря в период аллередского потепления.

В диатомовых комплексах аллереда преобладают бореальные диатомей (55 %), существенно снижается доля североальпийских видов (17 %).

Соотношение диатомей планктона и бентоса на протяжении аллереда закономерно меняется: в начале потепления бентосные диатомеи составляли 72 % общего содержания створок, в середине периода роль планктонных форм возросла до 56 %, а с наступлением последней волны холода содержание бентосных диатомей снова возрастает до 87 %. Вероятно, в начале аллереда планктон не получил еще большого развития в водоеме, в середине — условия для него стали более благоприятны и глубина бассейна увеличилась, а с ухудшением климата и сокращением поступления талых вод озеро мелеет, растительный мир в нем обедняется. В нижней части отложений аллереда доминируют обрастатели: *Gomphonema angustum*, *Fragilaria brevistriata*, а также планктонная *Aulacoseira islandica*. В середине потепления к ней присоединяется планктонная *Cyclotella comta*. В конце фазы потепления снова в отложениях доминируют *Gomphonema angustum* и целый ряд перифитонных *Fragilaria*: *F. brevistriata* and var. *inflata* (Pant.) Hustedt, *F. construens* et var. *binodis*, *F. lapponica* Grunov. Для отложения аллереда характерна целая группа диатомей, встречающихся постоянно, но не достигающих большой численности. Это *Achnanthes borealis* A. Cleve, *Epithemia adnata* (Kutz.) Brebisson, *Fragilaria ulna*, донные *Amphora ovalis* Kutzinger, *A. pediculus* (Kutz.) Grunov, характерные для приледниковых водоемов *Ellerbeckia arenaria* (Moore) Crawford, *Navicula scutelloides* W. Smith, североальпийские планктонные *Aulacoseira alpicola*, *Cyclotella tripartita* Hakasson.

Потепление аллереда существенно обогатило видовой состав диатомей в озере и увеличило их продуктивность. Расцвет жизни в водоеме приурочен к середине аллередского потепления. В аллереде активизировались процессы размыва древних микулинских морских осадочных толщ. Улучшение климата привело к развитию наряду с перегляциальной лесной растительности на водосборах озера, преимущественно сосновых лесов.

С наступлением эпохи позднеледникового похолодания (240—290 см) в Повенецком Онего идет отложение микрослоистых ленточных глин. Среднее значение потери при прокаливании в них 2.6 %, углерода — 0.2 %. В общем составе спектров преобладает пыльца травянистых растений (58—65 %), главным образом полыней (65—86 %) и маревых (15—33 %), как и в среднедриасовое время. В малых количествах встречены осоковые (до 3 %), эфедра (до 2 %). Среди древесных, как и ранее, преобладает пыльца сосны и ели. Участие споровых невелико.

В позднедриасовых микрослоистых глинах содержание диатомей не превышает 0.8 тыс. Встречено всего 33 вида, в том числе два переотложенных морских — створки *Thalassiosira gravida* и осколки створок *Paralia sulcata*. Среди пресноводных диатомей около 40 % составляют створки североальпийских. В низах отложений позднего дриаса господствуют диатомеи планктона (до 90 % створок), выше по разрезу преобладают обрастатели (46 %) и донные (13 %), но роль *Aulacoseira islandica* по-прежнему остается ведущей. Содоминанты — бентосные *Fragilaria leptostauron* var. *martyi*, *Navicula mutica* Kutzinger, характерные для олиготрофных водоемов. Встречены холодолюбивые *Cocconeis diminuta* Pantochek, *Cyclotella bodanica*. Диатомовый комплекс имеет типичный холодолюбивый характер.

Итак, в позднем плейстоцене, начиная со времени среднего дриаса, в Повенецком Онего существовал приледниковый олиготрофный пресноводный водоем, который во время аллередского потепления характеризовался более высокой продуктивностью экосистемы и большей обводненностью. В позднем дриасе в условиях сухого и холодного климата залив был мелководнее, но жизнь в нем продолжала теплиться.

Далее вверх по разрезу залегают плотные гомогенные глины, не содержащие пыльцы и спор.

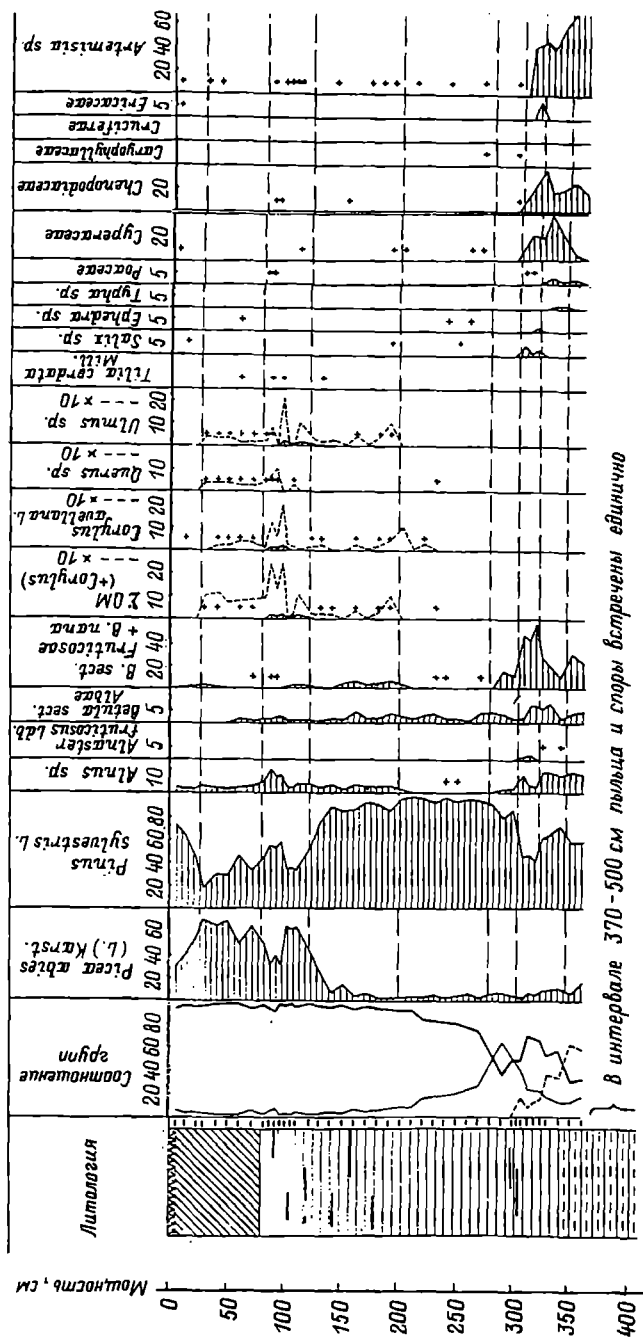
В центральном Онего ранее были исследованы две длинные колонки донных отложений (Палеоолимонология..., 1976). В последние годы к ним добавилась еще одна (Демидов, 1995). Все они вошли в позднеледниковые отложения.

Колонка 3 (61°39'9 с. ш., 35°29'4 в. д., глуб. 45 м):

- 0—5 см — ил бурый, подстилаемый рудной коркой мощностью 0.5 см.
- 5—12 см — ил буровато-серый.
- 12—26 см — глина серая гомогенная.
- 26—95 см — глина серая микрослоистая.
- 95—115 см — глина бежевая микрослоистая, толщина слоев до 1—2 мм.
- 115—380 см — глина серая ленточная, толщина слоев до 3—4 мм.
- 380—515 см — глина бежевая ленточная с шириной пары слоев от 7—10 до 15—20 мм к концу монолита.

По палинологическим данным толща ленточных глин (26—515 см) отнесена к позднеледниковью (Хомутова, 1976), флора носит явно перигляциальный характер: в спектрах преобладает пыльца травянистых растений и кустарниковых видов берез, пыльца карликовой березы составляет 10—40 %. Среди травянистых преобладают полыни (до 70 %) и маревые (до 25 %), а из прибрежно-водных растений — осоковые (до 15 %).

Детальные исследования химического состава отложений (Курочкина, 1976) обнаружили различия в содержании органического вещества и биогенов. Содержание органики уменьшается вниз по монолиту, но в горизонте, где окраска ленточных глин изменяется с серой на бежевую, величина потери при прокаливании увеличивается к основанию колонки с 3.76 до 5.12 %, а органического углерода — с 0.34 до 0.51 %. Содержание диатомей в этом интервале ленточных глин очень низкое — до 0.155 тыс. (Давыдова, 1976), а из диатомей найдена только *Aulacoseira islandica*. Вверх по монолиту содержание диатомей возрастает, достигая 5—11 тыс. в микрослоистых отложениях. Возможно, бедность диатомеями нижних горизонтов глин связана с большим терригенным разбавлением, с большей мощностью зимних слоев. В позднеледниковых микрослоистых глинах единично встречаются другие планктонные диатомеи: *A. alpigena*, *A. italica*, *A. subarctica*, *Cyclotella bodanica*, *C. comta*, *C. krammeri* Hakasson, *C. vorticosa* A. Berg, *Stephanodiscus rotula*, *S. minutulus*, *S. niagarae* Ehrenberg и другие диатомеи, обитатели крупных олиготрофных озер Северо-Запада России и Скандинавии. Единично во вторичном залегании встречаются морские *Paralia sulcata*, *Grammatophora arctica*. Следовательно, в центральном глубоководном районе Онеги в позднем дриасе сформировался характерный комплекс планктонных диатомей глубоководных приледниковых водоемов.



В интервале 370-500 см пыльца и споры встречаются единично

Рис. 56. Спорно-пыльцевая диаграмма колонки 8.

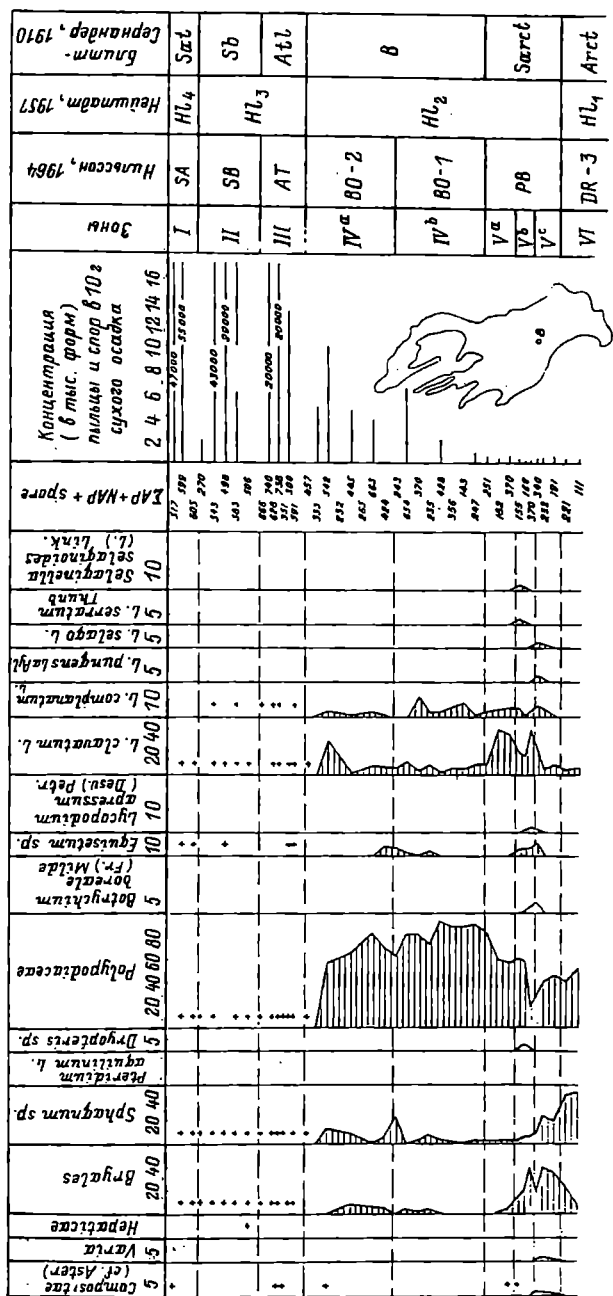


Рис. 56 (продолжение).

Позднедриасовые отложения встречены в основании колонки 8, взятой с глубины 50 м в непосредственной близости от колонки 3, но имеющей иное строение (рис. 56):

- 0—3 см — наилок бурый, подстилаемый рудной коркой в 1 см.
- 3—80 см — ил буровато-серый с черными примазками.
- 80—335 см — глина однородная, серая с черными примазками.
- 335—510 см — глина ленточная, микрослоистая, серая.

Средняя величина потери при прокаливании в ленточных глинах составляет 3.43 %, среднее содержание углерода — 0.33 %.

В ленточных глинах найдены только единичные зерна пыльцы полыни, эфедры, сосны, кустарниковой и карликовой березы и споры сфагнумов и плаунов. В самом верхнем образце ленточных глин преобладает пыльца полыни (70—85 %) и маревых (14—25 %), травянистые составляют 53—60 %, пыльца древесных плохой сохранности, возможно переотложенная, преобладает пыльца сосны (54 %) (Хомутова, 1976).

Содержание диатомей не превышает в ленточных глинах 2.5 тыс., единственный доминант — *Aulacoseira islandica* (рис. 57), обычны планктонные *A. alpigena*, *Cyclotella comta*, *C. vorticosa*. Встречены редкие древние виды — *C. antiqua* W. Smith, *Eunotia clevei* Grunov, *Cymatopleura elliptica* (Breb.) W. Smith. Единично встречены переотложенные створки морской *Paralia sulcata*. В позднедриасовом бассейне, таким образом, обитала бедная по составу диатомовая флора.

Материалы колонок 3 и 8 дают представление о характере диатомовой флоры и строении диатомовых комплексов в наиболее удаленной от побережий области древнего Онего в период последнего позднеледникового похолодания и показывают, что это был холодноводный глубокий озерный бассейн.

Карельскими и финскими геологами с глубины 45 м взята новая колонка донных отложений ОН-92-7 (61°41' с. ш., 35°36'6" в. д.), т. е. в непосредственной близости от пунктов отбора колонок Институтом озероведения РАН (Палеолинология..., 1976). Колонка имела следующее строение:

- 0—30 см — ил светло-коричневый с прослойками гидротроилита.
- 30—285 см — алевроиты серые с включениями гидротроилита.
- 285—298 см — алевроиты коричневые, неяснослоистые.
- 298—350 см — ленточные глины серые, микрослоистые.
- 350—371 см — ленточные глины коричневые.
- 371—562 см — ленточные глины серые.
- 562—742 см — ленточные глины коричневые.
- 742—766 см — ленточные глины коричневые, деформированные.
- 766—770 см — глинистая морена.

В настоящее время материалы колонки еще обрабатываются, тем не менее, по предварительным данным палеомагнитных исследований (устное сообщение Т. Сааринена), формирование ленточных глин происходило в интервале 12 500—11 500 л. н., что соответствует интервалу 1200—1100 л. н. по радиоуглеродной шкале ¹⁴C. В ленточных глинах колонки насчитывается около 1000 лент, так что самая нижняя часть разреза относится к беллингу (Saarnisto e. a., 1995).

Палинологические исследования выполнены Н. Б. Лавровой. Проанализировано 88 образцов, взятых с интервалом 5 см, в отдельных случаях — 10 см. Выделены отложения беллинга, среднего дриаса, аллереда, позднего дриаса, перекрытие голоценовыми осадками.

Отложения беллинга (766—745 см) представлены коричневыми деформированными ленточными глинами, характеризующимися повышенным содержанием пыльцы древесных пород, по сравнению с вышележащими осадками. В общем составе спектров доминирует пыльца древесных (55—63 %), травянистые составляют 20—25 %, споровые — 20 %. В группе древесных абсолютно господствует пыльца березы (65—75 %), среди которой только 10—15 % принадлежит пыльце карликовой березы. В небольших количествах встречена пыльца сосны (5—12 %), ольхи (15—23 %) и ивы (3—5 %). Пыльца ели отмечена единично. Среди травянистых доминирует пыльца полыни (30—50 %) и разнотравья (25—48 %). В незначительных количествах присутствует пыльца маревых (7—10 %) и вересковых (3—7 %). В группе споровых господствуют мхи *Bryales* (45—60 %), *Polypodiaceae* (12—25 %), *Sphagnales* (17—20 %), споры плаунов. Во флоре преобладали бореальные, гипоарктические и степные виды. Растительный покров, вероятно, был еще несомкнутым: наряду с полынно-маревыми группировками значительные площади занимали злаково-осоково-разнотравные луговые ценозы. Значительное развитие получили редкостойные березовые леса с примесью сосны и ольхи.

Нижняя граница среднедриасовых отложений (745—530 см) проводится на уровне некоторого уменьшения пыльцы древесных пород. Они представлены коричневыми и серыми ленточными глинами и содержат значительно меньшее количество пыльцы и спор плохой сохранности, чем в предыдущих осадках. В общем составе спектров среднего дриаса уменьшается доля участия пыльцы древесных пород (50—55 %), возрастает роль травянистых (23—45 %) и споровых (10—25 %). Среди древесных доминирует пыльца березы (80 %), пыльца кустарничковой березы составляет 5—12 %, сосны — 3—7 %, ольхи 5—24 %. Среди травянистых господствуют полынь (30—50 %) и маревые (20 %), отмечена единично пыльца эфедр. В группе споровых преобладают *Bryales* (60—90 %), меньше встречено *Polypodiaceae* (10—20 %) и *Sphagnales* (2—20 %). В растительном покрове водосборов основной фон составляли безлесные пространства, покрытые ксерофитными степными группировками и тундровыми сообществами.

Отложения аллереда (530—300 см) выделены по увеличению в составе спектров пыльцы древесных пород и представлены коричневыми ленточными и серыми микрослоистыми глинами. В общем составе спектров увеличивается доля древесных (50—75 %), среди которых доминирует пыльца березы (6—70 %), растет содержание пыльцы сосны (5—15 %) и ольхи (15—25 %), нижний максимум пыльцы ели, характерный для отложений аллереда, не выражен (до 5 %). Найдены единичные зерна пыльцы липы и орешника. Пыльца травянистых составляет 15—30 %, господствует пыльца полыней (20—55 %) и маревых (10—32 %), увеличивается содержание пыльцы осоковых (5—12 %), злаковых (3—7 %) и разнотравья, спорадически встречаются вересковые и эфедр. В группе споровых (8—12 %), как и ранее, преобладают *Bryales* (45—80 %), *Polypodiaceae* (12—30 %), *Sphagnales* (10—25 %). В растительном покрове преобладали березовые леса с примесью сосны, по-прежнему еще велика роль перигляциальных растительных комплексов.

Отложения позднего дриаса (300—160 см) выделены по спаду кривой пыльцы древесных, представлены коричневыми неяснослоистыми алеври-

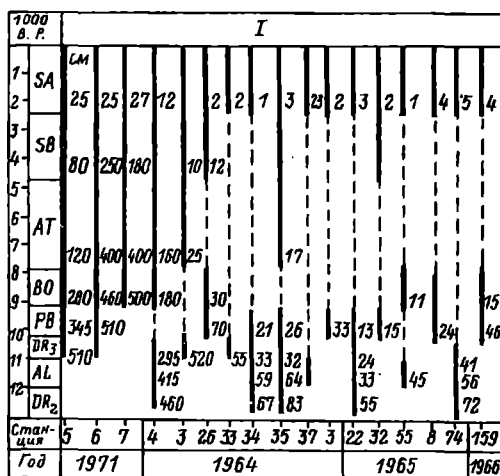


Рис. 58. Основные разрезы длинных и коротких донных колонок, изученных в Онежском озере палинологическим методом (Хомутова, 1989).

Справа от колонок показана мощность отложений (в см).

тами и серыми алевроитовыми глинами. Количество пыльцы в интервале 180—300 см очень небольшое и не дает возможности определить процентное содержание пыльцы разных групп. Постоянно присутствует пыльца березы, сосны и ольхи из древесных, полыни и маревые, из споровых — *Bryales*. В верхних горизонтах позднеледниковых осадков в общем составе преобладают споровые. Травянистые составляют 10—15 %, доминируют полыни (48—55 %) и маревые (20—22 %), а также разнотравье (26—28 %). Среди древесных (22—30 %) много пыльцы березы (60 %), до 20 % из них составляет карликовая березка. На втором месте — пыльца сосны (23 %), далее — ольхи (13—17 %) и ели (2—5 %). Спектры отражают перигляциальный характер растительности с элементами бореальной, гипоарктической и степной флоры. Похолодание климата и усиление его континентальности вызвали деградацию лесных и распространение степных сообществ и зеленомошных — кустарничковых тундр. В наиболее благоприятных условиях сохранилось березовое редколесье с участием сосны.

К настоящему времени по палинологическим и диатомологическим данным отложения позднеледникового этапа осадконакопления в Онежском озере исследованы очень детально. В Институте озероведения РАН помимо длинных грунтовых колонок изучено достаточно много коротких (стратометрических) разрезов, в которых также зафиксированы позднеледниково-позднеледниковые отложения (рис. 58).

Таким образом, по данным А. А. Величко (1982), в интервале около 12 000—9000 лет выделяется несколько резких климатических колебаний с короткой периодичностью: потепление — беллинг (12 400—12 000 л. н.), похолодание — средний дриас (12 000—11 800 л. н.), потепление — аллеред (11 800—11 000 л. н.), похолодание — поздний дриас (11 000—10 300 л. н.), половецкое потепление РВ-периода (10 300—10 000 л. н.), переславское похолодание (10 000—9500 л. н.).

Наибольших колебаний амплитуды достигали в аллереде, позднем дриасе, половецком потеплении, когда за короткие промежутки времени (в сотни лет) происходила перестройка условий от гиперзональных к зональным. Эти изменения нашли отражение в растительном покрове и чрезвычайно показательны в спектрах донных отложений Онежского озера.

Похолодание среднего дриаса было особенно значительным: оно четко зафиксировано на спорово-пыльцевых диаграммах многих районов Русской равнины (Палеогеография..., 1982). Аллередское потепление отражено палинологическими и радиоуглеродными данными и во многих разрезах Западной и Восточной Европы. В наших исследованиях донных осадков крупнейшего Онежского озера аллередские слои являются маркирующими при расчленении позднеледникового седиментационного цикла. Стратиграфическое положение слоев четкое между осадками среднего и позднего дриаса; для спектров характерно резкое увеличение пыльцы древесных пород по сравнению со спектрами залегающих выше и ниже осадков «дриасовых» эпох с господством элементов перигляциальной флоры (Хомутова, 1989).

Белое море в позднем плейстоцене¹

Белое море, как и Балтийское, на ранних этапах своего развития представляло озерный бассейн, формирование которого, как и большинства озер Северо-Запада России, было связано с дегляциацией валдайского оледенения. При этом близость океана и связь с ним наложила своеобразные черты на палеогеографию этого водоема в позднем плейстоцене. Полученные данные в результате изучения четвертичного покрова Белого моря (Невеский и др., 1977; Геология Белого моря, 1980, и др.) позволили наметить следующие черты эволюции Беломорского бассейна в позднем плейстоцене.

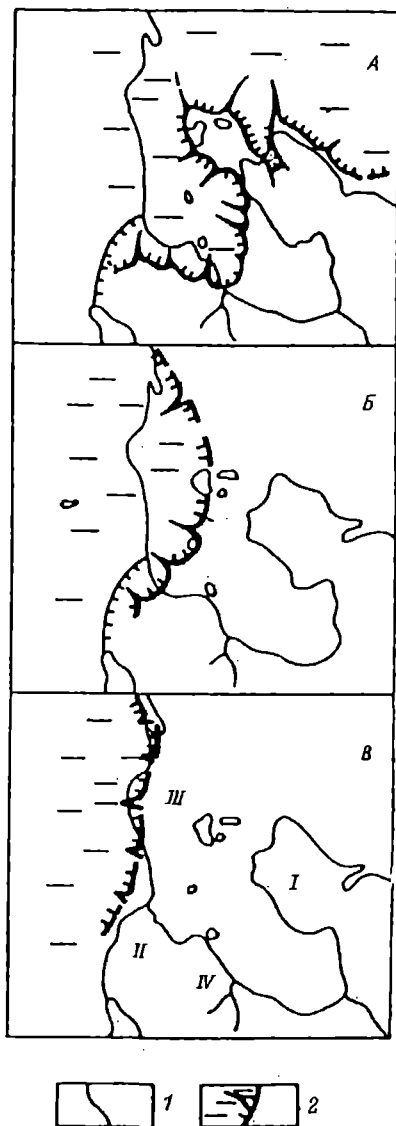
Первые палеоводоемы возникли в юго-восточной части Онежского залива после отступления лужского ледника (около 14 тыс. л. н.). Это было пресноводное приледниковое озеро. В ленточных глинах серого цвета, залегающих в основании надледникового разреза, Е. А. Спиридонова определила спорово-пыльцевые спектры, которые были сопоставлены с временем невской стадии и охтинским межстадиалом (Четвертичные отложения..., 1987). В этих же глинах В. В. Кочегурой был выявлен палеомагнитный экскурс Гетеборг (Кочегура, Русинов, 1989). Край ледника в это время располагался в средней части залива (рис. 59) и проходил от устья р. Колежма до Онежского полуострова. В раннем дриасе пресноводный бассейн возник и в Кандалакшском заливе. По-видимому, он был изолирован от Онежского палеоозера массивом льда, занимавшего в это время котловину Белого моря. Распадение единого ледникового массива произошло, вероятно, в беллинге, когда озерные бассейны существовали на большей части современной акватории Белого моря. Преобладающим типом осадков в это время являлись ленточноподобные горизонтальнослоистые глины со значительной примесью песка, постоянным присутствием гравия и мелкой гальки.

¹ А. Е. Рыбалко.

Рис. 59. Палеогеографические схемы Онежского залива в позднем плейстоцене.

Стадии: А — нельская, Б — лендерская, В — Сальпаусселька-1. 1 — современная береговая линия, 2 — край ледника. I — Онежский полуостров, II — Поморский берег, III — Соловецкие острова, IV — р. Колежда.

Среднедриасовое похолодание (11.8—12.0 тыс. л. н.) обусловило очередной стадийный надвиг ледника. В Онежском заливе край ледника в это время достигал Соловецкого архипелага и далее почти по меридиану шел в Сорокскую губу (рис. 70). На Терском шельфе ледниковый покров распространился на 15—20 км к югу от современной береговой линии, где образовался комплекс краевых ледниковых образований, вытянутых вдоль южного побережья Кольского полуострова (Геология..., 1980). Коренная перестройка гидрологического режима в беломорской котловине началась в аллереде, с началом вторжения океанических вод через Горло Белого моря. Полученные палинологические данные свидетельствуют, что накопление слоистых глин в Горле завершилось уже в позднем аллереде, в то время как у Турьего мыса (на западе моря) оно продолжалось еще в позднем дриасе (рис. 60) (Геология Белого моря, 1980). Процесс осолонения Белого моря и установление в нем морского режима был долговременным и продолжался от позднего дриаса до конца бореального периода. Во время аллередского потепления ледник полностью покинул пределы беломорской котловины. Готигляциальная трансгрессия (Лаврова, 1968) привела к формированию сильно опресненного бассейна во всей впадине Онежского залива. На Терском шельфе существовал относительно глубоководный приледниковый бассейн, где накапливались однородные коричневые глины, практически лишенные грубообломочного материала. Позднедриасовое похолодание вызвало новое наступление ледника, маркированное грядами Сальпаусселька, но оно практически не захватило дно Белого моря. По данным И. Эмана, край ледника достигал западного побережья Онежского залива в районе г. Кемь (рис. 70). Массив «мертвого льда»,



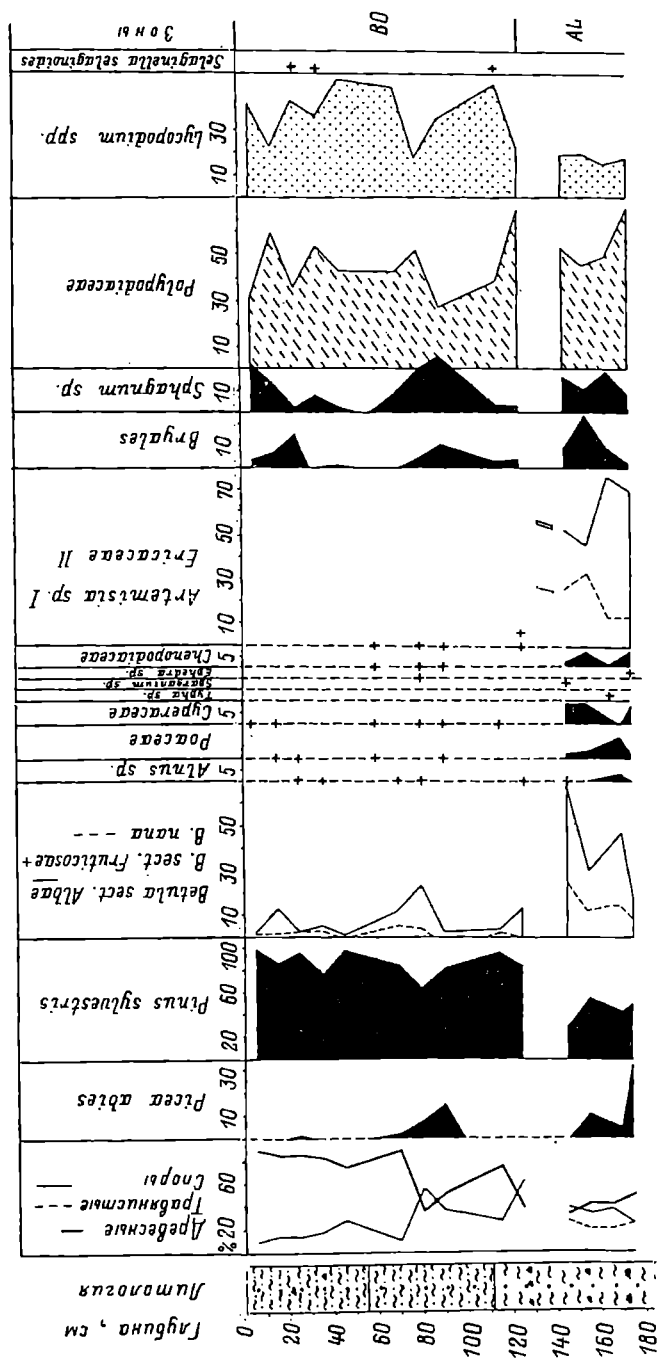


Рис. 60. Спорно-пыльцевая диаграмма донных отложений Белого моря (колонка 460). Палинолог В. И. Хомутова.

Усл. обозн. см. на рис. 46. В интервале 180—490 см пыльца и споры единичны.

возможно, сохранялся в это время в Соловецком межостровье, в результате таяния которого сформировался своеобразный западный рельеф (Стратотип..., 1981), а также накопились коричневые полосчатые глины между островами Большой Соловецкий и Большой Жужмуй, которые получили точную возрастную привязку по данным палинологического анализа (Четвертичные отложения..., 1987). В результате трансгрессии Портыландия морские воды активно проникали в Онежский залив, и в конце позднего дриаса здесь возник ледниково-морской бассейн со смешанным характером диатомовой флоры. В кутовой части залива озерный пресноводный бассейн существовал вплоть до конца позднего дриаса (Джиноридзе и др., 1979).

В Кандалакшском заливе в конце позднего плейстоцена край ледника проходил вдоль его северного берега, в результате чего в большей части фиордов в приустьевой зоне сформировались моренные гряды.

Наиболее важным фактом в истории развития приледниковых озерных бассейнов во впадении Белого моря является начало формирования их в Онежском заливе уже около 14 000 л. н. При этом приледниковые палеозера в южной части Белого моря и в Финском заливе возникли практически одновременно. Это позволяет поставить точку в давно длившейся дискуссии о Беломоро-Балтийском соединении и поступлении в Балтику соленых вод из Белого моря, так как в позднем плейстоцене в обеих котловинах существовали пресноводные бассейны. В то же время Белое море раньше, чем Финский залив, получило связь с Мировым океаном. Проникновение морских вод через Горло началось уже в аллереде, а в позднем дриасе осолонение водной толщи происходило уже и в западной части Онежского залива. В связи с этим в Белом море не происходило катастрофического снижения уровня вод на рубеже плейстоцена и голоцена. Сокращение площадей осадконакопления в раннем голоцене началось в результате регрессии, начавшейся в конце позднеледниковья, когда береговая линия располагалась в пределах современного шельфа. Рассмотренные материалы наглядно показывают, что формирование приледниковых озер в зоне обрамления валдайского ледника происходило относительно синхронно (рис. 46) в период так называемого охтинского межстадиала. Дальнейшая история этих бассейнов была связана как с гляциоизостатическими поднятиями суши, интенсивность которых росла по мере приближения к центру бывшего оледенения, так и в результате трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня водоемов. Существенное изменение условий на рубеже плейстоцена—голоцена привело к обособлению одних бассейнов и связи других с Мировым океаном. Это предопределило их дальнейшую различную историю развития в голоцене как внутренних морей и крупнейших озер.

ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЙ ЭТАП В РАЗВИТИИ МАЛЫХ ОЗЕР СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ¹

Рельеф Северо-Запада Русской равнины в значительной мере является итогом процессов, связанных с последним оледенением и дегляциацией этой территории. Поверхность осадочных пород была существенно трансформирована в период наступания ледников: огромные массы терригенного материала были включены в тело ледника и перенесены на большие расстояния; в период таяния льда образованы пояса конечных морен и нагромождения материала боковых морен, которые включили в себя как элементы ледниковой экзарации, так и глыбы пород, заключенные в толщу льдов. Насыщенность терригенным материалом была различной как по простиранию, так и по мощности льда, что и предопределило формирование тех или иных элементов рельефа. Как известно, озера являются отрицательными формами рельефа. Они образуются в замкнутых понижениях, где подстилающие породы могут служить водоупором.

В период таяния ледника существовал и еще один путь образования озер. В то время огромные массы воды стекали по понижениям рельефа, имевшим уклон на юг, юго-запад и юго-восток, а в тех областях, где такого уклона не было, создавались условия для возникновения так называемых приледниковых озер, один берег которых образовывал край ледника. Изучению приледниковых озер Русской равнины посвящена монография Д. Д. Квасова (1975), который на основании анализа обширнейших геологических и геоморфологических материалов, строения современного рельефа, в особенности имеющихся на данной территории сквозных долин, воссоздал картину дегляциации и показал роль приледниковых озер на протяжении позднеледникового времени.

К моменту начала таяния последнего ледникового покрова на территории Северо-Запада главный водораздел проходил по Валдайской возвышенности, к югу от которой сложилась Верхневолжская система приледниковых озер со стоком в юго-восточном направлении (рис. 61). Процесс дегляциации был длительным и включал в себя несколько фаз: таяние основного ледникового покрова и образование на этом этапе приледни-

¹ Н. Н. Давыдова, Д. А. Субетто, В. И. Хомутова.

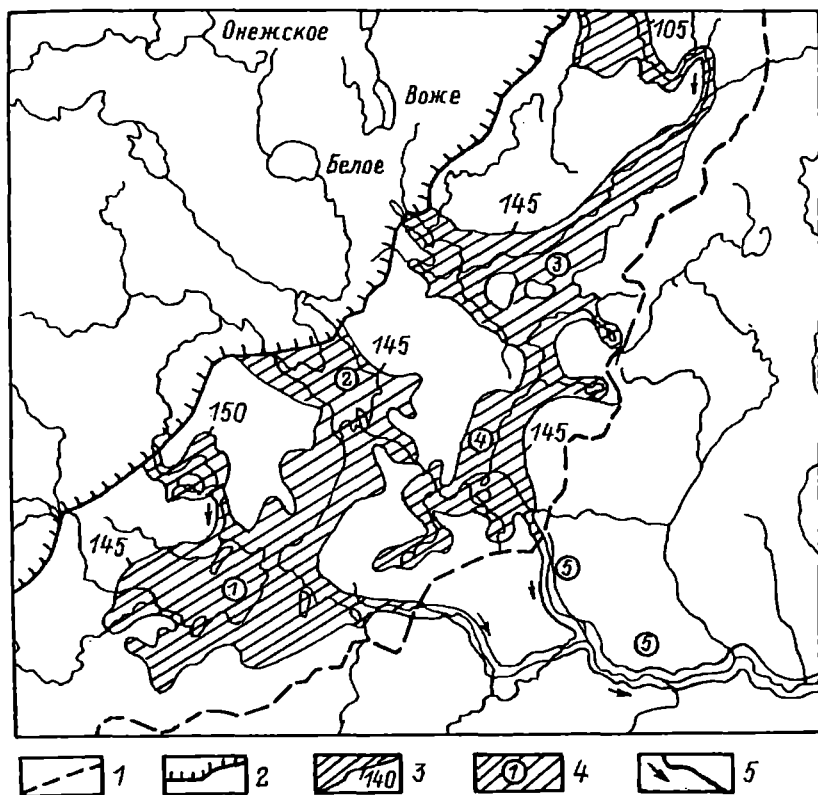


Рис. 61. Верхневолжская система приледниковых озер во время максимальной стадии валдайского оледенения. По Д. Д. Квасову (1975).

1 — положение водораздела; 2 — положение края ледника; 3 — приледниковые озера и абсолютные отметки их уровня (цифры в кружках); 1 — Тверское, 2 — Молого-Шекснинское, 3 — Сухонское, 4 — Костромское; 5 — направления стока по долинам рр. Клязьмы, Оки и Волги.

ковых озер, изменения направления их стока по мере высвобождения ото льда более низких порогов стока, формирование речной сети на освобожденных ото льда территориях, изменения рельефа в результате протаивания мертвого льда, особенно интенсивные в поясах скопления моренного материала, что приводило к образованию западин и глубоких депрессий, которые часто заполнялись водами стока. Рельеф моренных возвышенностей становился сильно расчлененным со множеством разнообразных по форме и глубине озер. Такой молодой обращенный рельеф сформировался на Валдайской возвышенности, в Латгалии и в ряде других регионов.

Своеобразная летопись событий прошлого, в том числе и процессов таяния мертвого льда и образования озер, представлена в разрезах донных отложений озер этих областей, примером чего является Валдайская возвышенность. Для современного этапа развития рельефа Валдайской возвышенности характерно наличие большого числа озер двух генетических типов: гляцио-ложбинных и гляцио-депрессивных (Исаченков, 1983).

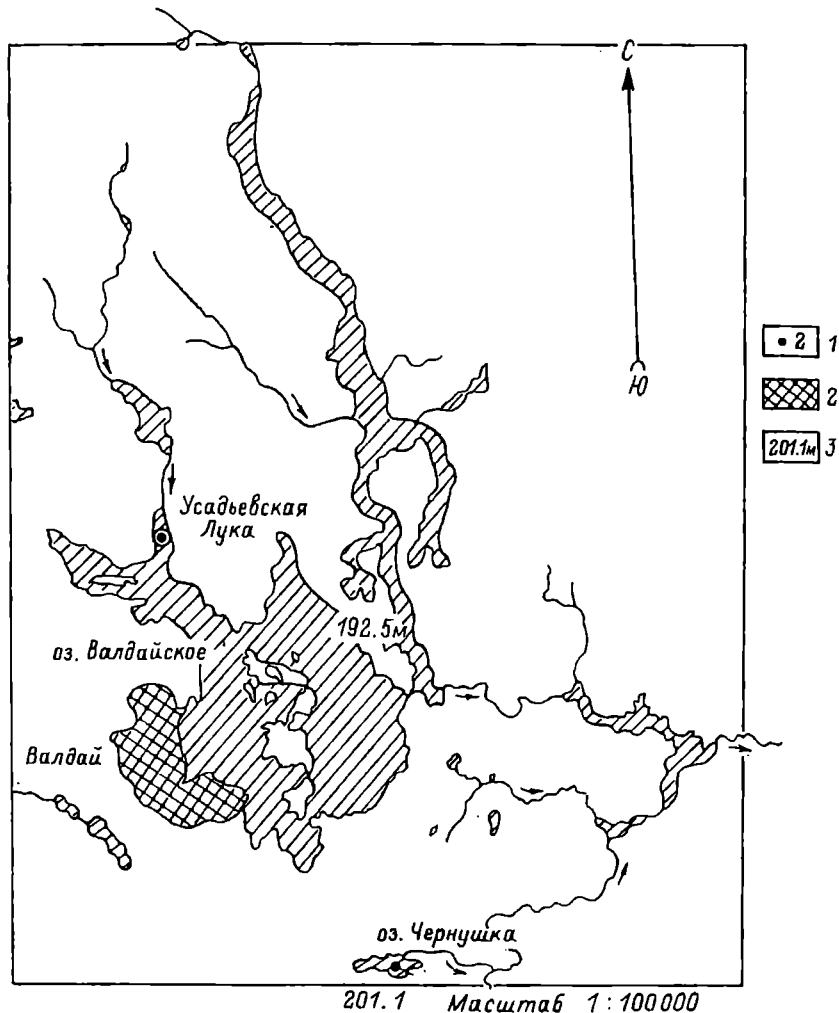


Рис. 62. Валдайское озеро и оз. Чернушка.

1 — места взятия колонок в озерах, 2 — территория г. Валдая, 3 — абсолютные отметки урета воды озера.

Первые расположены в древних ложбинах стока, переработанных ледником, и отличаются большой глубиной; вторые занимают пониженные участки аккумулятивного рельефа и, как правило, мелководны.

На Валдайской возвышенности было исследовано одно из крупнейших и глубоких озер — Валдайское (Арсланов и др., 1992). Валдайское озеро ($57^{\circ}59'$ с. ш., $33^{\circ}16'$ в. д., абс. выс. 192.5 м) имеет площадь 30 км², максимальную глубину 60 м (рис. 62). Колонка донных отложений была взята с глубины 6.5 м в Усадьевской Луке главного плёса озера и достигла 7 м в длину. Вскрытые отложения имели следующее строение:

- 0—13 см — ил темно-серый, алевроит-пелитовый, содержащий карбонаты.
- 13—28 см — тот же ил, бескарбонатный, нижняя граница резкая по смене окраски.
- 28—300 см — ил коричневый, алевроит-пелитовый с редкими включениями растительных остатков, с примесью песка, нижний контакт резкий.
- 300—500 см — глина темно-серая, алевроит-пелитовая, ленточно-слоистая с примесью песка, возрастающей вниз по разрезу. По всему интервалу — присутствие карбонатов.
- 500—541 см — глина коричневая, алевроит-пелитовая, ленточно-слоистая, пластичная.
- 541—546 см — песок светло-коричневый, мелкозернистый.
- 546—555 см — глина алевроит-пелитовая, состоящая из прослоев серого и коричневого цвета.
- 555—560 см — песок светло-коричневый, мелкозернистый.
- 560—573 см — глина серая, алевроит-пелитовая со слоистостью ленточного типа.
- 573—575 см — песок коричневый, мелкозернистый.
- 575—600 см — глина серая, алевроит-пелитовая, ленточно-слоистая.
- 600—695 см — глина темно-серая с прослоями песка.
- 695—698 см — глина опесчаненная с включениями гравия и гальки.
- 698—700 см — песок крупнозернистый с гравием.

По данным спорово-пыльцевого анализа (рис. 63), слои в интервале 660—700 см сформировались в среднем дриасе. В составе спектров господствуют пыльца недревесных растений и споры. Содержание березы кустарниковых форм и *Betula nana* составляет до 78 % общего числа пыльцы древесно-кустарниковой группы. Отмечена также пыльца ольхи (до 8 %), ольховника (до 2 %), ивы (до 1.5 %). В группе травянистых доминирует пыльца полевой (до 37 %), маревых (до 35 %), в заметных количествах встречена пыльца осок (до 10 %).

По данным диатомового анализа (рис. 64), в отложениях среднего дриаса диатомеи малочисленны (до 2 % створок в 1 г воздушно-сухого осадка), господствуют представители планктона, створки которых составляют около 75—100 % их общего содержания в отложениях. Абсолютным доминантом является *Aulacoseira islandica* (O. Mull.) Simonsen, которая в настоящее время доминирует в планктоне крупных олиготрофных озер Северо-Запада, а в прошлом была типичным обитателем приледниковых водоемов. Субдоминанты — планктонные диатомеи, характерные в настоящее время для озер более высокой трофии: *A. granulata* (Ehr.) Simonsen, *Stephanodiscus minutulus* (Kutz.) Cleve et Moller. Характер диатомовых комплексов свидетельствует о формировании отложений в глубоком холодноводном приледниковом водоеме.

Выше по разрезу залегают отложения аллереда (интервал 460—660 см), представленные чередованием глинистых и опесчаненных слоев. В пыльцевых спектрах аллереда преобладает пыльца ели (до 58 %).

Второе место по значимости занимает пыльца сосны (до 50 %). Среди пыльцы берез значительный процент составляет пыльца карликовой березы и кустарниковых форм (до 22 %). В отложениях середины аллередского потепления встречается пыльца ольховника. Содержание пыльцы травянистых растений значительно (18—42 %). Здесь господствует пыльца полевой (до 40 %) и маревых (до 20 %), как и ранее в отложениях среднего дриаса. Но среди полевой единично отмечены зерна, относящиеся к ксероморфному подроду *Seriphidium*, а также *Ephedra*, *Helianthemum*, *Hippophæe*. В группе споровых много зеленых мхов. Следует отметить, что в отложениях начала аллереда (интервал 600—660 см) преобладает пыльца сосны, а выше по разрезу (интервал 600—460 см) — пыльца

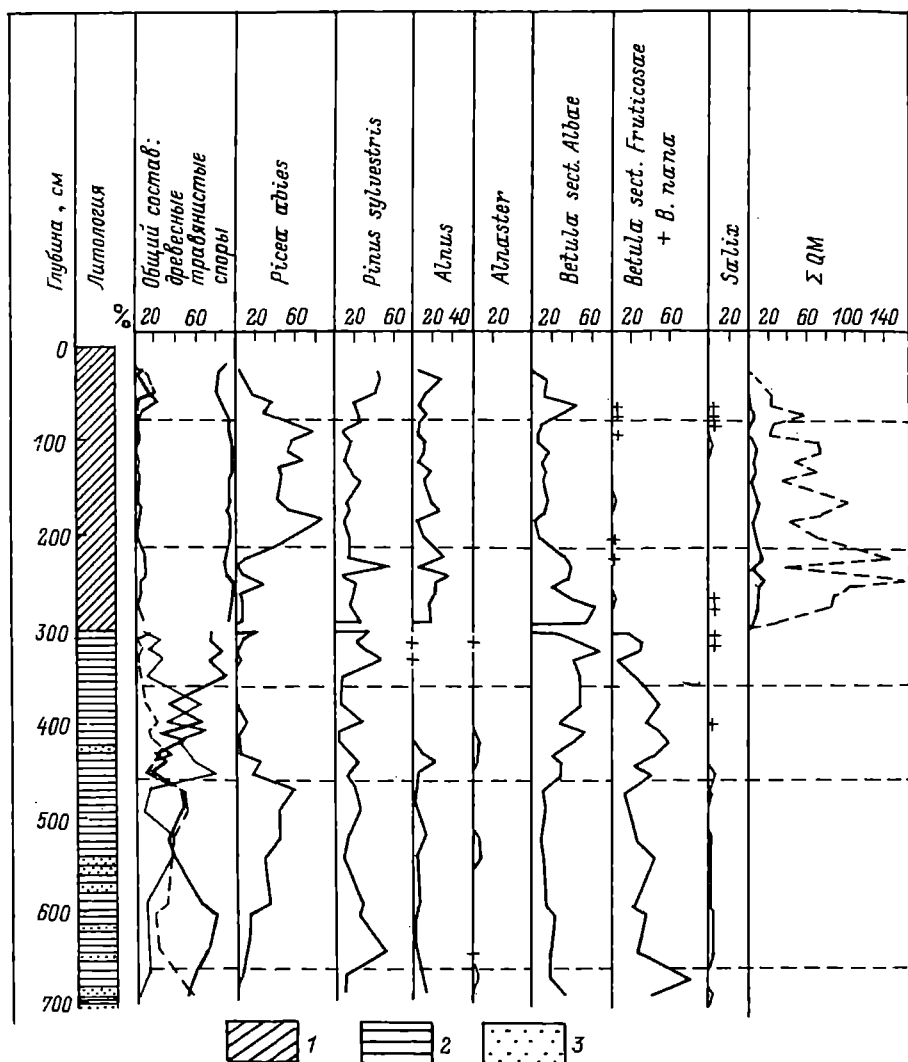


Рис. 63. Палинологическая диаграмма донных отложений Валдайского озера.

1 — сапропель, 2 — глина, 3 — песок.

ели и повышено содержание полыней и маревых. Аллеред — это время потепления климата и уменьшения его континентальности, время распространения наряду с перигляциальными лесных формаций в составе позднеледниковой комплекса растительности.

В период позднеледниковой аллередской потепления в отложениях, представленных глинами с прослоями песков, количество диатомей невелико и не превышает 6000 створок в грамме. Как и ранее, доминирует планктонная *Aulacoseira islandica*, а субдоминантами становятся бентос-

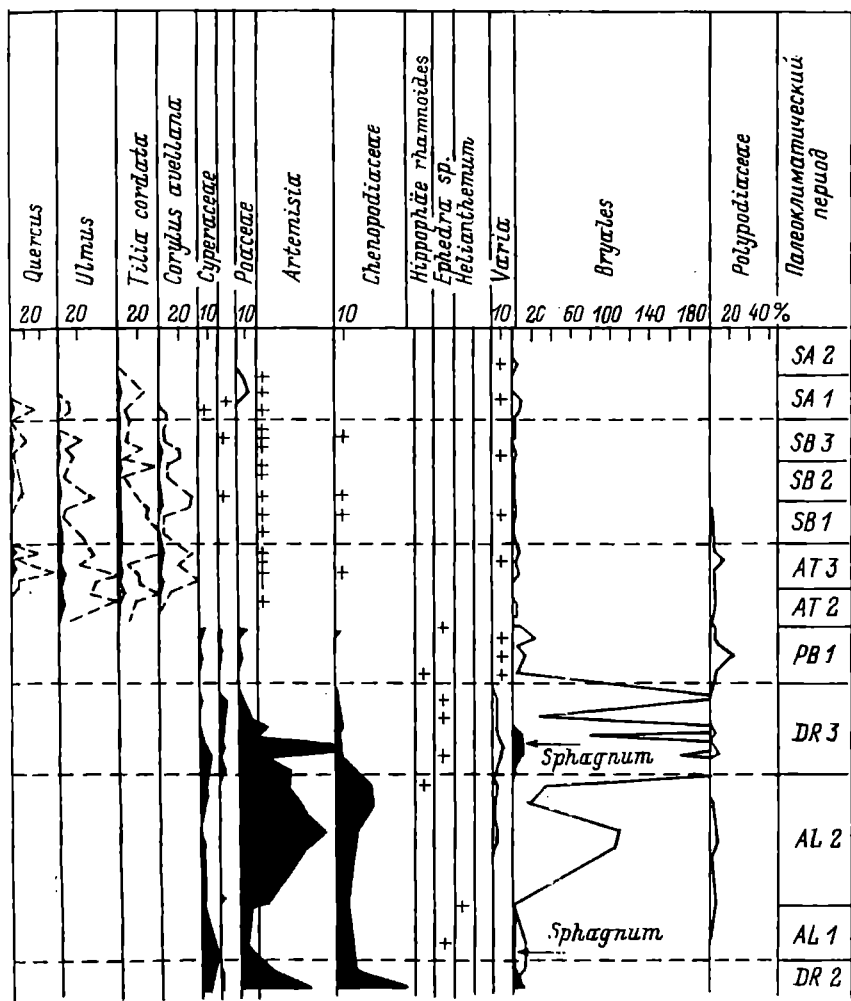
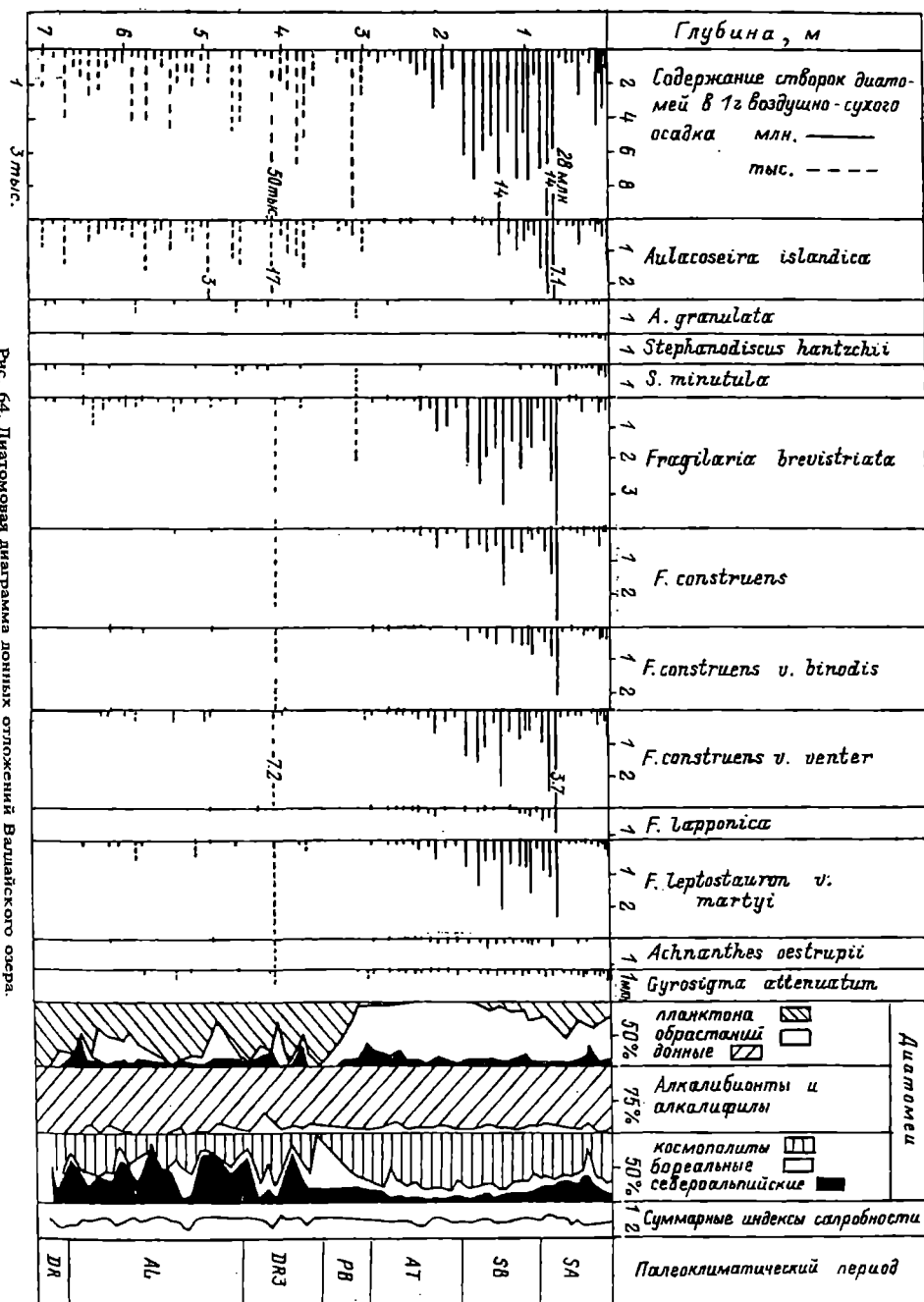


Рис. 63 (продолжение).

ные диатомеи обрастаний из рода *Fragilaria*: *F. brevistriata* Grunov, *F. construens* var. *venter* (Ehr.) Grunov. Роль планктонных диатомей не столь значительна, как в дриасе, содержание их створок — 65—85 %. Происходит обогащение видового состава диатомей. В отдельных горизонтах встречены в заметных количествах *Aulacoseira granulata*, *Stephanodiscus rotula* (Kutz.) Hendey, а также диатомеи, предпочтительно развивающиеся в водоемах более высокой трофности: *Thalassiosira lacustris* (Grun.) Hals, *Stephanodiscus hantzschii* Grunov, *Asterionella formosa* Hass., *Diatoma tenuis* Aggard. Из бентосных диатомей обычны *Fragilaria leptotauron* var. *martyi* (Heribaud), Lange-Bertalot., *Girosigma attenuatum* (Kutz.) Rabenhorst. Водоем стал мелководным, условия обитания диатомей в нем были более благоприятными.

Рис. 64. Диагномная диаграмма донных отложений Ваджайского озера.



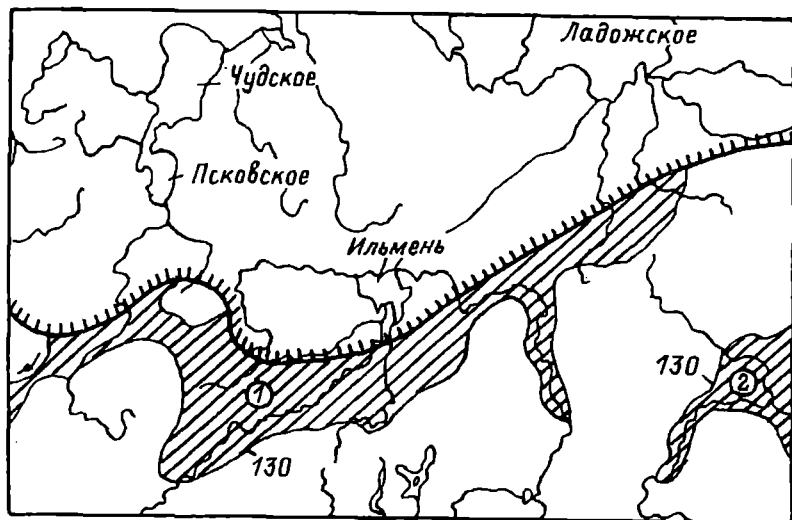


Рис. 65. Привалдайское озеро во время отступления ледников вепсовской стадии.

Усл. обозн. см. на рис. 61. В кружках — приледниковые озера: 1 — Привалдайское, 2 — Молого-Шекснинское.

Осадки позднего дриаса выделены на глубине 360—460 см. В них преобладают пыльца травянистых растений (до 34 %) и споры (30—64 %). В отличие от спектров среднего дриаса здесь абсолютно господствует пыльца полыней (до 140 %). Среди споровых доминируют *Bryales* (до 220 %). В группе древесно-кустарничковых преобладает береза в основном кустарниковых и кустарничковых форм. Поздний дриас характеризуется значительным похолоданием климата и ростом его континентальности, что вызвало почти полную деградацию лесной растительности и привело к распространению остепненных и тундровых растительных группировок.

В позднем дриасе в озере продолжают осаждаться глинистые осадки, происходит дальнейшее развитие планктонных и бентосных сообществ диатомей. Роль планктонных диатомей снова возрастает: до 80—84 % створок. Доминируют *Aulacoseira islandica*, *A. granulata*, *Stephanodiscus minutulus*. Выше по разрезу залегают отложения послеледниковое время — осадки эпохи пребореального периода. Таким образом, на протяжении позднеледникового времени средне- и позднедриасовых эпох похолодания и разделяющей их эпохи аллередского потепления Валдайское озеро существовало как крупный глубоководный олиготрофный водоем, уровень которого в теплую фазу был несколько понижен. Озеро возникло по крайней мере не позднее среднего дриаса, когда в нем сформировались слоистые отложения — прибрежные аналоги классических ленточных глин. Обширное Привалдайское озеро существовало (рис. 65) уже во время отступления ледников вепсовской стадии (Квасов, 1975). Уровень его во время вепсовской стадии достигал 130 м, озеро имело сток на запад через себежскую долину. Дальнейшее отступление ледников привело к прорыву его вод через сквозную долину Пиузы и снижению уровня озера до 85 м (рис. 66) во время лужской стадии (13 тыс. л. н.), когда Привал-

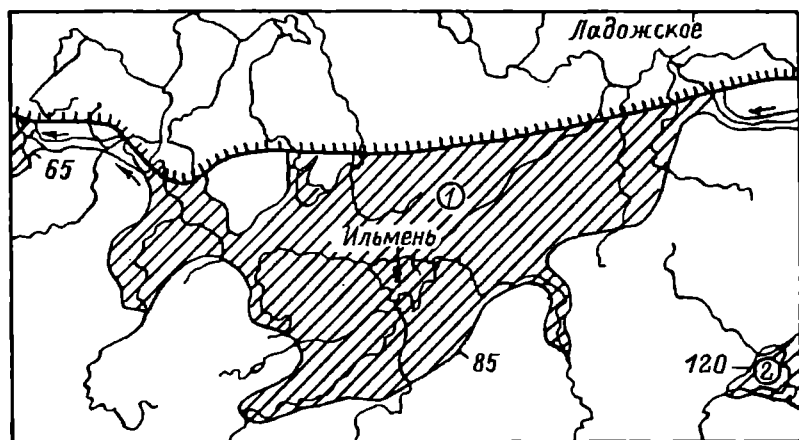


Рис. 66. Приволдайское озеро во время отступления ледников лужской стадии.

Усл. обозн. см. на рис. 61.

дайское озеро занимало обширные приильменские низины, а во время невской стадии (12 тыс. л. н.) оно было глубоководной областью обширного Новгородского озера (рис. 67). Далее оно получило сток на северо-восток по сквозной долине, проходящей параллельно р. Волхов, и было спущено. Современное оз. Ильмень образовалось в конце невской стадии; уровень его был близок, по мнению Д. Д. Квасова (1975), к уровню самых высоких современных весенних половодий. Отложения озера Ильмень изучены нами и дополняют картину его развития на последних этапах позднеледникового (Давыдова и др., 1992).

Озеро Ильмень. Озеро Ильмень ($58^{\circ}20'$ с. ш., $31^{\circ}05'$ в. д., абс. выс. 18 м при средней отметке уровня) имеет площадь 1200 км^2 при глубине 4.5 м, расположено в обширной Приильменской низине. Котловина представляет собой прогиб в девонских отложениях, заполненный осадочными породами. Озеро является частью водосборного бассейна Ладожского озера и дренирует площадь в $67\,200 \text{ км}^2$.

Рельеф водосборного бассейна представлен аккумулятивными равнинами, сложенными ледниково-озерными ленточными глинами и флювиогляциальными отложениями — песками, супесями, суглинками, а на высоких участках — абразионными моренными равнинами. При проведении изысканий для строительства Волховской ГЭС на оз. Ильмень была пробурена скважина в 11 км от его западного берега, которая прошла следующие отложения: 0—10.4 м — ил темно-бурый, жидкий, 10.4—25.9 м — глина ленточная, коричневая, плотная; 25.9—30.3 м — песок желтый, тонкий с примесью глины; 30.3—31.5 м — глина коричневая с галькой; 31.55—33.1 м — валунный суглинок сине-серый с камнями (Соколов, 1926). Было установлено, что мощность ленточных глин в котловине озера под толщей озерных илов достигает 15 м. Глины подсти-

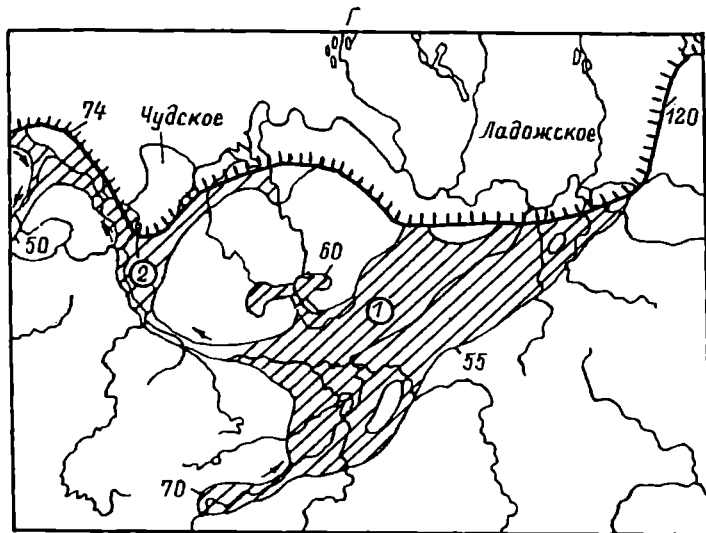


Рис. 67. Приледниковые озера во время невской стадии. По Д. Д. Квасову (1975).

Усл. обозн. см. на рис. 61. Приледниковые озера: 1 — Новгородское, 2 — Псковское.

лаются флювио-гляциальными отложениями и мореной, вскрытая мощность которых составляет 7 м.

Во время исследований сотрудниками Института озероведения (Давыдова и др., 1992) в центральной части озера была отобрана колонка отложений мощностью 656 см следующего строения:

- 0—482 см — ил серовато-бурый, алевроит-пелитовый с прослоями гидротроилита, редкими включениями растительных остатков и мелких обломков раковин. Нижний контакт резкий по смене окраски и изменению характера отложений.
- 482—656 см — глина коричневая, алевроит-пелитовая, плотная со слабо выраженной ленточной слоистостью.

По палинологическим данным были выделены в основании разреза (интервал 560—660 см) отложения позднедриасового времени (рис. 68), где в составе спектров господствуют пыльца и споры недревесных растений (до 80 %), главным образом кустарниковых и кустарничковых берез. Их пыльца в сумме составляет до 38 % общего количества микрофоссилий. Много пыльцы травянистых растений — полыней (до 28 %), маревых (до 14 %), разнотравья (до 6 %). Присутствует в заметном количестве пыльца ольховника (до 12 %). Спектры свидетельствуют о распространении на водосборах типичной перигляциальной растительности.

В познедриасовых отложениях диатомей малочисленны — до 8000 створок в 1 г воздушно-сухого осадка (рис. 69); при этом преобладают планктонные виды, сумма створок которых составляет 56—100 % их общего содержания. Наиболее многочисленны из них *Aulacoseira granulata*, *Thalassiosira lacustris*. Эти диатомеи предпочитают воды, богатые биогенами, являются типичными обитателями планктона мезотрофных и эвтрофных озер. Характерны также планктонные *Stephanodiscus*

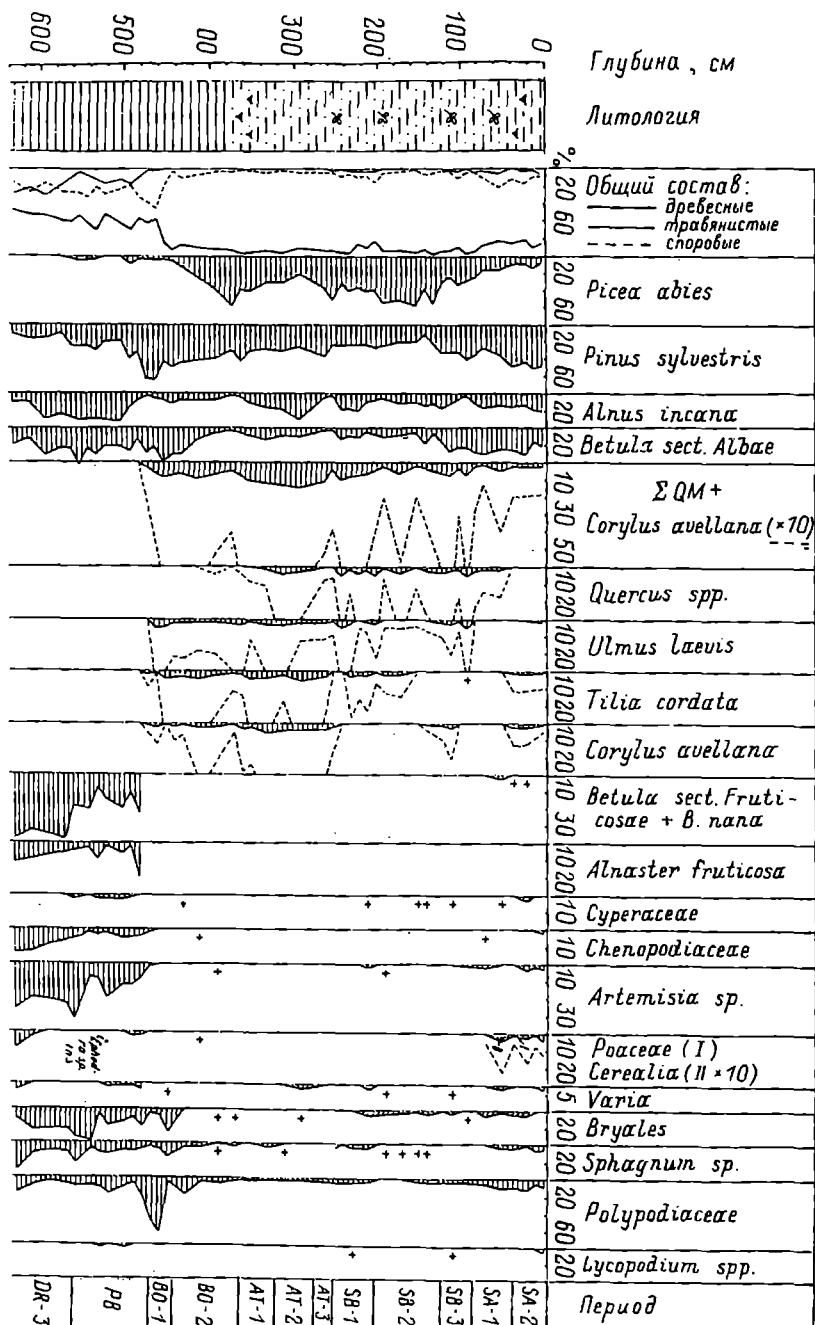


Рис. 68. Палинологическая диаграмма донных отложений оз. Ильмень.

Усл. обозн. см. на рис. 63.

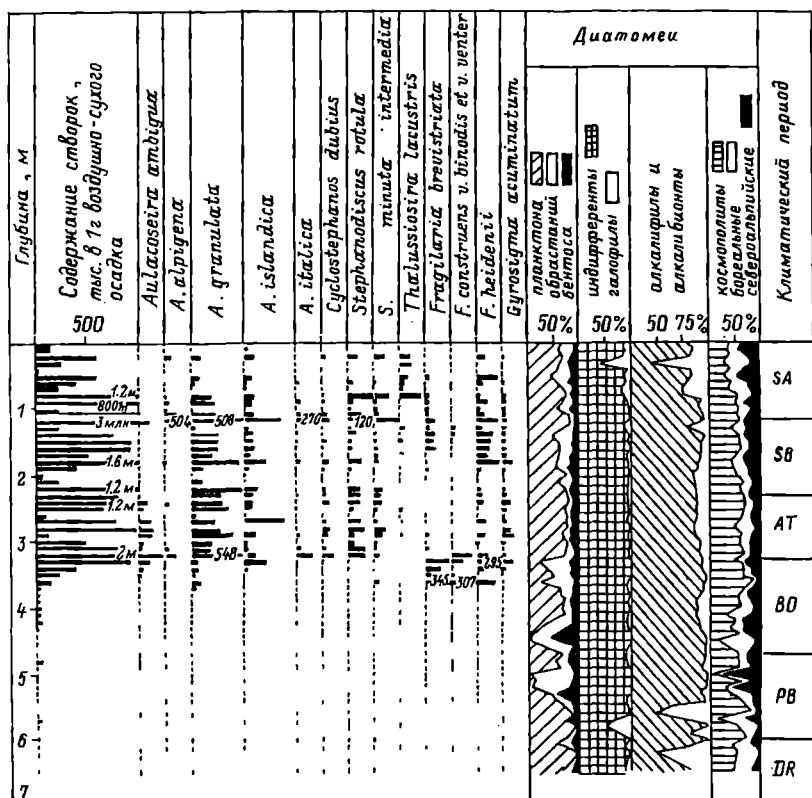


Рис. 69. Диатомовая диаграмма донных отложений оз. Ильмень.

rotula, *S. minutula*, североальпийские *Aulacoseira islandica*, *A. alpigena*, *Stephanodiscus niagarae*. Из бентосных диатомей наиболее обычна *Fragilaria heidenii* Oestrup, обитатель обрастаний, живущий в форме цепочковидных колоний и хорошо развивающийся в водной толще как факультативно планктонная форма.

Состав флоры и характер диатомовых комплексов свидетельствуют, что котловина озера была занята достаточно глубоководным пресноводным бассейном, в котором обитали как диатомеи, типичные для приледниковых озер, так и виды более продуктивных вод. Эту особенность приледниковых водоемов подметила еще Астрид Клеве-Эйлер (Cleve-Euler, 1944), писавшая, что талые ледниковые воды содержат, как правило, большое количество биогенных элементов, расконсервированных из тела ледника. Этим объясняется и большое видовое разнообразие диатомей в водоемах позднего дриаса. Содержание диатомей в отложениях обычно очень низкое, так как велика терригенная составляющая осадков, да и развитие водорослей в приледниковом бассейне затруднено вследствие большой мутности воды и ее низких температур.

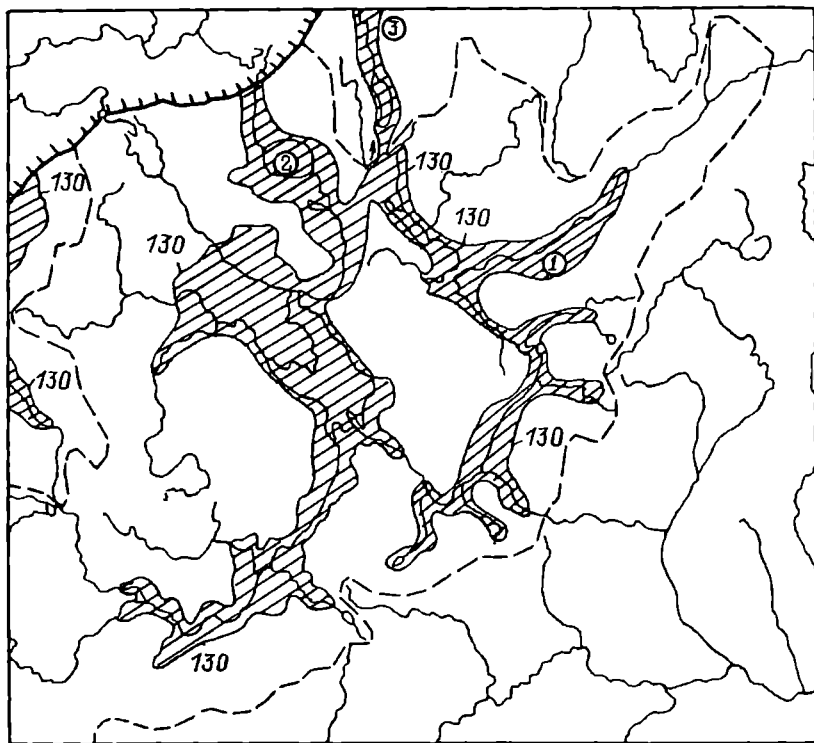


Рис. 70. Приледниковые озера во время вепсовской стадии отступления ледников. По Д. Д. Квасову (1975).

Усл. обозн. см. на рис. 61. Приледниковые озера: 1 — Кубено-Сухонское, 2 — древнее Белое, 3 — Воже-Лаченское.

Во время вепсовской стадии отступления ледника (рис. 70) около 15 тыс. л. н. Верхневолжская система приледниковых озер потеряла связь с бассейном Волги. Площадь водоемов сократилась, уровень их снизился до 130 м, а сток направился на северо-восток вдоль края ледника. Кроме Молбого-Шекснинского плёса в это время обособилось древнее Сухонское озеро, включавшее в себя низины, занятые теперь Кубенским озером, а также меридианальную ложбину, где расположены ныне озера Лача и Воже, по которой шел сток всей системы.

В начале отступления ледников последующей лужской стадии (1000 л. н.) направление стока Верхневолжской системы изменилось на юго-западное (рис. 71) по освободившейся ото льда сквозной долине рр. Ошты—Тукши—Ояти (Квасов, 1975). Абсолютные отметки уровня озер снизились до 120 м. В настоящее время самые низменные участки обширных древних водоемов заняты реликтовыми озерами — Кубенским, Лача и Воже.

Позднеледниковый этап развития этих озер, расположенных в древней тектонической депрессии, начался во время таяния ледникового языка,

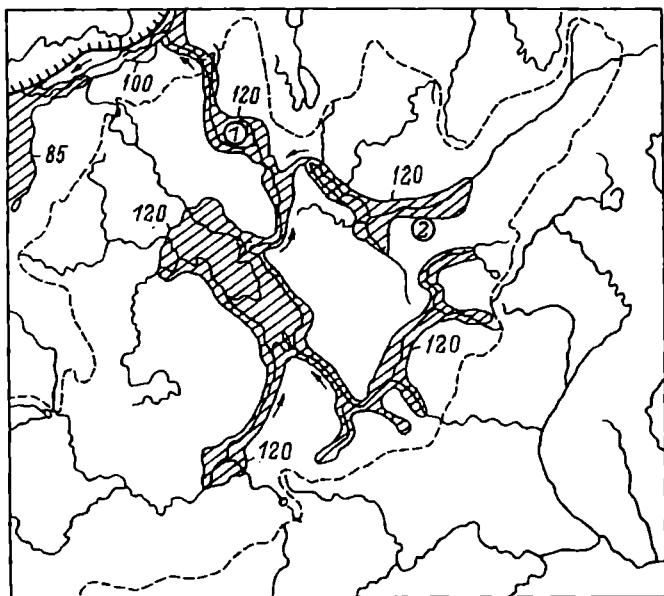


Рис. 71. Лужская стадия отступления ледников. По Д. Д. Квасову (1975).

Усл. обозн. см. на рис. 61. Приледниковые озера: 1 — древнее Белое, 2 — Кубено-Сухонское.

заполнявшего Кубенскую котловину во время максимальной бологовско-едровской стадии валдайского оледенения, когда к фронту ледника здесь примыкал древний Сухонский водоем. По мере таяния ледника он заполнил Кубенскую котловину, что привело к образованию обширного Кубено-Сухонского приледникового озера. Во время вепповской стадии (15 тыс. л. н.) оно соединилось с крупным плёсом в котловине древнего Белого озера. Во время лужской стадии (13 тыс. л. н.) талые воды заполнили депрессию к северу от Кубено-Сухонского озера и образовали уже упомянутое выше Воже-Лаченское озеро.

Таким образом, существующие в настоящее время крупные мелководные озера — Кубенское, Лача и Воже — можно считать реликтовыми. Они не имеют аналогов на других территориях в зоне избыточного увлажнения Евразии.

Озеро Кубенское. Озеро Кубенское (59°42' с. ш., 39°30' в. д., абс. выс. 110 м) имеет площадь зеркала 417 км², среднюю глубину 2.9 м при максимальной глубине 5 м, условный водообмен 3.7 и является мезотрофным. Во время комплексных исследований Института озераведения в северо-западной части озера была взята колонка донных отложений (рис. 72, 73) на глубине 4 м, имевшая следующее строение:

- 0—100 см — ил бурый, постепенно уплотняющийся с глубиной.
- 100—150 см — глина серая, гомогенная с примазками гидротроилита.
- 150—330 см — глина бежевая, слоистая с хорошо выраженными прослойками алевроита и песка, растительными остатками и раковинами моллюсков.

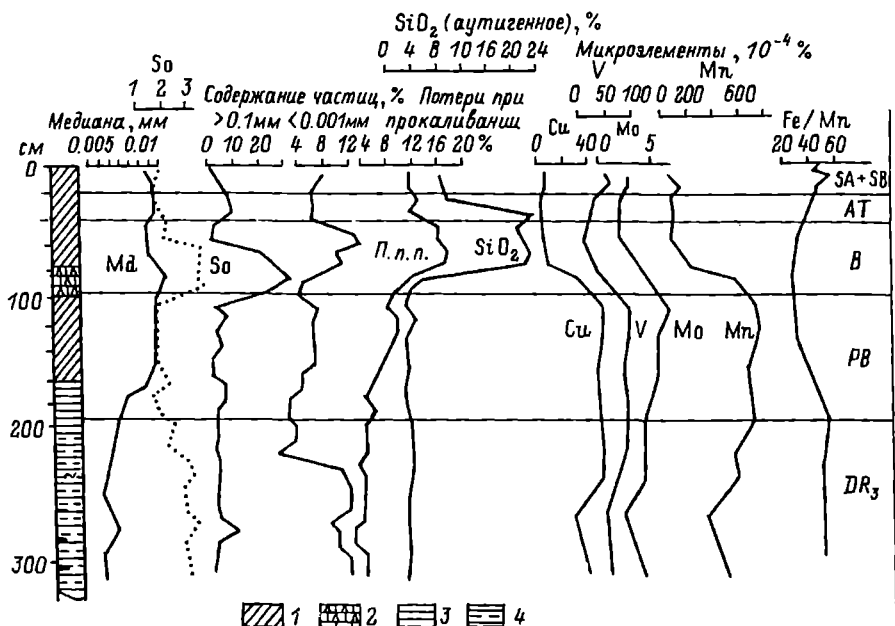


Рис. 72. Характеристика гранулометрического и химического состава донных отложений оз. Кубенского (Курочкина, 1981).

1 — илы, 2 — карбонатные илы, 3 — однородные глины, 4 — ленточные глины.

По результатам спорово-пыльцевого анализа установлено, что в основании колонки (интервал 330—310 см) вскрыты отложения аллереда (рис. 73). В спектрах этих отложений преобладает пыльца ели (45 %), сосны (25 %), ольхи (15 %). В группе травянистых основными доминантами является пыльца полыней (45 %) и маревых (20—40. %), а также довольно много осоковых (5—20 %) и разнотравья (2—10 %). Следовательно, на водосборах господствовали хвойные леса с элементами перигляциальной растительности.

Аллередские отложения характеризуются высоким содержанием диатомей: здесь встречено 243 тыс. створок в 1 г осадка (рис. 74), что намного превышает количество створок в дриасовых отложениях. По содержанию створок существенно преобладают эпифитные диатомей обрастаний: *Fragilaria brevistriata*, *F. construens*, *F. heidenii*, а также донная *Amphora pediculus* (Kutz.) Grunov являются доминантами. На долю планктонных видов *Aulacoseira granulata*, *Cyclotella comta* (Ehr.) Kutzинg приходится менее 1 % общего содержания створок в осадках. Все встреченные в отложениях диатомей в своей массе — виды умеренно-теплолюбивые, бореальные, широко распространенные в водоемах Средней Европы и средней полосы России. В то же время в заметных количествах встречены диатомей, развивающиеся в современных водоемах Севера (*Navicula cari* Ehrenberg, *N. schoenfeldtii* Hustedtii, *Fragilaria lapponica* Grunov). Состав диатомей и общий облик флоры свидетельствует, что

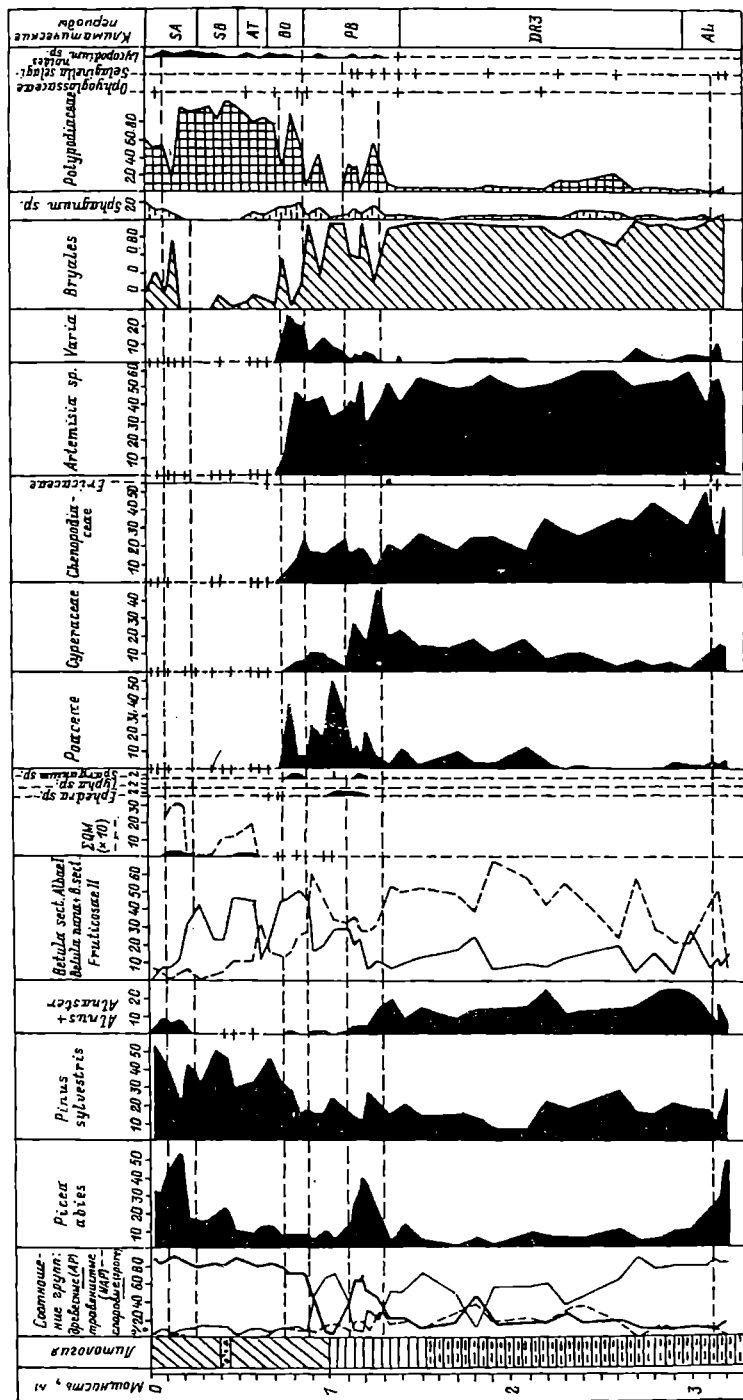


Рис. 73. Палинологическая диаграмма донных отложений Кубенского озера.

Усл. обозн. см. на рис. 72.

формирование отложений аллереда происходило в относительно мелководном бассейне со слабым развитием фитопланктона, в условиях умеренно теплого климата.

Позднедриасовые отложения (интервал 130—310 см) характеризуются господством пыльцы недревесных пород и спор. Пыльца карликовой березки и кустарниковых берез составляет в сумме 30—65 %, пыльца полыней преобладает среди травянистых (50—60 %), встречаются маревые (20—40 %), осоковые (5—20 %) и злаковые (до 15 %). Это показывает, что в растительном покрове была велика доля участия ксерофитных группировок, растений тундровых и лесотундровых местообитаний. На водоразделах в это время господствовали перигляциальные сообщества открытых пространств, а в долинах рек, возможно, произрастали низкие редколесья.

В позднедриасовых отложениях содержание диатомей снижается до нескольких десятков тысяч и не превышает 54 тыс., при этом во многих горизонтах диатомей отсутствуют. Количество их остается низким и в гомогенных глинах, формирование которых началось в озере в конце позднего дриаса, когда на водосборе исчезли последние глыбы мертвого льда, служившие источником поступления в водоем грубого осадочного материала. Ведущими по численности, как и ранее, являются бентосные диатомы, составляющие 73 % створок, на втором месте — донные. Доминанты — виды *Fragilaria*: *F. construens* (50 %), *F. brevistriata* (27 %). Для отложений характерна целая группа диатомей, обитателей холодноводных приледниковых озер: *Ellerbeckia arenaria* (Moore) Krouford, *Navicula cari*, *N. schoefeldii*, *N. oblonga* Kutzinger. Планктонные диатомей встречаются единично. В позднедриасовое время осадконакопление шло в обширном мелководном холодном озерном бассейне.

Осадочная толща выше по разрезу представляет собой осадки голоцена, в которых по палеоэкологическим данным четко фиксируется существенное потепление климата.

Озеро Воже. Озеро Воже (60°30' с. ш., 38°55' в. д., абс. выс. 122 м), как уже указывалось, расположено в меридианальной долине прогиба коренных пород, преобразованной ледником. Во время лужской стадии отступления ледника (13 тыс. л. н.) было образовано обширное Воже-Лаченское озеро. В то время это был транзитный водоем, через который осуществлялся сток на север из Верхневолжской системы приледниковых водоемов. Уровень этой системы достигал 120 м. Далее направление стока изменилось на западное, уровень озер снизился и в долине возникли два озера — Воже и Лача. Площадь зеркала современного оз. Воже — 418 кв. км, средняя глубина 1.4 м, максимальная — 5 м, условный водообмен — 3.5. Озеро принадлежит к водосборному бассейну р. Онеги, берущей начало в озере Лача, куда впадает текущая из Воже р. Свидь (Давыдова, 1992). Колонка донных отложений длиной 390 см была взята в центральной части оз. Воже на глубине 2.6 м против устья его главного притока р. Вожеги и имела следующее строение (Курочкина, 1979):

- 0—45 см — ил оливково-бурый.
- 45—50 см — ил пепельно-серый, карбонатный с включениями песка и гравия.
- 50—130 см — глина серая, гомогенная.
- 130—390 см — глина бежевая, ленточно-слоистая.

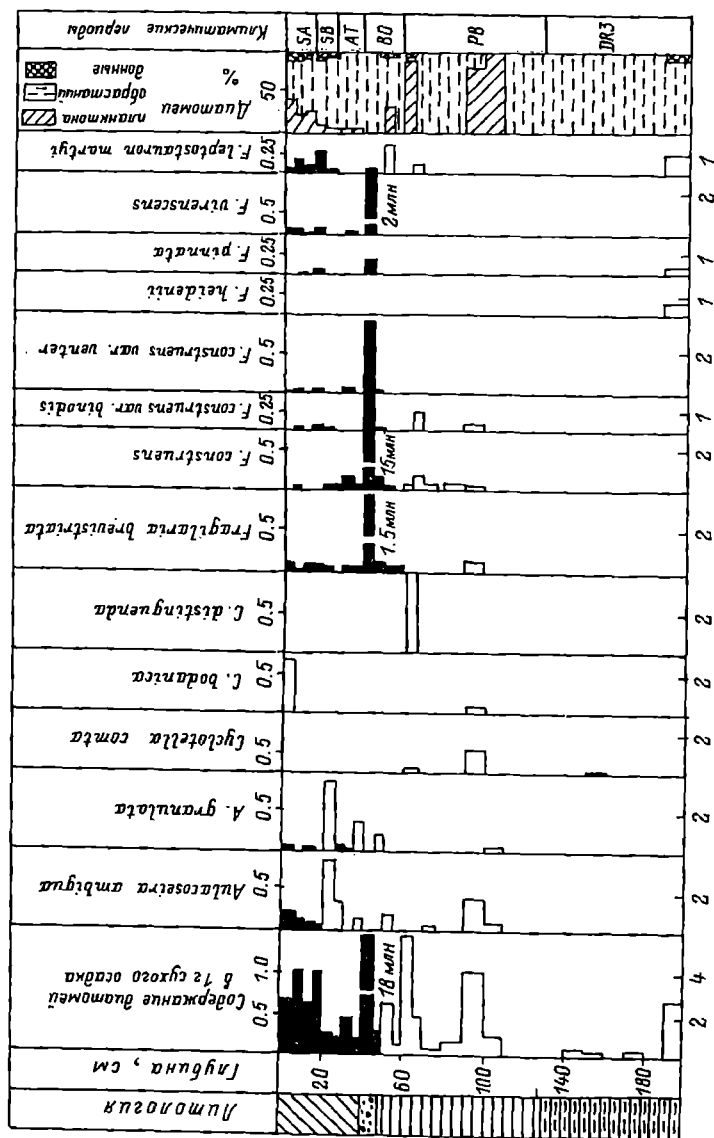


Рис. 75. Днатовая диаграмма донных отложений оз. Воже.

Усл. обозн. см. на рис. 74.

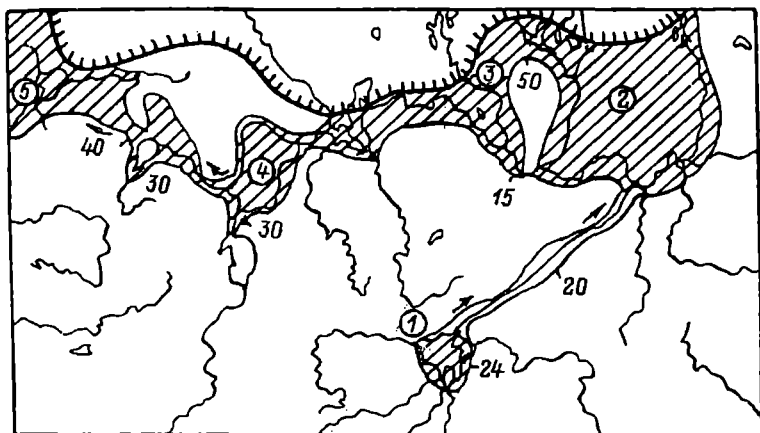


Рис. 76. Отступление ледников невской стадии.

В кружках — приледниковые озера: 1 — Древний Ильмень, 2 — Южоладожское, 3 — Невское, 4 — Чудское, 5 — Южобалтийское.

По палинологическим данным в колонке выделены отложения аллеред и позднего дриаса, перекрытые осадками голоцена.

Верхи аллередских ленточных глин характеризуются довольно низким содержанием диатомей (Давыдова, 1985) — до 2.6 тыс. створок (рис. 75), в среднем же оно не превышает 100—250 створок. Видовое разнообразие также низкое: найдено 11 таксонов рангом ниже рода, причем преобладают диатомеи бентоса. Доминируют обитатели обрастаний: *Fragilaria leptostauron* var. *martyi*, *F. heidenii*, *F. brevistriata*, *Epithemia adnata* (Kutz.) Brebisson. Встречена характерная для позднеледниковых озер *Navicula oblonga*. Из планктонных диатомей единично встречается *Cyclotella comta* (Ehr.) Kutzinger. Позднеледниковые ленточные глины характеризуются погрубением гранулометрического состава отложений вверх по разрезу (Давыдова, Курочкина, 1981). Ведущей в осадках становится крупнопелитовая фракция. Все эти факты свидетельствуют о постепенном обмелении водоема в условиях некоторого улучшения климата.

Пятиметровая колонка донных отложений в расположенном к северу оз. Лача вскрыла только осадки голоцена и не углубилась в позднеледниковые отложения.

Материалы, полученные в результате комплексного изучения донных отложений реликтовых озер Вологодско-Архангельского региона, показывают, что улучшение климата в период аллередского потепления было существенным и вызвало заметный рост продуктивности экосистем озер. Сменившее его последнее позднеледниковое похолодание привело к смене лесных ландшафтов на тундровые. Суровые климатические условия сказались и на развитии жизни в озерах, замедлив их естественное развитие и снизив общую продуктивность водных экосистем.

Отступление ледников невской стадии, происходившее 12 тыс. л. н. (рис. 76), привело к высвобождению ото льда и заполнению талыми водами обширных районов, в том числе — Приневской низменности, котловины Ладожского озера и северных районов Карельского перешей-

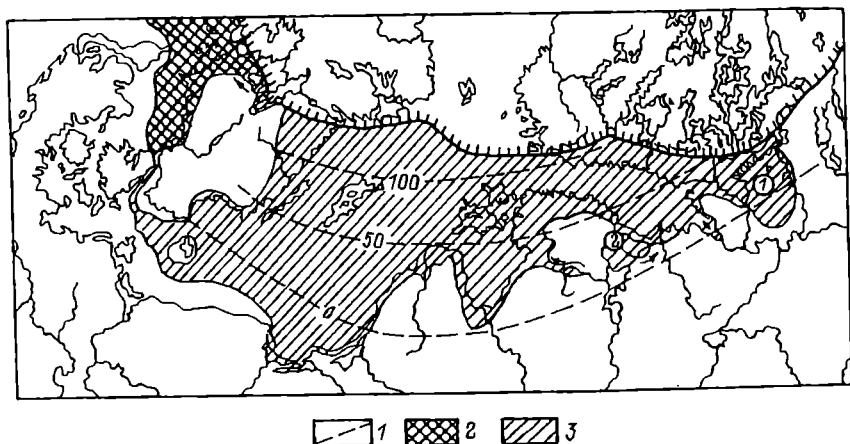


Рис. 77. Балтийское ледниковое озеро 11 тыс. л. н. По Д. Д. Квасову (1975).

1 — изобазы изостатического поднятия, 2 — морские акватории, 3 — озерные акватории. В кружках: 1 — Ладожский залив Балтийского ледникового озера, 2 — Чудское озеро.

ка. Образовалось так называемое оз. Рамсея (Квасов, Краснов, 1967). Его уровень на северных склонах Центральной возвышенности Карельского перешейка достигал 65 м. В начале аллереда (11.8 тыс. л. н.) после спуска оз. Рамсея образовалось Балтийское ледниковое озеро, имевшее огромную акваторию (рис. 77). Его уровень в северо-восточных районах, к которым относится территория Карельского перешейка и Северного Приладожья, достигал порядка +50 м. Отложения приледниковых озерных бассейнов (ленточные глины) широко распространены и часто выходят на дневную поверхность в Приневской низине и на Карельском перешейке. Многочисленные озера этой территории являются реликтами, сохранившимися в понижениях рельефа после спуска Балтийского ледникового озера 10 200 л. н. Этот временной рубеж принято считать окончанием последней ледниковой эпохи. Отложения позднеледниковья вскрыты в ряде озер Карельского перешейка, одним из которых является оз. Красное.

Озеро Красное. Озеро Красное (60°32' с. ш., 29°42' в. д., абс. выс. 16.5 м) расположено на северном склоне Центральной возвышенности Карельского перешейка и имеет площадь 9.2 кв. км, среднюю глубину 7.2 м, а максимальную — 14.6 м. Геологическое бурение (Грейсер, 1967) и геоакустическое профилирование (Абрамова и др., 1966) показали, что в котловине озера вскрыта уникальная по мощности толща позднеледниковых ленточных глин, достигающая 82 м. Материалы трех скважин были обработаны спорово-пыльцевым и диатомовым методами (Малысова, Соколова, 1967). В ленточных глинах диатомеи (Вишневская, Давыдова, 1967) малочисленны. В массе встречены планктонные *Aulacoseira islandica*, *Stephanodiscus rotula* и перифитонная *Cymbella silesiaca*. Донные отложения среднеледникового времени сформировались в прибрежной части глубокого холодноводного бассейна, по берегам которого была развита в основном перигляциальная растительность.

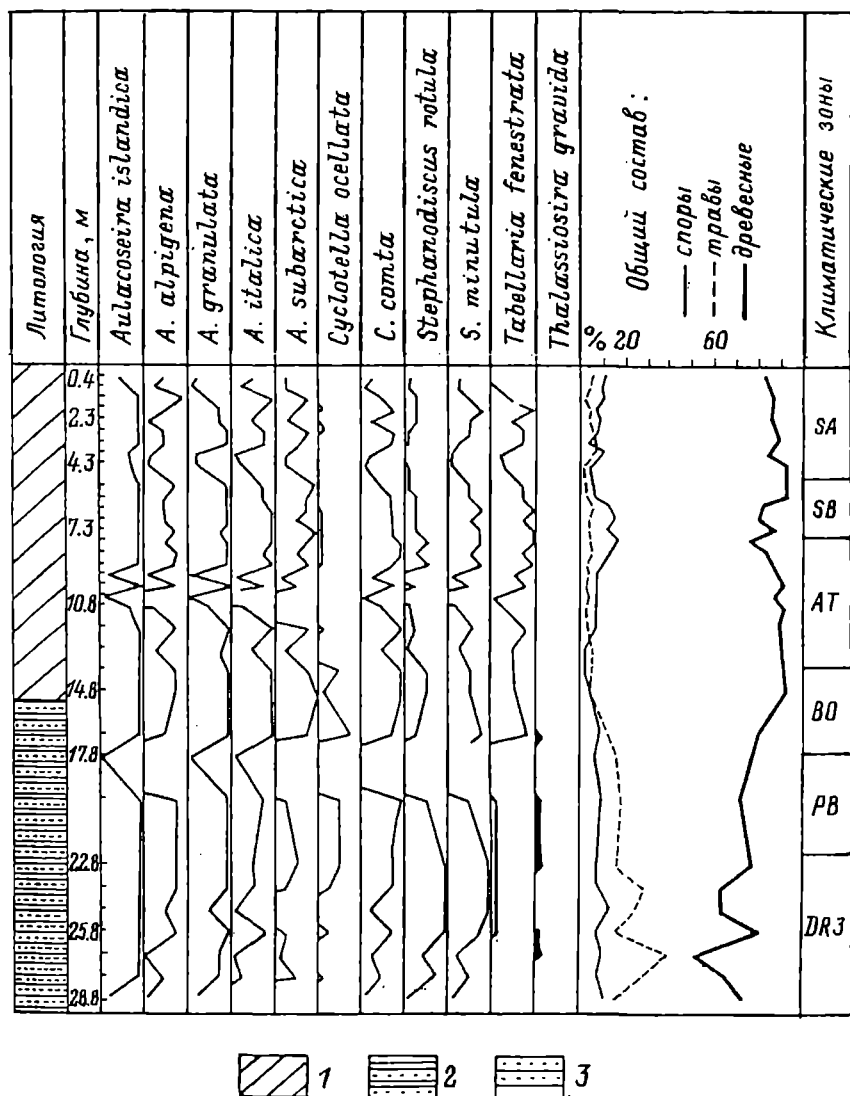


Рис. 78. Диатомовая диаграмма донных отложений оз. Красного.

1 — илы, 2 — гомогенные и микроленточные глины, 3 — ленточные глины с мощными песчаными слоями.

Выше по разрезу залегают отложения аллереда (25—34 м), в которых преобладает пыльца сосны (30—57 %), встречается пыльца ели (10—12 %) и ольхи (10—22 %). Среди травянистых преобладают полыни (40—45 %) и маревые (10—20 %), много пыльцы злаков и мезофильного разнотравья. Отложения более богаты диатомовыми водорослями. Кроме указанных выше доминантов в них в массе развиваются *Stephanodiscus*

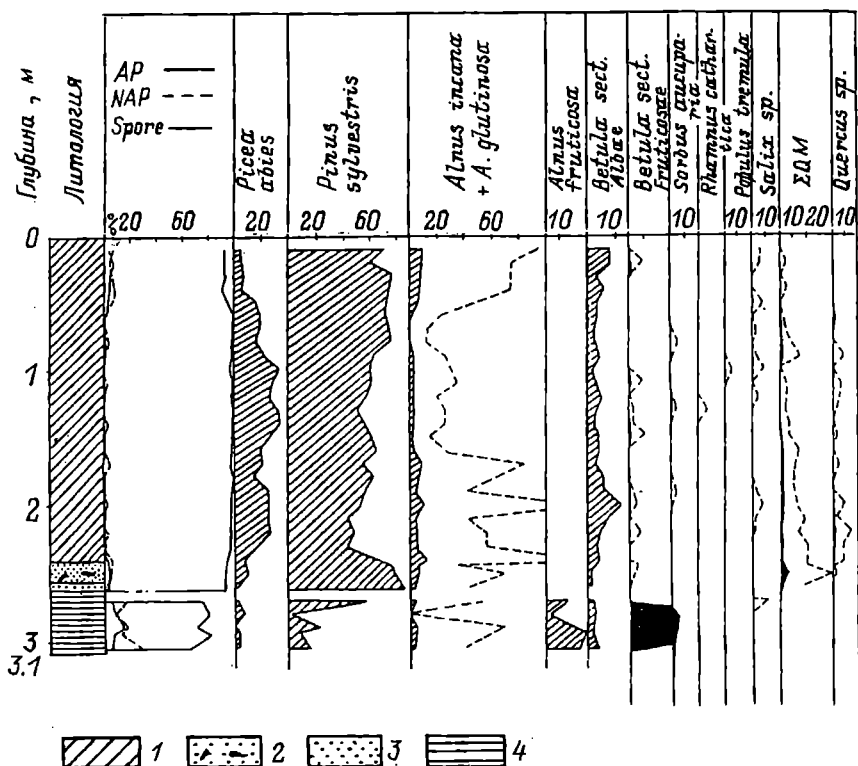


Рис. 79. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Мян­тиллампн.

1 — илы, 2, 3 — пески, 4 — глины, AP — древесные, NAP — травянистые, Spore — споры.

rotula var. *intermedia* и бентосные *Cymbella* и *Gomphonema olivaceum* (Horn.) Brebisson. В период аллередского потепления в водоеме развивались более пышные заросли макрофитов, несколько обогатился состав планктона. На окружающих территориях произрастали сосновые леса с участием ели и лиственных пород.

В отложениях позднего дриаса в общем составе спектра господствуют травянистые растения (25—45 %) и споры (30—50 %), среди травянистых абсолютно господствуют полыни (60—70 %). Встречены единичные зерна пыльцы эфедры. В диатомовых комплексах при доминировании планктонных диатомей возрастает разнообразие бентосных видов — *Amphora ovalis* Kutzing, *Cymbella helvetica* Kutzing, *C. stuxbergii* Cleve, *C. cistula* (Ehr.) Kirchner, *Didymosphenia geminata* (Lungb.) M. Schmidt. Большое разнообразие диатомей перифитона говорит о снижении глубины бассейна и развитии зарослей макрофитов. Вероятно, последняя волна холода сказалась в основном на продуктивности водорослевых сообществ, но не на их видовом разнообразии. Выше залегают осадки голоцена.

В скважине 3933, расположенной в центральной части озера Красного на глубине 11 м и пробуренной до кристаллического фундамента, в осно-

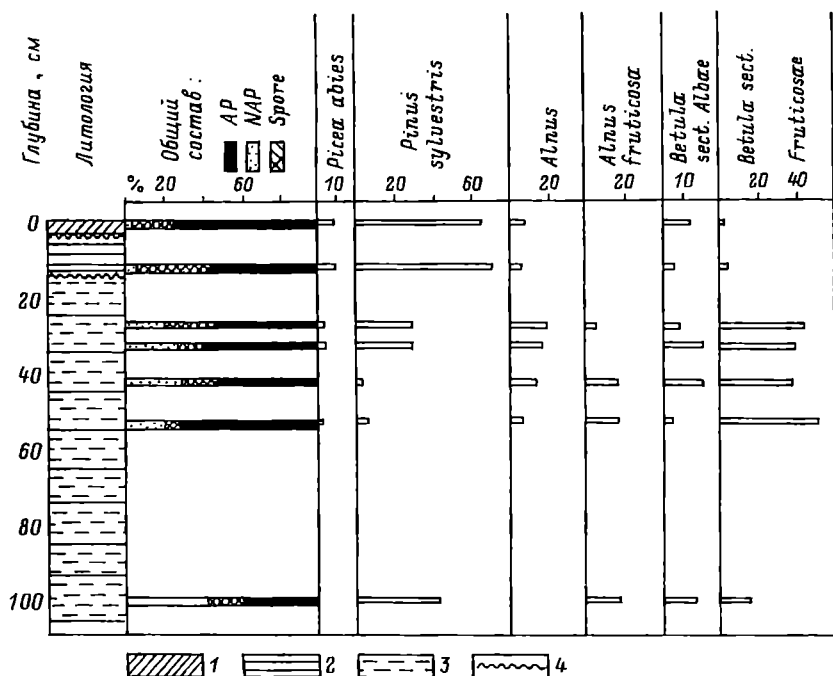


Рис. 80. Палинологическая диаграмма донных отложений оз. Большого Ракового.

1 — наил, 2 — глина гоомогенная, 3 — глина ленточно-слоистая, 4 — перерыв в осадконакоплении.

В озере взята колонка донных отложений длиной 312 см, которая имеет следующее строение:

- 0—241 см — ил темно-коричневый, алевроит-пелитовый, органогенный.
- 241—257 см — песок серый, плохо отсортированный, грубозернистый с остатками дресины.
- 257—261 см — песок тонкий, хорошо отсортированный.
- 261—312 см — глина серая, ленточная.

Для разреза получены радиоуглеродные датировки:

- 50—55 см, ил — 1740 ± 90 л. н., ЛУ-3243.
- 85—95 см, ил — 2850 ± 110 л. н., ЛУ-3115.
- 250—270 см, древесные остатки — $10\,790 \pm 680$ л. н., ЛУ-3247.

Данные абсолютного возраста и выполненный палинологический анализ (рис. 79) показывают, что пройденные колонкой нижние горизонты отложений образовались в позднем дриасе (интервал 261—312 см) и перекрыты песчаными осадками, фиксирующими перерыв в осадконакоплении. Выше по разрезу залегают отложения голоцена. В позднедриасовых микроленточных глинах господствует пыльца недревесных растений, главным образом полыней и маревых, а также карликовой березы и кустар-

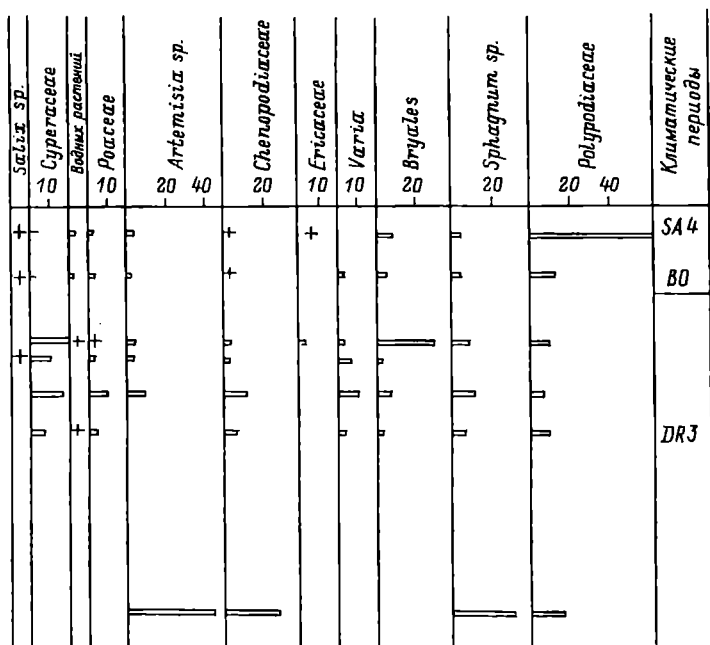


Рис. 80 (продолжение).

никовых берез (до 30 %), ольховника (до 15 %). Содержание диатомей низкое — до 9 тыс. створок в грамме воздушно-сухого осадка. Доминантами являются бентосные диатомеи: эпифитные *Fragilaria*, донные *Navicula radiosa* Kutzing, *N. pupula* Kutzing, *Stauroneis anceps* Ehrenberg. Но единственным доминантом в осадках является планктонная *Aulacoseira islandica*. Таким образом, здесь мы снова встречаем отложения прибрежной части Балтийского ледникового озера с разнообразным составом диатомей, но при небольшом их содержании в осадках.

Озеро Большое Раковое. Озеро Большое Раковое (абс. выс. 12.5 м) расположено в северной части низменной части Карельского перешейка и принадлежит к системе Вуоксы. Это оригинальный водоем, площадь зеркала которого меняется почти вдвое — от 7.8 до 14 млн кв. м в зависимости от водности года. Соответственно изменяется и его глубина — от 0.21 до 0.69 м. Площадь водосбора озера составляет 371 кв. км, оно отличается большой открытостью (до 37.1) и большим водообменом. Следствием природных особенностей озера является практическое отсутствие в нем современных донных отложений, что было установлено в результате изучения их строения. Для этого в северном плёсе озера с глубины 120 см была взята колонка донных отложений длиной 250 см следующего строения:

- 0—5 см — бурый наилок с песком и гравием.
- 5—6 см — алевритовая белесая прослойка.
- 6—15 см — глина серая, однородная, вязкая.
- 15—110 см — глина серая, ленточнослоистая с линзами и слоями алеврита.
- 110—125 см — глина буровато-серая того же характера.

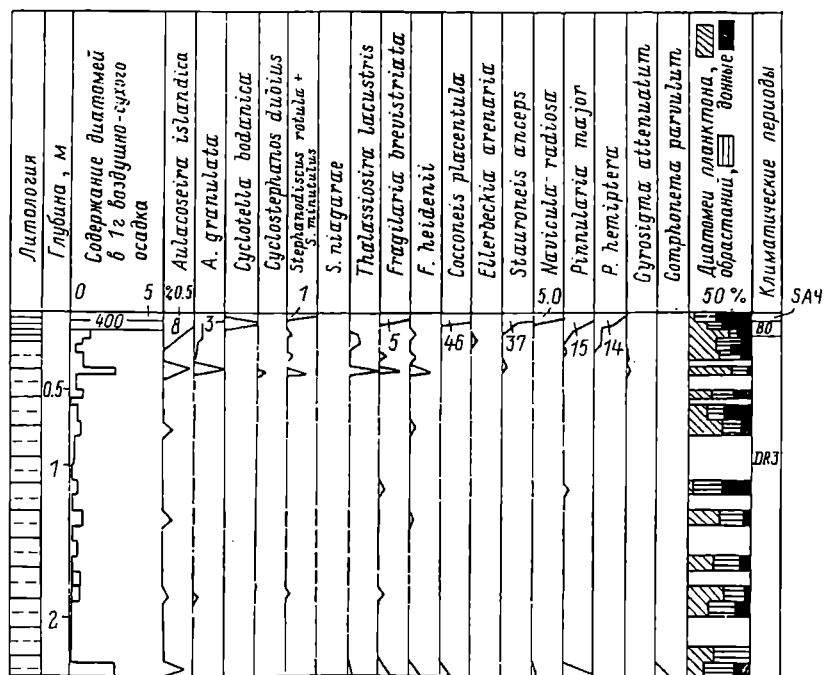


Рис. 81. Диатомовая диаграмма донных отложений оз. Большого Ракового.

Усл. обозн. см. на рис. 80.

Палинологический анализ (рис. 80) показал, что ленточные глины в основании (глуб. 15—250 см) колонки сформировались в позднедриасовую эпоху. Было установлено, что в ленточных глинах преобладают пыльца и споры недревесных растений. Пыльца травянистых растений содержится в количестве 18.6—38.5 %, споры — 10—26 %. По флористическому составу травянистые растения разнообразны. Абсолютными доминантами среди них являются полыни (до 44 %), маревые (до 32 %) и осоковые (до 18 %). В незначительных количествах встречается пыльца разнотравья (до 10 %). Единично отмечена пыльца водных и прибрежно-водных растений (тростник, рогоз, ежеголовник и др.). В группе споровых преобладают зеленые (до 30 %) и сфагновые (до 31 %) мхи. В составе пыльцы древесно-кустарниковой группы доминирует пыльца кустарниковых берез (до 54 %) и ольховника (до 18 %); постоянно, но в малых количествах, присутствует пыльца сосны и березы, пыльца ели и ив встречается единично. Состав палинологических спектров свидетельствует, что на водосборах озера господствовала перигляциальная растительность — тундровые группировки чередовались со степными сообществами, изредка в защищенных местообитаниях сохранялись островки лесной растительности, что характерно для дриасовых эпох (рис. 80).

Позднедриасовые ленточные глины (15—250 см) слабо насыщены створками диатомей, содержание которых не превышает 3.5 тыс. в грамме воздушносухого осадка (рис. 81). В бурых ленточных глинах (110—

250 см) содержание створок планктонных и бентосных диатомей примерно одинаковое, в ряде горизонтов обитатели бентоса даже преобладают. Доминируют планктонная *Aulacoseira islandica*, эпифитная североальпийская диатомея *Fragilaria heidenii* и донная *Pinnularia major* (Kutz.) Rabenhorst. Состав субдоминантов достаточно пестрый — в разных горизонтах отложений преобладают разные диатомеи. Это и типичные для мезотрофных и эвтрофных вод планктонные *Aulacoseira granulata*, *Cyclostephanos dubius* и широко распространенные диатомеи обрастаний *Cocconeis placentula* Ehrenberg, *Fragilaria brevistriata*, *F. construens* var. *venter*.

В верхнем интервале ленточных глин (15—110 см) доминируют планктонные *Aulacoseira islandica*, *Thalassiosira lacustris* (Grun.) Hals и те же бентосные диатомеи, что и в нижнем интервале. В число субдоминантов, кроме ранее указанных, входит *Stephanodiscus minutulus*. Встречены характерные для водоемов позднеледникового донные *Ellerbeckia strenaria* и *Gyrosigma attenuatum*. Общая численность планктонных диатомей здесь несколько выше, чем диатомей бентоса. Осадконакопление по материалам диатомового анализа происходило в прибрежной зоне пресноводного холодного бассейна, каковым и являлось Балтийское ледниковое озеро.

Исследованные нами отложения Балтийского ледникового озера, залегающие в котловинах современных озер под слоем осадков голоцена, характеризуют относительно мелководные участки этого древнего водоема, занимавшего в период позднего дриаса огромные акватории современной Балтики и Ладоги. Это было последнее обширное приледниковое озеро на территории Северо-Запада Русской равнины.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОЗЕРА БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА¹

В Балтийский регион входят Эстония, Латвия, Литва и Калининградская область Российской Федерации, расположенные в северо-западной части Восточно-Европейской равнины и характеризующиеся небольшими относительными и абсолютными высотами территории. Наибольшая абсолютная высота (318 м) расположена на Хааньянской возвышенности в юго-восточной части Эстонии (г. Суур-Мунамяги), относительные высоты редко превышают 50 м. Благодаря равнинности и гумидному морскому климату рассматриваемые территории сильно заболочены и характеризуются обилием озер. Такие же условия существовали во время прошлых межледниковых эпох плейстоцена. В ранне- и позднеледниковое время широкое развитие получили озерно-ледниковые водоемы, эволюция которых наиболее детально изучена в ходе деградации последнего ледникового покрова (Аболтыньш и др., 1974; Паукас, 1992).

В настоящее время в Балтийском регионе изучено свыше 150 местонахождений древнеозерных отложений разного возраста. Наибольшее число их расположено в юго-восточной части региона, в Литве, где содержатся наиболее полные разрезy плейстоценовых осадков региона.

Расположение озер и их физико-географическая обстановка в течение плейстоцена сильно менялись. По озерам каждого отдельного отрезка плейстоцена имеется неодинаковое количество данных. Лучше других изучены озера самого молодого мяркинского (микулинского, эемского) межледниковья. Данный факт естественный, так как озерные отложения этого возраста залегают неглубоко от поверхности, обычно выше уреза современных рек, и покрыты, как правило, глянцигенными отложениями последнего оледенения, а за пределами границы распространения ледника последнего оледенения они залегают под маломощным покровом делювия, порой даже под озерными или болотными отложениями голоцена (Даниланс, 1973; Кондратене и др., 1984; Лийвранд, 1990). Отложения мяркинского межледниковья наименее подвергнуты эрозионным и экзарационным процессам. В течение последнего десятилетия много новых данных

¹ О. П. Кондратене, А. В. Паукас.

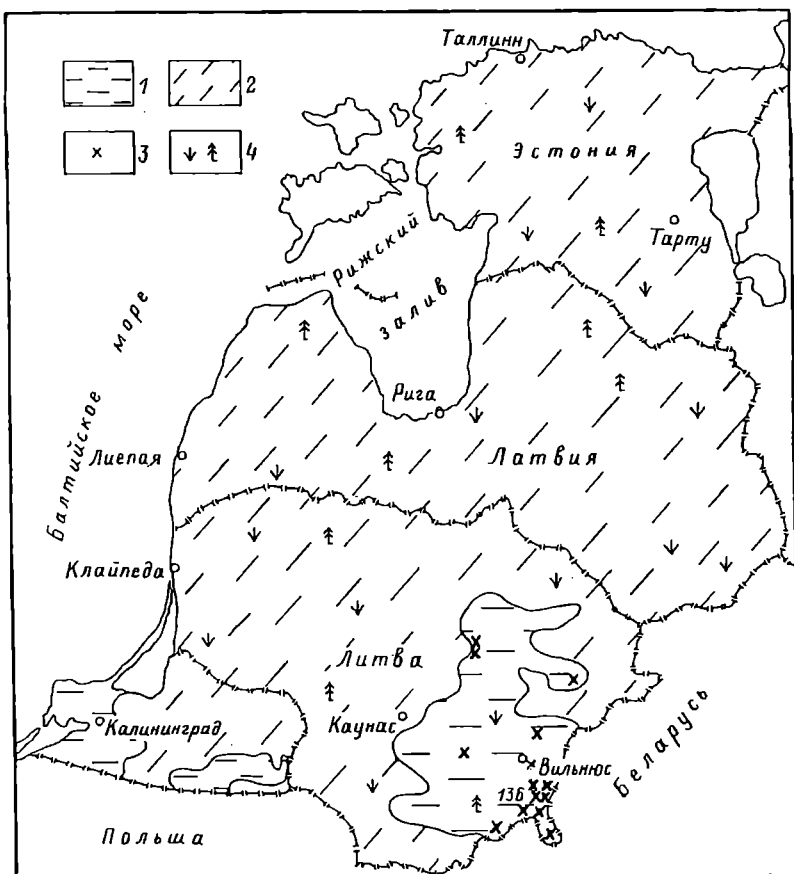


Рис. 82. Палеогеография даугайтского времени по О. П. Коидратене.

1 — область озерной аккумуляции, 2 — область денудации, 3 — местоположение изученных озерных отложений, 4 — лесостепные ландшафты.

получено и по озерным отложениям бутенского (лихвинского, голыштейнского) межледникового и даугайтского отрезка времени. Наименее изучены отложения озер туряльского и снайгупельского межледниковий.

Озерные отложения в данном обзоре описаны согласно новейшим стратиграфическим схемам Балтийских республик, одобренных в 1993 г. на II стратиграфической конференции в Вильнюсе (Каталог стратотипов..., 1993).

Озера даугайтского времени. К даугайтскому времени относятся отложения, залегающие между слоями аниксыйского горизонта верхнего плиоцена и подошвой дзукийской морены. Геохронология этой стратиграфической единицы, по мнению большинства исследователей, охватывает промежуток времени от 0.7 до 1.6 млн лет. Отложения данного возраста установлены только в восточной части Литвы и, возможно, Калининградской области (рис. 82). На территории Латвии и Эстонии отложения даугайтского возраста пока не установлены. Особенно

широко даунмантайские отложения распространены в окрестностях г. Аникшй и юго-восточнее Вильнюса. Наиболее часто они представлены алевритом, мелко- и тонкозернистым песком, реже — средне- и крупнозернистым песком, глиной, сапропелитом, торфом или озерной известью. Кластогенные отложения часто бывают гумусированными, содержат древесину или растительные остатки. В вертикальном разрезе литологический состав порой очень пестрый. Мощность слоев колеблется от нескольких сантиметров до 7—10 м. Общая мощность осадков варьирует в больших пределах — от 1 до 35 м. На основании литологических и палеоботанических данных можно утверждать, что отложения даунмантайского времени представлены в основном разнообразными озерными, реже речными фациями. Имеются слои, генезис которых проблематичен, особенно в случаях, когда они не содержат палеоботанических остатков. Надежным критерием для установления генезиса могла бы служить флора диатомовых водорослей, но, к сожалению, даунмантайские отложения диатомовую флору содержат в очень редких случаях.

Литологические и палеоботанические данные свидетельствуют о том, что в даунмантайское время широко распространялись озера старичного типа. Существует также мнение, что даунмантайские отложения Юго-Восточной Литвы формировались в едином мелководном водоеме тектонического происхождения (Чепулите, 1970; Саткунас и др., 1991), так как в пределах площади распространения даунмантайских отложений характерные крупнозернистые русловые фации отсутствуют. Пестрота литологического состава близко расположенных разрезов и различия палеогеографических условий формирования, сходных по литологическому составу осадков на одинаковых абсолютных уровнях, противоречат, по нашему мнению, идее существования в даунмантайское время единого водоема. Нет ни одного случая, где в двух разрезах наблюдались бы аналогичные палеогеографические условия формирования осадков, хотя палеоботанически изученных разрезов много и сеть буровых скважин юго-восточнее г. Вильнюса очень густая. Большой единый водоем или несколько более крупных обособленных водоемов могли образоваться в юго-восточной Литве только в отдельных промежутках времени при наличии влажного холодного климата, в частности накануне дзукийского оледенения.

По даунмантайским озерным отложениям накоплен большой фактический материал, однако проблема стратиграфического их расчленения до сих пор не решена. Основной причиной являются фрагментарность разрезов и отсутствие убедительных критериев для их коррелирования. Существуют также разногласия при интерпретации палинологических данных. Факт, что в отдельных отрезках даунмантайского времени существовали степные и лесостепные ландшафты, неоспорим. Однако только по палинологическим данным порою очень трудно восстановить бывшие климатические условия. Сложно решить вопрос о том, связано ли обеднение состава пыльцевых спектров с похолоданием или засушливостью климата. Не выявлено, характеризовался ли даунмантайский бореальный климат малооблачной и бесснежной зимой или был аналогом климата современных степей. Палинологические данные отрезков оптимальных климатических условий даунмантайского времени имеют большое сходство: в составе древесной пыльцы обычно преобладает пыльца сосны, березы

и ели. Содержание пыльцы широколиственных, как правило, не превышает 20 %, среди нее доминирует пыльца дуба. Пыльца липы и вяза присутствует в небольшом количестве (в сумме 3—4 %), а пыльца граба встречается единичными зернами или вообще отсутствует. Травянистая группа пыльцы представлена в основном пыльцой злаков, осок, полыней и лебедовых. Пыльца других семейств встречается в небольшом количестве. В разрезах не прослеживается резко выраженной дифференциации состава лесной растительности. Не выявляется также характерная для межледниковий смена климатических условий. Как правило, не прослеживается отрезок времени с теплым и влажным климатом. Таким образом, если отложения умеренно теплых промежутков времени находятся не в одном разрезе, то по палинологическим данным трудно установить, к какому отрезку времени они относятся. Упомянутые сложности интерпретации палинологических данных в большой степени связаны с наличием перерывов в осадконакоплении и наличием переотложенной пыльцы, которая по разрезу распределена очень неравномерно. Погрешности спектров, которые могут быть связаны с переотложенной пыльцой, решаются с помощью двух основных критериев — содержания древних спороморф и концентрации пыльцы в осадке (фреквенции). Во внимание принимаются также литологические особенности. Под термином «древние спороморфы» мы подразумеваем дочетвертичную пыльцу и споры (в данном случае в основном палеогена и неогена), а также перидинии, акритархи и ядра фораминифер. Процентное содержание этой группы подсчитывается от остальной части пыльцы. Количество древних спороморф является хорошим показателем проявления процессов переотложения, а концентрация пыльцы — характера растительности и наряду с литологическими данными — скорости осадконакопления.

Сложности решения хроностратиграфических и палеогеографических вопросов даумантайского времени и особенности озерного осадконакопления более наглядно будут видны при рассмотрении конкретного разреза. Один из наиболее интересных и полных разрезов был пройден скв. Винджен-136, пробуренной в 35 км юго-восточнее г. Вильнюса вблизи границы с Беларусью. Отложения даумантайского возраста, установленные на глуб. 136.5—164.0 м, залегают между дзукийской мореной (мощностью 6.5 м) и песчано-алевритистыми отложениями аникшайского горизонта верхнего плиоцена. Литологический состав в обобщенном виде следующий:

lg, lldm — 136.5—145.0 м — алеврит, светло-серый до темно-серого с зеленоватым оттенком, наблюдается переслаивание более песчанистых прослоев с более глинистыми. Песчанистые прослои более мощные (1—2 м) и светлее, чем глинистые (0.5—1 м). В верхней части присутствуют прослои (до 20 см), пропитанные гидроокислами железа. Весь слой некарбонатный.

145.0—148.6 м — глина алевритистая, карбонатная, серо-бурая с зеленоватым оттенком, слабогумусированная. Органическое вещество распределено неравномерно — в верхней части органики больше. Весь слой карбонатный,

a, lldm — 148.6—150.4 м — песок тонкозернистый с прослоями алевритистого, светло-серый, слабокарбонатный.

lldm — 150.4—152.5 м — алеврит песчанистый, в нижней части глинистый, серый с буроватым оттенком, слабогумусированный, с прослойками до 1 см мохового торфа, карбонатный.

- h I dm — 152.5—152.7 м — торф буровато-черный, хорошо разложившийся, сирессованный, слабокарбонатный.
- I I dm — 152.7—153.4 м — алевроит песчанистый, сапропелевидный, оторфованный, карбонатный, серо-бурого цвета.
- al, II dm — 153.4—154.6 м — переслаивание песчанистого и глинистого алевроита с прослоями песка. Мощность прослоев от 10 до 30 см. Цвет серый до зеленовато-серого. В отдельных интервалах прослеживается более мелкая горизонтальная слоистость. Отложения слабокарбонатные.
- I I dm — 154.6—158.8 м — алевроит песчанистый, сапропелевидный, некарбонатный, в верхней части — серо-бурый, в нижней — темно-бурый, с остатками обуглившейся древесины. Нижний контакт постепенный. Отложения некарбонатные.
- 158.8—160.0 м — алевроит глинистый некарбонатный, гумусированный, серо-бурый. Содержание органики вниз постепенно уменьшается, нижний контакт резкий.
- gl? I dm — 160.0—162.0 м — алевроит сильнопесчанистый, некарбонатный, с включением небольших валунов доломита (76 %) и кристаллических пород (19 %), светло-серый; текстура в разломах массивная, напоминающая морену.
- lg? I dm — 162.0—163.7 м — алевроит глинистый, серый с зеленоватым оттенком, некарбонатный.
- l?N₂an₂ — 163.7—172.0 м — песок тонкозернистый, алевроитистый с прослоями песчанистого алевроита, сильно гумусированный, темно-серый до буро-серого, с обуглившейся древесиной. Содержание органики по разрезу распределено неравномерно. Отложения некарбонатные.
- K₂cm₁ — 172.0 м и глубже — песок мелкозернистый глауконитовый, серо-зеленый, некарбонатный.

Палинологические данные описанных отложений приведены на рис. 83 и 84 (см. вкл.). Они хорошо иллюстрируют палеогеографические условия времени формирования осадков. Не углубляясь в детали анализа палинологических и литологических данных, рассмотрим лишь общую картину развития палеогеографических условий и возможности стратиграфического расчленения этих отложений.

Богатые органическим веществом некарбонатные песчано-алевритистые отложения, залегающие выше глауконитовых песков верхнего мела (интервал 164.1—172.0 м), формировались еще в благоприятных для развития лесной растительности климатических условиях, имеющих признаки континентальности (рис. 83). Содержание пыльцы теплолюбивых лесных пород небольшое, их сумма не превышает 10 %. Вряд ли можно было бы эту пыльцу отнести к группе переотложенных, так как их распределение в разрезе не подчиняется кривой древних спороморф. Принимая во внимание видовой состав хвойных (пыльца подрода *Нарлохylon* составляет 5—8 %), а также лиственных, можно заключить, что в лесах произрастали виды, характерные для неогеновой флоры. Могли существовать и необлесенные площади. Похожие палеогеографические условия в южной части Балтийского региона установлены для конца аниксийского времени плиоцена. Слой глинистого алевроита (гл. 162.8—163.7 м), залегающий выше описанного, был образован уже в условиях более континентального, чем предыдущий, климата. За счет ухудшения климатических условий растительность обеднела, из ее состава исчезли виды, требующие мягкого климата, остепненные площади расширились.

На глуб. 163.7 м имеется довольно резкая литологическая граница. Состав палинологических спектров также очень резко изменяется. Это позволяет считать, что на данном уровне возможен перерыв в осадкона-

копления. Такое предположение вытекает из резкого изменения видового состава спектров и из данных по насыщенности пылью. Содержание пыльцы от 3—4 тыс. зерен в 1 г в ниже залегающем слое внезапно уменьшается до 50—100 зерен на границе описываемого слоя. Данный факт указывает на смену условий осадконакопления, а также на смену палеогеографических условий во время образования осадков. Вполне возможно, что перерыв был довольно продолжительным и образование слоя 162.0—163.7 м с палеогеографической точки зрения можно связывать уже со слоем мореноподобных алевритов, залегающих выше (глуб. 160—162 м). Нижняя граница плейстоцена проводится нами на уровне 163.7 м.

Генезис мореноподобного алеврита, залегающего на глуб. 160.0—162.0 м, окончательно не установлен. В большинстве случаев палеонтологические остатки, в том числе и пыльца, в них не были обнаружены. В тех пробах, где пыльца была найдена, насыщенность ею была очень незначительной (10—20 зерен в 1 г), вся пыльца вполне может быть во вторичном залегании. Данный факт не противоречит мнению, что упомянутые отложения являются мореной (Гайгалас, Мелешите, 1991; Саткунас и др., 1991).

Залегающая выше мореноподобных отложений толща (глуб. 136.5—160.0 м) образовалась в сложных палеогеографических условиях (рис. 96). Отложения первого пылевого комплекса (глуб. 158.8—159.8 м) имеют спектры, свидетельствующие о произрастании сосново-березового редколесья при наличии значительных необлесенных территорий. Климатические условия с признаками континентальности не были благоприятными для развития сплошной лесной растительности.

Отложения второго пылевого комплекса образовались в более благоприятных климатических условиях, которые все же не были постоянными, а в определенной степени менялись. В составе лесов на протяжении всего этого времени были достаточно развиты широколиственные породы, особенно дуб. В первой половине преобладали светлостойные породы, позднее — темнохвойные, которые в конце этого отрезка времени вновь уступили место светлостойным. Пыльца представителей неогеновой флоры имеет дальний ветровой занос из более южных районов. Однако не исключена возможность их произрастания в более пригодных эдафических условиях. Присутствие в составе спектров пыльцы лиственницы, эфедры и рододендрона дает основание думать, что леса не были густыми и могли существовать безлесные участки.

Отложения интервала 153.4—154.6 м, представленные переслаиванием песчанистого и глинистого алеврита с прослойками песка, формировались в прибрежной части палеоводоема при наличии более влажного и более сурового климата (III пылевой комплекс). Палинологические данные указывают на близость заболоченных местностей: наличие в спектрах большого количества спор сфагновых мхов (до 25 % суммы пыльцы древесных растений), пыльцы вереска (до 23 % суммы пыльцы древесных растений) и восковника (*Myrica*) (в отложениях верхней части II комплекса).

На уровне 153.6 м (между III и IV пылевыми комплексами) существует перерыв в осадконакоплении: в разрезе отсутствуют кластогенные

отложения длительного промежутка времени, которые в соседних разрезах содержат спектры, характерные для тундро-степного ландшафта.

Палинологические данные оторфованного алевроита, залегающего на глуб. 152.5—153.4 м (IV комплекс), сильно отличаются от ранее описанного слоя. В соседнем разрезе аналогичного возраста торфянистые отложения составляют 2 м мощности и имеют пыльцевую диаграмму, характерную для начала межледниковья. В подошвенной части слоя хорошо выделяется фаза пионерных лесов. Содержание пыльцы березы древовидной наряду с кустарничковой составляет 95 %. Выше по разрезу березовые леса сменяются сосновыми, а последние — еловыми. К сожалению, во всех изученных разрезах диаграммы обрываются на одном и том же уровне — распространении еловых лесов. Подтверждением прекращения осадконакопления в описанном разрезе может служить и прослой хорошо спрессованного торфа, залегающего в кровле оторфованного алевроита.

На уровне 152.5 м состав спектров вновь резко меняется и характеризует тундро-степные ландшафты (*Selaginella selaginoides* + *Ephedra*). Песчано-глинистые отложения интервала 145.4—152.5 м образовались в условиях сурового и достаточно влажного климата. Промежутки времени более влажного климата чередовались с более засушливыми. Такие условия характерны для первой половины ледниковой эпохи. Между отложениями IV и V пыльцевого комплексов фиксируется длительный перерыв. На данном уровне еловые леса внезапно сменяются безлесной растительностью. Таким образом, из разреза выпадает летопись длительного промежутка времени.

Из выпеззалегающих отложений (интервал 136.5—145.4 м) пыльца не была выделена, не были установлены и остатки диатомовых водорослей. Литологический состав этой 9-метровой толщи похож на нижележащий слой, но формировалась она в другой палеогеографической обстановке. Не вызывает сомнения, что вся толща образовалась в условиях сурового, непригодного для развития древесной растительности климата. Несложные травянистые ассоциации могли в то время существовать только в более пригодных эдафических условиях. Такой вывод подтверждается пыльцевым спектром, установленным на глуб. 139.8 м, где пыльца травянистых растений (в основном злаков и осок) составляет 85 %, концентрация пыльцы очень низкая — 20 зерен в 1 г; никаких других растительных остатков не установлено. Это говорит о том, что осадконакопление происходило быстро, озеро было пресноводным олиготрофным. Так как на описываемой части территории эти немые алевроитистые отложения имеют широкое распространение, следует думать, что водоем был обширный. Самая верхняя часть слоя могла формироваться уже в условиях приледниковой пустыни, образовавшейся в связи с наступлением края ледника дзукийского времени, так как моренный суглинок, датируемый дзукийским возрастом, непосредственно перекрывает описываемые отложения.

Из приведенных палинологических и литологических данных видно, что в описанном разрезе выше аниксийских отложений, которые мы относим к плиоцену, прослеживаются следы двух умеренно теплых промежутков времени и трех интервалов — холодного, сурового климата.

Основываясь на данных по другим скважинам Вильнюсского района, в толще, залегающей между мореноподобными отложениями внизу, и дзукийской мореной, залегающей в кровле, мы выделяем отложения трех умеренно теплых промежутков времени в ранге межледниковий.

Как видно из рассмотренного разреза, палеогеографические условия в течение даунмантайского времени менялись неоднократно и в большом диапазоне. За это время несколько раз сменялись типы растительных формаций. Хвойные или хвойно-широколиственные леса были сменены редколесьем, а последние — степью или тундростепью и наоборот. При суммировании имеющегося фактического материала создается впечатление, что даунмантайские озера развивались в основном в лесостепных ландшафтах. Такие ландшафты могли существовать временно даже в умеренно теплых условиях. Рельеф был выровнен, медленно текущие реки не имели глубоко врезанных террасированных долин. Климат сильно менялся, но длительное время характерной его чертой была засушливость.

Озера тургяльского (жидиньского) межледниковья. В юго-восточной части Балтийского региона установлено несколько местонахождений озерных отложений, приуроченных к нижней части гляцигенной толщи. Палеогеографические условия времени накопления этих озерных отложений сильно отличаются от более поздних умеренно теплых периодов плейстоцена, а именно бутенского, снайгупельского и мяркинского. Все они в настоящее время относятся к тургяльскому межледниковью — времени между дзукийским и дайнавским оледенениями.

Несмотря на малочисленность изученных местонахождений (рис. 85), имеющийся фактический материал позволяет достаточно полно восстановить ход развития растительности, климатические условия и этапы озерного осадконакопления между отмеченными выше оледенениями. В некоторых местонахождениях сохранился полный цикл осадкообразования, начиная от позднеледниковья дзукийского оледенения на протяжении всего тургяльского межледниковья и раннеледниковья дайнавского оледенения. Все изученные местонахождения расположены в пределах сравнительно небольшой территории. Все без исключения озерные бассейны охарактеризованы по одному разрезу, что не дает возможности судить о физико-географической обстановке палеоводоема. Преобладающее большинство из них, по всей вероятности, гляцигенного происхождения, но бывают и озера старичного типа. Старичные осадки, как правило, охватывают лишь незначительную часть межледниковья. Поэтому их значение при восстановлении палеогеографических условий невелико.

Все установленные озера тургяльского времени были мелководными и небольшими по площади. Максимальная глубина их, видимо, не превышала 30 м. Осадконакопление в них происходило неравномерно и за счет разных источников. В котловинах гляцигенного происхождения на первых этапах существования озер осадконакопление происходило быстро, в основном за счет эрозионно-денудационного материала, приносимого с окружающей территории. С развитием растительного покрова, особенно с появлением первых лесов из пионерных древесных пород, привнос кластогенного материала сильно сократился и основными источниками питания в замкнутых водоемах стали планктон, растительные остатки, продукты жизнедеятельности живых организмов, пыль и пыльца, прино-

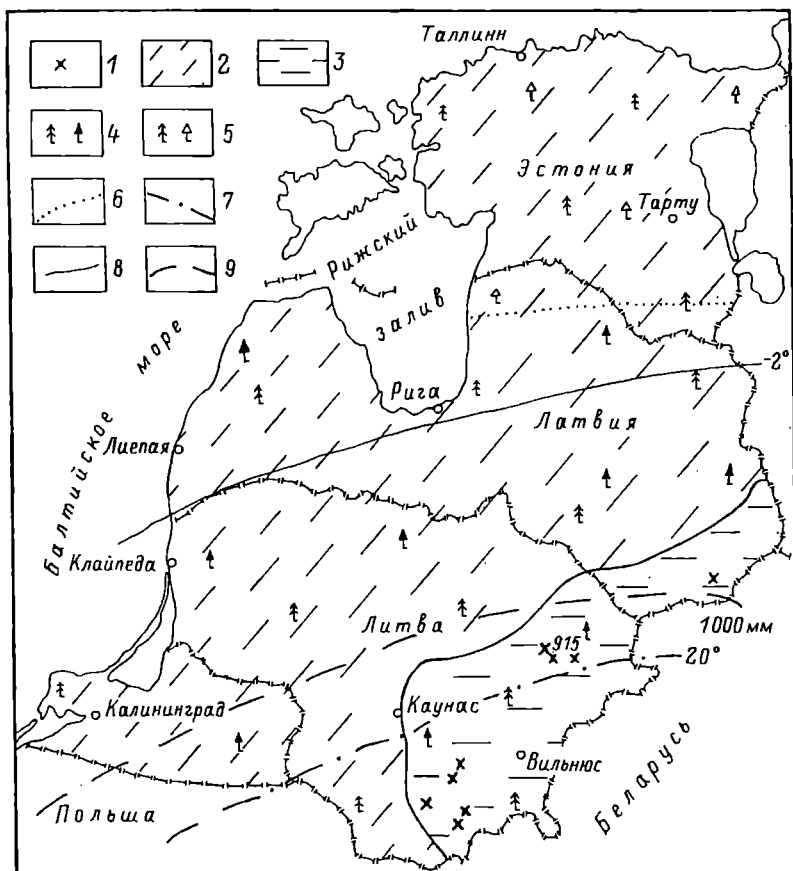


Рис. 85. Палеогеография времени максимального распространения граба в тургайском межледниковье. По О. П. Кондратеню.

1 — местоположение изученных открытых отложений тургайского межледниковья, 2 — область с преобладанием денудационных процессов, 3 — область аккумуляции, 4 — хвойно-широколиственные леса с преобладанием граба, 5 — хвойно-широколиственные леса с преобладанием дуба и вяза, 6 — северная граница распространения граба, 7 — среднесуточная температура, 8 — среднеянварская температура, 9 — сумма осадков за год.

симые с окружающей территории. Скорость осадконакопления сильно замедлилась. На заключительном этапе тургайского межледниковья привнос кластогенного материала увеличился, доля органогенного материала уменьшилась и скорость осадконакопления возросла.

Для характеристики литологического состава, особенностей осадконакопления и палеогеографических условий тургайского времени наиболее информативным является разрез Кудре-915 в северо-восточной части Литвы, в пределах Балтийской возвышенности. Скважина пробурена в пос. Кудре, в 10 км юго-западнее г. Утяна. В этой скважине озерные отложения тургайского времени установлены на глуб. 76.5—91.8 м. В кровле озерные отложения здесь срезаются моренным суглинком (мощность слоя 4.5 м), по литологическим данным наиболее сходным с

моренами жаямтийского оледенения. Кроме этого моренного слоя в кровле установлены еще два слоя моренного суглинка (верхний — 7, нижний — 42 м), относимые по литологическим данным к последнему (нямунскому) оледенению. В подошве озерных отложений залегают два слоя моренного суглинка (верхний — 10, нижний — 3.3 м), разделенные 11-метровым слоем мелко- и разнoзернистого песка, имеющего в данном районе широкое распространение. По литологическим данным верхний слой морены сходен с моренами дзукийского оледенения, а нижний пока не имеет обоснованной стратиграфической интерпретации; вполне возможно, что он представляет стадиальные отложения того же дзукийского оледенения.

В диаграмме Кудре-915 (рис. 86) представлена только самая верхняя часть позднеледниковых отложений, которые формировались во время широкого развития луговой растительности (фаза T_1). После освобождения территории от ледяного покрова из-за непригодных эдафических условий лесная растительность не смогла быстро мигрировать, несмотря на то что климатические условия для ее развития были благоприятными. Фаза луговой растительности выделяется в пыльцевых диаграммах позднеледниковья каждого, известного в настоящее время оледенения. Во время этой фазы денудационные процессы проявлялись еще интенсивно и в озерах накапливался в основном бедный органогенным веществом кластогенный материал.

В последующее время (фаза T_2 , 85.8—86.4 м) развивались лесные сообщества — березовые леса. Лесная растительность укрепила поверхностный слой почвы, денудационные процессы ослабли, привнос кластогенного материала в водоем уменьшился, содержание органогенного материала в процессах осадконакопления увеличилось, скорость осадконакопления замедлилась.

Оптимальные климатические условия для развития растительности были во время фаз T_3 , T_4 и T_5 (глуб. 83.8—85.8 м), в озере Кудре накапливались гиттии. Состав лесной растительности на протяжении всех отмеченных трех фаз мало менялся. Все широколиственные породы, за исключением граба, появились в лесах почти одновременно. Подлесок из лещины образовался также вскоре после появления широколиственных пород. Граб распространился несколько позднее. Причину опоздания граба, по нашему мнению, следует связывать не с климатическими, а с эдафическими условиями. Такой вывод вытекает из кривой ольхи и наличия пыльцы самшита вечнозеленого (*Buxus sempervirens*) в осадках первой половины климатического оптимума. Первая половина климатического оптимума тургяльского межледниковья была относительно теплой и влажной. Это способствовало ускорению процессов накопления гумуса в почве. Богатые гумусом почвы образовались уже в первой половине климатического оптимума и создали благоприятные условия для произрастания граба и самшита. Вторая половина климатического оптимума была влажной, но более прохладной. Средняя годовая температура могла быть ниже первой половины на 1—2 градуса. Такие климатические условия были пригодными для широкого распространения ели. Ель первоначально вытеснила дуб, позднее липу с вязом, потом — граб. Максимального распространения еловые леса достигли во время фазы T_5 ,

а максимальное распространение граба была во второй половине фазы T_4 . Причиной такой смены было постепенное ухудшение климатических условий в сторону похолодания. Полное выпадение широколиственных произошло только в конце фазы T_6 — время произрастания светлохвойных лесов.

Основываясь на палинологических и литологических данных, осадки интервала 76.6—83.4 м следует рассматривать в качестве раннеледниковых дайнавского оледенения. В суровых климатических условиях фазы T_7 (глуб. 81.4—83.4 м) в юго-восточной части Балтийского региона могли произрастать сосново-березовые с лиственницей редколесья, существовали и необлесенные участки. Проявились усиленные денудационные процессы. Привнос терригенного материала в водоемах шел интенсивно. Влияние органического мира в процессах озерного осадконакопления значительно сократилось. В условиях влажного климата уровень воды в водоемах поднялся и гидродинамические и абразионные процессы усилились.

Иную палинологическую информацию содержат отложения, залегающие выше описанного интервала. Пыльцевая диаграмма этих отложений (78.4—81.4 м, фаза T_8) типична для межстадиального отрезка времени раннеледниковья: внизу и вверху господствует береза, а в средней части — сосна. Кратковременное улучшение климатических условий способствовало образованию светлохвойной тайги, а в водоемах — накапливанию органогенного материала (гиттии). Последующая волна похолодания (фаза T_9) вновь вела к разрежению лесов и расширению необлесенных участков. В составе спорово-пыльцевых спектров фазы T_9 преобладает древесная пыльца. Но, принимая во внимание литологический состав (слабогумусированный алеврит) и концентрацию пыльцы, следует предположить, что пыльца древесных пород переотложена из более древних отложений. Такой вывод вытекает также из поведения кривых ели, ольхи и сосны подрода *Haploxyton*. Все эти кривые имеют растянутую, малоколеблющуюся форму. Переотложенная пыльца присутствует в большом количестве и в отложениях фазы T_7 . Поэтому спектры фаз T_7 и T_9 не отражают естественной картины растительного покрова. Интерпретация таких палинологических данных наводит на мысль о более суровых климатических условиях и более скудной растительности, чем это отражается на пыльцевой диаграмме.

Из беглой характеристики палинологических и литологических данных видно, что литологический состав описанных озерных отложений имеет очень тесную связь с палеогеографическими условиями, в первую очередь климатическими. Принимая за основу такие критерии, как появление или исчезновение субарктических элементов флоры, степень развития лесной растительности, проявление денудационных и абразионных процессов, содержание органогенного вещества в осадках, нижнюю границу тургяльского межледниковья следует проводить между T_1 и T_2 фазами, а верхнюю — между фазами T_6 и T_7 .

Процессы осадконакопления в других палеозерах тургяльского межледниковья происходили под влиянием тех же климатических условий, что и в оз. Кудре. Имеющиеся отличия литологического состава обусловлены в основном физико-географическими особенностями окружающей территории, формой и генезисом котловин.

Используя математические методы для восстановления палеоклиматических условий по палинологическим данным (Муратова и др., 1972; Климанов, 1985) и принимая во внимание палеоботанические материалы, мы пришли к заключению, что климатические условия на протяжении всего климатического оптимума мало менялись. Первая половина климатического оптимума была несколько теплее, нежели вторая, но обе половины были одинаково влажные. Годичная сумма осадков в южной части Балтийского региона составляла 900—1100 мм, среднеиюльская температура была близка 19—21 °С, а среднеянварская колебалась в пределах от -3 до 1 °С. Несмотря на мягкий морской климат, хвойные породы, особенно ель, в лесах были широко распространены; росли такие экзоты: европейский кедр, веймутова сосна, сербская ель. Все эти породы, требовательные к климату и почвам, хорошо произрастают только на плодородных, достаточно влажных суглинках и супесях. О мягком климате свидетельствует и присутствие в отложениях пыльцы таких растений, как самшит, бирючина, европейский хмелеград, падуб остролистный. В озерных отложениях Кудре-915 пыльца его не была установлена, но она встречается в отложениях других палеоводоемов этого межледникового. Пыльца перечисленных экзотов обнаружена в осадках органогенного происхождения и только в слоях климатического оптимума, поэтому вряд ли можно ее трактовать как переотложенную из более древних осадков. К тому же никаких признаков переотложения в пробах, в которых содержалась эта пыльца, не было отмечено. Не исключено, что пыльца этих растений является продуктом дальнего ветрового заноса. Но и в таком случае следует думать, что ареал их распространения находился вблизи южной части Балтийского региона.

Озера бутенского (пулверниекского, карукюлаского) межледникового. Хроностратиграфия бутенского межледникового относится к интервалу между дайнавским и жямайтийским оледенениями. Аналогами этого межледникового являются голыштейнское межледниковье на западе и лихвинское — на востоке.

Местонахождений озерных отложений бутенского межледникового обнаружено и изучено значительно больше, чем предыдущих умеренно-теплых промежутков плейстоцена (рис. 87). Отложения этого возраста известны в пределах всего региона. Наибольшее число их установлено в юго-восточной и юго-западной частях Балтийского региона. В прибрежной зоне Балтийского моря кроме озерных отложений установлены и морские (Кондратене, 1966; Черемисинова, 1970; Даниланс, 1973; Логина, 1975).

Озерные отложения бутенского возраста обнаруживаются в долинах рек (Бутенай, Гайлюнай-Няравай, Лашинай, Чясай — в Литве; Адамово и группа разрезов на р. Летижа — в Латвии) или вблизи от поверхности (Карукюла в Эстонии). Более глубоко залегающие отложения пробурены двумя или более скважинами, поэтому имеющийся фактический материал разрешает более детально характеризовать озера бутенского времени.

Большинство выявленных озер имеют котловины гляцигенного происхождения. В северо-восточной части Литвы вблизи г. Утяна выявлена группа озер рытвинного происхождения. В котловинах данного типа озер имеются не только отложения межледникового, но и времени раннеледни-

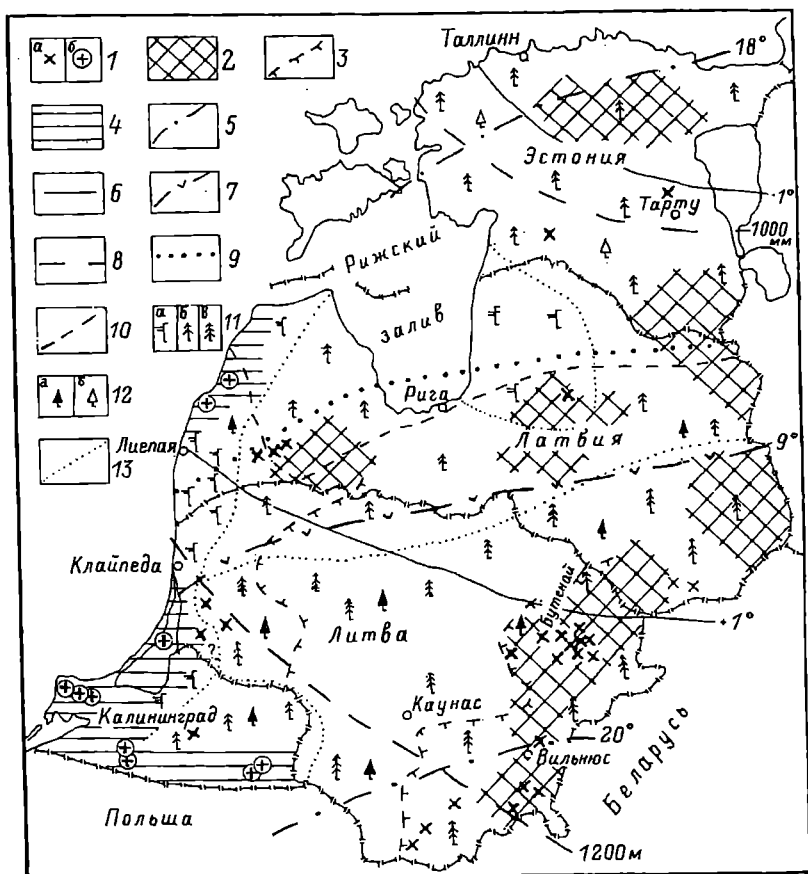


Рис. 87. Палеогеография фазы В_t (времени максимального развития пихты и граба) бутенского (лихвинского, голштейнского, пульверниевского, карукюлаского) межледниковья. По О. П. Кондратене.

1 — местоположение изученных озерных отложений: а — озерных, б — морских; 2 — повышенные районы территории; 3 — предполагаемые красные образования отступающего ледника; 4 — места, затопленные Гольштайнским морем; температура: 5 — средненюльская, 6 — среднеянварская, 7 — среднегодовая; 8 — сумма осадков за год; 9, 10 — северная граница распространения пихты и граба; 11 — смешанные хвойные широколиственные леса, в составе которых доминируют: а — сосна, б — ель, в — пихта; 12 — широколиственные: а — граб и дуб, б — дуб и липа; 13 — границы между основными типами лесов.

ковья последующего оледенения, особенно поздних его этапов, которые в котловинах другого типа обычно бывают уничтожены экзарационным действием ледников. В одной из таких рытвин (скв. Трумпеляй-75) сохранились раннеледниковые отложения мощностью 36 м (рис. 88). Верхняя часть этой толщи имеет горизонтальную слоистость, обусловленную переслаиванием более светлых желтовато-серых алевролитистых слоев с более темными красно-коричневыми глинистыми прослойками. Текстульные особенности отложений характерны для приледниковых водоемов. Такому выводу не противоречат и палеоботанические данные (рис. 88). Примерно в 15 км западнее от рытвинного оз. Трумпеляй

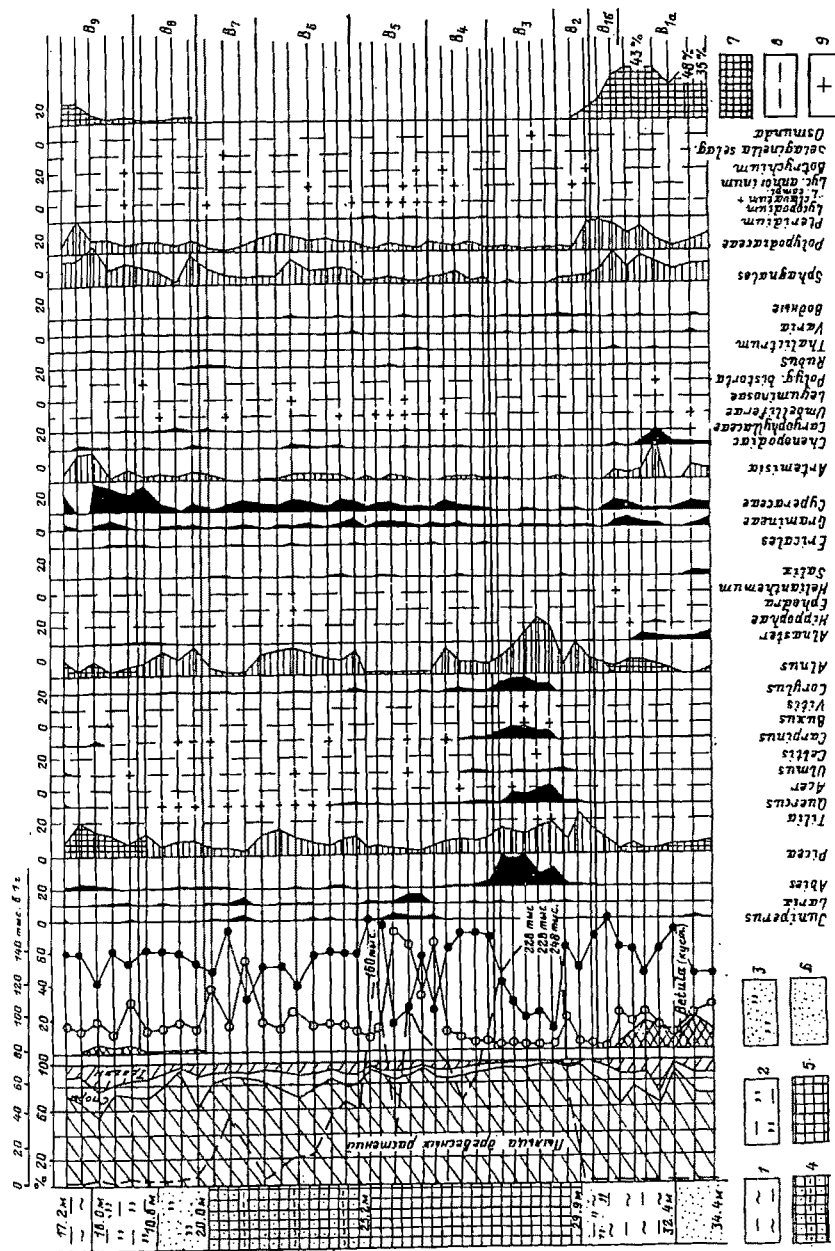


Рис. 88. Спорно-пыльцевая диаграмма бутенских озерных отложений в скв. Ионис-938. Палинолог О. П. Кондратенко.

существовало Бутенское озеро (рис. 88), отложения которого разбурены многочисленными скважинами и обнажаются в долине р. Швянтойи (Кондратене, Битинас, 1989). Огромный фактический материал дает возможность установить форму озерной котловины и темпы осадконакопления в разных частях водоема, выяснить различия литологического состава осадков и их связь с окружающей средой, а также восстановить палеогеографические условия времени накопления осадков.

Бутенское озеро образовалось сразу после отступления ледника с данной территории. На первом этапе оно существовало как приледниковое, а с изменением палеогеографических условий превратилось в межледниковое. Таким образом, имеется возможность рассматривать Бутенское озеро в качестве остаточного, образовавшегося в большой гляциодепрессии. В ходе формирования этого озера могло иметь место подпруживание. Неподалеку от Бутенского озера в местонахождении Лашина установлены также озерные осадки старичного типа (Кондратене и др., 1980). Таким образом, в окрестностях г. Утяна присутствуют отложения бутенского возраста, которые образовались в озерах различного происхождения.

Полученный фактический материал свидетельствует о том, что в озерах бутенского возраста седиментационные процессы и их обуславливающие факторы были те же, что и в современных озерах (Гарункштитс, 1975). На протяжении всего позднеледниковья и раннеледниковья преобладала механическая седиментация за счет усиленного проявления денудационных процессов, а в межледниковом отрезке времени были характерны биологический и гидрохимический типы седиментации. Биологическая седиментация осуществлялась в основном за счет планктона и макрофитов, а гидрохимическая — путем выпадения карбонатов. В более глубоких озерах в условиях дефицита кислорода в осадках образовался гидротроилит.

Планктон бутенского времени озер изучен мало (Хурсевич, 1984; Шейрене, 1993), данных же по составу водной растительности имеется достаточно (Ришкене, 1976, 1979; Величкевич, 1980, 1982; Величкевич, Лийвранд, 1976, 1981 и др.). По данным палеокарпологов установлено, что растительность бутенских озер в общих чертах сходна с современной и была распространена в мелководных частях озер. Преобладали европейские и евроазиатские элементы флоры. Наиболее распространенными были такие гидрофиты, как тростник, камыш, рогоз, а также рдестовые. Бутенская флора озер имела и отличительные признаки: в ее составе присутствовали экзоты и вымершие в настоящее время растения: *Salvinia natans* (L.) All, *Isoetes lacustris* L., *Dulichium arundinaceum* (L.) Britt., *Zanichellia palustris* L., группа вымерших видов — *Azolla pseudopinnata* Nikit., *A. interglacialis* Nikit., *Nymphaea cinerea* Wielicz., *Ranunculus sceleratoides* Nikit., *Lycopus intermedius* Dorof., *Aldrovanda dokturovskiyi* Dorof., *Carex paucifloroides* Wielicz., *Caulinia* cf. *bogoljubovii* Sukacz., *Caulinia goretskyi* (Dorof.) Dorof., *Caulinia interglacialis* Wielicz. и другие виды (Ришкене, 1979; Величкевич, 1982). Экзоты и вымершие виды составляют 9 % всех установленных в настоящее время видов.

Фауна пресноводных моллюсков бутенских озер мало изучена, несмотря на то что обломки и целые раковины их встречаются во многих

разрезах, иногда в большом количестве, как, например, в отложениях местонахождения Гайлюнай-Няравай. Наиболее распространенными были следующие виды:¹ *Lithoglyphus naticoides*, *L. pyramidatus* Möllendorff, *Valvata piscinalis* (Müller), *V. pulchella* Studer, *Pisidium amnicum* (Müller), *P. supinum* A. Schmidt, *Sphaerium rivicola* Lamarck. Присутствие среди пресноводных гастропод литоглифов является, по мнению В. М. Мотуза, надежным обоснованием бутенского возраста. В разрезе Гайлюнай методом ЭПР был определен возраст пресноводных моллюсков двух образцов (Гайгалас, Молодьков, 1993) из самого начала бутенского межледникового (Kondratienė, 1958). Полученная для нижнего образца дата составляет примерно 455 тыс. л. н., а для верхнего — 275—340 тыс. л. н. По мнению исследователей, средний возраст бутенских слоев составляет примерно 380 тыс. л. н. Таким образом, полученные даты не выходят за пределы интервала времени гольштейнского межледникового, установленного по соотношению аминокислот в раковинах континентальных моллюсков Северо-Западной Европы.

Фауна остракод изучена только в отложениях местонахождений Гайлюнай-Няравай. По данным С. Ф. Зубовича (1974), степень общности этой фауны с эталонным лихвинским комплексом определяется величиной 66.7 %. Кроме общих видов в составе фауны водоема Гайлюнай-Няравай обнаружена группа видов, не известных для лихвинского комплекса в других местонахождениях Восточно-Европейской равнины. В числе этой группы наибольшее распространение имеют такие виды, как *Limnocythere beloruensis* Zub., *Cyclocypris longa* ssp. *ocaensis* Zub., *Candona goretskyi* Zub., *Candonella dorofeevi* Zub. В отложениях этого палеоводоема изучена и фауна мелких млекопитающих (Вознячук и др., 1984), где присутствуют обитатели прибрежных частей озера, таких как водяная полевка (*Arvicola mosbachensis* Schmid., и болотных биотопов — лемминги.

Наиболее детально изучен спорово-пыльцевой состав бутенских отложений. Эталонными для этого возраста принято считать отложения оз. Бутенай, расположенного на территории Северо-Восточной Литвы, западнее г. Утяна. Осадки интервала времени между дайнавским и жямайтским оледенениями подразделены на 9 зон (рис. 87, 88). Граница дайнавского позднеледниковья с бутенским межледниковьем проводится между зонами В₁ и В₂, а бутенского межледниковья с жямайтским раннеледниковьем — между зонами В₇ и В₈. На приведенных пыльцевых диаграммах (рис. 88, 89) хорошо виден ход развития растительности между двумя оледенениями. На этих диаграммах приведены также и данные фреквенции и данные по содержанию древних спороморф.

Не рассматривая подробно палинологические данные, имеющиеся по разрезам всего Балтийского региона, отметим лишь более важные и наиболее характерные их особенности. По всему региону для дайнавского позднеледниковья (фаза В₁) характерно широкое распространение пыльцы сосны и березы. На границе бутенского межледниковья эту пыльцу сменяет пыльца ели и ольхи. Корреляционная связь между отмеченными видами положительная и составляет 0.95. Дальнейший этап развития растительности имеет региональные различия. На территории Литвы и

¹ Определения В. М. Мотуза.

Южной Латвии в сосново-еловых лесах появились пихта и широколиственные породы (Кондратене, 1965; Даниланс, 1973). Первыми из широколиственных были дуб с вязом и с небольшим опозданием появился граб с лещиной. Что касается липы, то она, по-видимому, в данной части региона произрастала редко и в составе лесов существенной роли не играла. Пыльца липы в отложениях климатического оптимума бутенского межледниковья обычно встречается в виде единственных зерен и лишь в редких случаях составляет 1—2 %. Пихта вытеснила в основном сосну, но только в тех местах, где существовали глинистые и суглинистые почвы. На более песчаных почвах по-прежнему доминантом осталась сосна, в основном в западной части региона (рис. 87). Граница распространения пихты и граба проходила, по-видимому, в пределах Северной Латвии или Южной Эстонии. Это и предопределило различие видового состава лесов северной части Балтийского региона. В северную часть региона продвинулись дуб, вяз и липа. Последняя была распространена здесь шире, нежели дуб с вязом. Пыльцу пихты и граба, встреченных в небольшом количестве в отложениях верхней части климатического оптимума в разрезе Карукюла (Лийвранд, 1990), следует рассматривать, по-видимому, как результат дальнего ветрового заноса. Но если эта пыльца и является продуктом местной растительности, то период продвижения пихты и граба до Северной Эстонии был очень кратковременным — в самом конце оптимальных климатических условий этого межледниковья.

В южной части Балтийского региона в отложениях климатического оптимума постоянно встречается пыльца еще и таких экзотов, как *Ilex*, *Vitis*, *Buxus*, *Celtis*, реже *Ligustrum*, *Fagus*, *Taxus*. Все перечисленные растения требовательны к климатическим условиям. Ареал их произрастания находится южнее Литвы, а у некоторых из них — Южная Европа. Таким образом, следует предположить, что климат бутенского межледниковья был мягче, чем современный. На рис. 87 приведены климатические показатели для времени максимального развития пихты и граба (фаза В₃), полученные по математическим подсчетам и палеоботаническим данным. Они мало чем отличаются от данных тургальского межледниковья. Возможно, что бутенские зимы фазы В₃ были несколько мягче и за год выпадало несколько больше осадков. В зимнее время постоянного снежного покрова, видимо, не образовалось.

Вторая половина бутенского межледниковья была более прохладной и сухой, нежели первая. Выпадение из состава лесов пихты и широколиственных шло постепенно. Во время фазы В₆ (рис. 88) произошло улучшение климатических условий. Но оно не привело к распространению широколиственных пород и пихты. Пыльца пихты и широколиственных в органогенных отложениях этой зоны встречается, но их сумма в редких случаях составляет больше 1 %. Все это говорит о том, что в составе лесов эти виды не произрастали. Северная граница их распространения в то время проходила южнее Литвы. Считать это временное улучшение вторым климатическим оптимумом, по нашему мнению, было бы неправильно.

Палинологические данные раннеледниковья жямайтского оледенения (фаза В₈, В₉) очень сложные (рис. 88, 89). Во всех имеющихся диаграммах на фоне климатических колебаний прослеживается тенденция постоянного ухудшения климатических условий. Амплитуда колебания

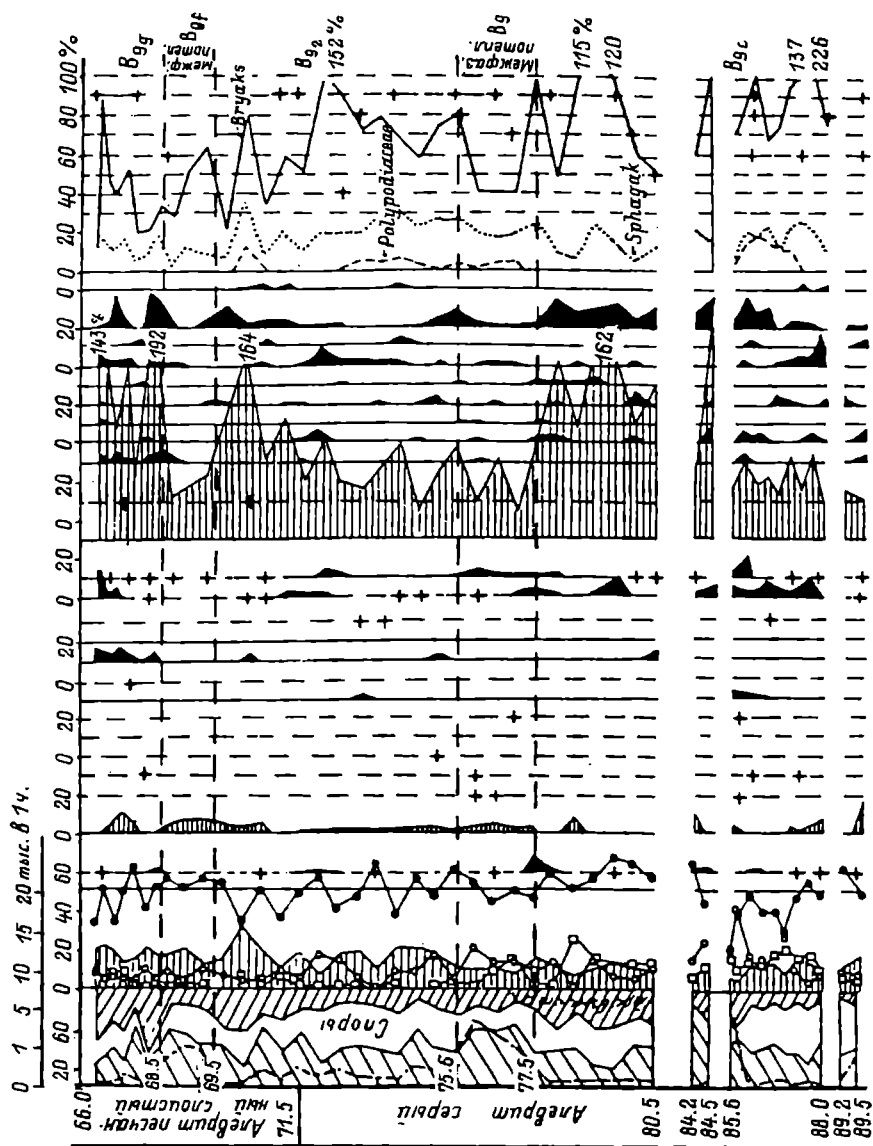
климата различна. Более продолжительные и теплые отрезки времени, как, например, время образования интервала от 91.0—99.0 м в разрезе Трумпеляй-75 целесообразно рассматривать в качестве межстадиала, а все остальные (глуб. 67.5—69.5 и 75.6—77.5 м) — в качестве межфазялов (рис. 89).

Во время жямайтйского раннеледникового в связи с сильным увлажнением климата и малой испаряемостью произошла регенерация озерных водоемов, особенно тех, которые имели рытвинообразную котловину. Новые водоемы образовались в пониженных частях рельефа, уровень воды в озерах поднялся, площадь озер расширилась, жизнь сократилась и усилилась механическая седиментация.

Озера мяркинского (земского — на западе, микулинского — на востоке) межледникового. Эти озера распространены еще шире и изучены наиболее детально. Из рис. 90 видно, что наибольшее число мяркинских озерных местонахождений, как и предыдущих межледниковий, обнаружено в юго-восточной части Балтийского региона. Данная часть региона была наиболее богата озерами во время всех межледниковий, и они лучше сохранились, чем в более северных районах. Среди изученных местонахождений имеются осадки озер разного типа. Большинство озер образовалось в гляциодепрессиях или за счет подпруживания, но имеются и озера остаточного (Йонёнис), термокарстового (Киртимай), карстового (Пасваллис), рытвинного (Бикушкис), старичного (Кмитос) и сложного (Ратнича) генезиса. По величине и глубине озера также были разные. Самое большое из них, именуемое оз. Мицкунай-Гайдунай, существовало северо-восточнее г. Вильнюса. По данным И. Саткунаса (1993), площадь акватории этого озера могла достигать 200 км². Озеро имело овально-растянутую с севера на юг форму. Дно котловины плоское, выстланное ленточной глиной — свидетельство того, что на первом этапе это озеро существовало как приледниковое и его следует рассматривать как остаточное, оно было мелководное. Говорить о глубинах древних озер трудно. Исходя из мощностей осадков и величины амплитуды залегания между разновозрастными осадками прибрежных и глубинных фаций можно утверждать, что в первой половине мяркинского межледникового наибольшая глубина озера не превышала 20 м. Во второй половине межледникового озеро обмелело и площадь его уменьшилась. В первой половине нямунского оледенения межледниковая котловина озера почти полностью была заполнена осадками (Кондратене, Вонсавичюте, 1986).

Остальные установленные озера мяркинского возраста были небольшими: их площадь составляла от нескольких гектаров до нескольких десятков гектаров.

Для мяркинских, как и для более древних межледниковых озер, характерны те же седиментационные процессы: во время позднего и раннеледникового преобладала механическая седиментация, а во время межледникового — биологическая и химическая. По сравнению с более древними межледниковьями в мяркинское время химическая седиментация в озерах происходила более интенсивно. Такой вывод вытекает из того, что мяркинские отложения часто сильнокарбонатные: котловины ряда озер заполнены исключительно карбонатными отложениями, как, например, Курклай и Мицкунай-Гайдунай в Литве.



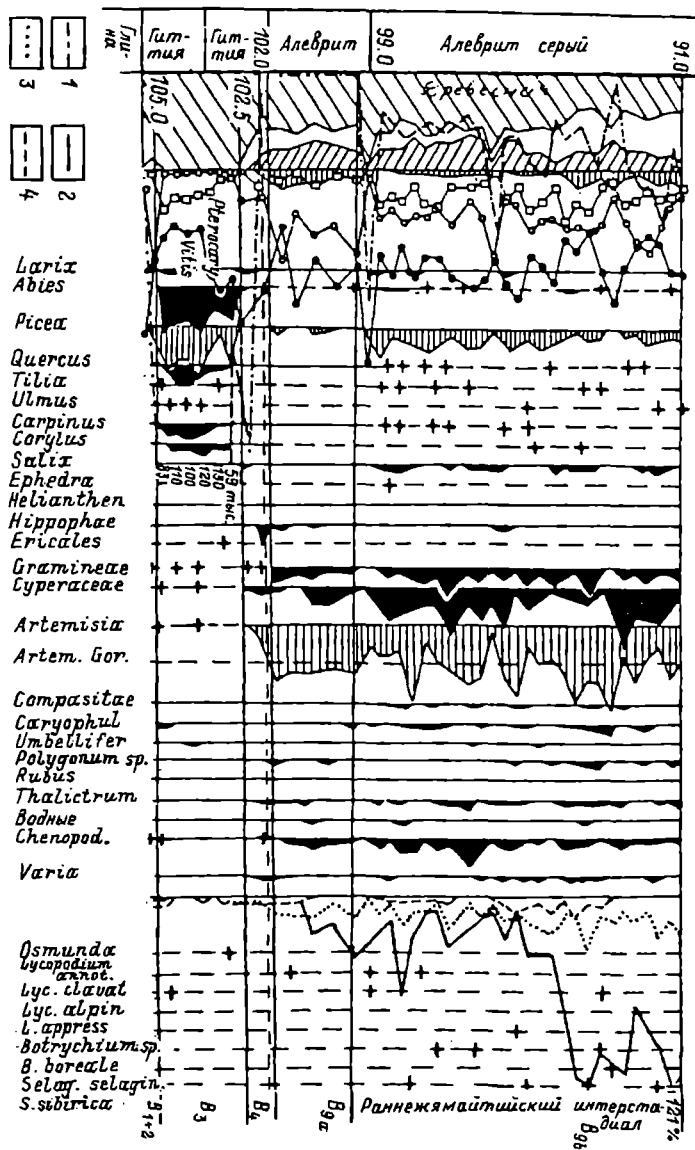


Рис. 89. Спорно-пыльцевая диаграмма ска. Турпеллей-75. Палинолог О. П. Копратенко.

1 — содержание пыльцы в 1 г порошк., 2 — лесные мхи, 3 — сфагновые мхи, 4 — папоротники.

Биологическая седиментация в мяркинских озерах происходила очень широко и была обусловлена в основном содержанием биомассы низших организмов и макрофитов. Имеются отрывочные данные по составу диатомовой флоры (Лосева, 1981; Хурсевич, 1984), другие группы планктона не изучались. Диатомовая флора имеет современный облик и не содержит вымерших видов, которые присутствуют в отложениях нижнего и среднего плейстоцена. Более детально изучены макрофиты (Паукас, 1978; Ришкене, 1979; Цериня, 1984 и др.). Флора озер мяркинского межледникового по составу была близка современной флоре. Установленные виды водных растений в основном принадлежат к европейскому и евроазиатскому фитогеографическому региону. Отличаются они только наличием небольшого числа вымерших видов и группой экзотов. Группу региональных экзотов составляют такие растения, как *Salvinia natans* (L.) All., *Sparganium microcarpum* (Neum) Raunk., *S. hyperboreum* Laest., *Potamogeton vaginatus* Turcz., *P. malainus* Miq., *Caulinia flexilis* Willd., *Trapa europaea* Fler., более редко встречающиеся *Dulichium arundinaceum* (L.) Britt., *Mitella nuda* L. Что касается группы вымерших видов, то два вида — *Brasenia holsatica* (Web.) Wobert. и *Lycopus intermedius* Dorof. — встречаются в отложениях многих местонахождений, и поэтому их произрастание в мяркинское время в регионе не вызывает сомнений. В торфах разреза Нятесос (Южная Литва), образовавшихся в фазе распространения граба (B_3), М. Ришкене установила несколько вымерших видов, которые пока в других разрезах не обнаружены, кроме одного — *Picea lithuanica* Risk., остатки которого обнаружены еще и в разрезах Мядининкской возвышенности (рис. 90). Среди этой группы присутствуют водные и прибрежные растения: *Stratiotes cf. intermedius* (Hartz.) Chndl., *Naumburgia subthyrsiflora* Nikit., *Lycopus antiquus* E. M. Reid.

Мяркинские отложения богаты остатками малакофауны. Наибольшее количество этих остатков содержится в отложениях климатического оптимума. Наиболее часто встречаются такие виды, как *Pisidium supinum* A. Schmidt, *P. obtusale* C. Pfeiffer, *Valvata cristata* (O. F. Müller), *V. pulchella* Studer, *Retinella nitidula* (Draparnaud), *Succinea pfeifferi*, *Anisus vortex* (Linné), *Pupilla muscorum* (Linné), *Bithynia tentaculata* (Linné). Фауна пресноводных моллюсков, установленная в мяркинских отложениях, имеет широкий экологический диапазон. Преобладают обитающие в стоячих водоемах с илистым заросшим водной растительностью дном виды (Кондратене, 1965).

В отложениях климатического оптимума остатков млекопитающих пока не установлено. Известны они только из отложений самого начала межледникового и раннеледникового нямунского оледенения. Из имеющихся данных можно сделать вывод, что в водоемах в межледниковое время обитали водяные полевки и бобры.

Спорово-пыльцевой состав озерных отложений мяркинского межледникового детально изучен, что дает возможность точно проследить ход развития лесной растительности и обоснованно восстановить палеогеографические условия промежутка времени между двумя оледенениями (Кондратене, 1965; Кондратене и др., 1984; Даниланс, 1973; Лийвранд, 1990, Liivrand, 1991 и др.). Сукцессию лесной растительности мяркинского межледникового в Балтийском регионе хорошо иллюстрирует диаг-

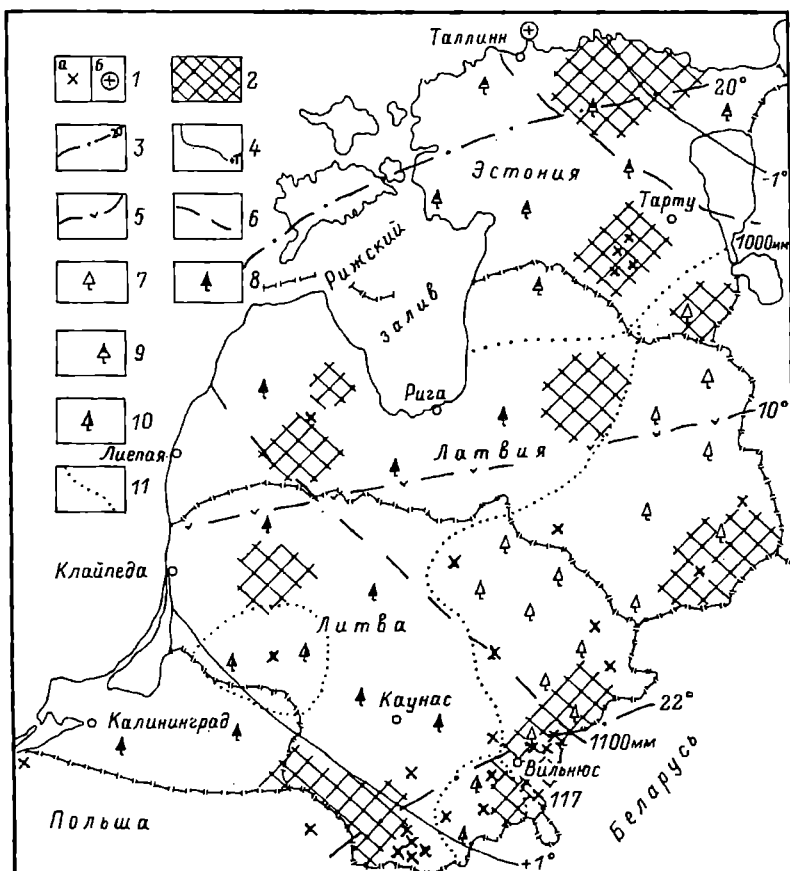


Рис. 90. Палеогеографические условия M_2 (максимум распространения граба) мяркинского (микулинского, фелициановского, прангтиского, земского) межледниковья. По О. П. Кондратену.

1 — местоположение и изученных отложений: а — озерных, б — морских; 2 — повышенные районы территории; температура: 3 — среднесуточная, 4 — среднеиюльская, 5 — среднегодовая; 6 — сумма осадков за год; 7 — елово-грабовые леса; 8, 9 — грабовые леса с примесью других широколиственных и березы соответственно; 10 — грабовые леса с повышенным содержанием липы; 11 — границы между основными типами лесов.

рамма разреза Мядининкай-117 (рис. 91), находящегося в юго-восточной части Литвы, вблизи границы Беларуси у населенного пункта Мядининкай. Местность расположена за пределами границы распространения ледника последнего оледенения. Поэтому в данном разрезе мяркинские отложения не покрыты гляцигенными. Они покрываются только нямунскими перигляциальными и голоценовыми болотными отложениями.

Появление лесных пород на всей площади региона не было совершенно синхронным, но порядок их появления и распространение шло в одинаковом плане во всем регионе. Состав лесной растительности и предполагаемые палеогеографические условия времени распространения граба (фаза B_{3c}) показаны на рис. 92, из которой следует, что климати-

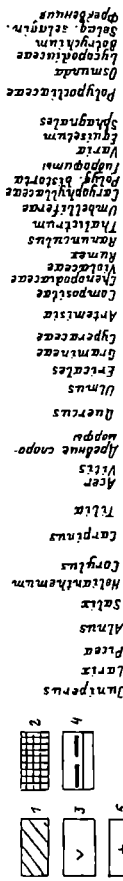


Рис. 91. Спорово-пыльцевая диаграмма маркинских озерных отложений скв. Мадининкай-177. Палинолог О. П. Кондратенко.

1 — кустарниковая береза, 2 — препопалаемая асинхронная пыльца, 3 — перерывы осадконакопления, 4 — фоссиллированная живица в виде смоляного канала, 5 — содержание пыльцы менее 1 %.

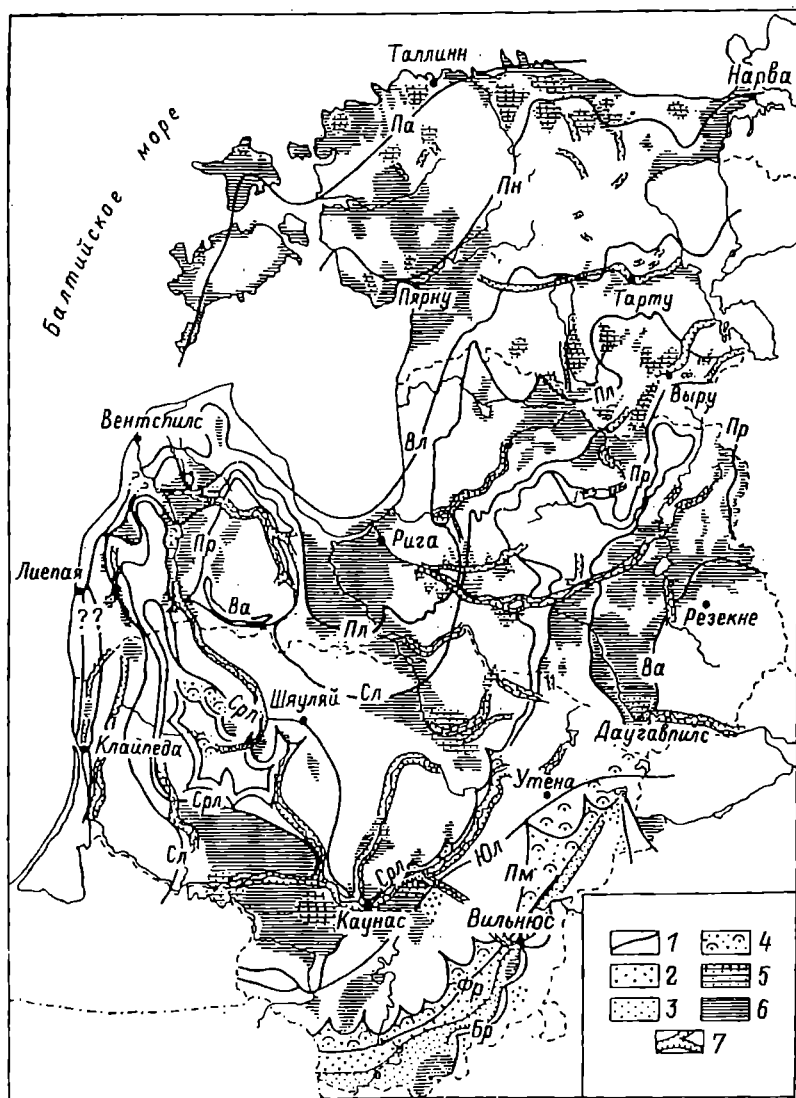


Рис. 92. Стадии отступления ледника последнего оледенения и эволюция приледниковых водоемов на территории Прибалтийских республик. По О. Аболтыньшу, А. Микалаускасу и А. Раукасу (1974).

1 — стадии и фазы (см.: Аболтыньш и др., 1974); 2 — затопленные равнины; 3 — долинные террасы; 4 — моренно-затопленные образования; 5 — флювиогляциальные дельты; 6 — выходы озерно-ледниковых образований; 7 — долины стока талых ледниковых вод.

ческие показатели мало чем отличались от показателей предыдущих межледниковий. Вторая половина мяркинского межледниковья по сравнению с соответствующей частью более древних межледниковий была несколько влажнее и теплее. Но вывод о влажности климата может показаться ошибочным, если примем во внимание тот факт, что фаза V_{3c} в разрезах часто бывает представлена торфом. На самом деле повышения уровня воды в озерах не наблюдалось, что можно объяснить только высокой испаряемостью. Из-за большой испаряемости гидрологический режим в озерах стабилизировался. Зарастание озер происходило в несколько ускоренном темпе. В некоторых разрезах Литвы органогенные отложения фазы V_{3c} вдвое меньше, нежели мощность всех предыдущих фаз климатического оптимума, вместе взятых.

Морфостратиграфическую основу для оконтуривания озерно-ледниковых водоемов дает богатый набор хорошо выраженных поясов краевых ледниковых образований (рис. 92). Представлены они в основном насыпными конечными моренами, зандрами, маргинальными озами и флювиогляциальными дельтами, местами также холмисто-моренным рельефом сложного генезиса, напорные образования редки (Аболтыньш и др., 1974).

Краевые зоны датированы физическими методами. Наиболее надежными в этом отношении являются разрезы Раунис в Центральной Латвии и Куренурме в Южной Эстонии. Первый расположен под мореной лужской (хааньяской, линкувской) стадии на северо-западной окраине Центральновидземской возвышенности к северо-востоку от г. Цесис. В песках между двумя моренами вскрываются торфянисто-алевритовые линзы, вмещающие макроостатки дриасовой растительности и пыльцу древесных пород, преимущественно сосны и березы. При отборе образцов на ^{14}C возникли немалые трудности, так как корни современных растений в этом месте проникали на глубину 3 м и более. Но учитывая неплохое совпадение датировок ряда лабораторий — $13\,390 \pm 500$ (Mo-196), $13\,250 \pm 160$ (TA-177), $13\,320 \pm 250$ (Ri-39), можно все же установить возраст реперной для региона лужской стадии около 13 200 лет (Пуннинг и др., 1968), что подтверждается датированием залегающих выше лужской морены подморенных органогенных отложений в разрезе Куренурме в юго-восточной части Отепяской возвышенности на юге Эстонии: $12\,650 \pm 500$ (TA-57) и $12\,420 \pm 100$ (Tln-35) лет. Близкие для Рауниского разреза датировки были получены еще в нескольких межстадиальных разрезах Латвии: в Лидумниеку ($13\,080 \pm 60$, Лу-668А; $12\,780 \pm 100$, Лу-668Б; $12\,830 \pm 90$, Лу-69) и Савайни ($13\,840 \pm 350$, Ri-A-I; $13\,970-370$, Ri-A-2).

Принимая за основу упомянутый выше возраст лужской краевой зоны и имеющиеся разрозненные варвометрические данные, можно заключить, что краевые образования Отепя-Плиеньской зоны образовались около 12 600 л. н., Сакала-Валдемарпильской зоны — около 12 250 л. н., Пандивереской зоны — примерно 12 050 л. н. и Паливереской — около 11 200 л. н. (Raukas e. a., 1969). Переоценка шведской варвометрической хронологии (Cato, 1985; Lundquist, 1986), видимо, вынуждает нас удревнять возраст упомянутых краевых ледниковых зон на 500—600 лет.

Во время бранденбургской и франкфуртской стадий не было условий для образования крупных озерно-ледниковых бассейнов: ледник отдель-

ными лопастями окаймлял Ошмяно-Лидские высоты, зандры здесь менее распространены, чем во франкфуртской зоне, характеризующейся наиболее широким распространением зандровых полей во всей Прибалтике.

Образования померанской стадии представлены формами рельефа и отложениями трех фаз — максимальной, южнолитовской и среднелитовской. Мелколопастные конечно-моренные гряды напорного и напорно-насыпного типа максимальной фазы лишены отложений озерно-ледниковых бассейнов, система краевых образований изрезана ложбинами стока талых вод, которые объединялись в могучую дренажную артерию пра-Нярис—пра-Мяркис. В южнолитовскую фазу образовались отдельные приледниковые водоемы, где, например в окрестностях населенного пункта Бальберикс, накопились отложения семиметровой мощности (Mikaila, 1958).

Крупные приледниковые бассейны в Прибалтике впервые образовались в среднелитовскую фазу. Продолжительность их существования — около 300 лет, а мощность отложений достигает 13 м у городов Каунас и Кайшядорис (Mikaila, 1958). Ввиду уклона земной поверхности в сторону ледника образовались многоводные реки, текущие параллельно леднику в юго-западном направлении. Местами образовались мощные флювиогляциальные дельты.

Дальнейшее отступление ледника связано с эволюцией озерно-ледниковых водоемов. Так, вдоль краевых образований Пампальско-Ранкской маргинальной полосы в Восточной Латвии образовались обширные Ницальский и Лубанский бассейны, а в Западной Латвии в пределах Восточно-Курземской возвышенности — Салдусско-Амульский бассейн. Мощность лимногляциальных глин и алевроитов достигает в них 10 м. В краевой полосе лужской (линкувской, хааньской) стадии образовались Гауйский, Даудзевский и Вентско-Усмский приледниковые бассейны (Аболтыньш и др., 1974), которые входили в Балтийскую систему приледниковых озер (Квасов, 1975). У края ледника Отепя-Плиеньской, Сакала-Валдемарпилской и Пандивереской зон образовались крупные бассейны в Западной Эстонии и в Чудской впадине (Раукас и др., 1971).

По мере отступления ледников пандивереской стадии с северной части Пандивереской возвышенности в Северной Эстонии около 12 000 л. н. произошло соединение крупных приледниковых водоемов западнее и восточнее этой возвышенности, в том числе в котловине Балтики. Это событие, с палеогеографической точки зрения, наиболее оправданным можно считать за момент зарождения Балтийского ледникового озера и соответственно всего Балтийского моря (Квасов, Раукас, 1970).

Возраст Пандивереской зоны был оценен (Ряхни, 1963) по времени вторжения вод Невского плотинного озера в Лужское приледниковое озеро в районе с. Колорье Ленинградской области (Марков, 1931). Впервые это событие произошло около 12 080 и вторично — около 12 050 л. н. (Raukas e. a., 1969). В результате слияния вод двух крупных приледниковых бассейнов в толщах ленточных глин Северо-Восточной Эстонии таким же образом, как в бассейне р. Лути, сформировались дренажные ленты, имеющие корреляционное значение.

Все отмеченные выше озерно-ледниковые бассейны находились на разных абсолютных высотах и быстро меняли свои размеры и глубину.

Кроме вод, поступающих с тающего ледника, в приледниковые водоемы впадали также водные потоки со стороны перигляциальных возвышенностей. В озерах накапливались в основном ленточные глины мощностью местами свыше 20 м (Раукас, 1978). В целом площади озерно-ледниковых отложений более ограничены, нежели распространение самих озер. Из-за малой глубины бассейнов, где волны были небольшими и обладали малой разрушительной силой, в них отсутствовали какие-либо заметные вдоль-береговые течения, которые могли бы способствовать образованию крупных береговых форм (Раукас, Васильев, 1992).

Западное Полесье и Поозерье¹

В пределах Беларуси находится большая часть Западного Полесья и южная окраина валдайского Поозерья. Эти регионы занимают самые низкие участки рельефа с высотами 80—150 м в основном в пределах Полоцкой и Полесской низменностей и прилегающих участков равнин.

Озерный край на севере Беларуси возник в регрессивную фазу предпоследнего оледенения, черты, близкие к современным, приобрел после деградации браславской стадии позднепоозерского (осташковского) ледникового покрова, с исчезновением Полоцкого приледникового бассейна. Заложение многочисленных озер в более раннее время четвертичного периода на этой территории было невозможно, так как дочетвертичный рельеф Поозерья представлял собой возвышенное плато (Матвеев, 1990), сложенное неподдающимися ледниковому воздействию преимущественно скальными породами среднего и верхнего девона. Возвышенный рельеф сохранялся здесь в течение эоплейстоцена, раннего и начала среднего плейстоцена. Это была область транзита ледниковых покровов и слабой экзарации. Лишь во время деградации сожской (московской) стадии днепровского оледенения, когда ледник отступал от Ошмянских гряд и Минско-Докшицкой ветви Минской возвышенности, создались условия для возникновения озерного края. Многочисленные местонахождения позднесожских и муравинских (микулинских) озерных осадков известны на этой территории и в обнажениях, и по материалам бурения. Более древние межледниковые отложения здесь встречаются значительно реже.

В Белорусском Полесье обширные и многочисленные водоемы возникали неоднократно, начиная с середины олигоцена, когда территория освободилась от морских вод. Обширнейшая за весь плейстоцен озерная трансгрессия была в позднем эоплейстоцене (брестское время), когда крупные озера возникли в Брестской впадине. Большая часть территории Беларуси к юго-западу от линии Вильнюс—Минск—Гомель представляла собой озерный край (рис. 93). Озера развивались на низменности, сло-

¹ Т. В. Якубовская.

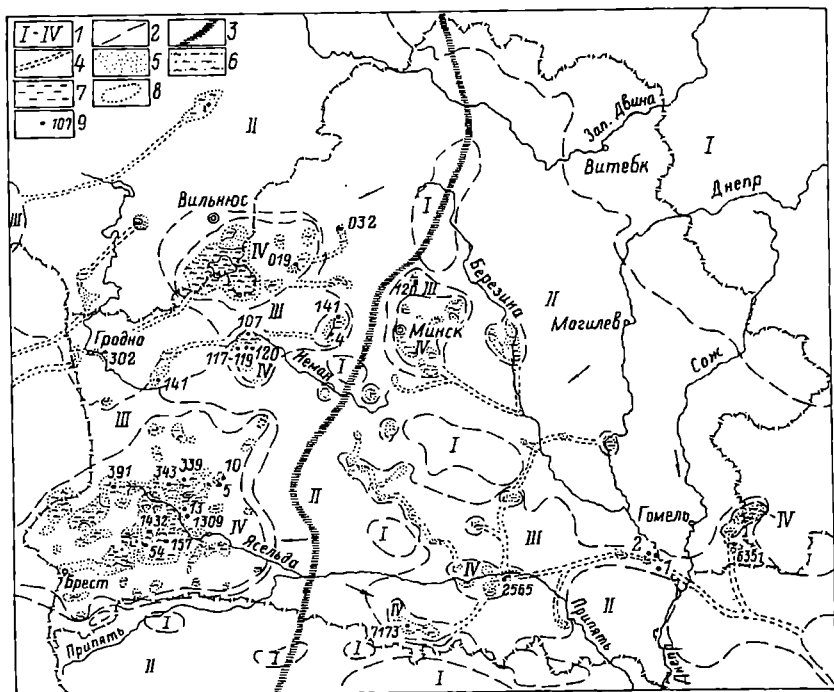


Рис. 93. Литолого-палеогеографическая схема эоплейстоцена Беларуси. Составили Т. В. Якубовская, М. Е. Комаровский и Э. А. Крутоус.

I — основные формы рельефа: I — платообразная возвышенная равнина, II — денудационная равнина, III — озерная и озерно-аллювиальная низменность, IV — озерные водоемы; 2 — границы основных форм рельефа; 3 — водораздел; 4 — речные долины. Отложения: 5 — песок, 6 — алевроит, 7 — глина; 8 — контуры отложений эоплейстоцена; 9 — скважины, их номера.

женной морскими породами палеогена и мела, аллювиально-болотными и озерными отложениями миоцена и плиоцена.

Поозерья плейстоцена в южной и средней частях территории Беларуси известны для беловежского и александрийского (лихвинского) межледниковий. Районы их развития связаны с внутренней зоной стадий регрессивного цикла предшествующего оледенения.

Палеоводоемы эоплейстоцена¹

С начала эоплейстоцена (рис. 93) на территории Беларуси существовали озерные водоемы, связанные с подпруженными, унаследованными от плиоцена долинами пра-Днепра и пра-Немана. Эоплейстоцен Беларуси соответствует посттегеленскому, докромерскому интервалу плейстоцена Европы и первому климатическому циклу кромера Нидерландов — межледниковью I и оледенению А (рис. 94). Граница плиоцен-эоплейсто-

¹ Т. В. Якубовская, В. И. Назаров.

песков, глин и гумусированных, нередко оторфованных супесей поймы и стариц. Мощность озерных отложений изменчива и составляет 1—30 м. Увеличение мощности до 50 м наблюдается на бортах ложбин ледникового выпавивания типа сещей или в зонах преобладающего прогибания. Глубина залегания кровли колеблется от 4,5—8 м на юге до 160—260 м в пределах Белорусской гряды. Минералогический состав отложений тождествен неогеновым, в результате преобразования которых аллювиально-озерными процессами он и сформирован. Карбонатность верхней части пород эоплейстоцена сближает их и с плейстоценовой ледниковой формацией.

Распространение отложений эоплейстоцена и их фаций на территории Беларуси имеет ярко выраженную орографическую и тектоническую обусловленность, в этом отношении эоплейстоцен также ближе к неогену, чем к плейстоцену (рис. 93). Отложения эоплейстоцена претерпели существенное гляциотектоническое и экзарационное воздействие ледников раннего плейстоцена, выразившееся в пликативном нарушении залегания (рис. 93) или в дизъюнктивном (отторженец в скв. 141, р. Ельня, у г. Мосты), а также в сильнейшем экзарационном расчленении сплошных полей озерных отложений многочисленными ледниковыми ложбинами (Брестская впадина), что свидетельствует о сходстве эоплейстоцена с ледниковой формацией.

Благоприятное сочетание условий для озерного седиментогенеза — низинный рельеф и тектоническое прогибание — было в Брестской впадине на Мухавецко-Ясельдинско-Шаровском участке, где отложения эоплейстоцена занимают около 7150 км². Преимущественное распределение в верхней части разреза здесь имеют лимнические осадки — лёссовидные алевроиты общей мощностью 13—24 м. Кровля эоплейстоцена на этом участке имеет явно выраженный наклон с юга от 127 м на север до 79—84 м абс. выс., что свидетельствует о моноклиальном перекосе первичной поверхности озерной равнины к северу в пределах от 20 до 47 м. Значительные площади озерных отложений эоплейстоцена сохранились между городами Вильнюс, Ошмяны и Эйшишкес на месте Вильнюсского водоема (Гайгалас, 1987). Здесь они занимают около 2900 км², имеют мощность 19—30 м, отметки кровли 64—80 м. В крупном озере в центре преобладали глинистые осадки профундали, которые по направлению к берегу сменялись тонкими супесями и песками литорали. В окрестностях д. Вселиуб (Новогрудский район Гродненской области) разрез эоплейстоцена сложен карбонатными глинисто-алевритовыми породами мощностью до 20 м. Участок озерных отложений эоплейстоцена в Налибокской пуше у деревень Тесновая и Боровиковщина занимает ограниченную площадь, на которой развиты глины, алевроиты и пески мощностью 3—6 м (Махнач, 1971; Якубовская, 1976). В Припятском прогибе площадь распространения озерных отложений эоплейстоцена составляет около 3000 км², преимущественно развиты отложения проточных озер и стариц (алевриты, глины с прослоями песка). Средняя мощность их составляет 3—10 м, отметки кровли изменяются от 60—100 м на прибортовых участках Белорусской антеклизы до 140 м на юге Припятского прогиба, что также свидетельствует об изменении структурного плана на юге Беларуси в более позднее время.

Самые древние озерные старичные отложения эоплейстоцена известны по разрезам Холмеч-3 на Днепре в Речицком районе Гомельской области и окрестностей д. Вселюб вблизи Немана. Осадки стариц представлены сизовато-серыми глинами с редкими прослойками песка и растительного детрита (Якубовская, 1985; Зинова и др., 1987). Уровень воды в древних старицах был на 1—2 м выше современного в Днепре. В этих неглубоких водоемах с минеральными грунтами были развиты сообщества макрофитов: *Pilularia pliocenica*, *Potamogeton vaginatus*, *P. praeacutifolius*, *P. natans*, *Alisma pliocenica*, *Ranunculus aquatilis*, *Myriophyllum praespicatum*, *Hippuris vulgaris* и *H. parvicarpa*, различные осоки и др. Реже встречались вымершие экзоты — *Azolla interglacialica*, *Elatine pseudoalsinattrus*, *Myriophyllum parvicarpum*. На заболоченных участках вблизи стариц кроме ныне живущих представителей родов *Scirpus*, *Carex*, *Eleocharis*, *Comarum* обитали несколько видов *Selaginella* — *S. selaginoides*, *S. helvetica*, *S. borysthénica* и *S. tetraedra*. На плакорах преобладали открытые ландшафты с полынью, злаковыми, маревыми и разнотравьем. По берегам рек и в понижениях водораздельных пространств распространялись березовые редкостойные леса, реже сосновые боры, встречались ольха и ива (Зинова и др., 1987).

Анализ состава наземной и водно-болотной растительности позволяет сделать вывод о холодном, сухом, но безледном периоде эоплейстоцена на юге Беларуси (рис. 93).

Крупный водоем того времени существовал в окрестностях г. Вселюба. В нем сформировалось 15.8—19.8 м гумусированных слоистых глин и алевроитов вселюбской свиты (Горецкий, 1977). Это было глубокое, проточное озеро площадью около 200 км² в бассейне пра-Немана, который имел сток на юго-запад.

Среди макрофлоры водоема были виды, общие со старицами у деревень Холмеч и Дворец (*Pilularia pliocenica*, *Potamogeton vaginatus*, *Elatine hydrophiloides*), на болотах также многочисленна *Selaginella selaginoides*. Плоские пространства денудационной равнины вблизи водоема вначале были преимущественно безлесными, покрытыми полынью, злаками и разнотравьем, с куртинками вереска, карликовой березки, ольхи серой и черной, изредка встречались сосна и ель (Рылова, 1980). Позже в эоплейстоцене еще не менее трех раз повторялись сходные с описанными ландшафтно-климатические условия существования озер. В начале позднего эоплейстоцена на юго-западе территории Беларуси возникло обширное Брестское озеро длиной 65—70 км и шириной до 45 км, которое имело сток на запад и соединялось с остаточными водоемами Познанского бассейна. В это время озерная трансгрессия достигала максимума за весь плейстоцен. Кроме Брестского озера существовали обширное Вильнюское озеро и множество небольших водоемов.

К похолоданиям эоплейстоцена относятся озерные отложения варяжского и сморгонского горизонтов. Варяжский эпизод мы связываем с малым скандинавским оледенением, когда на территории Беларуси развивались березово-пыльно-маревые растительные группировки, а в водоемах обитала характерная для таких эпох флора с *Pilularia pliocenica* и *Potamogeton vaginatus*, а во флоре болот постоянно присутствуют различные виды рода *Selaginella* (разрезы у г. Береза, у деревень Крево, Кривичи).

Во время трансгрессивной фазы первого покровного — наревского — оледенения Беларуси существовало Сморгонское палеозеро, в толще осадков и захороненных в них фоссилиях запечатлены сложные климатические флуктуации периода потеплений и похолоданий (Боброва и др., 1977; Якубовская, Назаров, 1993).

Таким образом, озера холодных «ледниковых» эпизодов эоплейстоцена представлены обширными, довольно глубокими долгоживущими водоемами; в них накапливались мелкообломочные кластогенные, иногда карбонатные осадки с небольшим участием органики. Для наземной растительности были характерны травянистые сообщества и разреженные мелколистенно-хвойные лесные группировки.

В «теплые» интервалы эоплейстоцена существовали небольшие зарастающие озера, в которых формировались маломощные слои торфянистых и сапропелевых илов. Более древний «межледниковый» интервал во второй половине раннего эоплейстоцена связан с ельнинским (Вазнячук и др., 1978а) горизонтом, когда существовали небольшие просадочные озера над карстовыми депрессиями неогена в системе пра-Припяти. В этих озерах формировались сапропели, а во время соединения с рекой — песчаные отложения. По данным некоторых скважин наблюдается пятикратная смена лимнических и аллювиальных условий седиментации. Отличительной чертой растительности этих водоемов было присутствие ярких териофилов — *Brasenia belorussica*, *Stratiotes cf. brevispermus*, *S. intermedium*, а также развитие нимфейных и каулиний. Специфическую группу видов прибрежных и болотных ассоциаций создавали *Aracites johnstrupii*, *Carex paucifloroides*, *Scirpus atroviroides*, *Decodon goretskyi*, из селягинелл сохранилась лишь плиоценовая *S. cirpus reticulata*. На плакорах в то время произрастали смешанные леса с преобладанием дуба, сосны и березы.

Подобный водоем с органогенными илами существовал и в окрестностях г. Березы (Величkevич и др., 1993). Озерные отложения второй «межледниковой» эпохи эоплейстоцена — ружанской — представлены осадками Брестского палеоводоема: алевроитами и глинами с большим количеством растительных остатков. В водной флоре, исследованной по карпобогическим остаткам (Дорофеев, 1967), встречены формы, унаследованные от ельнинского теплого интервала (*Brasenia belorussica*, *Stratiotes cf. aloides*, *Lemna trisulca* и др.). В прибрежной зоне озера произрастал *Scirpus kreszetoviczii*. На водосборе была развита лесная растительность с доминированием сосны, дуба, березы и ольхи.

К ружанскому времени мы относим алевроиты, вскрытые на глуб. 108.5—111 м скв. 391 у д. Лихосельцы Пружанского района (Крутоус, 1990), семенная флора которых имеет «межледниковый» облик. В слоях, перекрывающих здесь флороносные горизонты, изучены остатки пресноводной фауны моллюсков в составе *Limnea cf. Stagnalis*, *Borysthenia naticina*, *Bithynia tentaculata*, *Bithynia* sp., *Sphaerium solidum*, *Pisidium astortoides*, *P. supinum* широкого возрастного диапазона с элементами долихвинских фаун (Мотуз, 1980).

Таким образом, для холодных эпох эоплейстоцена более характерны обширные трансгрессирующие озерные бассейны, возникновение которых было связано не только с особенностями климата, но и с тектони-

ческими отрицательными движениями. Озера теплых эпох отличались малыми размерами; среди них были старичные, остаточные и просадочные водоемы.

Раннеплейстоценовые озера, наревско-корчевское время¹

К древнейшим озерам плейстоцена Беларуси относятся водоемы, возникшие во время наревского оледенения. Некоторые из них продолжали существовать в последующее межледниковье, названное Л. Н. Вознячуком корчевским (минским), существовавшим в начале палеомагнитной эпохи Брунес (Вознячук и др., 1977; Вазнячук и др., 1978; Вознячук, 1985).

Древнейший возраст корчевских межледниковых водоемов принимается на основании палеотериологических и палеокарпологических данных.

Корчевское поозерье охватывало, по Л. Н. Вознячуку, окрестности Минска, территорию Логойского, Воложинского, Новогрудского, Борисовского, Червенского и Докшицкого районов. Палеоозеро у д. Корчево было унаследовано от поздненаревского водоема. Межледниковый бассейн был обширным (протяженностью более 4 км), довольно глубоким и изолированным. В нем накопилось не менее чем 10 м глин, суглинков, супесей, гумусированных и торфянистых алевроитов, известковых и детритовых сапропелитов.

Минералогический состав тонкодисперсной фракции суглинков и гиттии соответствуют четвертичным отложениям Беларуси. В глинистой фракции этих пород (< 0.002 мм) резко преобладают гидрослюды, в качестве примесей присутствуют каолинит, монтмориллонит и, возможно, хлорит, а также кварц, полевые шпаты, кальцит и доломит. Общий габитус пород и присутствие в них аутигенных конкреций пирита средней длиной до 12—13 мм свидетельствуют о раннеплиоценовом возрасте корчевской толщи (Вознячук, Ковалев, 1979).

В окрестностях водоема преобладали открытые пространства и произрастали разреженные березово-сосновые леса с незначительным участием лиственницы, ели и ольхи. В травяном покрове, по данным Н. А. Махнач, встречались растения тундры — куропаточья трава, лапландский мак и морощка, на сухих местах развивались полынно-маревые ассоциации.

В водоеме обитали харовые водоросли и зеленые мхи, рдесты (*Potamogeton pectinatus* и др.), *Najas marina*, *Hippuris vulgaris*, *Ceratophyllum* sp., *Stratiotes* sp., *Scirpus kreczetoviczii*. Прибрежное мелководье населяли *Alisma* и *Batrachium*, *Salvinia natans*. По берегам росли многочисленные *Eleocharis* cf. *palustris*, *Ranunculus sceleratus*, *R. sceleratoides*, менее обильны были *Stachys*, *Lycopus*, *Naumburgia thyrsiflora*.

В раннем межледниковье (К-1, 2 по Л. Н. Вознячуку) в Корчевском палеоводоеме отлагались гумусированные суглинки и известковый сапропель. Вблизи озера развивались сосново-мелколиственные леса. Водная флора стала разнообразнее за счет появления *Azolla interglacialica*, *Potamogeton vaginatus* и *P. rutilus*, *Myriophyllum* cf. *spicatum*.

¹ Т. В. Якубовская, В. И. Назаров.

Оптимальным фазам межледниковья (К-3 и К4) отвечают чередование известковых и детритовых сапропелитов, гумусированных и торфянистых супесей и суглинков с остатками разнообразных организмов. Характер осадконакопления свидетельствует об обмелении водоема во время климатического оптимума. В смешанно-широколиственных лесах среди термофильных пород главная роль принадлежала дубу, грабу; орешник играет незначительную роль, широкое распространение получили ольшаники: встречались тисс, пихта, бирючина, виноград.

Прибрежно-водная растительность отличалась разнообразием и присутствием многих вымерших и экзотичных видов, индикаторов корчевского межледниковья: *Caulinia antiqua*, *Aldrovanda zussii*, *Scirpus kreszetoviczii*, *Stratiotes goretzyi*, *Brasenia* sp. exot., а также — *Azolla interglacialis*, *Potamogeton dvinensis*, *Elatine hydropiperoides*, болотные — *Scirpus atroviroides*, *Carex paucifloroides*, *Ranunculus sceleratoides*. Эдификаторами водной растительности в хорошо развитых зонах зарастания водоема были зеленые мхи, *Potamogeton pectinatus*, *P. dvinensis*, *P. crispus*, *P. rutilus*, *Najas marina*, *Stratiotes goretzyi*, *Hippuris vulgaris*, *Scirpus kreszetoviczii*, *S. lacustris*, *Typha* sp., *Alisma* sp. В прибрежной растительности появились *Zannichellia polycarpa*, *Cyperus glomeratus*, возросла встречаемость *Ranunculus sceleratoides*, *Eleocharis* cf. *palustris*, *Menyanthes trifoliata*.

Вблизи водоема обитала своеобразная фауна млекопитающих, в которой преобладание получили корнезубые полевки, в том числе *Mimomys intermedius*, присутствовали бобры-трогонтерии и дикобразы, а также бобр обыкновенный, выхухоль и лемминги. В энтомофауне выявлены характерные для оптимума *Chlaenius tristis*, *Odocantha melanura*, *Aridius nodifer* и др. На основании состава энтомофауны В. И. Назаровым определены показатели климата оптимума корчевского межледниковья: температура июля +19 °С, температура января от 0 до 11 °С, количество осадков 700—800 мм. По составу палинофлоры (Еловичева, 1992а) установлено, что климат этого оптимума был умеренно-континентальный, теплый с зимними температурами выше современных на 2—5 °С, летними — на 2—3 °С.

Последующий этап развития корчевского палеоводоема связан с формированием гумусированных суглинков, усилением сноса с берегов и развитием на водосборе сосново-березовых лесов с елью. В растительности водоема по-прежнему произрастали *Salvinia natans*, *Potamogeton pectinatus*, *Stratiotes*, *Scirpus kreszetoviczii*, *Typha*, *Eleocharis*, *Alisma*, *Ranunculus sceleratoides*.

Корчевское межледниковое озеро было унаследовано Сервечским раннеледниковым водоемом, где накопилась почти 5-метровая толща зеленовато- и буровато-серых суглинков, супесей. В современной стратиграфической схеме (Величkevич и др., 1992) сервичское оледенение переименовано в ясельдинское, оставшееся морену на большей части Беларуси и являющееся аналогом донского.

Для того времени были характерны ландшафты, близкие к тундре, лесотундре и тундро-степи. В растительном покрове преобладала *Betula nana*, присутствовали *Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides*, *Selaginella* sp., некоторые территории были заняты полынями и лебедовыми. В водно-болотной растительности появился арктобореальный *Sparganium*

hyperboreum, а также *Pilularia* sp., *Scirpus sylvaticus*, разнообразные *Carex*, *Potamogeton alpinus* и др., увеличилась роль *Potamogeton filiformis* и *P. vaginatus*. Из представителей луговой растительности только для этого времени известны *Rumex marschallianus*, *Bunias cochecarioides*, различные *Polygonum*, *Ranunculus* и *Caryophyllaceae*. В фауне млекопитающих появились степные пеструшки, хомяки, копытные лемминги (Мотузко, 1985).

Тундровые ассоциации сервечского времени населяла энтомофауна, в которую входили *Diacheila* sp., *Bembidion dauricum*, *Curtonotus alpinus*, *Pterostichus rarus*, *Morychus michaylovski*, *Leryrus nordenskjoeldi* и др. Эта фауна обитала при температуре июля +12—13 °С, температуре января от -12 до -30 °С.

Таким образом, в разрезе отложений древнего корчевского водоема изучена история озера и окружающих ландшафтов от конца древнейшего наревского оледенения, всего межледниковья и начала последующего, сервечского или ясельдинского (донского), оледенения.

Несколько иная история палеоводоема у д. Верхнее Березино, который был связан с палеекой. Здесь озерно-аллювиальная толща вскрыта скважинами на глуб. 80—94.2 м и состоит из речного аллювия, старичных супесей и торфа, перекрытых озерными алевроитами и глинами. В торфянистых и гумусированных отложениях этого водоема выявлены палиноспектры (Махнач, Цапенко, 1966), характеризующие смешанный дубовый лес с небольшим количеством граба (скв. 1, глуб. 80.0—80.7 м). В водной и прибрежной растительности присутствовали ныне вымершие *Azolla interglacialis*, *Carex paucifloroides*, *Scirpus atroviroides*, *Ranunculus sceleratoides*, а также представители оптимума межледниковья — *Trapa* spp. Время же формирования верхней части толщи совпало с концом межледниковья — началом оледенения, когда произошло затопление долины и образование проточного озера. В его водах обитала небогатая флора — *Azolla interglacialis*, *Isoetes* sp., *Potamogeton* cf. *rutilus*, *Batrachium* sp. и *Hippuris vulgaris*, на берегах росли *Carex paucifloroides*, *C. cf. caespitosa*, *Scirpus atroviroides*, *Eleocharis palustris*, различные *Ranunculus*, *Menyanthes trifoliata*, а также *Selaginella selaginoides*, *S. helvetica* и *Betula nana* — компоненты перигляциальной растительности. В лесах конца межледниковья—начала оледенения были распространены лиственница, сосна и береза.

Озерно-болотные отложения корчевского межледниковья выделяются по условиям залегания в окрестностях г. Береза (Величевич и др., 1993). К ним отнесены отложения мощностью 0.2—14 м, представленные чередованием торфа, супеси, сапропелитов, песка. Эти органогенные и гумусированные породы сформировались в водораздельных озерах, развитых на выступах доледникового рельефа в пределах высот 105—125 м. Расчленение рельефа здесь составляло 70 м, и рельеф имел сходство с современным в Поозерье.

Таким образом, начало раннеплейстоценовой истории озер Беларуси запечатлено в поздненаревских, корчевских межледниковых и раннесервечских—раннедонских водоемах. Большинство из них существовало длительное время и было занесено кластогенным материалом во время второго плейстоценового оледенения Беларуси.

Озера Беловежского межледниковья¹

Беловежское межледниковье Беларуси соответствует мучкапскому и части шкловского межледниковья, охарактеризованного любанским климатическим оптимумом. Озерные отложения вскрыты и детально исследованы у д. Борки Пружанского района (Вознячук, 1961; Богомолова и др., 1985; Якубовская и др., 1991; Якубовская, Кондратене, 1991), а также в районе Нижинского рва у г. Шклова.

Озера того времени известны на всей территории Беларуси, особенно в пределах Белорусской гряды и Предпоlessья. Среди них выделяются рытвинные ложбинные озера и термокарстовые водоемы моренных возвышенностей. Глубокие озера ложбин возникли во время дегляциации ясельдинского (донского) ледникового покрова в результате таяния мертвого льда и расконсервации ледниковых ложбин. Как правило, такие озера существовали на протяжении всего межледникового и начала последующего оледенения. Ложбинные озера связаны с краевыми зонами ледниковой аккумуляции и маркируют малоизученную зону ясельдинских конечно-моренных образований.

Осадки ложбинных озер занимают низкие гипсометрические уровни, подошва их встречается на отметках 45—58 м, кровля — на 79—95 м. Глубина залегания подошвы озерных осадков 70—110 м, мощность 20—58 м.

Группы ложбинных озер имели протяженность до 15—35 км, вытянутые котловины с неровным дном и перегородками-ригелями — останцами коренных пород и достигали глубины 60 м в момент заложения и ширины до 5—7 км (Якубовская, 1986; Зинава, 1989).

В начале существования водоемов чередовались проточные и застойные условия седиментации и отлагались пески мелко-среднезернистые кварцевые и полевошпатово-кварцевые с прослойками тонкой супеси, иногда торфянистой, с вивианитом и пиритом (6—28 м).

На позднеледниковых песках в ложбинных озерах залегает мощный слой сапропелитов (до 18 м в разрезе Борки) карбонатных, кремнеземистых, торфянистых, с тонкими прослойками песка и включениями раковин моллюсков, створок диатомовых водорослей, пыльцы, спор, незначительного количества плодов и семян, а также раковин остракод. Прослойки торфа встречаются редко.

Сапропелиты из разреза скв. 13Б у Красной Дубровы (Шиманович, 1986) характеризуются ритмичным чередованием сапропелитов с мергельной, мергельно-глинистой и глинистой составляющей с диатомитами карбонатным и карбонатно-глинистым. Содержание карбонатов особенно велико в основании толщи и колеблется от 14.2 до 85.7 %, среди них преобладают карбонатно-глинистые агрегаты. В сапропелитовой части разреза высока концентрация пирита — до 75 % в песчаной фракции. Сапропелиты и мергели формировались в замкнутых и полужамкнутых водоемах на глубинах до 10—18 м в течение всего межледниковья. Во время климатического оптимума площадь ложбинных озер, вероятно, была максимальной, ибо в некоторых разрезах осадконакопление нача-

¹ Т. В. Якубовская, Г. К. Хурсевич, Т. Б. Рылова, В. И. Назаров, Г. И. Литвинюк.

лось только в начале или середине оптимума (разрезы Борки-2, 2Г, Ятвезь). Заключительная фаза существования таких озер сопровождалась обмелением и накоплением торфа, алевритов и мелкозернистых глинистых песков общей мощностью 6—10 м. Пески имеют полевошпатово-кварцевый состав, косоволнистую слоистость, высокую дифференциацию материала, преобладание мелкопесчаных плохоокатанных частиц, что свидетельствует об участии аллювиальных процессов в формировании осадков водоема.

В самую раннюю фазу развития межледниковых озер (палинозона bl1) на плакорах были распространены березово-сосновые леса с единственным участием *Larix*, *Picea* и *Salix*. Олиготрофные водоемы того времени населяли относительно холодноводные диатомеи дна и перифитона: *Diploneis domblittensis* (Grun.) Cl., *Navicula duliviana* Krasske, *N. rotunda* Hust, *Amphora pediculus* Kütz., *Opephora martyi* Herib., различные *Fragilaria*, *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl. и др. Из обитателей планктона были характерны *Stephanodiscus raripunctatus* Churs. et Log. и виды *Aulacoseira*, представленные преимущественно спорами.

Сосновые и сосново-березовые леса с примесью лиственницы, тисса, ели, ольхи, широколиственных пород и орешника (bl2) — окружали Краснодубровский, Чкаловский и Борковский водоемы во время накопления 1.3—3.4-метровой толщи сапропелитов и диатомовых супесей. В составе диатомовой флоры Борковского палеоводоема доминировали планктонные виды, свидетельствующие о глубоководности озера и его слабоолиготрофном режиме. В Чкаловском бассейне приоритет принадлежал широко распространенным донным видам: *Amphora libyca* Ehr., *A. ovalis* Kütz., *Navicula oblonga* Kütz., *N. gastrum* Ehr., *N. placentula* (Ehr.) Grun., *N. reinhardtii* (Grun.) Cl. и др. Из эпифитов встречены *Cymbella ehrenbergii* Kütz., *C. affinis* Kütz. и др., из представителей планктона — *Cyclotella radiosа* var. *lichvinensis* (Jousé) Log. и *C. reczickiae* var. *diversa* Log. Приведенный комплекс диатомей характеризует относительно неглубокий, но достаточно прозрачный слабоолиготрофный тип палеоводоема с заметным содержанием в нем карбонатов.

Во время климатического оптимума (bl3—bl5) во всех ложбинных озерах шло преимущественно органогенное осадконакопление, высокие темпы которого обеспечивались высокой биопродуктивностью и привели к образованию мощной толщи осадков. В начале оптимума водоем окружали широколиственные дубово-вязово-липовые леса с примесью сосны, березы и ольхи, которые в середине оптимума стали разнообразнее (дуб, вяз, липа, клен, ясень с участием сосны, березы, ольхи и богатым подлеском из лещины). В конце оптимума под влиянием увлажнения климата леса приобрели характер широколиственно-хвойных, с преобладанием дуба, липы, лещины, сосны, участием ели и пихты и значительной ролью березы и ольхи. Для оптимума межледниковья в Борках Т. Б. Рылова и О. П. Кондратене отметили экзоты *Zelkova*, *Vitis*, *Myrica*, *Carya*, *Ligustrum*.

Наиболее глубоководный палеоводоем с мезотрофно-эвтрофным режимом в течение термического оптимума существовал близ д. Красная Дуброва (разрез скв. 13Б, 40.2—45.1 м). В составе диатомей древнего озера превалировали планктонные виды, ведущее положение занимали

Stephanodiscus — *S. rotula* (Kütz.) Heydey et var. *paucus* Churs. — и вымершие таксоны *S. raripunctatus* Churs. et Log., *S. determinatus* Churs., *S. niagarae* var. *insuetus* Churs. et Log., *S. peculiaris* Churs. и *S. styliferum* Churs. (Хуревич, Логинова, 1986; Хуревич, 1989). Менее обильны были *Aulacoseira*, представители *Cyclotella* развивались умеренно (рис. 94).

В районе д. Рассвет (разрез скв. 41, глуб. 42.7—55.2 м) древний палеоводоем был среднеглубоководным, с чертами олиготрофии. В планктоне озера высокую численность имели *Cyclotella radiosa* var. *lichvinensis* (Jouse) Log., *C. radiosa* var. *pliocaenica* (Krasske) Hakansson и *C. reczickiae* Churs. et Log. et var. *diversa* Log. Заметную роль во флоре играли также донные виды из родов *Navicula* Bory и *Amphora* Ehr. В перифитоне присутствовали немногочисленные *Cymbella* и *Gomphonema*. Во второй половине оптимума состав обитателей планктона существенно обогатился. Наряду с видами *Cyclotella* высокое количественное содержание имели представители родов *Aulacoseira* Thw. и *Stephanodiscus* Ehr., а также *Cyclostephanos dubius* (Fricke) Round, указывающие на эвтрофирование древнего бассейна. В составе донных диатомей и эпифитов значительных изменений не произошло.

В озере у д. Ятвезь (разрезы скв. 6, глуб. 63.7—74.3 м, и скв. 1885, глуб. 68.4—76.4 м) массовое развитие видов *Cyclotella* зафиксировано лишь в самом начале оптимума. Позднее приоритет перешел к умеренно-тепловодным видам *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Sim., *A. granulata* (Ehr.) Sim. et var. *angustissima* (O. Müll.) Sim., *Stephanodiscus rotula* (Kütz.) Hendey, *S. peculiaris* Churs. и *Asterionella formosa* Hassal, характеризующим эвтрофный режим сравнительно глубоководного древнего озера.

Макрофлора водоемов ложбинного типа отличалась бедностью даже во время климатического оптимума. Наиболее многочисленными в Борковском палеоводоеме были *Najas marina*, *Nuphar lutea*, *Nymphaea cinerea*, *Caulinia minor*; слаборазвитые, как и камыши, рдесты, *Alisma plantago-aquatica*, *Batrachium*, *Hippuris vulgaris*, некоторые осоки, населявшие мелководье. Встречались *Trapa* sp. и *Salvinia natans*. В оптимуме сосредоточены все экзотические виды, среди которых унаследованные от плиоцена *Caulinia* ex gr. *tenuissima*, *Stratiotes* cf. *intermedius*, *Scirpus atroviroides*, *Nymphaea* и др. В прибрежных лесах встречались *Tilia* cf. *tomentosa* и *Acer* sp., *Picea* sp., *Betula alba*, *Alnus* sp.

Флора высших водных растений в группе Краснодубровских водоемов времени климатического оптимума выявлена в небольших интервалах разрезов 13Б (глуб. 40.4—44.0 м), 5 (глуб. 39.5—49.8 м) и 41 (глуб. 42.7—55.2 м) и выглядит весьма умеренной, лишенной теплолюбив, неотличимой от неоптимальных фаз других межледниковий.

В фауне ostracod (Зубович, 1986) климатического оптимума Борковского и Чкаловского водоема обнаружены обитатели чистых вод, а также преобладающие среди них термоиндифферентные и относительно теплолюбивые виды из родов *Limnocythere*, *Paralimnocythere*, *Herpetocypris*, *Cyclocypris* и др.

Климатические условия борковского оптимума, по определению Я. К. Еловичевой (1992а), отличались от современных превышением температуры января на 1—4 °С, температуры июля — на 3 °С, осадков — на 150 мм.

Заключительные этапы истории межледниковых ложбинных озер (палинозоны b16-8) отражены в толще осадков мощностью 2—4 м. Хвойные сосновые елово-сосновые леса с участием березы, ольхи, дуба, вяза и липы постепенно теряли примесь широколиственных пород и сменялись хвойно-мелколиственными лесами; увеличивалась роль травянистых ассоциаций открытых местообитаний. Водно-болотная растительность конца межледниковья в ложбинных озерах изучена лишь в Борковском палеоводоеме, где существовала небогатая флора макрофитов: *Potamogeton filiformis*, *P. vaginatus*, *P. dorofeevii*, *Najas marina*, *Caulinia minor*. На берегах озера были развиты осоково-разнотравные ассоциации.

На этом этапе в составе доминировали планктонные диатомеи — *Stephanodiscus niagarae* var. *insuetus* Churs. et Log., *S. rotula* (Kütz.) Hendeу совместно с *Fragilaria crotonensis* Kitt. и видами *Aulacoseira*. Палеоводоемы сохраняли относительно высокий уровень воды и признаки эвтрофии. Позднее основной фон флоры составляли *Aulacoseira* и *Fragilaria*, указывающие на обмеление древних озер.

Описанные ложбинные водоемы беловежского межледниковья были глубокими (18—20 м) и продолжали существовать в начале последующего оледенения (Борки, Ятвезь, Старобин) или на протяжении этого оледенения и следующего, могилевского (краснодубровского), межледниковья. Кроме длительности существования эти озера отличались своеобразием осадконакопления — большой ролью кремнеземистых и карбонатных илов. Макрофлора таких водоемов бедна, время климатического оптимума характеризуется умеренной флорой макрофитов с экзотами-реликтами плиоцена.

Диатомовая флора ложбинных водоемов беловежского межледниковья отличалась богатством и своеобразием (275 видов и внутривидовых таксонов) и характеризуется высоким содержанием вымерших плиоцен-плейстоценовых форм *Cyclotella radiosa* var. *pliocenica* (Krasske) Hakanson (до 30 %) и *C. radiosa* var. *lichvinensis* (Lousé) Log. (до 25 %), значительным участием видов-индикаторов беловежского межледниковья.

Второй тип озер беловежского межледниковья существовал на моренных равнинах водоразделов. История этих водоемов начиналась в самом конце позднеледниковья, когда понижения моренного рельефа были заняты глыбами мертвого льда и в просядках его накапливались маломощные прослойки суглинков и песков. Расконсервация таких котловин происходила от начала межледниковья вплоть до начала оптимума (Вальчик, 1992).

Классическим примером водораздельного водоема является беловежский водоем Нижнинского Рва под г. Шкловом (Горецкий, 1970; Еловичева, 1992; Горецкий и др., 1987). Котловина этого водоема расположена на отметках 150—160 м в пределах погребенного моренного плато с гляцигенными формами рельефа. В линзе отложений водоема сохранилась почти не нарушенная естественная стратификация слоев, а развитие и миграция зональной растительности происходила в той же последовательности, которая свойственна беловежским водоемам, изученным по отложениям *in situ* (Махнач и др., 1982; Махнач, Рылова, 1986 и др.). Озерно-болотная толща прослежена на протяжении 187 м. Поперек оврага она вскрыта на расстоянии 80—100 м, причем прибрежные разрезы

не обнаружены, а выявлено срезание южной части залежи (Горецкий и др., 1987; рис. 95, 96, см. вкл.). Максимальная глубина погребенной озерной котловины 12 м. По данным термолюминесцентного анализа, полученным В. И. Шелкоплясом для начала осадконакопления первого межледникового цикла (КТЛ-1М/85 — 216 ± 18 тыс. лет) и конца (КТЛ-2М/85 — 162 ± 15 тыс. лет), беловежский водоем существовал около 50 тыс. лет, он же был унаследован и продолжал жить в последующие оледенения и межледниковье (могилевское). Длительная история возможна была лишь в условиях замедленных темпов седиментации, отсутствия сноса в водоем и микроперерывов в накоплении органогенных и перерывов в ледниковых отложениях разреза. Такие особенности седиментации свидетельствуют о положении озера на высоких отметках рельефа, изолированности его от речной сети и слабо развитых процессах эрозии и сноса.

Нижнинское озеро возникло в конце ясельдинского позднеледникового и прошло термокарстовую стадию. Следы термокарстовых процессов — суглинки мощностью около 60 см — найдены в основании озерной толщи. Палинологические данные (Кондратене, Санько, 1985; Еловичева, 1979; Горецкий и др., 1987) свидетельствуют о наличии открытых ландшафтов в самом начале существования водоема. В наземной растительности преобладали травянистые полынно-маревые группировки, *Betula nana*, встречались *Alnaster fruticosus*, *Salix cf. polaris*. Лесные сообщества с участием ели, березы, сосны и лиственницы имели подчиненное значение. Растительность с чертами ксерофильности существовала в суровых климатических условиях, когда среднеиюльские температуры составляли 10—12 °С, среднеянварские — от -30 до -35 °С, а годовое количество осадков равнялось 200—350 мм.

В озерах обитали немногочисленные *Characeae*, *Potamogeton palaeofiliformis*, *P. praelongus*, *P. natans*, а также *Scirpus lacustris* и *Hippuris vulgaris*.

Вблизи озера были развиты березовые колки, позже появились сосна, лиственница, а также болотные ассоциации. Среди энтомофауны обнаружены обитатели тайги — *Epaphius rivularis*, *Omalini* gen., *Lathrobium* sp., *Byrrhus* sp.

Отложения Нижнинского водоема до оптимума межледникового представлены глинистым сапропелитом небольшой мощности (6—25 см), суглинками и супесями с прослоем песка, содержащими зерна гравия (Кондратене, Санько, 1985). Эти отложения соответствуют палинозонам b11, 2. По составу палинокомплексов реконструированы елово-лиственнично-березовые, березово-сосновые и сосново-березовые леса. К концу раннего межледникового в лесах появилась примесь широколиственных, ольхи и орешника. В лесных ассоциациях около озера, судя по палеокарпологическим данным, доминировали вначале лиственница, ель, береза; сосна встречалась реже. Водная растительность была уже дифференцирована по зонам зарастания. В зоне рдестов обитало около 10 видов, в том числе *Potamogeton praelongus*, *P. palaeofiliformis*. Зона кубышек представлена малочисленными *Nymphaea cinerea*, вблизи берега были развиты заросли *Scirpus lacustris*, *Carex rostrata*, *C. cf. vesicaria*, а также *Hippuris vulgaris*. На влажных берегах обитали *Sparganium minimum*, *Polygonum lapathifolium*, *Urtica dioica*, *Ranunculus sceleratus* и *R. sceleratoides*. На-

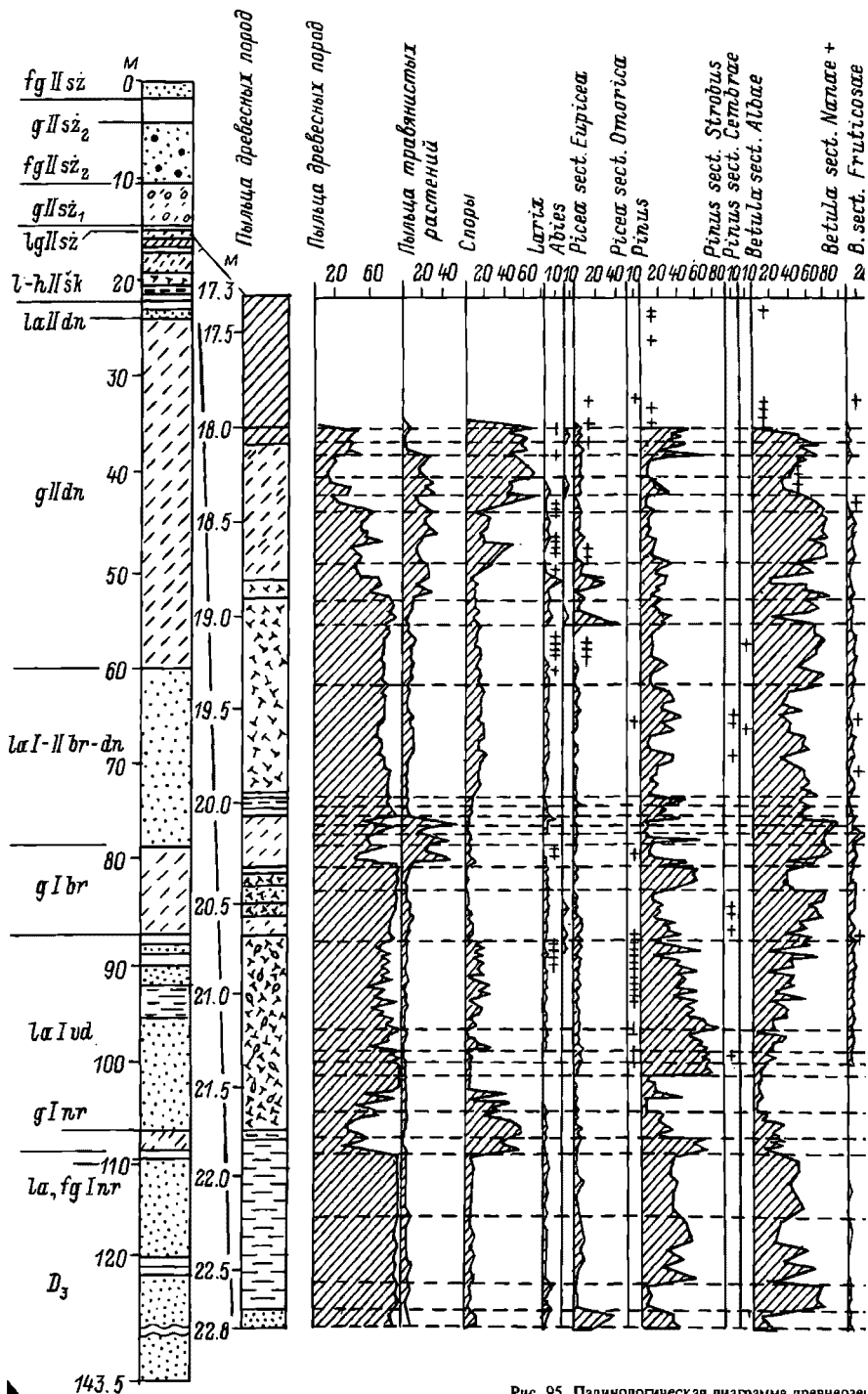
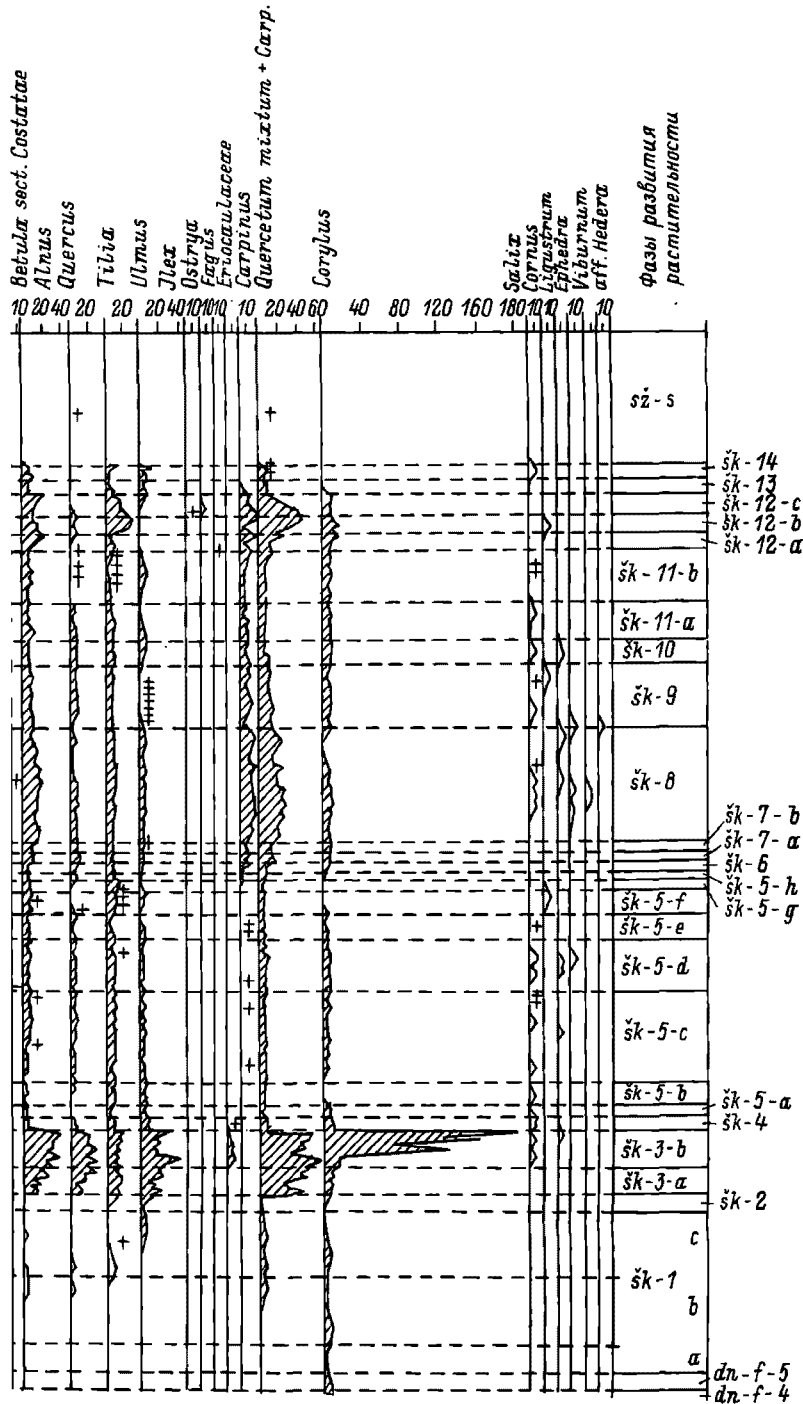


Рис. 95. Палинологическая диаграмма древнеозея

1 — песок, 2 — супглинок, 3 — супесь торфянистая, 4 — супесь, 5



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

ных отложений в овраге Нижинский Ров (скв. 3).

— гиттия, 6 — торф листоватый, 7 — торф, 8 — суглинок моренный.

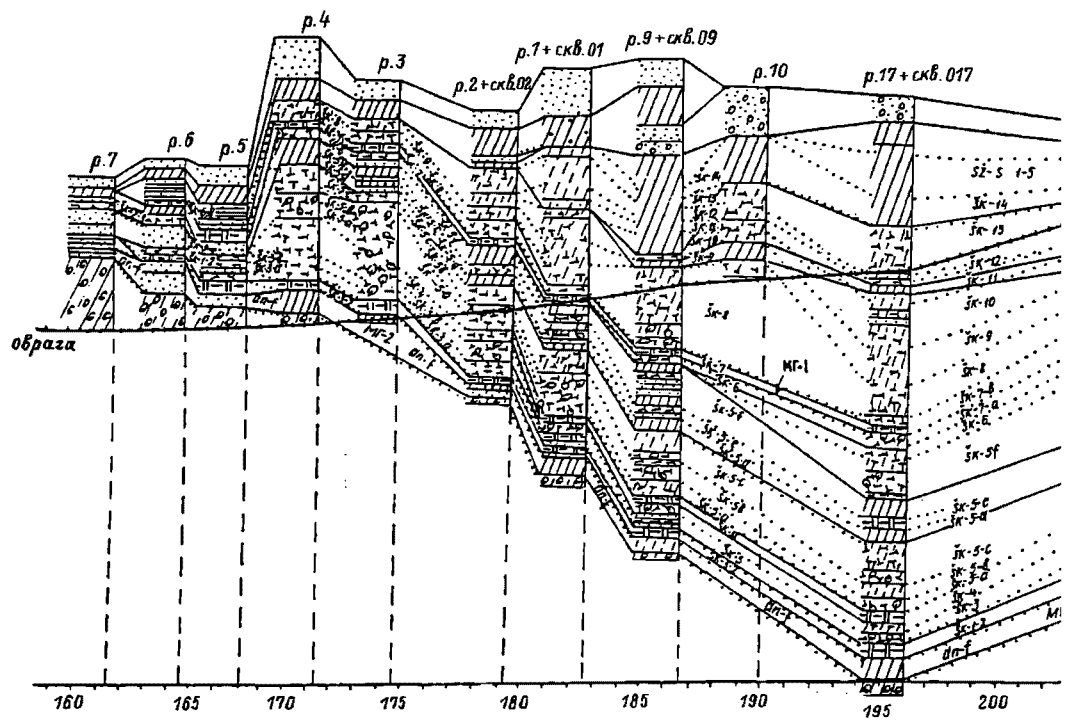
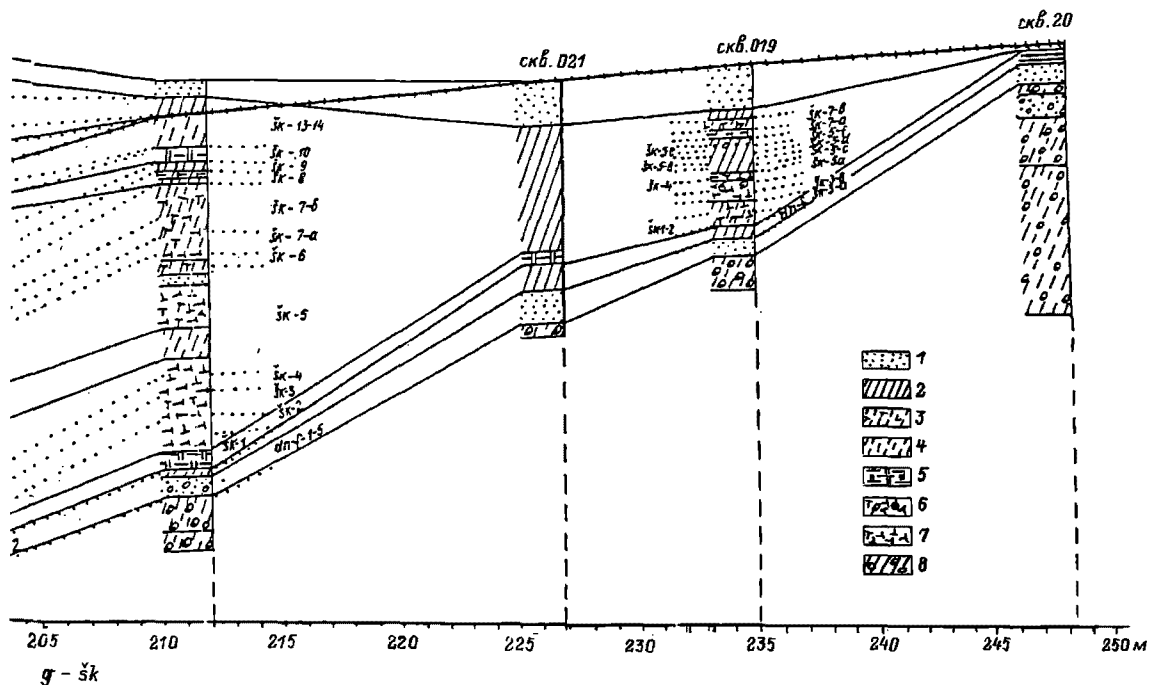


Рис. 96. Продольные геологический и палинологический

Усл. об.



ский профили через органогенную толщу Нижинского Рва.

эн. см. на рис. 95.

селявшая берега энтомофауна вначале имела лишь таежных представителей (например, *Chlaenius costulatus*), позже — хвойно-широколиственных лесов (*Donacia versicolorea*, *Otiorhynchus scaber* и др.).

Во время климатического оптимума межледниковья (bl 3—5) в водоеме Нижнинского Рва накапливались преимущественно торфянистые отложения за счет сплавин и зарастания прибрежной растительностью, лишь в центральной части временами накапливались сапропелиты (см. рис. 95, 96). Мощность соответствующих отложений 20—150 см.

Сукцессии лесной растительности времени оптимума весьма характерны для этого межледниковья. С его началом были повсеместно развиты густые широколиственные дубово-вязово-липовые леса с примесью клена, ясеня, ольхи, лещины, с подчиненной ролью сосны, ели и лиственницы. Во второй половине оптимума в смешанном дубовом лесу развивается обильный подлесок из лещины и расширяются площади ольшаников; присутствуют экзоты — бирючина, виноград, граб. Водное зеркало Нижнинского водоема сокращалось во время климатического оптимума в связи с преобладанием болотной седиментации. Однако в конце его произошло повышение уровня грунтовых вод в связи с увлажнением климата (Кондратене, Санько, 1985).

Водная растительность этого времени отличалась высокой термофильностью. Наибольшего развития достигли *Nuphar lutea*, *N. pumila*, *Nymphaea alba*, *N. cinerea*, *Brasenia borysthénica* с разновидностью, появились *Aldrovanda dokturovskiyi* и *A. borysthénica*, *Salvinia natans*, многочисленны были рдесты. Из болотных и прибрежно-водных растений доминантами стали *Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre*, *Scheuchzeria palustris* и различные *Carex*, в том числе *C. paucifloroides*. На прибрежных торфяниках во второй половине оптимума обитали *Andromeda polifolia*, *Chamaedaphne calyculata*. Восточная часть водоема сократилась, торфяник надвинулся на озеро на 15—20 м, вытеснив зоны кувшинок и рдестов, на месте которых развивались *Typha*, *Scirpus lacustris*, *Carex*, *Eleocharis palustris*, *Lycopus europeus*, *Cicuta virosa*, *Urtica dioica*, *Potentilla* sp.

В связи с преобладанием болотного седиментогенеза в период климатического оптимума водная растительность выглядит бедной, но в ней присутствуют *Brasenia borysthénica*, *Nymphaea cinerea*, *Aldrovanda borysthénica* и *Carex paucifloroides*, сочетание которых характерно лишь для беловежских водораздельных водоемов.

В энтомофауне климатического оптимума Нижнинского Рва отмечено преобладание береговых видов над гидробионтами, незначительное количество лесных и единично луговых видов. Господство в энтомофауне представителей рода *Plateumaris* расценивается как показатель заболоченных берегов, зачастую без открытой воды. Жуки рода *Donacia*, обитающие на свободной водной поверхности, не исчезали во время климатического оптимума. По составу энтомофауны можно предположить, что среднеиюльские температуры, видимо, не превышали +18—19 °С, среднеянварские температуры составляли -3—9 °С, а количество осадков — около 600 мм.

Постоптимальные фазы седиментации и развития растительности в Нижнинском палеоводоеме относятся к отложениям конца межледниковья в Нижнинском Рве. Заключительным фазам развития водоема

соответствуют сосново-березовые леса с примесью широколиственных и лиственных и сменявшие их сосново-березовые с примесью ели, лиственницы и широколиственных. В водной растительности заметных изменений по отношению к оптимуму не отмечено. В энтомофауне к концу межледниковья появилась большая группа обитателей тайги, в том числе *Eraphius rivularis* Gyll. Климатические условия отличались от современных более прохладным летом (температура июля +16 °С), суровой зимой (-11—-17 °С) и большим количеством осадков (700—800 мм).

В межледниковой истории Нижнинского водоема отразились следующие общие особенности развития водораздельных озер беловежского времени: зарождение водоемов в позднеледниковье, смена озерной седиментации озерно-болотной во время климатического оптимума, увеличение озерности со второй половины климатического оптимума, преобладание среди осадков торфянистых гиттий и торфов, реже суглинков и супесей, особенно диатомовых, низкие темпы осадконакопления, богатое развитие водной макрофлоры с выраженным бразениевым комплексом видов в оптимуме, слабое представительство (в отдельных водоемах) диатомовой флоры, в большинстве местонахождений наблюдается очень быстрый переход от позднеледниковья к климатическому оптимуму, продолжение существования водоемов после окончания беловежского межледниковья.

Большинство известных «шкловских» и беловежских палеоводоемов относится к водораздельному типу. Их межледниковая история полностью отражена в таких местонахождениях, как Углы (Махнач, Цапенко, 1966), Ляхи (Вознячук и др., 1971), Смолярка (Рылова, 1985; Якубовская, Рылова, 1992), Яглевичи, Стригин, Голицы (Величkevич и др., 1993), Костеши (Еловичева, 1979; Величkevич, 1982). Заложение отдельных водоемов на моренной равнине Юго-Западной Беларуси было связано не только с неровностями ледникового рельефа, но и с просадкой грунтов над мощными толщами неогеновых и позднеледниковых бурых углей в древних карстовых воронках, как например в скв. 13 у Смолярки.

Водоемы нижнинской ледниковой эпохи¹

Нижнинское оледенение относится к предокскому малому оледенению, которое распространялось за пределы Фенноскандии или занимало крайний северо-запад Русской равнины (Вознячук, 1981, 1985). На территории Беларуси во время этого оледенения существовали перигляциальные ландшафты и многолетняя мерзлота. Эпоха изучена по отложениям озер и болот, перекрывающих осадки беловежского межледниковья. Это отложения «промежуточного похолодания» в разрезе Нижнинский Ров: литофациально пестрая толща, состоящая из мохового и травяного торфов, гиттий, суглинков, супесей и песка с галькой и валуном до 30 см в диаметре, со следами мерзлотных деформаций, мощность которой колеблется от 0.25 до 4.45 м. Озерные и озерно-болотные, реже озерно-аллювиальные осадки, отвечающие нижнинскому оледенению (мощность

¹ Т. В. Якубовская, Г. К. Хурсевич, Т. Б. Рылова.

до 8.8 м), известны в местонахождениях Углы (Махнач, Цапенко, 1966), Ляхи (Вознячук и др., 1971), Пиваши (Баландзін, Махнач, 1971), Костеша (Еловичева, 1979), Красная Дуброва (Махнач, Цапенко, 1966; Махнач и др., 1982; Махнач, Рылова, 1986; Хурсевич, Логинова, 1986), Голицы (Величkevич и др., 1993) и др. Переход от беловежского межледниковья к нижнинскому оледенению почти во всех водоемах проявился в изменении характера осадконакопления — вместо органогенных торфяных и сапропелевых, а также мергельных илов начали накапливаться кластогенные отложения в условиях восстановительной среды и уменьшения количества органики.

Во время первой стадии оледенения (угловское «похолодание») в Нижнинском озере-болоте формировался гипновый торф или красно-коричневая торфянистая гиттия, которая затронута мерзлотными нарушениями. Водно-болотная растительность резко обеднена, в самом начале в ней присутствовали *Isöetes rugosa*, *Salvinia natans*, *Aldrovanda borysthensis*, реликт межледниковой эпохи. К концу этой стадии впервые для Нижнинского палеоводоема получают распространение полушниковые подводные луга. С этого времени они становятся наиболее характерной особенностью водной растительности. В водоеме в небольшом количестве развивались *Potamogeton natans*, *P. cf. rutilus*, *Hippuris vulgaris*; впервые для водоема отмечена *Azolla cf. interglacialis*. Болотная растительность представлена богатым набором видов, среди которых неофиты Нижнинского водоема — *Dulichium arundinaceum*, *Selaginella selaginoides* и типичный перигляциальный вид *S. tetraedra*, *Scheuchzeria palustris* и *Betula cf. nana*. Ландшафтно-климатическая обстановка была сходна с современной северной лесотундрой.

Интерстадиальное потепление, или так называемый лысогорский оптимум, установлено по палинологическим данным. Об улучшении климатических условий свидетельствует развитие на водосборе озера березовососновых с примесью ели и лиственницы лесов таежного типа. Растительность водоема продолжала оставаться бедной. Во флоре водоема этой стадии господствует *Isoetes rigosa*, встречались те же рдесты, появилась *Elatine cf. hydropiper*, исчезли плавающие папоротники *Azolla* и *Salvinia*. На водосборах преобладали открытые пространства с полинно-кустарниковыми группировками, на болотах особенно многочисленна была *Betula nana*, присутствовали *Alnaster* и *Salix*. Древесная растительность представлена березовым редколесьем.

Для осадков, соответствующих максимуму оледенения, получена ТЛ-дата 162 ± 15 тыс. лет. Климат этого интервала (Еловичева, 1992а) охарактеризован следующими показателями: среднеянварская температура на 4—7 °С ниже современной, среднеиюльская — на 1 °С, а количество осадков меньше на 50—150 мм.

Во время нижнинского оледенения в ложбинных озерах Белорусского Полесья существовала своеобразная диатомовая флора. Она выявлена в разрезах Красная Дуброва (скв. 55Б, глуб. 31.4—34.4 м) и Ятвезь (скв. 6, глуб. 55.0—60.3 м). В разрезе Красная Дуброва створки диатомей представлены очень мелкими и нередко уродливыми экземплярами эпифитных видов *Opephora martyi*, *Fragilaria brevistriata*, *F. construens* и ее разновидностей, а также донных *Amphora pediculus*, *Navicula scutelloides*,

Gyrosigma attenuatum и др. Приведенные данные отражают крайне неблагоприятную обстановку для развития альгофлоры в мелководном водоеме, что подтверждается палинологическими и палеокарпологическими данными.

В разрезе Ятвезь в сапропелевых илах, формирование которых происходило в пригляциальных условиях нижнинского оледенения, встречен также литоральный комплекс диатомей, но отличающийся по видовому составу от предыдущего. В нем наряду с представителями рода *Fragilaria* высокую численность имели *Synedra ulna* с разновидностями и *Cocconeis placentula*, живущие среди макрофитов. Характерны относительно холодноводные *Cocconeis disculus*, *Tetracyclus emarginatus*, *Diatoma vulgare* var. *ehrenbergii*, *Cymbella aspera* и др., указывающие на низкий температурный режим древнего озера в условиях прогрессирующего похолодания климата.

Озера нижнинского времени были мелководными. Обмеление происходило за счет накопления терригенного материала в связи с оживлением эрозионных процессов. Многие водоемы значительно уменьшились или были занесены кластогенным материалом и прекратили свое существование. К ним относятся озера у деревень Борки, Голицы, Яглевичи, Смоллярка и др. В некоторых из них в осадках на основании палеоботанических данных также выделяются две стадии похолодания и теплый интерстадиал. Такова история недавно изученного палеоводоема у д. Голицы. В скважине 1474 на глубине 15.4—18.8 м (Величkevич и др., 1993) отчетливо выделяются похолодания — палинокомплексы IV и VI и слабое потепление (V).

Тем не менее почти все время сохранялась лесная растительность — березово-сосновые, в конце — березовые леса во время похолоданий и сосново-березовые — в интерстадиале. Палеокарпологические материалы, полученные из осадков этого разреза, имеют те же особенности, что и в стратотипическом разрезе Нижнинского Рва. Отмеченные Ф. Ю. Величkevичем признаки переотложения — окатанность отдельных остатков, присутствие тегменов — объясняются динамическими условиями водной среды в проточном водоеме и морозным выветриванием в условиях многолетней мерзлоты. Для первой стадии оледенения (глуб. 16.6—18.8 м) характерна довольно разнообразная водная флора с межледниковыми реликтами: *Salvinia natans*, *Caulinia goretskyi*, *Potamogeton* ex gr. *taackianus* и др. Макрофлора очень слабого интерстадиального потепления не стала богаче по числу видов, но ее отличает от предыдущей большое количество остатков *Picea* ex sect. *Omoricoidea*, другой состав рдестов, появление *Scheuchzeria palustris* (как и в Нижнинском палеоводоеме). Во время второй стадии оледенения водно-болотная растительность резко беднеет, в ней преобладают различные *Carex* и *Urtica dioica*, продолжают встречаться *Najas marina* и *Caulinia goretskyi*, характерны отсутствие мегаспор *Selaginella* и появление остатков *Betula humilis*.

Похолодание, соответствующее нижнинскому оледенению, устанавливается по палеокарпологическим данным, полученным Г. И. Литвинюком из озерных отложений в разрезе скв. 6 у д. Ятвезь (глуб. 57.8—60.0 м), где изменяется облик флоры за счет появления видов умеренных и холодных. Основу флоры составляют различные *Potamogeton* (*P. perfora-*

ius, *P. perfoliatus*, *P. alpinus*, *P. rutilus*, *P. pusillus*), *Zannichelia* sp., *Carex* sp., *Betula alba*, *B. humilis*, *Urtica dioica*, *Ranunculus sceleratoides*, *Menyanthes trifoliata*. Очевидно, что на юго-западе Беларуси во время нижинского оледенения климат был не столь суровый и ландшафтно-климатическая обстановка напоминала северную тайгу.

Перигляциальная зона нижинского оледенения, имевшего место в белевский (мучапский) век, согласно схеме МСК 1984 г., распространялась от Белорусского Полесья, Рославля и Бибирево до Жидини в Латвии.

Водоёмы могилевского межледникового¹

Могилевское межледниковье следовало за нижинским оледенением и выделено Л. Н. Вознячуком (1981) как долихвинское, соответствующее мандсгейскому, «грабовому» межледниковью кромера Восточной Англии. К нему отнесены озерные, озерно-болотные, реже озерно-аллювиальные осадки, охарактеризованные в прежних работах как второй оптимум шкловской, рославльской, серии. Название дано по г. Могилеву, где находится разрез Нижинский Ров. К могилевскому межледниковью в нем относится самая мощная верхняя часть (3.31—7.6 м) озерно-болотных и озерных отложений. Приводится описание изученной расчистки А в правой стенке оврага, вскрывшей в 170 м от Днепра прибрежную западную часть палеоводоёма. К могилевскому межледниковью отнесены следующие отложения:

Глубина, м

- 11 mh — суглинок коричнево-серый, жирный на срезе, гумусированный, с включением единичных зерен песка и гальки до 1 см; книзу темнеет, появляются линзочки песка тонкозернистого, светло-серого; на нижнем контакте — линзочка такого песка размером 3 × 25 см, переход постепенный 0.15
- Супесь торфянистая, темно-коричневая с присыпкой песка тонкозернистого, кварцевого с единичными зёрнами среднезернистого песка, рыхлая с неясной микрослоистостью; контакт четкий, неровный 0.50
- Та же супесь, но коричнево-серая, в верхней части — с зёрнами крупнозернистого песка и мелкой гальки, с остатками древесины. Нижний контакт выделяется слабым ожелезнением 0.75
- Гиттия торфянистая, темно-коричневая, плотная, менее опесчанена, скрытослоистая, с запахом сероводорода, редкими обломками древесины, в нижней части — с невыдержанным прослоем суглинка серого (1—10 мм). Контакт четкий 1.05
- Гиттия толстоплитчатая, плитки толщиной 1—4 см, темно-серая до черной, твердая, трещиноватая, по трещинам ожелезненная. Контакт резкий, неровный 1.15
- h 1 mh — торф слаборазложившийся, осоково-моховой, слоистый (листоватый) 1.23
- 11 mh — супесь тонкая, коричнево-темно-серая с незначительной примесью песка мелкозернистого, выклинивается вверх по оврагу 1.31
- 11 nz — суглинок сизовато-серый с галькой кристаллических пород до 3 см 1.71

В верхней части описанного разреза отсутствуют отложения самого конца межледниковья и начала последующего оледенения. Они изучены в расчистках 2 и 0—18, где охарактеризованы палинокомплексами XVII—

¹ Т. В. Якубовская, Г. К. Хурсевич, Т. Б. Рылова, В. И. Назаров, Г. И. Литвинюк.

XIX (Кондратене, Санько, 1985), и в некоторых других разрезах. Соответствующие озерные осадки представлены суглинком с зернами песка и гравия или мореноподобным суглинком с прослойкой гиттии общей мощностью 0.95—2.0 м.

На основании материалов палинологических исследований О. П. Кондратене пришла к выводу, что в разрезе Нижнинский Ров «...пыльцевые диаграммы межледниковых отложений отражают полный цикл развития растительности, включая раннемежледниковую, оптимум и позднеледниковую фазы» (Кондратене, Санько, 1985).

В начале межледниковья в мелководном бассейне формировались маломощные супесчаные и суглинистые осадки, вскоре сменившиеся осоково-моховым торфом. На фоне быстрого потепления болотный процесс осадкообразования преобладал над озерным, темпы накопления осадков были замедленными. Состав спектров указывает на внезапное потепление климата и быструю смену растительности от лесотундры до лесов таежного типа. В начале межледниковья мелкие водоемы хорошо прогревались, о чем говорит состав водной растительности, в которой наиболее многочисленны были водные папоротники (*Salvinia natans*), в небольшом количестве произрастал *Isoetes rugosa*, *I. lacustris*, встречалась *Pilularia borysthena*. Из других водных растений отмечены рдесты, преимущественно *P. natans*, а также *Batrachium* и *Elatine hydropiper*. Растительность озера была скудной. Заболоченные берега заселяли различные *Carex*, *Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre*, *Eleocharis palustris*, *Viola*, *Mentha*, *Thalictrum*, *Selaginella selaginoides*. На относительно сухих участках берегов обитали различные *Potentilla*, *Hypericum*, *Chenopodium rubrum*, в прибрежных лесах доминировали сосна и лиственница.

Во время формирования верхней части торфа (6—10 см) происходит резкая смена состава спектров, свидетельствующая о распространении дубово-вязовых лесов с липой, березой, лещиной, кленом и ольшаником; хвойные представлены елью и сосной. Потепление климата в начале климатического оптимума происходит внезапно. Соответствующая этой термоксеротической части оптимума водно-болотная флора представлена видами, характерными для беловежских межледниковий: *Brasenia borysthena*, *Aldrovanda borysthena*, *Pilularia borysthena*; появились отсутствовавшие в беловежской флоре этого разреза *Dulichium arundinaceum*, а из разнотравья — *Hypericum pleistocenicum* (Горецкий и др., 1987).

Более продолжительное время отражено в палинокомплексе XIV с характерным сочетанием древесных пород (*Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Picea*, *Pinus*). Это время формирования преимущественно сапропелевых илов, торфянистых и глинистых мощностью 0.25—1.0 м; площадь водоема расширилась, прибрежные торфяники оказались под водой. В водно-болотной растительности этой части оптимума заметно преобладают *Isoetes rugosa*. Бразения представлена двумя разновидностями, присутствует альдрованда. Прибрежно-болотная растительность несколько оскудела, хотя в ней появляется *Scirpus atroviroides*, получили распространение виды лесных болот — *Andromeda polifolia*, *Chamaedaphna caliculata*, *Arctostaphylos uva-ursi*. Лесная растительность плакоров в это время была наиболее богатой и разнообразной. В широколиственных лесах вначале более широко были распространены граб и ольха, позже —

ель, постоянно встречалась лиственница, а в конце — пихта. Отмечены теплолюбивые экзоты *Vitis* и *Ligustrum*. Особенности развития и состав растительности климатического оптимума могилевского межледниковья свидетельствуют, что в отличие от беловежского межледниковья климат имел сухую и теплую (термоксеротическую) фазу в самом начале и более теплоумеренную и влажную (термогигротическую) на протяжении остальной, большей части оптимума.

По определениям Я. К. Еловичевой (1992а) во время этого оптимума зимние температуры превышали современные на 2—5 °С, летние — на 2—3 °С, осадки — на 450—850 мм.

Во время последующего похолодания в водоеме органогенные осадкообразование прекращается, сапропелевые илы постепенно сменяются торфянистой супесью и суглинком. К этому времени мощность осадков достигает 1.0 м. В окрестностях межледникового озера произрастали березово-сосновые леса с примесью лиственницы и ели; примесь широколиственных пород в них постепенно убывала, возрастала роль сосны и березы. В водной флоре также наблюдается обеднение, исчезают теплолюбивые элементы (*Brasenia*, *Aldrovanda*), обильны *Isoetes rugosa* и *Pilularia borysthena*, *Nuphar pumilum*, *Nymphaea alba* и *Potamogeton natans*, а также *Batrachium*. Среди прибрежных влаголюбивых многочисленны *Carex*, *Selaginella selaginoides*.

Верхняя часть кластогенных осадков Нижнинского палеоводоема формировалась в заключительную фазу могилевского межледниковья и в начале последующего оледенения. Палеоботаническая характеристика этих преимущественно суглинистых и мореноподобных отложений в разных расчистках не идентична, так как осадконакопление сопровождалось переотложением материала из обнажавшихся берегов в обмелевшем водоеме. Обмелевший водоем зарастал прибрежной растительностью, на его берегах развивались черноольшанники, мезофильная луговая растительность и смешанный мелколиственный лес. В это время среднеиюльские температуры снизились по отношению к оптимуму на 2° и составляли 15°, в фауне насекомых преобладали береговые виды (80 %), число гидробионтов и лесных видов уменьшилось. Характерными видами этого времени были *Coelostoma orbiculare*, *Notaris aethiops* и др.

Сукцессии зональной растительности заключенных фаз существования водоема позволяют проследить следующие ландшафтноклиматические изменения: березовые редколесья → тундра → березово-сосновое редколесье → тундра с карликовой березой → тундра травянисто-моховая с северным гроздовником. Эти ландшафты характерны для начала оледенения. В это время произошло резкое сокращение численности видов водной и прибрежной-болотистой флоры. В водоеме остались *Isoetes rugosa* и *Pilularia borysthena*, *Batrachium* и *Elatine hydropiper*, *Characeae*, *Potamogeton natans* и *P. alpinus*, на берегах — *Carex* sp., *Geum urbanicum*, *Selaginella selaginoides*, *S. cf. helvetica*. Макрофлора характеризует переход от межледниковья к оледенению (Горецкий и др., 1987). Диатомовая флора могилевского межледниковья выявлена в разрезе скв. 13Б у д. Красная Дуброва Речицкого района Гомельской области из озерной супеси, серой, тонкой, карбонатной, с раковинами моллюсков и отпечатками листьев, вскрытой на глубине 26.2—28.0 м (рис. 94). Ведущая роль

во флоре принадлежит планктонным видам *Aulacoseira granulata*, *A. italica* и *Stephanodiscus niagarae* var. *insuetus*. Постоянно в небольшом количестве присутствует *Stephanodiscus rotula* и *S. parvus*. Численность видов *Cyclotella* невысокая, *C. radiosa* var. *pliocenica* представлена во флоре лишь единичными экземплярами. Заметное участие в составе флоры принимают *Asterionella formosa* и *Fragilaria crotonensis*. Комплекс диатомей отражает мезотрофно-эвтрофный глубоководный тип древнего озера. В это время на водосборной площади произрастали сосново-елово-березовые леса с примесью широколиственных пород и ольшанниками (Махнач, Рылова, 1986).

Несколько иной диатомовый комплекс выделен из гиттиевых отложений могилевского межледниковья в разрезе скв. 6 у д. Ятвезь Ивацевичского района Брестской области (глуб. 53—55 м). В нем преобладают эпифитные виды *Fragilaria brevistriata* и *F. construens* с разновидностями, свидетельствующие о неглубоком характере палеоводоема. Из планктонных диатомей короткую вспышку имели *Aulacoseira ambigua* и *Stephanodiscus niagarae*. В составе донных видов отмечены *Amphora libyca*, *Navicula oblonga* и др. Водная макрофлора разреза Ятвезь в этом интервале представлена типичными межледниковыми видами как бразениевого комплекса (*Brasenia*, *Stratiotes*), так и другими относительно теплолюбивыми формами (*Salvinia natans*, *Najas marina*, *Nymphaea candida*, *Ceratophyllum demersum* и др.). Характерно присутствие вымерших экзотов *Potamogeton perforatus*, *Carex pausifloroides*, *Ranunculus sceleratoides*.

Почти все водоемы могилевского межледниковья унаследованно развивались в глубоких ложбинных котловинах (д. Красная Дуброва, Ятвезь и др.) и в неглубоких на моренных водораздельных равнинах (Нижнинский Ров, Костеши, Ляхи и др.) на месте озер беловежского и нижнинского времени. Вероятно, регенерация этих озер происходила не одновременно, полное возобновление и максимальная площадь их достигалась лишь к середине климатического оптимума.

Водоемы же с полным циклом межледникового развития, не связанные с предшествующими нижнинским и беловежским этапами, очень неуверенно идентифицируются с могилевским межледниковьем. К нему относят разрез Смоленский Брод на Западной Двине (Величкевич и др., 1992).

До настоящего времени на территории Беларуси не известно ни одного разреза, где по результатам палинологического изучения можно восстановить все фазы развития растительности на протяжении могилевского межледниковья. В таких разрезах, как Нижнинский Ров, скв. 13Б и 55Б у д. Красная Дуброва, скв. 3 у д. Смолярка, на спорово-пыльцевых диаграммах представлены лишь фрагменты климатических оптимумов (Т. Б. Рылова, уст. сообщ.). Диаграммы могилевского межледниковья имеют сходство с диаграммами разреза Корчево по целому ряду признаков, которые указывают и на определенное сходство характера растительности, главные из которых таковы: среди широколиственных вначале преобладал дуб, а позднее — граб; роль орешника была незначительной, ольшанники распространялись довольно широко, в составе лесной растительности лишь изредка встречались клен, бирючина, виноград.

Озерные бассейны среднего плейстоцена — позднеберезинские и александрийские водоемы¹

Витебское межледниковье сменилось березинским II оледенением, которое, возможно, следует сопоставлять с окским вторым, или суворовским, оледенением России (Зубаков, 1992; Шик, 1992). Во многих местонахождениях озерных отложений александрийского межледниковья наблюдается закономерный фациальный переход от ледниковых к поздне- и межледниковым отложениям (Колодежный Ров у деревень Принеманская, Заборье, Лаперовичи, Печи и др.). В озерах, унаследовавших ледниковые ложбины, как у д. Заборье, позднеледниковый этап представлен мощной (около 30 м) толщей лимногляциальных отложений. В водоемах моренных водораздельных возвышенностей, возникших в понижениях после расконсервации их от мертвого льда, перигляциальные осадки маломощны (0.2—0.8 м) и представлены различными кластогенными осадками с нарушениями типа криотурбаций (Колодежный Ров). Подстилаются они линзовидно залегающими на морене разнотекстурными песками с гравием и галькой. Эти отложения термокарстовой стадии занимают самую глубокую часть погребенной озерной котловины. Возрождающиеся после оледенения водораздельные озера были небольшими и маловодными. Ландшафтно-климатические условия того времени были близкими к тундре и лесотундре, о чем свидетельствуют арктические элементы флоры, захороненные в позднеледниковых отложениях (*Dryas octopetala*, *Salix ex gr. herbacea* и др.). Древесная растительность была представлена березовым редколесьем со значительным участием *Betula nana*. Водоемы заселяли малочисленные макрофиты с преобладанием *Characeae* и *Potamogeton filiformis*, на берегах развивались скудные осоково-болотные ассоциации. Перигляциальные осадки позднеберезинского времени перекрыты озерными отложениями александрийского межледниковья. Водоемы этого межледниковья существовали на равнинной территории (рис. 97). На севере и северо-востоке региона преобладала приподнятая денудационная равнина с высотами 140—180 м. В центральной части территории в субширотном направлении протягивалась полоса краевых ледниковых гряд и возвышенностей. С ней был связан водораздел с максимальными высотами от 140 до 250 м. В средней и южной частях региона на высотах 90—140 м обширные пространства занимали водноледниковые, моренные и озерно-аллювиальные равнины. Моренные формы рельефа II березинского возраста несут следы активного термокарста.

Отложения александрийских межледниковых озерных водоемов сосредоточены в субширотной зоне краевых образований и на расположенных к югу от нее равнинах. На северо- и северо-востоке региона, на денудационных равнинах палеорельефа озера встречаются редко. Глубина залегания их отложений в северной части Беларуси составляет 30—80 м, в центральной зоне на краевых образованиях — от 3 до 120 м, на равнинах юга — 1.5—40 м. В некоторых местах они вскрываются оврагами.

¹ Т. В. Якубовская, Г. К. Хурсевич.

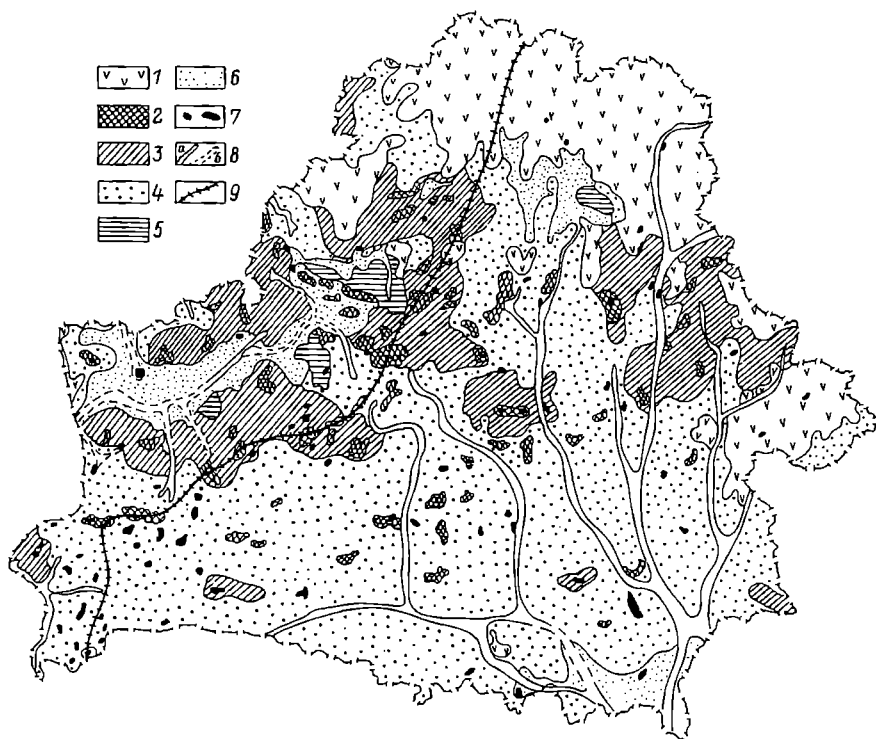


Рис. 97. Палеогеоморфологическая схема александрийского межледникового Беларуси.
Составила И. Э. Павловская с дополнениями по М. Е. Комаровскому.

1 — денудационные равнины, сложенные дочетвертичными породами; 2 — красные ледниковые гряды и возвышенности; 3 — моренные равнины; 4 — флювиогляциальные равнины; 5 — лимногляциальные низины; 6 — озерно-аллювиальные низины; 7 — озера; 8 — основные речные долины достоверные (а) и предполагаемые (б); 9 — линия главного водораздела.

Среди отложений александрийских водоемов наиболее распространены сапропели, диатомовые супеси и диатомиты, известковые мергели и алевроиты, торфа, гумусированные кластогенные осадки мощностью до 7, реже до 15—25 м.

Всего на территории Беларуси отложения озерного генезиса, относящиеся к александрийскому межледниковью, встречаются более чем в 100 местонахождениях. Наиболее известны разрезы Матвеев Ров у д. Малая Александрия Шкловского района, в Колодежном Рву под Гродно, Старые Стайки Шкловского района, Печи Борисовского района, Лаперовичи Минского района, Руба и Гралево Витебского района, Саковичи под Старобином, Ишкольд Барановичского района и др.

В разрезе Матвеев Ров накапливались аллювиальные пески, супеси и суглинки русловой и пойменной фаций (глуб. 4.56—6.9 м), озерно-стачичные слоистые мергели (глуб. 3.31—4.56 м) и супеси горизонтально-

слоистые (глуб. 3.13—3.31 м), а также озерно-болотные отложения, представленные многократно чередующимися тонкослоистыми гиттиями (0.13 м) и супесями — 0.5—3.13 м (Горецкий, 1970). Залегают осадки на отметках 162.5—164.5 м. Непосредственной связи с моренами пачки озерных аллювиальных и болотных отложений Матвеева Рва не наблюдается. Водоем был приурочен к Александрийской ложбине ледникового выпахивания и размыва (скв. 13), которая использовалась системой праднепра, поэтому подстилающая озерные осадки морена размыва, а перекрывающая отсутствует, так как водоем был занесен аллювием перигляциальной террасы. Александрийский межледниковый водоем обособился от реки в фазу развития елово-соново-березовых лесов с примесью широколиственных пород и ольшаников. В водоеме того времени обитала богатая флора преимущественно планктонных диатомей, состав которой свидетельствует о проточной холодной воде возникшего озера (Логина, 1979). Водная флора, по данным Ф. Ю. Величквича, была представлена *Isoetes lacustris* и в большом количестве *Najas marina*, в зоне растений с плавающими листьями обитали *Potamogeton natans*, *Nuphar lutea*, *Nymphaea alba*, а в прибрежной зоне — *Typha latifolia*, *Carex*.

Во время климатического оптимума александрийского межледниковья в водоеме Матвеева Рва накопилось около 2 м мергелей с прослойками сапропелитов. Это был неглубокий, прозрачный водоем с обильно развивавшейся диатомовой флорой (рис. 98), в которой особенно разнообразны были виды *Cyclotella*; среди них — *C. radiosa* и *C. radiosa* var. *lichvinensis* — руководящие формы александрийского межледниковья, а также *C. krammeri*, *C. schumanii* и др. Из эпифитов наиболее обильна была *Fragilaria brevistriata*. Водно-болотная флора высших растений во время оптимума была сравнительно бедной, из вымерших экзотов в ней присутствовала лишь *Caulinia goretskyi*. В течение оптимума произошли незначительные изменения в составе флоры — исчезают *C. minor* и *Lycopus europaeus*, уменьшилась роль *Potamogeton* и *Scirpus*, *Najas*, возросла роль *Potamogeton vaginatus* и *Scirpus lacustris*.

Лесная растительность климатического оптимума александрийского межледниковья была разнообразной и богатой. В это время были развиты хвойно-широколиственные сосново-елово-пихтовые с лиственницей леса с примесью дуба, в меньшей мере — липы и вяза, в подлеске — с лещиной, а также грабняки и ольшаники (Махнач, 1971; Шалабода, 1989).

С наступлением похолодания наметились обмеление и слабое эвтрофирование александрийского водоема. В диатомовой флоре преобладают роды *Fragilaria* (Логина, 1979). Произошло обеднение водной и болотной растительности, в которой сохранились немногие обитатели предыдущего этапа — *Potamogeton natans*, *P. vaginatus*, *Najas marina*, *Caulinia goretskyi*, *Carex* sp., *Scirpus lacustris*, *Urtica dioica*, *Ranunculus sceleratus*, *Polygonum aviculare*, *Eupatorium cannabinum* (Горецкий, 1970; Величквич, 1982). Новым компонентом болотной растительности стала *Selaginella selaginoides*. По палинологическим данным Н. А. Махнач (1971) выявлены изменения в составе растительности вблизи водоема, вплоть до развития лесных сообществ, в которых доминировали сосна, береза и ель в конце межледниковья. По мнению В. Л. Шалабода (1989), резкое обеднение лесной растительности, одновременное сокращение доли всех

широколиственных, полное исчезновение пыльцы *Carpinus*, *Tilia* и *Abies* произошло сразу по окончании климатического оптимума и на смену богатым хвойно-широколиственным лесам с грабом пришли сосново-березовые леса с елью (палинозона б). С окончанием этой фазы в развитии лесной растительности совпала смена в характере седиментогенеза — прекратилось накопление карбонатных мергелей и началось формирование глинистых и песчаных сапропелей. Последним соответствуют усиление эрозионного сноса в бассейн, расширение открытых травянистых участков с *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и др., выдвижение на первое место в древесной растительности березы, что интерпретируется как конец межледникового — начало днепровского оледенения. Этот сбой в последовательности развития лесной растительности после климатического оптимума в Матвеевом Рву позволяет предположить, что отмеченное внезапное похолодание климата синхронно похолоданию, разделяющему два климатических оптимума (или два самостоятельных межледниковья) в таких разрезах, как Колодежный Ров (Махнач, Якубовская, 1975; Якубовская, 1976), Старые Стайки, Ишкольд (Еловичева 1992а).

История водоемов двухоптимумного александрийского межледникового Беларуси подробно изучена в разрезе Колодежный Ров у бывшей д. Принеманская (еще раньше Жидовщина). Двучленность александрийского межледникового узаконена в действующей стратиграфической схеме четвертичных отложений Беларуси (Решения..., 1983). В истории Принеманского палеоводоема, существовавшего на водораздельной возвышенности на месте Гродненских ворот, много общих черт с Нижнинским палеоводоемом: одинаковый генезис котловин и палеогеоморфологическая приуроченность. Для водоемов первого межледникового (оптимума) характерно преобладание органогенного осадконакопления, для второго — кластогенного. Разделяющие их осадки представлены серо-зеленым суглинком, который в Нижнинском Рву носит следы мерзлотных деформаций; в Колодежном Рву такие нарушения отсутствуют. В обоих случаях органогенное осадконакопление происходило медленно и к концу климатического оптимума привело к обмелению и заболачиванию берегов озера. Это сходство внутренних условий водоемов (развития илообразующих организмов, беспрепятственное развитие водных биоценозов, изменение глубин в связи с зарастанием и т. д.) реализовывались на фоне различных климатических особенностей и сукцессий наземной растительности.

Перигляциальные позднеледниковые и межледниковые осадки в Принеманском палеоводоеме выполняют подковообразную котловину длиной до 490 м, шириной 112—180 м при глубине 13 м. Видимая мощность озерных и болотных отложений 7 м, сводный разрез составляет 9.1 м. В развитии водной и прибрежной растительности Принеманского озера выявлен последовательный ряд ассоциаций, характерных для определенных фаз эволюции водоема и лесной растительности. Харово-нитевиднордестовые и харово-гребенчатордестовые сообщества развивались в небольшом, непроточном водоеме с признаками олиготрофии на суглинистых и супесчаных грунтах, богатых карбонатами, в ландшафтной обстановке субарктической тундры и березового редколесья лесотундры конца позднеледниковья — самого начала межледниковья. В предоптимальные фазы межледниковья, когда водоразделы были заняты сначала березовыми

и елово-сосново-березовыми лесами и ольшаниками, а затем еловым и смешанными сосново-березовыми с примесью широколиственных пород лесами и ольшаниками, в водной растительности преобладали урутиевордестовые (с наядами и каулиниями), телорезово-полушниковые и каулиниевые ассоциации. Они связаны с мезотрофной фазой развития непроточного, относительно глубокого озера, в котором отлагались песчаные, супесчаные и суглинистые сапропели. Климат был умеренно континентальный, близкий к современному в Беловежской Пуще. Во время главного климатического оптимума межледниковья, в его первой половине, в окрестностях Принеманского водоема развивались темнохвойные пихтово-еловые леса, на плакорах — грабовые и смешанные широколиственные леса с подлеском из лещины; были по-прежнему развиты ольшаники. Наядово-рдестовая с водяными орехами растительность развивалась в эвтрофном, непроточном, мелеющем и зарастающем озере на сапропелевых грунтах. Вторая половина климатического оптимума охарактеризована смешанными сосново-елово-пихтовыми лесами с примесью дуба, граба, вяза, липы, ясеня, лещины. В водной растительности развивались каулиниевордестовые с альдровандой и полушниковые сообщества. Водоем был мелким, дистрофирующим; на него надвигался прибрежный торфяник, формировались сапропелевые, торфяно-сапропелевые и торфянистые грунты. Прибрежный торфяник за это время эволюционировал от низинного осокового и осоково-соснового до сосново-сфагнового, олиготрофного. Водная растительность Принеманского водоема времени климатического оптимума отличалась присутствием экзотов. Для нее характерны вымершие виды, такие как *Potamogeton goretskyi*, *P. densus*, *Caulinia goretskii*, *C. interglacialis*, *Brasenia* cf. *holsatica*, *Aldrovanda dokturovskyi*, *Trapa mikii*, *T. macrochilum*, *T. hryniewieckii*, *Sparganium* cf. *stenophyllum*, *Pilularia* cf. *globulifera*. Встречались экзотические *Dulichium arundinaceum*, *Scirpus*, *Carex*, *Aracites interglacialis*. Для главного оптимума межледниковья известны многочисленные экзоты в лесной растительности — *Abies alba*, *Taxus baccata*, *Tilia tomentosa*, *T. platyphyllos*, *Acer campestre*, *Quercus exot*, *Vitis* sp., *Carpinus minima*, *Picea* ex sect. *Omorica*.

Умеренно теплый и влажный климат этого времени способствовал широкому распространению экзотов во флоре, выживаемость которых была обеспечена мягкими зимами. Зимние температуры превышали современные на 8 °С, летние — на 2 °С, осадков выпадало больше на 1350 мм (Еловичева, 1992а).

В последующей истории Принеманского палеоводоема произошли резкие изменения. Озеро становится периодически проточным, в нем формируются серо-зеленые суглинки (до 25 см мощностью) и супесчаные гиттии с прослойками песка и гравием, увеличивается водное зеркало, озеро поглощает прибрежный торфяник, в водной и прибрежной растительности наблюдается резкое обеднение, выпадение многих теплолюбивых видов и появление арктобореальных. Такие изменения можно объяснить лишь похолоданием климата, ростом его континентальности, появлением разреженных и открытых пространств в лесной растительности, изменением гидрологического режима и всей ландшафтной обстановки.

Для растительности водоема этого времени характерны нителлово-полушниковые и нителлово-нитевиднордестовые ассоциации, развивающи-

еся в олиготрофно-мезотрофном, слабoproточном озере на суглинистых илах. Доминирующую роль в водной растительности имели *Nitella* sp. и *Isoetes lacustris*. Из рдестов встречались *Potamogeton filiformis* и *P. dorofeevii*, появившиеся в озере наряду с такими неофитами, как *Myriophyllum spinulosum* и *Elatine hexandra*; вновь найдены *Azolla interglacialis* и *Sparganium hyperboreum*, отсутствовавшие после начальной фазы межледниковья, при сохранении некоторых представителей оптимума — *Caulinia goretskyi*, *Aracites* и *Aldrovanda dokturovskyi*. На болотах появились типичные представители перигляциальных флор Беларуси — *Selaginella selaginoides* и *Betula nana*. В составе лесов самого холодного времени преобладали сосна и береза, а также ольха. На водосборе существовали темнохвойные с пихтой и елью группировки и мелколиственные, а также светлохвойные с сосной и лиственницей и участки смешанного леса с грабом. Для этого времени характерно присутствие травянистых сообществ с преобладанием полыней. Потепление климата и второй (малый) оптимум александрийского межледниковья в Принеманском разрезе характеризуется развитием хвойных (сосново-елово-пихтовых) лесов и грабняков с примесью широколиственных пород в понижениях ольшаников (Махнач, Якубовская, 1975; Ананова, Тарасевич, 1975). Водно-болотная флора этого времени отличается видовым разнообразием и присутствием 20 экзотических видов. Эта группа содержит представителей главного оптимума межледниковья — *Caulinia goretskyi*, *Aracites interglacialis* и *Aldrovanda dokturovskyi*, а также региональные экзоты — *Sparganium hyperboreum*, *Elatine hexandra*, *Myriophyllum spinulosum*, *Pilularia* cf. *globulifera*. Во втором оптимуме александрийского межледниковья известен *Myriophyllum spinulosum*. В конце второго оптимума в Принеманском водоеме начала развиваться диатомовая флора (Логинова, 1979), которая представлена небогатым набором видов. Развитие получили нетребовательные к условиям существования литоральные формы *Fragilaria*. В общем составе преобладали формы обрастаний, что свидетельствует о мелководности водоема. Среди циклотелл присутствует *Caulinia radiosa* var. *lichvinensis* — характерная форма лихвинского межледниковья. Ко второму оптимуму в Принеманском водоеме относится и максимальный расцвет фауны остракод (Зубович, 1978). В ее составе пять форм унаследовано от главного оптимума, девять — от предшествующего похолодания, т. е. наблюдается смешение форм с различными термическими требованиями. Ведущую роль в сообществах ракообразных играли *Heterocypris* aff. *rotundatus*, *Potamocypris reflexa* ssp. *glacialis*, *P. negadaevii*, *P. schneiderae*, *P. ex. gr. plana*. Особенностью флоры и фауны второго оптимума было сочетание бореальных и арктобореальных видов конца межледниковой эпохи и реликтов климатического оптимума. Потепление климата было не столь глубоким, как во время главного климатического оптимума, природно-ландшафтная обстановка была близка к современной в окрестностях г. Гродно.

Принеманское озеро продолжало существовать до конца межледниковой эпохи и было занесено песком во время наступания московского (днепровского) оледенения. На заключительном этапе жизни водоема усиливалась его проточность и увеличивался снос из водосборного бассейна обломочного материала, формировались слоистые отложения —

пески мелко- и тонкозернистые с прослойками супесей и супеси торфянистые с прослойками песка (85—100 см). В это время площадь озера уменьшалась. Из водных растений до конца в водоеме, вероятно, оставались лишь водные папоротники — *Salvinia natans*, *Azolla interglacialis*, *Isoetes lacustris*. В это время на возвышенности развивались сосново-березовые и березовые леса с елью и пихтой, с единичным участием широколиственных.

На заключительных этапах межледникового диатомовая флора достигала максимального расцвета (Логинава, 1979), что обеспечивалось привносом минеральных солей и отсутствием конкуренции со стороны слаборазвитой высшей водной растительности. В общем составе диатомей доминировали обитатели дна и обрастаний, что свидетельствует о небольших глубинах, а несколько возросшая доля планктонных видов указывает на усиление прочности. Наиболее высокие показатели обилия наряду с *Fragilaria* имеют *Aulacoseira*, *Cyclotella*, *Achnanthes*, *Navicula* и *Cymbella*. Видовое обогащение произошло за счет появления *Fragilaria leptostauron*, *Achnanthes conspicua*, *A. exigua*, *Navicula cari*, *N. diluviana*, *Cyclotella ehrenbergii*. Среди диатомей присутствовали виды умеренно теплолюбивые, теплолюбивые и более холодостойкие. Такой смешанный в отношении термических требований состав диатомовой флоры соответствует природной обстановке конца межледникового времени. В целом диатомовая флора александрийского межледникового Беларуси изучена по 13 местонахождениям озерных осадков: Матвеев Ров (Логинава, 1979), Гвозница (Хурсевич, 1975), Снов (Логинава, 1980), Сивица (Рылова, Хурсевич, 1980), Новые Беличи (Хурсевич, 1981а), Сейловичи (Санько и др., 1989) и др. Послойное распределение диатомей в осадках показало, что осадкообразователями в александрийских водоемах были в основном планктонные диатомовые водоросли.

В начальные фазы межледникового в палеоводоемах развивались относительно холодноводные *Cyclotella* (*C. distinguenda* Hust., *C. meneghiniana* Kütz., *C. schumanii* (Grun.) Håkansson, *C. vorticosa* A. Bery и др.), предпочитающие чистые, прозрачные, слабоминерализованные олиготрофные водоемы. Позднее их разнообразие возросло за счет таких видов, как *C. radiosa* var. *lichvinensis* (Jousé) Log., *C. krammeri* Håkansson, *C. rossii* Håkansson, *C. cyclopuntata* Håkansson et Carter., *C. parvula* Log., *C. temperiana* (Log.) Log. и др. Наряду с видами *Cyclotella* заметное развитие имели многие умеренно тепловодные представители планктона: *Stephanodiscus niagarae* Ehr., *S. fascicularis* Churs., *S. rotula* (Kütz.) Hendey, *Asterionella formosa* Hassal, *Fragilaria crotonensis* Kitt. и *Aulacoseira italica* (Ehr.) Sim. На дне озер и в перифитоне обитали различные *Navicula*, *Neidium*, *Amphora*, *Cymbella* и др. Своеобразное сочетание в составе флоры холодостойких и умеренно тепловодных видов свидетельствует о мезотрофном или даже мезотрофно-эвтрофном режиме палеоводоемов на этом этапе.

На протяжении климатического оптимума межледникового ведущее положение во флоре диатомовых заняли *Aulacoseira*: *A. ambigua* (Grun.) Sim., *A. granulata* (Ehr.) Sim. et var. *angustissima* (O. Müll.) Sim., *A. italica* (Ehr.) Sim. et var. *tenuissima* (Grun.) Sim. К субдоминантам принадлежали виды *Stephanodiscus*. Представители рода *Cyclotella* (Kütz.) Bréb. были

немногочисленны. Смена форм *Cyclotella* на *Aulacoseira* указывает на эвтрофный характер древних озер, особенно во второй половине оптимума. Среди донных диатомей возросло содержание *Navicula gastrum* Ehr., *N. oblonga* Kütz., *N. vulpina* Kütz., *Neidium iridis* (Ehr.) Cl. и др., среди эпифитов — различных видов *Fragilaria*.

С началом похолодания в составе диатомовых сокращается численность планктонных видов и существенно увеличивается содержание донных видов и перифитона. В планктоне этих палеовосдоемов доминировали *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Sim. et f. *curvata* (Hust.) Dav., *A. italica* f. *curvata* (Ehr.) Dav.; в перифитоне — *Fragilaria brevistriata* Grun., *F. construens* (Pant.) Grun., *F. inflata* (Heid.) Hust. et var. *istvanffyii* (Pant.) Husr. и др.; в бентосе — *Navicula schoenfeldii* Hust., *N. scutelloides* W. Sm., *Amphora ovalis* Kütz., *A. pediculus* Kütz. Судя по составу флоры, древние озера вновь приобрели черты олиготрофии и были неглубокими. Александрийская диатомовая флора отличается от более древних и более молодых прежде всего высоким обилием и разнообразием представителей рода *Cyclotella* (Kütz.) Gréb. (до 30 видов и разновидностей). Среди них показательными в возрастном отношении являются вымерший вид *C. radiosa* var. *lichvinensis* (Jousé) Log., достигший расцвета в александрийском межледниковье, а также вымершие *C. parvula* Log. и *C. temperiana* (Log.) Log., появившиеся и развивавшиеся только в этом межледниковье. Содержание таких вымерших видов, как *C. radiosa* var. *pliocenica* (Krasske) Håkansson и *Stephanodiscus niagarae* var. *insuetus* Churs. et Log., сократилось соответственно до 4 и 15 %. Своеобразие александрийской флоры придают виды-индикаторы *Stephanodiscus fascicularis* Churs. (30—60 %) и *S. immemoratus* var. *minor* Churs. (до 5 %).

Александрийская диатомовая флора Беларуси сопоставима с флорой диатомей ряда разрезов России (Грузман и др., 1978, и др.). Аналогичные диатомовые комплексы выделены на территории Польши из отложений мозовецкого межледниковья в разрезах Кремпе, Адамовка и Бяла Подляска (Marciniak, 1980, 1986, 1990), а также из континентальных отложений голштейнского межледниковья Германии в разрезах Кетцин, Ленин, Риббексгорст и Кликен (Kruger, 1975).

Днепровские позднеледниковые и муравинские межледниковые озерные бассейны¹

Временной ряд плейстоценовых послеалександрийских палеовосдоемов продолжают ледниково-озерные бассейны времени отступления днепровского ледника. Наиболее крупные из них были приурочены к гляциодепрессиям Центральной и Северной Беларуси. Широкому их развитию способствовали орографические условия, сложившиеся в днепровское время. На этом этапе плейстоцена сформировались самые значительные краевые ледниковые сооружения Центральной Беларуси, подпруживавшие талые ледниковые воды. Возникновению ледниково-озерных бассейнов благоприятствовал уклон поверхности днепровского рельефа в

¹ В. П. Зерницкая, Э. А. Крутоус, Г. И. Литвинюк, И. Э. Павловская, Г. К. Хурсевич.

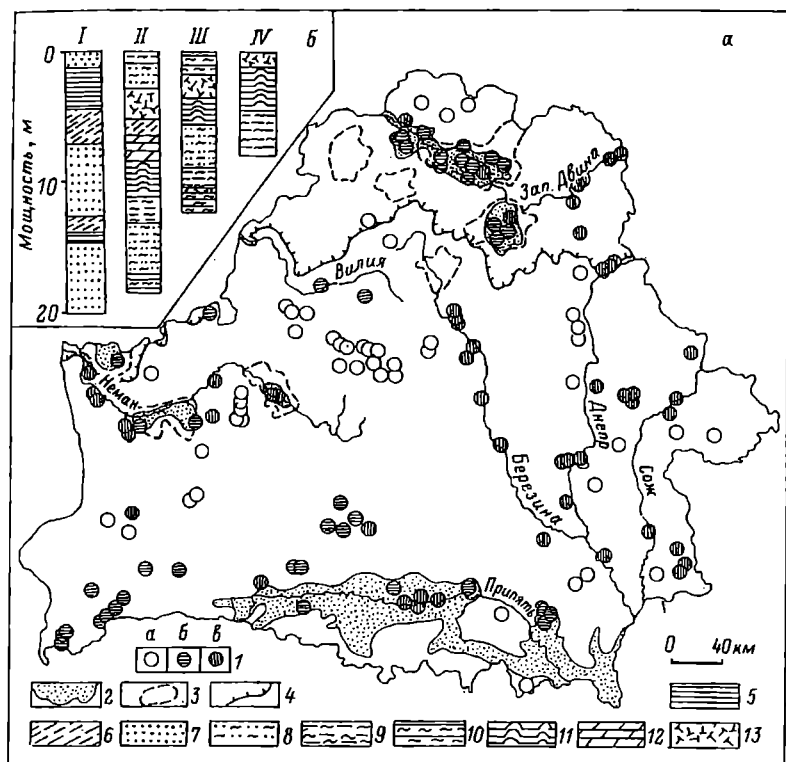


Рис. 98. Распространение позднеднепровских ледниково-озерных и муравинских озерных отложений (а) и обобщенные разрезы (б).

1 — разрезы с межледниковыми аккумуляциями в пределах водораздельных (а), низинных остаточных (б) и стариичных (в) озер; 2 — аллювиально-озерные низины муравинского времени; 3 — границы распространения позднеднепровских приледниковых озер; 4 — граница поозерского оледенения; 5 — ленточная глина; 6 — супесь; 7 — песок; 8 — гумусированный песок; 9 — супесь; 10 — суглинок; 11 — сапропелит; 12 — пресноводный мергель; 13 — торф. Литологические особенности разрезов: 1 — ледниково-озерных, II — межледниковых озерных отложений в пределах низинных остаточных, III — водораздельных, IV — стариичных водоемов.

проксимальном направлении к северу от краевых гряд, поэтому позднеднепровские озера в отличие от водоемов более ранних ледниковый занимали значительные площади и имели мощность отложений в среднем 10—15 м и на северо-западе региона — до 29 м. Ледниково-озерные осадки представлены преимущественно кластогенным материалом и бедны органикой. Гляциолимническим образованиям позднеднепровского времени свойственна латеральная зональность, проявляющаяся в уменьшении мощности и увеличении относительного содержания тонкодисперсных отложений в дистальном направлении. Наибольшие по мощности толщи сложены преимущественно горизонтально-слоистыми песчаными осадками. Литолого-фациальная изменчивость и особенности рельефа подстилающей поверхности позволяют предполагать, что позднеднепровские палеоводоемы представляли собой каскадную систему озер, смещав-

шихся к северу по мере отступления ледника. Преобладание песчаных разностей и трансгрессивного типа осадконакопления указывает на значительную скорость отступления ледникового края и быстрое осушение приледниковых озер.

В муравинское время в наиболее глубоких частях котловин позднеднепровских бассейнов сохранялись остаточные озера, отложения которых вскрыты более чем 40 скважинами и в 25 разрезах палеоботанически изучены (Вознячук, 1973; Матвеев, 1989).

На территории низин северо-запада и юга Беларуси в позднеплейстоценовое межледниковье преобладают как по площади распространения, так и по мощности отложения озерного генезиса. Большая группа местонахождений муравинских отложений приурочена к Неманской, Вилейской, Полоцкой и Полесской низинам (рис. 98). Межледниковые образования низин имеют пластово-линзовидное залегание и характеризуются значительной мощностью. Отличительной особенностью отложений этих реликтовых озер является их унаследованное развитие начиная со среднего плейстоцена. В пределах Вилейской и Полоцкой низин межледниковые озерные образования подстилаются ледниково-озерными отложениями днепровского времени. Абсолютные отметки ложа составляют 90—100 м в Полоцкой и 100—120 м в Неманской и Полесской низинах. Отложения представлены типичными озерными фациями — тонко- и мелкозернистым песком, алевроитом, пресноводным мергелем, сапропелитом, имеют массивную, неясно или горизонтально-слоистую текстуру. Обобщенный разрез межледниковых осадков палеоводоемов северо-запада и юга Беларуси характеризует регрессивное развитие озер (рис. 99), что указывает на постепенное заполнение котловин озерными осадками к концу муравинского времени. В пределах Полоцкой низины разрезы регрессивного типа приурочены в основном к мелководным прибрежным частям палеоводоемов. Они представлены маломощным алевроитом сублиторальной фации, перекрытым литоральным тонко- и мелкозернистым песком. Иногда такие разрезы завершаются слоем торфа. Характерным для муравинских отложений Полоцкой низины является наличие двух ритмов озерного осадконакопления. Нижняя часть разреза, соответствующая первому озерному ритму, отличается регрессивной последовательностью напластования: песок сменяет глинистый алевроит или гиттию. Иногда отложения литоральной фации перекрыты торфом, который в большинстве изученных разрезов относится к оптимуму межледниковья. Озерные регрессивные образования климатического оптимума в ряде местонахождений погребены под озерным алевроитом и гиттией второй половины муравинского времени.

По периметру осадков муравинских низинных озер распространены пески литоральной фации, последовательно сменяющиеся по направлению к наиболее глубоким частям котловин алевроитом, сапропелитом, озерным мергелем. Сублиторальная фация занимает наибольшие площади в Вилейском палеоводоеме и озерах Полесья. Профундальные фации здесь распространены ограниченно. В озерах Полоцкой низины профундальные отложения, представленные сапропелитом и глинистым алевроитом, по площади сопоставимы с сублиторальными.

Значительное число муравинских межледниковых озер приурочено к возвышенностям Центральной и Северной Беларуси. Отложения водораздельных озер имеют линзовидное залегание, отличаются небольшой мощ-

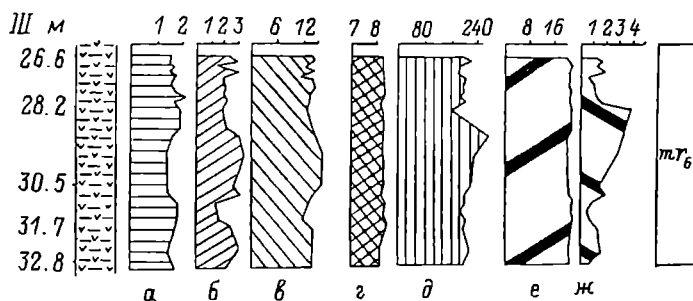
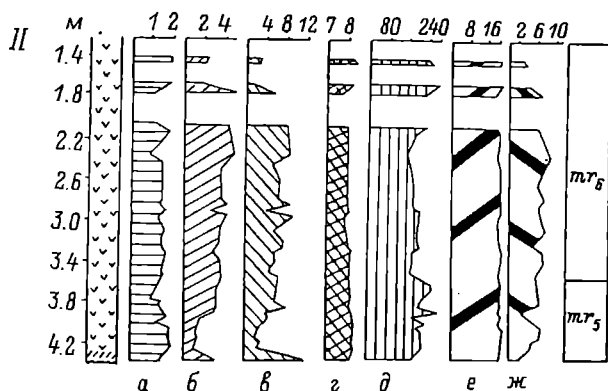
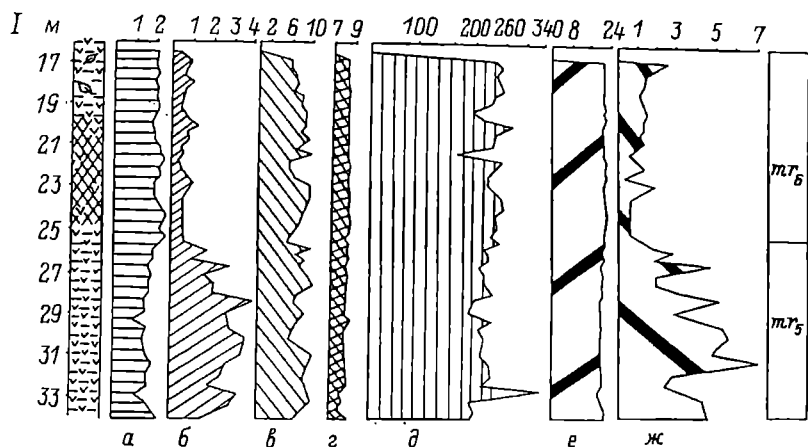


Рис. 99. Палеоэкологические характеристики муравинских палеоводоемов.

a — тип озера по бальной шкале (1 — мезотрофный, 2 — эвтрофный); *б* — прозрачность воды, м; *в* — глубина озера, м; *г* — активная реакция воды (pH); *д* — общая минерализация воды, мг/л; *е* — температура воды на поверхности, °C; *ж* — разница температуры воды на поверхности и у дна, °C. I — разрез скв. 26 у д. Малые Новоселки, II — общ. Понемунь, III — разрез скв. 214 у д. Корчово.

ностью, подстилаются мореной и представлены алевритом, сапропелитом горизонтально-слоистой или массивной текстуры. В большинстве разрезов озерные осадки включают торф, образуя озерно-болотный комплекс. Характерно наличие двух прослоев торфа (разрезы Селитренники, Вербицкие, Курки и др.). Нижний прослой имеет мощность около 20—40 см и залегает непосредственно на осадках гляциального комплекса либо на маломощных озерных отложениях, которые отличаются повышенным содержанием грубообломочного материала и соответствуют начальному этапу заполнения озерной котловины. Часто эти болотные отложения содержат примеси песка и мелкого гравия. По условиям залегания нижний прослой торфа, относящийся к началу межледникового (Еловичева, 1988), имеет сходство с подсапропелевым торфом позднеледниковых и голоценовых озер Белорусского Поозерья и Балтийской гряды. Верхний торфяной прослой встречается реже и обычно свойствен водоемам с неглубокой и пологой котловиной.

Межледниковые верхнеледниковые отложения в пределах Белорусской гряды перекрыты поозерскими перигляциальными и голоценовыми образованиями. Большинство изученных лимнических разрезов поозерского этапа принадлежит среднепоозерскому времени (Махнач и др., 1981) и приурочено к котловинам муравинских водораздельных палеоводоемов. Следовательно, в пределах этих котловин фиксируется не менее двух этапов позднеплейстоценового озерного осадконакопления. Характерно, что голоценовые образования здесь чаще всего представлены только торфом, что свидетельствует об отсутствии регенерации большинства озерных котловин после деградации поозерского ледника.

Многочисленная группа муравинских озерных отложений приурочена к долинам рек и представлена старичными образованиями. Осадкам старичных озер по сравнению с остаточными низинными и водораздельными водоемами свойственна минимальная мощность, в среднем составляющая 5—7 м. Наиболее часто старичные озера встречаются в долинах рек Днепровского бассейна и Немана. В бассейне Западной Двины старичные отложения приурочены к северо-востоку региона. Ниже по течению такие образования немногочисленны и залегают на озерных осадках муравинского климатического оптимума. Это обусловлено широким развитием процессов озерной седиментации в среднем течении Западной Двины на протяжении муравинского времени и оформлением руслового стока лишь к концу этого межледникового.

В муравинское время к югу от границы позднеплейстоценового оледенения главнейшие черты рельефа и гидросети были близки современным. Территория Белорусской гряды и прилегающие моренные равнины отличались повышенной озерностью и представляли собой краевую зону предшествующего оледенения. Их морфологический облик был близок рельефу современного Белорусского Поозерья. Характер морфологии ложа и строение разреза отложений позволяют предполагать, что муравинские осадки накапливались в озерах, состоявших из нескольких котловин, либо в пределах систем небольших слабопроточных водоемов, связанных между собой и расположенных на разных абсолютных отметках. Рельеф котловин и наличие в большинстве из них прослоя торфа в основании разреза указывают на термокарстовое происхождение межлед-

никовых водоемов возвышенностей. В остаточных озерных бассейнах низин подсапропелевый торф отсутствует и муравинские отложения залегают на осадках гляциоаквального генезиса. Литолого-фациальные и палеоботанические данные дают основание полагать, что остаточные водоемы Неманской, Вилейской, Полоцкой и Полесской низин были мелководными и занимали значительные площади. Озерная седиментация в их пределах была завершена к концу межледниковья либо в связи с заполнением котловин осадками, либо вследствие спуска речной сети. Для крупнейших низин Беларуси озера в муравинское межледниковье являлись значимым рельефо- и осадкообразующим фактором. Их широкое распространение наряду с преобладанием затрудненного руслового стока и боковой эрозии рек свидетельствует о нисходящем развитии рельефа (Вознячук, Вальчик, 1978; Матвеев и др., 1984; Павловская, 1993). В результате интенсивной озерной и речной аккумуляции в пределах низин северо-запада, севера и юга Беларуси обширные площади были заняты аллювиально-озерными осадками.

По результатам многомерного линейного регрессионного анализа (Vlasov, Klimanov, 1987), по составу ископаемой диатомовой флоры Г. К. Хурсевич (1989) рассчитала показатели палеоэкологической обстановки (тип озера, прозрачность, глубина, активная реакция среды, общая минерализация воды, температура поверхностных вод и разница температуры воды на поверхности и у дна) пяти озер муравинского межледниковья Беларуси (рис. 99).

История развития изученных муравинских палеоводоемов по размерам скв. 26 и у д. Малые Новоселки Дзержинского района (Хурсевич, Яловичава, 1979), скв. 214 у д. Корчево Барановичского района (Зусь и др., 1989), скв. 32 у д. Чепелево Слонимского района (Логинова, 1974), скв. 9 в г. Гродно и обнажения Понемунь на р. Неман близ г. Гродно (Рылова, Хурсевич, 1978) охватывает климатический оптимум и конец межледниковья. В течение этого времени мезотрофный режим древних озер сменился на эвтрофный (рассчитанный показатель трофности колебался соответственно в пределах величин 0.8—1.3 и 1.7—2.2). Относительно глубоководным (средняя глубина 12—16 м) на всем протяжении своего существования был муравинский палеоводоем у д. Корчево. Он характеризовался интенсивным развитием планктонных диатомей — от 84 до 94 % (разнообразных *Cyclotella*, *Stephanodiscus*, *Aulacoseira*, *Asterionella formosa* и *Fragilaria crotonensis*) при незначительном содержании донных видов (2—11 %) и эпифитов (2—6 %). В среднеглубоких (ср. глуб. 6—8 м) Новоселковском и Понемуньском палеоводоемах и неглубоком Чепелевском межледниковом озере (ср. глуб. 3—4 м) представители планктона, дна и перифитона развивались почти в равных количествах либо численность планктонных видов была чуть выше.

Прозрачность древних озер, как правило, уменьшалась с повышением их трофности. Наиболее высокую прозрачность, достигавшую 7.3 м, имел Гродненский палеоводоем на первом этапе развития, когда содержание донных диатомей составляло в среднем 20—30 %. Среди последних превалировала *Navicula oblonga*. Наиболее низкую прозрачность (0.2—1.4 м) имели Новоселковский и Чепелевский палеоводоемы на втором

этапе развития при сокращении численности донных представителей до 2—15 %.

Исследованные озера муравинского межледниковья характеризовались щелочной реакцией среды (рН воды менялся в пределах 7.6—8.7), о чем свидетельствует постоянное доминирование в составе флоры индифферентов (8—50 %) и алкалифилов (45—92 %).

По степени минерализации муравинские палеоводоемы Беларуси, как и современные, относились к среднеминерализованным (общая минерализация воды в озерах изменялась в среднем от 160 до 240 мг/л), на что указывает высокая изменчивость в выявленных диатомовых комплексах, индифферентных к содержанию солей видов (69—99 %) и галофилов (0.6—3.1 %). Содержание галофилов обычно не превышало 2.6 %. Повышенной минерализацией (до 300 мг/л) на втором этапе развития отличался Чепелевский палеоводоем с замедленным водообменом, где в составе диатомей превалировал индифферентный вид *Cyclostephanos dubius* (до 33—35 %), содержание которого коррелируется с концентрацией солей в водоеме.

В температурном режиме муравинских озер более или менее выражено вертикальное расслоение толщи воды. Температура поверхностных вод в вегетационный период изменялась от 17.0 до 21.9 °С, а разница температуры между поверхностными и придонными слоями достигала 3.8—8.6 °С. К наиболее стратифицированным палеоводоемам муравинского межледниковья принадлежал Новоселковский на первом этапе развития, когда градиент в зоне скачка составлял 5—7 °С. На протяжении второго этапа повышение уровня трофности ископаемого озера до значения 2.2 и резкое снижение его прозрачности до 0.3—1.4 м привели к слабой стратификации озера (разница температуры воды на поверхности и у дна колебалась в среднем от 0.3 до 1.5 °С).

На территории Беларуси методом диатомового анализа изучено более 10 разрезов отложений муравинского межледниковья. Мощность изученных осадков, представленных преимущественно диатомитами, мергелями, диатомовыми супесями и гиттиями, составляет в среднем 2—6 м, в отдельных разрезах — 20—30 м. Они приурочены главным образом к водоразделам и долинам рек.

Муравинская флора диатомей объединяет до 400 видов и внутривидовых таксонов. Она имеет современный облик и характеризуется следующими отличительными особенностями: отсутствием большинства вымерших видов (особенно среди родов *Cyclotella* и *Stephanodiscus*, типичных для флоры раннего и среднего плейстоцена); постоянным присутствием показательного для позднего плейстоцена Европы вида *Comphocymbella ancyli*, не встреченного пока в более древних флорах; наличием незначительных морфологических отклонений у представителей муравинской диатомовой флоры по сравнению с современными. В развитии диатомовой флоры муравинского межледниковья выделено несколько этапов, соответствующих фазам развития наземной растительности (Хурсевич, 1981б). Флора сопоставима с одновозрастными флорами диатомей, известными на территории европейской части России (Жузе, 1936; Черемисинова, 1966), Литвы (Хурсевич, 1984), Польши (Marciniak, Kowalski, 1978) и Германии (Behre, 1962; Kruger, 1975).

Начальный этап развития растительности после отступления сожской стадии днепровского (московского) оледенения относится к лоевскому интерстадиалу, выявленному на основании палеокарпологических исследований (Величkevич, 1973; Литвинюк, 1989). Отложения водоемов лоевского интерстадиала обнаружены в обнажениях у г. Лоев Гомельской области, Черный Берег Витебской области, Малое Уланово Могилевской области, Тимошковицы и Жукевичи Гродненской области под осадками муравинского межледникового. Некоторые из этих водоемов существовали непрерывно с лоевского времени в течение всего или большей части муравинского межледникового, в других наблюдается перерыв в виде флювиогляциальных или аллювиальных отложений, разделяющих две озерные или озерно-болотные толщи. Озерные водоемы с лоевскими слоями, как правило, имеют термокарстовый генезис. Зарождение их произошло в перигляциальной обстановке, о чем свидетельствует дриадовый комплекс макрофлоры. Основу его составляют *Dryas octopetala*, *Salix herbaceae*, *Betula humilis*, *Arctostaphylos uva-ursi*. Озера заселяли малочисленные макрофиты, показателем среди них *Potamogeton filiformis*, обитающий ныне в немногих озерах на севере Беларуси и в Северной Европе. На заболоченных берегах произрастали *Selaginella selaginoides*, различные *Carex*, *Potentilla*. Озерные ванны в это время заполнялись в основном кластогенными осадками с примесью мелкого растительного детрита. В самое теплое время интерстадиала водная растительность напоминала раннемежледниковую, в ней присутствовали *Salvinia natans*, *Sparganium demersum*, *Najas marina*, *Najas major*, *Ceratophyllum demersum* и др. Лесная растительность имела северотаежный облик, эдификатором в ней была сибирская ель, подчиненную роль играли сосна и береза. Эти леса тяготели к долинам рек, на плакорах развивались разреженные светлехвойные. К концу интерстадиала водная и лесная растительность несколько обеднела, характерными были сосново-березовые редкостойные леса. В целом озерные отложения лоевского интерстадиала представлены суглинистыми, супесчаными, песчаными, торфянистыми и гиттиеподобными литофациями мощностью от 1.6 до 5.45 м. По ландшафтно-климатической обстановке этот интерстадиал очень похож на начальные фазы микулинского межледникового и нередко с ними отождествляется. Палинологические и палеокарпологические данные позволяют проследить динамику растительности водоемов муравинского межледникового.

В раннемежледниковое время повсеместное развитие получили березово-сосновые леса с примесью ели, которые впоследствии сменились сосновыми лесами с березой. Заселение бассейнов растительностью началось с распространения таких водных и водноболотных видов, как *Myriophyllum spicatum*, *M. verticillatum*, *Sparganium hyperboreum*, *Nymphaea alba*, *Nuphar lutea*, *Hippuris vulgaris*, *Batrachium* sp., *Alisma plantago-aquatica*. Здесь же нередко присутствуют и арктобореальные виды, хотя их роль не была значительной (Величkevич, 1982; Крутоус, 1979, 1990). По мере улучшения климатических условий в составе хвойных лесов стали появляться термофильные породы. В озерных отложениях чаще всего встречаются остатки таких водных растений, как *Chara* sp., разнообразные рдесты, среди которых представители арктобореальной флоры — *Potamogeton filiformis*, *P. vaginatus*, *P. gramineus*, а также *My-*

riophyllum verticillatum, *Hippuris vulgaris*; из древесных пород, растущих по берегам озер, — *Pinus sylvestris*, *Picea* sp., *Betula alba*, *Alnus glutinosa*. В оптимальную фазу межледниковья территория Беларуси входила в зону широколиственных лесов Центральноевропейской флористической провинции. В первую половину климатического оптимума широкое распространение получили дубовые и дубово-вязовые леса с подлеском из орешника. Значительные площади, занятые дубравами, находились в местах распространения моренных равнин и краевых ледниковых образований. Пойменные дубравы произрастали в долинах Немана, Березины, Днепра и их притоков. В пределах озерно-аллювиальных и задровых равнин количество дубовых лесов сокращалось, здесь получили распространение дубово-сосновые ассоциации. Вторая половина климатического оптимума была более мезофильной. На смену дубравам с участием вяза пришли смешанные широколиственные леса со значительным участием сначала липы, а затем граба. Большое участие в растительных сообществах принимала ольха, которая селилась в основном по берегам рек и озер. Главным эдификатором кустарникового яруса была лещина. Большого обилия и разнообразия достигла растительность водных и прибрежных мест обитания.

Многие озерные водоемы в это время зарастают или сильно мелеют. В отложениях встречаются *Salvinia natans*, *Potamogeton sukaczewii*, *P. dorofeevii*, *Caulinia flexilis*, *Najas marina*, *N. major*, *Brasenia holsatica*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Trapa europaea*, *Sparganium microcarpum* и др. К этому же комплексу относятся прибрежно-водные *Scirpus torreyi*, *S. smithii*, *S. lacustris*, болотные — *Dulichium arundinaceum*, *Caldesia parnassifolia*, *Scirpus mucronatus*, растущие по берегам озер *Cyperus glomeratus*, *Cladium mariscus*, *Eupatorium cannabinum*. Древесные и кустарниковые представлены остатками *Quercus* cf. *robur*, *Quercus* sp., *Tilia tomentosa*, *T. platyphyllos*, *T. cordata*, *Acer tataricum*, *A. campestre*, *A. platanoides*, *Carpinus betulus*, *Corylus avellana*, *Prunus spinosa*, *Padus* cf. *avium*, *Pirus* cf. *communis*, *Rubus idaeus*, а также хвойных *Pinus sylvestris*, *Picea* sp., *Juniperus communis*. Среди растений времени климатического оптимума преобладает группа современных местных растений. Экзотический элемент представлен вымершими видами — *Brasenia holsatica*, *Trapa leonidii*, *Myriophyllum microcarpum*, *Lycopus intermedium*, *Potamogeton sukaczewii*, *P. dorofeevii*, группой североамериканских — *Scirpus smithii*, *S. torreyi*, восточноазиатских — *Potamogeton oxyphyllus*, *Trapa macropoda*, балкано-колхидской — *Tilia tomentosa*.

По данным, рассчитанным В. И. Назаровым на основе состава энтомофауны, в первой половине климатического оптимума температуры июля достигали 20—25 °С (на 3—8 °С выше современной), в январе составляли -2 ... -3 °С (на 4—8 °С ниже современной); осадков же выпадало 500—600 мм. Именно высокие температуры лета могли способствовать пышному развитию бразениевой флоры водоемов.

Постепенное похолодание климата оптимальной фазы привело к распространению своеобразных грабово-еловых лесов, которые в дальнейшем сменились сосново-березовыми (M₇₋₉). В палеоводоемах этого периода сокращается количество теплолюбивых видов растений: исчезают или встречаются единично остатки таких видов, как *Brasenia holsatica*, *Aldrovanda vesiculosa*, из группы болотных растений — *Dulichium arundinace-*

um, *Caldesia parnassifolia*. В то же время еще присутствуют мегаспоры *Salvinia natans*, семена *Najas marina*, *Caulinia flexilis*, *Nymphaea alba*, *Nuphar lutea* и других видов, произрастающих в настоящее время на территории Беларуси. В прилегающих к озерам и болотам лесах росли *Pinus sylvestris*, *Picea* sp., *Betula alba*, *Carpinus betulas*, *Alnus glutinosa*, плоды и семена которых чаще всего встречаются в отложениях этого времени. В самом конце межледникового в озерах более всего произрастали *Isoetes lacustris*, различные виды рдестов, среди которых преобладали *Potamogeton filiformis*, *P. vaginatus*, *P. alpinus*, *P. rutilus*, на болотах — *Selaginella selaginoides*, *Chamaedaphne calyculata*, *Andromeda polifolia* и др. По остаткам древесных пород определены *Alnus glutinosa*, *A. incana*, *Betula alba*, *B. humilis*, *B. nana*.

Многие водоемы муравинского времени унаследованно развивались в раннепоозерское время, когда вся территория Беларуси находилась в перигляциальной зоне.

Раннепоозерские палеоводоемы¹

В раннепоозерское (раниевалдайское) время территория Беларуси не покрывалась ледником. Озерные осадки этого времени известны в многочисленных местонахождениях на всей территории Беларуси (Крутоус, 1990; Санько, 1987). Они представлены в основном интерстадиальными озерно-болотными и старичными отложениями — торфом, гумусированными и торфянистыми суглинками и супесью, реже гиттиями мощностью 0.5—2.5 м (Комотово, Дорошевичи, Чериков-2 и др.). Водно-болотная флора этого времени состояла из современных видов, обитающих ныне в водоемах Беларуси (*Potamogeton perfoliatus*, *Alisma plantago-aquatica*, *Sagittaria sagittifolia*, *Hyppuris vulgaris*, *Myriophyllum spicatum*, *Elatine hydropiper* и др.), с примесью видов арктобореальной группы — *Potamogeton vaginatus*, *P. filiformis*, *Selaginella selaginoides* и др. Продолжали существовать и относительно теплолюбивые виды — *Potamogeton acutifolius*, *Lemna trisulca*, *Ceratophyllum demersum*, *Salvinia natans*, *Caulinia flexilis*, *Stratiotes aloides*.

На территории Белорусского Полесья были широко распространены проточные озера. Котловины их занимали понижения рельефа, наметившиеся еще в днепровское время. Наиболее крупные озера существовали в позднепоозерское время, во время деградации максимальной стадии оледенения, охватывавшей Белорусское Поозерье. Новейшие результаты палинологических и диатомовых исследований древнеозерных отложений, вскрытых скв. 87 близ г. Светлогорска (глуб. 20.2—61.2 м) и скв. 66 у д. Боровики Светлогорского района Гомельской области (глуб. 24.0—55.5 м), свидетельствуют о непрерывном формировании их на протяжении муравинского межледникового (с одним оптимумом) и раннепоозерского времени (Санько и др., 1991; Rylowa e. a., 1993). Выделенные раннепоозерские интерстадиалы (суражский и полоцкий) можно скоррелировать, по всей вероятности, с интерстадиалами брёруп и оддекаде Северо-Западной Европы.

¹ Г. К. Хурсевич, Э. А. Крутоус.

Диаомовые водоросли супесчаных осадков отложений раннепоозерского времени разреза скв. 87 обнаружены в интервале глубин 34.8—43.3 м. В окрестностях древнего озера вначале были широко распространены березовые и сосново-березовые леса, а позднее — открытые пространства с тундрово-степными ассоциациями, редкими березовыми и березово-сосновыми колками с можжевельником.

В условиях нарастающего похолодания климата первоначально в озере превалировал практически один планктонный вид *Cyclotella radiosа* (Grun.) Lemm., а затем доминирующее положение заняли виды обрастаний и дна, указывающие на мелководный тип палеоводоёма. Среди эпифитов высокую численность имел холодноводный вид *Opephora martyi* Herb., среди донных диатомей — *Navicula scutelloides* W. Sm. и *Amphora pediculus* Kütz. В течение суражского интерстадиала в озере происходило накопление светло-серой гиттии. На водосборе произрастали сосново-березовые и березово-сосновые леса с незначительной примесью лиственницы, ели и можжевельника. В палеоводоёме фон диатомовой флоры составляли представители планктона: *Cyclotella schumannii* (Grun.) Håkansson, *C. rossii* Håkansson, *C. krammeri* Håkansson и *C. ocellata* Pant., отражающие обводнение древнего озера.

В разрезе скв. 66 створки диатомей в осадках раннепоозерского интервала встречены на глубине 26.5—35.8 м. В отличие от скв. 87 в стадийных отложениях (слоистые супеси) и в суражских интерстадиальных сапропелитах во флоре преобладают донные диатомеи и эпифиты. Во время существенного и продолжительного похолодания климата, связанного с ранней стадией поозерского оледенения, когда сомкнутый лесной покров на водосборе отсутствовал, в альгофлоре древнего озера ведущую роль вначале играли *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun., *Cocconeis placentula* Ehr. с разновидностями и *Amphora pediculus* Kütz., *Fragilaria brevistriata* Grun., *F. construens* var. *binodis* (Ehr.) Grun., *F. pinnata* Ehr. На протяжении суражского интерстадиала в обстановке некоторого улучшения климатических условий в палеоводоёме изобиливали виды *Fragilaria* и прежде всего — *F. construens* (Ehr.) Grun. и *F. construens* var. *triundulata* Reich. Приведенные данные свидетельствуют о формировании нижнепоозерской толщи разреза скв. 66 в литорали древнего озера.

Таким образом, в раннепоозерское время на юго-востоке Беларуси развивались в основном палеоводоёмы двух типов: неглубокие в стадийное время, глубоководные в суражском интерстадиале, мелководные как во время раннего стадиала поозерского оледенения, так и во время суражского интерстадиала.

Озерный седиментогенез плейстоцена в пределах Беларуси¹

В пределах Беларуси основное влияние на возникновение и развитие озёр и их котловин в плейстоцене имели деятельность неодноратных ледниковых покровов и климатическая обстановка, наложившие

¹ Я. К. Еловичева.

отпечаток на эволюцию водных бассейнов в виде регрессивных и трансгрессивных фаз в развитии озерных экосистем. Наличие большого числа палеоозер в плейстоцене на территории Беларуси свидетельствует о слабом процессе эрозионного развития рельефа в области, покрывавшейся ледниковым покровом. Как правило, больше всего озер приурочено к областям накопления моренного материала в зонах краевых образований древних оледенений, что свойственно центральной и в большей мере северной (Поозерье) частям региона. Меньшее их количество характерно для территорий с большим врезанием водотоков, соединявших озера и приведших в конечном итоге к их спуску. Более всего это свойственно южной части региона — Полесью.

В результате неоднократной смены климатической обстановки во времени и пространстве на протяжении плейстоцена менялся и характер водных систем, что непосредственно отражалось на процессах осадкообразования, изменении гидрофизических, гидрохимических условий и составе биоты. Вполне естественно, что осадочные толщи, постепенно накапливавшиеся на дне палеобассейнов, и захоронявшиеся в них остатки фауны и флоры чутко реагировали на изменения окружающей среды и несли на себе печать палеоклимата, что и позволило восстановить палеогеографическую и палеоклиматическую обстановку. Для решения этих задач были использованы материалы палинологических исследований донных отложений палеоозер.

Данные палинологического анализа разновозрастных водоемов межледниковых эпох плейстоцена воссоздают историю развития растительности и климата, что дает основание произвести корреляцию процесса осадконакопления в геологическом прошлом. Стратификация изученных нами плейстоценовых разрезов по фазам развития растительности в соответствии с этапами древнеозерных образований позволила выявить основные закономерности изменения седиментогенеза в различных климатических условиях.

В условиях перигляциальной обстановки позднеледниковых интервалов разновозрастных оледенений в водоемах накапливался чаще кластогенный материал: пески, глины, суглинки, супеси, илы, алевроиты, реже — гиттии. В составе палиноспектров высока роль пыльцы наземных травянистых растений (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae* и др.); среди древесных пород характерно преобладание пыльцы *Pinus*, *Picea*, *Betula*, нередко *Larix*; из кустарниковых — *Salix*, *Hippophae*. Во флоре постоянны арктобореальные формы, ксерофиты. Растительность представляли ассоциации тундры, лесотундры и лесостепи.

Межледниковые образования палеоводоемов представлены старичными, озерными, болотными осадками мощностью от 0.3 до 100 м.

Раннемежледниковое время характеризовалось формированием суглинков, мергеля, алевроитов, торфа. Пыльцевым спектрам свойственны максимумы *Betula* и *Pinus*, нередко — *Picea*, а во второй половине интервала — участие термофильных и мезофильных пород. Шло развитие зон хвойных и смешанных лесов. На протяжении климатических оптимумов накапливались гумусированные суглинки и супеси, торф, гиттии, дью, мергели, диатомиты, реже — алевроиты. Палиноспектры отличались максимумами пыльцы широколиственных пород (*Alnus*, *Corylus*), постоянным

присутствием экзотических элементов флоры. Повсеместно были распространены на водосборах озер широколиственные леса. В позднеледниковое время завершалось формирование торфа, гумусированных супесей и суглинков, мергелей, гиттий, нередко глинистых илов, песков и алевроитов. Спектрам отложений этого времени свойственны максимумы *Pinus*, *Betula*, а также *Picea*, нередко — *Abies* с участием термофильных и мезофильных пород в начале интервала; сохранялись экзотические элементы флоры. Развитие получали хвойные и смешанные леса.

Раннеледниковое время характеризовалось накоплением кластогенных и органогенных осадков — песков, суглинков, глин, супесей, гиттий и др. В составе палиноспектров высокое значение вновь имела пыльца наземных травянистых растений (*Artemisia*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae* и др.) и водно-болотных местообитаний (*Cyperaceae*, *Ericaceae* и др.); среди древесных пород характерны максимумы *Betula* и *Pinus*. Во флоре постоянно участие аркто-бореальных форм, гидрофитов. Растительность представляли ассоциации тундры, лесотундры и лесостепи.

Приведенная схема процесса осадкообразования палеоводоемов и развития растительности на окружающей их территории отражает простой (однократный) цикл эволюции палеобассейнов. Следовавшие за ним похолодания или оледенения плейстоцена приводили к погребению толщи осадков озер, болот и прекращению их существования. Развитие озерно-болотного седиментогенеза отдельных плейстоценовых водоемов происходило более сложно, отражая климатострагиграфические ритмы в объеме неоднократно повторявшихся межледниковых эпох. Нам представляется более обоснованной на современном этапе точка зрения о существовании в плейстоцене межледниковых эпох, характеризовавшихся наличием одно-, двух- и трехоптимальных интервалов (Еловичева, 1992а, 1992б). Палинологическая характеристика выделенных 214 стратиграфических подразделений антропогенной толщи Беларуси, разработанная до уровня слоев, объединяет 17 геохронологических этапов (8 межледниковых и 9 ледниковых) в ранге горизонтов, охарактеризовавших эволюцию развития растительности. Корчевское межледниковье ознаменовалось наличием одного климатического оптимума, беловежское — двумя, ишкольдское — тремя, александрийское — двумя, смоленское — одного, шкловское — тремя, муравинское — двумя и голоценовое — одного. В этой связи на протяжении двух- и трехоптимальных межледниковий озерный цикл мог проходить по следующему сценарию: повторяться неоднократно наряду с изменением серии типов осадков, сменяться болотным, а затем вновь озерным, быть неизменным и представленным одним типом осадков на протяжении всего времени существования водоема (от конца предшествовавшего до начала последующего оледенения). Чаще всего в плейстоцене известны водоемы, в которых в соответствии с изменением климата в межледниковые эпохи происходила неоднократная смена типов осадков. В большинстве случаев границы палинокомплексов совпадают с литологическими, свидетельствуя об адекватной реакции природных компонентов среды на изменение климатического фактора.

Сравнение состава растительности современных озер и болот с ископаемыми остатками пыльцы и спор в разрезах антропогена позволило

проследить последовательные этапы перехода зон растительности глубоководных водоемов к мелководным, постепенному их зарастанию и переходу в болота либо сохранение озерного режима в течение времени развития водоема. Состав растительности дает возможность отнести болота к низинному или верховому типу.

Схема развития палеоозер и болот в геологическом прошлом была весьма схожей. Начало их существования отмечалось в разное время: одни водоемы возникли в позднеледниковье и развивались на протяжении всей межледниковой эпохи и в начале следующего оледенения; другие получали развитие в разные временные интервалы позднеледниковья и межледниковий, постепенно зарастали также в разное время, представляя ныне современные или погребенные болотные массивы. Начальное формирование самостоятельных плейстоценовых и голоценовых торфяников относится к позднеледниковью и различным этапам межледниковых эпох. На примере анализа 64 разрезов муравинского межледниковья Беларуси (Еловичева, 1988), стратифицированных по фазам развития растительности, установлено, что 22 из них характеризуют непрерывный озерный цикл осадконакопления; в 15 разрезах в разные фазы развития растительности межледниковья отмечено только накопление торфа, перекрытого в конце межледниковья и в поозерском раннеледниковье озерными образованиями, формирование которых обусловлено влиянием гляцигенного фактора; в 27 разрезах отражено классическое развитие палеоводоемов — от озерной стадии с последующим зарастанием и переходом озера в болото. Выделено 5 этапов накопления торфа: начало межледниковья, начало и первая половина первого климатического оптимума, вторая его половина, конец первого оптимума и конец межледниковья. Два разреза характеризуют первоначальное накопление торфа в перигляциальных условиях поозерского оледенения. В 9 разрезах выявлено более сложное развитие цикла седиментогенеза: торф (межледниковье)—озерные осадки (конец межледниковья и раннеледниковье)—торф (поозерское оледенение).

Примером сложного развития древнего водоема (рис. 95, 96) является Нижнинский Ров (Горецкий и др., 1987). Уникальный по своей известности, изученности и значимости для стратиграфии и палеогеографии Беларуси водоем просуществовал на протяжении днепровского позднеледниковья, шкловского межледниковья и сожского раннеледниковья в объеме второй половины среднего плейстоцена, что обосновано последовательной сменой характера растительности, составом ископаемой флоры и данными абсолютной геохронологии: КТЛ-1М/85-216 ± 1800 л. н. (слой позднеледниковых суглинков в основании разреза) и КТЛ-2М/85-162 ± 15 000 л. н. (слой суглинков угловского промечуточного похолодания). Данный временной интервал с конца днепровского и до начала сожского оледенения соответствует седьмому изотопному ярусу геохронологической шкалы кайнозоя северного полушария. Строение ископаемой озерно-болотной толщи (максимальная мощность 13.05 м) прослежено на протяжении около 80 м с запада на восток и около 60 м с севера на юг по детально изученным палинологическим методом 17 расчисткам, углубленным со дна оврага скважинами ручного бурения, а также трем скважинам клонкового бурения (рис. 96). Озерно-болотная толща залега-

et in situ, разрез является стратотипическим для шкловского межледникового Беларуси.

Нижнинский палеоводоем возник в складках днепровской морены на заключительных этапах деградации днепровского ледника (фазы dp-f-1-5). Древнеозерные образования имеют неразрывную и непосредственную связь с подстилающей их днепровской мореной через комплекс позднеледниковых осадков. Последовательное и закономерное чередование состава спектров во всех изученных нами расчистках позволяет выделить этот горизонт в качестве маркирующего (МГ-2). На поверхности днепровской морены в позднеледниковое время в прибрежной части котловины началось накопление песка, а в глубоководной — суглинка. В раннемежледниковое время (sk-1) в связи с улучшением климатической обстановки в водоеме отмечалось повсеместное накопление гиттии, впоследствии сменившейся в прибрежной его части накоплением торфа (свидетельство зарастания озера), а также супеси торфянистой и песка. В течение первого (любанского) климатического оптимума (sk-2-4) на месте водоема уже существовало болото низинного типа (торф, торф листоватый, супесь торфянистая), лишь наиболее глубоководная центральная часть его в конце оптимума была обводнена, и здесь шло накопление гиттии. В течение первой половины угловского промежуточного похолодания (sk-5-a-c) болото еще сохранялось, а затем (sk-5-d-f) на его месте возродился озерный водоем, в котором откладывались слои суглинка, глины, песка. В глубоководной части озерный режим (sk-5-d-e) вновь сменился болотным (sk-5-f-h). Повсеместное зарастание Нижнинского палеоводоема произошло в начале второго (лысогорского) термического максимума (sk-6), но уже в середине его (sk-7) этот водоем вновь возродился в западной и центральной частях котловины, что фиксирует маркирующий горизонт гиттии (МГ-1). Восточная часть котловины в это время по-прежнему представляла собой болотный массив. В конце оптимума болото распространилось почти на всю площадь котловины, за исключением ее восточной части, где еще существовало озеро и на дне отлагались суглинки. С наступлением ржавецкого промежуточного похолодания (sk-10-11) только в наиболее глубоководной части палеоводоема произошло очередное возникновение озера, в котором шло накопление суглинков, супеси и гиттии. С наступлением третьего (черницкого) климатического оптимума (sk-12) в центральной зоне озерные осадки обогатились гумусированным материалом (торфянистая супесь), а устойчивый водный режим озера продолжался до конца шкловского межледникового (sk-13-14, суглинки, супеси) и сохранялся по всей акватории котловины и в начале сожского оледенения (sz-s-I—5, суглинки).

Глубоководные водоемы плейстоцена характеризовались довольно длительным этапом эволюции. Самые молодые существовали от конца последнего поозерского оледенения и до настоящего времени (т. е. уже около 14 000 лет), более древние — от конца предшествовавшего и до начала последующего оледенения, пока не оказывались погребенными. В отдельных случаях унаследованность рельефа способствовала заложению более молодой плейстоценовой котловины над погребенной и «вторичному» развитию палеоводоемов почти на месте ранее существовавших. Мелко-

водные водоемы, как правило, были недолговечны: постепенно зарастая, они переходили в болота в различные интервалы плейстоцена.

Весьма интересны для эволюции палеобассейнов данные сопряженного анализа — палинологического, карпологического, диатомового, остарокодологического и др. (Еловичева, 1983). Прослеживание смены состава флоры и фауны по разрезу позволяет с наибольшей полнотой охарактеризовать условия водного режима водоема в соответствии с изменением природной среды (наземной и водной).

ИСТОРИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЗЕР ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Флора и растительность позднеледниковья в центре Русской равнины по данным изучения озерных отложений¹

Отложения небольших, относительно глубоких и длительно существующих озер представляют собой благоприятный объект для исследований с целью реконструкции палеорастительности. В спорово-пыльцевых спектрах крупных озер, подобных Ладожскому и Онежскому, отражаются генерализованные, региональные черты растительного покрова. Палинологическое изучение осадков малых озер, в результате которого выявляются локальные особенности растительности, позволяет дополнить ее характеристику и реконструировать весь спектр зональных и интразональных фитоценозов. Детальная характеристика состава фитоценозов и их смен во времени особенно важна при изучении переходных эпох в пределах ледниково-межледникового ритма, когда быстрые климатические изменения обуславливали столь же быструю перестройку растительности. При этом возникали сообщества, не имеющие аналогов среди современных фитоценозов, формирование которых шло на протяжении тысячелетий.

Наиболее благоприятными для исследования являются озера, в которых условия осадконакопления не менялись за длительное время. Такие озера занимают небольшие котловины со стабильными бортами умеренной крутизны, что исключает подводное оползание водонасыщенных осадков и нарушение стратиграфической последовательности отложений. Площадь водосбора таких озер практически не меняется на протяжении их существования, поэтому они являются чуткими индикаторами изменений климата и растительности на территории водосбора. В настоящее время многие озера такого типа находятся на разных стадиях естественного процесса зарастания.

Авторами был исследован разрез отложений оз. Долгого (56°04' с. ш., 37°29' в. д.); оно входит в группу Мышецких озер, которая расположена к северу от Москвы. В прошлом эти озера неоднократно привлекали внимание исследователей: их донные отложения изучались Л. С. Козловским (1959) и Н. В. Кордэ (1960), пыльцевой анализ осадков оз. Круглого был выполнен Г. Н. Лисицыной (1950), оз. Долгого — В. П. Гричуком

¹ О. К. Борисова, Э. М. Зеликсон, К. В. Кременецкий.

(1951). Коренные породы в районе Мышецких озер представлены нижне-меловыми глинами и песками верхнеальбского подъяруса. Озера Долгое и Круглое занимают часть древней ледниковой долины между конечно-моренными образованиями московского оледенения. Долина выполнена флювиогляциальными песками (с включением гравия и валунов) московского возраста.

Озеро Долгое было выбрано для исследования как наименьшее по площади в группе Мышецких озер (52 га). Оно вытянуто с северо-запада на юго-восток, длина его — 1.5 км, ширина — 400 м. В северо-западной части озеро сужается до 150—200 м. Преобладающая глубина 3.5 м. Берега покрыты еловым лесом с примесью березы. С севера и северо-запада озеро окаймлено узкой полосой осоково-вахтового и сфагнового болота, поросшего низкорослой березой. Болото возникло в результате частичного зарастания озерной котловины.

В феврале 1995 г. было проведено бурение донных отложений в центральной части озера с помощью бура Ливингстона. Была отобрана колонка донных осадков мощностью 805 см. Общая мощность осадков не выяснена, так как бурение было прекращено из-за большой плотности отложений. В основании разреза залегают серые плотные озерные суглинки, которые на глубине 5 м плавно переходят в органо-глинистый диатомовый сапропель.

Было выполнено радиоуглеродное датирование донных отложений. Восемь датировок по общему углероду, охватывающие временной интервал от 7640 ± 100 до 2510 ± 60 л. н., получены Л. Д. Сулержицким (ГИН РАН), они определяют возраст верхней части разреза. Одна датировка по фрагменту древесины из его основания ($12\,400 \pm 100$ л. н.) получена на ускорителе в комплексе с масс-спектрометром в лаборатории Изотрейс (г. Торонто, Канада).

Как показывают результаты спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования, изученный разрез охватывает заключительную часть валдайского оледенения и весь голоцен. Судя по полученным датам на всем протяжении формирования отложений осадконакопление протекало стабильно, со средней скоростью около 0.7 мм в год. Можно выделить три этапа осадконакопления: позднеледниковый (12.5—10 тыс. л. н., средняя скорость осадконакопления 1.2 мм/год), раннеголоценовый (10—7 тыс. л. н., 0.4 мм/год) и средне-позднеголоценовый (после 7 тыс. л. н., 0.7 мм/год). Наиболее высокие скорости осадконакопления в позднеледниковье объясняются обильным поступлением терригенного материала с водосбора в озеро. Последующее сокращение скорости накопления отложений отражает, с одной стороны, снижение интенсивности эрозии на водосборе, вызванное развитием сомкнутого растительного покрова в голоцене, с другой стороны, низкой продуктивностью озера. Рост скорости осадконакопления и повышение содержания органического вещества в отложениях атлантического периода соответствуют возрастанию продуктивности озера в оптимальных климатических условиях.

Спорово-пыльцевая диаграмма разреза оз. Долгого характеризуется преобладанием пыльцы травянистых растений в нижней части разреза и пыльцы древесных пород — в верхней его части. На спорово-пыльцевой диаграмме наиболее четко выделяются заключительные климатические

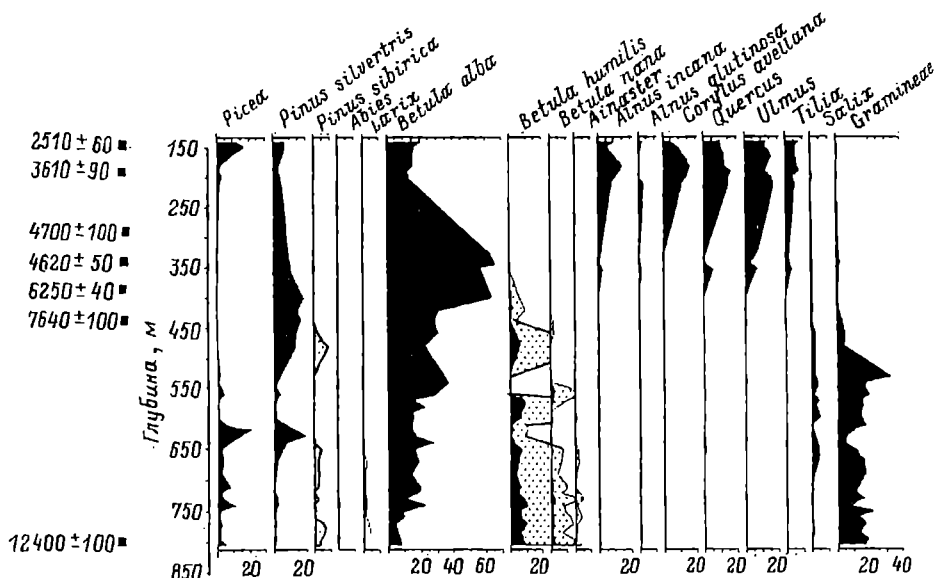


Рис. 100. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Долгого.

Слева — возраст озерных осадков, определенный радиоуглеродным методом (^{14}C).

колебания позднеледникового этапа: аллеред и поздний дриас (рис. 100). Граница между осадками позднеледникового и голоцена проходит на уровне 540 см. О резкой смене природных условий и перестройке растительного покрова при переходе от позднеледникового к голоцену свидетельствуют изменения в общем составе спектров, а также снижение содержания пыльцы кустарниковых берез и ели, маревых и полыни. К началу послеледникового этапа приурочены пик кривой злаков и резкое возрастание роли папоротников. Возможно, в период расселения на новых площадях леса были представлены осветленными, разреженными сообществами с папоротниками в наземном ярусе.

Спектры позднеледниковых осадков характеризуются преобладанием пыльцы полыни и заметным содержанием пыльцы злаков, маревых, осоковых и двудольного разнотравья. В небольших количествах встречается пыльца эфедры (преимущественно *Ephedra distachya*). В группе древесных и кустарниковых преобладает пыльца пород *Betula alba* и *B. humilis*, присутствует пыльца сосны (*Pinus sylvestris*, реже — *P. sibirica*), ели, лиственницы, ивы. Находки шишек ели в позднеледниковых осадках на территории центра Европейской России (Сукачев, 1968) и Белоруссии (Величkevич, 1982) показали, что в то время здесь произрастала сибирская ель (*Picea obovata* или *P. abies* ssp. *obovata*), способная расти на многолетней мерзлоте в условиях достаточно сурового климата. Постоянно, хотя и в меньших количествах, отмечается пыльца *Betula nana*, *Alnus*, *Alnus incana*.

По результатам палинологического анализа можно выделить осадки аллереда (6.1—7.4 м) и позднего дриаса (5.4—6.1 м). Спектры аллереда характеризуются более высоким содержанием пыльцы древесных пород,

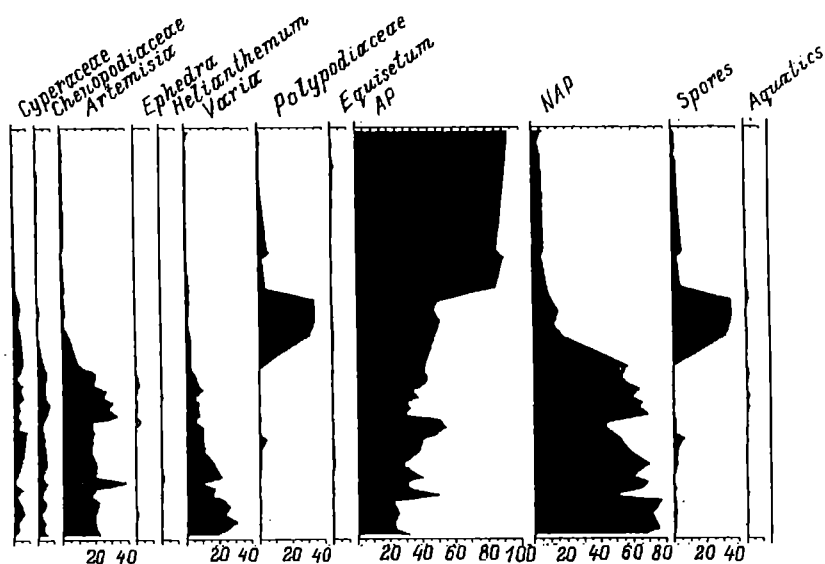


Рис. 100 (продолжение).

в том числе ели, и присутствием пыльцы *Pinus sibirica*, *Larix* и *Alnaster*. В осадках, отвечающих началу периода расселения ели (в интервале глуб. 7.3—7.4 м), обнаружены ее устьица, что является несомненным свидетельством произрастания ели на месте. Постоянное присутствие пыльцы ольховника следует расценить как указание на наличие многолетней мерзлоты.

Спектры позднего дриаса отличаются некоторым сокращением содержания пыльцы древесных пород в целом и в то же время — возрастанием содержания пыльцы кустарниковых и древесных видов берез по сравнению со спектрами конца аллереда. Довольно часто встречается пыльца полыни. Изменения в соотношениях компонентов спектров, не всегда отчетливо проявляющиеся на количественной пыльцевой диаграмме, хорошо видны на диаграмме, отражающей изменения концентрации пыльцы различных таксонов на протяжении периода осадконакопления (рис. 101). Наблюдаются резкие различия в концентрации пыльцы в осадках поздней и последнековового возраста.

Возраст осадков по ^{14}C , залегающих в основании разреза, составляет $12\,400 \pm 100$ л. н. Спектры в целом сходны со спектрами аллереда, роль пыльцы древесных и кустарниковых пород в них несколько ниже, а содержание пыльцы *Larix*, *Pinus sibirica* и *Betula humilis* — выше. Состав спектров, присутствие в них пыльцы облепихи свидетельствует о позднеледниковом возрасте осадков, а радиоуглеродная дата позволяет предположить, что их накопление происходило во время интерстадиала беллинг.

Сопоставление рассматриваемой пыльцевой диаграммы с одновозрастными диаграммами центра европейской части России показывает, что при одинаковой последовательности смен растительного покрова на протяжении позднеледникового, отражаемой этими диаграммами, выявляются опре-

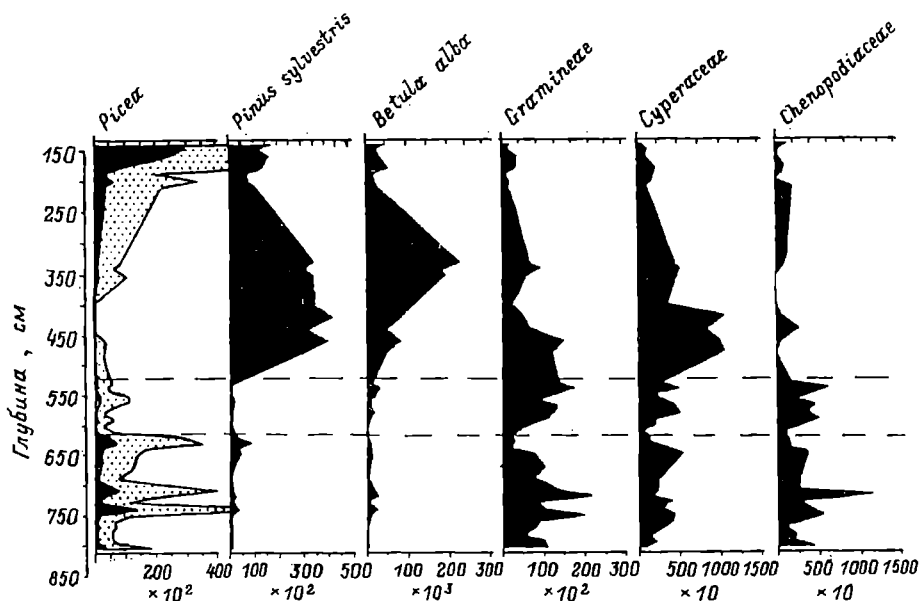


Рис. 101. Концентрация пыльцы и спор в осадках оз. Долгого.

деленные различия. Так, в разрезе Половецко-Купанского торфяника (Хотинский и др., 1991) в спектрах аллереда (осадки представлены диатомовым сильнокарбонатным сапропелем) содержание пыльцы ели превышает 90 %: на диаграмме отражен лишь финальный этап интерстадиала, когда и в районе оз. Долгого роль ели в растительном покрове была выше, чем в ранние его фазы. В позднем дриасе на территории, прилегающей к Половецко-Купанскому болоту, лесные ценозы были образованы березой и елью, на территории вокруг оз. Долгого ель практически отсутствовала.

Содержание пыльцы полыни в аллередских осадках Половецко-Купанского болота в отличие от отложений того же возраста в оз. Долгое крайне невелико. В то же время в спектрах разреза Понизовье на севере Смоленской области роль пыльцы полыни в осадках позднего дриаса и аллереда приблизительно одинакова и в целом невелика (Чеботарева и др., 1965; Борисова, 1992). Спорово-пыльцевые спектры позднеледниковых осадков флористически достаточно представительны. Флора включает 67 видов, а также родов растений, точнее (до уровня вида) не определенных. Нужно сказать, что такие родовые определения, как *Larix*, *Abies*, *Helianthemum*, *Pleurospermum* и некоторые другие, относящиеся к родам (большей частью олиготипным), объединяющим виды со сходными экологическими свойствами, позволяют извлечь информацию, необходимую для реконструкции растительного покрова и природных условий времени существования этих растений, пожалуй, не в меньшем объеме, чем видовые определения.

Анализ экологической приуроченности, ценологических связей и современных ареалов растений, определенных в осадках позднеледниковой

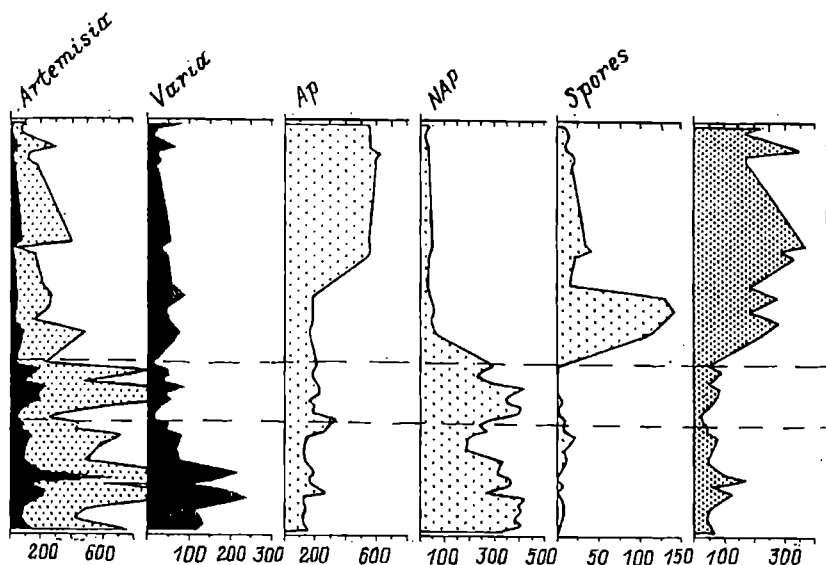


Рис. 101 (продолжение).

части исследуемого разреза, показал, что ископаемая флора включает несколько флористических групп, различающихся по свойствам составляющих эти группы видов.

1. Растения, индифферентные к температурам и связанные с континентальным аридным климатом (*Eurotia ceratoides*, *Ephedra distachya*, *Ephedra* spp.). Их современные ареалы включают южные степи, полупустыни и пустыни, а также высокогорья Памира, Алтая и других горных систем континентальных районов Азии. Характерные виды перигляциально-степной флоры в ледниковые эпохи были широко распространены по всей перигляциальной зоне. К этой группе примыкают виды полыней секции *Seriphidium*, которые также входили в состав перигляциальных флор.

2. Растения-микротермы (*Alnaster*, *Larix*, *Pinus sibirica*, *Picea obovata*, *Botrychium boreale*, *Thalictrum alpinum*), свойственные современным флорам северных и сибирских территорий. К этой группе примыкают виды растений, обладающие в современных условиях широкими евразийскими ареалами, однако их экологический оптимум связан с южной тундрой и северной тайгой, где они входят в состав зональных ценозов: *Betula nana*, *B. humilis*, *Rubus chamaemorus*, а также, по всей вероятности, камнеломки (их наибольшее видовое разнообразие отмечается в арктических флорах, в то время как в центральных районах Русской равнины сейчас встречается лишь *Saxifraga hirculus*) и *Pedicularis*.

3. Растения-гелиофиты (*Hippophaë rhamnoides*, *Helianthemum*, *Pleurospermum*, *Bupleurum*), светолюбивые, не требовательные к богатству почв, произрастающие сейчас в разных регионах Евразии: на западе континента (*Helianthemum*), в Сибири (*Pleurospermum*, *Bupleurum*) или обладающие разорванными ареалами (облепиха). Эти виды весьма характерны для

позднеледниковой флоры Западной Европы. Сейчас накапливаются материалы, свидетельствующие о том, что гелиофиты были не менее характерны для позднеледниковья Восточной Европы, а также для позднеледниковых интервалов других ледниково-межледниковых ритмов.

4. Виды, свойственные местообитаниям с нарушенным или несформированным почвенным покровом (некоторые виды полыни, *Chenopodium foliosum*, *Rumex acetosella*, *Fagopyrum sagittatum* и *F. tataricum*, *Cannabis*). Эти растения (за исключением, возможно, конопли, для которой имеется недостаточно данных о ее встречаемости, что связано с невысокой стойкостью ее эскины) являются постоянными компонентами перигляциальных флор, но сохранялись и в течение всего межледниково-ледникового ритма, находя подходящие для себя местообитания по речным долинам, оврагам и т. п. С развитием земледелия многие из них стали сорняками. К этой же группе следует отнести *Botrychium lunaria*, который может встречаться и в местообитаниях иных типов, а также печеночный мох *Encalypta*; к этой группе примыкает и *Chamaenerium angustifolium*, который, однако, не был характерен для перигляциальных флор.

Разнообразие состава группы и постоянное присутствие в спектрах пыльцы и спор растений, составляющих эту группу, свидетельствуют о том, что условия среды были для них благоприятны. Следовательно, сплошной почвенный покров в позднеледниковье еще не был сформирован, растительные сообщества были разреженными, покрытие почвы растениями было невысоким. Подходящие для видов растений этой группы местообитания могли формироваться в процессе солифлюкции (что является еще одним свидетельством в пользу существования в районе исследования многолетнемерзлых пород в позднеледниковье).

5. Бореально-лесные виды с широкими евразийскими ареалами (*Pinus sylvestris*, *Betula alba*, *Alnus incana*, *Pteridium aquilinum*, *Lycopodium clavatum*, *L. annotinum*, *L. complanatum*). Виды этой группы существовали в центральных районах Восточно-Европейской равнины на протяжении всего ледниково-межледникового ритма, однако их роль в растительности в разные его этапы была различной; наиболее значительной она была в умеренные интервалы в начале и в конце межледниковья, когда бореальные древесные породы и их спутники формировали зональные ценозы. В аллереде впервые после валдайского оледенения на территории Европы сформировались своеобразные разреженные лесные формации и редколесье.

6. Мезофильные виды травянистых — обитатели разреженных березовых и смешанных лесов, лугов; в современных условиях некоторые из них свойственны также луговым степям (*Thalictrum minus*, *Th. aquilegifolium*, *Polemonium coeruleum*, *Sanguisorba officinalis*, *Valeriana*).

7. Немногочисленная группа преимущественно степных видов, в том числе — связанных с засоленными грунтами (*Plantago minima*, *Linum*). К этой группе примыкают виды растений из сем. *Plumbaginaceae*. Присутствие галофитов в позднеледниковой (и в ледниковой) флоре свидетельствует о наличии засоленных грунтов. Накоплению солей в поверхностных грунтах помимо сухого, резко континентального климата, по-видимому, способствовала многолетняя мерзлота.

8. Растения — обитатели интразональных биотопов (*Thalictrum flavum*, *Th. angustifolium*, *Th. simplex*, *Menyanthes trifoliata*, *Equisetum varie-*

gatum, *Polygonum amphibium*, *Alisma plantago aquatica*, *Sagittaria*, *Typha latifolia*).

9. Водные растения (*Sparganium*, *Myriophyllum spicatum*, *M. verticillatum*, *Potamogeton*) весьма немногочисленны, в спектрах присутствуют лишь единичные зерна перечисленных таксонов, отмечены клетки волосков роголистника.

Пыльцевые спектры аллереда и позднего дриаса различаются по количественным соотношениям ряда компонентов (*Picea*, *Artemisia* и др.), по флористическому составу заметные различия не выявляются. Данные по разрезу оз. Долгого подтверждают сделанный ранее вывод, что флора позднеледниковья была в основном унаследована от ледниковой эпохи (Borisova, Zelikson, 1995). Она находила подходящие условия для существования не только во время похолоданий, но и во время интерстадиальных потеплений позднеледникового времени, что свидетельствует о достаточно суровом климате этих интерстадиалов.

Растительный покров на протяжении позднеледниковья имел комплексное мозаичное строение. Причина этого явления заключается в многообразии экологических факторов, когда холодные и континентальные климатические условия создавались в относительно низких широтах (при достаточно высокой инсоляции). Если в теплые эпохи только макрорельеф и до некоторой степени мезорельеф контролируют распределение растительных сообществ, то в холодные эпохи с преимущественным развитием открытых ландшафтов даже микрорельеф отчетливо проявляется в изменениях таких важнейших экологических факторов, как величина инсоляции, глубина протаивания грунта, мощность снежного покрова и т. п. Как отражение предельной дифференциации условий обитания возникает сложная структура растительного покрова. При потеплениях или похолоданиях стадийного ранга происходят изменения в количественном соотношении представителей различных фитоценозов, общий же характер растительного покрова сохраняется.

Древнее Татищевское озеро¹

Первые сведения о древнем Татищевском озере (Московская область, Дмитровский район) появились в 30-х годах во время геологических изысканий под строительство канала Москва—Волга. Геологическое описание и спорово-пыльцевой анализ озерных отложений, вскрытых скважинами (№ 982, 983, 919, 997) Гидропроекта, были проведены М. И. Рынкевич (Москвитин, 1950, 1976; Гричук, 1961). В 1962 г. при проведении среднemasштабной геологической съемки была пробурена еще одна скважина (№ 189) ГУЦР (Бреслав, 1971; Москвитин, 1976). Так как изучение отложений не привело к однозначному определению их возраста и ввиду важности разреза древнего Татищевского озера для стратиграфии и палеогеографии центра Русской равнины, по рекомендации А. И. Москвитина в 1972 г. были пробурены две скважины (№ 369,

¹ З. В. Алешинская.

370). По инициативе Л. Т. Семененко отложения разреза скв. 370 у фабрики «Первое мая» были изучены разными методами. Помимо палинологического изучения, которое неоднократно проводилось и ранее, выполнены ботанический, диатомовый и фаунистический анализы. Определен гранулометрический и минералогический состав, геохимические исследования, получены датировки по радиоуглеродному и термолюминесцентному методам, использован метод подсчета сезонной и годовой слоистости.

По данным комплексных исследований древнее Татищевское озеро возникло в конце среднего плейстоцена в период деградации московского ледникового покрова, около 130 тыс. л. н. За это время в расширенном участке долины р. Яхромы накопилась 80-метровая толща терригенных, карбонатных, кремнистых и органических осадков среднего, позднего плейстоцена и голоцена (рис. 102).

Отложения среднего плейстоцена позднемосковского времени залегают либо на московской морене, либо непосредственно на известняках и доломитах верхнего карбона. Они представлены песками, ленточными глинами с прослоями мергеля, с растительными остатками (глуб. 62.7—81.8 м, скв. 370). Общая мощность их 9.1 м, возраст по подсчету микрослоистости определен в 110—130 тыс. лет (Семененко и др., 1981). Отложения характеризуются достаточно высокой карбонатностью: пески — 8—14 %, глины — 10—24 %, мергели — до 93 %. Среди диатомовых водорослей, обнаруженных в песках, преобладают планктонные диатомеи (84—94 %). Доминируют виды, характерные для мезотрофных водоемов, — *Aulacosira granulata* (42—75 %) и *A. italica* (9—47 %). Реже встречаются *Cyclotella comta*, *Stephanodiscus astraea*. Для бентосной группы характерны *Opephora martyi*, *Navicula scutelloides*, виды рода *Fragilaria* и др. (рис. 103). В целом этот диатомовый комплекс свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в достаточно глубоком водоеме в холодных условиях. На холодный климат указывают также и данные спорово-пыльцевого анализа М. Б. Валуевой: невысокое содержание пыльцы древесных пород, господство пыльцы березы, 50 % которой составляет пыльца кустарничковых видов, преобладание среди травянистых пыльцы ксерофитов — полыни и маревых. Все это свидетельствует о распространении в окрестностях водоема в позднемосковское время растительности тундрово-лесотундрового облика.

Озерные отложения позднего плейстоцена представлены отложениями микулинского и валдайского времени. Осадки микулинского возраста представлены алевроитами и мергелями с растительными остатками (глуб. 57.5—62.7 м), возраст отложений около 83—110 тыс. лет. Они характеризуются высокой карбонатностью (36—44 %), разнообразным составом моллюсков и ostracod. В отложениях почти всего микулинского межледниковья, так же как и в подстилающих их ленточных глинах (глуб. 60.0—73.0 м), отсутствуют диатомовые водоросли, что можно объяснить неблагоприятными геохимическими условиями захоронения их панцирей.

Спорово-пыльцевые спектры и их изменения типичны для палинологических диаграмм микулинских отложений (Гричук, 1961). В первую половину микулинского времени в окрестностях озера господствовали березовые леса с участием широколиственных пород (палинозоны 1—3).

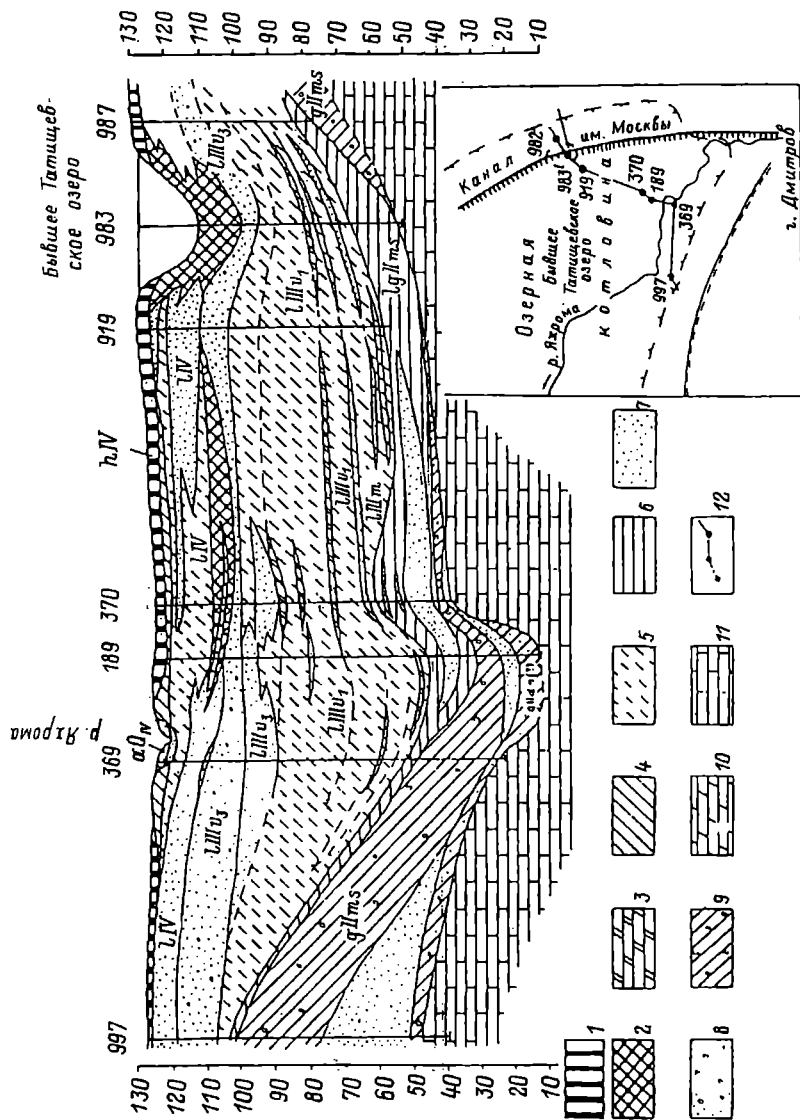


Рис. 102. Геологическое строение котловины древнего Татищевского озера (Семененко и др., 1981).

1 — торф, 2 — глина, 3 — диатомит, 4 — сульфид, 5 — ил, 6 — глина, 7 — песок, 8 — песок с гравием, 9 — моренный супгон, 10 — мергель, 11 — коренные осадки, 12 — линия голоценового свора (на разрезе).

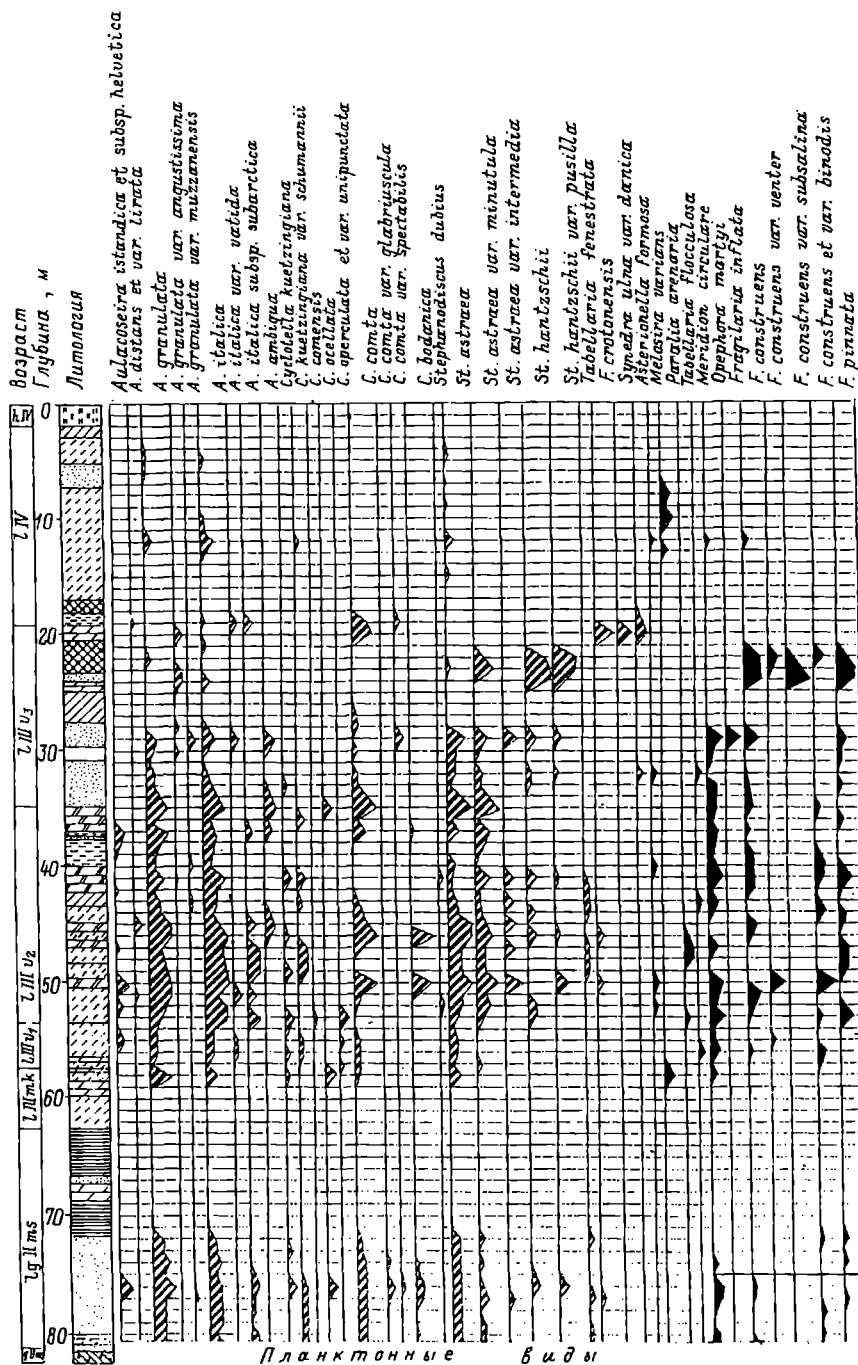
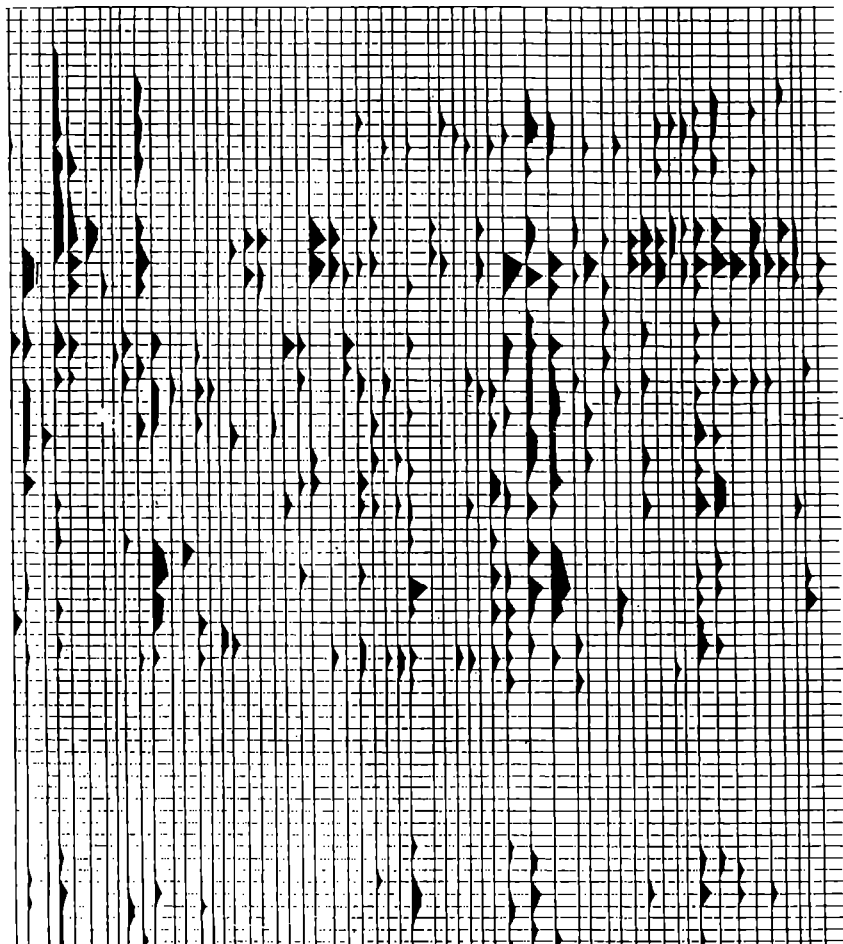


Рис. 103. Диатомовая диаграмма разреза скв. 370.

Усл. обозн. см. на рис. 95.

F. pinnata var. *lanceolata*
F. brevistriata et var.
Ceratonopsis arcus
Synedra ulna
S. ulna var. *biceps*
S. capitata
Eunobia faba
E. praerupta
C. pinnatus
C. pinnatus et var.
C. discatus var. *diminuta*
Achnanthes lacus baccati
A. jelskii
A. lanceolata et var.
A. ostrorogii
A. amplicornis et var.
D. elliptica et var.
Anomoeoneis sphaerophora
Nauticia cuspidata et var.
N. globula
N. pseudocutiformis
N. rhyssocarpa et var.
N. rhyssos
N. ovata
N. ovalis
N. plicatula et var.
N. lacustris et var.
N. amphibia et var.
N. scutelloides
Prunularia globosa et var.
P. major et var.
Caloneis bacillum
Silicula et var.
Gyrostigma acuminatum
U. allenatum
Amphora ovalis
A. ovalis var. *pediculus*
Cymbella ehrendorffii
C. ventricosa
C. aequalis
C. striata
C. cistula
C. cistula var. *minor*
C. lanceolata et var.
C. amphipoma acuminatum et var.
C. constrictum et var.
Epithemia zebra et var.
E. turgidula et var.
E. sarex
Rhopalodia gibba et var.
Hantzschia amphioxys et var.
Hantzschia amphibia
Cymatopleura solida
C. elliptica et var.
Campylodiscus noricus var. *hibernicus*



Бентоносные виды

Они сменялись широколиственными лесами из дуба, вяза, липы и граба (палинозоны 4—6). Последние затем уступили место березово-сосновым, сосново-березовым лесам с примесью ели (палинозоны 7—8). В отложениях этой заключительной фазы микулинского межледниковья (глуб. 57.5—60.0 м) обнаружены диатомовые водоросли. Господствуют планктонные виды (80—99 %): *Aulacosira granulata* (13—96 %), *A. italica* (2—37 %), *Stephanodiscus astraea* (2—25 %). Среди бентосных единично встречаются тепловодные (*Cymbella ehrenbergii*) и холодноводные (*Navicula scutelloides*) виды. Климатические условия конца межледниковья не способствовали широкому развитию диатомовых водорослей.

Ранневалдайские озерные отложения (глуб. 53.6—57.5 м) представлены алевритами с прослоями мергелей, содержащих растительные остатки, и обломками раковин моллюсков. Мощность 3.9 м, возраст около 63—83 тыс. лет. Они характеризуются низкой карбонатностью (6—10 %), относительно высоким содержанием планктонных диатомовых водорослей (55—89 %). Доминируют *Aulacosira granulata* (16—75 %), *A. italica* (9—63 %). Появляется ряд холодноводных видов *Aulacosira islandica*, *A. italica* var. *valida* et subsp. *subarctica*, *Cyclotella comensis*. Среди бентосных также присутствуют холодноводные виды: *Cocconeis disculus* var. *diminuta*, *Navicula scutelloides*, *N. amphibola*. О холодных условиях свидетельствует высокое содержание в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы кустарниковых видов берез и других холодолюбивых растений. Средневалдайские отложения (глуб. 35.0—53.6 м) представлены алевритами с прослоями глин и диатомита; встречаются растительные остатки, обломки раковин и кости рыб. Мощность осадков 18.6 м, возраст 25—63 тыс. лет. Для средней и верхней частей слоя имеются радиоуглеродные датировки: 35 820±95 (ЛУ-351), глуб. 45.9—46.5 м; 34 920±850 (ЛУ-352), глуб. 45.0—45.9 м; 30 090±1370 (ЛУ-349), глуб. 36.0—37.0 м. Отложения характеризуются невысокой карбонатностью (1—11 %), значительным увеличением видового и количественного состава диатомовых водорослей. Господствуют планктонные виды (75—100 %): *Aulacosira granulata* (9—72 %) и *A. italica* (8—76 %). В бентосной группе преобладают *Opephora martyi*, *Fragilaria construens* et var. *binodis*, *F. pinnata*, *Gyrosigma attenuatum*. Широко представлены холодноводные планктонные (*Aulacosira islandica*, *A. distans*, *Cyclotella comensis*, *C. comta*, *C. bodanica*) и бентосные виды (*Cocconeis disculus* var. *diminuta*, *Navicula amphibola*, *N. scutelloides*). Обилие и разнообразие диатомей отражают благоприятные гидробиологические условия их обитания, в условиях более теплого климата. О благоприятных условиях свидетельствуют и данные спорово-пыльцевого анализа. В окрестностях озера вначале господствовали сосновые леса с примесью березы и ели, которые сменялись лесотундровой растительностью. В конце интервала доминировали сосновые леса с участием березы и ели. Поздневалдайские отложения представлены (снизу вверх) песками, алевритами, сутlinkами, мергелями и гиттией (глуб. 19.2—35.0 м). Общая мощность 15.8 м, возраст около 10—25 тыс. лет. Для средней и верхней частей слоя получены радиоуглеродные датировки: 21 140±590 (ЛУ-348), глуб. 27.0—28.8 м; 12 400±160 (ЛУ-374), глуб. 22.8—23.3 м; 10 020±160 (ЛУ-175), глуб. 19.1—20.3 м. Карбонатность отложений колеблется от 0—12 % (глуб. 25.0—35.0 м) до 10—70 %

(глуб. 19.2—25.0 м). Численность диатомей ниже, чем в средневалдайских отложениях. Характерно, что количество планктонных видов, составляющее на глуб. 34.0 м 73 %, вверх по разрезу уменьшается. Преобладают *Stephanidiscus astraea* (28—78 %), *Aulacosira granulata* (16—49 %). Среди холодноводных диатомей, встречающихся в средневалдайских отложениях, появляются новые виды: *Cyclotella comta* var. *spectabilis*, *Fragilaria inflata*, *Navicula scutelloides* и др., что свидетельствует о похолодании. На глуб. 26.0—27.0 м диатомеи отсутствуют, что объясняется крайне суровыми климатическими условиями периода максимального развития поздневалдайского оледенения. В это время озеро, подобно современным озерам Антарктиды, по-видимому, не вскрывалось сто льда. Выше в разрезе зафиксирован перерыв в осадконакоплении, длившийся около 6 тыс. лет, примерно с 19 до 13 тыс. л. н. (Семененко и др., 1981). «Воды Татищевского озера, имевшего тогда гораздо большие размеры, промерзали до дна... озеро превращалось в глыбу льда» (Москвитин, 1950, с. 146; 1970, с. 136).

В позднеледниковое время (предположительно беллинг—аллеред) озерный режим и осадконакопление вновь восстанавливаются. Отложения этого возраста (глуб. 23.0—25.0 м) содержат большое количество диатомовых водорослей. Планктонные диатомеи составляют 27—56 %. Происходит смена доминантов на типичных представителей эвтрофных водоемов: *Stephanodiscus hantzschii* (38—83 %) и *St. hantzschii* var. *pusilla* (9—51 %) (Порецкий, 1951). Среди бентосных в массе отмечаются виды рода *Fragilaria* (*F. construens* et var. *subsalina*, *F. pinnata*, *F. brevistriata*), виды рода *Epithemia* и др. Появляются тепловодные формы: *Navicula oblonga*, *Cymbella ehrenbergii*. Высокая карбонатность отложений, характер диатомового комплекса, смена спорово-пыльцевых спектров тундрового типа на таежные свидетельствуют об улучшении климатических условий осадконакопления в неглубоком, достаточно хорошо прогреваемом эвтрофном водоеме. В вышележащих отложениях позднего дриаса (глуб. 19.2—23.0 м) содержание планктонных диатомовых несколько возрастает, что связано с увеличением глубины озера. Одновременно происходит изменение трофического статуса озера. Оно приводит к развитию в планктоне видов, предпочитающих мезотрофно-олиготрофные водоемы: *Cyclotella comta* (46—78 %), *C. comta* var. *spectabilis*, *Fragilaria crotonensis* (35 %) и др. В бентосной группе преобладают виды рода *Synedra* (*S. ulna*, *S. capitata*), *Navicula radiosa*, *Amphora ovalis* и др. По данным спорово-пыльцевого анализа в окрестностях озера произрастали березовые леса, которые, как и диатомовая флора, свидетельствуют об относительно холодных климатических условиях осадконакопления в конце позднего плейстоцена.

Отложения голоцена (0.0—19.2 м) представлены (снизу вверх) гиттией, алевроитами с прослоями песка и суглинка, тростниково-древесным торфом. Начало накопления голоценовых осадков фиксируется радиоуглеродной датой $10\,020 \pm 160$ лет. Отложения до глуб. 5.0 м характеризуются достаточно высокой карбонатностью (10—27 %), вверх по разрезу она снижается до 1—6 %. Видовое разнообразие и количество диатомовых водорослей, роль планктонных видов по сравнению с позднеплейстоценовыми осадками резко падают, что связано с обмелением и заторфо-

ыванием водоема. Преобладают бентосные формы (*Paralia arenaria*, *Amphora ovalis*). Исключение составляют осадки на глуб. 13.0 м, характеризующиеся высоким содержанием планктонных видов (78 %): *Aulacosira italica* (72 %), *A. granulata* (16 %), *Stephanodiscus astraea* (10 %) и др., что можно объяснить небольшим кратковременным обводнением. В отложениях интервала 0—4.5 м диатомеи отсутствуют из-за неблагоприятных условий захоронения панцирей.

В современную эпоху от обширного позднеледникового водоема в юго-восточной части озеровидного расширения долины р. Яхромы сохранилось небольшое глубокое (до 18 м) лесное Татищевское озеро с торфяными берегами, которое в 30-х годах перестало существовать, войдя в трассу канала Москва—Волга.

Таким образом, со времени возникновения древнего Татищевского озера в позднемосковское время на протяжении 130 тыс. лет шло неуклонное обмеление и эвтрофирование водоема, связанное с эволюцией рельефа и осадконакопления. Развитие озера происходило в тесной связи с динамикой окружающей природной среды и прежде всего климата. Климатические колебания различного ранга приводили к неоднократным изменениям уровня и трофического статуса озера. Изменчивость климата находила свое отражение и в развитии окружающих озеро ландшафтов, усиливая тем самым непосредственное влияние климатических изменений на водоем. История древнего Татищевского озера еще раз подтверждает мнение корифеев нашей науки А. И. Воейкова, К. К. Маркова и С. В. Калесника, рассматривавших озеро как продукт климата, зеркало ландшафта.

Плейстоценовый озерный литоморфогенез в пределах юго-западного Подмоскovie¹

Озерный литоморфогенез в пределах западного и юго-западного Подмоскovie в течение позднего кайнозоя испытывал влияние целого ряда геолого-геоморфологических и ландшафтно-климатических факторов. Положение территории в полосе относительно возвышенного рельефа (Смоленско-Московская возвышенность) в зоне преобладающих неотектонических поднятий на плотном приподнятом коренном субстрате восточного склона Карбонового плато определяло ее возвышенное, водораздельное (и ледораздельное) положение в течение большей части неоген-четвертичной эпохи. Значительную часть указанного времени территория имела развитую, глубоко врезанную эрозионную сеть, поэтому область озерного литоморфогенеза имела здесь ограниченные размеры. Данные процессы были приурочены к днищам речных долин, где развивались озера-старицы. Наиболее активное формирование озер и широкое развитие озерного литоморфогенеза происходило в четвертичное время, в эпохи похолоданий, когда территория была занята ледниковыми покровами либо охвачена процессами криогенеза. В указанное время здесь в результате интенсивной ледниковой, водно-ледниковой и перигляциальной аккумуляции происходила перестройка первичного рельефа, возникали моренные хол-

¹ С. И. Антонов.

мы, гряды, аккумулятивные равнины, совершенно неосвоенные эрозионным процессом, в отдельных понижениях которых образовались озерные ванны. Имеющиеся данные позволяют говорить о двух эпохах ледникового озерообразования, связанных с двумя среднеледниковыми оледенениями — днепровским и московским.* Вероятно, подобные озера могли возникать и в эпохи более древних оледенений раннего плейстоцена, но их осадков в составе рыхлой толщи территории не сохранилось. Во время окончания указанных среднеледниковых оледенений, а также в валдайскую и, вероятно, калужскую (Н. Г. Судакова, 1975) эпохи рассматриваемая территория находилась в перигляциальной зоне и была ареной целого комплекса процессов, ведущих к образованию озер (термокарст, аккумуляция в долинной сети).

Исследование процесса формирования озер в четвертичное время позволяет выделить следующие генетические разности озерных котловин (табл. 104). Как видно из приведенной таблицы, наиболее распространенными на территории в самые различные эпохи были флювиальные озера-старицы в пределах днищ речных долин. Они отсутствовали лишь в эпохи оледенений, когда территория была вне зоны действия флювиального процесса. Наиболее значительными по интенсивности и разнообразию проявления озерного литоморфогенеза были эпохи оледенений. В это время озера возникали как в результате подпруживания ледником речных долин и проксимальных склонов доледниковых возвышенностей, так и в ходе неравномерной аккумуляции на поверхности междуречий, вытаивания глыб мертвого льда в ходе дегляциации, а также в процессе развития и перестройки ложбин стока талых ледниковых вод. Из указанных разностей наибольших размеров и глубины достигали подпрудные озера речных долин, простиравшиеся, вероятно, на десятки километров. Однако наиболее распространенными (хотя и более мелкими) были озера, связанные с сетью ложбин стока. В среднем озера ледникового и водно-ледникового происхождения данной территории из-за ее возвышенного, ледораздельного положения и значительной первичной расчлененности не превышали в поперечнике первых километров. Озера, возникавшие в перигляциальные эпохи, в отличие от озер ледникового и водно-ледникового происхождения имели малую глубину (до 1—3 м) и небольшие размеры (обычно метры—первые сотни метров). В условиях сурового климата при активизации криогенеза и интенсивных склоновых процессов шло заиливание и отмирание верхних звеньев гидросети, а также развитие термокарста. Все это вело к возникновению многочисленных мелких озер в долинах деградирующих водотоков на аккумулятивных поверхностях в области широкого развития полигонально-жильных льдов. В целом, однако, с конца московской эпохи интенсивность формирования озер сокращается и возникает направленная тенденция к их деградации, которую хотя и нарушают процессы формирования мелких перигляциальных озер в холодные эпохи раннего и позднего валдая, но количество крупных и наиболее глубоких водоемов неуклонно сокращается. Основными процессами, при-

* Автор разделяет мнение о среднеледниковом (днепровском и московском) возрасте двух верхних ледниковых комплексов Подмосковья (Заррина, Краснов, 1989; Заррина, 1991; Комплексный анализ..., 1992).

Озеротормирующий процесс. Положение озера	Q_I	Q_{II}^{Lh}			Q_{II}^{dn}			Q_{II}^{dn-ms}	Q_{II}^{ms}			Q_m^{mk}	Q_m^v			Q_{IV}
		1	2	3	1	1-2	2		1	1-2	2		2-3	3	1	
Флювиальный: озера - старицы в днищах речных долин								×								
Ледниковый и водноледниковый: подпрудные приледни- ковые озера на прок- симальных склонах островных массивов	?				×		×									
Подпрудные озера в речных долинах	?				×	—			×	×						
Остаточные озера моренных западин в пре- делах аккумулятивного ледникового рельефа	?				×	—	×	—	×	—						
Остаточные озера в днищах ложбин стока ледниковых вод	?				×	—	×	—	×	—						
Термокарстовый: озера междуручей и высях террас			×				×	—			×					

1234

Рис. 104. Генетические и возрастные характеристики четвертичных озер Юго-Западного Подмосковья.

1 — формы, выраженные в рельефе и приповерхностных отложениях; 2 — образования, выраженные лишь в строении рыхлой толщи; 3 — предполагаемое существование озера; 4 — временной интервал существования озера.

водившими к исчезновению озер, были регрессивная эрозия водотоков, постепенное заполнение озерных ванн склоновым и аллювиальным материалом, а также их активное зарастание в теплые эпохи водной и болотной растительностью. Последние крупные ледниковые озера на территории исчезли на рубеже плейстоцена и голоцена, при этом ближайшим местонахождением современных междуречных озер является район левобережья р. Рузы, примыкающий к южным склонам Клинско-Дмитровской гряды, который, вероятно, был охвачен рельефообразующими процессами в более поздние стадии московского оледенения.

Данные по осадкам разновозрастных плейстоценовых озер, полученные в результате буровых и аналитических работ по ключевому участку в районе Средней Протвы (Сатинский полигон) (Комплексный анализ..., 1992), позволяют реконструировать положение разновозрастных бассейнов и оценить некоторые особенности их развития: состав осадков, скорости седиментации, черты палеоклиматов в эпохи осадконакопления (табл. 9). В таблицу помимо данных по озерным толщам для сравнения внесены сведения о слоях морен, являющихся важными маркирующими горизонтами территории, а также определяющими минералогический состав всех вышележащих отложений, формировавшихся при их перемыве. По условиям залегания озерные осадки в составе рыхлой толщи представляют ограниченные в плане пласты или линзы, как правило, четко привязанные к определенным гипсометрическим уровням, положение которых в свою очередь часто связано со структурными особенностями территории. Так, коренные породы, в составе которых выделяются плотные известняковые и мягкие глинистые разности, образуют в пределах территории две ступени: обширную, междуречную (абс. выс. 165—185 м) и более узкую придолинную (абс. выс. 120—140 м). На эти уровни впоследствии накладывались осадки руда озерных бассейнов (табл. 9).

По механическому составу озерные отложения представлены главным образом породами алевритистого и глинистого состава с преобладанием, как правило, пылевой фракции, что связано, однако, не только с условиями осадконакопления, но и с возможной последующей мерзлотной обработкой осадка (Конищев, 1981). При этом в толщах встречаются как более тонкие глинистые, так и более грубые песчаные прослои. В целом озерные отложения отличаются довольно высокой степенью сортировки (в отдельных случаях максимальной для четвертичных осадков данной территории), что хорошо видно при сравнении их с соответствующими показателями морен. Особое положение по своему механическому составу занимают отложения подпрудных долинных озер (табл. 9, № 5, 10), где нередко отмечаются мощные толщи с преобладанием песчаных разностей. Для отложений этих озер характерна более низкая степень сортировки, чем у осадков междуречных водоемов, отличавшихся более спокойным режимом и меньшей степенью проточности.

Минералогический состав тяжелой фракции озерных осадков во многом определяется их стратиграфическим положением по отношению к тому или иному ледниковому комплексу, которые в свою очередь существенно различаются по своему минералогическому составу (Судакова, 1990;

Сравнительная характеристика вещественного состава озерных ледниковых толщ ключевого участка (бассейн р. Протвы) по материалам (Комплексный..., 1992)

№ п/п	Аккумулятивные толщи (индекс)	Высотные отметки толщ, м абс.	Мощность, м	коэффициент сортировки K_s	медианный диаметр M_d , мм	минералогическая формула	Характеристики вещественного состава					Черты палеоклимата	Абсолютный (РП) возраст тыс. л. н.
							состав глинистых минералов, %			содержание и состав древесной пыльцы, %			
							Гс	М	К (К-Хл)				
15	1b III—IV	165—210	1—5	0.2—0.38	0.02—0.05	Рпг	—	—	—	Береза, сосна, ель, широколиственных (до 20), 70	Умеренный	15 ± 5	
14	ПС ₂ III ⁴	160—220	1—2	0.3—0.45	0.02—0.03	Рпг	60	30	10	Береза, сосна, карликовые виды, 40—60	Холодный		
13	ПС ₁ III ²	160—220	0.5—1.5	0.1—0.2	0.05—0.08	Гри	—	—	—	Береза, сосна, карликовые виды, 70	Прохладный		
12	1 II—III	165—210	1—12	0.20—0.4	0.03—0.05	РГ(и)	—	—	—	Переменный состав, 40—90	Прохладный, теплый, холодный		
11	1 III ^{mk}	148—170	До 5	0.25—0.4	0.02—0.06	—	—	—	—	Грб, дуб, вяз, липа, 95	Теплый	98 ± 24	
10	1 II ^{ms3}	100—125(130)	До 30	0.16—0.4	0.04—0.15	Рпг	—	—	—	Сосна, береза, карликовые виды, 30—40	Холодный	150 ± 32	
9	1 II ^{ms2-3}	160—190	1—7	0.2—0.4	0.04—0.1	Рпг	60	25—30	10—15	Сосна, береза, карликовые виды, 50	Прохладный		
8	г II ^{ms2}	153—240	До 30	0.06—0.12	0.3—0.9	Рг	50—60	20—25	15	Переотложенная пыльца	Холодный	168 ± 42 170 ± 40	
7	1 II ^{ms1-2}	180—188	8—10	0.3—0.45	0.02—0.03	гпг	55—60	25—35	К-Хл 10	Сосна, береза, карлик (виды до 10 %), 40—50	Прохладный	221 ± 25 213 ± 53 262 ± 66 275—310	
6	г II ^{ms1}	147—180	1—5	0.08—0.15	0.14—0.3	рг; Рпг	50—60	20—25	15—20	Переотложенная пыльца	Холодный		
5	1 II ^{dn2}	95—140(165)	До 50	0.15—0.4	0.02—0.06	ргг(с)	55—60	20—30	15	Береза, ель, сосна, 50—60	Прохладный		
4	г II ^{dn}	110—185	До 40	0.05—0.2	0.2—1.1	Сп Су рг	50—55	20—25	К-Хл 20—25	Переотложенная пыльца	Холодный		
3	1 II ^{dn1}	128—135	5—7	—	—	Гл Су Сп	—	—	—	Береза, ель, сосна, дуб, липа, 75	Прохладный	390 ± 80	
2	1 II ^h	130—140	1—2	0.15—0.25	0.04—0.09	С Гли	40—60	35—40	К-Хл 10—20	—	Умеренный		
1	1 I	140—145 105—110	5—7	—	—	Гл Сп Су	—	—	—	—			

Примечание. Р — роговая обманка, Г — гранат, И — ильменит, Гл — глаукозит, Сп — сидерит, Су — сульфиды (Р — содержание > 20 %, р — 10—20 %); Гс — гидрослюда, М — монтмориллонит, К (К-Хл) — каолинит (каолинит с хлоритом).

Комплексный анализ..., 1992). Так, осадки днепровского ледникового комплекса и отложения, сформировавшиеся при их перемыве (в том числе и озерные), отмечаются невысоким (до 20 %) содержанием роговой обманки и примесью минералов мезозойского комплекса — глауконита, сидерита, сульфидов (5—20 %). Московский ледниковый комплекс и породы, возникшие при его переложении, характеризуются повышенным (более 20 %) содержанием минералов балтийской питающей провинции (роговая обманка, пироксены) и почти полным отсутствием минералов из местных мезозойских пород. Лишь иногда возможна небольшая (первые проценты) примесь глауконита. Указанные особенности позволяют уверенно различать озерные осадки двух упомянутых ледниковых эпох, что особенно важно для днепровско-московского ледникового интервала, в пределах которого отмечается сочетание озерных отложений из регрессивной и трансгрессивной серий предшествующего и последующего оледенения. Как видно из табл. 9, подавляющему большинству озерных разностей поздне- и послемосковского времени вплоть до покровных суглинков и современных озерно-болотных осадков соответствует минералогический спектр московской морены, при перемыве которой и сформировалась большая часть приповерхностных отложений.

Набор новообразованных глинистых минералов в составе озерных осадков, зависящий в значительной мере от климатических (температурных) условий осадконакопления, изменяется в небольших пределах. Это объясняется тем, что озерные разности формировались преимущественно в холодных или прохладных условиях предледниковой, позднеледниковой или межстадиалов. Из набора глинистых минералов для сравнения важна монтмориллонитовая составляющая, сохранность которой в известной мере обусловлена температурными условиями осадконакопления. Она снижается в моренных отложениях ледниковой эпохи и возрастает в глинистых осадках межледниковых и межстадиальных эпох. Наибольших значений (до 40 %) содержание монтмориллонита отмечено в старичных озерных разностях лихвинского аллювия. Не меньшей величины, вероятно, достигает содержание данного минерала в озерных осадках микулинского возраста, по которым, к сожалению, отсутствуют аналитические данные. На климатические условия осадконакопления указывают и спорово-пыльцевые характеристики озерных толщ. Согласно этим показателям, наиболее теплые климатические условия отвечают времени формирования микулинских озерных отложений, накапливавшихся в течение большей части межледниковья (Рычагов и др., 1989). Климатические условия, близкие к современным, отмечены в эпоху накопления лихвинских осадков (отложения оптимума в пределах ключевого участка не вскрыты). В осадках приледниковых озер отмечаются «холодные» палинологические спектры, соответствующие условиям сосново-березового редколесья со значительной примесью карликовых, кустарничковых видов. Палинологические характеристики наряду с абсолютными (радиотермолюминесцентными) датировками позволяют говорить о продолжительности существования и развития озер.

Наибольший интерес представляют материалы по озерам поздне- и послемосковского времени (130—150 тыс. лет), так как для данной территории это наиболее продолжительный «безледный» интервал за

последние 300 тыс. лет. В предшествующие эпохи естественный ход развития озер обычно нарушался возникновением очередного покровного оледенения, приводившего к уничтожению водоемов и существенному изменению облика рельефа региона. Имеющиеся данные за после-московское время позволяют составить следующий ряд озерных водоемов по длительности их существования: подпрудные приледниковые озера проксимальных склонов островных возвышенностей—подпрудные приледниковые озера долин—термокарстовые озера—остаточные озера междуречий (озера моренных западин и бывших ложбин талых ледниковых вод).

Подпрудные приледниковые водоемы проксимальных склонов островных возвышенностей отличались крайне «неустойчивым» геоморфологическим положением, поскольку значительную часть бортов озерной ванны составляли массивы активного или мертвого льда. Длительность существования таких озер, вероятно, едва ли превышала первые тысячи лет. После спуска основной части водной массы на месте обширного водоема в отдельных углублениях, возможно, сохранялись небольшие остаточные озера, способные существовать значительно большее время. Следы разновозрастных (среднемосковского и позднемосковского) озер отмечены на вершинах и на северных склонах ряда возвышенностей бассейна р. Протвы (Боровско-Малоярославецкого, Семичевско-Рагозинского массивов и др.).

Подпрудные приледниковые водоемы долинообразных понижений возникали в речных долинах или наследующих их ложбинах ледникового стока при их запруживании массивами движущегося или пассивного льда. Размеры, конфигурация и глубины этих водоемов зависели в значительной мере как от исходного рельефа затопленных долин, размеров их водосборов, гидрологического режима притоков, так и от высоты и мощности ледяной плотины, перегораживающей долину. Как показывают имеющиеся материалы, подпрудные озера долин отличаются большими (десятки метров) глубинами, максимальными мощностями осадков (до 30—40 м) и вместе с тем — нестабильным положением уровня. Одним из наиболее крупных в пределах исследуемой территории было позднеледниковое подпрудное озеро, занимавшее участок древней долины р. Протвы выше устья р. Исмы, ориентированный с юго-запада на северо-восток и совпадавший с направлением движения ледника в одну из последних стадий оледенения. На соседнем нижележащем участке долины, ориентированном с запад—северо-запада на восток—юго-восток и огибавшем с севера Боровско-Малоярославецкий островной массив, возникала ледяная, а возможно и моренная, перемычка, приводившая к возникновению подпрудного водоема. Развитие последнего включало первую, сравнительно короткую трансгрессивную стадию, когда уровень озера достигал абс. отм. 160—165 м, и какое-то время находился в относительно стабильном положении (толщи озерных алевритов на указанных отметках составляют 3—7 м). Затем произошел частичный прорыв плотины и спуск значительной части водоема, после чего проточное долинное озеро продолжало существовать еще довольно долгое время. Подпрудный долинный водоем значительно меньших размеров существовал на исследуемом участке долины р. Протвы и в позднемосковское время. Ограниченность

его размеров связана с перестройкой речной сети на ряде участков в днепровско-московское время и относительной узостью молодой речной долины, подвергшейся затем затоплению. При довольно большой мощности озерных осадков (до 30 м) длительность существования водоема едва ли превышала 10 тыс. лет.

Термокарстовые озера междуречий и высоких террас, отличавшиеся малой глубиной и небольшими размерами, также не могли существовать длительное время. Характерной особенностью развития таких водоемов была их постепенная миграция (трансгрессия) в ходе осадконакопления и заполнения наносами озерной ванны (Симонов, 1962). Широкое развитие многочисленных мелких мигрирующих междуречных озер («озер-луж») явилось, по-видимому, одним из факторов возникновения плаща тонких пылеватых осадков — покровных суглинков междуречий. Литолого-минералогический анализ покровных образований Подмосковья говорит о преимущественно озерном генезисе первичного осадка, подвергшегося впоследствии криогенной обработке (Базилевская, 1987; Комплексный анализ..., 1992). При этом существенная доля покровных образований имеет несомненно склоновое или криоэллювиальное происхождение. Ввиду небольших размеров и малых глубин термокарстовые озера быстро зарастали, их котловины заполнялись склоновым материалом и теряли свою морфологическую выраженность. Наиболее активно процессы термокарста протекали во время таяния грунтовых льдов последнего, наиболее мощного поздневалдайского (ярославского) криогенеза на рубеже позднего плейстоцена и голоцена (Величко и др., 1982). Этот процесс продолжался около 1—1.5 тыс. лет, и, вероятно, столь же недолгое время в начале голоцена существовали остаточные термокарстовые озера. Небольшие остаточные болота на месте этих форм, вероятно, сохранились в пределах междуречной поверхности, но для подтверждения их первичного термокарстового, а не ледникового генезиса нередко требуются специальные исследования.

Остаточные озера междуречий возникали в процессе дегляциации территории как в отдельных моренных западинах, так и в днищах ложбин стока талых ледниковых вод при их отмирании как постоянных водных артерий. Анализ геоморфологической ситуации эпохи московского позднеледникового показывает существование фрагментов ложбин стока по бортам большинства современных долин, унаследовавших впоследствии эти понижения. По днищам многих ложбин заложилась малые эрозионные формы. Поэтому значительная часть озер, возникших при отмирании артерий ледникового стока, оказалась спущена регрессивной эрозией постоянных и временных водотоков. При этом остаточные междуречные озера полуизолированных или изолированных моренных западин, не затронутые эрозией современной гидросети, продолжали существовать более длительное время.

Как показывают современные исследования процесса деградации и исчезновения озер областей позднеплейстоценового оледенения (Еловичева, 1993), длительность существования (до стадии спуска или зарастания) одновозрастных водоемов значительно различается. Основными определяющими факторами в этом процессе оказываются такие геоморфологические характеристики, как абсолютная высота, размеры, форма и

особенности микрорельефа водосборных бассейнов озер, а также характер растительности на их склонах. Все эти факторы оказывают непосредственное влияние на ход склоновых и эрозионных процессов на водосборах озера и определяет объем материала, поступающего в озерные ванны. Материалы по ключевому участку в бассейне Средней Протвы показали четкую зависимость мощностей озерных осадков в междуречных котловинах от высотного положения последних. Так, на высотах 180—210 м мощность озерных отложений не превышает 2—4 м, тогда как в котловинах на высотах 160—170 м она нередко достигает 8—12 м. Указанные пачки озерных осадков отвечают временному интервалу от конца среднего плейстоцена до голоцена, но отражают его с разной степенью полноты. Скорости аккумуляции осадков в озерных впадинах существенно (примерно на порядок) различаются у долинных и междуречных озер. В известном приближении они обратно пропорциональны длительности существования водоемов. Так, для междуречных озер интегральные скорости осадконакопления составляют 0.05—0.2 мм/год, тогда как для подпрудных долинных озер они нередко превышают 1—3 мм/год. Значительное различие объясняется обильным поступлением материала в подпрудные долины с речным стоком, склоновым сносом, а также в результате размыва и переформирования берегов новообразованного озера. В определенной мере современным аналогом этому явлению может служить процесс заиления водохранилищ на реках, где, согласно имеющимся наблюдениям, отмечаются как аналогичные скорости, так и значительно превышающие указанные (Финаров, 1974). Однако процесс заполнения озерных ванн в результате поступления склонового, пролювиального или речного материала, как правило, не может привести к полному уничтожению озера, поскольку активизация процесса сноса приводит к выполаживанию склонов водосбора, а следовательно, и к постепенному замедлению темпов заполнения озерной впадины. Уничтожение озер (помимо процесса регрессивной эрозии) происходило при активизации биогенных процессов в эпохи потепления климата, когда на хорошо прогреваемых мелководьях возникала болотная растительность и постепенно создавались условия для его полного зарастания. Имеющиеся материалы по юго-западному Подмоскovie говорят о постепенном исчезновении (спуске, зарастании) озер на протяжении от микулинского времени до голоцена. Исчезновение последних междуречных озер территории следует связывать с последним крупным потеплением на рубеже плейстоцена и голоцена.

Современные озера в районе, как и область современного озераобразования, сосредоточены в пределах днищ речных долин, что характерно для длительной межледниковой (или неледниковой) эпохи. Альтернативой этой природной тенденции является деятельность человека, создающего искусственные водоемы как на междуречьях, так и в долинах постоянных и временных водотоков для различных хозяйственных нужд (водоснабжение, рыбоводство, птицеводство). Нередко новообразованные водохранилища и пруды наследуют места древних озерных бассейнов в речных долинах или ложбинах стока талых ледниковых вод.

Древнее озеро Плесеево¹

Происхождение котловины оз. Плесеево связано с выпахающей деятельностью ледников и подледным стоком. Геологическим бурением установлено существование в районе Переславля-Залесского глубокой рытвины с абсолютной отметкой дна -51 м, заполненной древнейшей плейстоценовой мореной, очевидно, перемытой талыми ледниковыми водами. Во время последующих оледенений рытвина расширялась и углублялась (Москвитин, 1967). После отступления московского ледника на месте ее возник языковый бассейн, в профундальной зоне которого накапливались ледниково-озерные глины. В микулинскую межледниковую эпоху озеро постепенно заполнялось иловатыми органогенными отложениями, в литоральной зоне образовывались торфяники. Последние страницы истории микулинского бассейна нашли отражение в результатах исследования Половецко-Купанского болота (Хотинский, 1961), а поздние и последлениковий этапы запечатлены в осадках оз. Сомино мощностью до 40 м, впадающей в него р. Вексы (Нейштадт, 1957; Хотинский, 1964), и в Половецко-Купанском болоте (Хотинский, 1977).

Более полная геологическая летопись микулинско-валдайских отложений сохранилась в периферийной части древнеозерной котловины, которая была заполнена льдом, растаявшим в начале микулинского межледниковья (рис. 105).

Скважина 3 пробурена в западной части Переславля-Залесского на второй озерной террасе с абс. отм. 148 м (вскрываются сверху вниз).

	Глубина, м
Насыпной грунт	0.0—0.95
lh IV — глина зеленовато-серая, гумусированная с прослоями суглинки и гравийными зернами в подошве слоя	0.95—1.8
lh IV — гиттия торфянистая с прослоем на глубине 1.9—2.3 м древесно-осокового и осоково-гипнового торфа	1.8—2.4
I III V ₃ — супесь желтовато-светло-серая, иловатая, в интервале глубин 3.6—4.3 м с прослоем гиттии	2.4—5.2
I III V ₂ — суглинок желтовато-серый с прослоями гиттии и темно-серой глины	5.2—6.6
I III V ₂ — гиттия буровато-темно-серая, глинистая, отмечаются прослои торфянистой гиттии и на глубине 7.1—7.3 м — простой супеси	6.6—7.8
I III V ₂ — суглинок желтовато-серый, переходит в супесь с прослоями гиттии	7.8—9.58
I III mk — гиттия серая, глинистая, с глубины 10.0 м — торфянистая	9.58—11.1
I III mk — торф древесно-осоковый	11.1—11.2
I III mk — гиттия торфянистая	11.2—11.7
I III mk — торф осоково-гипновый, с глубины 12.6 м — древесно-осоковый	11.7—13.0
I III mk — гиттия торфянистая	13.0—13.6
I III mk — гиттия глинистая с линзовидными прослойками тонкого песка	13.6—14.45
g II ms — суглинок валунный (морена)	
Вскрытая мощность	0.25

В изучении разреза помимо авторов принимали участие Т. Г. Свиридова и Е. С. Дудукалова. Семенная флора определена сотрудниками Института геологии и геофизики АН Беларуси Ф. Ю. Величким и Г. М. Литвинюком. Радиоуглеродный анализ проводился по гуминовым кислотам горячего извлечения под руководством Х. А. Арсланова. Были получены следующие датировки:

¹ В. В. Писарева, В. С. Гунова, С. М. Шнк.

глуб. 2.4—2.5 м, торф	 9120±90 (ЛУ-1350)
глуб. 7.3—7.4 м, торф	 40 480±1210 (ЛУ-1318)
глуб. 7.5—8.2 м, гиттия	 45 720±2100 (ЛУ-1351)
глуб. 8.5—8.8 м, гиттия	 44 760 (ЛУ-1352).

Результаты комплексных исследований послужили основой для стратиграфического расчленения отложений и восстановления истории водоема.

Согласно палинологическим данным, во время наиболее раннего этапа осадконакопления (глуб. 13.6—14.45 м) произрастала своеобразная растительность, сочетающая элементы лесной, степной и тундровой флоры (рис. 106). Доминантом фитоценоза при еще сохранявшейся мерзлоте была ель, наряду с которой существовали лиственнично-сосново-березовые группировки и кустарниковые сообщества из *Betula humilis*, *B. nana*, *Alnaster* sp., чередующиеся с заболоченными участками, поросшими осокой, вахтой трехлистной, белокрыльником болотным и зелеными мхами. Особую группу составляли рудеральные растения и типичные ксерофиты, среди которых отмечены *Kochia prostrata*, *K. laniflora*, *Eurotia ceratoides*, *Ephedra* sp. Существовавший в это время водоем был неглубоким, возможно слабопроточным, заселенным харовыми водорослями и макрофитами: ряской, роголистником, наядой, разнообразными рдестовыми (*Potamogeton natans*, *P. rutilus*, *P. compressus*). По берегам произрастали рогаз, лютик ядовитый, спарганиевые.

Во время формирования отложений на глубине 13.3—13.6 м распространялись сосновые и березовые, а затем и смешанные хвойно-широколиственные леса с дубом — *Quercus robur* и вязом — *Ulmus laevis* (рис. 106, палинозоны М₂₋₃). Озеро постепенно мелело, заселялось ряской. Находки единичных диатомовых водорослей из родов *Eunotia* и *Pinnularia* явно свидетельствовали о его начавшемся заболачивании.

Накопление торфа и торфянистой гиттии на глубине 12.0—13.6 м связано с климатическим оптимумом межледниковья; распространением смешанных широколиственных лесов, состоящих вначале из дуба (*Quercus robur*, *Q. pubescens*, *Q. petraea*), вяза (*Ulmus laevis*, *U. campestris*), клена (*Acer campestre*, *A. tataricum*) с лещиной в подлеске (рис. 106, палинозона М₄), а затем более сложных по составу сообществ с участием липы (*Tilia cordata*, *T. platyphyllos*, *T. tomentosa*) и граба. Под пологом леса произрастали папоротник *Osmunda cinnamomea* (палинозона М₅₋₆). В составе семенной флоры определены виды, показательные для микulinского межледниковья: *Brasenia holsatica*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Salvinia natans* и др. Из других видов встречены *Alnus glutinosa*, а среди трав — *Carex* sp., *Menianthes trifoliata*, *Sparganium simplex*, *Calla palustris*. Об эвтрофировании бассейна говорят находки диатомей *Fragilaria construens* et var. *binodis*, *Oplphora martyi*, *Diatoma vulgare*, *Achnathes lanceolata*, *Pinnularia* sp. и др., обнаруженные в кровле торфянистой гиттии на глубине 13.1 м (рис. 106). Позднее — во второй половине климатического оптимума — происходило обмеление и заболачивание озера. Во время дальнейшего похолодания и увлажнения климата озеро оставалось дистрофным. В этот период на плакорах были распространены хвойно-широколиственные леса с преобладанием ели, примесью пихты, с сосной *Pinus silvestris*, *P. sibirica* и плаунком плауновидным в наземном покрове (рис. 106, зона М₇, глуб. 11.7—12.0 м). В конце межледниковья расселились монодоминантные хвойные и березовые леса, в значительной

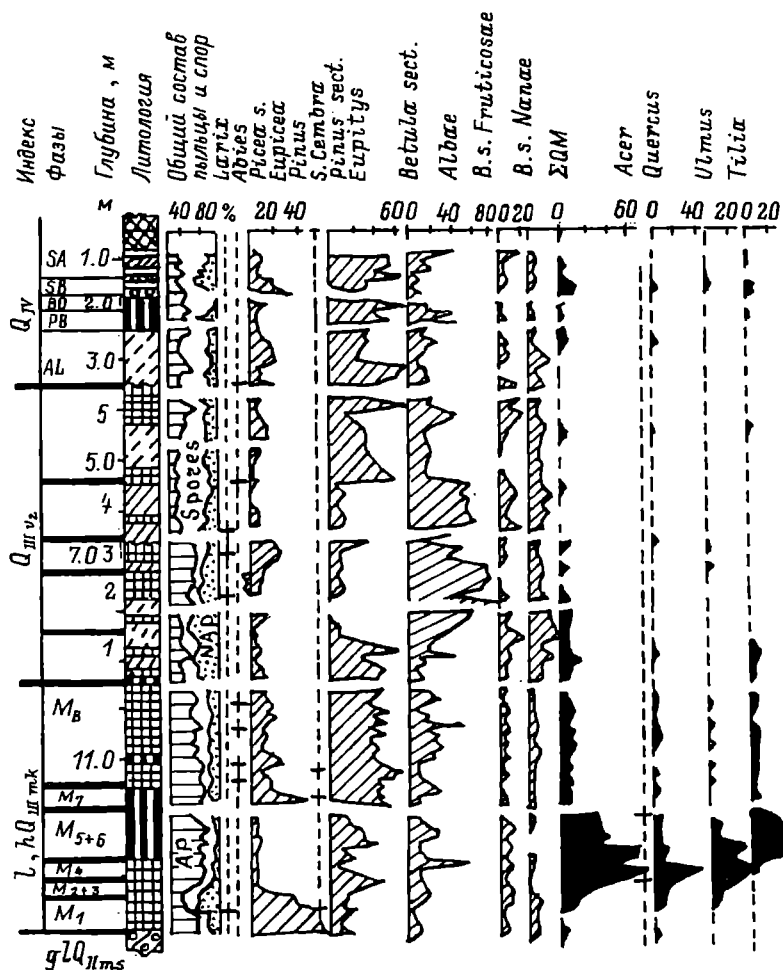


Рис. 106. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений по скв. 3 в г. Переславль-Залесский.

Усл. обозн. литологии см. на рис. 105.

степени заболоченные (рис. 106, зона M_8 , глуб. 9.58—11.7 м). Широколиственные породы если и встречались, то крайне редко.

Вышележащие озерные отложения отделены от межледниковых длительным перерывом. Вероятно, была размыва толща, формировавшаяся в криогигротическую климатическую стадию валдайской ледниковой эпохи. В дальнейшем осадконакопление проходило в нестабильных условиях сравнительно мелководного, слабопроточного водоема, существовавшего в среднем валдае. Уровень озера временами был ниже современного, иногда приближался к нему. В периоды обмеления в прибрежной части бассейна рассеялась болотная растительность, в осадках происходило накопление органического вещества. Этот процесс совпадал с относительными потеплениями. Похолодания сопровождалась обводнением и рас-

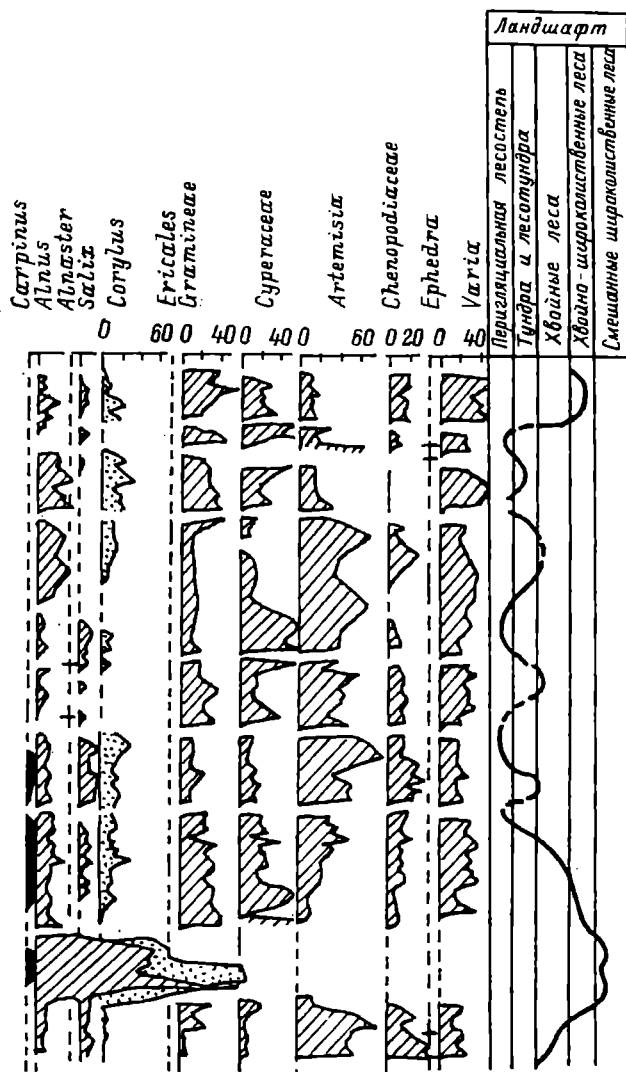


Рис. 106 (продолжение).

ширением акватории озера. В истории развития плакорной растительности происходила смена следующих фаз (рис. 106): хвойных лесов и березняков (глуб. 8.5—9.6 м), разреженных лиственнично-березовых лесов и ерниковых формаций (7.2—8.5 м), еловых и сосново-березовых лесов (6.6—7.2 м), березовых лесов с элементами перигляциальной флоры (5.4—6.6 м), сосновых и елово-березовых лесов (3.6—5.4 м).

В гиттии на глуб. 8.3—9.0 м была выявлена (рис. 107) довольно разнообразная диатомовая флора (до 22—30 видов и разновидностей). Планктонные виды в ней единичны: *Aulacosira granulata*, *A. italica*,

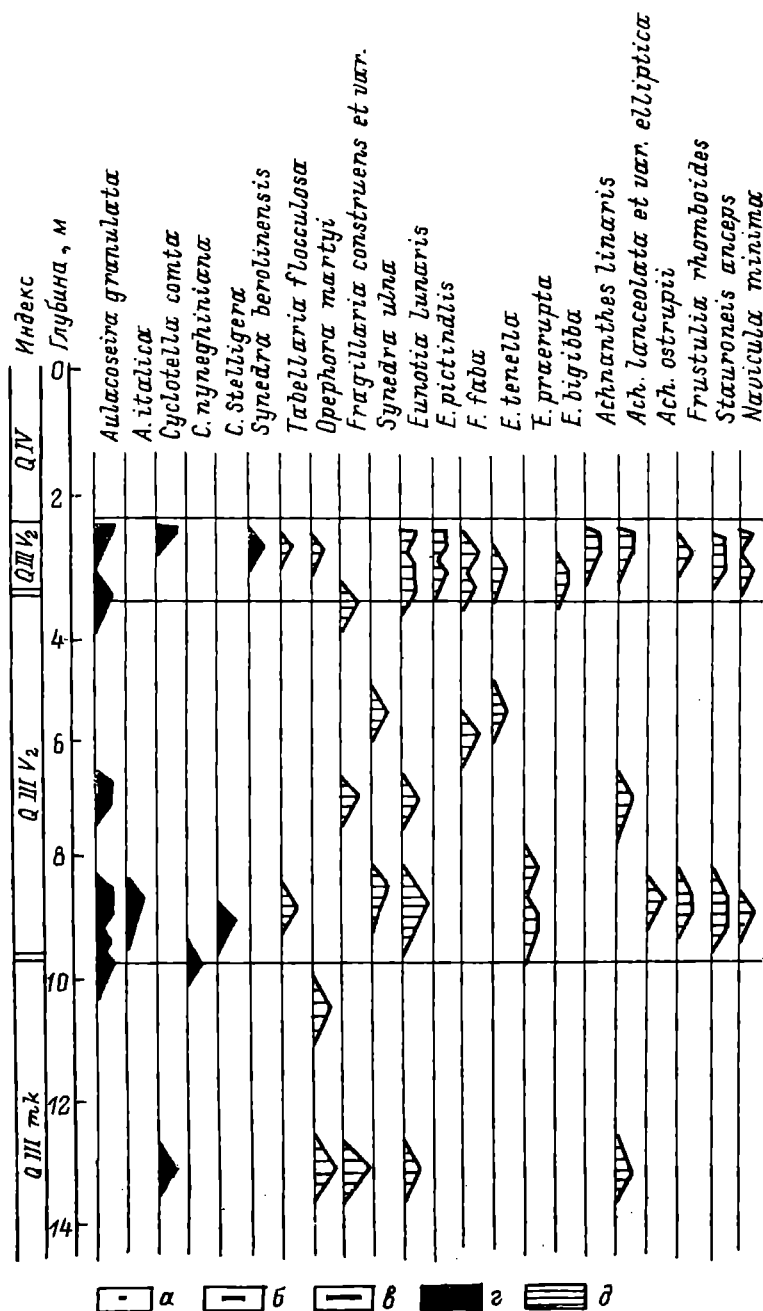


Рис. 107. Диатомовая диаграмма по скв. 3 в г. Переславль-Залесский.

а — от 1 до 10 створок на препарат, б — редко (от 11 до 100 створок на препарат), в — часто
г — планктонные виды, д — бентосные виды.

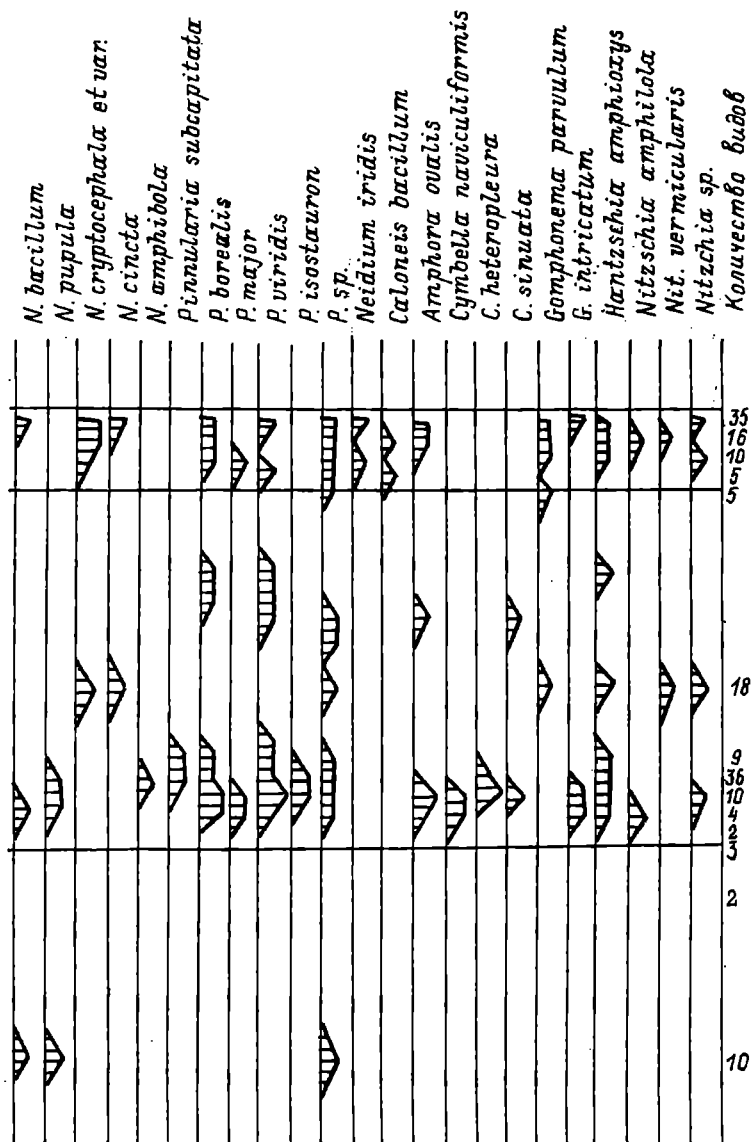


Рис. 107 (продолжение).

Cyclotella stelligera. Основной фон составляют бентические виды. В этой группе преобладают *Amphora ovalis*, *Pinnularia borealis*, *P. major*, *P. viridis*, *P. isostauron*, *Cymbella naviculiformis*, *C. heteropleura* et var. *minor*, *Eunotia praerupta* et var., *Stauroneis anceps*, *S. phoenicenteron*, *Tabellaria flocculosa*, *Gomphonema angustatum*, *Hantzschia amphioxys*, *Nitzschia am-*

phibola и другие виды, распространенные в литорали, на дне, в обрастающих неглубоких заболоченных бассейнов или обширных мелководьях, озер с заболоченными берегами. Подобный состав диатомей свойствен водоемам небогатым биогенными веществами. Многие из перечисленных выше диатомей являются типичными обитателями современных северных водоемов. Присутствие обширной группы холодолюбивых видов, часть из которых входит в число доминантов (*Cymbella heteropleura* et var. *minor*, *Pinnularia isostauron*, *Eunotia praerupta*), так же как и состав наземной растительности, свидетельствует о климатических условиях более холодных, чем современные. Так как хронологически по ^{14}C описанные слои располагаются ниже датированного (47 720 $\pm$ 2100 лет) горизонта, то они могут быть отнесены к раннему потеплению среднего валдая — красногорскому интерстадиалу (Арсланов и др., 1981). В отложениях на глубине 4.75—7.0 м диатомей немногочисленны. Среди них по-прежнему преобладают виды, свойственные северным неглубоким водоемам рода *Eunotia* (*E. faba*, *E. lunaris*, *E. praerupta*), *Pinnularia viridis*, *P. borealis*, *Hantzschia amphioxys*, *Achnathes lanceolata* et var. *elliptica*, *A. oestrupii*. Неоднократная смена диатомовых и спорово-пыльцевых комплексов наряду с другими данными свидетельствует о нестабильности палеогеографической обстановки. Климатические условия на протяжении всего средневалдайского времени здесь, как и в других районах Русской равнины, оставались холоднее современных (Палеогеография Европы..., 1982). Отсутствие валдайской морены в котловине озера и на прилегающих к ней участках позволяет предположить, что валдайский ледниковый покров в этом районе не распространялся. В верхнем плейстоцене данная территория находилась в экстрегляциальной зоне.

Во время накопления иловатой супеси (глуб. от 2.4 до 3.6 м) наблюдалось явное смягчение климата, выразившееся в уменьшении его континентальности. Оно способствовало расселению еловых лесов при частичном сохранении перигляциальной растительности. Водоем был мелководным, в нем произрастал рдест нитевидный и другие макрофиты. С улучшением климатических условий более разнообразной становится флора диатомей, однако планктонные виды среди них, как и прежде, не получили широкого распространения, что объясняется небольшой глубиной водоема. В целом диатомовый комплекс носит смешанный характер. Сюда входят типично озерные виды из родов *Navicula*, *Cocconeis*, *Opephora*, *Amphora*, *Surirella*, *Nitzschia* и др., обитатели почв *Navicula mutica*, *N. contenta*, *Hantzschia amphioxys*, болотные формы *Eunotia*, *Pinnularia*, речные виды *Navicula cryptocephala* et var. *Cymbella sinuata*, *Ceratoneis arcus* и др. Вверх по разрезу снижается участие северных и североальпийских видов. Возрастает численность и видовое разнообразие диатомовых водорослей, для развития которых требуется достаточное количество биогенных веществ: *Navicula radiosa*, *N. cincta*, *N. hustedtii*, *N. bacillum*, *N. cuspidata*, *Synedra ulna*, *S. berolinensis*, *Cocconeis placentula*, *Gomphonema parvulum*, *G. intricatum*, *Nitzschia amphibola*, *N. vermicularis*. Присутствие холодолюбивых видов *Achnathes lanceolata* var. *elliptica*, *Eunotia faba*, *E. pectinalis*, *Pinnularia borealis* и др. свидетельствует о том, что озеру в этот период присущи черты олиготрофного водоема. Сходные палеогеографические условия наблюдались в центральных районах Русской равнины во время аллереда.

В период накопления гиттии и торфа (глуб. от 2.15 до 2.4 м) растительность в общих чертах напоминала позднеледниковую, но с более значительным участием лесных формаций, близких по структуре к северотаежным. Наиболее распространенными были сосняки травяные и зеленомошные, а также березняки осоковые. Судя по радиоуглеродной дате (9120—90 л. н., ЛУ-1350) образца из торфа с глуб. 2.4 м, этот временной интервал относится к переславскому похолоданию, выделенному Н. А. Хотинским (1977) во второй половине предбореального периода (PB₂). В условиях сравнительно холодного и сухого климата уровень озера, вероятно, снизился. Началось образование торфяника. Слой древесно-осокового торфа (глуб. 1.8—2.15 м) накапливался при сравнительно благоприятных климатических условиях, способствовавших расселению смешанных лесов — в основном сложных сосняков с участием липы. В поймах рек встречались сообщества из ольхи (*Alnus glutinosa*) и ивы. По палеоботаническим данным этот интервал соответствует ВО-периоду. Выше в осадках намечаются следы размыва в виде гравийных зерен в основании слоя зеленовато-серых глин. Видимо, перерыв в осадконакоплении приходился на атлантический период и первую половину суббореального периода. На спорово-пыльцевой диаграмме верхней части разреза (глуб. 0.95—1.8 м) можно выделить две фазы в развитии растительности. Ранняя, отражающая господство еловых лесов с участием широколиственных пород (дуб, вяз, липа), относится ко второй половине SB-периода (глуб. 1.4—1.8 м), а более поздняя — с преобладанием среди древостоев сосны и березы — к SA-периоду.

Современное озеро Плещеево представляет собой эвтрофный водоем в стадии зарастания его литорали.

Палеоозера Рославльского стратотипического района¹

В Рославльском страторайоне разновозрастные озерные отложения приурочены к глубокой (до 120 м) ложбине ледникового выпайивания, вытянутой с северо-запада на юго-восток более чем на 50 км (рис. 108). Она возникла на месте существовавшей здесь речной долины «Сещинский проток» еще в первой половине раннего плейстоцена — во время сетуньского (среднеильинского) оледенения; при этом на ее бортах сформировались грандиозные морены напора, сложенные надвинутыми друг на друга чешуями мезозойских отложений общей мощностью до 80 м и известные в литературе в качестве Сещинских гляциодислокаций.

Строение четвертичных отложений Рославльского страторайона очень детально и комплексно изучено в результате специальных опытно-методических работ, проведенных в 1984—1988 гг. Большое количество пробуренных здесь скважин, располагавшихся на расстоянии 15—20 м друг от друга, позволило достоверно проследить распространение всех развитых здесь озерных отложений, получить достаточно полную палеонтологическую характеристику.

Образование наиболее древнего водоема относится здесь к позднесетуньскому времени; в дальнейшем, несмотря на неоднократные оледене-

¹ С. М. Шик, И. П. Бирюков, В. В. Писарева, Г. А. Анциферова.

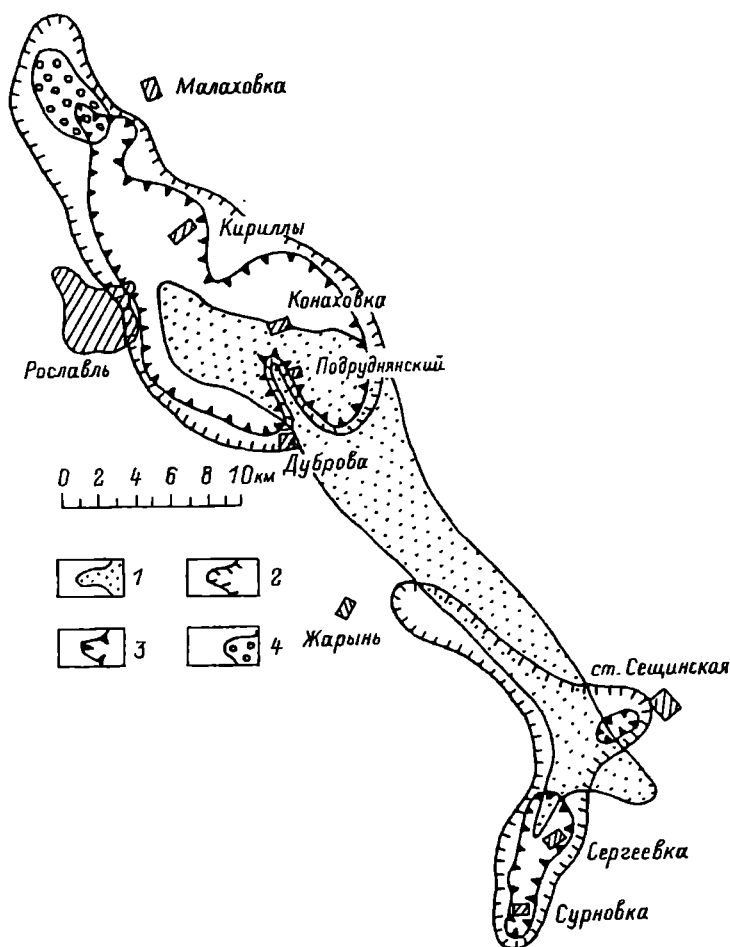


Рис. 108. Распространение разновозрастных озерных отложений в ложбине ледникового выпахивания, к которой приурочен Рославльский страторайон. Составил И. П. Бирюков.

1 — позднесетунские озерно-ледниковые отложения, 2 — позднедоисские озерно-ледниковые отложения, 3 — рославльские озерные отложения, 4 — лихвинские озерные отложения.

ния, озерные бассейны несколько раз возникали вновь как в раннем, так и в среднем плейстоцене (рис. 108). Как обычно в ложбинах ледникового выпахивания, их днище выстлано сетунскими ледниковыми отложениями, мощность которых обычно составляет 4—6 м, иногда достигает 40 м; в их формировании значительную роль играли подледные и внутриледные потоки, оставившие песчано-гравийные отложения (рис. 108, 109). Встречаются и крупные отторженцы дочетвертичных пород. В позднесетунское время здесь образовалось крупное озеро, отложения которого (часто представленные типичными ленточными глинами) широко распространены в пределах ложбины ледникового выпахивания; их сохранившаяся

мощность обычно не более 5—10 м, иногда достигает 30 м. Вероятно, озерный водоем продолжал существовать и во время позднеильинского (моисеевского) межледниковья, об этом свидетельствуют отторженцы гиттий в вышележащей донской морене; однако *in situ* эти межледниковые отложения нигде не встречены. Очевидно, они полностью (или почти полностью) уничтожены экзарацией во время последующего донского оледенения. Так как ложбина ледникового выпайивания не была выполнена додонскими отложениями, во время донского оледенения в формировании отложений также большую роль играли подледные и внутриледные потоки. Эти отложения (мощностью до 70 м) часто представлены не валунными суглинками, а песчано-гравийными отложениями (рис. 110).

Ложбина не была выполнена и отложениями донского оледенения; в позднедонское время здесь возникли два крупных озерных бассейна, в которых накопились ленточные глины мощностью до 20 м (рис. 109, 110). В мучапское (рославльское) время площадь северного бассейна сократилась, а южный распался на два небольших по площади водоема (рис. 108). В северном бассейне осадконакопление продолжалось почти непрерывно в позднедонское, мучапское и раннеокское время. История развития водоема хорошо отражается на пыльцевых и диатомовых диаграммах (Анциферова, 1985; Заррина, 1991).

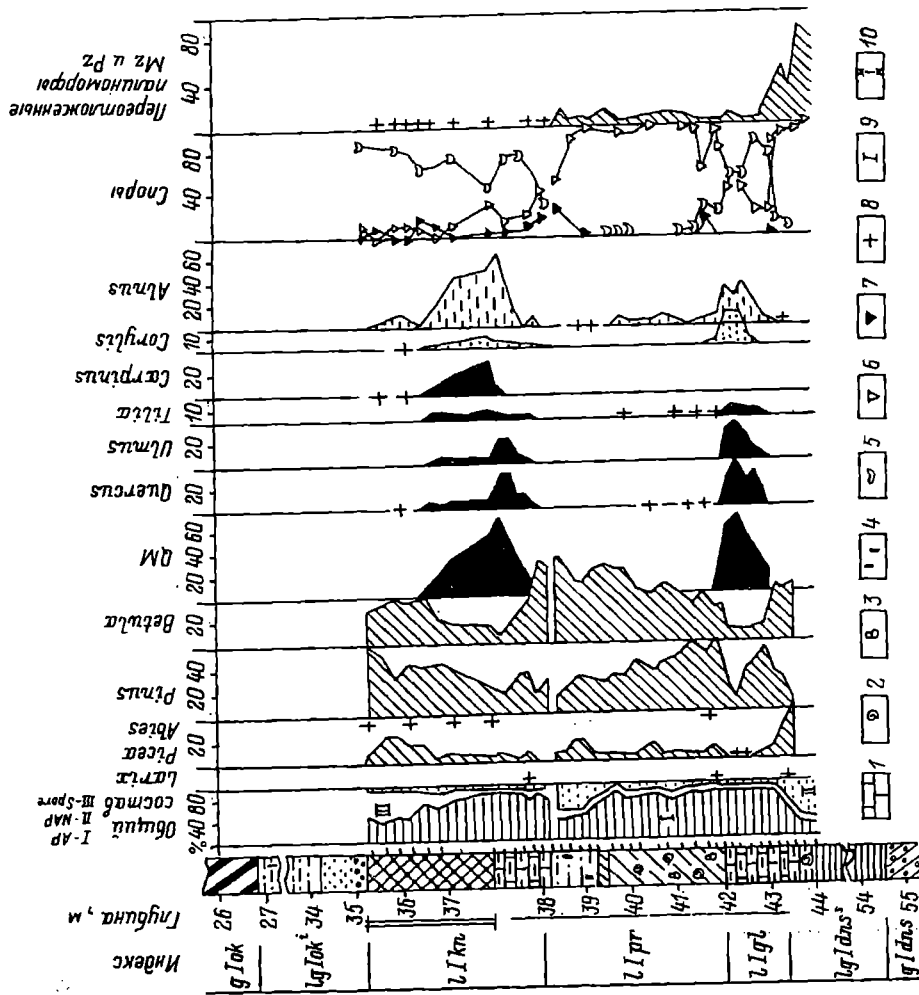
По палинологическим данным позднедонское время (рис. 111) характеризуется перигляциальными условиями (преобладает пыльца недревесных растений, а древесная группа представлена преимущественно березой, кустарниковой и карликовой).

Отчетливо выделяется деснинский межстадиал, во время которого резко (до 50 %) возрастает содержание пыльцы ели. Во время первого (глазовского) климатического оптимума в северном водоеме накапливаются мергели мощностью не более 1 м, этот прослой мергеля прослеживается по всему палеозеру на протяжении до 20 км. На прилегающей к водоему территории в этот период произрастали широколиственные леса с преобладанием дуба и вяза. Восстановить экологические условия в палеоводоеме позволяют результаты диатомового анализа по трем разрезам — Конаховка-1 (скв. 402), Конаховка-2 (скв. 240) и Кириллы. Всего определено более 300 таксонов, принадлежащих к 39 родам (рис. 112). Они свидетельствуют, что бассейн представлял собой мелководный, заросший водной растительностью пресноводный (минерализация 0.2—0.3 %) слабопроточный водоем со слабощелочной средой и мезотрофным режимом. В начале и конце климатического оптимума среди диатомей преобладали виды-обрастатели (70—90 %); при этом содержание бореальных форм достигало 40 %, а холодолюбивых — 28 %. В период максимального потепления участие планктонных форм возрастало до 50 %. Преобладали виды-космополиты; содержание бореальных форм не превышало 17 %, а холодолюбивых — 3 %. Видовой состав диатомовой флоры свидетельствует о древнем (долихвинском) возрасте осадков, содержащих донный комплекс.

Сходные условия существовали во время глазовского оптимума и в меньших по площади водоемах у деревень Сергеевка и Сурновка. В озерах накапливались глины и суглинки с прослоями мергеля общей мощностью до 8 м, детально изученные палинологическим методом. Комплекс диато-

Рис. 111. Спорово-пыльцевая диаграмма позднеледниковских и рославльских озерных отложений по разрезу Коноховка-1 (скв. 420).
Анализы М. Н. Валуевой по материалам И. П. Бирокова.

I — древесная пыльца, II — недревесная пыльца, III — споры. 1 — мертгель, 2 — раковины пресноводных моллюсков, 3 — виванит, 4 — затерфованность; споры: 5 — папоротники, 6 — зеленые мхи, 7 — сфагновые мхи, 8 — уровень определения мелких млекопитающих, 9 — интервал изучения деления семенной флоры, 10 — интервал изучения диатомей. Индексами выделены: 11 gl — тазовый климатический оптимум, 11 pr — популяционное похолодание, 11 kp — коноховский климатический оптимум. Остальные усл. обозн. см. на рис. 107.



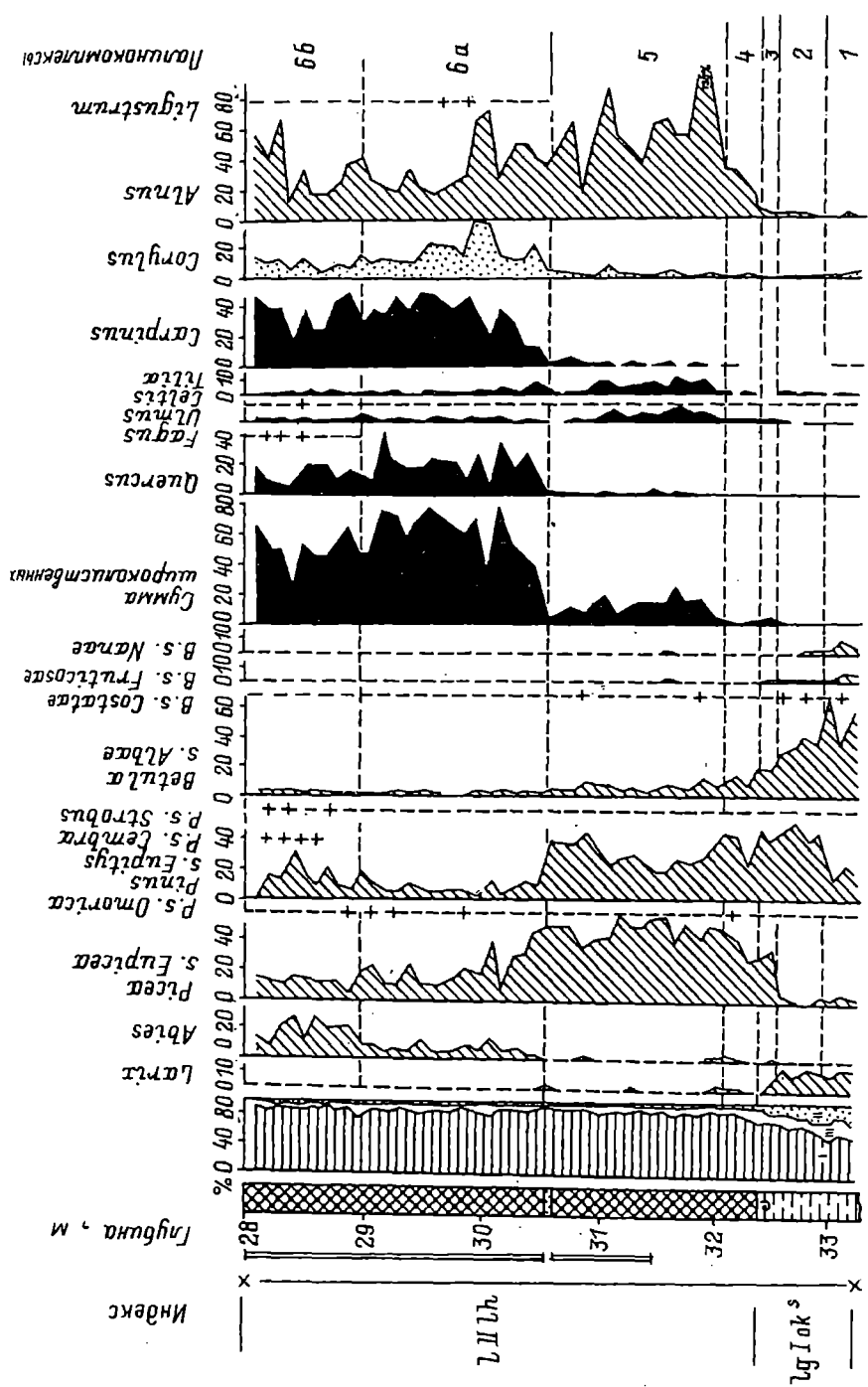


Рис. 112. Спорово-пыльцевая диаграмма позднеокских и лихвинских межледниковых отложений по скв. 201 у д. Малаховка. Анализ В. В. Писаревой по материалам И. П. Бирюкова.

мей (данные Л. П. Логиновой) близок к полученному из северного водоема, характеризует более мелководные условия. В северном водоеме осадконакопление продолжалось и во время промежуточного (подруднянского) похолодания, второго (конаховского) климатического оптимума, а также в раннеокское время. Южные водоемы в послеглазовское время, вероятно, прекратили свое существование. Во время подруднянского похолодания на прилегающей к водоему территории широколиственные леса сменились березняками со значительным участием кустарниковых форм. По-видимому, в это время уровень водоема значительно понижался — в отложениях наблюдаются перерывы в осадконакоплении. Об этом, вероятно, свидетельствуют и отсутствие диатомей, а также обилие остатков наземной микротериофауны (включая целые челюсти) и скорлупы яиц. Состав мелких млекопитающих, относящихся к тираспольскому фаунистическому комплексу, свидетельствует о бореальных условиях во время накопления этого маломощного (0,3 м) костеносного слоя. Во время конаховского климатического оптимума накопились мергели мощностью всего 30—40 см, также хорошо прослеживающиеся в пределах палеоводоема, и гиттии (до 1 м). Диатомовая флора свидетельствует, что условия здесь были близки к тем, что существовали во время глазовского климатического оптимума. На прилегающей к водоему территории произрастали широколиственные леса, в которых сначала преобладали дуб и вяз, позже сменившиеся липой и грабом. Встреченная в этих отложениях микротериофауна также свидетельствует о климатических условиях теплее современных. Гиттии, относящиеся к заключительному этапу конаховского оптимума, охарактеризованы семенной флорой, изучавшейся Ф. Ю. Величкевичем (1985). Здесь встречены такие водные растения, как *Azolla*, *Salvinia*, *Typha*, *Alisma* и многочисленные представители родов *Potamogeton* и *Carex*. Озерный бассейн продолжал существовать и в раннеокское время, в нем накапливались супеси мощностью до 15 м (рис. 109, 110). Местами происходил интенсивный размыв более древних межледниковых отложений, в результате которого озерные осадки оказались насыщенными перетолженной пыльной широколиственных пород.

Раннеокские озерные отложения содержат остатки фауны мелких млекопитающих, существенно отличающейся от фауны нижележащих межледниковых отложений. Увеличивается роль степных элементов и появляются тундровые формы (копытный лемминг). Окская морена (мощностью до 25 м), развитая только в северной части района, местами залегает на подстилающих породах со следами значительной экзарации, иногда полностью уничтожившей рославльские отложения (рис. 110). В этих случаях в составе окских ледниковых отложений значительную роль играют песчано-гравийные накопления, образовавшиеся в результате деятельности подледных и внутриледных потоков. В позднеокское время в северной части ложбины выпавивания вновь возник озерный бассейн, в котором накапливались ленточные глины мощностью до 15 м. Только в наиболее глубокой западине в районе д. Малаховка, приуроченной к участку интенсивной экзарационной деятельности окского ледника, водоем продолжал существовать и в последующее межледниковое время; в нем накопились гиттии мощностью 4—5 м, имеющие характерные для лихвинского межледниковья пыльцевые диаграммы (рис. 112) и семенную флору.

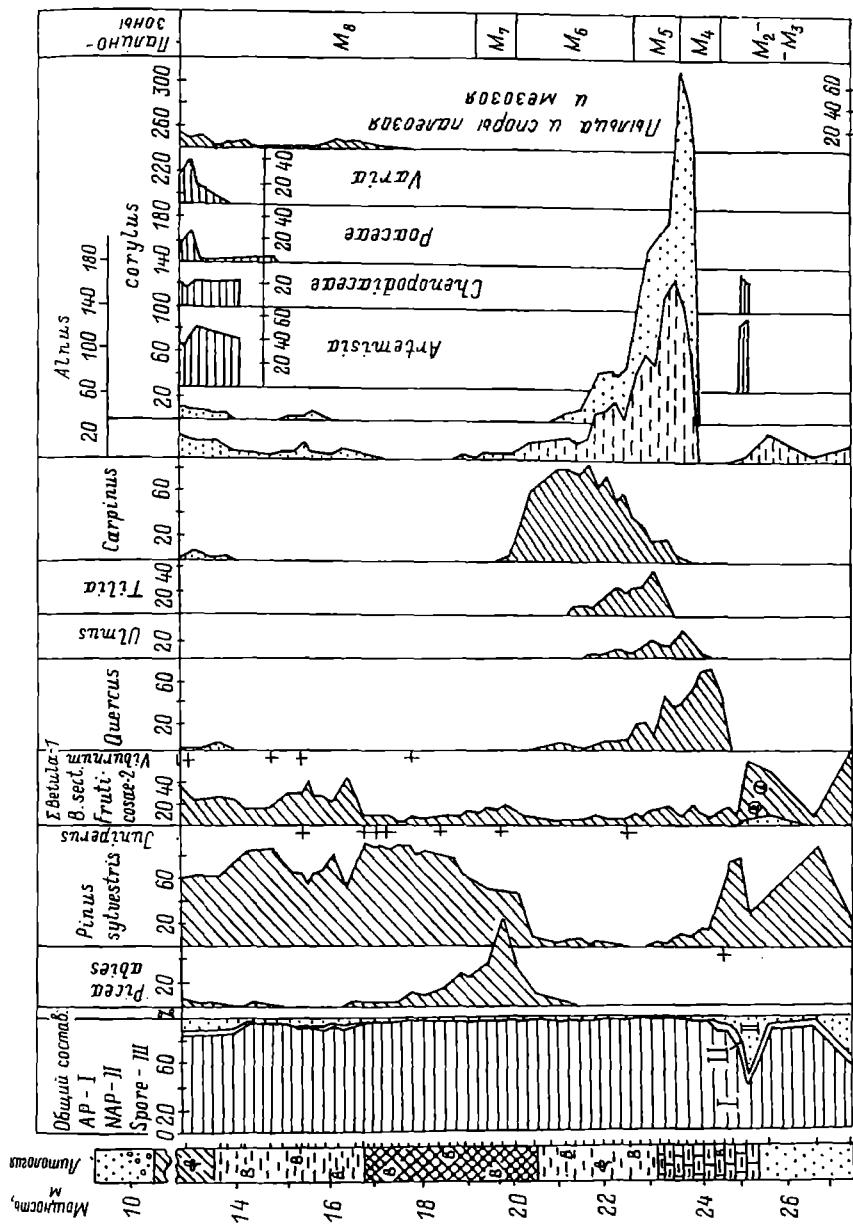


Рис. 113. Спорно-пыльцевая диаграмма позднемосковских и миклинических озерных отложений по скв. 504 у пос. Подруинский. Анализы О. Н. Грачевой по материалам И. П. Бирюкова.

Усл. обозн. см. на рис. 107. М — юны миклинического межледниковья.

Палеоботанические материалы позволяют выделить следующие этапы развития палеоводоема.

В первый этап (позднеледниковье) отлагались известковистые глины с обломками пресноводной фауны (скв. 201, глуб. 32.4—33.3 м). В озере распространялись протококковые водоросли (*Pediastrum boryanum* Мепегх., *Pediastrum* sp.) и растения сем. Hydrocharitaceae. На прилегающей к водоему территории произрастали сосново-березовые леса. На втором этапе (скв. 201, глуб. 30.5—32.4 м) накапливались гиттии. По-видимому, уровень водоема повысился, берега его были заболочены, о чем свидетельствуют находки большого количества орешков и пыльцы черной ольхи. На прилегающей территории были развиты хвойный леса с преобладанием ели; с берегов в озеро сносились большое количество макроостатков древесных пород, кустарников и трав. Из водных растений наиболее часто встречалась *Salvinia natans* (L.) All. Третий этап (скв. 201, глуб. 28.0—30.5 м) относится к климатическому оптимуму межледниковья. По анализу растительных остатков из гиттий можно предполагать, что водоем был слабоминерализованным, неглубоким, хорошо прогреваемым. Такой вывод позволяют сделать данные об экологии водяного ореха — *Trapa* sp. (Флора СССР, 1949), который встречается как среди макроостатков, так и в составе палиноспектров. Из других водных растений наиболее многочисленны остатки *Salvinia natans* (L.) All. и водного папоротника *Azolla interglacialica* Nikit. Появляются характерные для эвтрофных водоемов представители сем. Potamogetonaceae. Диатомовые водоросли встречаются только в верхней половине климатического оптимума (28.2—28.7 м). Среди них преобладает планктонный вид *Aulacoseira granulata* Ehr. Sim., обитающая в мелководных эвтрофных непроточных водоемах среди зарослей высших водных растений. На окружающей территории были развиты дубово-грабовые леса со значительным участием пихты. Четвертый этап соответствует времени обмеления бассейна и заселения его разнообразными рдестами, произрастающими на небольших глубинах. Некоторые из них являются показателями эвтрофного состояния водоема (*Potamogeton obtusifolius* Mert. et Koch., *P. praelongus* Wulf и др.). В этом горизонте появляется рдест, близкий по морфологии к восточноазиатскому *P. tataricus* A. Benn., произрастающий у берега озера. Большим числом остатков представлены осоковые и другие растения болотных местообитаний. На прилегающей к водоему территории произрастали смешанные березово-елово-сосновые леса.

Труднее восстановить палеолимнологию района во время первого среднеплейстоценового оледенения, не достигавшего рассматриваемого района. Вероятно, в этот период были выработаны глубоко врезаемые речные долины, «засыпанные» в предмосковское и московское время (см. рис. 109, скв. 69 и 439; рис. 110, скв. 80 и 122).

Московская морена перекрывает сравнительно маломощным чехлом (10—20 м) все нижележащие отложения. Наблюдаются отторженцы лихвинских межледниковых отложений, что свидетельствует о достаточно активной экзарационной деятельности московского ледника. В накоплении ледниковых отложений значительную роль играли подледные и внутриледные потоки, на что указывают включенные в морену песчано-гравийные отложения.

В западинах на поверхности морены в позднемосковское время возникли водоемы, продолжавшие существовать и во время микулинского межледникового. Данные по одному из таких водоемов известны у д. Дуброва (Шик, 1958); микулинские озерные отложения палинологическим методом изучены здесь еще в ряде пунктов: д. Жарынь (рис. 109), пос. Подруднянский. Материалы по Подруднянскому разрезу (рис. 113) позволяют проследить историю водоема вплоть до заключительных этапов микулинского межледникового. В позднемосковское время здесь сначала накапливались терригенные отложения, позже сменившиеся мергелями. Накопление мергеля продолжалось и в начале микулинского времени, позже отлагались суглинки и гиттии.

Таким образом, в пределах ложбины ледникового выпахивания, к которой приурочен Рославльский страторайон, выделяются четыре крупных этапа развития озерных бассейнов; каждый охватывает позднеледниковое и межледниковое время, а иногда и начало последующего оледенения. Впервые водоем возник здесь в среднеильинское время в результате экзарационной и аккумулятивной деятельности сетуньского ледника; по-видимому, он продолжал существовать и в период послесетуньского (сукромнинского, монсеевского) межледникового, хотя озерные отложения этого возраста практически полностью уничтожены экзарацией во время донского оледенения. При деградации донского ледника снова возник крупный озерный бассейн, в рославльское (мучкапское) время распавшийся на ряд отдельных водоемов; в самом крупном из них осадконакопление продолжалось (с перерывами) вплоть до раинеокского времени. На севере существование озерного бассейна возобновилось в позднеокское время; в наиболее глубокой части водоема, приуроченной к участку экзарационной деятельности окского ледника, оно продолжалось в течение всего лихвинского межледникового.

Наконец, в позднемосковское время в остаточных западинах на поверхности морены снова возникли водоемы, продолжавшие существовать и в микулинское время.

Рославльский межледниковый водоем в районе д. Бибирево Ивановской области¹

В Ивановской области насчитывается более 200 небольших озер. Значительная часть их возникла в среднем плейстоцене — во время отступления московского ледникового покрова. Озерные отложения накапливались в пресноводных бассейнах, приуроченных в основном к зоне развития краевых образований. Последние наиболее четко прослеживаются от г. Комсомольска к г. Фурманово и далее по направлению к г. Плёс на Волге (рис. 114).

Эта полоса конечно-моренных гряд и овальных холмов рассекается рывтинами подледного стока субмеридионального направления, служившими, так же как и межхолмные понижения, вместилищами озер. Боль-

¹ В. В. Писарева, Н. Г. Судакова, Г. А. Анциферова.

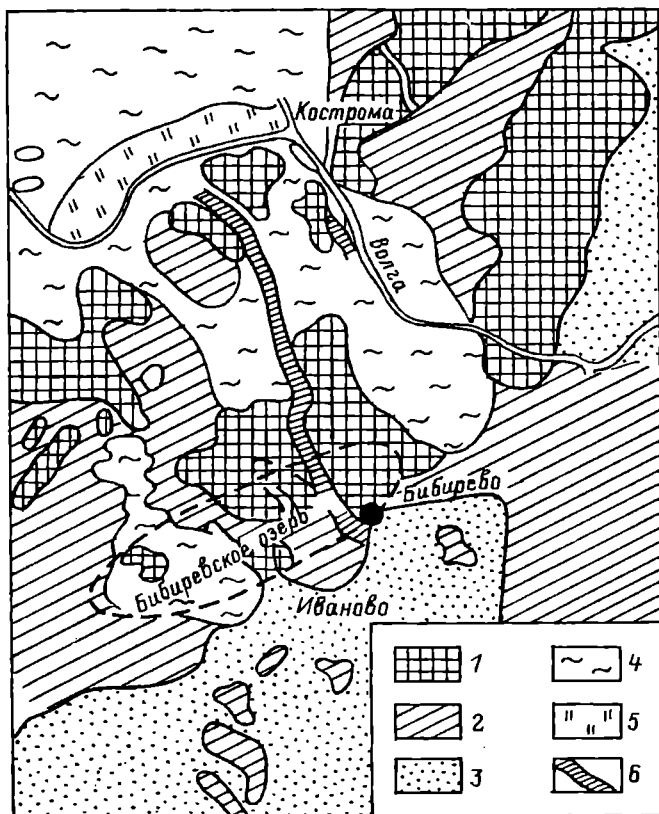


Рис. 114. Геоморфологическая схема Ивановского Поволжья.

1 — конечные морены и моренные холмы московского оледенения, 2 — моренные равнины, 3 — зандры, 4 — древнеозерные впадины, 5 — поймы, 6 — рытвины подледного стока.

большинство из бывших водоемов находится в стадии зарастания или превратились в болота.

С дистальной стороны к фурмановским краевым образованиям подходит многослойный Ивановский зандр, на северной окраине которого (скв. 19 у д. Бибирево, в 11.0 км севернее г. Иваново) были вскрыты озерные отложения, образовавшиеся задолго до московского оледенения. А. И. Москвитин (1967) относил их к началу среднего плейстоцена, рассматривая Бибиревский разрез в качестве стратотипа выделяемого им ивановского межледникового. Однако большинство исследователей считали отложения у д. Бибирево одиновскими (Калугина, 1969; Вишневская, Калугина, 1970; Московский ледниковый покров..., 1982).

В конце 70-х годов во время подготовки одной из экскурсий к XI Международному конгрессу ИНКВА на западной окраине д. Бибирево рядом с известным разрезом были пробурены скважины 100, 104, 140. Все они вскрыли мощную толщу озерных отложений, изучение которых проведено с применением ряда методов (рис. 115).

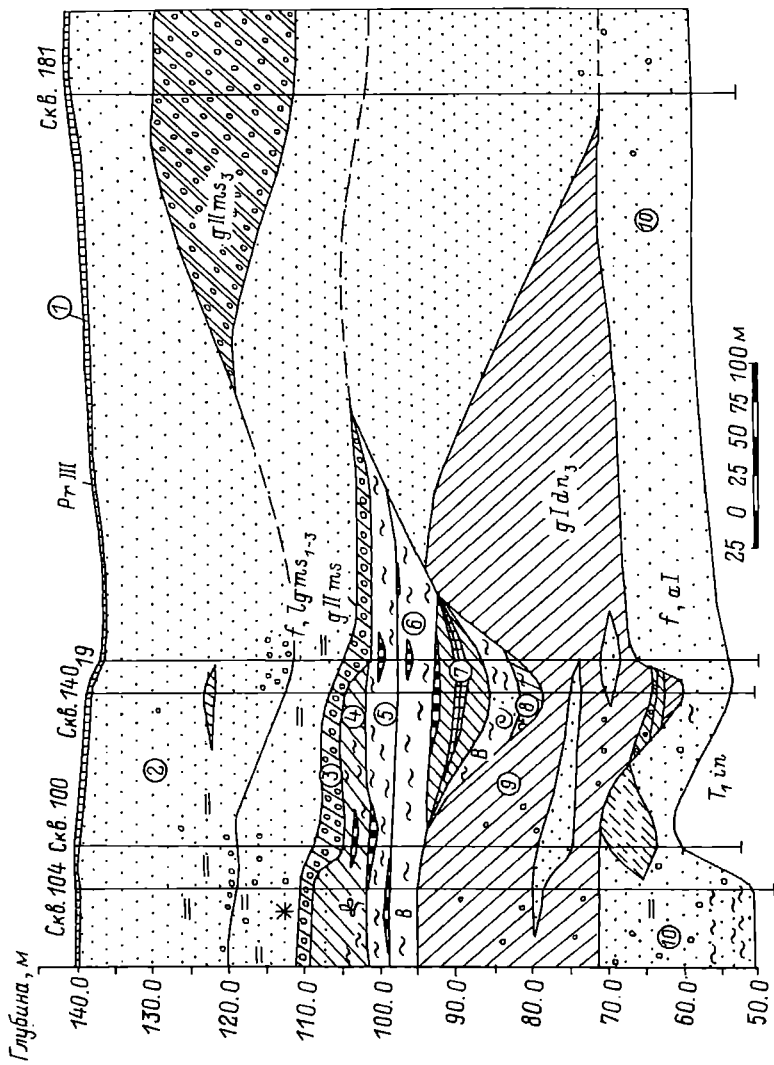


Рис. 115. Геологический разрез плейстоценовых отложений в районе д. Бибирево.

Усл. обозн. см. на рис. 107.

В результате палеоботанических исследований получен богатейший материал для восстановления истории развития бибиревского водоема и окружающей его растительности. Среди высших растений было определено 115 таксонов, что позволило провести анализ флоры по географическим элементам и установить по количественному содержанию и составу североамериканских, восточноазиатских и балкано-колхидских видов принадлежность ее к раннеплейстоценовой флоре известных рославльских разрезов Смоленской области, охарактеризованных позднетирапольской фауной мелких млекопитающих (Величкович, 1982; Агаджанян и др., 1988). На раннеплейстоценовый возраст бибиревских отложений указывают присутствие среди диатомовой флоры группы плиоцен-плейстоценовых реликтов, лишь изредка сохранившихся в современных водоемах, ряда вымерших видов, наличие *Melosira* в виде спор и другие признаки (Анциферова, 1985). Главным образом на основе этих данных возраст морены, подстилающей нижнеплейстоценовые (рославльские) отложения в разрезе Бибирево, определяется как донской.

Ниже приводится описание керна наиболее глубокой скв. 140, которая вскрыла (сверху вниз) следующий разрез:

	Глубина, м
gr III — покровный суглинок	0.0—0.6
f II ms ₁₋₃ — водно-ледниковые отложения — пески	0.6—31.0
Осадки данного горизонта по гранулометрической и минералогической характеристике подразделяются на три слоя: в нижнем (24.8—31.0 м) доминирует ильменит с относительно высокой концентрацией ставролита и граната (коэффициент устойчивости КУ = 1.5); в среднем (16.0—24.8 м) отмечается повышенное содержание роговой обманки с прочими амфиболами и пироксенами (на глуб. 16.0 м — со следами выветривания); в верхнем (0.6—16.0 м) происходит дальнейшее возрастание количества роговой обманки, амфиболов и пироксенов (рис. 116).	
g II ms ₁ — суглинок валунный (морена)	31.0—32.8
Отличается горизонт значительным количеством амфиболов и пироксенов, составляющих в сумме с роговой обманкой около 30 %; в подчиненном количестве — граната (17 %) и эпидота (14 %). КУ = 0.8. Из глинистых минералов преобладает гидрослюда.	
I II — глина, местами переходящая в суглинок, серая, иловатая, с гумусированными примазками и вивианитом	32.8—34.8
В верхней части слоя отмечаются незначительные проявления аутигенических сульфидов и возрастание количества окислов и гидроокислов железа, указывающих на появление проточности. На глубине 33.8 м КУ = 0.6.	
Ig I — супесь буровато-серая, на глубине 36.0 м переходит в суглинок серый и желтовато-серый с пятнами ожелезнения, с включением гравия кварца и кремневого известняка.	34.8—39.0
Ig II — суглинок светло-серый, прослоями коричневатого и темно-серый, с включением органического вещества, мелкими гнездами охристого песка.	39.0—42.8
В составе терригенных минералов слоев 5 и 6 преобладают неустойчивые и одновременно относительно легкие и транспортабельные минералы (роговая обманка до 53 %). Содержание окислов и гидроокислов железа увеличивается к кровле слоя от 1.5 % до 17.5 %, что может свидетельствовать об увеличении обводненности.	
I, h I mc — озерно-болотные отложения	42.8—53.8
Сверху вниз отмечаются торф (0.8 м), суглинок серый, иловатый, гумусированный, с включением вивианита (2.0 м), гиттия известко-	

вистая (1.3 м), суглинок с вивианитом (4.1 м), глина серая тонко-слоистая, известковистая, с гнездами органического вещества и вивианита, с обломками фауны моллюсков (2.8 м).

При минералогическом анализе выявлена сложная история развития водоема. В интервале глубин 44.4—53.8 м выявлен повышенный фон окислов и гидроокислов железа, указывающий на свободный доступ кислорода в озерный бассейн. На глубине 51.4 м резко возрастает содержание окислов и гидроокислов железа (до 40 %) при умеренном содержании терригенных минералов и заметном участии слюды (до 7 %); выше отмечено господство аутигенного марказита, связанного с плохой аэрацией замкнутого водоема.

lg l dns ^s	— водно-ледниковые отложения: супеси, суглинки с прослоями глин коричневатой и буровато-серых	53.8—56.5
g l dns	— суглинок валунный (морена) с прослоями супеси	56.5—78.4
al	— песок крупно- и среднезернистый, глинистый, желтовато-серый и бурый, с гравием, включениями кварца и темноцветных пород	78.4—84.4
T ₁	— глина пестроцветная	4.1

Водно-ледниковые отложения (слой 8) и морену (слой 9) объединяет сходный минералогический состав, свидетельствующий о единых источниках поступления материала. На фоне значительного количества эпидота (в среднем 18 %) представительны роговая обманка, прочие амфиболы и пироксены (в сумме около 20 %), а также гранат (12 %). Весьма характерно повышенное содержание турмалина (10—15 %). Из глинистых минералов преобладает монтмориллонит. В гранулометрическом составе намечается тенденция постепенного измельчения заполнителя валунного материала: на глуб. 76.4—78.4 м преобладают опесчаненные и существенно гравелистые разности, выше увеличивается содержание алевроитовой и глинистой составляющих.

Минералогический состав слоя 10 отличается минимальным содержанием неустойчивых минералов — роговой обманки, прочих амфиболов и пироксенов, представителей Балтийской питающей провинции, — и максимальным количеством устойчивых минералов — дистена (до 10 %), ильменита (до 15 %). Присутствие ильменита свидетельствует об усиленной водной дифференциации материала. Из характерных представителей мезозойских пород помимо дистена отмечаются ставролит и глауконит.

Обобщение всех материалов позволило сделать вывод о возможном существовании в районе д. Бибирево очень древнего водоема, относящегося к первой половине раннего плейстоцена — ильинскому времени (рис. 117). Об этом свидетельствует наличие в донской морене мелких отторженцев «каменистой» гиттии с обильным содержанием пыльцы широколиственных пород, представленных несколькими видами дуба, вяза, липы, с участием клена, ясеня, граба, бука, лапины, каштана, винограда, дзельквы, каркаса, эвкоммии, хмелеграба, восковниковых. Среди хвойных отмечены *Picea* sec. *Omorica*, *Pinus* sec. *Cembra*, *P. sec. Strobus* и *Larix* sp. В наземном покрове встречались папоротники *Adiantum* sp. и *Osmunda* sp.

Котловина этого исчезнувшего озера приурочена к субширотному участку древней погребенной долины. Во время донского оледенения озерные осадки подвергались экзарации, после отступления ледникового покрова в ложбине ледникового выпахивания образовалось крупное озеро, занимавшее верховья рр. Ухтомы, Уводи, Солоницы, Шачи и Молохты.

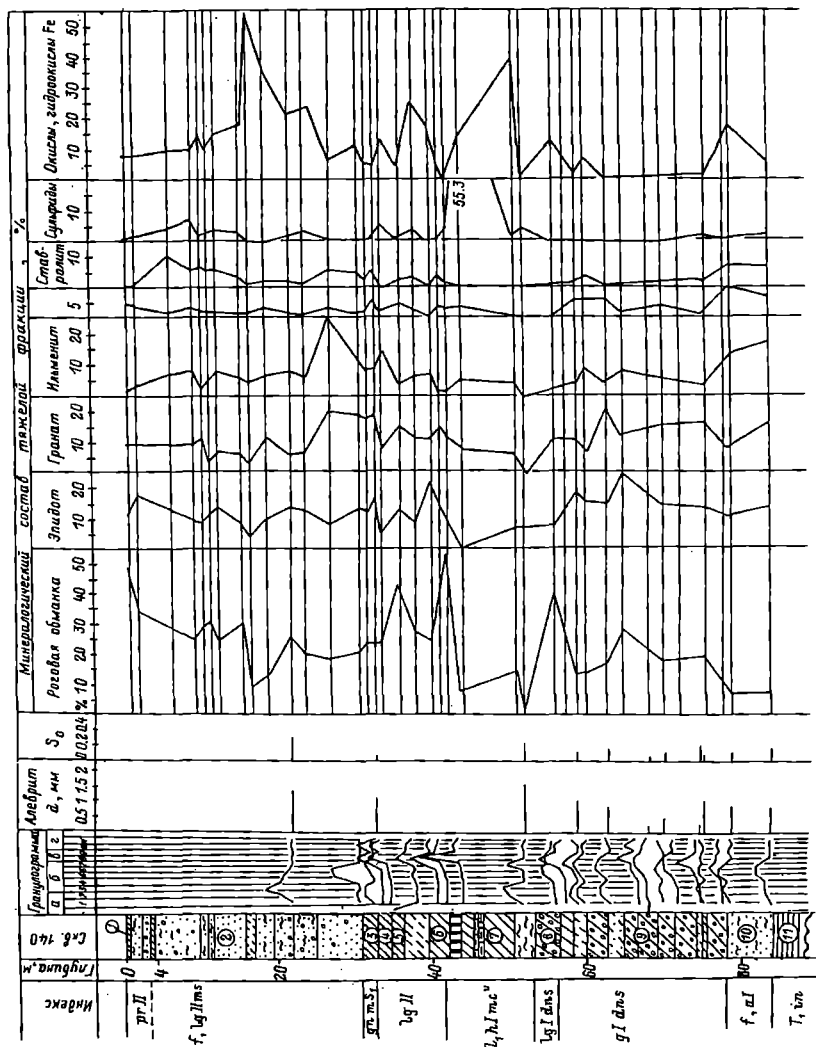


Рис. 116. Диаграмма минералогического состава по скв. 140.

Усл. обозн. см. на рис. 107.

Возникшая котловина сохранила длительную летопись палеогеографических событий на протяжении нижнего и среднего плейстоцена. Протяженность ее (по буровым данным) составляла более 60 км при ширине около 30 км. Максимальная мощность озерных осадков достигала 45.0 м, в ряде мест они полностью или частично уничтожены в результате последующей ледниковой экзарации и подледного стока, проходившего по Космынинско-Дуляпинской и другим рывтинам. Сейчас в пределах бывшей котловины находится несколько зарастающих озер и множество болот. К числу наиболее крупных болот относится Большое Писцовское площадью около 75 км². На раннем этапе своего существования котловина заполнялась водой за счет таяния глыб мертвого льда и притока талых ледниковых вод. В самом нижнем слое диатомовых водорослей не оказалось, а пыльца и споры, обнаруженные в верхнем слое перемытой морены (глуб. 56.5 м), позволяют сделать вывод о субарктическом климате времени осадконакопления и о произрастании на водосборе безлесной растительности. Позже, в период седиментации водноледниковых отложений (глуб. 54.3—56.5 м), на плакорах распространялись разреженные березняки с участием сосны, лиственницы, ели. В составе ископаемой флоры помимо лесных и тундровых растений отмечены степные виды, характерные для перигляциальной зоны: *Ephedra distachya*, *Atriplex tatarica*, *Cheopodium glaucum*, *Kochia scoparia*, *K. laniflora*. Во время интерстадиального потепления (глуб. 53.9—54.3 м) в растительном покрове водосбора возросло участие хвойных — сосны и ели, а затем ели, выступающей в качестве лесообразующей породы. Наиболее распространенными в растительном покрове становятся ельники-зеленомошники и травяно-болотные ельники. Участки с нарушенным почвенным покровом занимала полынь. В конце позднеледникового (глуб. 52.9—53.9 м) расселились сосново-березовые и березово-лиственничные леса, а на отдельных участках — сосново-еловые ассоциации с мощным травяным покровом, обилием папоротников и сфагновых мхов; на заболоченных участках встречалась карликовая береза. В этом слое по макроостаткам были определены лиственница, береза, мегаспоры плаунка плауновидного, осоки, а из водных — харовые водоросли, рдесты (*Potamogeton filiformis*), наяды (*Najas* sf. *marina*). В интервале глубин 53.8—54.6 м была обнаружена диатомовая флора, среди которой доминировали обрастатели из рода *Fragilaria*: *F. construens* et var. *binodis*, et var. *subsalina*, et var. *venter*, *F. pinnata* et var. *lancettula*, *Opephora martyi* и др. Планктонные диатомеи и донные диатомеи немногочисленны (рис. 118). Очевидно, водоем в начале своего развития был мелководным, олиготрофным, со слабощелочной реакцией среды.

На начальный этап межледникового приходится накопление глин (глуб. 51.0—53.8 м). В растительном покрове господствующими становятся смешанные леса из сосны, березы, ели с примесью широколиственных пород (дуб, вяз, липа). Среди диатомовой флоры наиболее представительна планктонная группа. Доминируют виды рода *Cyclotella*: *C. comta* et var. *lichvinensis*, et var. *pliocenica*, et var. *radiosa*, *C. kützingiana* et var. *schumannii*, et var. *radiosa*, *C. operculata* et var. *unipunctata*, а также *C. distinguenda*, *C. ocellata*, *C. bodanica*, *C. iris*, *C. stelligera* и др. Сопутствующими являются *Stephanodiscus astraea*, *Melosira granulata* et var.

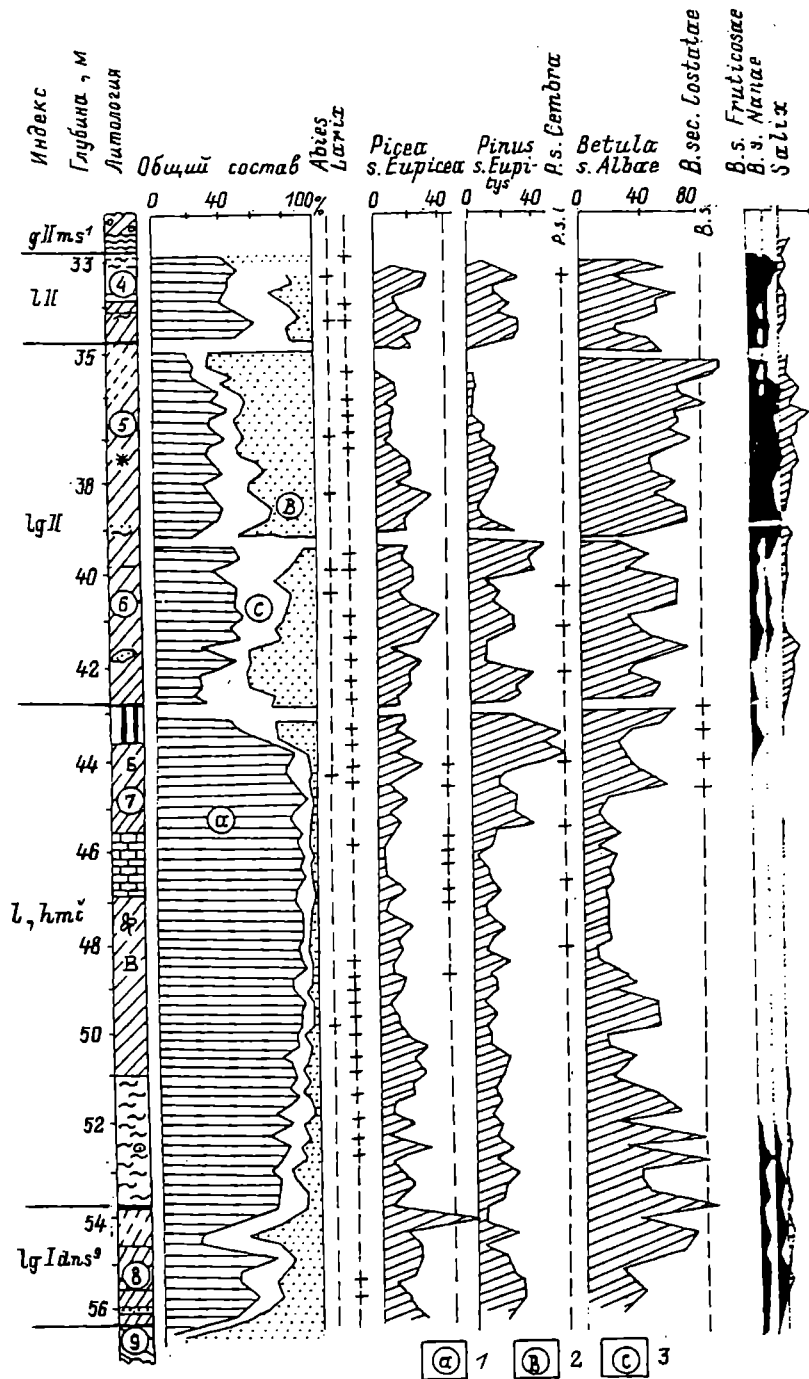


Рис. 117. Спорово-пыльцевая диаграмма по скв. 140.

1 — пыльца древесных пород, 2 — пыльца травянистых растений, 3 — споры. Цифры в кружках — номера слоев, согласно описанию в тексте.

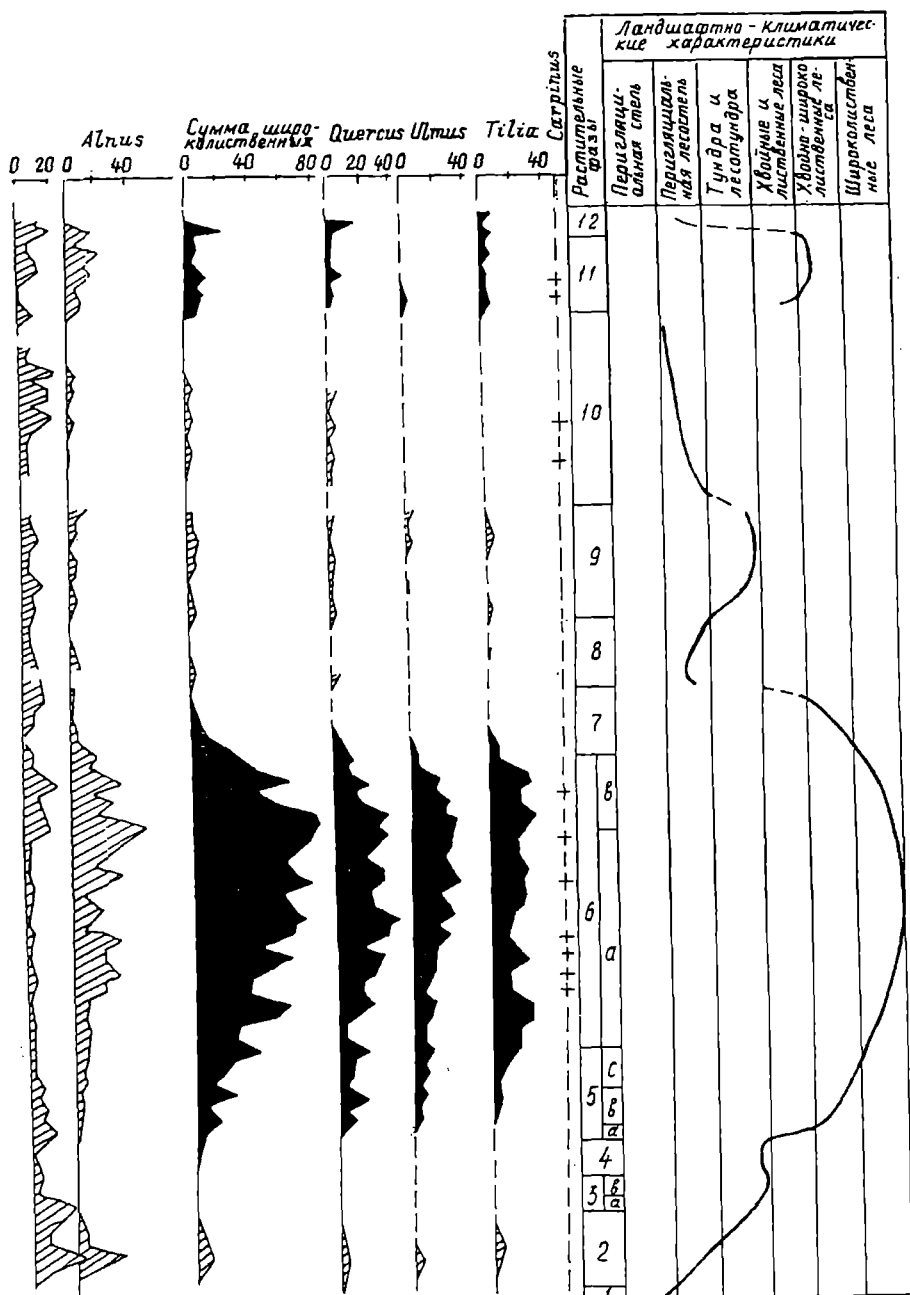


Рис. 117 (продолжение).

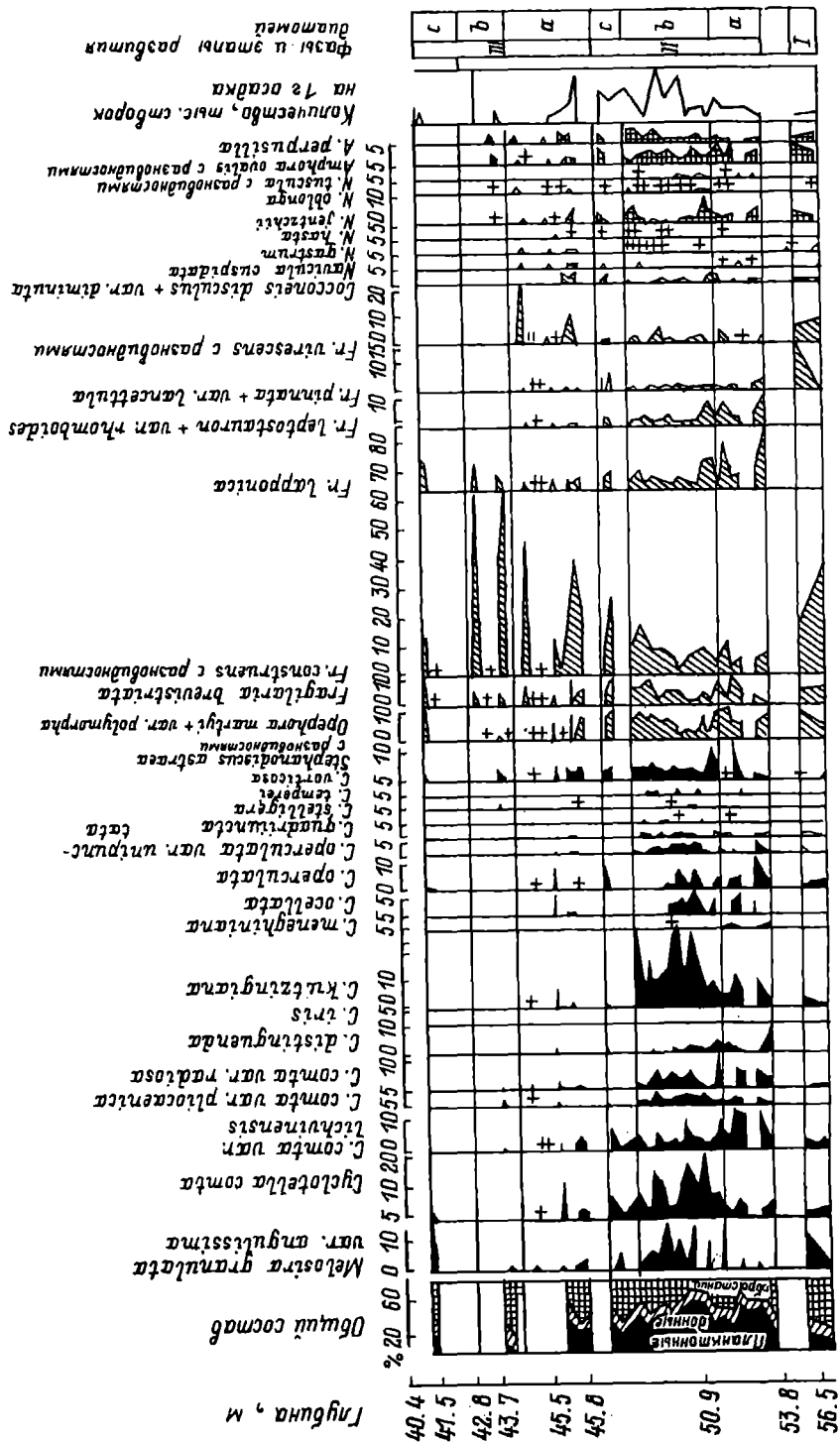


Рис. 118. Диагностическая диаграмма по скв. 140 (Алцифера, 1982).

Диаграммы: 1 — планктонные, 2 — дождевые, 3 — обрастания.

angustissima, *M. italica* et var. *tenuissima*. Среди эпифитных форм преобладают виды рода *Fragilaria*. Группа донных видов представлена *Amphora ovalis* с разновидностями, *Navicula jentzschii*, а также *N. tuscula* с разновидностями, появляется *Navicula hasta*.

Вышеležающая толща (глуб. 44.5—51.0 м) формировалась во время климатического оптимума межледниковья, наиболее благоприятного для произрастания полидоминантных широколиственных лесов из дуба, вяза, липы и других видов. Дуб был представлен четырьмя видами (*Quercus robur*, *Q. petraea*, *Q. pubescens*, *Quercus* sp.), вяз — пятью видами (*Ulmus laevis*, *U. scabra*, *U. propinqua*, *Ulmus* spp.), липа — пятью видами (*Tilia cordata*, *T. platyphyllos*, *T. tomentosa*, *T. cf. amurensis*, *Tilla* sp.). Кроме того, были определены клен, ясень, каркас, дзельква, граб, виноград, бирючина (*Ligustrum vulgare*) и ладанник — *Cistus tauricus*. Из хвойных встречалась ель нескольких видов (*Picea* sec. *Eupiceae*, *P. prientalis*, *P. sec. Omorica*), *Abies alla*, *Larix* cf. *decidua*, *Pinus* sec. *Eupitys*, *P. sec. Cembra*, *P. sec. Strobus*, а среди мелколиственных — береза (*Betula pubescens*, *B. verrucosa*, *B. sec. Costatae*), ольха трех видов (*Alnus glutinosa*, *A. incana*, *Alnaster* cf. *viridis*). Состав диатомовой флоры свидетельствует о существовании олиготрофного водоема средней глубины с щелочной реакцией среды. В первой половине климатического оптимума преобладала планктонная группа диатомей с доминирующими видами рода *Cyclotella*. Среди последних выделяется *C. kützingiana*, достигающая своего максимального развития, *C. comta* et var. *lichvinensis* и др. Сопутствующими видами являются *Melosira granulata* и *Stephanodiscus astraea* с разновидностями. Среди обрастателей, как и раньше, преобладают представители рода *Fragilaria*, где выделяются *F. construens* с разновидностями. Из донных диатомей наиболее широко распространены *Navicula jentzschii* и *N. hasta*.

Во второй половине оптимума (глуб. 46.8—47.8 м) увеличивается значение эпифитных видов, в основном *Fragilaria construens* с разновидностями, а также *F. brevistriata*, *Opephora martyi* и др.; содержание планктонных диатомей снижается. Преобладают *Cyclotella comta* et var. *lichvinensis*, et var. *radiosa*, *C. operculata*; значение *C. kützingiana* в отличие от предыдущей фазы снижается (до 2 %). *Stephanodiscus astraea* с разновидностями и *Melosira granulata* et var. *angustissima* становятся сопутствующими видами, состав донных диатомей остается неизменным.

На протяжении последующего этапа идет непрерывное обмеление водоема почти до полного его зарастания. В диатомовом комплексе характерно резкое увеличение роли видов обрастателей и уменьшение количества планктонных диатомей. Водоем становится мезотрофно-эвтрофным, мелководным, постепенно зарастающим. Доминируют виды обрастатели, среди которых преобладают *Fragilaria construens* с разновидностями и *F. virescens* et var. *mesolepta* (глуб. 43.7—46.8 м, фаза IIIa, рис. 118). Оценки обилия планктонных видов незначительны, но они разнообразны в видовом отношении. Состав донных видов аналогичен предыдущему. Увеличение содержания органического вещества также свидетельствует об эвтрофировании водоема. На водосборной площади во время накопления торфа и суглинков с растительными остатками и гумусированными включениям (глуб. 42.8—44.5 м) произрастали олигодоминантные смешанные леса. Участие широколиственных пород постепенно снижалось. В

состав прибрежных группировок входили разнообразные осоковые, камыши (*Scirpus atrovirens*, *S. cf. lacustris*), сабельник (*Comarum palustre*), вахта (*Menianthes trifoliata*), стрелолист (*Sagittaria sagittifolia*), а в самом водоеме произрастали разнообразные рдесты (*Potamogeton natans*, *P. compressus*, *P. praelongus*, *P. crispus*, *P. perfoliatus*, *P. rutilus*) и другие растения, предпочитающие мелководья, стоячие или медленно текущие воды — наяды (*Najas cf. marina*), *Caulinia minor*, стрелолист (*Sagittaria sagittifolia*), телорез (*Stratiotes aloides*) и др. Образование торфа связано с падением уровня озера вплоть до его полного зарастания.

Дальнейшую историю Рославльского водоема по керну скв. 140 проследить не удалось из-за перерыва в осадконакоплении. По материалам исследования образцов из скв. 104 (Московский ледниковый покров..., 1982) и скв. 19 (Вишневская, Калутина, 1970) можно видеть, что вслед за климатическим оптимумом наступило заметное похолодание, во время которого распространились смешанные елово-сосновые леса с участием березы и небольшим количеством широколиственных пород, входящих в ассоциации сложных ельников (дубовых, липовых, лещиновых). Комплекс диатомей существенно отличается от предыдущего резким обеднением качественного и количественного состава. В этом горизонте появляются разнообразные *Eunotia*, *Pinnularia* и холодолюбивые виды *Navicula amphibola*, *N. semen*, *N. lagerstedtii*, *Cymbella heteropleura* var. *minor*.

Во второй половине среднего плейстоцена на месте бывшего озера существовала старица, в которой шла седиментация отложений (глуб. 32.8—42.8 м). Во время начального этапа осадконакопления (глуб. 41.5—42.8 м) в пределах водосборного бассейна произрастали разреженные березовые леса с подлеском из ельника и ольховника (*Alnaster fruticosus*). Под пологом леса наряду с зелеными, сфагновыми мхами и папоротниками встречались *Selaginella selaginoides*, *Botrychium boreale*, *Lycopodium pungens*. Среди макроостатков отмечены болотные травянистые растения — разнообразные *Carex*, *Comarum palustre*, *Chamaedaphne calyculata* и др. По данным диатомового анализа (фаза IIIв), доминируют виды-обрататели, в основном *Fragilaria construens* с разновидностями, часто наблюдаются уродливые формы *F. construens* var. *binodis*, планктонные формы отмечаются единично. Встречен холодолюбивый вид *Melosira distans* var. *alpigena*, а также виды *Stephanodiscus astraea*, *Cyclotella comta* et var. *lichvinensis*, et var. *pliocenica*, et var. *radiosa*, *C. temperi*. Среди донных диатомей определены *Amphora ovalis* с разновидностями, *Gyrosigma attenuatum* и др. Исчезают *Navicula hasta*.

В период последующего относительного потепления климата интерстадиального ранга (глуб. 39.0—41.5 м) распространились хвойно-лиственные леса с ерниковыми зарослями. Среди диатомей, как и в предыдущую фазу, преобладают обрататели — *Fragilaria construens* с разновидностями, но значительно больше присутствует планктонных видов — *Melosira granulata* et var. *angustissima*, *Stephanodiscus astraea* с разновидностями. Представители рода *Cyclotella* были немногочисленны, тогда как группа донных видов оказалась разнообразной. Среди последних наиболее часто встречалась *Amphora ovalis* с разновидностями.

Во время нового похолодания (глуб. 34.8—39.0 м) озерная седиментация проходила в перигляциальной зоне с характерным для нее мозаичным

растительным покровом, представляющим собой сочетание лесных (*Betula* sec. *Albae*, *Pinus silvestris*, *Picea* sec. *Eupiceae*, *Abies* sp., *Larix* sp. и др.), тундровых (*Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Lycopodium alpinum*) и степных видов (*Ephedra* sp., *Kochia prostrata*, *K. laniflora*, *Eurotia ceratoides*, *Chenopodium chenopodioides*, *Polychemum arvense*, *P. majus*) вместе с *Poaceae* и *Artemisia* sp. (подрод *Seriphidium*). По макроостаткам в этом интервале определен комплекс холодостойких видов (*Betula nana*, *Potentilla nivea*, *Sparganium hyperboreum*, *Selaginella selaginoides*). Такой состав флоры свидетельствует о принадлежности рассматриваемых отложений к ледниковой эпохе.

Палеоботанические исследования верхней части разреза (глуб. 33.0—34.9 м) позволяют отнести вскрытые здесь иловатые суглинки и глины с гумусированными примазками и вивианитом ко второму среднеплейстоценовому межледниковью. В растительном покрове этого времени можно выделить следующие фазы (снизу вверх): 1) еловых и березовых лесов с господствующими ассоциациями из ельников папоротниково-травяных и березняков травяных с примесью ели (глуб. 34.7—34.8 м); 2) березовых лесов с сосной, елью, пихтой, лиственницей и редкими широколиственными породами из дуба, вяза и липы с подлеском из орешника (глуб. 34.0—34.7 м); 3) смешанных хвойно-широколиственных лесов, среди широколиственных пород отмечено появление граба (глуб. 33.0—34.0 м).

Практически во всех образцах была отмечена пыльца карликовой березы, произрастающей на болотах. О существовании болотных экотопов в прибрежной зоне озера свидетельствуют находки макроостатков различных осоковых и пушицы. Среди водных растений встречались типично межледниковые виды — *Salvinia natans* и *Potamogeton rutilus*. Наряду с ними обнаружены также харовые водоросли, рдесты прибрежных местобитаний, уруть. Близкий аналог наземной флоры второго среднеплейстоценового межледниковья находится в районе г. Калининграда, где в настоящее время произрастают смешанные широколиственно-еловые леса с грабом, дубом, вязом, липой, восковниковыми, орешником. На заболоченных участках сохранился такой холодостойкий вид, как *Betula nana*. В конце межледниковья возросла роль сосны и березы, а количество широколиственных пород заметно уменьшилось. Из вышележащих глин, подстилающих морену на глубине 32.9 м, выделен спектр с преобладанием пыльцы травянистых и кустарничковых растений, состоящих главным образом из злаковых и представителей лугового разнотравья. Вероятно, что осадконакопление проходило в криоксеротическую климатическую субстадию. Из отложений, непосредственно подстилающих морену в пробуренной рядом скв. 19, определены лишь холодолюбивые виды диатомей (*Pinnularia borealis*, *P. lata*, *Eunotia praerupta*) и единичные створки перетолженных форм (Вишневская, Калугина, 1970).

Таким образом, полученные материалы позволяют выделить в районе д. Бибирево три ледниковых и три межледниковых ритма озерной седиментации. Наиболее продолжительным и полно представленным является рославльский (мучкапский) ритм осадконакопления, относящийся к первой половине межледниковья. Существовавший тогда озерный бассейн прошел олиготрофную, мезотрофную и эвтрофную стадии своего развития, последняя стадия закончилась образованием болота.

В настоящее время рославльского межледникового озера не существует. На территории, занимаемой бывшим водоемом, неоднократно возникали новые озера. Этот процесс продолжался вплоть до наступления валдайской ледниковой эпохи. Мелкие остаточные озера сохранились в рытвинах подледного стока вплоть до настоящего времени.

История озерного осадконакопления Лихвинского (Чекалинского) страторайона на Верхней Оке¹

В уникальном по полноте геологической летописи Чекалинском 50-метровом опорном разрезе, охватывающем важнейшие этапы плейстоценовой истории, озерный литогенез занимает особое место. Со старично-озерными отложениями связан признанный стратотип лихвинского межледникового, имеющий межрегиональное корреляционное значение (Ушко, 1959; Гричук, 1961; Разрезы..., 1977; Болиховская, 1974; Судакова, 1990).

Новые результаты полевых и лабораторных исследований внесли существенные дополнения в палеогеографические реконструкции озерных этапов. В частности, более детально воссоздана климатическая ритмика всего среднеледниковой отрезка времени, уточнены стратиграфические взаимоотношения старично-озерной линзы с окской мореной. На основании новых морфологических исследований пыльцы и спор расширен спектр среднеледниковых палинофлор разреза, получены репрезентативные палиноспектры из подморенных озерных отложений с ископаемой почвой.

Сорокаметровое обнажение, протянувшееся вдоль левого борта долины Оки почти на 2 км, вскрывает сложное строение разреза. Серией расчисток и скважин в процессе многолетних и детальных исследований установлено пространственное и возрастное взаимоотношение слагающих его толщ (см. вкл., рис. 119). Собственно озерные старично-озерные и бассейновые отложения полупроточных водоемов зафиксированы в нижнем и среднем плейстоцене в седиментационных комплексах II—VII (рис. 120).

Донской озерный этап. В доокской пачке отложений, пройденной скв. 152816, послойно перемежаются песчаные и глинистые осадки преимущественно бассейнового происхождения (слои 2—7), о чем свидетельствуют их горизонтальная слоистость, слюдистость. Начало их формирования можно связать с заложением раннеледниковой праловбины.

1-й слой (глуб. 50.0—47.8 м) — глины и песчано-галечные отложения с обломками кремня;

2-й слой (глуб. 47.8—45.7 м) — глины зеленовато-серые, горизонтально-слоистые, с раковинным детритом. Основную массу составляют агрегаты с марганцовисто-сульфидным и железисто-марганцовистым цементом. Из акцессорных минералов показательны ставролит и турмалин. Накопление этих осадков происходило в приледниковом

¹ Н. С. Болиховская, Н. Г. Судакова.

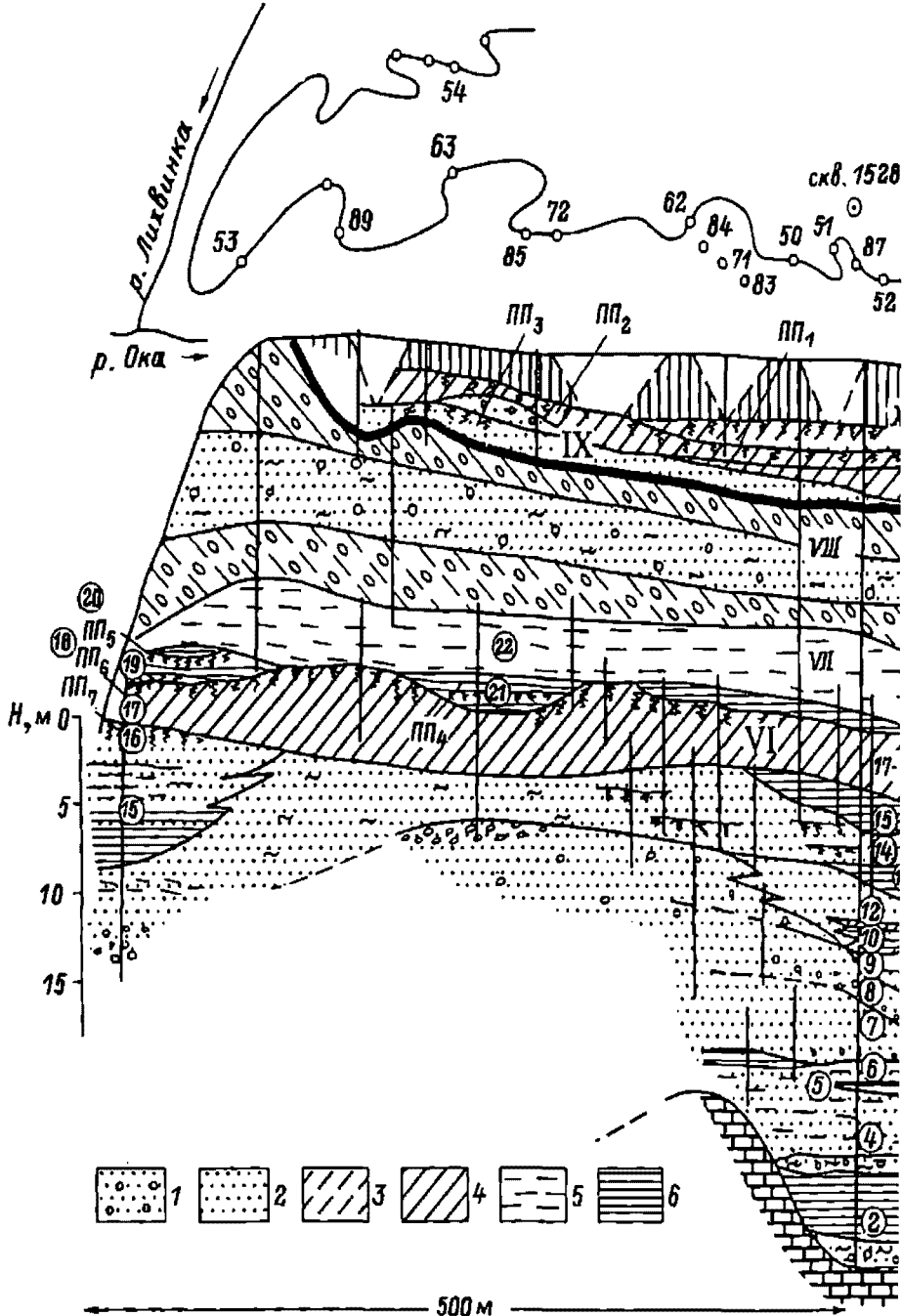
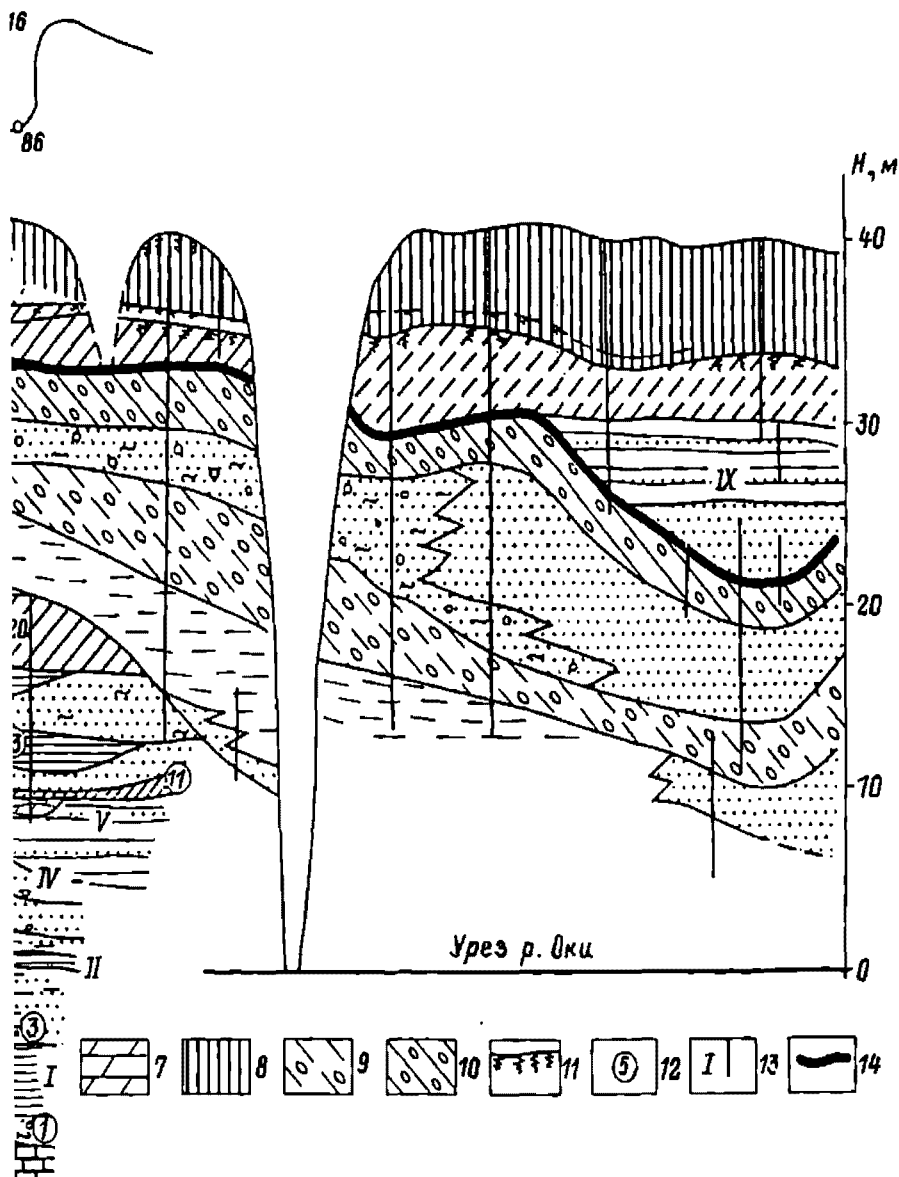


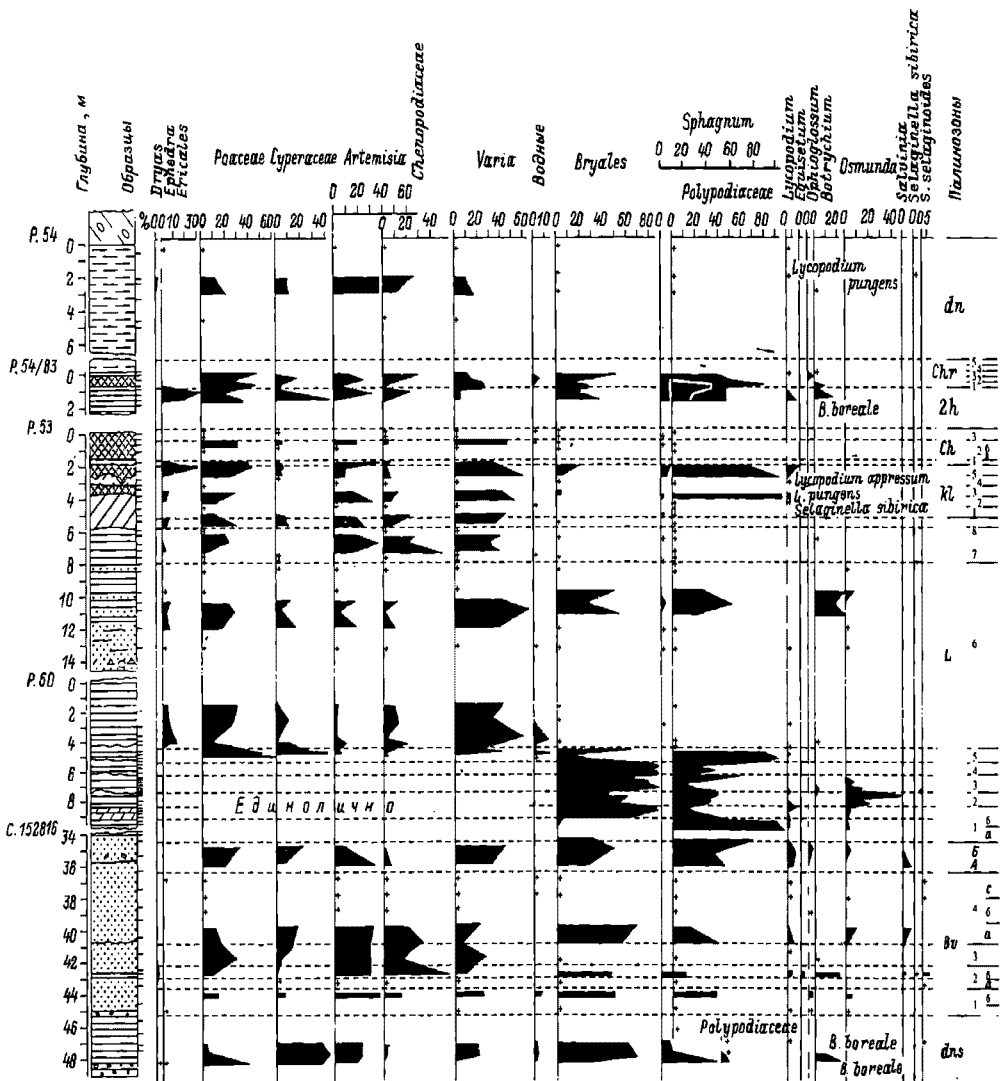
Рис. 119. Строение разреза плейстоцена

1 — песок с галькой, 2 — песок, 3 — супесь, 4 — суглинок, 5 — алевроит, 6 — глина, (морена), 10 — суглинок валунистый (морена), 11 — ископаемая почва, 12 —



вых отложений у г. Чекалино (Лихвино).

7 — листоватый мергель, 8 — суглинок лёссовидный покровный, 9 — супесь валунная
 номер слоя, 13 — расчистки и скважины, 14 — кровля днепровской морены.



водоеме, доказательством чего является заметное содержание пыльцы *Myriophyllum* sp., *Potamogeton* sp. и других гидрофитов; стеногляциальный характер спектров, в которых сумма пыльцы криофитов *Betula nana*, *B. fruticosa*, *Alnaster fruticosus*, *Dryas octopetala*, *Selaginella selaginoides*, *Botrychium boreale* и др. достигает 60 % и более.

В господствующей в это время на Верхней Оке перигляциальной лесотундре — палинозона dñs (см. вкл., рис. 120) основную роль играли зеленомошные и осоковые болота, кустарниковые и ерниковые формации из *Betula nana*, *B. fruticosa*, *Alnaster fruticosus* и, возможно *Salix* sp., луговые и лугово-болотные ценозы из злаково-осоковых, разнотравно-злаковых и гроздовниковых ассоциаций. О наличии засоленных субстратов, эродированных и редко задернованных экотопов свидетельствуют находки пыльцы *Salsola* sp., *Sueda confusa*, *Plumbaginaceae*, *Cichoriaceae*, *Thalictrum* и *Chenopodiaceae*, заметно участие полыни *Artemisia* subgen. *Seriphidium*. Самые благоприятные места обитания занимали спорадически встречающиеся в перигляциальных долинах участки сосново-еловых редколесий с примесью *Pinus sibirica* и *Betula pubescens*.

3-й слой (глуб. 45.7—45.1 м) — галечник с глинистым заполнителем. Среди обломков размером 5—8 см преобладают кремни, известняки, песчаники местных коренных пород. Формирование этого слоя тесно связано с мореной (скорее всего донского оледенения).

Беловежский озерный этап. Вышележащая пачка типично озерных отложений следующего цикла осадконакопления (слои 4—6) представлена переслаивающимися горизонтально-слоистыми песками, алевролитами, глинами серовато-зеленоватого цвета, как правило, слюдистыми, обогащенными железисто-марганцовистыми стяжениями. Из минералов представители ильменит, ставродит, турмалин с небольшой примесью глауконита. Резкая смена характера палиноспектров над кровлей слоя свидетельствует о наличии размыва и перерыва в осадконакоплении.

4-й слой (глуб. 45.1—43.1 м) — песок разнозернистый, глинистый с гравием и галькой.

5-й слой (глуб. 43.1—42.6 м) — глина опесчаненная, плотная с обуглившимися растительными остатками.

6-й слой (глуб. 42.6—40.6 м) — песок тонкозернистый с глинистыми пропластками.

7-й слой (глуб. 40.6—36.0 м) — отражает последующий цикл осадконакопления. В основании — крупнозернистый песок буроватой окраски, вверх по разрезу измельчающийся до средне- и мелкозернистого. В минералогических спектрах более представлен гранат при отсутствии глауконита, что указывает на наметившуюся смену питающих провинций. Присутствуют свойственные озерному осадконакоплению сульфиды.

В соответствии с положением в разрезе слоев 4—7 и преобладающих в них лесных межледниковых палиноспектров сделан вывод о том, что толща III седиментационного комплекса (рис. 121) формировалась в оптимальные фазы и эндотермальное похолодание беловежского межледниковья. Присутствие спор сальвинии и пыльцы урути, рдеста и других гидрофитов свидетельствует о том, что осадконакопление этих слоев происходило в неглубоком стоячем или медленно текущем водоеме.

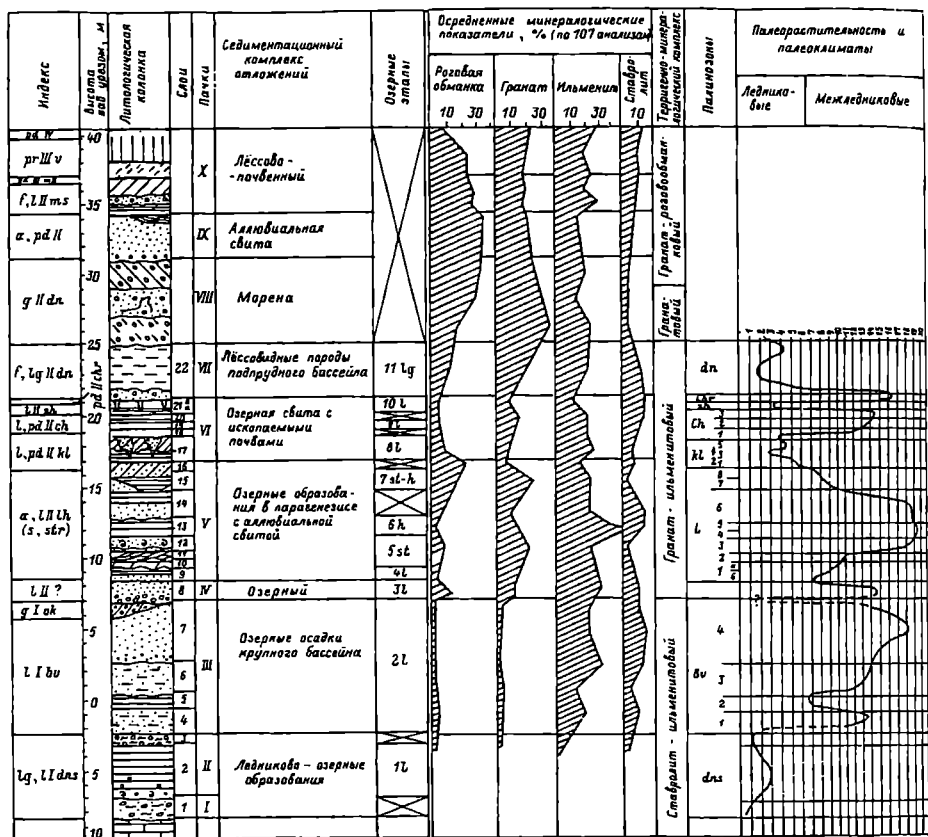


Рис. 121. Озерные этапы, палеорастиельность и палеоклиматы в истории Лихвинского страторайона на Верхней Оке.

1 — ледниковый покров; 2 — перигляциальная тундра; 3 — перипатическая лесотундра; 4 — перигляциальная лесостепь; 5 — сосново-березовое редколесье; 6 — лиственнично-сосново-березовое редколесье; 7 — еловые леса; 8 — березовые леса с примесью широколиственных пород; 9 — сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород; 10 — березово-сосновые леса с примесью широколиственных пород; 11 — сосново-еловые леса с примесью широколиственных пород; 12 — березово-широколиственные леса; 13 — сосново-кедрово-широколиственные леса; 14 — сосново-елово-широколиственные леса; 15 — елово-широколиственные леса; 16 — елово-пихтово-широколиственные леса; 17 — широколиственные (*Quercetum mixtum*) леса; 18 — широколиственные леса (с господством граба); 19 — елово-широколиственные леса с субтропическими элементами; 20 — широколиственные леса с участием субтропических элементов. Индексы: pd IV — современная; pr III v — валдайские лёссово-почвенные образования; pd III mk — микулинские почвенные образования; f, l II ms — водно-ледниковые и озерные осадки московской стадии оледенения; a, pd II — аллювиальные и почвенные осадки неясного возраста; g II dn — ледниковые образования днепровского оледенения; f, lg II dn — флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения днепровского возраста; pd II chr — ископаемые почвы черепетского межледникового; l II zh — озерные осадки жидринского ледникового интервала; l, pd II ch — ископаемые почвы и озерные осадки чекалинского межледникового; l, pd II kl — ископаемые почвы и озерные осадки калужского ледникового интервала; a, l III h(s.sr.) — аллювиальные и озерные осадки лихвинского (s.sr.) межледникового; III? — озерные осадки неуставленного возраста; glok — ледниковые образования окского оледенения; II bv — озерные осадки беловежского (мучапского) межледникового; lg II dns — водно-ледниковые и озерные образования доисского (дзукиского) оледенения. Усл. обоз. к колонке те же, что на рис. 119.

Седиментация песков, характеризующихся спектрами смешанных елово-широколиственных лесов, перекрывалась серыми глинами слоя 5. В них Ф. Ю. Величковичем (1982) обнаружена макрофлора межстадиального типа, а нами выявлен спектр еловых лесов, позволивший отнести этот глинистый прослой к эндотермальному похолоданию. Однако появление в его верхней части (42.5 м) спор карбона до 25 %, а также пыльцы и спор криофитов не исключает возможность перигляциального происхождения этого слоя и его связь с донскими аккумуляциями как источником переохлаждения материала.

Характерные компоненты беловежской палинофлоры Лихвинского опорного разреза: *Cedrus* (дальнепринесенный автохтонный элемент), *Tsuga canadensis* L., *Picea* sec. *Omorica*, *Abies* sp., *Larix* sp., *Pinus* s. *Cembra*, *P.* sec. *Strobus*, *Rhus* sp., *Carpinus betulus* L., *C. orientalis* Mill., *Fagus sylvatica* L., *Quercus robur* L., *Q. pubescens* Willd., *Tilia cordata* Mill., *T. platyphyllos* Scop., *T. amurensis* Rupr., *Ilex aquifolium* L., *Ulmus laevis* Pall., *U. glabra* Mill., *U. campestris* L., *Osmunda cinnamomea* L., *O. claytoniana* L., *O. regalis* L., *Woodsia fragilis* (Trev.) Moore., *W. manchuriensis* Hook., *Salvinia* sp.

К сожалению, начальные и заключительные фазы беловежского межледникового ритма в разрезе не представлены. Сукцессионные процессы в развитии доминировавших в оптимальные периоды межледниковья смешанных хвойно-широколиственных лесов выражают следующие фазы и подфазы (палинозоны EV T-4) (рис. 121): 1а — сосново-еловые и широколиственные (вязово-липово-грабовые) леса с примесью дуба, кедровидных сосен и ольшаники; в травянистом покрове преобладали разнообразные папоротники (*Athyrium filix-femina*, *Woodsia manchuriensis*, *Polypodiaceae*, *Osmunda claytoniana*, *Ophioglossum vulgatum*, *Botrychium* sp.); 1б — широколиственные леса вязово-дубово-грабовые с примесью липы и обильным подлеском из лещины, дуба пушистого, ольшаники и сосново-еловые леса с примесью лиственницы, пихты, кедровидных сосен и березы первого оптимума; в травяном покрове доминировали злаково-разнотравные и папоротниковые ассоциации, а выходы коренных пород, редкозадернованные и эродированные экотопы, занимали петрофиты (*Woodsia fragilis*) и ксерофиты (*Artemisia* s. g. *Seriphidium*, *Chenopodiaceae*, *Plumbaginaceae*); 2 — еловые леса эндотермального похолодания; 3 — сосново-березовые, елово-широколиственные (грабово-вязово-дубовые) леса и ольшаники; 4а — смешанные еловые и широколиственные (вязово-дубово-грабовые) леса с примесью липы, сосны, березы и с лещиной в подлеске, а также ольшаника; 4б — смешанные елово-широколиственные (вязово-дубово-липово-грабовые) леса с примесью тсуги, кедра, пихты, лиственницы, бука, падуба, сосны и березы второго оптимума; в травяном покрове преобладали папоротники семейств *Polypodiaceae* и *Osmundaceae* (*Osmunda cinnamomea*, *O. claytoniana*, *O. regalis*); 4в — смешанные елово-широколиственные (грабово-вязово-липовые), березово-сосновые леса и ольшаники. Для описанной толщи осадков, включающей донские и беловежские слои (1—7), характерна единая ставролит-ильменитовая минералогическая ассоциация при минимальном содержании роговой обманки и граната, свидетельствующая о преобладании материала из местных источников сноса. Стратиграфически выше

фиксируется резкая смена условий осадкообразования, нашедшая отражение в литологии и составе отложений.

8-й слой (глуб. 36.0—34.0 м) — песчано-гравийный материал более грубозернистый в интервале 36—34.5 м, с включением гравия и щебня, представленного в основном кремнем темноокрашенным, но с заметной примесью окатанной гальки кристаллических пород, в том числе гранита. В кровле слоя преобладает разнозернистый и мелкозернистый песок. Минералогическим анализом установлена смена с этого времени питающих и терригенно-минералогических провинций. В гранат-ильменитовой ассоциации существенна примесь экзотической роговой обманки и прочей амфиболов и пироксенов скандинавского происхождения (до 14—16 %), что явно указывает на размыв моренного материала в бортах котловины и доставку этого материала речными потоками. Собственно окская (брянковская) морена мощностью до 5 м залегает в бортах пра-Оки вблизи современного уреза. Она вскрыта расчистками и котлованами вдоль ручья Лихвинка и представляет собой очень плотный зеленовато-бурый валунный суглинок с гравием и галькой, среди которого на долю экзотических пород приходится около 5 %, а содержание роговой обманки в заполнителе достигает 15—20 %.

Послеокский среднеплейстоценовый озерный этап. Палинологические признаки осадкообразования, происходившего в гляциальных и перигляциальных ландшафтах, на границе слоев 7 и 8 отсутствуют. Тафonomические особенности пыльцевых и споровых зерен, высокое содержание микроостатков термофильных растений, присутствие *Salvinia natans*, *Myriophyllum* и других гидрофитов однозначно свидетельствуют, что накопление песков с гравием и галькой на глубине 34.0—6.0 м осуществлялось в межледниковых условиях, когда происходило поступление грубообломочного аллювиального материала (продукт размыва ледниковых отложений) в неглубокую озерную котловину. На озерное осадконакопление слоя 8 косвенно указывает также наличие аутигенных сульфидов, формированию которых благоприятствовал теплый климат при достаточном количестве органики и органоминеральных соединений в растворах.

Установленная на границе 7-го и 8-го слоев по минералогическим и петрографическим данным смена питающих и терригенно-минералогических провинций, свидетельствующая о поступлении экзотических компонентов скандинавского происхождения в результате размыва ледникового материала, явилась основанием поместить в стратиграфической колонке ранее этого рубежа развитую в бортах древней долины окскую (брянковскую) морену (Судакова, 1973). Заметного изменения характера палиноспектров выше этого литолого-стратиграфического рубежа не отмечается, что, возможно, связано с большим шагом отбора представленных для палинологического анализа образцов скв. 152816. Оба слоя (7-й и 8-й) накапливались в условиях распространения близких по составу елово-широколиственных лесов с доминирующей ролью среди термофильных пород граба обыкновенного.

Незначительное ухудшение климатических и фитоценологических условий фиксирует спектр в верхней части слоя 7 (36.5 м), при формировании которой в широколиственных ассоциациях господствующих елово-грабо-

во-вязово-липовых лесов преобладала липа (*Tilia cordata*). В то же время из анализа флористических составов видно, что наряду с исчезновением в слое 8 ряда нижнеплейстоценовых видов к нему приурочено первое появление в разрезе пыльцы *Zelkova* sp., *Celtis* sp. и *Ulmus propinqua*. Указанные таксоны в данном случае не уточняют стратиграфической принадлежности слоя 8, так как входят в число характерных компонентов как лихвинской, так и нижнеплейстоценовых межледниковых палинофлор центра Русской равнины, но исчезновение на этом же уровне пыльцы *Cedrus* sp., *Tilia amurensis* и спор *Osmunda regalis*, *Woodsia manchuriensis*, *W. fragilis*, свойственных беловежской флоре разреза, может служить косвенным свидетельством среднеплейстоценового возраста слоя 8. Времени накопления песков с гравием и галькой слоя 8 отвечают две фазы в развитии растительности (палинозоны А и Б): А — смешанных елово-вязово-дубово-грабовых лесов с участием липы, каркаса и дзельквы; Б — еловых лесов с примесью сосны, граба обыкновенного, бука черешчатого и вяза (*Ulmus laevis*, *U. campestris*). Пески с гравием и галькой слоя 8 можно отнести к первому потеплению лихвинского межледниковья (Болховская, 1985). Учитывая разнонаправленную литологическую и палинологическую информацию о формировании осадков слоя 8, однозначное решение вопроса о его стратиграфической позиции затруднено и должно быть отложено до получения более полных и определенных результатов.

Лихвинский озерный этап. С резким разрывом и угловым несогласием выше озерных отложений 8-го слоя залегают линзы бассейновых и старично-озерных отложений разных возрастных генераций, тальвеги которых смещены по площади, а мощности отдельных слоев сильно варьируют по простиранию. Строение этой сложно построенной пачки отложений изучено серией расчисток, скважин ручного бурения, глубокими раскопками и бульдозерными траншеями в разные годы исследования. Протяженность толщи этих осадков вдоль левого борта р. Оки составляет около 200 м, а ее подошва залегает примерно в пяти метрах над современным урезом р. Оки. Пространственные и возрастные соотношения различных слоев (9—15) показаны на рис. 119. Сверху вниз сменяется несколько напластований, отражающих озерные этапы осадконакопления: ритмично-слоистые песчано-глинистые породы (слой 9а, б), слоистый мергель (слой 10), слоистые алевриты (слой 11), слюдистые темные пески с раковинами (слой 12), зеленовато-голубоватые глины (слой 13), песчаные отложения с эмбриональными почвами (слой 14), глинисто-суглинистые осадки (слой 15).

9-й слой представлен ритмично-слоистыми осадками. Характерно частое переслаивание серых глин и желтоватых песков от среднезернистых до разноезернистых мощностью около 2 м. Вверх по разрезу слоя постепенно увеличиваются мощность и частота глинистых пропластков. Слоистость волнистая, линзовидная, субгоризонтальная. В 0.5 м от кровли осадки постепенно переходят в монотонные горизонтально-слоистые глины с вивианитом и раковистым изломом, свидетельствующие о застойном (болотном?) режиме осадконакопления. Общая мощность слоя на протяжении 10 м меняется от 2.5 м до полного выклинивания.

10-й слой представлен мергелем, серым, листоватой текстуры (слойки 0.1—0.5 мм), карбонатным (до 80 %), карбонатным по преимуществу

хемогенным, диагенетическим. Нерастворимый остаток состоит из глинистых и алевритистых частиц. Мергель с размывом залегает на слоях 9а—9б, мощность колеблется от нескольких сантиметров до 1.5 м. Амплитуда размытой кровли составляет около 1.5 м. В скважине нижний контакт мергеля подчеркнут 4-сантиметровым пропластком светло-желтой глины.

11-й слой представлен алевритом зеленовато-коричневым до буровато-черного горизонтально-слоистого мощностью 0.66—1.00 м.

12-й слой представлен песком серовато-черным, горизонтально-слоистым от мелко- до тонкозернистого, слюдястым. В верхних 60 см в изобилии встречаются створки и обломки раковин *Valvata* sp., *Unio pictorum* и др., а также угольки, кусочки древесины и другие растительные остатки; нижние 30 см не содержат включений. Общая мощность меняется по простиранию и составляет в среднем около 1 м.

13-й слой представлен глинистым алевритом, голубовато-зеленоватым, в основном более глинистым и пятнистым с коричневатыми оттенками, горизонтально-слоистым, бескарбонатным, с вивианитом, мощностью от 1.7 до 2.0 м. Под микроскопом обнаружено обилие корневых остатков, нацело минерализованных монтмориллонитом. Верхний контакт с тонкозернистыми зеленоватыми песками имеет причудливые очертания, что, вероятно, связано с подводными оплывинами и оползнями. На старичные отложения с размывом и несогласием ложатся слоистые пески пойменного типа с несколькими маломощными прослойками погребенного почвенного гумуса. На их размытой кровле залегают линзы глинисто-суглинистых горизонтально-слоистых осадков.

14-й слой представлен песчаной фацией, погребавшей старично-озерные осадки. Фация представлена песком, супесью, суглинком, глиной, переслаивающимися в разрезе и сменяющимися друг друга по простиранию. В основной части разреза фация представлена зеленовато-серыми слоистыми песками; здесь встречается до двух и более эмбриональных палеопочв со следами деятельности землероев.

15-й слой представлен зеленовато-серыми буроватыми, защитного цвета суглинками, супесями, глинами средней мощности около 3.0 м, линзообразно, с четким контактом залегающими над толщей пойменных осадков. Вниз по разрезу их состав становится более легким, в основании слоя с вивианитом. Выше по течению в створе Р.53 озерная линза того же слоя 15 вскрывается на более низком гипсометрическом уровне. Здесь на разнозернистом песке с прослоями гравия и гальки залегает толща горизонтально-слоистых зеленовато-бурых глинистых песков мелко- и тонкозернистых и глины серовато-зеленовато-бурой окраски, пластичных. Мощность глинистых отложений составляет 2.5—3.0 м.

По сравнению с другими озерными седиментациями Чекалинского разреза лихвинские межледниковые отложения слоев 9—12 отличаются самой высокой концентрацией разнообразных палеонтологических остатков — плодов, семян, отпечатков листьев и стеблей, кусочков древесины, пыльцы и спор высших растений, створок диатомовых водорослей, раковин моллюсков, отпечатков и скелетов рыб, костей мелких млекопитающих.

Судя по приуроченности и количественному распределению видов диатомовой флоры, изученной А. П. Жузе, В. С. Шешуковой-Порецкой (Ушко, 1959) и Л. П. Логиновой (1979), оптимальными условиями для ее существования был период накопления листоватого мергеля (слой 10), подстилающих его глин слоя 9 и перекрывающих песчано-глинистых осадков (слои 11 и 12). В составе лихвинского межледникового комплекса диатомей доминируют формы родов *Cyclotella*, *Fragilaria*, *Navicula*, *Cymbella*, *Gomphonema*, *Synedra*, *Mastogloia* и др., среди которых абсолютное преимущество имеют *Cyclotella compta* et var. *lichvinensis*, *C. operculata* et var. *unipunctata*, *Fragilaria leptostauron*, *Navicula oblonga* и др. Характерной чертой лихвинской диатомовой флоры является присутствие плиоценовых реликтов (*Cyclotella temperei*, *C. iris*, *C. vorticosa*, *Stephanodiscus niagarae*).

Диатомовая флора лихвинского палеозера пресноводная (в основном олигогалообная, с господством индифферентных видов — *Cyclotella compta* et var. *lichvinensis*, *Fragilaria brevistriata*, *F. construens* et var. *binodis*, *Eunotia arcus*, *Navicula cuspidata*, *N. exigua*, *N. oblonga*, *Pinnularia major* var. *major*). Пресноводно-солончатководные виды принадлежат обитателям пресных вод (*Amphora ovalis* et var. *peduculus*, *Mastogloia smithii* et var. *lacustris* и др.). Встречаются аллохтонные створки морских форм, перетолженные, по мнению Л. П. Логиновой, из окской морены.

Исходя из изменений состава диатомей по разрезу установлено, что при накоплении песчано-глинистых и глинистых осадков слоя 9 в лихвинском водоеме сначала преобладали характерные для чистых вод планктонные формы (*Cyclotella compta* et var. *lichvinensis*, *C. kützingiana*, *C. meneghiniana*, *C. operculata* et var. *unipunctata* и др. подфазы 1а, по Логиновой), затем заметную роль стали играть эпифитные формы родов *Fragilaria*, *synedra*, *Eunotia* и *Cymbella* (подфазы 1б), свидетельствующие о временном снижении уровня озера и его зарастании, сменившемся новым кратковременным повышением уровня воды. Завершилось формирование слоя 9 новым обмелением. Седиментация листоватого мергеля сопровождалась в первую половину доминированием бентосных форм диатомей родов *Cyclotella*, *Fragilaria*, *Cymbella* и *Gomphonema* и постепенным увеличением форм обрастания из родов *Pinnularia*, *Eunotia*, *Epithemia* и др. Наиболее обильна и разнообразна диатомовая флора верхней части листоватого мергеля, где господствуют эвтрофные виды и формы обрастания (*Cymbella aequalis*, *C. ehrenbergii*, *C. obtusiuscula*, *Gomphonema intricatum*, *Synedra ulna*, *Navicula oblonga*, *N. cuspidata*, *Stauroneis acuta* и др.). Выше по разрезу в слоях 11 и 12 содержание диатомей резко сокращается (присутствуют панцири *Cyclotella operculata*, *Fragilaria leptostauron*, *Anomoeoneis sphaerophora* и немногие другие). В остальной части разреза остатки диатомей не обнаружены.

К слою листоватого мергеля приурочены встреченные в отложениях Лихвинского разреза остатки рыб, представленные скелетами, отпечатками и чешуей. В. Д. Лебедевым определено, что большинство из 150 изученных образцов принадлежит плотве (*Rutilus rutilus* (L.)), окуню (*Persa fluviatilis* L.), красноперке (*Scardinius erythrophthalmus* L.), менее обильно представлены остатки щуки (*Esox lucius* L.), язя (*Leuciscus idus* (L.)), верховки (*Leucaspis delineatus* (Heckel)), леща (*Alburnus*

brama L.) и др. Судя по составу этих ископаемых остатков, седиментация листоватого мергеля осуществлялась в стоячем или медленно текущем, крупном затоне реки или озере-старице с прозрачной водой (Ушко, 1959).

В отложениях лихвинской озерной линзы А. К. Агаджаняном (Agadjanian, 1977) и И. Г. Пидопличко (Ушко, 1959) обнаружены кости мелких млекопитающих (*Desmana* sp., *Apodemus* cf. *silvaticus* L., *Clethrionomys gragedus* Schreber., *Microtus malei* Hinton., *Arvicola* ex gr. *mosbachensis* Schmidtgen.), свидетельствующие, что ее формирование можно датировать концом нижнего—началом среднего плейстоцена.

Макроостатки растений, изучавшиеся В. Н. Сукачевым (1968), П. А. Никитиным (1931), П. И. Дорофеевым (1960), Ф. Ю. Величкевичем (1982) и Т. В. Якубовской (1976), характеризуют время накопления осадков слоев 9—13. Обилие остатков экзотических видов побудило П. А. Никитина считать лихвинскую семенную флору позднеплиоценовой или самой древней плейстоценовой.

Большинством исследователей она отнесена к миндель-риссу. Наиболее богаты остатками вымерших и ныне внеевропейских видов (*Azolla interglacialica* Nikitin, *Potamogeton divinensis* Wielicz., *P.* ex gr. *maackianus* A. Benn., *Caulinia* interglacialis Wielicz., *Scirpus atrovirens* Muhl., *S. smithii* Gray, *Brasenia borysthena* Wielicz. и др.) отложения, отвечающие фазам развития елово-дубовых и дубово-грабовых лесов. В числе плиоценовых реликтов этого интервала лихвинского озерного осадконакопления называются также эвриала (*Euryale europaea* Web.), бразения, альдрованда (*Aldrovanda vesiculosa* L., *A. dokturovskyi* Dorof.), осмунда (*Osmunda cinnamomea* L.) и др.

Суммировав приведенные в публикациях разных годов этого столетия результаты палинологического (Е. Н. Ананова, В. П. Гричук и М. П. Гричук, Н. С. Болиховская), диатомового (А. П. Жузе, В. С. Шешукова, Л. П. Логинова), микрофлористического (В. Н. Сукачев, П. И. Дорофеев, Ф. Ю. Величкевич, Т. В. Якубовская), микротериологического (И. Г. Пидопличко, А. К. Агаджанян) и ихтиологического (В. Д. Лебедев) анализов старичной линзы, полученные для всей лихвинской межледниковой толщи Чекалина, можно сказать, что лихвинское палеозеро имело следующие литолого-гидрологические стадии: 1) накопление ритмично-слоистой песчано-глинистой пачки (слой 9) в довольно крупном олиготрофном водоеме; 2) формирование листоватого мергеля (слой 10) и глинистого прослоя под ним в относительно крупном и глубоком (не менее 10—15 м) олиготрофно-эвтрофном озере-старице со стоячим или медленно текущим режимом, с обильными зарослями гидро- и гелофитов (камыш, тростник, рдесты, уруть, водяной орех, сальвиния, наяда, эвриала, бразения, альдрованда); 3) осадконакопление черных и темно-серых глин (слой 11) в более густо заросшем указанными растениями эвтрофном водоеме с признаками заболачивания; 4) отложение серовато-черных алевритов и песков слоя 12, обильно насыщенных малакофауной, во время активизации аллювиальных процессов; 5) осаждение голубоватых глин (слой 13) — вновь старично-болотная фаза; 6) пойменная стадия осадконакопления и формирование песчаной пачки с эмбриональными почвами (слой 14), развитой в центральной части обнажения; 7) накопление старично-болотной

линзы голубовато-зеленоватых глин (слой 15), представленной в центральной части обнажения, отвечает времени накопления песчано-глинистых старичных осадков мощностью 5.5 м, вскрытых в разрезе 53 в южном крыле обнажения.

Согласно проведенному нами детальному палинологическому изучению подморенной доднепровской серии Лихвинского разреза, здесь выражены все климато-фитоценотические фазы лихвинского межледникового, а также более поздние, предшествующие днепровскому оледенению ледниковые и межледниковые климатические ритмы. Фитоценозы заключительной фазы похолодания, фиксируемого в кровле слоя 9, представлены сосново-еловыми лесами с участием в кустарниковом ярусе *Alnaster fruticosus*, *Betula fruticosa* и *B. nana*. Сукцессионные процессы развития растительности на протяжении формирования лихвинских (S. str.) стратотипических отложений выражены следующими фазами и подфазами (палинозоны L_1 — L_2 , рис. 121): L_1 — хвойные леса (1а — сосново-еловые леса с примесью дуба, липы и березы; 1б — березово-сосново-еловые леса с примесью вяза и ольшаники); L_2 — сосново-еловые леса с примесью дуба, вяза, липы и граба (сумма пыльцы лесообразующих широколиственных пород составляет 4—5 %) и ольшаники (2а — среди широколиственных преобладает дуб, 2б — преобладает граб, 2в — равное участие граба, липы, дуба и вяза, появление *Juglans regia*); L_3 — елово-широколиственные леса (сумма пыльцы широколиственных пород составляет 12—29 %) и ольшаники (3а — елово-дубовые с примесью сосны, вяза, липы и других пород, ольшаники; 3б — елово-дубово-грабовые леса с пихтой, липой, вязом и др.); L_4 — дубово-грабовые леса (сумма пыльцы широколиственных пород составляет 40—72 %; подфазы 4а, 4б и 4в фиксируют изменение роли ели, пихты, липы, вяза и ольхи в составе примеси); L_5 — хвойно-широколиственные леса (сумма широколиственных пород составляет 6—34 %) и ольшаники (5а — елово-пихтовые и дубово-грабовые леса с участием *Pterocarya fraxinifolia*, *Juglans cinerea*, *J. regia* и других термофильных и влаголюбивых растений; 5б — пихтово-еловые и грабово-буково-дубовые леса; 5в — кедрово-елово-пихтовые и дубово-липово-грабовые леса); L_6 — хвойно-широколиственные леса из ели, сосны, граба, бука, дуба с участием *Ilex aquifolium* (сумма пыльцы широколиственных деревьев составляет 8—43 %); L_7 — сосново-березовые леса с примесью ели и широколиственных пород (сумма пыльцы широколиственных составляет около 10 %); L_8 — березовые леса с незначительной примесью сосны, ели и дуба.

Палинофлора лихвинских стратотипических осадков включает почти 90 наименований, диагностированы до вида свыше 60 таксонов древесно-кустарниковых и травянистых растений. К числу характерных компонентов, определяющих особенности растительности и климата лихвинского межледникового, относятся *Tsuga canadensis*, *Taxus baccata*, *Larix* sp., *Abies alba*, *Picea* s. *Omorica*, *P. excelsa*, *Pinus* s. *Cembra*, *P. s. Strobus*, *P. sylvestris*, *Betula* s. *Costatae*, *B. pendula*, *B. pubescens*, *Pterocarya fraxinifolia*, *Juglans cinerea*, *J. regia*, *Carpinus betulus*, *Castanea sativa*, *Fagus sylvatica*, *F. orientalis*, *Quercus petraea*, *Q. cf. castaneifolia*, *Q. robur*, *Q. pubescens*, *Zelkova*, *Celtis*, *Ulmus propinqua*, *U. laevis*, *U. campestris*, *Fraxinus* sp., *Tilia platyphyllos*, *T. tomentosa*, *T. cordata*, *Acer* sp., *Corylus colurna*,

C. avellana, *Ilex aquifolium*, *Alnus glutinosa*, *A. incana*, *Ligustrina amurensis*, *Buxus* sp., *Rhododendron*, *Vitis*, *Myrica*, *Osmunda claytoniana*, *O. cinnamomea*, *Salvinia natans* и др.

Среднеплейстоценовые послелихвинские озерные этапы. Вышележащая доднепровская озерно-аллювиальная толща, включающая серию слоев озерных отложений с размывами между ними, гидроморфные почвы ПП7, ПП6, ПП5 и ПП4, криогенные горизонты, согласно палинологическим данным, отражает последовательные изменения ландшафтно-климатических условий еще четырех интервалов межледникового и ледникового ранга. Для двух первых послелихвинских интервалов — калужского похолодания и чекалинского потепления — оставлены наименования, предложенные Н. Г. Судаковой (1973), а названия последующих интервалов — жиздринского похолодания и черепетьского потепления — даны Н. С. Болиховской по ближайшим топонимам — р. Жиздре и пос. Черепеть.

Во время калужского похолодания (Q11kl) формировались слои 16, 17. 16-й слой. Песчаные осадки с подзолистым горизонтом A_2 (20 см) ископаемой почвы ПП7, ниже которого материнская порода ожелезнена.

17-й слой. Материнская порода борисовской ископаемой почвы ПП6 — коричневатые, пестроокрашенные горизонтально-слоистые озерные глины, суглинки, супеси, тонкозернистые пески. Порода имеет сетчатую («муаровую») текстуру, пронизана морозобойными трещинами и грунтовыми клиньями, выполненными разнотонным желтоватым песком; наблюдаются мерзлотные деформации слоев. Общая мощность толщи 1.5—2.0 м.

Смена по разрезу доминантов общего и погруппового состава палиноспектров слоев 16 и 17, а также участие в них пыльцы и спор *Larix* sp., *Alnaster fruticosus*, *Betula fruticosa*, *B. nana*, *Dryas octopetala*, *Selaginella sibirica*, *Lycopodium appressum*, *L. pungens* (*L. dubium*) и других криофитов фиксируют следующие фазы в развитии растительности калужского холодного этапа (палинозоны k11—k15): 1) листовнично-сосново-березовые леса; 2) сосново-березовые редколесья с участием в кустарниковом ярусе *Juniperus*, *Betula fruticosa* и *B. nana*; 3) перигляциальная березовая лесотундра криогигротической стадии находившегося, по всей видимости, в более высоких широтах ледникового покрова; 4) сосново-березовые редколесья (межстадиал?); 5) перигляциальные лесостепи криоксеротической стадии с участием березовых редколесий, кустарниковых формаций из ольховника, карликовой и приземистой березок, а также эрикоидных, осоково-злаковоразнотравных и плауново-папоротниковых ассоциаций в травяно-кустарничковом покрове открытых пространств.

Чекалинскому теплomu этапу (Q11Ch) отвечает образование горизонтов ПП6 и ПП5 с накоплением озерных глин между ними (слои 18—20).

18-й слой. Горизонт A_2B ПП6. По простирацию местами выражен подзолистый горизонт A_2 (15 см). Суммарная мощность около 40 см.

19-й слой. Материнская порода ПП5 — тонкое переслаивание озерных отложений — коричневой глины, суглинка мелкоореховатой струк-

туры. Отмечена кротовина, выполненная суглинком вышележащего слоя. Общая мощность 1.5 м.

20-й слой. Горизонт А₂В ПП5 — пестроокрашенная порода ореховатой структуры без четко выраженного гумусового и подзолистого горизонтов. Мощность 0.80 м.

Ископаемые почвы ПП5 и ПП6 сформировались в умеренно теплых межледниковых условиях при господстве сменявших друг друга лесных сообществ (палинозоны Ch1—Ch3, рис. 121): 1) сосново-березовые леса с примесью ели, вяза и дуба; 2) смешанные хвойно-широколиственные леса с примесью березы, ольхи и граба (подфаза 2а — сосново-еловые и дубово-вязово-липовые леса, подфаза 2б — сосново-еловые и вязово-липово-дубовые леса, подфаза 2в — сосново-еловые и вязово-дубовые леса); 3) смешанные елово-липово-вязово-дубовые леса с примесью сосны, березы, ольхи и клена.

Заключительные фазы чекалинского потепления в разрезе не выражены, так как верхняя часть ПП5 эродирована. Характерными компонентами чекалинской палинофлоры являются *Picea s. Omorica*, *P. excelsa*, *P. s. Cembra*, *Carpinus betulus*, *Quercus robur*, *Tilia cordata*, *T. platyphyllos*, *T. tomentosa*, *Acer* sp., *Ulmus laevis*, *U. glabra*, *U. campestris*.

Во время последующих холодного и теплого интервалов шло накопление озерно-болотных отложений с эмбриональными палеопочвами вверх (слой 21).

21-й слой. Темно-серые горизонтально-слоистые глины мощностью от 0.5 до 2 м, с разрывом и угловым несогласием залегающие в неровностях древнеозерной поверхности, пронизанной почвообразовательными процессами времени образования ПП5. Местами над приподнятой над тальвегом древнеозерной поверхностью на глубине 0.5—1.0 м прослеживается гидроморфная почва ПП4, представленная сильногумусированной породой сиреневато-темно-коричневого цвета с интенсивным ожелезнением подстилающей материнской породы.

Жиздринское похолодание (Q11zh), характеризовавшееся господством в долине Верхней Оки перигляциальной лесотундры, нашло отражение в палиноспектрах нижней части темно-серых глин слоя 21 и образовании рассекающих кровлю нижележащей ПП5 до глубины 0.70 м клиньев. В составе растительного покрова преобладали лугово-болотные и болотные ассоциации из осок, злаков, эрикоидных кустарничков, гроздовников (*Botrychium boreale*, *B. simplex*, *B. virginianum*), сфагновых мхов. Широкое развитие имели кустарниковые и кустарничковые заросли из *Juniperus*, *Alnaster fruticosus*, *Betula fruticosa*, *B. nana*, возможно, *Salix*. В древостое спорадически встречавшихся редколесий доминировала береза с примесью сосны обыкновенной и сибирской, ольхи и др. Перигляциальную природу палеорастительности и распространение эродированных и слабоэродированных экотопов подчеркивают находки пыльцы *Ephedra* sp., *Cannabis sativa*, *Artemisia* s. g. *Seriphidium* и др.

Черепетьскому потеплению (Q11Chr) отвечает формирование болотно-глеевой почвы ПП4. Для этого интервала, по предварительным данным, можно представить следующие сукцессии господствовавших в условиях умеренно теплого климата межледниковых лесов (палинозоны Ch1—Chr5, рис. 121):

- Chr1 — сосново-березовые леса с примесью дуба и хмелеграба;
Chr2 — грабово-дубовые с примесью липы и березовые леса;
Chr3 — березово-сосновые леса с примесью вяза и ивняки (эндотермальное похолодание);
Chr4 — сосново-кедрово-березовые и вязово-дубовые леса и ивняки;
Chr5 — сосново-березовые леса с примесью вяза и липы.

В растительном покрове широко развитых придолинных заболоченных участков преобладали злаки, осоки, верескоцветные, сфагновые и зеленые мхи. Характерными термофильными компонентами черепетьской межледниковой палинофлоры являются *Carpinus betulus*, *C. cf. orientalis*, *Ostrya* sp., *Quercus robur*, *Q. cf. pubescens*, *Tilia cordata*, *T. tomentosa*, *Ulmus laevis*, *U. campestris*.

Днепровский озерно-ледниковый этап начинается со значительного обводнения территории и мощного размыва слагающих долину Оки отложений. Данный этап охарактеризован в 22-м слое, который залегает с большим перепадом высот (до 5—10 м) на серии озерных осадков (слои 17—21), представлен горизонтально-слоистыми лёссовидными породами — супесями и суглинками зеленовато-палевого цвета, палевыми, карбонатными, с включениями и прослойками грубообломочного материала в основании. Эти слоистые лёссовидные породы имеют широкое площадное распространение.

Согласно палинологическим и микротериологическим данным, раннеднепровский половодно-ледниковый водоем в районе Чекалина большую часть времени существовал в условиях резко континентального климата. К этому озерному этапу относится распространение на Верхней Оке лемминговой фауны из *Dicrostonyx cf. simplicior*, *Lemmus sibiricus* и др., изученной А. К. Агаджаняном (Разрезы..., 1977), и господство растительных сообществ тундро-степи, в которой соседствовали ерниковые и ольховниковые заросли, злаково-осоковые и зеленомошные болота, эродированные и редко задернованные участки, заселявшиеся господствовавшими полынными ассоциациями с участием *Artemisia* s. g. *Seriphidium*, *Ephedra distachya*, *Thalictrum*, *Caryophyllaceae*, *Cichoriaceae*, *Selaginella sibirica*, *Lycopodium pungens* и других ксеро- и эрозиофилов, а в самых благоприятных экотопах встречались редколесья из *Pinus sylvestris*, *P. cf. sibirica*, *Betula pubescens*.

Систематическое изучение озерных отложений Лихвинского разреза позволяет сделать следующие выводы.

1. Собственно озерные фации занимают в разрезе более значительное место, чем представлялось ранее. В объеме раннего—среднего плейстоцена выделено не менее 11 самостоятельных этапов озерного литогенеза. Выявлен достаточно широкий спектр фациально-генетических разновидностей озерных отложений: глубоководные, озерно-старичные, озерные в стадии обмеления, болотные с последующим почвообразованием (рис. 119—121).

2. На основании детального палинологического изучения разреза уточнены стратиграфические взаимоотношения и генезис отдельных слоев и толщ. В частности, линза озерных отложений центральной расчистки (слой 15) хронологически сопоставляется с песчано-глинистыми осадками, вскрытыми в основании расчистки в южном крыле обнажения. Исследования тафономических особенностей и состава пыльцы и спор

выявили озерный генезис слоев 2, 8 и других, а также принадлежность слоя 3 к мореноподобным образованиям.

3. Оценка результатов минералогического анализа в сочетании с данными петрографического состава крупнообломочных включений песчано-гравийных отложений слоя 8 подтверждает вывод о смене минералогической ассоциации, что свидетельствует о перестройке с этого времени питающих и минералогических провинций на площади бассейна. Это обстоятельство может указать на размыв речными притоками морены окского оледенения, сохранившихся в бортах долины Оки, и о поступлении в озерный бассейн эрратического материала.

4. По данным палинологического анализа установлено, что в донепровской части Лихвинского разреза нашли отражение не менее четырех похолоданий (донское, окское, калужское и жиздринское) и четырех потеплений (беловежское, лихвинское, чекалинское и черепетьское), представленных в виде полных климатических ритмов или отдельных климато-фитоценотических фаз. Наибольшей теплообеспеченностью отличалось лихвинское межледниковье, а наименьшей — чекалинское. По степени теплообеспеченности изученные межледниковые интервалы распределяются следующим образом: лихвинское—беловежское—черепетьское—чекалинское.

С уверенностью можно констатировать распространение в долину Верхней Оки окского и днепровского ледниковых покровов. Более проблематичны следы донского оледенения, поскольку типичная морена в скважине не зафиксирована. Вместе с тем реконструкции климато-фитоценотической обстановки несомненно свидетельствуют о суровых приледниковых условиях в бассейне Верхней Оки во время накопления мореноподобных отложений слоев 1 и 3, а также озерных отложений слоя 2. Относительно более поздних ранне-среднеплейстоценовых оледенений отметим, что, судя по палинологическим данным, с большой долей уверенности можно говорить о близости к исследуемому району калужского и жиздринского среднеплейстоценовых ледниковых покровов.

Развитие древних озерных бассейнов на территории Верхней Волги¹

Погребенные озерные отложения на территории Верхней Волги изучали в разное время многие исследователи (рис. 122).

В последние годы были открыты и комплексно изучены новые разрезы с погребенными озерными отложениями, что позволяет представить в общих чертах картину развития озер на данной территории. Надежно датированных нижнеплейстоценовых озерных и озерно-болотных толщ здесь пока не установлено. Под мореной, на которой лежат породы лихвинского возраста, в ряде скважин вскрыты озерные отложения, причем их мощность и литология значительно меняются. В разрезе у д. Алхимково (Бородин и др., 1972; Валуева, Гузман, 1970) под второй

¹ В. Б. Козлов.

сверху нижнеплейстоценовой мореной вскрыто 2.80 м песка желто-бурого, тонкозернистого и 2.90 м бурой супеси. В скважине у д. Шенское в сходной стратиграфической позиции вскрывается толща супеси светло-коричневой, алевритистой, слабослюдистой, уплотненной, тонкослоистой, с прослоями песка кварцево-полевошпатового общей мощностью 42 м. Строение озерных толщ свидетельствует о значительных отличиях режимов развития древних водоемов. То обстоятельство, что на этой территории не установлены долихвинские озерные гумусированные отложения, не говорит об их отсутствии. Например, в изученном на р. Челсма разрезе озерные отложения представлены глинистыми гиттиями. О. П. Кондратене на основании палинологического анализа считает, что нижняя часть озерной толщи древнее лихвинской. Сомнения вызывает интенсивность залегания отложений, в которой заметны нарушения (Бородин и др., 1986; Москвитин, 1976; Чеботарева, 1953).

В лихвинский век на Верхней Волге была развита, как теперь ясно, широкая сеть водоемов. Сейчас здесь достоверно установлено более десятка разрезов с озерно-болотными отложениями лихвинского возраста (Бородин и др., 1972; Бородин и др., 1981; Бреслав и др., 1981; Валуева и др., 1969; Валуева, Гузман, 1970; Вишневская и др., 1970; Гричук, 1961). Их расположение, строение озерных толщ позволяют предположить наличие нескольких групп палеоводоемов.

Осадки лихвинских озер района г. Селижарово можно отнести к другой группе древних озер. Они вскрыты в разрезах погост «Илья Пророк» — р. Б. Коша (Гричук, 1961), д. Булатово (Вишневская и др., 1970), д. Тяглицы (данные В. В. Писаревой, С. М. Шика), д. Алхимково (Бородин и др., 1972; Валуева, Гузман, 1970), д. Борутино (Бородин и др., 1972; Валуева, Гузман, 1970), д. Колодово (устное сообщение Н. Г. Бородина).

Отдельно выделяется группа погребенных озер района г. Бежецка. При геологической съемке 60-х годов многочисленные скважины вскрыли толщи песков, алевритов с линзами гиттий и торфов. Было установлено, что разрезы у г. Бежецка, деревень Присеки, Скорыново, Георгиевское, Алабузино, Дубровка, Скорнево, ст. Гвоздино и др. вскрывают озерные осадки несомненно лихвинского возраста (Бреслав и др., 1981а). Судя по имеющимся литологическим и палеоэкологическим данным, в этом районе наряду с крупными глубоководными бассейнами были распространены и небольшие озера.

В районе Молого-Шекснинской низменности (Рыбинское водохранилище) тоже были, очевидно, широко развиты водоемы лихвинского времени, осадки которых вскрыты к настоящему времени только в трех разрезах у г. Рыбинска (Бреслав и др., 1981а), в деревнях Яковлевское (Бородин и др., 1981), Шенское. В разрезах наблюдается иногда полная смена литологических типов осадка, что свидетельствует о длительном и полном цикле развития палеоводоемов. На дне водоема накапливались песка разного состава, затем алевриты и суглинки, затем (не всегда) торф или глина с торфом, которые перекрывались сверху песками, супесями и суглинками. Это, как правило, отложения следующего оледенения. Вот как происходило, например, заполнение озерного бассейна в лихвинское время у д. Шенское. На понижении пошехонской морены, кровля которой

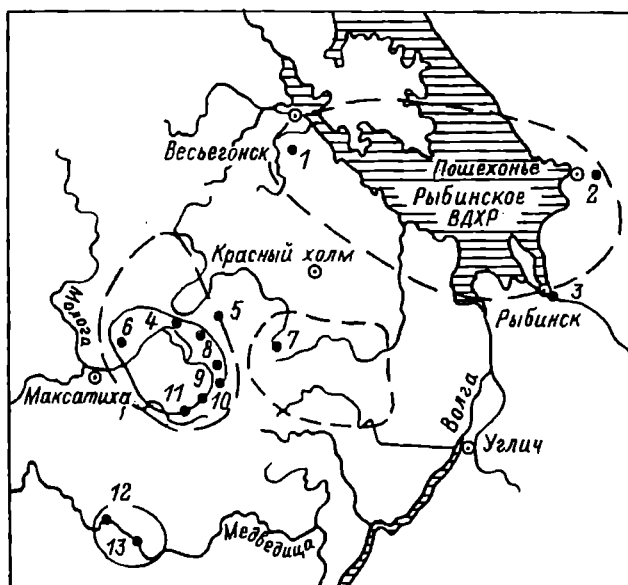


Рис. 122. Предполагаемое и установленное распределение лихвинских водоемов.

1 — д. Шенское, 2 — д. Яковлевское, 3 — г. Рыбинск, 4 — д. Дубровка, 5 — д. Георгиевское, 6 — д. Скорнево, 7 — ст. Гвоздино, 8 — д. Алабузино, 9 — д. Присеки, 10 — г. Бежецк, 11 — д. Скорынево, 12 — д. Борутино, 13 — д. Алхимково.

находится на 18.50 м ниже дневной поверхности, в озерном водоеме отложилась глина светло-серая, алевролитстая, с тонкими прослоями гиттий мощностью 1.90 м (Бородин и др., 1981; Бородин и др., 1986). На ней сформировалась толща темно-коричневого, плотного, тонкоплитчатого торфа около 1.30 м. Позднее торф был перекрыт серой алевролитистой глиной, выше по разрезу песчанистой, с мелкой галькой. Мощность горизонта составила 2.30 м. Пробуренные рядом колонковая и несколько шнековых скважин показали, что мощность и литология озерно-болотных отложений резко не меняются (рис. 123). Спорово-пыльцевые спектры из слоев с органикой однозначно были отнесены Е. Н. Анановой к лихвинскому межледниковью.

В микულიнский век на днепровской морене территории Верхней Волги были широко развиты небольшие (до первой сотни метров в диаметре) водоемы, заполнявшие понижения неровностей рельефа, — западины разного происхождения. Они хорошо изучены в следующих разрезах: Центральный лесной заповедник (Москвитин, 1976) — д. Лошаково на р. М. Коша (там же) — д. Капустино (Арсланов и др., 1974; Москвитин, 1976) — д. Сивцево (там же) — д. Раменье (там же). Часть из них имеет запредельные датировки по ^{14}C , разрезы: Сосновка—Мухино—Сандово—Шенское (Москвитин, 1976) — Данильцево (Арсланов и др., 1974; Москвитин, 1976).

Отличительной особенностью развития озер лихвинского и микულიнского веков является то, что в лихвинское время распространены были

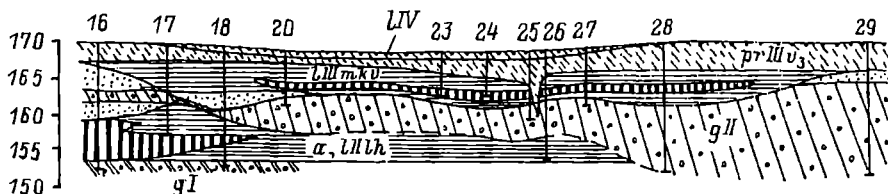


Рис. 123. Условия залегания лихвинских и микулинских отложений у д. Шенское.

Усл. обозн. см. на рис. 102.

обширные водоемы, в микулинское время были развиты малые озера. Известен только один обширный водоем микулинского времени на самом юге описываемой территории — Татищевское озеро (Семененко и др., 1981).

Чаще всего заполнение небольших водораздельных западин в микулинское время шло с образованием торфа. Приведем пример заполнения водораздельной западины у д. Шенское. Непосредственно на понижении верхней морены, которая представлена красно-бурым валунным суглинком (вскрыто 4.60 м), залегает торф темно-коричневый, в нижней части с прослоями песка мощностью 1.10 м. Торф перекрыт слоем глины серовато-синей, пластичной, вязкой, с прослоями торфа мощностью 1.50 м. Выше снова отмечен торф темно-коричневый, с прослоями глины в нижней части мощностью 0.50 м. Эти слои имеют, по палинологическим данным А. А. Гузман, микулинский возраст, что подтверждается результатами карпологических анализов, выполненных Т. Д. Колесниковой и Ф. Ю. Величкевичем (Величкевич, 1985), и не противоречит абсолютному возрасту этой толщи: 51 190 лет (ЛЛУ-355) (рис. 123, 124).

В среднем валдае продолжалось заполнение остаточных микулинских водоемов и западин. В западинах накапливались разные по составу слои: глина (д. Яковлевские Пруды, г. Бежецк), торф и глина (д. Анисимова), алеврит с прослоями торфа (г. Кашин). Мощность озерных осадков составляла от 2.50 до 4.50 м. В случае, когда продолжалось заполнение западин с микулинскими осадками, средневалдайские отложения в них маломощны, чаще всего представлены глинами. К примеру, в том же водораздельном понижении у д. Шенское на микулинской толще залегает глина синевато-серая, пластичная, с тонкими прослоями торфа и серовато-зеленой супеси — 0.90 м. Данные палинологического и карпологического анализов (Величкевич, 1985) позволяют уверенно относить этот слой к средневалдайскому интерстадиалу. Выше залегает алеврит серовато-бурый — 0.70 м, супесь серая с синеватым оттенком, тонкая — 1.90 м и супесь буровато-серая, с торфом — 0.60 м. Разные мощности и литология средневалдайских отложений над микулинскими слоями водораздельных западин и в таких же понижениях, где накопились только они, объясняются ритмикой заполнения западин в верхнем плейстоцене (Козлов, 1964, 1978). Обнаружен только один разрез на юге Верхневолжья (фабрика «Первое Мая», древнее Татищевское озеро), где прослеживается после-

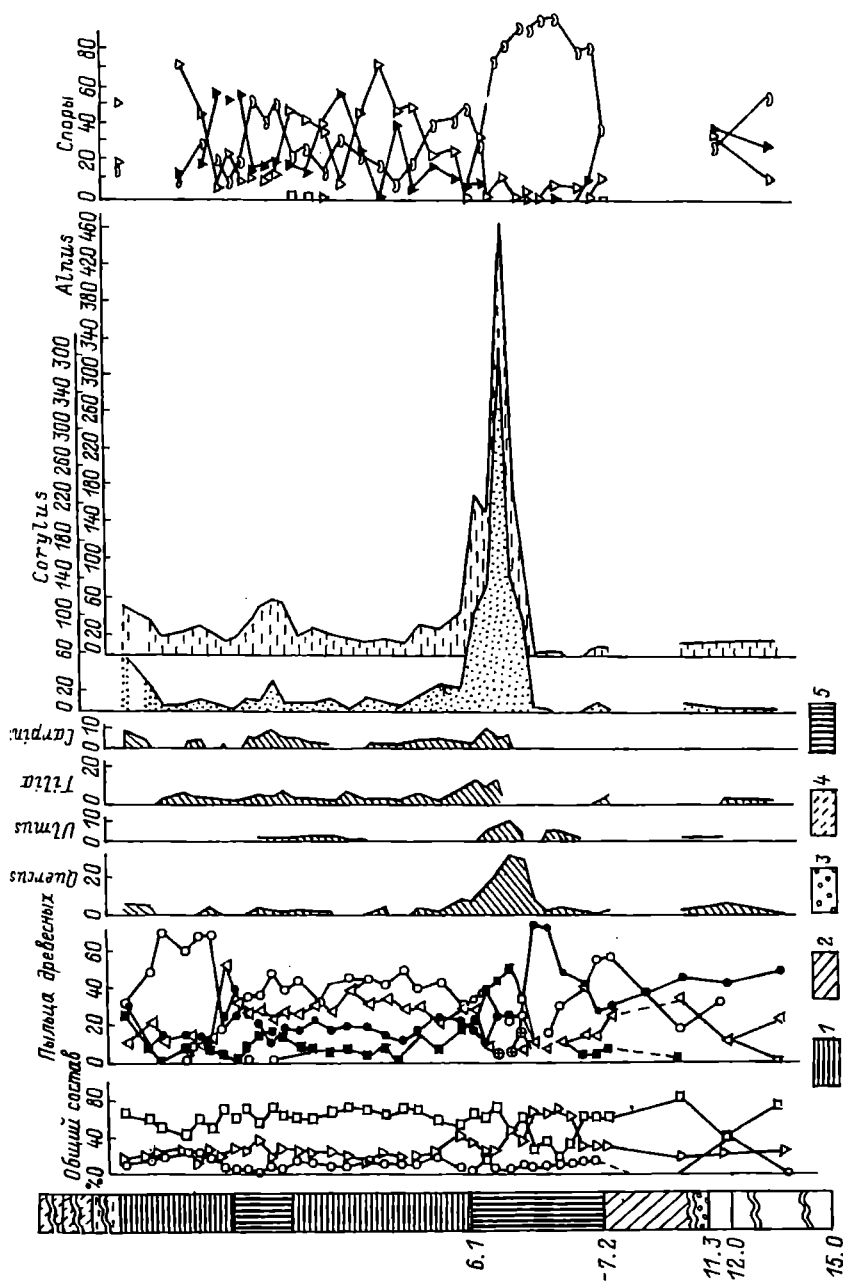


Рис. 124. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнелейстоценовых озерно-болотных отложений у д. Шенское. Палинологи А. А. Гузман и А. Д. Шохина. Материалы В. Б. Козлова.

1 — глина, 2 — суглинок озерный, 3 — суглинок моренный, 4 — сусесь, 5 — торф.

довательное накопление отложений в верхнем плейстоцене почти без перерыва (Семененко и др., 1981).

В среднем валдае продолжали развитие некоторые микулинские озера, а также мелкие озера в неглубоких неровностях подстилающей морены и в старицах.

Озерный бассейн среднего плейстоцена в районе д. Булатово (Верхняя Волга)¹

В 1936 г. при разведке на уголь в районе пос. Селижарово скв. 76, пробуренной у д. Булатово, была вскрыта 115-метровая толща четвертичных отложений, выполняющая крутосклонную депрессию дочетвертичной поверхности, видимо являющуюся древней погребенной долиной (рис. 125). Разрез этой скважины был описан В. А. Котлуковым, обнаружившим в интервале глубин 7—18.5 м межморенную толщу, содержащую значительное количество органического вещества и прослой торфа, ниже которой залегает 100-метровая толща главным образом ледниковых отложений. В. А. Котлуков, а затем и Н. Н. Соколов считали данную толщу межледниковой, относя верхнюю морену к московскому оледенению (скважина расположена за границей валдайского оледенения), а нижний ледниковый комплекс — к днепровскому.

К. К. Марков (1939) приводит краткое описание разреза скважины и спорово-пыльцевую диаграмму, не давая, однако, его стратиграфической интерпретации.

В 1957 г. при геологической съемке была сделана попытка повторного изучения этого разреза. С этой целью в 30 м от устья указанной скважины была пробурена скв. 150 глубиной 21 м. Разрез и его палинологическая характеристика значительно отличаются от скв. 76. На основании анализа спорово-пыльцевой диаграммы, составленной М. А. Недошивиной, Т. М. Столярова считает, что в данном разрезе вскрыты «холодные слои» ольццовского межледниковья.

Летом 1968 г. участники экспедиции НИГЭИ (ЛГУ) Х. А. Арсланов, Д. Б. Малаховский и В. И. Хомутова посетили район д. Булатово. В 1.5 м от устья скв. 76 ими была пройдена скважина, вскрывшая следующие горизонты (рис. 139):

	Глубина, м
Песок среднезернистый, неравномернозернистый	0.5—1.65
Алеврит голубовато-серый, сильноглинистый, тонкозернистый, пластичный . . .	1.65—3.0
Суглинок валунный, серого цвета, с большим содержанием гравия и гальки . . .	3.0—6.3
Алеврит темно-серый со светло-серыми и буро-коричневыми прослоями, плотный слоистый, пластичный	6.3—8.4
Гиттия буро-коричневая	8.4—9.3
Глина алевритовая, буровато-голубовато-серого цвета, пластичная	9.3—10.5
Алеврит буровато-серого цвета, аналогичный вышеописанному, слегка заторфован, с глубины 10.7 м, с прослоями мелкозернистого песка серого цвета	10.5—11.0
Торф буро-коричневый с небольшими прослоями мелкозернистого песка, с отдельными зернами мелкого гравия	11.0—11.6

¹ В. И. Хомутова, Д. Б. Малаховский, Е. М. Вишневская, Т. Д. Колесникова.

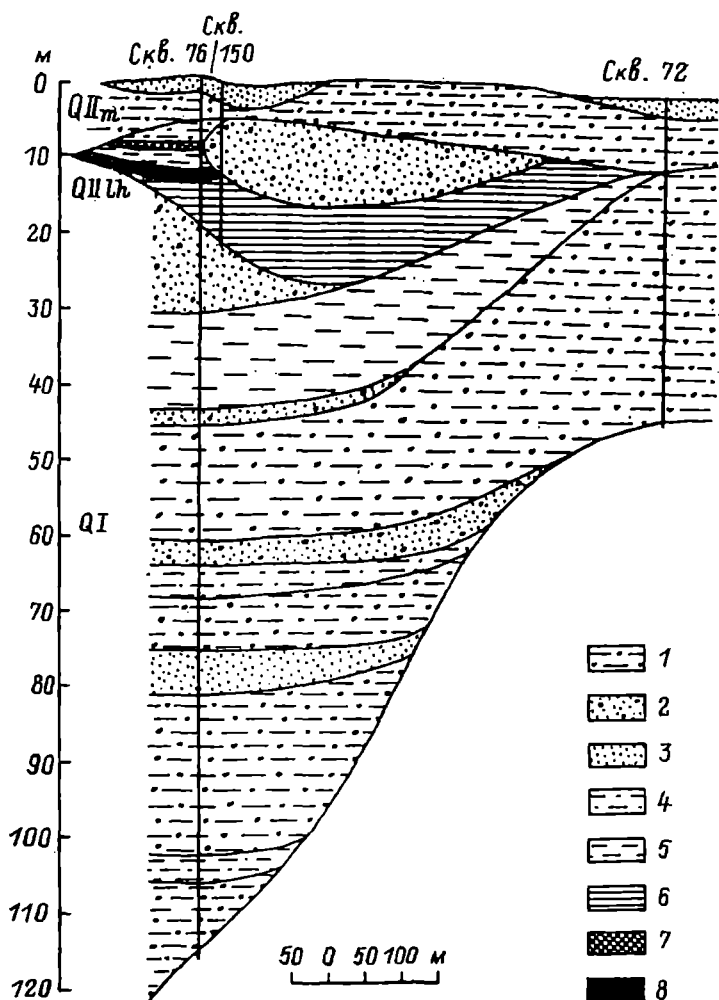


Рис. 125. Геологический разрез плейстоценовых отложений у д. Булатово.

1 — морена, 2 — песок с гравием и галькой, 3 — песок, 4 — алеврит (супесь), 5 — суглинок, 6 — глина, 7 — гиттия, 8 — торф.

Торф черно-бурый, влажный, с растительными остатками 11.6—11.9
Торф буровато-коричневый, сильно разложившийся, с большим количеством
песчаных и гравийных зерен в основном осадочных пород 11.9—12.8

По образцам с глубины 5, 6.5, 8.4—8.7 и 10.3—10.4 м были проведены литологические исследования. Гранулометрический анализ первого образца свидетельствует о принадлежности его к типичной морене. Два последних образца говорят о хорошей сортировке материала, свойственной озерным отложениям. Гранулометрический состав образца с глубины 6.2 м отличается от вышележащей морены несколько большей сортировкой и меньшим содержанием крупных фракций. Минералогия всех

образцов свидетельствует о повышенном содержании рутила (1.1—2.3 %), что говорит о большой роли местных дочетвертичных пород в образовании как ледниковых, так и озерных отложений. Наличие в тяжелой фракции незначительного количества граната (4.7—6.7 %) при большом количестве роговой обманки (14.6—23.2 %), имеющих приблизительно одинаковую устойчивость против истирания, указывает, по мнению Е. В. Рухиной, на то, что путь движения ледника проходил через питающую провинцию, бедную гранатом. Ею, скорее всего, могла быть Юго-Восточная Карелия.

В образцах межморенной толщи в большом количестве были обнаружены диатомовые водоросли, макро- и микрофоссилии (рис. 126). Диатомовый анализ показал качественное разнообразие диатомей (148 видов и разновидностей, принадлежащих 29 родам) при их относительной количественной бедности. Оценки всех встреченных видов, за исключением *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun et var. *binodis* (Ehr.) Grun., не превышают категории «нередко». Характер обнаруженного комплекса типично пресноводный (олигогалобов — 117, пресноводных галофилов — 27, видов с неясной экологической характеристикой — 4) и свидетельствует о формировании осадков в прибрежной мелководной зоне зарастающего озера.

Наиболее часто встречающиеся и характерные виды представлены на диаграмме. Преобладают литоральные формы грунтов и обрастаний: *Fragilaria* (7 форм), *Eunotia* (16 форм), *Stauroneis* (8 форм), *Navicula* (27 форм), *Pinnularia* (17 форм), *Neidium* (9 форм), *Cymbella* (12 форм), *Gomphonema* (7 форм) и *Epithemia* (5 форм). Планктонные виды *Melosira* и *Stephanodiscus* присутствуют только в нижней части разреза. Обилие видов *Eunotia* и *Pinnularia* свидетельствует о процессе заболачивания водоема.

Наряду с большим разнообразием широко распространенных эвритермных форм по всей толще обнаружены южнобореальные виды: *Anomoeoneis sphaerophora* (Kütz) Pfitz., *Stauroneis acuta* W. Sm., *Navicula cuspidata* Kütz., *N. oblonga* Kütz., *Cymbella ehrenbergii* Kütz., характерные для межледниковых отложений европейской части России; холодолюбивые виды представлены единичными экземплярами. Наибольшее количество видов встречено в интервалах глубин 11.7—12.8 и 6.65 — 9.2 м, отвечающих оптимальным условиям межледниковья (пыльцевые зоны L_3 — L_4) и межстадиала (зоны D_{2a} — D_{2n}). Для первого из интервалов показательно присутствие редкого пресноводного вида *Actinella brasiliensis* Grun., до сих пор не встреченного в межледниковых отложениях европейской части России. Характерной особенностью диатомовых водорослей данного разреза является асимметрия панцыря у многих экземпляров *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun. et var. *binodis* (Ehr.) Grun.

Об озерном генезисе межморенных осадков свидетельствует также присутствие большого количества водорослей *Pediastrum*, пыльцы и макроостатков водных и прибрежно-водных растений: *Potamogeton obtusifolius* Mert. et Koch., *P. acutifolius* Link., *P. oxyphyllus* Mig., *Najas flexilis* (Willd.) Kostk. et Schm., *Trapa natans* L., *Salvinia natans* (L.) All., *Scirpus lacustris* L., *Ceratophyllum demersum* L., *Sparganium simplex* Huds., *Ranunculus aquatilis* L.

На основании данных палинологического и карпологического анализов в данном разрезе выделяются слои, залегающие на глубине 9.7—12.8 м, образовавшиеся в межледниковую эпоху (см. вкл., рис. 126).

Произрастание елово-пихтовых лесов со значительным участием в древостое граба, вяза и дуба на территории Калининской области свидетельствует о климатических условиях более теплых и более влажных, чем современные (спектры образцов с глубины 12.5—12.7 м). Это первая фаза в развитии растительности на протяжении межледникового времени (L_3).

Вторая фаза еловых (L_{4a}) и третья елово-сосновых (L_{4b}) лесов охарактеризована спектрами образцов с глубины 10.3—11.9 м.

Четвертая фаза (L_5) сосново-еловых лесов с участием березы (спектры с глубины 9.8—10.3 м) свидетельствует об ухудшении климатических условий. Увеличивается количество пыльцы травянистых растений, что, по-видимому, свидетельствует о сокращении лесных ценозов.

Фаза березовых лесов (L_6 , спектры с глубины 9.7—9.8 м) отражает заключительный этап в развитии растительного покрова в межледниковое время. Постоянно встречается пыльца *Betula nana* L., *B. humilis* Schrank, *Alnaster fruticosus* Ldb., споры *Botrychium boreale* (Fr.) Milde, *Selaginella selaginoides* (L.) Link, *Lycopodium pungens* La Pyl., *L. apressum* (Desv.) Petr.

Вышеизложенная последовательность сукцессий растительности в течение межледникового времени характерна для окско-днепровской лихвинской эпохи.

Кроме широко распространенных бореальных видов, постоянно встречающихся в современной флоре этого района, в данном разрезе встречены пыльца, споры, а также макроостатки растений, не произрастающих в настоящее время на этой территории и являющихся весьма характерными для лихвинского межледниковья: *Osmunda cinnamomea* L., *Salvinia natans* (L.) All., *Abies* sp., *Larix* sp., *Picea* sect. *Omorica* Bolle, *Potamogeton oxyphyllus* Mig., *Najas flexilis* (Mild.) Rostk. et. Schm., *N. minor* All., *Heleocharis ovata* (Roth.) Roem. et. Schult., *Juglans* sp., *Carpinus betulus* L., *Trapa natans* L., *Armeria elongata* L., *Ligustrina amurensis* Rupt. Показательно также присутствие семян *Aracites Jonstrupii* (Hartz.) P. Nikitin, отмеченных в лихвинских отложениях Вологодской области.

Несмотря на некоторые отличия в характере палинологической диаграммы разреза д. Булатово по сравнению с разрезом у г. Чекалина (меньший процент пыльцы широколиственных пород, отсутствие пыльцы липы, чрезвычайно большое участие пыльцы хвойных, особенно ели), они в целом хорошо сопоставляются между собой.

Сопоставление диатомового комплекса разреза д. Булатово со стратотипом лихвинского межледниковья (Ушко, 1959) выявляет, несмотря на наличие целого ряда общих видов, отсутствие плиоценовых форм. В описываемом разрезе присутствует лишь *Fragilaria leptostauron* Hust.

Много общего обнаруживается в палинологической диаграмме булатовского разреза с наиболее близко расположенными разрезами лих-

винского межледниковья у сел Трубайка и Парфеньево (Соколова, Хо-мута, 1967), у г. Рыбинска (Марков и др., 1968), на р. Б. Коша (Grichuk, 1964).

Состав спектров образцов с глубины 9.4—9.6 м свидетельствует о похолодании, которое соответствует начальной стадии днепровского оледенения (D_1). Среди древесных преобладает пыльца березы (*Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Fruticosa* и *B. nana* L.), среди травянистых — пыльца *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae* и *Artemisia* sp. Единично отмечены споры тундровых и северотаяжных растений (*Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Botrychium boreale* (Fr.) Milde, *Lycopodium apresum* (Desv.) Petr.).

Более благоприятные климатические условия существовали в период формирования алевритов и глин, залегающих на глубине 6.4—9.4 м. Господство лесных формаций при наличии элементов тундровой и перигляциальной флоры свидетельствует о межстадиальных условиях, имевших место в период формирования осадков этого периода. Можно наметить три фазы.

Первая фаза сосново-березовых лесов с участием в древостое лиственницы и ели (D_{2a}) выражена спектрами образцов с глубины 8.2—9.2 м. Пыльца сосны представлена в основном *Pinus sylvestris* L.

Во время оптимума межстадиала произрастали многовидовые формации хвойных лесов (D_{2a} , глуб. 6.9—8.2 м). Значителен процент пыльцы *Pinus* subgen. *Haploxyton* (в основном *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr.). Постоянно отмечается пыльца *Pinus sylvestris* L., *Picea abies* (L.) Karst., *Larix* sp. Лесные формации этого времени несколько напоминали современные среднетаежные леса Западной Сибири.

Растительный покров конца межстадиального времени характеризовался произрастанием сосново-березовых лесов (D_{2c} , с глубины 6.9—8.2 м). В отличие от формаций подобного типа начальных этапов межстадиального времени (D_{2a}) в составе лесов значительно чаще встречалась пыльца *Larix* sp.

Состав спорово-пыльцевых спектров образцов с глубины 6.2—6.3 м отражает типичную приледниковую флору — D_3 (М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960). Среди небольшого количества пыльцы древесных пород характерно присутствие *Pinus* subgen. *Haploxyton*.

Таким образом, палинологический анализ свидетельствует о том, что в данном разрезе вскрыты осадки климатического оптимума, конца лихвинского межледниковья и начала днепровского ледниковья, причем последние представлены перигляциальными образованиями, относящимися к двум первым стадиям и разделяющему их межстадиалу. В этом отношении разрез скважины у д. Булатово близок к разрезу обнажения на р. Большая Коша, расположенному от него на расстоянии около 20 км; однако палинологическая характеристика Булатовского разреза отличается большей полнотой и своеобразием. Учитывая приоритет выделения начального межстадиала днепровской ледниковой эпохи В. П. Гричуком (Grichuk, 1964) в разрезе р. Большая Коша, целесообразно назвать данный межстадиал кошинским.

Плейстоценовые озера Ростовской котловины и ее окрестностей¹

Ростовская котловина (площадью 750 км², абс. выс. до 200 м) расположена на юге Ярославской области, в современных очертаниях представляет гляциодепрессию, окруженную конечно-моренными образованиями одной из стадий московского оледенения. Территория котловины относится к подзоне хвойно-широколиственных лесов. Климат — умеренно-континентальный, средняя январская температура -11.5 °С, средняя июльская +18 °С, за год выпадает 500 мм осадков.

Южную, наиболее пониженную часть котловины занимает самое большое (51.7 км²) озеро Ярославского Поволжья — оз. Неро. Абсолютная высота уреза 93 м, преобладающие глубины в озере — менее 1 м, максимальная — 4 м. Озеро Неро — проточное, в него впадает более 20 речек и ручьев, наиболее значительные из них рр. Сара, Кучебешь, Ишня, Сулость вытекают из озера р. Векса. На северо-западе котловины протекает р. Устье, которая, сливаясь с р. Вексой, дает начало р. Которосль, впадающей в Волгу на территории г. Ярославля. Сумма растворенных минеральных веществ в воде оз. Неро около 200 мг/л, по их составу вода озера относится к классу гидрокарбонатных. В настоящее время оз. Неро под воздействием антропогенной нагрузки постепенно превращается из эвтрофного водоема в ультраэвтрофный. Помимо оз. Неро, уникального по своей длительной истории водоема, в Ростовской котловине и ее окрестностях расположено еще восемь небольших (площадь от 0.045 до 1.53 км²) озер (рис. 127). Средняя глубина их 0.6—4.0 м, максимальная — 1.5—7.0 м; трофность разнообразна, но преобладают дистрофные водоемы. Встречаются пойменные озера-старицы, размеры их еще меньше.

В истории плейстоценовых озер Ростовской котловины и ее окрестностей выделяется несколько этапов.

Среднеплейстоценовый этап. Самые древние озерные отложения вскрыты одной из глубоких скважин (№ 15) южной части Ростовской котловины в районе д. Лвы (рис. 127). Они залегают на отложениях юры и представлены пятиметровой толщей ленточноподобных плотных глин светло-коричневого цвета. К северо-западу эти озерно-ледниковые отложения фациально замещаются флювиогляциальными валуно-галечниковыми отложениями, которые в скв. 2 имеют днепровско-московский возраст по термолюминесцентной (ТЛ) датировке $256\,000 \pm 29\,000$ (Алешинская, Гунова, Лефлат, 1992). По характеру осадков можно заключить, что в межстадиальное днепровско-московское время в южной части Ростовской котловины был достаточно глубокий озерно-ледниковый водоем олиготрофного типа. В окрестностях этого приледникового озера по палинологическим данным установлено, что господствовала тундровая и лесотундровая растительность. Озеро было относительно недолговечным. Его отложения были перекрыты сначала флювиогляциальными песками мощностью около 7.0 м, затем восьмиметровой толщей московской мо-

¹ [З. В. Алешинская], В. С. Гунова.

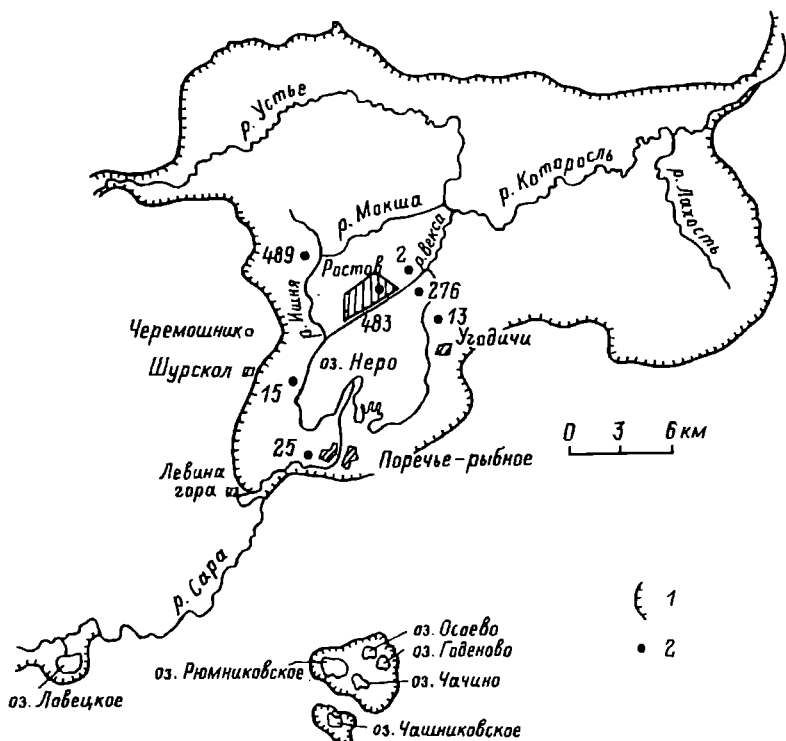


Рис. 127. Озеро Неро, приозерная котловина (Чижиков, 1956).

1 — граница приозерной котловины, 2 — местоположение скважины.

рены. В центральной части котловины мощность этой морены (скв. 2) достигает 14.0 м, возраст по ТЛ — от $180\,000 \pm 23\,000$ до $195\,000 \pm 24\,300$ лет. Залегающие на морене флювиогляциальные пески времени деградации московского ледника (мощность 10.0 м) имеют по ТЛ-датировке $178\,000 \pm 20\,000$ лет. После отступления московского ледника с территории Ростовской котловины в ней вновь восстанавливается озерный режим. С этого времени оз. пра-Неро существует непрерывно до наших дней на протяжении 150 000 лет. В приледниковом озере поздне-московского времени в центральной части котловины накопилась толща ленточных глин шоколадного цвета (мощность осадков 27.0 м). По данным термолюминесцентного анализа, начало их накопления $152\,000 \pm 16\,000$, окончание — $110\,000 \pm 14\,000$ л. н. Содержание CaCO_3 в глинах колеблется от 2 до 23 %, причем большей карбонатностью отличается нижняя часть этого горизонта. Лимногляциальные ленточные глины выстилают все днище Ростовской котловины. К бортам они фациально замещаются песчаными и гравийно-галечниковыми отложениями, слагающими наиболее высокие уровни террас (абс. отм. 118—145 м). Геолого-геоморфологические данным свидетельствуют о высоком

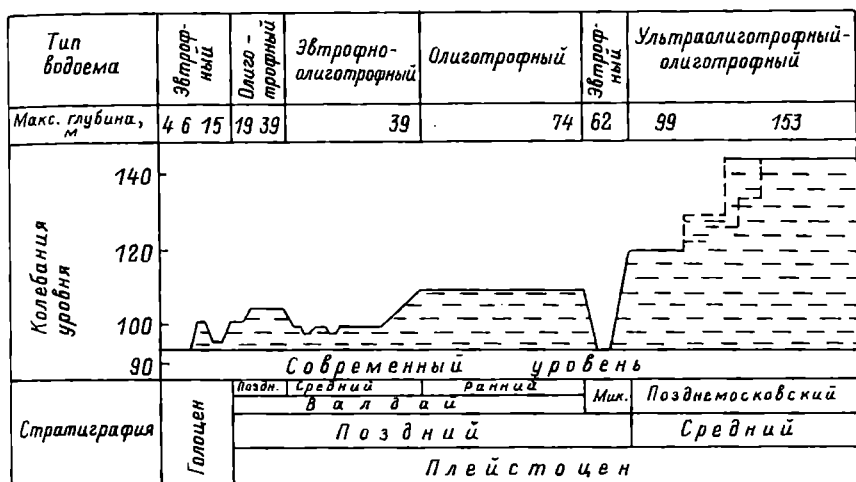


Рис. 128. Колебания уровня оз. Неро.

состоянии уровня глубокого озера ультраолиготрофного—олиготрофного типа (рис. 128). Озеро соединялось проливом, располагавшемся вдоль современной долины р. Которосль, с более обширным Ярославско-Костромским озером. В окрестностях этих приледниковых озер, по данным спорово-пыльцевого анализа, была распространена растительность тундрово-лесотундрового типа (Алешинская и др., 1973).

Позднеплейстоценовый этап. Микулинские межледниковые озерные осадки в пределах Ростовской котловины и ее окрестностей имеют различные генезис и встречаются на различных гипсометрических уровнях (от 40 до 150—160 м). Мощность их колеблется от 1 до 10 м. Наиболее низкие абсолютные отметки (от 40 до 66.6 м — ниже современного уровня) имеют типично озерные отложения. Они вскрываются глубокими скважинами (№ 2, 4, 13, 25) в пределах центральной части Ростовской котловины. Представлены они суглинками, глинами, мергелями с высоким содержанием CaCO_3 (до 67 %) и имеют по ТЛ-датировкам возраст от $110\,000 \pm 14\,000$ до $95\,000 \pm 11\,500$ лет (Алешинская и др., 1992). Данные минералогического, геохимического, палинологического, диатомового анализов свидетельствуют, что в период оптимума микулинского межледниковья в окрестностях оз. Неро были распространены широколиственные и хвойно-широколиственные леса. Озеро представляло собой хорошо прогреваемый богатый жизнью водоем. Немногочисленная диатомовая флора, сохранившаяся в осадках конца климатического оптимума межледниковья (палинозоны M_{5-6}), представлена исключительно эвтрофными, умеренно-тепловодными планктонными и литоральными видами (*Aulacosira granulata*, *A. italica*, *Stephanodiscus rotula*, *Amphora ovalis* и др.). В конце микулинского межледниковья (палинозоны M_{7-8}) диатомовая флора характеризует оз. Неро как водоем переходного типа. Наряду с эвтрофными видами получают заметное развитие холодноводные формы, свойственные олиготрофным водоемам (*Achnanthes oestrupii*,

Cocconeis disculus et var. *diminuta*, *Navicula scutellodies* и др.). Данные комплексного анализа указывают на то, что оз. Неро в течение всего межледниковья было проточным водоемом. Уровень его значительно снижался по сравнению с позднемосковским временем и был, вероятно, близок к современному. Об этом свидетельствуют незначительное площадное распространение микулинских осадков протозера Неро, их низкие гипсометрические отметки (от 40 до 66.6 м), глубокие врезы и погребенные озерные и аллювиальные террасы как в пределах Ростовской котловины, так и всего бассейна р. Волги (Новский, 1975). Судя по выходам старичных отложений микулинского возраста в цоколе пойм, в основании второй террасы, уходящих порой под урез современных рек (р. Сара у д. Левина Гора, р. Которосль у д. Солонец), положение базиса эрозии в микулинское межледниковье было близко к современному или несколько ниже. Микулинские отложения, залегающие на абсолютных высотах от 130 и 160 м на водоразделах, по бортам Ростовской котловины, обязаны своим происхождением термокарстовым процессам. По мере улучшения климатических условий с позднемосковского времени происходит деградация мерзлоты. В результате протаивания на поверхности морены или ленточных глин образовались обширные западины и котловины, в которых возникали многочисленные озера, нередко глубокие. В микулинское время они в условиях гумидного и теплого климата заполняются осадками, заболачиваются. Одни из них либо превращаются в болота, либо вовсе исчезают. В дальнейшем благодаря эрозионным процессам, в связи с развитием овражно-балочной сети по бортам котловины вскрывается строение озерно-болотных отложений, заполняющих эти термокарстовые западины и котловины (разрезы в оврагах Черемошник и Шурскол). Другие, небольшая часть, существуют и в настоящее время. Так, на дне одной из термокарстовых впадин, окруженной моренными холмами и грядами, располагаются современные Рюмниковские озера, Осовское, Чачино, Годеново и др. (Новский, 1970).

Начало валдайского времени ознаменовалось ухудшением климатических условий, распространением тундровой и лесотундровой растительности, подъемом уровня оз. Неро. В пределах озерной котловины валдайские отложения слагают наиболее широко развитые озерные террасы с абс. отм. 95—110 м (скв. 2, 489, 483). За ранневалдайское время в центральной части озера накопилась более чем 25-метровая толща иловатых некарбонатных песков (содержание $\text{CaCO}_3 < 1\%$). Палеоботанические и геохимические данные указывают на близость палеогеографической обстановки ранневалдайского времени к перигляциальным условиям. Значительная мощность осадков свидетельствует об интенсивности осадконакопления и большой глубине водоема в центре озера. Уровень озера поднимается до 107, максимум до 110 м. Некоторое его снижение, вероятно, происходит в период верхневолжского межстадиала.

Даже в этот период относительного потепления наиболее обильными в составе диатомовой флоры были виды, характерные для приледниковых озер: *Achnanthes oestrupii*, *A. lanceolata* var. *elliptica*, *Cocconeis disculus* и др. Озеру присущи черты олиготрофного водоема. Средневалдайское время в целом характеризуется относительным улучшением климатических условий. На фоне прохладного и влажного климата отмечаются

неоднократные потепления и похолодания. Это нашло отражение как в развитии окружающих оз. Неро ландшафтов, так и в жизни водоема. В периоды похолоданий распространялись тундровые и лесотундровые ассоциации и происходил подъем уровня озера. Во время межстадиальных потеплений несколько увеличивались площади лесных группировок, где основной фон составляли хвойные породы и понижался уровень озера. За средневалдайский период в озере формируются довольно разнообразные по литологии и мощности осадки. В центральной части накапливаются слабокарбонатные глины, насыщенные растительными остатками, иловатые тонкозернистые пески общей мощностью более 18.0 м. В периферийной мелководной части отлагаются суглинки с растительными остатками порой с высоким содержанием CaCO_3 (до 94 %, скв. 483). Это образования типа луговых мергелей, довольно часто встречающиеся в котловине оз. Неро в настоящее время (Чижиков, 1956). В течение всего средневалдайского времени оз. Неро присущи черты олиготрофного водоема, однако в периоды межстадиальных потеплений оно приобретает некоторые черты водоемов эвтрофного типа. Снижение уровня озера в начале средневалдайского времени привело к обособлению 107—110-метровой террасы. Отмечаются по крайней мере еще две регрессивные стадии: 36 100 ± 4200 л. н. (ТЛ) и 26 700 ± 500 (^{14}C). Последняя регрессия была довольно значительной, берега озера превращаются в топкие, заболоченные пространства, где формируются оторфованные суглинки и супеси (скв. 489, 483). Повышение уровня в конце средневалдайского времени продолжалось и в начале поздневалдайского времени, что связано с наступанием последнего валдайского ледника. Во время максимальной стадии поздневалдайского оледенения оз. Неро располагалось у края ледника и подобно современным озерам Антарктиды, вероятно, не вскрывалось.

Озерный режим вновь восстанавливается в период деградации валдайского ледника, уровень озера повышается до 103—105 м. В центральной части озера (скв. 276) формируются глинистые осадки с прослоями песка, в окраинной (скв. 489) — суглинки с частыми прослоями песка, супеси, торфа. Мощность осадков достигает 6.0 м. Частая, резкая смена литологии осадков свидетельствует о неоднократной смене режима озера, о колебании его уровня в период отступления поздневалдайского ледника. В наиболее теплые периоды позднеледниковья (аллеред) уровень озера значительно падает. В его окрестностях, как и на всей Русской равнине получают широкое распространение еловые леса. В этот период заканчивается формирование 103—105-метровой террасы. Площадь озера уменьшается, уровень его располагается на абсолютной отметке 100 м (в пределах голоценовой террасы). В конце позднеледниковья (поздний дриас) оз. Неро представляет довольно холодный, олиготрофный водоем. Диатомовая флора состоит из холодолюбивых видов (*Cocconeis disculus*, *Navicula scutelloides*, *Melosira scabrosa*, *Campylodiscus noricus* и др.). По берегам озера были распространены открытые ландшафты, где господствовали ксерофитные ассоциации с участием полыней и эфреды. Лесные группировки представлены редколесьем из березы, сосны и ели.

Таким образом, на протяжении среднего и позднего плейстоцена наблюдается неуклонное снижение уровня оз. Неро, его обмеление. На фоне направленного снижения уровня имели место и неоднократные существенные ритмические колебания, связанные с изменением климатической обстановки в бассейне озера.

История развития Микулинских озер Рыбинско-Ярославского Поволжья¹

Плейстоценовые озерные отложения в Ярославском Поволжье широко распространены. Часто встречаются унаследованные озерные бассейны позднемосковского, микулинского валдайского времени вплоть до голоцена. В Молого-Шекснинской, Ярославско-Костромской, Ростовской низинах максимальные мощности и площади распространения озерных отложений приурочены к позднеплейстоценовым этапам.

Озерный Рыбинский край приурочен к юго-восточной периферии Молого-Шекснинской тектонически обусловленной низины, обрамленной моренной равниной. Рыбинско-ярославский отрезок Поволжья, протягивающийся в юго-восточном направлении, пересекает Тутаевско-Даниловскую холмистую моренную грядку и спускается далее к Ярославско-Костромской озерно-ледниковой депрессии. Геолого-геоморфологические условия благоприятствуют здесь унаследованному развитию озерных водоемов и сохранению древнеозерных накоплений. Господствующий ледниковый и дно-ледниковый рельеф в общих чертах наследует поверхность мезозойской пластово-денудационной равнины, проектирующейся на наиболее погруженную ось московской синеклизы. Ее основание, сложенное терригенными легко размываемыми породами триаса, верхней юры и верхнего мела, в среднем не превышает абс. отм. 60—80 м с отдельными врезами, переуглубленными ниже уровня моря.

Распространение древнеозерных бассейнов тесно связано с ледниковым рельефом. Крупные озера (Плещеево, Неро и др.) приурочены к днищам бывших гляциодепрессий и развивались унаследовано с конца московского оледенения. Более мелкие озера расположены в западинах холмистых ледораздельных возвышенностей, как правило, в тылу краевых гряд. Сложная структура краевых образований, включающая в Ярославском Поволжье до шести крупных гряд (Судакова, 1990), и обилие талых ледниковых вод в процессе дегляциации способствовали формированию единой системы сообщающихся между собой полупроточных водоемов. Изолированные водоемы со сложной береговой линией возникали повсеместно на разных уровнях.

Начало микулинского межледниковья знаменуется интенсивным оживлением глубинной эрозии, в результате которой происходят значительное врезание речных долин и спуск обширных озерно-ледниковых водоемов позднемосковского времени. Тем не менее общая площадь Микулинских озер была в 3—4 раза больше современных (рис. 129).

¹ В. С. Гунова, Н. Г. Судакова.

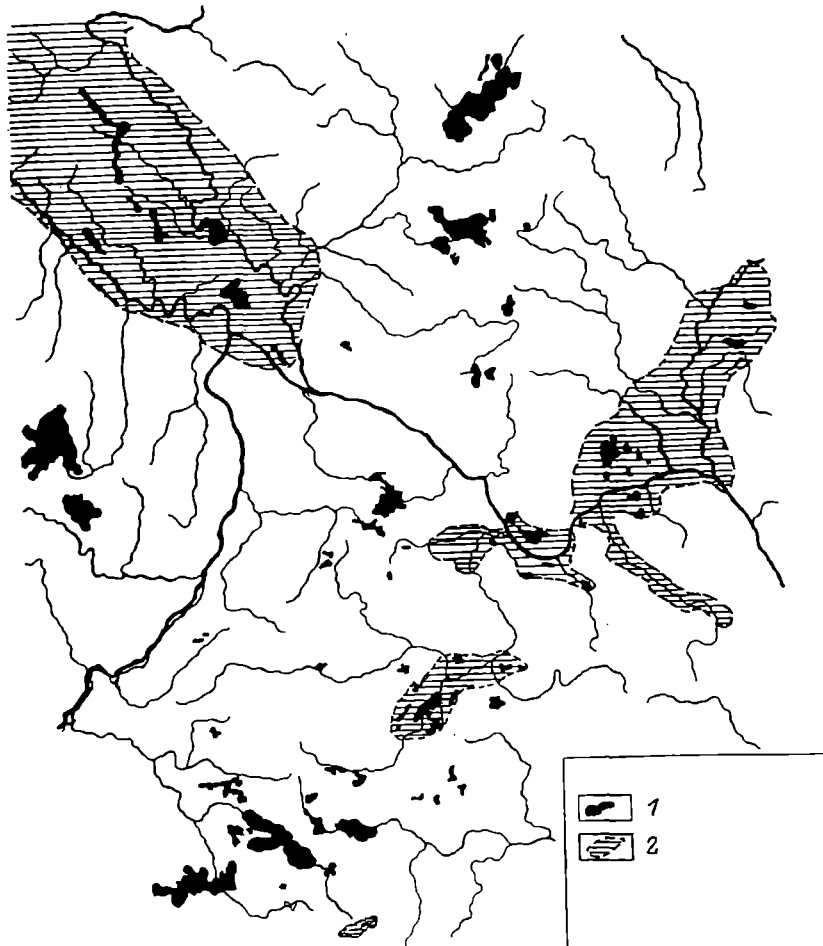


Рис. 129. Озерные бассейны микулинского межледникового.
Максимальное распространение: 1 — установленное, 2 — предполагаемое.

Микулинские отложения в пределах Ярославского Поволжья залегают на различных гипсометрических уровнях — от 130—150 до - 52 м (ниже современного уреза). Представлены озерными, озерно-болотными, болотными и старичными фациями, с повышенным содержанием карбоната кальция, как правило, насыщенными микро- и макроостатками. Мощность их составляет 2—10 м.

Микулинские озерные отложения, вскрывающиеся в обрыве II террасы р. Волги у Черменино на протяжении 300 м, залегают непосредственно на среднеледниковой морене (разрез 443). Перекрыты они, как правило, толщей озерных зеленовато-серых суглинков, опесчаненных, горизонтально-слоистых, мощностью 2—3 м, в которых найдена тазобедренная кость шерстистого носорога. Подошва суглинков снижается вниз по течению и в 350 м от разреза 443 «ныряет» под урез. На этих суглинках с размывом наслаивается четырехметровая пачка разнозернистых песков

с неравномерным включением гравия и гальки, в кровле которых наблюдается послойное скопление раковин моллюсков. Еще выше залегает полутораметровый горизонт валунного суглинка красновато-бурой морены (расчистка 443, скв. 1 и 4, см. вкл., рис. 130). Морена прослеживается в разрезе II террасы от Черменино до Яковки единым горизонтом, местами фациально замещаясь скоплением валунов и глыб экзотических пород из Феноскандии. Четкие стратиграфические взаимоотношения морены с хорошо изученными микулинскими озерными отложениями служат основанием для отнесения данной морены к позднему плейстоцену и корреляции ее с калининским оледенением.

Разрез у Черменино неоднократно привлекал внимание исследователей, и в настоящее время микулинский возраст слагающих его осадков не вызывает сомнения (Новский, 1975; Сукачев и др., 1961; Рельеф..., 1961; Арсланов и др., 1967, и др.). Возраст осадков, залегающих в основании микулинских слоев (слой 8), по ТЛ-датированию — $125 \pm 10\,000$ тыс. лет, ТЛ-289 (Судакова и др., 1992). Особенностью данного разреза является то, что здесь запечатлен полный цикл осадконакопления во время микулинского межледникового. Это позволяет на основе результатов палинологического, литологического и минералогического анализов проследить развитие озерного водоема и окружающих его ландшафтов от начальной фазы межледникового до заключительной.

Сводный литологический разрез микулинских отложений у Черменино представлен следующими породами (сверху вниз):

- 0—0.2 м — почвенно-растительный слой.
- 0.2—0.4 м — суглинок коричневатый.
- 0.4—0.6 м — песок мелко-тонкозернистый, хорошо сортированный, ярко-рыжего цвета. Контакт с нижележащим слоем резкий.
- 0.6—3.5 м — суглинок коричневатый-серый с признаками оглеения, горизонтально-слоистый, в верхней части — опесчаненный, с прослоями песка, мелкого гравия, с включениями гальки и валунов, с прослоями, обогащенными органическими остатками. Контакт с нижележащим слоем постепенный.
- 3.5—5.5 м — глина иловатая, слоистая, зеленовато-серого цвета, с признаками оглеения, в верхней части — более плотная, с пятнами виванита. С глубины 4.20 м — более опесчанена, с включениями растительных остатков и раковин моллюсков. Контакт с нижележащим слоем резкий.
- 5.5—6.0 м — песок мелкозернистый, с коричневым оттенком, горизонтально-слоистый; встречается большое количество раковин моллюсков и древесных остатков. На контакте с вышележащим слоем — скопление древесных остатков. Контакт с нижележащим слоем резкий, неровный.
- 6.0—6.7 м — песок мелко-тонкозернистый, темно-серый, насыщен раковинами и растительными остатками.
- 6.7—6.8 м — песок тонкозернистый, светло-серый со слегка зеленоватым оттенком, слоистый, с редкими раковинами и растительными остатками. Контакт с нижележащим слоем четкий, неровный.
- 6.8—7.0 м — песок разнозернистый, темно-серый, с включениями гравия, гальки, иногда плохоокатанных. Видимая мощность составляет 0.2 м.

Собственно озерные микулинские слои в данном разрезе подстилают отложения (слой 9), в спорово-пыльцевых спектрах которых господствует пыльца сосны и ели (30—60 %). Незначительно участие березы древовидной (до 18 %). Присутствие пыльцы кустарниковой березы и ольховника свидетельствует о климатических условиях несколько холоднее современ-

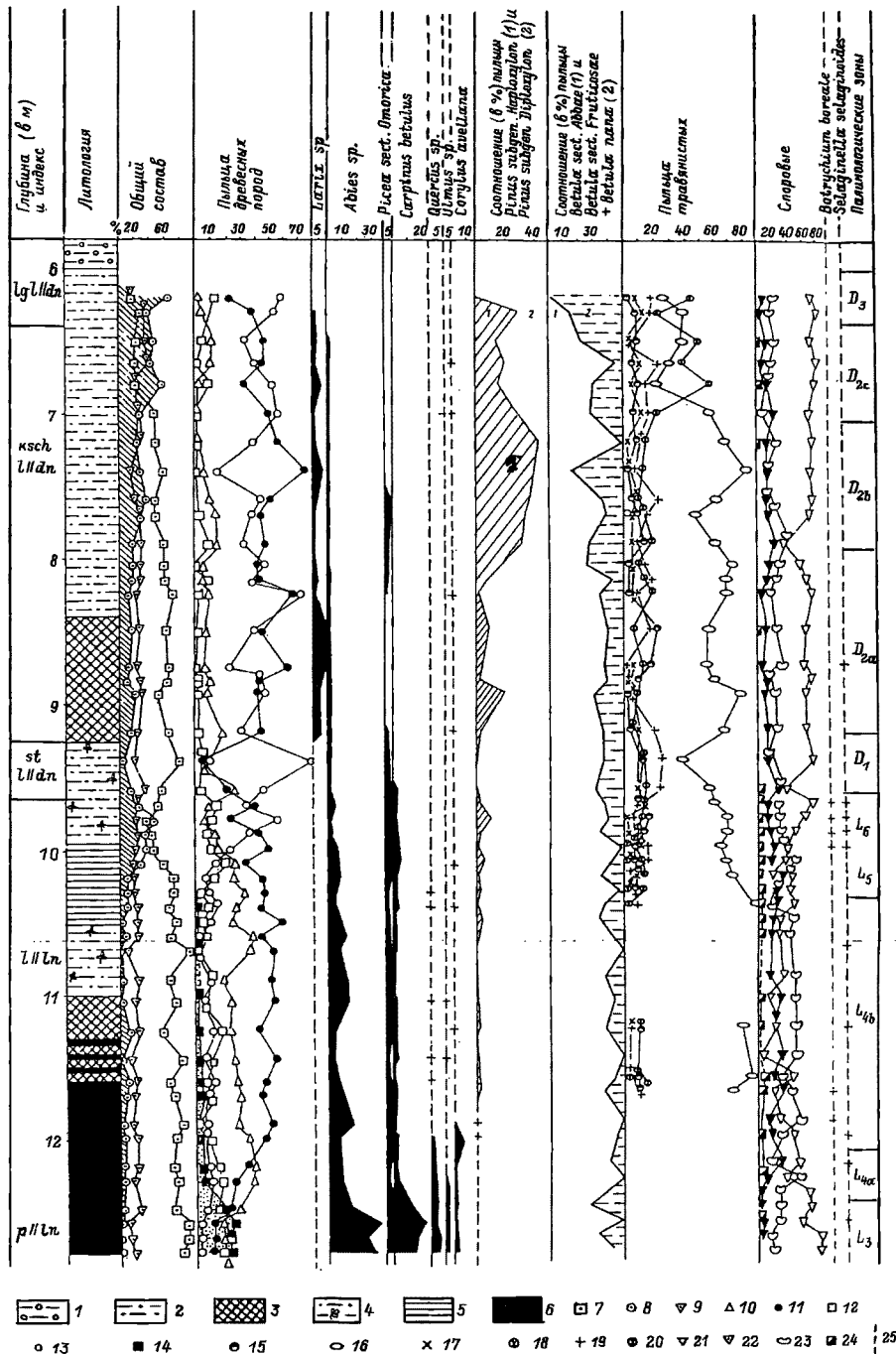


Рис. 126. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза среднеплейстоценовых отложений у д. Булатово. Палинолог В. И. Хомутова.

1 — суглинок валунный; 2 — глина; 3 — глина; 4 — алевроит с растительными остатками; 5 — глина алевроитистая; 6 — торф; 7 — пыльца древесных пород; 8 — пыльца травянистых растений; 9 — споры. Пыльца древесных пород: 10 — ель, 11 — сосна, 12 — ольха, 13 — береза древовидная, 14 — сумма пыльцы широколиственных пород. Пыльца травянистых растений и кустарников: 15 — злаковые, 16 — осоковые, 17 — маревые, 18 — вересковые, 19 — полины, 20 — разнотравье. Споры: 21 — зеленые мхи, 22 — сфагнум, 23 — кокеджинковые, 24 — плаун, 25 — участки пыльный и спор менее 1 %. L₃, L₄ — зоны лихвинского межледникового (по В. П. Гричку): D_{2a}, D_{2b}, D_{2c} — зоны кошниковского межстадиала; lg I II dn(D₃) — озерно-ледниковые осадки стадии днепровского оледенения; I II dnksch — озерные отложения кошниковского межстадиала днепровского оледенения; Istdn(D₁) — озерные осадки первой стадии днепровского оледенения; II n — озерные (I) и болотные (р) осадки лихвинского межледникового.

а

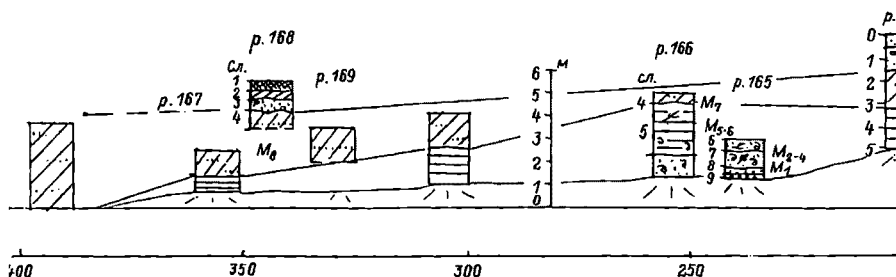
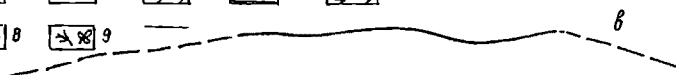
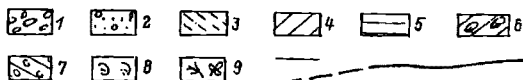
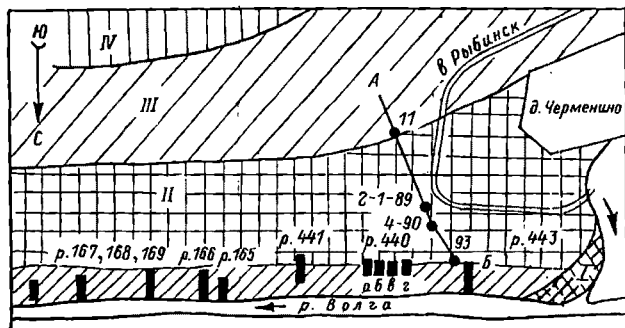
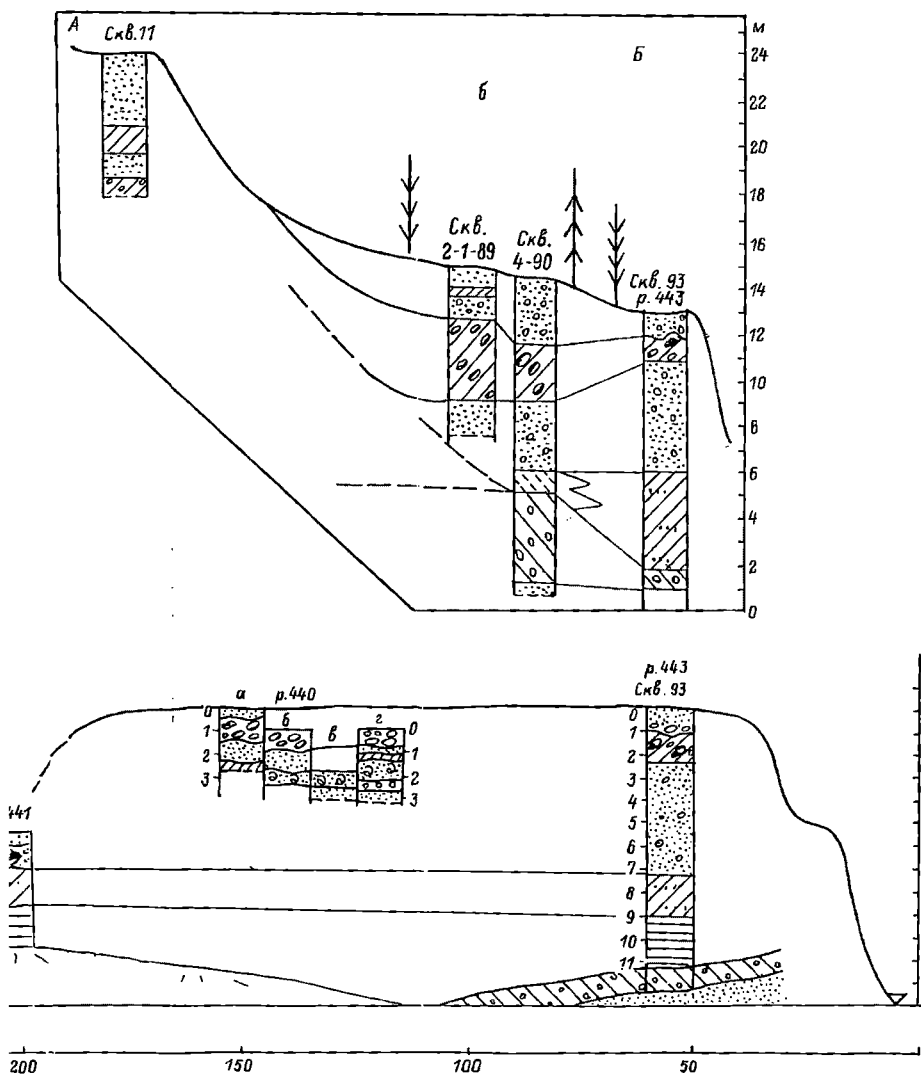


Рис. 130. Разрез верхнеплейсти

а — план опробования II террасы на правобережье Волги; б — поперечный разрез
 1 — галька, гравий; 2 — песок; 3 — супесь; 4 — суглинок; 5 — глина; 6 — суглинок
 включения раковин моллюсков



основных отложений у д. Чермсино.

з II террасы по линии АБ; в — продольный разрез II террасы.

нок валунный (калиннинская морена); 7 — то же (среднеплейстоценовая морена); 8 —
сков; 9 — растительные остатки.

ных. Учитывая возраст вышележащих слоев, отложения данного слоя могут быть отнесены к позднемосковскому времени. По литологическим особенностям, характеру спорово-пыльцевых спектров, составу минералов микулинские слои четко делятся на две части, разделенные скоплением древесных остатков и соответствующие различным этапам в жизни микулинского водоема.

Осадки нижней части разреза (слои 6—8, пески общей мощностью 1.30 м) формировались в первую половину микулинского межледникового (зоны M_1 — M_4 , термоксеротическая стадия; Гричук, 1961). По всей толще постоянно встречается разнообразная пыльца водных растений, произрастающих на мелководье или на небольших глубинах в стоячих и медленно текущих водах (*Myriophyllum* sp., *Potamogeton* sp., *Nymphaeaceae*, *Sparganium* sp.). Для минералогического состава слоя 7 характерны наибольшее количество относительно тяжелых минералов (ильменит — до 10 %, гранат — до 15 %) и отсутствие слюдястых наиболее легких и новообразованных минералов.

В первую половину микулинского межледникового по мере улучшения климатических условий (по сравнению с позднемосковским этапом) накопление осадков происходило в мелководном, богатом органической жизнью проточном водоеме эвтрофного типа, уровень которого неуклонно снижается, о чем свидетельствует перерыв в осадконакоплении. Об этом свидетельствуют скопившиеся древесные остатки в кровле слоя 6 (своеобразный пограничный горизонт) и резкий контакт с вышележащим слоем. Небольшая мощность осадков (0.4 м), сформировавшихся в начальные фазы межледникового (фазы M_1 — M_3), частая их смена, неровные резкие границы между слоями — все это свидетельствует о нестабильности гидрологического режима и о преобладании в водосборном бассейне эрозионных процессов. Некоторая стабилизация гидрологического режима намечается в период господства на водоразделах хвойно-широколиственных и широколиственных лесов из дуба, вяза с участием сосны (фаза M_4). В минералогическом составе (слой 6) наблюдаются снижение содержания тяжелого ильменита и увеличение в значительных количествах легких мусковита и хлорита. Мощность осадков, соответствующих этому этапу, возрастает до 80 см.

Верхняя часть разреза (слои 4—5) представлена более тонкими и более мощными осадками (4.9 м). Для этих слоев характерен постепенный переход, отсутствие резких контактов. Формирование этой части разреза происходило во вторую половину микулинского межледникового (зоны M_5 — M_6). В нижней части слоя 5 происходит накопление осадков в условиях теплого и влажного климата — термогигротическая стадия (Гричук, 1961). В окрестностях д. Черменино господствовали хвойно-широколиственные и широколиственные леса из липы, граба с участием сосны (зоны M_5 — M_6). Именно в этой части слоя 5 отмечается минимальное содержание терригенных минералов и значительное количество новообразований сульфидов (20 %). По данным палинологического, литологического и минералогического анализов, водоем во вторую половину климатического оптимума по-прежнему богат органической жизнью, уровень его повышается, но из-за малой или полной непроточности в нем начинают преобладать застойные условия.

Постепенно вверх по разрезу глины уплотняются, в них исчезают макроостатки, а в спорово-пыльцевых спектрах начинает господствовать пыльца ели (фаза М₇). Уровень озера продолжает повышаться, осадки становятся более тонкими и однородными, что присуще более глубоководной части водоема. Обилие в осадках вивианита указывает на господство в водоеме закисных условий и его заболоченности. Пыльца водных и прибрежно-водных растений в слое 5 представлена в основном пылью *Typha*, *Sparganium* sp.

В заключительную фазу микулинского межледникового слой 4 накапливался в условиях холодного и влажного климата. На смену фациальной обстановки озерного осадконакопления указывает возрастание содержания новообразований сидерита и железисто-карбонатных агрегатов в основании описываемого слоя. Большая мощность осадков, чем в предыдущие этапы (2,9 м), свидетельствует о более интенсивном осадконакоплении и большей глубине водоема. Застойные условия по-прежнему характерны для озерного водоема.

Увеличение вверх по разрезу в спорово-пыльцевых спектрах холодолюбивых элементов (северотаежные виды плаунов — *Lycopodium pungens*, *L. appressum*, *Betula nana*), увеличение прослоев песка, гальки, включений валунов свидетельствует о нарастании суровости климата и обводненности территории в условиях приближающейся новой ледниковой эпохи. Водоем приобретает черты олиготрофных озер приледниковой зоны.

В бассейне р. Волги старичные отложения микулинского возраста, как правило, выходят в урзе современных рек (рр. Яковка, Долгополка, р. Сара у д. Левиной Горы, р. Которосль у д. Солониц). Это свидетельствует о том, что положение базиса эрозии в период микулинского межледникового было очень близко к современному.

Этапы развития Дунайских озер в плейстоцене¹

Рассматриваемая территория расположена на крайнем юго-западе Русской равнины и охватывает южную часть междуречья Прута, Дуная, Днестра, которая непосредственно примыкает к Черному морю. В административном плане она включает юг Молдовы и юго-запад Одесской области Украины, т. е. это территория, которая ранее называлась Южной Бессарабией. В геоморфологическом плане район относится к Причерноморской низменности, а в геоструктурном соответствует Причерноморской впадине, Преддобруджскому прогибу и погруженной части восточного склона р. Добруджи.

На северном берегу Черного моря, между устьями Дуная и Днестра, насчитывается более 15 крупных лиманов. Число маленьких лиманов значительно больше, но многие из них наполняются водой только весной или после очень сильных дождей; в остальное время года представляют солонцеватые, заболоченные ложбины. Большинство этих водоемов расположены в долинах рек и приустьевых притоков, имеют удлиненную форму и наполнены соленой или солоноватой водой.

¹ К. Д. Михайлеску.

Длина самых крупных современных лиманов Северного Причерноморья достигает 100 км, а их ширина редко превышает 10—12 км. Многие из них, например Днепро-Бугский, Тилигульский, Хаджибейский, Березанский, Днестровский, Сассыкский и др., сохраняя связь с морем, глубоко врезаются в сушу, создавая в целом картину крайне извилистой береговой линии Черноморского бассейна. Другие лиманы-озера, как Кахул, Ялпуг, Кугурлуй, Катлабух, Сафьяны, Китай, Братеш, значительно удалены (60—120 км) от морского побережья и располагаются вдоль северной границы Дунайской дельты.

По поводу происхождения озерно-лиманных бассейнов Северо-Западного Причерноморья были высказаны несколько, явно отличающихся гипотез. Одни авторы (Соколов, 1895, 1896) объясняют образование перечисленных водоемов деятельностью рек, т. е. врезанием речных долин ниже современного уровня Черного моря. Другие (Семенов-Тяньшанский, 1908; Михайловский, 1909) рассматривают их как результат повышения уровня моря. Третьи (Архангельский, Страхов, 1938) предполагают опускание суши и затопление приустьевой части речных долин морем. Важно отметить, что, по данным всех авторов, участие морских вод в образовании рассматриваемых озер является бесспорным. Поэтому считаем более подходящим именовать их лиманами, а не озерами, так как на разных этапах развития населялись они смешанной пресноводной и солоноватоводной фауной, а соленость их воды в несколько раз превышала современную.

Еще больше расходятся мнения исследователей этого района при определении возраста рассматриваемых водоемов. М. П. Рудский (1885), Н. А. Соколов (1896) считают, что причерноморские лиманы образовались в голоцене. П. Ф. Гожик, Н. Н. Ковалюх (1982) предполагают, что лиманы возникли в конце новозэксинской трансгрессии. Г. П. Михайловский (1909) указывает, что эти лиманы могли образоваться в конце среднего—начале позднего плейстоцена. Н. А. Константинова (1967) допускала и более древний возраст указанных водоемов.

За последние годы получены новые материалы о времени и процессе происхождения дунайских лиманов. Изучение фауны пресноводных и солоноватоводных моллюсков, остракод и фораминифер из плейстоценовых озерно-лиманских отложений данного района выявило более сложную картину палеогеографических изменений. Установлено (Чепалыга, Михайлеску, 1982, 1986), что на протяжении плейстоцена большинство гляциоэвстатических трансгрессий Черного моря значительно (более чем на 100 км) поднимались вверх по длине Дуная и его притоков. Во время морских трансгрессий в низовьях Дуная образовались обширные опресненные заливы. Соленость воды в них часто превышала 12—15 ‰ и закономерно уменьшалась с удалением от берега моря. В долинах притоков Дуная, реки Прут, Кахул, Ялпуг, Большой и Малый Катлабух, Киргиз, Алияга, Китай и других образовались полуизолированные водоемы, населенные пресноводной и солоноватоводной фауной. С началом регрессии моря лиманы постепенно опреснялись и превращались в озера. Бассейны были очень мелководными, климат в конце межледниковий становился суше и озера постепенно высыхали. При дальнейшем развитии регрессии и понижении базиса эрозии происходило глубокое врезание речных долин. Об этом свидетельствуют материалы по многочисленным

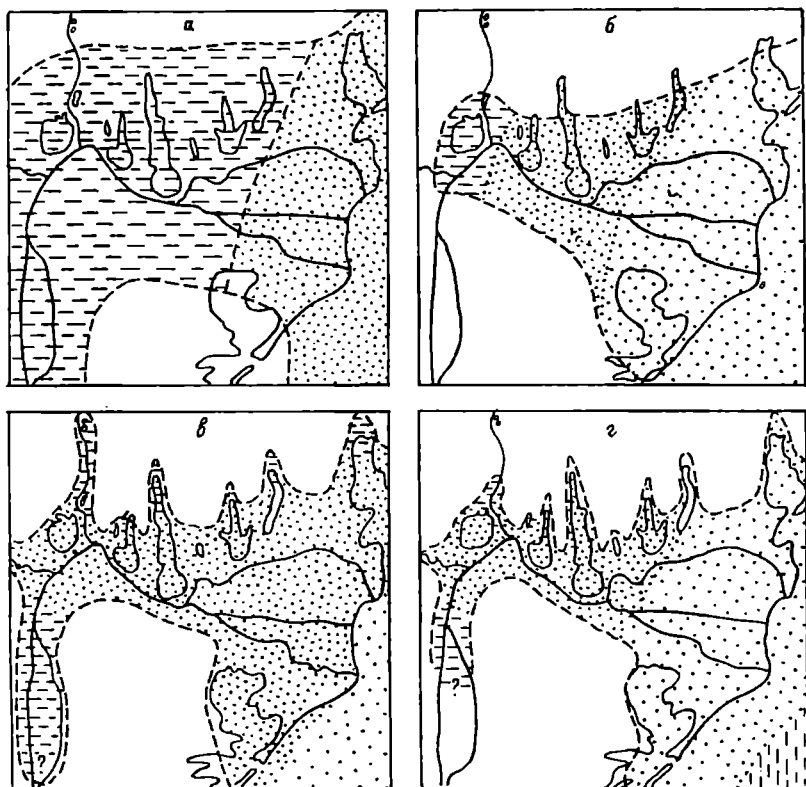


Рис. 131. Палеогеографические реконструкции основных этапов развития Дунайских озер в плиоцене—плейстоцене.

а — позднелайстоценовый этап (1,5—2 млн лет); *б* — чаудинский этап (500—600 тыс. лет); *в* — древнеэвксинский этап (350—400 тыс. лет); *г* — узунларский этап (200—250 тыс. лет); *д* — карангатский этап (100—150 тыс. лет); *е* — тарханкутский этап (30—60 тыс. лет); *ж* — голоценовый этап (4—5 тыс. лет); *з* — современный этап. Соленость бассейнов: 1 — более 25 ‰, 2 — от 15 до 25 ‰, 3 — от 5 до 15 ‰, 4 — до 5 ‰.

скважинам, пробуренным на территории современной дельты (Liteanu e. a., 1967; Grossu, Baltac, 1962; Macarovic, Costetchi, 1973, и др.) и на северо-западном шельфе Черного моря. При последующей трансгрессии море опять ингрессировало в углубленные долины рек, образуя опресненные заливы, которые развивались аналогично предыдущим. На протяжении плейстоцена отмечаются следующие этапы ингрессии моря в низовьях Дуная: чаудинский, древнеэвксинский, узунларский, карангатский, тарханкутский и голоценовый. Прежде чем перейти к описанию плейстоценовых этапов развития Дунайских озер, необходимо кратко рассмотреть плиоценовую историю долины нижнего Дуная.

Плиоценовый этап (рис. 131). В отличие от долин Прута и Днестра, которые начали образовываться вскоре после регрессии понтического моря, приустьевая часть долины Дуная значительно моложе. После регрессии понтического моря на территории Румынской низменности образовался обширный Дакийский бассейн — солоноватоводный водоем, на-

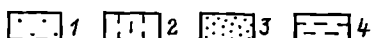
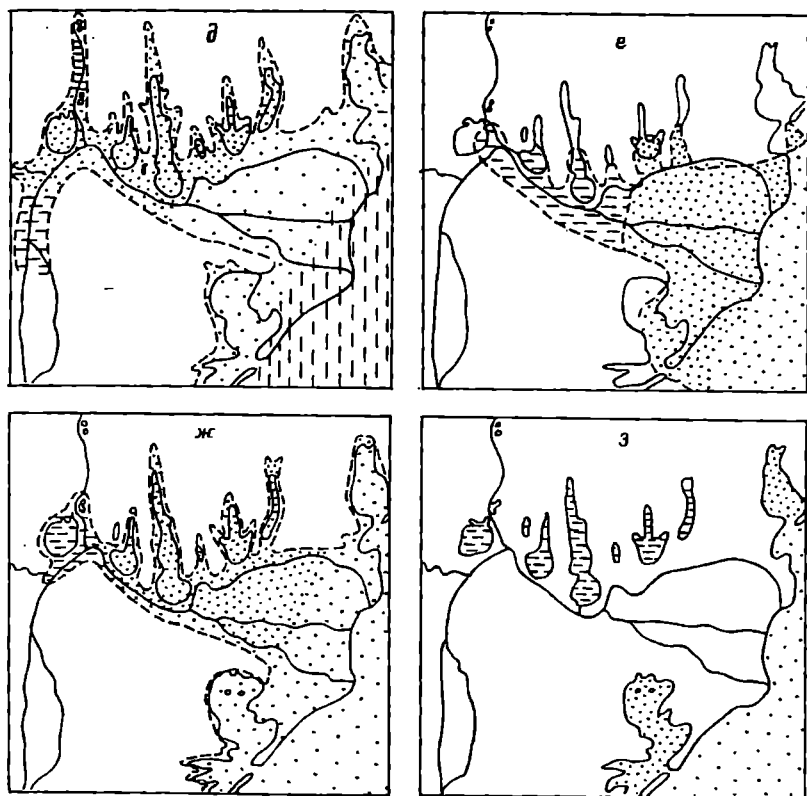


Рис. 131 (продолжение).

селенный разнообразной фауной лимнокардиид (Grossu, Baltac, 1962). К концу своего существования Дакийский бассейн существенно опреснился, что привело к смене фауны лимнокардиид на пресноводную фауну левантинского типа.

По-видимому, образование долины Дуная началось после опреснения Дакийского бассейна, так как в более ранние времена не проявлялось опресняющего влияния дунайских вод. Важно отметить, что и после опреснения Дакийского бассейна длительное время он играл роль мелководного эстуария, что не позволяло новой реке углубить приустьевой участок долины или образовать надводную дельту. Об отсутствии четкой приустьевой долины Дуная свидетельствуют обширные аллювиальные равнины позднелиценского возраста. Они могли образоваться в результате боковой миграции Дунайской дельты из-за тектонических движений (поднятие Добруджи) и существенных колебаний уровня Куяльницкого и Гурийского бассейнов. Во время трансгрессии моря дельта Дуная мигрировала далеко на восток, во время регрессии река существенно врезалась в осадочные отложения, примыкая вплотную к северо-восточному склону Добруджи.

Аналогичная миграция дельты Дуная, но только в меньших масштабах характерна и для более поздних эпох. Например, за историческое время отмечалась постепенная смена полноводности основных рукавов дельты Дуная. Несколько тысячелетий назад наиболее полноводным был Георгиевский рукав, именно там расположено большинство древнегреческих поселений. Затем полноводным стал Сулинский рукав, в наше время таким является Килийский. Это свидетельствует о проявлении положительных тектонических движений в Добрудже, о продолжающемся повышении уровня Черного моря в позднем голоцене.

Несмотря на существенные миграции дельты Дуная, к концу плиоцена уже вырисовывались основные элементы гидрографической сети района. Они расположены главным образом в эрозионных формах рельефа. Интенсивной эрозии способствовали теплый и влажный климат, частые колебания уровня Куяльницкого и Гурийского бассейнов. Особая роль в интенсификации эрозионных процессов и углублении речных долин района принадлежит эмонской регрессии Черного моря, которая отмечалась в конце плиоцена—начале плейстоцена. Она, по-видимому, имела гляциоэвстатический характер, привела к понижению уровня моря на —80—100 м. В это время отмечается углубление палеодолин Прута, Дуная и его притоков — Кахула, Ялпуга, Бол. и Мал. Катлабуха и др.

Чаудинский этап (рис. 131, б.) В раннем плейстоцене во впадине Черного моря развивался Чаудинский бассейн, имевший, по-видимому, двустороннюю связь со Средиземным морем, так как в его отложениях встречаются редкие средиземноморские виды моллюсков, остракод и фораминифер (Чепалыга и др., 1984). На периферии этого бассейна, особенно вблизи устьев крупных рек, образовывались разнообразные полуизолированные водоемы. В это время произошла существенная ингрессия морских вод и в низовьях Дуная. Она привела к образованию обширных дунайских лиманов, осадки которых вскрываются в разрезах: Суворово, Нагорное, Лиманское, Утконосовка, Слобозия—Маре, Долинское и др. Судя по гипсометрическому уровню залегания этих отложений, положение береговой линии чаудинских лиманов было на 15—20 м выше современного, а их площадь в 1.5—2 раза превышала площадь современных Дунайских озер. Например, ширина лимана Кахул чаудинского времени была вдвое больше ширины современного озера. Его отложения известны далеко от современной акватории севернее сел Нагорное, Орловка, Лиманское, ст. Восток и др. Существенно выделялся по размерам палео-Катлабук, воды которого проникали севернее с. Утконосовка и восточнее пос. Суворово. Эти бассейны были населены разнообразной и очень богатой фауной пресноводных и солоноватоводных моллюсков: *Tschaudia tschaudae* Andrus., *Submonodacna pleistopleura* Davit., *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. baericrassa* Pavl., *Dreissena tschaudae* Andrus., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Turricaspiia lincta* Mil., *Unio pictorum* L., *Viviparus tiraspolitanus* Pavl., *Fagotia acicularis* Fer. и др. Среди остракод преобладали представители родов *Potamocypris*, *Tyrrhenocythere*, *Paralimnocythere*, *Limnocythere*, *Loxoconcha*, *Cyprideis*, *Candona*. Реже встречались бентосные фораминиферы родов *Porosononion*, *Florilus* и *Elphidium*. Состав фауны перечисленных групп организмов указывает, что соленость чаудинских лиманов колебалась в пределах 10—17 ‰. На более опрес-

ненных участках вблизи русла реки развивалась теплолюбивая фауна пресноводных моллюсков родов *Pseudunio*, *Crassiana*, *Viviparus*, *Potomida* и др. В настоящее время аналогичные формы рода *Pseudunio* обитают в восточном Средиземноморье, не севернее 35° с. ш., тогда как в тираспольское время они достигали 47° с. ш. (Чепалыга, 1985). Климат в чаудинское время был жаркий. В условиях жаркого климата активизировались процессы химических преобразований осадочного материала. Об этом свидетельствуют интенсивные изменения глинистых компонентов осадков, цветных слюд, а также высокая подвижность железа, марганца и образование кристаллов карбоната кальция, магнезия, аутигенного глауконита. Присутствие свежих зерен аутигенного глауконита указывает, что чаудинские лиманы имели широкую связь с морем.

О теплом, не очень влажном субтропическом климате свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры лиманных отложений, которые включают пыльцу неогеновых реликтов — *Juglans*, *Morus*, *Nyssa*, *Pterocarya*, *Carya*, *Rhus* и др. По данным С. И. Медяник и Р. Я. Арап, на окружающей суше господствовали степные и лесостепные сообщества растительности. В лесах, которые занимали небольшие участки, преобладали широколиственные породы — дуб, граб, липа, ясень, вяз, клен, орех, шелковица, береза, ольха и др. Подлесок образовывали кизил, лещина. Среди кустарников и кустарничков произрастали лох, сумах, можжевельник. По берегам опресненных лиманов и в пойме рек произрастали осоки, ежеголовниковые, рдестовые, розговые. На сырых заболоченных местах изредка произрастала нисса, ива и др. Степные ценозы образовывали злаково-разнотравные группировки, среди которых преобладали злаки, маревые, лютиковые, гречишные, розоцветные, бобовые, молочайные, губоцветные, сложноцветные и др. (Медяник, Михайлеску, 1992). О широком распространении степных и лесостепных ландшафтов свидетельствует состав фауны крупных и мелких млекопитающих, остатки которых намыты из отложений чаудинских лиманов. Среди мелких млекопитающих явно преобладают степные формы, представленные пеструшками родов *Lagurus* и *Prolagurus*, некорнезубыми полевыми родов *Pitymys* и *Microtus*, а также наиболее прогрессивными корнезубыми полевыми — *Mimomys intermedius* Newton (Маркова, 1979). Появление первых представителей настоящих полевок (*Microtus*) с постоянным ростом зубов свидетельствует о явной аридизации климата в раннем плейстоцене по сравнению с поздним плиоценом (Александрова, 1976). По-видимому, наиболее существенно аридизация климата проявилась в южной части региона, например в местонахождении Суворово на западном берегу оз. Катлабух. Во всех трех лиманных толщах резко преобладают остатки степных и полупустынных видов (Михайлеску, Маркова, 1992). В нижней лиманной толще эти остатки составляют 78, в средней — 77, в верхней — более 80 %. Среди них доминируют остатки лагурид *Prolagurus-Lagurus* и *Lagurodon*. Несмотря на очень богатый костный материал, лесные виды полностью отсутствуют, а остатки мезофильных животных, тяготеющих к поймам рек, — *Microtus oeconomus* и *M. arvalis* — составляют небольшой процент. Вероятно, в раннем плейстоцене были этапы, когда в районе оз. Катлабух преобладали ландшафты сухих степей и полупустынь. Судя по составу фауны крупных млекопитающих в северной части района, были

распространены мезофильные степи с отдельными участками пойменных лесов и зарослей. В местонахождении этого возраста найдены костные остатки лесного слона (*Archidiskodon Wusti* M. Pavl.), этрусского носорога (*Dicerorhinus etruscus* Falc.), лошади Мосбаха (*Equus mosbachensis* Reich.), широколобого лося (*Alces latifrons* Jons.), бизона (*Bison schoetensacki* Freud.) и разнообразных форм оленей. Встречены также обломки панцирей черепах (*Testudo* sp.) и минерализованной скорлупы яиц страуса (*Strutio* sp.).

Последовавшее за илловайским межледниковьем донское оледенение Русской равнины сопровождалось глубокой регрессией Чаудинского бассейна. В начале этой регрессии дунайские лиманы постепенно опреснились и превратились в мелководные озера. Фауна Чаудинских озер была явно беднее фауны предыдущих лиманов, так как исчезли все солоноватоводные формы моллюсков и остракод. Пресноводные моллюски были представлены в основном стагнофилами родов *Anodonta*, *Pisidium*, *Valvata*, *Coretus*, *Planorbis* и др. Отсутствие теплолюбивых элементов в составе фауны, по-видимому, объясняется относительным похолоданием климата. Об ухудшении климатических условий указывают и литологические материалы — незначительное преобразование аутигенного глауконита, доломита и хемогенного кальцита. О похолодании климата свидетельствуют и спорово-пыльцевые спектры озерных отложений, в которых преобладает пыльца древесных пород; среди последних господствуют сосна, ольха, береза. Можно предположить, что в начале похолодания, связанного с донским оледенением Русской равнины, на этой территории были распространены небольшие участки сосновых лесов с примесью отдельных широколиственных пород. Степные ландшафты были заняты злаково-разнотравными группировками и полынью.

С развитием регрессии моря чаудинские озера осушились и прекратили свое существование, на что указывает мощный горизонт гидроморфной почвы, который перекрывает озерную серию отложений. Присутствие в нем раковин ксерофильных наземных моллюсков родов *Helicella*, *Chondrula* и некоторых друз гилса свидетельствует о сохранении достаточно аридного климата. Во время максимального развития донского оледенения Русской равнины на рассматриваемой территории происходило накопление мощных толщ лёссов и врезание долин Прута, Дуная и его притоков. Послечаудинская регрессия сопровождалась сильным опреснением всего Черноморского бассейна. Это привело к исчезновению последних представителей плиоценовых родов *Tschaudia*, *Submonodacna*, *Ninnia*, а также отдельных видов дидакн (*Didacna olla* Liv., *D. pseudocrassa* Pavl.) и дрейсен (*Dreisena tschaudae* Andrus.). По-видимому, в раннем плейстоцене происходила не одна, а несколько ингрессий Чаудинского моря, так как их следы в виде озерно-лиманных отложений сохранились в субаквальных толщах VII, VI и V террас Прута, Дуная и его притоков, однако фрагментарность материала и небольшие отличия в составе фауны не позволяют пока реконструировать палеогеографические условия каждой трансгрессии Чаудинского бассейна в отдельности. Возможно, наиболее существенной была позднечаудинская трансгрессия, воды которой проникли довольно глубоко по долинам Прута, Дуная и его притоков (выше устья Прута — разрезы Узмарий, Кышлица—Прут, Слобозия—Маре и

др.). Лагуны этого времени отличались от прежних по составу фауны солоноватоводных моллюсков, среди которых отмечаются лишь редкие чаудинские реликты и большое разнообразие дидакн.

Для всех раннеплейстоценовых террас характерны большая мощность аллювия (до 25—40 м) и широкое распространение пресноводных реофилов, что, по-видимому, свидетельствует о многоводности рек и относительно благоприятных климатических условиях. Присутствие осадков чаудинских озер в долинах притоков Дуная — рр. Кахул, Ялпуг, Катлабух, Китай и др. — указывают, что долины перечисленных рек были уже довольно глубокими и образовались еще в плиocene.

Древнеэвксинский этап (рис. 131, в). В начале среднего плейстоцена, во время лихвинского межледникового в Черноморской впадине развивался древнеэвксинский бассейн. Он был полуморского типа и имел двустороннюю связь со Средиземным морем через Босфор и Дарданеллы. В результате повышения уровня древнеэвксинского бассейна в низовьях Дуная образовался обширный мелководный эстуарий. Судя по составу фауны, это был солоноватоводный водоем. Его осадки известны более чем на 200 км от устья Дуная, у с. Жегалия и у с. Фетешты в Румынии (Măcagovi-ci, Costetchi, 1973). Отмечаются они в долинах Сирета (Индепенденца, Стоиканы), Прута (Фрумушица, Тулучешты, Кышлица—Прут) и Ялпуга (Озерное). Благодаря огромным массам наносов Дуная центральная часть мелководного эстуария быстро заиливалась, а наиболее глубокие периферийные участки отшнуровывались в виде полуизолированных лагун, которые по форме и расположению во многом напоминали современные лиманы, но существенно отличались крупными размерами. Например, площадь палео-Ялпуга более чем в 1.5 раза превышала площадь современного Ялпугского водохранилища. Уровень лимана был на 8—12 м выше современного, а его воды проникали севернее Белграда, восточнее сел Криничное, Коса, Озерное, Новонекрасовка, западнее сел Плавни, Котловина, Владычены; на юге воды достигали окраины г. Измаил. Древнеэвксинский палео-Братеш представлял собой обширный эстуарий Прута. Водоемы были населены обильной фауной солоноватоводных кардиид — *Didacna pontocaspia* Pavl., *D. poratica* Mih., *D. nalivkini* Wass., *D. akschaena* Popov, *Monodacna pontica* Eichw., *M. subcolorata* Andrus., *Hypanis plicatus* Eichw., *Adacna laeviuscula* (Eichw.) и др. Встречались также многочисленные виды остракод родов *Tyrrhenocythere*, *Cyprideis*, *Loxoconcha*, *Darvinula*, *Potamocypris*, *Leptocythere*, *Limnocythere*, *Cryptocyprideis*, *Heterocypris*, *Caspiolla*, *Ilyocypris*, *Candona* и др. По-видимому, соленость древнеэвксинских лиманов не превышала 13—15 ‰, так как в более опресненных участках развивалась очень богатая фауна пресноводных моллюсков. Помимо современных видов она включала и отдельные субтропические формы (*Corbicula fluminalis* Müll., *Melanopsis praerosa* L. и др.).

Состав фауны и литологические материалы указывают, что климат в рассматриваемое время был более теплым и более влажным, чем современный. По подсчетам А. Л. Чепалыги (1985), современная северная граница ареала *Corbicula fluminalis* Müll. достигает 42—43° с. ш., а в лихвинское время она доходила до 55° с. ш., что выявляет разницу среднегодовых температур в 6—8 °С. Однако по сравнению с межледниковьями раннего плейстоцена отмечается определенное ухудшение кли-

матических условий, так как для этих районов исчезают многие представители теплолюбивых родов (*Pseudunio* и *Potomida*).

В условиях теплого климата в полуизолированных лиманах происходило накопление хемогенного карбоната кальция и зерен аутигенного глауконита, а также существенные диагенетические изменения глинистой части осадков. О теплом, не очень влажном климате указывают спорово-пыльцевые материалы. По данным Р. Я. Арап (во время образования древнеэвксинских лиманов (Озерное, оз. Ялпуг), на окружающей суше господствовали степные и лесостепные ландшафты (Михайлеску и др., 1991). На лесных участках, которые располагались по долинам рек, склонам балок и оврагов, произрастали широколиственные породы (дуб, граб, липа, клен, ильм, лещина, ива, кизил, ольха) с небольшой примесью неогеновых реликтов (орех, шелковица, нисса, сумах, гикори, лапина). Открытые пространства были заняты мезофитными злаково-разнотравными степями с богатым по составу травянистым покровом, который был сложен маревыми, злаками, розанными, полынями, сложноцветными, губоцветными, подорожниковыми, ежеголовниковыми и др. О существовании лесных массивов свидетельствует и состав фауны крупных млекопитающих — *Palaeoloxodon antiquus* Falc et Gaut., *Dicerorhinus kirchbergensis* (Jaeger.), *Equus* sp., *Assinus* sp.

В фауне мелких млекопитающих этого возраста (местонахождения Озерное, Узмарий и др.) преобладают степные виды, реже встречаются лесные и околородные. Наиболее распространены обыкновенные и узкочерепные полевки рода *Microtus*, желтые и степные пеструшки рода *Lagurus*, водяные полевки рода *Arvicola* (*A. mosbachensis* Schmidt.), а также суслики, слепыши, серые хомячки, пищухи и др. В целом по фауне грызунов в рассматриваемом регионе реконструируются зональные степные ландшафты. Климатические условия в сравнении с условиями предшествующего мучкапского межледникового стали менее аридными. На тех же широтах, где господствовали представители сухих степей и полупустынь, в лихвинское время на фоне доминирования степных видов отмечается явное увеличение количества более мезофильных форм, что свидетельствует о расширении участков лесной и кустарниковой растительности по поймам рек и берегам озер (Михайлеску, Маркова, 1992). В конце лихвинского межледникового в условиях явного похолодания климата началась очередная регрессия Черного моря. В результате понижения уровня моря лиманы низовьев Дуная постепенно изолировались и опреснились, превращаясь в озера. Спорово-пыльцевые спектры озерных осадков характеризуются полным исчезновением пыли теплолюбивых реликтов неогеновой флоры. На окружающей суше по-прежнему были распространены степные и лесостепные ландшафты, но состав растительных сообществ существенно отличался. В лесных ценозах преобладали сосна и береза с незначительной примесью широколиственных пород (ольхи, дуба, ильма, лещины). Степные участки были заняты злаково-разнотравными, маревыми и полынными группировками. По-видимому, ухудшение климатических условий связано с одним из среднеплейстоценовых оледенений Русской равнины. С развитием регрессии Черного моря древнеэвксинские озера полностью высохли и произошло глубокое (от -45 до -50 м) врезание долины Дуная (Liteanu e. a., 1967).

Узунларский этап (рис. 132, з). Во второй половине среднего плейстоцена в Черноморской впадине образовался узунларский полуморской бассейн, который имел двустороннюю связь с Средиземным морем. В начале узунларской трансгрессии уровень моря только подпирал воды Дуная, что привело к накоплению аллювиально-дельтовых отложений, вскрывающихся в основании разрезов третьей террасы. Они содержат фауну теплолюбивых пресноводных реофилов, и лишь в верхней части к ним примешиваются редкие солоноватоводные элементы. Присутствие многочисленных раковин *Corbicula fluminalis* Müll., *Melanopsis praerosa* L., *Theodoxus danubialis* Pfeif., *Th. fluviatilis* Pfeif., *Th. transversalis* L., *Fagotia esperi* Fer., *F. acicularis* Fer., *Unio pictorum* L., *U. tumidus* Retz., *Sphaerium rivicola* Leach. и других свидетельствует, что эти отложения накопились в условиях более теплого климата, чем современный. При дальнейшем развитии узунларской трансгрессии морские воды ингрессировали в низовьях Дуная, где образовался обширный опресненный залив. Однако вскоре центральная часть этого залива наполнилась наносами Дуная, что привело к частичной изоляции наиболее глубоких его участков и образованию разнообразных лиманов. Судя по гипсометрическому уровню залегания озерно-лиманных отложений узунларского возраста, можно предполагать, что уровень этих водоемов на 5—6 м превышал уровень современных Дунайских озер.

Узунларские лиманы были населены разнообразной фауной солоноватоводных моллюсков — *Didacna uzunlarica* Tschep. et Mih., *D. nalivekini* Wass., *D. raricostata* Popov, *D. poratica* Mih., *Monodacna uzunlarica* M. Sok., *Hypanis plicatus* Eichw., *Turricaspa (Micromelania) caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. Встречались также многочисленные виды остракод *Callistocythere mediterranea* (Müll.), *C. abjecta* Schorn., *Hestoleberis cornelii* Car., *Cytherois valcanovi* Klie, *Amnicythere cymbula* (Liv.), *Tyrrhenocythere amnicola* Sars, *Cyprideis torosa littoralis* (Brady), *Loxoconcha immodulata* Step. и фораминифер родов *Globigerina*, *Elphidium*, *Florilus*, *Porosonion*, *Streblus* и др. По составу фауны этих групп можно заключить, что соленость узунларских лиманов была достаточно высокой, достигая местами более 15—17 ‰. Присутствие средиземноморских видов остракод и единичных раковин планктонных фораминифер свидетельствует, что узунларские лиманы имели связь с морем. По-видимому, для дунайской группы водоемов эта связь была временной (во время больших штормов) или чем-то затруднена, иначе она привела бы к сильному засолению лиманов, полной гибели солоноватоводной и пресноводной фауны моллюсков, что произошло в лагунах этого же возраста на озерах Узунлар, Тобечик, Чокрак. В более опресненных участках дунайских лиманов развивалась пресноводная фауна моллюсков и остракод, которая включала многие теплолюбивые формы родов *Corbicula*, *Melanopsis*, *Unio*, *Fagotia*, *Theodoxus*, *Lithoglyphus*, *Viviparus* и др. Они свидетельствуют о том, что климат в рассматриваемое время (раменское межледниковье, по А. А. Величко и др., 1986) был теплее современного. Об этом же указывают литологические, геохимические материалы, в частности присутствие свежих зерен аутигенного глауконита, хемогенные выделения первичного кальция и др. В отдельных линзах лиманных осадков отмечается повышенное содержание бора, хлора, магния, натрия и других элементов, накопление

которых свидетельствует об аридных климатических условиях, приводивших иногда к временному высыханию водоемов. На окружающей суше господствовали степные и лесостепные ландшафты. Небольшие участки лесов были представлены хвойно-широколиственными сообществами, среди которых эдификатором являлся дуб с участием сосны, граба, липы, ильма. В благоприятных экологических условиях в составе широколиственных лесов встречались отдельные элементы неогеновых реликтов — орех, шелковица и гикори. В отличие от спорово-пыльцевых спектров древнеэвксинских отложений в узунларских (Озерное-II) увеличивается роль широколиственной неморальной флоры и уменьшается количество пыльца неогеновых реликтов. Это свидетельствует о некотором ухудшении климатических условий и усилении аридизации климата. Среди крупных млекопитающих в узунларских отложениях района отмечаются костные остатки ослы (*Assinus* sp.) очень ксерофильной формы, степных форм лошадей и разнообразных оленей. В фауне мелких млекопитающих (местонахождение Плавни, оз. Ялпут), которая относится к хазарскому комплексу, преобладают степные виды. Встречаются представители современных родов и подродов *Microtus*, *Lagurus*, *Eolagurus*, *Arvicola*. Водяные полевки представлены продвинутыми формами, близкими к *Arvicola chosaricus* Alex., а среди степных пеструшек преобладают формы из групп *Lagurus lagurus* Pall. Довольно часто встречаются остатки пищухи, серых хомячков, тушканчиков и сусликов — типичных представителей ландшафтов сухих степей и полупустынь.

В начале днепровского оледенения отмечается постепенное опреснение и обмеление дунайских лиманов, связанное, по-видимому, с началом послеузунарской регрессии Черного моря. Узунларские лиманы превращаются в мелководные озера. Фауна этих озер была представлена холодостойкими стагнофилами родов *Anodonta*, *Planorbis*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Limnaea*, *Coretus* и др. Об ухудшении климатических условий свидетельствует слабая преобразованность глинистого вещества озерных осадков, а также присутствие углистого детрита и редких остатков нитевидной корневой системы.

В спорово-пыльцевом комплексе озерных отложений (Озерное-II) преобладает пыльца сосны, березы, ольхи, ели. Широколиственные породы представлены единичными зернами ореха, дуба, граба, липы, ильма, кизила. Пыльца травянистых отличается значительным разнообразием семейств (осоковые, сложноцветные, бобовые, норичниковые, вьюнковые, зонтичные, розанные и др.), среди которых господствуют маревые (12—37 %) и злаковые (7—12 %).

Днепровское оледенение привело к глубокой регрессии Черного моря и к сильному врезанию долины Дуная. Это способствовало существенной ингрессии морских вод в низовьях Дуная при последующей, карангатской, трансгрессии Черного моря.

Карангатский этап (рис. 131, д). Во время микулинского межледникового в Черноморской впадине образовался карангатский трансгрессивный бассейн, который имел широкую двустороннюю связь со Средиземным морем (Невесская, 1965). Соленость вод достигала 30 ‰, а уровень был явно выше современного. В начале трансгрессии, когда море только подпирало реку, в низовьях Дуная образовался огромный эстуарий, пре-

вышающий по площади современную дельту. Он был населен разнообразной теплолюбивой фауной пресноводных моллюсков, среди которых преобладали реофилы и лимнофилы родов *Unio*, *Corbicula*, *Melanopsis*, *Viviparus*, *Theodoxus*, *Fagotia* и др. Видовой состав этих родов указывает на то, что в микулинское время климат был теплее современного. С развитием карангатской трансгрессии отмечаются проникновение морских вод в долину Дуная и превращение эстуария в солоноватоводный лиман. Судя по распространению (разрезы Котловина, Владычены, Новонекрасовка, Плавни—Юг, Утконосовка) и по гипсометрическому уровню залегания лиманных осадков, уровень карангатских бассейнов был на 4—5 м выше современного. Эти водоемы были населены разнообразной фауной солоноватоводных моллюсков — *Didacna danubica* Mih., *D. ultima* Popov, *D. cristata* Bog., *Monodacna pontica* Eichw., *Hypanis plicatus* Eichw., *Adacna fragilis* Mil., *Dreissena polymorpha* Pall., *Turricaspia* (*Micromelania*) *lincta* Mil. и др. Довольно многочисленными и разнообразными были остракоды и бентосные фораминиферы. Соленость карангатских лиманов низовья Дуная колебалась в пределах 7—15 ‰. Спорово-пыльцевые спектры микулинских отложений (разрезы Новонекрасовка, Котловина) характеризуются увеличением роли широколиственной неморальной флоры, почти полным исчезновением американо-азиатских и средиземноморских элементов. По данным спорово-пыльцевого анализа, на окружающей суше были расположены степные и лесостепные ландшафты. В балках, оврагах и по долинам рек встречались небольшие участки широколиственных лесов с примесью сосны. В составе широколиственных пород встречались орех, шелковица, дуб, граб, ильм, клен, липа. Кустарниковый ярус был образован в основном лещиной, кизилом, лохом и виноградом. Степные участки состояли из злаково-разнотравных группировок.

Палеонтологические данные свидетельствуют, что среди мелких млекопитающих преобладали водяные полевки (*Arvicola* ex gr. *terrestris* Lacépède), степные пеструшки, обыкновенные полевки, серые хомячки, суслики и другие степные формы, близкие к современным. Реже встречались остатки крупных млекопитающих: зубра (*Bison priscus* Voj), осла (*Assinus*), лошадей (*Equus* ex gr. *caballus* L.), оленей (*Alces*) и др. Скорее всего, в микулинское время климат был теплее современного, но не очень влажным, так как на других побережьях Черного моря (Крым, Кавказ, Тамань) широко распространены соленые и гипергалинные лагуны, которые могли образоваться только в условиях достаточно аридного климата. Для более ранних межледниковий лагуны такого типа пока неизвестны. О теплом, не очень влажном климате свидетельствуют литологические и геохимические материалы. В отдельных линзах лиманных осадков отмечается повышенное содержание остаточных солей и отдельных химических элементов — бора, хлора, фтора, натрия, магния и др. Они могли накопиться в наиболее засушливые годы при полном или частичном пересыхании лиманов, о чем указывает и присутствие хлопьевидных зерен глауконита, доломита, фосфатов и хемогенных выделений первичного кальцита. В почвах отмечаются многочисленные друзы гипса (до 2—3 см), которые могли образоваться лишь в условиях аридного климата. В конце микулинского межледниковья климатические условия существенно ухуд-

шились, уровень моря постепенно понизился, а солоноватоводные лиманы опреснились и превратились в озера. Фауна моллюсков карангатских озер была представлена холодостойкими пресноводными стагнофилами: *Anodonta piscinalis*, *Planorbis planorbis*, *Valvata naticina*, *Coretus corneus*, *Spharium rivicola*, *Pisidium amnicum*, *Limnaea stagnalis* и др. Видимо, сравнительно холодные воды озер всегда оставались богатыми углекислым газом, что затрудняло выпадение карбоната и образование кристаллических форм кальцита. Глинистое вещество озерных отложений преобразовано слабо, медленнее протекали процессы ожелезнения и окисления. На водоразделах были распространены в основном степные ландшафты. Для спорово-пыльцевого комплекса озерных отложений (разрез Новонекрасовка) характерно уменьшение пыльцы деревьев и кустарников, среди которой отмечены пыльцевые зерна сосны, дуба, винограда, единично ильма, ореха, шелковицы, кизила, сумаха. В группе пыльцы травянистых преобладает пыльца маревых, злаков, розоцветных. Отмечены пыльцевые зерна осок, гречишных, лютиковых, буравчиковых, бобовых, подорожниковых, сложноцветных, полыней и др. Образование озерных отложений происходило при явном ухудшении климатических условий (Михайлеску и др., 1991). В начале валдайского оледенения уровень Карангатского бассейна стал падать, это привело к полному осушению озер и новому углублению долины Дуная.

Тарханкутский этап (рис. 131, е). Во время валдайского оледенения во впадине Черного моря отмечается регрессия до -80 — 90 м (Островский, 1967). В это время территория Северо-Западного Причерноморья представляла собой перигляциальную зону и развивалась в субэаральных условиях. По-видимому, сухой и холодный климат не способствовал образованию постоянного растительного покрова, поэтому шло интенсивное накопление делювия, который длительно и глубоко промерзал, о чем свидетельствует наличие небольших (до 30 см глубиной) криогенных трещин в отдельных разрезах района. В долинах рек отмечается накопление своеобразного перигляциального аллювия, представленного в основном глинистыми фракциями, свидетельствующими о большой мутности текучих вод. Мощные толщи перигляциального аллювия не всегда полностью сохранялись, так как в результате дальнейшего развития регрессии Черного моря происходило глубокое врезание приустьевой долины Дуная.

Во время послекарангатской регрессии отмечается сильное опреснение до 2—3 ‰ Черного моря (Невесская, 1965). По-видимому, это привело к вымиранию солоноватоводных моллюсков рода *Didacna* в Черноморском бассейне, которые в более позднее время уже не встречаются. Отсутствие дидакн помогает отличить озерно-лиманные осадки тарханкутской трансгрессии от более древних. Во время средневалдайского потепления в результате небольшой трансгрессии Черного моря образовался тарханкутский полуморской бассейн. Так как уровень этого бассейна был намного ниже современного (-10 — 15 м), образование его озер стало возможным лишь благодаря сильному углублению речных долин во время предыдущей регрессии. Площадь тарханкутских озер намного уступала площади современных, поскольку их осадки вскрываются только в скважинах на территории современной дельты Дуная и на акватории

самых озер. Эти озера были населены обедненным новозвксинским комплексом солоноватоводных и пресноводных моллюсков: *Monodacna pontica*, *Adacna plicata*, *Dreissena polymorpha*, *Unio pictorum*, *Viviparus fasciatus*, *Anodonta piscinalis*, *Theodoxus danubialis* и др. По-видимому, соленость воды тарханкутских озер не превышала 3—5 ‰. В составе их фауны отсутствуют многие из современных теплолюбивых видов района, что указывает на существование менее благоприятных климатических условий.

Поздневалдайское оледенение привело к дальнейшему ухудшению климатических условий и глубокой новозвксинской регрессии в области Черного моря. Уровень моря во время новозвксинской регрессии понизился на 100—110 м (Островский, 1967; Щербаков, 1979). В это время в низовьях Дуная и на основной территории северо-западного шельфа Черного моря шли интенсивные процессы накопления делювия и мощных толщ лёссов. В условиях высыхания большей части северо-западного шельфа произошло слияние крупных причерноморских рек (Днепра, Днестра, Дуная), которые на краю шельфа образовали единую дельту.

У внутреннего края шельфа (юго-восточнее устья Дуная) расположен глубокий каньон с огромным конусом выноса (Калинин и др., 1975). Направление каньона не соответствует современному направлению приустьевой части русла Дуная, его ориентировка указывает, скорее, на устья Днестра или Днепра. Морфология каньона и состав фауны перекрывающих его отложений свидетельствуют о том, что он образовался в новозвксинское время под влиянием общего потока вод, слившихся палеорек — Дуная, Днестра и Днепра.

Голоценовый этап (рис. 131, ж). В раннем голоцене уровень Черного моря был еще достаточно низким (–20—–25 м), поэтому не отмечается проникновения морских вод в низовья рек района. Однако благодаря существенному углублению прутьевых участков речных долин во время предыдущей эпохи на территории внутреннего шельфа образовались водоемы, которые намного уступали по солености современным лиманам Северо-Западного Причерноморья. Прихвостовые части отдельных лиманов выходили за пределы современной береговой линии Черного моря. Об этом свидетельствует наличие нескольких прослоев торфа раннего голоценового возраста (7.5—7.7 тыс. лет), вскрытых бурением на глубинах — 12—15 м на внутреннем шельфе и пересыпях отдельных лиманов района (Гожик и др., 1987). В среднем голоцене (каламитская стадия, Балабанов, Измайлов, 1988) в результате повышения уровня моря на территории современной дельты Дуная образовался обширный мелководный эстуарий. Он был населен солоноватоводной и пресноводной фауной, которая мало чем отличалась от современной. В ее составе преобладали теплолюбивые реофилы и лимнофилы, которые указывают на сравнительно влажные условия и многоводность реки. При максимуме голоценовой трансгрессии (оптимум голоцена, или джеметинская стадия; Балабанов, Измайлов, 1988) морские воды проникли в дунайский эстуарий и превратили его в открытую лагуну, или опресненный залив. Об этом свидетельствуют наличие морских и солоновато-водных форм моллюсков, остракод и фораминифер в отложениях среднего голоценового возраста района, а также присутствие многочисленных песчаных гряд (Караорман, Летя, Жебриянская и др.).

Они представляют собой сохранившиеся участки древней береговой линии моря и удалены от современного берега на 15—20 км. Вероятно, соленость рассматриваемого бассейна была не очень высокой (14—16 ‰), так как морские формы встречаются только в приморской его части (Литепу с. а., 1967). В позднем голоцене фанагорийская регрессия Черного моря (от -8 до -10 м) привела к существенному опреснению, обмелению и сокращению площади Дунайского залива. Вероятно, в это время основная акватория бывшего залива была частично изолирована от моря песчаной косой. Отдельные его участки отчленились прирусловыми валами и превращались в полупресноводные бассейны, населенные пресноводными стагнофилами и лимнофилами, а также редкими новозвксинскими видами моллюсков и остракод. При новом повышении уровня моря, начавшемся во II в. до н. э. — нимфейская трансгрессия (Федоров, 1978), в низовьях Дуная вновь образовался обширный полуизолированный эстуарий, наполненный слабосоленой водой и населенный смешанной солоноватоводной и пресноводной фауной. Относительная стабилизация уровня Черного моря за последние тысячи лет привела к наполнению центральной части мелководного эстуария наносами Дуная и образованию современных озер (рис. 131, ж). Они расположены в приустьевых долинах притоков Дуная и представляют собой наиболее глубокие участки бывшего эстуария. Интенсивный рост дельты Дуная изолировал и «удалил» современные озера на десятки километров от берега моря (рис. 131, з). Однако в дунайских озерах сохранились невысокая остаточная соленость и реликтовая новозвксинская фауна моллюсков и остракод. Они являются своеобразными рефугиумами для новозвксинской солоноватоводной фауны.

Отражение стока ледниковых талых вод в гидрологических режимах позднеплейстоценовых бассейнов Каспия¹

Гидрологический режим, водный баланс и уровни Каспия тесно связаны с поверхностным стоком огромного бассейна. Поэтому температура, соленость, изотопный состав кислорода воды в позднеплейстоценовое время, как и в современном Северном Каспии, представляли собой отражение сложной гаммы влияния различных факторов, и в частности таяния снежных и ледниковых вод, поступавших в него по Волжской артерии. Отложения позднехазарской, ранне- и позднехвалынских трансгрессий ранее были изучены по разрезам Нижней Волги (Шкатова, 1973, 1975, 1977, 1979). Из верхнехазарских отложений определен богатый верхнехазарский оритокомплекс с солоноватоводными и теплолюбивыми пресноводными моллюсками, установлен «никольский» термокомплекс мелких и крупных млекопитающих, более молодой, чем известная «волжская», или «хазарская», фауна; выделены палинокомплексы с четырьмя фазами изменения растительности и климата. Эти же отложения датированы торий-урановым и термолюминисцентным методами и получены датировки в диапазоне 122—87 и 127(130)—84 тыс. л. н. соответственно

¹ В. К. Шкатова, Л. А. Дорофеева.

(Шкатова и др., 1989; Шкатова, 1991). Они же опробованы палеомагнитным методом, что позволило на фоне прямонамагниченной ортозоны Брюнес выделить обратномагниченную г-субзону, идентифицированную с субзоной Блейк, и продатировать ее в диапазоне 117—89 тыс. л. н. (Шкатова, 1991).

Таким образом, по геолого-палеонтологическим данным с учетом датировок установлено, что позднехазарский бассейн, его трансгрессивная фаза, продатированная 127(130)—114 тыс. л. н., совпала с термическим оптимумом плейстоцена (рисс-вюрмское, эемское, микулинское межледниковье), которое считается эквивалентом подстадии 5е изотопно-кислородной океанической шкалы. Регрессивная фаза позднехазарского бассейна приходится на ранние этапы последнего материкового оледенения подстадий 5е/5d-а, когда имели место осцилляции климата и объемов материковых льдов. Граница подстадий 5е и 5d продатирована нами 117—114 тыс. л. н. и, связанная с началом обратномагниченной г-субзоны Блейк, она является переходной к этим новым условиям. Корреляция позднехазарской трансгрессии с подстадией 5 стадии изотопно-кислородной океанической шкалы и их датировки хорошо согласуются с расчетным возрастом таковых (Bassinot *et al.*, 1994).

Хронология Хвалынских бассейнов и соответственно их корреляция с ледниковыми событиями Севера Восточной Европы и с глобальными является предметом острой дискуссии. Большинство исследователей связывают максимальную хвалынскую трансгрессию с поздневалдайским оледенением Русской равнины. Они считают, что ледниковые воды, поступавшие из ледниковых озер в Каспийскую котловину в это время, явились причиной самой большой по площади за четвертичное время раннехвалынской трансгрессии (Квасов, 1975 и др.). В настоящее время не представляется возможным по данным абсолютного датирования однозначно оценить возраст и палеогеографическую ситуацию Хвалынского бассейна. Исследования проводились по раковинам дидакн из четырех стратиграфических уровней нижнехвалынских отложений. Первый (нижний), начало трансгрессии, представлен песками с мелким гравием в подошве, с опресненным комплексом моллюсков и остракод (пос. Ленино), второй — ракушняк в подошве шоколадных глин (пос. Никольское), третий — ракушняк в кровле шоколадных глин (пос. Цаган-Аман), второй и третий — трансгрессивная фаза. Четвертый (верхний) регрессивный представлен бурыми и коричневыми суглинками и супесями с опресненным комплексом моллюсков и остракод (пос. Никольское). Верхнехвалынские отложения представлены хорошо сортированным тонко- и мелкозернистым желто-коричневым песком, обогащенным раковинами солоноватоводных моллюсков (пос. Енотаевка).

Исследования по определению важнейших параметров палеотемпературы, солености и изотопного состава кислорода проводились для позднехазарской, раннехвалынской и позднехвалынской трансгрессий по методике, разработанной во ВСЕГЕИ. Этот метод основан на совместном изучении кальциево-магневых отложений и изотопного состава кислорода в арагоните солоноватоводных моллюсков рода дидакна, руководящего для позднелейстоценовых бассейнов Каспия (Шкатова и др., 1989, 1994; Дорофеева и др., 1996, в печати).

Определение температуры, солености и изотопного состава кислорода позднехазарского бассейна проводилось по дидактам из трех стратиграфических датированных уровней (табл. 10).

127(130)—122 тыс. л. н. температура палеовод составляла 21—22 °С летом, что теплее современной на 2—3 °С. Соленость была 8—10 ‰, а сезонные вариации весна—лето не превышали 2—3 ‰, что соответствует сезонным изменениям средней солености в открытой зоне современного Северного Каспия. Это значит, что морской бассейн в это время трансгрессировал и находился севернее нынешнего положения. Изотопный состав кислорода воды весной и летом был на 2—3 ‰ легче, чем в современном Северном Каспии. Это значит, что талые «изотопически» легкие, вероятно снежные, воды вносили небольшой вклад в формирование речного стока весной, а доминирующая роль принадлежала атмосферным осадкам, максимум которых выпадал в теплое время года; количество их было преобладающим над снежным покровом. Достоверность полученных температурных данных подтверждается самыми высокими величинами летней инсоляции солнца, рассчитанной на этот отрезок времени, когда было самое теплое лето за 150 тыс. лет, а зимы — холодные, холоднее современных (Berger *et al.*, 1991).

117—114 тыс. л. н. весной, как и летом, температура палеовод понижалась на 5 °С. Достоверность полученных низких температур подтверждается низкими величинами летней инсоляции солнца, рассчитанной для этого времени, когда за 150 тыс. л. н. было самое холодное лето (Berger *et al.*, 1991). Наступившее похолодание могло вызвать облегчение изотопного состава кислорода атмосферных осадков, что отразилось в уменьшении содержания тяжелого изотопа кислорода в палеоводах до -6.0 ‰ весной. Диапазон сезонных вариаций солености расширился от 5—6 ‰ весной до 11 ‰ летом. Столь заметные сезонные вариации изотопного состава кислорода и солености палеовод могли быть обусловлены увеличением объема талых вод в речном стоке весной по сравнению с объемом пресных вод, поступивших в палеоморе летом. Возможно, похолодание сопровождалось внутригодовым перераспределением атмосферных осадков, увеличением их относительного количества в зимнее время года и уменьшением увлажнения воздуха летом, что не противоречит высоким инсоляционным величинам в это время зимой (по сравнению с современными). Поэтому зима была теплее современной, лето — холоднее и суше, а палеобассейн находился в регрессивной фазе.

114—106 тыс. л. н. температура палеовод составила 6—8 °С весной и 15—17 °С летом, что говорит об усилении похолодания, и также согласуется с данными по зимней инсоляции солнца для этого отрезка времени, когда была очень холодная зима (холоднее современной) и очень теплое лето. Доминирующее влияние талых вод в речном стоке приводило к «облегчению» изотопного состава кислорода палеовод до -10.0 ‰ весной. Проникновение морских вод в дельтовый район сопровождалось незначительным увеличением солености воды летом до 3—6 ‰, что говорит о регрессии в это время позднехазарского бассейна. Таким образом, общепланетарное похолодание и регрессия Мирового океана, имевшее место 114—106 тыс. л. н. (подстадия 5d), отразилось на режиме Каспийского бассейна. Бассейн регрессировал, соленость летом упала

Основные характеристики палеовод поднехазарского моря Нижнего Поволжья

Местонахождение (возраст, тыс. л.)	n	Подстадии океанической шкалы	Вид	Mg, %	Ca/Mg	T, °C	δ _k (PDB)	δ _p (SMOW)		Сезон года
								‰		
Пос. Сероглазовка 115 ± 5.8 (ЛУ-932В) — 106 ± 6 (87-ВОП) ²³⁰ Th/ ²³⁴ U	3	5d	<i>Didacna surachanica</i>	0.030 (0.002)	1345 (5)	7.5 (0.1)	-8.0 (0.2)	-10.0 (0.2)	0	Весна
	2		То же	0.060 (0.001)	645 (5)	17.5 (0.1)	-8.5 (0.2)	-8.0 (0.2)	2.5	Лето
	2		<i>D. crassa naliivkini</i>	0.030 (0.002)	1485 (190)	6.0 (2.5)	-8.0 (0.2)	-10.5 (0.8)	0	Весна
	4		То же	0.045 (0.005)	900 (180)	14.5 (2.5)	-4.8 (0.2)	-5.5 (0.5)	6.5	Лето
Пос. Ленино 117 ± 7.5 (ЛУ-925В) — 114 ± 7 (87-ВОП) ²³⁰ Th/ ²³⁴ U	2	5e/5d	<i>D. surachanica</i>	0.030 (0.002)	1340 (90)	8.5 (1.5)	-3.8 (0.2)	-5.5 (0.5)	6.5	Весна
	1		То же	0.050 (0.003)	860 (150)	15.0 (2.0)	-2.5 (0.2)	-2.5 (0.5)	11.0	Лето
			<i>D. crassa naliivkini</i>	0.035 (0.002)	1250 (150)	9.5 (2.0)	5.0 (0.2)	-6.5 (0.5)	5.0	Весна
	2		То же	0.065 (0.001)	610 (35)	18.0 (0.5)	-3.2 (0.2)	-2.5 (0.2)	11.0	Лето
Пос. Владимировка 122 ± 13 (ЛУ-853В) — 127 ± 11 (87-ВОП) ²³⁰ Th/ ²³⁴ U	2	5e	<i>D. surachanica</i>	0.050 (0.002)	785 (40)	16.5 (0.5)	-5.3 (0.2)	-5.0 (0.5)	7.5	»
	4		То же	0.100 (0.005)	385 (70)	21.0 (1.0)	—	—	»	»
	3		<i>D. crassa naliivkini</i>	0.040 (0.002)	985 (70)	13.5 (1.0)	-2.6 (0.7)	-3.0 (0.3)	10.5	Весна
	2		То же	0.120	280	22.5	-6.2	-4.5	8.0	Лето

Примечание. Здесь и в табл. 11 в скобках приведены стандартные отклонения для средних величин. Изотопный состав: δ_K — кислорода, δ_D — водорода; S — соленость; Ca/Mg — в аргоните наружного слоя раковин *Didacna protagata protagata*; n — число проб.

Основные характеристики палеовод раннехвалынского (h_{v1}) и позднихвалынского (h_{v2}) морей Нижнего Поволжья

Местонахождение (стратиграфическое положение)	n	Mg, %	Ca/Mg	T, °C	‰			Сезон года
					δ _к (PDB)	δ _н (SMOW)	S	
Пос. Енотаевка, h _{v2} (E-24-90)	3	0.040 (0.010)	970 (50)	13.5 (0.8)	-8.6 (0.2)	-9.1 (0.4)	1.3 (0.6)	Весна
	2	0.050	770 (30)	16.5 (0.5)	-9.3 (0.2)	-9.0 (0.3)	1.5 (0.5)	Лето
Пос. Никольское, h _{v1} (5-1-70)	5	0.032 (0.010)	1195 (90)	10.0 (1.5)	-9.0 (0.2)	-10.3 (0.6)	0.0 (0.9)	Весна
	3	0.042 (0.010)	910 (70)	14.5 (0.1)	-7.5 (0.2)	-7.7 (0.4)	3.5 (0.6)	Лето
Пос. Цаган-Аман, h _{v1} (46-14-90)	5	0.031 (0.010)	1240 (105)	9.5 (1.7)	-2.4 (0.2)	-3.9 (0.6)	9.1 (1.0)	Осень
	4	0.060 (0.010)	640 (70)	18.5 (1.0)	-9.2 (0.2)	-8.5 (0.4)	2.2 (0.6)	Лето
Пос. Никольское, h _{v1} (1-36-70)	2	0.045 (0.010)	850 (45)	15.0 (0.7)	-9.1 (0.2)	-9.2 (0.4)	1.2 (0.6)	Весна
	6	0.065 (0.015)	590 (140)	19.0 (2.0)	-7.2 (2.0)	-6.4 (0.7)	5.4 (1.0)	Лето
Пос. Ленино, h _{v1} (44-37-90)	2	0.040 (0.005)	960 (30)	13.5 (0.5)	-8.1 (0.2)	-8.6 (0.3)	2.1 (0.5)	Весна
	3	0.050 (0.005)	810 (50)	15.5 (0.8)	-8.7 (0.2)	-8.7 (0.4)	2.0 (0.6)	Лето

более чем в 2 раза, а весной была близка к 0.0 ‰; весенняя температура палеовод понизилась почти в 2 раза, в сторону «облегчения» изменилось содержание изотопов, что может быть связано с увеличением влияния стока по Волге талых, вероятно снежных, вод.

Аналогичные исследования по определению трех основных параметров (температура, соленость и изотопный состав кислорода) проведены для ранне- и позднехвалынских бассейнов (табл. 11). Все определения сделаны для сезонов весна и лето, кроме образца из пос. Цаган-Аман, для которого получены данные для осени и лета (осенние показатели дублируются и для других областей).

В начальную фазу трансгрессии раннехвалынского моря температура летом составляла +15.5 °С и соленость 2.0 ‰. Весенняя температура была на 2 °С ниже летней, а соленость практически не менялась. Изотопный состав кислорода палеовод летом и весной (–8.7 и –8.6 ‰) также практически не менялся, но был на 6–7 ‰ легче, чем сейчас.

В максимальную фазу температура воды летом повысилась на 3–4 °С, а весной — на 1.5 °С, зато осенью она резко понизилась до +9.5 °С и была близка к современным осенним температурам, также не превышающим +9 °С. Более высокие весенние температуры способствовали интенсивному таянию снега, опресняя бассейн весной до 1.2 ‰ и «облегчая» его до –9.2 ‰. Повышенное значение солености (9.1 ‰) и «утяжеление» изотопного состава кислорода воды до –3.9 ‰ осенью свидетельствует о том, что речной сток не столь существенно влиял на формирование солевого и изотопного состава морских вод, так как дельта находилась в значительном удалении и его размеры были значительно больше современного.

Последний этап раннехвалынского бассейна характеризуется понижением температуры палеовод в летнее и весеннее время на 5 °С, и последняя (+10 °С) была близка к температуре осенней трансгрессивной фазы. Проникновение морских вод в дельтовый район сопровождалось незначительным увеличением солености воды летом до 3.5 ‰ и уменьшением солености весной до 0.0 ‰, что характерно для современной дельты р. Волги. При этом изотопный состав кислорода воды был наиболее «облегченным» (–10.3 ‰). Это значит, что раннехвалынский бассейн в это время регрессировал, где-то близко находилась палеодельта Волги, усилилось влияние талых снежных вод в речном стоке.

В позднехвалынское время температура воды летом и весной повысилась на 2–3 °С, соленость летом составляла 1.5 ‰, а весной — 1.3 ‰ и была близка к современной в западной части Северного Каспия; изотопный состав кислорода «утяжелелся» на 1 ‰ и практически весной и летом не менялся, поэтому можно заключить, что здесь распространялось море и влияние речных вод было ослаблено.

Исследования по использованию арагонитовых раковин солоноватоводных моллюсков — для получения температуры, солености и изотопного состава кислорода позднеплейстоценовых трансгрессий Каспия — проводятся при финансовой поддержке РФФИ по проекту 95-05-14517.

Данная монография является коллективным научным трудом, итогом многолетних исследований по проблеме формирования и развития озерных бассейнов в плейстоцене, представляет собой 8-й том серийного издания «История озер».

Основные вопросы, которые освещены в монографии, касаются плейстоценовых озерных экосистем в различных районах Восточно-Европейской равнины, условий осадконакопления в разнотипных озерах, особенностей стратиграфии плейстоценовых озерных отложений, вещественного состава, реконструкций природно-климатических обстановок на водосборах и экологических условий в озерах на протяжении плейстоцена, процессов и тенденций их изменений под влиянием природных факторов.

Для восстановления истории плейстоценовых озер применены главным образом геолого-геоморфологический, литолого-геохимический и широкий комплекс палеонтологических методов. Геолого-геоморфологический метод дает возможность установить причину возникновения и изменений озерных котловин в результате ледниковых, тектонических процессов; литолого-геохимическим методом решаются вопросы, касающиеся терригенного стока с водосборных площадей, вещественного состава и генезиса седиментационного материала, палинологический метод способствует выяснению ландшафтно-климатической обстановки на протяжении эволюции плейстоценовых озер; палеонтологические методы характеризуют экологическую обстановку в водоемах.

В первой главе рассматриваются теоретические вопросы озерного плейстоцена, закономерности возникновения озерных экосистем в условиях ледниковых ландшафтов, их распространение и связи с неоднократными оледенениями Восточно-Европейской равнины; роль термического режима плейстоценовых ледников при образовании озерных котловин. Остальные главы посвящены длительной истории развития плейстоценовых озер, как исчезнувших с лица Земли, так и существующих в настоящее время. Озера являются замкнутыми, автономными природными система-

¹ В. И. Хомутова.

ми, и для того, чтобы изменилось их состояние, необходимо вмешательство сильно действующих внешних факторов. Такими факторами в плейстоцене были оледенения и многократные изменения климата. В настоящее время еще не по всем районам Восточно-Европейской равнины имеются достаточно полные сведения о размещении озерных бассейнов в плейстоцене, однако основные крупные области их развития все же в монографии освещены достаточно подробно.

Обширные материалы представлены по Северо-Западу, центральным районам России, Прибалтике и Беларуси. Комплексное изучение многочисленных разрезов озерных плейстоценовых отложений позволило выявить как общие закономерности эволюции озер ледниковых районов, так и региональные отличия в зависимости от возраста и генезиса водоемов. В результате детальных палеогеографических исследований различных типов озерных отложений стало возможным выделение многократных этапов осадконакопления в плейстоценовых водоемах. Освещается история эоплейстоценовых, раннеплейстоценовых, среднеплейстоценовых озер, а также озерных экосистем валдайской эпохи. Чрезвычайно интересный оригинальный материал представили авторы статей по озерному плейстоцену, палеогеографии и истории формирования водоемов центральных районов России, Рославльского района, бассейна Дона, юго-западного Подмосквия, озерного осадконакопления в районе Верхней Оки, Костромского и Рыбинско-Ярославского Поволжья, а также древнейших, ныне существующих озер России — Неро, Плещеево и Татищево. О былом существовании крупных озерных плейстоценовых бассейнов убедительно свидетельствуют геологические и палеоэкологические материалы по району Санкт-Петербурга и Ленинградской области. Большое внимание в монографии уделено результатам детального изучения приледниковых бассейнов юго-восточной периферии Балтийского кристаллического щита (Балтика, Финский залив, Ладожское, Онежское озера, Белое море), а также позднеледниковым этапам жизни крупнейших мелководных (Лача, Воже, Кубенское) и малых озер России. В изучении истории этой группы озер огромное значение имеют результаты сопряженного анализа донных осадков озер.

Все озера — природные накопительные системы. Донные осадки, накопившиеся в озерных котловинах за время существования водоемов, являются сами по себе высокоразрешающей летописью палеогеографических событий яркого отрезка геологической истории Земли — плейстоцена. Установлены стратиграфия, корреляции донных осадков, реконструирована ландшафтная ситуация всех этапов позднеледниковья на Русской равнине; биологические остатки в донных отложениях помогли проследить экологическую обстановку в водоемах.

Большой интерес к проблемам озерного плейстоцена объясняется тем, что благодаря разнообразным природным процессам, которые происходили в это время на территории Восточно-Европейской равнины, возникали разные по генетическому признаку озера, отличные от более древних эпох, изучение которых имеет существенное теоретическое и прикладное значение для познания эволюции и современного состояния ныне существующих озерных бассейнов, прогноза их водного баланса в будущем.

Аболтыньш О., Микалаускас А., Раукас А. Особенности распространения предфронтальных краевых ледниковых образований последнего оледенения на территории Прибалтики и некоторые вопросы их формирования // Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974. С. 36—43.

Абрамова С. А., Давыдова Н. Н., Гей Н. А., Грейсер Е. Л. и др. Геоакустическое зондирование оз. Красного (Карельский перешеек) // Изв. ВГО. 1966. Вып. 5. С. 350—355.

Абрамова С. А., Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов // История озер Северо-Запада. Л.: Наука, 1967. С. 19—25.

Абрукина Р. Е., Красильникова Г. Н. Фораминиферы морских межледниковых отложений Кольско-Карельского региона, их стратиграфическое значение в истории развития // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского шита. Л., 1972. С. 39—58.

Агаджанян К. К., Бирюков И. П., Шик С. М. Палеонтологическая характеристика рославльских межледниковых отложений в стратотипическом районе // ДАН СССР. 1988. Т. 299, № 5. С. 1191—1195.

Агранова Д. А., Барановская О. Ф., Травина М. А., Эпштейн Е. С. Морские среднеплейстоценовые отложения в Юго-Восточной Карелии // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск, 1977. С. 88—92.

Агранова Д. А., Гайгерова Л. А. Флора древнечетвертичных отложений Карелии и Вологодской области // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973. С. 32—36.

Акимов А. В., Набровенков О. С., Риндзюнская Н. М. Геолого-геоморфологические основы поисков и прогнозирования россыпей на Урале. Сыктывкар, 1988. 110 с.

Александрова Л. П. Грызуны антропогена европейской части СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 291. 100 с.

Алешинская З. В., Гунова В. С., Лефлат О. Н. История озер центрального региона Русской равнины // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1992. С. 168—182.

Алешинская З. В., Гунова В. С., Судакова Н. Г. К стратиграфии и палеогеографии Ярославского Поволжья // Геохронология плейстоцена и климатостратиграфия. Л.: Изд. ВГО, 1973. С. 154—159.

Амантов А. В. Рельеф дочетвертичной поверхности внутренних бассейнов окраины Балтийского шита // Матер. VII Всес. совещ. по четвертич. геол. Т. 1. Таллинн, 1990. С. 31—33.

Амантов А. В. Геологическое строение осадочного чехла бассейнов Северо-Запада России // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб., 1992а. С. 25—47.

Амантов А. В. Изучение структуры и оценки возможной металлогенической специализации окраины Балтийского шита в пределах акваторий // Тектонические основы прогнозно-металлогенических исследований. СПб., 1992б. С. 92—102.

Амантов А. В. Этапы геологического развития Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние Ладожского озера. СПб., 1993. С. 5—13.

Амантов А. В., Квасов Д. Д., Малаховский Д. Б. Возникновение озерной котловины // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. С. 80—81.

Амантов А. В., Спиридонов М. А. Геология Ладожского озера // Сов. геология. 1989. № 4. С. 83—94.

Ананова Е. Н., Тарасевич В. Ф. Еще раз о флоре межледниковых слоев д. Принеманской (бывшей Жидовщицны) Гродненской области // Стратиграфия и палеогеография антропогена. Минск, 1975. С. 49—61.

Анциферова Г. А. Нижнеплейстоценовая польнолапинская флора диатомей центральных районов Восточно-Европейской равнины // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1985. С. 104—106. (Тез. докл. VII Всес. совещ.).

Анциферова Г. А. Повторное изучение ископаемой диатомовой флоры разреза д. Бибирево Ивановской области. М.: ВИНТИ, 1987. № 4636-82. 12 с.

Апухтин Н. И. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений юго-восточной части Кольского полуострова // Четвертичная геология и геоморфология. Л., 1978. С. 53—65. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 297).

Апухтин Н. И., Экман И. М. Стратиграфия: Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской областей // Геология четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Л., 1967. 344 с.

Арманд Н. Н. Краевые образования малоактивного ледникового щита и зона его сочленения со Скандинавским покровом // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965. С. 45—50.

Арсланов Х. А., Ауслендер В. Г., Громова Л. И., Зубков А. И., Хомутова В. И. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера // ДАН СССР. 1970. Т. 195, № 6. С. 1395—1399.

Арсланов Х. А., Бреслав Е. А., Заррина Е. П. и др. Климатостратиграфия и хронология среднего валдая северо-запада и центра Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 12—27.

Арсланов Х. А., Гей Н. А., Давыдова Н. Н., Джиноридзе Р. Н., Кошечкин Б. И., Пушненко М. Я., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Субетто Д. А., Хомутова В. И. Новые данные по позднеплейстоценовой и голоценовой истории Ладожского озера // Изв. РГО. 1996. Т. 128, вып. 2. С. 12—21.

Арсланов Х. А., Громова Л. И., Заррина Е. П., Руднев Ю. П., Краснов И. И., Спиридонова Е. А. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера // ДАН СССР. 1967. Т. 172, № 1. С. 161—164.

Арсланов Х. А., Давыдова Н. Н., Недогарко И. В., Субетто Д. А., Хомутова В. И. Валдайское озеро // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб., 1992. С. 79—93.

Арсланов Х. А., Козлов В. Б., Колесникова Т. Д., Семененко Л. Т. Новые разрезы с миклулинскими межледниковыми отложениями и их значение для палеогеографии // ДАН СССР. Сер. геогр. 1974. № 1. С. 18—23.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд. АН СССР, 1938. 226 с.

Асеев А. А. Генетическая классификация ледниковых озер равнин // История озер Северо-Запада. Л., 1967. С. 249—256.

Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.

Атлас палеогеографических карт: Шельфы Евразии в мезозое и палеозое. М.: Изд. ГИН РАН, 1994. 258 с.

Ауслендер В. Г., Гей В. П. История развития Кубено-Сухонской озерной впадины в плейстоцене и голоцене // Матер. Второго симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967. С. 15.

Ауслендер В. Г. Стратиграфия: Четвертичная система // Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист 0—(35), 36. Ленинград. Объяснительная записка. Л., 1989. С. 98—128.

Афанасьев А. П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1977. 244 с.

Базилевская Л. И. Лёссовидные отложения центра Русской равнины и палеогеографические условия их формирования: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1987. 308 с.

Балабанов И. П., Измайлов Я. А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20 тыс. лет // Водные ресурсы. М.: Наука, 1988. № 6. С. 54—63.

Баландзін Р. К., Махнач Н. А. Новы разрэз сярэднеплейстацэнавых міжледавіковых адкладаў раёна Салігорска // Антрапаген Беларусі. Мінск, 1971. С. 195—203.

Барышников Г. Ф., Шкатова В. К., Шадрухин А. В. Находка черепа медведя *Ursus Rossicus* в хазарских отложениях Нижнего Поволжья // Палеотериологические исследования фауны СССР. СПб., 1991. С. 100—120. (Тр. Зоол. ин-та АН СССР; Т. 238).

Берг Л. С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран. Ч. 3. М.; Л., 1949. С. 929—1381.

Берг Л. С., Правдин И. Ф. Рыбы Кольского полуострова // Изв. ВНИОРХ. 1948. Т. 26, вып. 2. С. 3—24.

Биоценозы гляциальных шельфов Западной Арктики. Апатиты, 1996. 286 с.

Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 308 с.

Бискэ Г. С., Лукашов А. Д. Генетическая классификация озерных котловин Карелии // История озер. Т. 2. Вильнюс, 1970. С. 258—274.

Блажчишин А. И. Типы донных осадков // Геология Балтийского моря. Вильнюс, 1976. С. 187—212.

Блажчишин А. И. Литостратиграфические комплексы глубоководных отложений // Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря. Вильнюс, 1985. С. 15—53.

Боброва Л. А., Кузнецов В. А., Шиманович С. Л. Материалы к геохимической характеристике древнейших озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений Белорусского Поманья // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск, 1977. С. 234—243.

Богомолова Л. Н., Рылова Т. Б., Якубовская Т. В. Беловежские межледниковые отложения в стратотипическом разрезе у д. Борки // Проблемы плейстоцена. Минск, 1985. С. 135—143.

Болховская Н. С. Растительность лихвинского межледниковья по данным палинологического анализа окско-днепровских отложений Чекалинского разреза (Тульская область) // Вестник МГУ. Сер. География. 1974. № 3. С. 95—96.

Болховская Н. С. Палинологическая идентификация отложений лихвинского межледниковья // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1985. С. 107—108.

Борисова О. К. Растительность и климат позднего дриаса внетропической области северного полушария: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1992. 20 с.

Борисова О. К. Палеогеографические реконструкции для зоны перигляциальных лесостепей Восточной Европы в позднем дриасе // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет. М., 1994. С. 38—42.

Бородин Н. Г., Валуева М. Н., Гузман А. А., Козлов В. Б., Симонова Г. Ф. Новые разрезы с лихвинскими межледниковыми отложениями на территории Калининской области // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. М., 1972. № 39. С. 113—117.

Бородин Н. Г., Данилина А. А., Козлов В. Б., Маудина М. И. Разрез лихвинских межледниковых отложений у д. Яковлевское близ Пошехонья-Володарска // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена европейской части СССР. М., 1981. С. 23—39.

Бородин Н. Г., Козлов В. Б., Маудина М. И. Нижне- и среднеледниковые отложения бассейна Верхней Волги // Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Уфа, 1986. С. 12—21.

Бреслав С. Л. Четвертичная система // Геология СССР. М.: Наука, 1971. Т. IV. С. 579—581.

Бреслав С. Л., Валуева М. Н., Селезнев Е. Д. Доокские аллювиальные отложения в разрезе у г. Чекалина // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плистоцена и плейстоцена центральных районов европейской части СССР. М., 1981а. С. 57—67.

Бреслав С. Л., Дашевский В. В., Ананова Е. Н., Лукьянова Р. П., Пономарева Д. П., Столярова Т. И. Среднеледниковые межледниковые отложения в районе г. Бежецка // Там же. 1981б. С. 80—91.

Буслоевич А. Л., Васильева В. С., Котлукова И. В., Ладышкина Т. Е., Семичева В. И., Хомутова В. И. Нижне- и среднелайстоценовые озерные и озерно-аллювиальные отложения на Двинско-Вятском водоразделе // История озер в ллайстоцено. Л., 1975. С. 15—21.

Бутылин В. П., Жамойда В. А., Козин М. В., Мануйлов С. Ф., Рыбалко А. Е., Спиридонова Е. А. Литостратиграфия верхнечетвертичных отложений Финского залива и их корреляция с аналогичными образованиями Центральной Балтики // Геология субкабальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л., 1989. С. 32—51.

Вайтекунас П. П., Хомутова В. И. Новые данные к стратиграфии нижнего ллайстоцена в Южной Прибалтике // ДАН СССР. 1973. Т. 213, № 6. С. 1377—1380.

Вайтекунас П. П., Хомутова В. И. О древнейших антропогенных отложениях Литвы // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 5. С. 676—679.

Валуева М. Н., Гричук В. П., Новский В. А., Шик С. М. Отложения лихвинского межледниковья в Ярославском Поволжье // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. М., 1969. № 36. С. 125—128.

Валуева М. Н., Гузман А. А. Распространение пыльца древесных пород в отложениях лихвинской межледниковой эпохи в центральной части Русской равнины // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР. Вып. VI. М., 1970. С. 266—275.

Вальчик М. А. О связи спорово-пыльцевых комплексов с генезисом отложений антропогена // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Минск, 1992. С. 39—44.

Величкевич Ф. Ю. Антропогеновые флоры Белоруссии и смежных областей. Минск, 1973. 234 с.

Величкевич Ф. Ю. О семенной флоре разреза Бутеная на р. Швянтойи // Проблемные вопросы геологии неогена и антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1980. С. 133—138.

Величкевич Ф. Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.

Величкевич Ф. Ю. Новые данные о микulinских семенных флорах Калининской области // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 159—173.

Величкевич Ф. Ю. Семенные флоры Рославльского страторайона // Палеонтология и ее роль в познании геологического строения территории Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1986. С. 198—204.

Величкевич Ф. Ю., Лийвранд Э. Д. Новые данные о флоре и растительности разреза Карукюла в Эстонии // Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. 1976. Т. 25, № 3. С. 215—221.

Величкевич Ф. Ю., Лийвранд Э. Д. О возрасте карукюласких отложений // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1981. С. 140—148.

Величкевич Ф. Ю., Назаров В. И., Рылова Т. Б., Санько А. Ф., Феденя В. М., Хурсевич Г. К., Логинова Л. П. Современные представления о стратиграфии плейстоцена Белоруссии // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. М., 1992. С. 149—153.

Величкевич Ф. Ю., Рылова Т. Б., Санько А. Ф., Феденя В. М. Березовский страторайон плейстоцена Белоруссии. Минск, 1993. 148 с.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Величко А. А., Бероников В. В., Нечаев В. П. Реконструкция зоны многолетней мерзлоты и этапов ее развития // Палеогеография Европы за последние 100 тысяч лет. М.: Наука, 1982. С. 74—81.

Величко А. А., Гричук В. П., Гуртова Е. Е. и др. Методические рекомендации по составлению монографии «Развитие климатов на территории СССР в кайнозое». М., 1986. 72 с.

Вигдорчик М. Е., Ауслендер В. Г., Знаменская О. М. Новые радиоуглеродные датировки озерных отложений на Северо-Западе РСФСР и геохронологическая шкала последнего оледенения // Тр. Всес. симпози. по основным пробл. пресноводных озер. Т. 2. Вильнюс, 1970. С. 47—58.

Вишневская Е. М., Давыдова Н. Н. История озера Красного (Карельский перешеек) по данным диатомового анализа // История озер Северо-Запада. Л.: Наука, 1967. С. 161—185.

Вишневская Е. М., Калугина Л. В. Новые данные о днепровско-московских озер-

но-болотных отложениях у деревни Бибирево (Ивановской области) // История озер. Вильнюс, 1970. С. 33—54.

Вишневская Е. М., Колесникова Т. Д., Малаховский Д. Б., Хомутова В. И. Новые данные о разрезе озерных среднеплейстоценовых отложений у д. Булатово в районе Верхней Волги // История озер. Вильнюс, 1970. С. 42—54.

Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледникового на территории Белоруссии // Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, 1961. С. 159—217.

Вознячук Л. Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, 1973. С. 45—75.

Вознячук Л. Н. Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений // Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск, 1981. С. 137—151.

Вознячук Л. Н. Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Минск, 1985. С. 8—55.

Вознячук Л. Н., Вальчик М. А. Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене. Минск, 1978. 211 с.

Вознячук Л. Н., Грипинский Н. М., Пузанов Л. Т. Четвертичная система // Геология СССР. Т. 3: Белорусская ССР. 1971. С. 231—290.

Вознячук Л. Н., Ковалев В. А. О возможности использования конкреций пирита для уточнения возраста позднекайнозойских пресноводных отложений Русской равнины // ДАН БССР. 1979. Т. 23, № 2. С. 164—167.

Вознячук Л. Н., Кондратене О. П., Мотузко А. Н. О находке первой лихвинской фауны мелких млекопитающих на западе ледниковой области Восточно-Европейской равнины // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1984. С. 105—121.

Вознячук Л. Н., Махнач Н. А., Мотузко А. Н., Величневич Ф. Ю., Якубовская Т. Б., Зусь М. Е., Калиновский П. Ф., Рунец Е. П., Санько А. Ф. Нижнеплейстоценовые отложения д. Корчево на Новогрудской возвышенности в Белоруссии и их стратиграфическое и палеогеографическое значение // ДАН БССР. 1977. Т. 21, № 11. С. 1025—1028.

Вознячук Л. Н., Махнач Н. А., Зусь М. Е., Кондратене О. П. Новая звесткі аб ніжнім плейстацене Беларускага Панямоння і мейсца карчоускай міжледавіковай тоўшчы сярод н жнеплейстацэнавых адкладаў Еўропы // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мінск, 1978а. С. 69—81.

Вознячук Л. Н., Махнач Н. А., Якубовская Т. В., Величневич Ф. Ю., Кондратене О. П. Некаторыя вынікі даследаванняў ніжняга плейстацену Беларусі // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мінск, 1978б. С. 69—105.

Гайгалас А. Пограничные слои и граница неогена—четвертичной системы в Балтийском регионе // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 13—26.

Гайгалас А. И., Гульбинскас С. Н., Хомутова В. И. Корреляция фаз отступления скандинавского ледникового щита в акватории Балтийского моря и на территории Прибалтики // Корреляция палеогеографических событий: материк—шельф—океан. М., 1995. С. 113—119.

Гайгалас А., Мелешите М. Следы древнейшего оледенения Прибалтики // Ледниковый литоморфогенез, палеогеография четвертичного периода, современные экзогенные процессы и их геоэкологические аспекты. Рига, 1991. С. 17—18.

Гайгалас А. И., Молодых А. И. Определение возраста пресноводных моллюсков бутанайского межледникового в разрезе Гайлюнай методом ЭПР // Геология. 1993. Вып. 14. С. 223—234. (Науч. тр. вузов Литвы).

Гаркуша В. И., Казаринова Н. П., Хомутова В. И. Новые данные о микулинских межледниковых отложениях в районе г. Кириллова Вологодской области // Вестник ЛГУ. 1967. № 12. С. 145—155.

Гаруништис А. А. Седиментационные процессы в озерах Литвы. Вильнюс, 1975. 295 с.

Гей В. П., Бителева Н. Г., Ванчугов В. С. Отчет о комплексной геолого-гидрологической съемке масштаба 1 : 50 000 бассейна р. Лети (Вологодская область). Л., 1967. 260 с.

Геологические исследования дна внутренних морей и крупных озер / А. Е. Рыбалко, М. А. Спиридонов, С. Ф. Мануйлов // Сов. геология. 1992. № 2. С. 73—82.

Геология Белого моря // Сов. геология. 1980. № 4. С. 46—56.

Геология и геоморфология Балтийского моря. Сводная геологическая записка к комплексу геологических карт масштаба 1 : 500 000. М.: Недра, 1991. 419 с.

Геология Финского залива / Под ред. А. В. Раукаса и Х. Хюваринена. Таллинн, 1992. 422 с.

Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР / Под ред. Д. Б. Малаховского, К. К. Маркова. Л., 1969. 255 с.

Гожик П. Ф., Карпов В. А., Иванов В. Г. и др. Голоцен северо-западной части Черного моря. Киев, 1987. 45 с.

Гожик П. Ф., Ковалюх Н. Н. Основные этапы развития лиманов Северо-Западного Причерноморья // ИНКВА, XI конгресс. Т. 3. М., 1982. С. 105.

Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М., 1970. 491 с.

Горецкий Г. И. О критериях определения границы между неогеном и антропогеном // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск, 1977. С. 8—55.

Горецкий Г. И., Гурский Б. Н., Еловичева Я. К., Величkevич Ф. Ю., Дромашко С. Г., Назаров В. И., Zubovich С. Ф. Нижнинский Ров (стратотипический разрез шкловского межледникового Белоруссии). Минск, 1987. 273 с.

Горшкова С. С., Плевшицева Э. С. Новые данные по истории развития озерного бассейна средневалдайского времени в окрестностях Ленинграда // История озер. Л., 1986. С. 92—93.

Грейсер Е. Л. Озерные котловины Карельского перешейка // История озер Северо-Запада. Л.: Наука, 1967. С. 323—328.

Гринбергс Э. Ф. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига, 1957. 122 с.

Гричук В. П. О засухливом периоде в послеледниковое время на территории европейской части СССР // Вопросы географии. Сб. 24. 1951. С. 165—191.

Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 25—71.

Гричук В. П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на Северо-Западе европейской части СССР. М.: Наука, 1969а. С. 57—71.

Гричук В. П. Значение палеоботанических материалов для стратиграфии валдайских отложений // Там же. 1969б. С. 57—105.

Гричук В. П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 250 с.

Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. М., 1960. С. 15—26.

Гросвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Гросвальд М. Г. Оледенение антарктического типа в северном полушарии (на пути к новой глобальной ледниковой теории) // Матер. гляциол. исслед. 1988. № 63. С. 3—26.

Гросвальд М. Г. Последриасовая (10 тыс. лет назад) трансгрессия льда с Баренцева шельфа на северо-восток Европы // ДАН СССР. 1996. Т. 350, № 5. С. 687—691.

Грузман Г. Г., Хурсевич Г. К., Шалабода В. Л. Характер распространения и особенности формирования лихвинских диатомовых пород Северной Волыни // Материалы геологического изучения земной коры Белоруссии. Минск, 1978. С. 119—123.

Гуделис В. К. История развития Балтийского моря // Геология Балтийского моря. Вильнюс, 1976. С. 95—116.

Гуделис В. К. Периодизация и хронология развития Балтийского водоема в позднеледниковое время // XI конгресс ИНКВА. Т. 3. М.: Наука, 1982. С. 110—112.

Давыдова Н. Н. Комплексы диатомей в донных отложениях Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л.: Наука, 1976. С. 130—191.

Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли-индикаторы экологических условий водоемов в голоцене. Л.: Наука, 1985. 244 с.

Давыдова Н. Н. Крупные мелководные озера Северо-Запада // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1992. С. 93—101.

Давыдова Н. Н., Делюсина И. В., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Субетто Д. А., Хомутова В. И. Донные отложения Ладожского озера и его эволюция в позднем плейстоцене—голоцене / Под ред. Н. Н. Давыдовой и Б. И. Кошечкина. Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб., 1993. С. 14—24.

Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д., Раукас А. В., Саарсе Л. А. Проблемы палеолимнологического районирования Восточно-Европейской равнины // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1992. С. 12—19.

Давыдова Н. Н., Курочкина А. А. Сравнительная характеристика донных отложений и диатомовых комплексов в осадках крупных озер Вологодско-Архангельского региона // Антропогенное влияние на крупные озера Северо-Запада СССР. Т. 2. Л., 1981.

Давыдова Н. Н., Субетто Д. А., Хомутова В. И. Озеро Ильмень // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1992. С. 101—117.

Даниланс И. Я. Четвертичные отложения Латвии. Рига, 1973. 312 с.

Деяткова Э. И. Палинологическая характеристика верхнечетвертичных отложений Карелии // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского шита. Л., 1972. С. 59—96.

Деяткова Э. И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск, 1982. 155 с.

Дестарев К. С., Фаустова М. А. Тенденции в эволюции валдайской ледниковой морфоскульптуры (в связи с оценкой устойчивости морфолитогенной основы ледниковых ландшафтов) // Геоморфология. 1996. № 3. С. 19—24.

Демидов И. Н. Строение ленточных глин и особенности деградации Центральной Карелии // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1995. С. 127—151.

Джиноридзе Р. Н., Кириенко Е. А., Калугина А. В., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Спиридонова Е. А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 34—40.

Доннер Й., Раукас А. Балтийское ледниковое озеро // Геология Финского залива. Таллинн, 1992. С. 262—276.

Дорофеев П. И. О палеонтологическом методе в палеоботанике // Палеонтол. журн. 1960. № 1. С. 126—141.

Дорофеев П. И. О плиоценовой флоре Белоруссии // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 105—111.

Дорофеева Л. А., Прилуцкий Р. Е., Шкатова В. К. Двойной карбонатный термометр как инструмент для корреляции событий и стратиграфического расчленения четвертичных отложений // Стратиграфия: Геологическая корреляция. Т. 4. М.: Наука, 1996.

Евзеров В. Я., Величневич Ф. Ю., Казан Л. Я., Лебедева Р. М., Лихачев А. С. Стратиграфия четвертичных отложений северных предгорий Ловозерских тундр // Четвертичные отложения Северо-Запада СССР и их значение для поисков полезных ископаемых. Л., 1985. С. 26—38. Деп. ВИЭМС 18 10 1985, № 245. МГ.

Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 105 с.

Еловичева Я. К. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Минск: Наука и техника, 1979. 184 с.

Еловичева Я. К. Результаты комплексного изучения антропогенных отложений Белоруссии методами палинологического, карпологического и диатомового анализов // Тр. Зап.-Сиб. НИГРИ. 1983. № 179. С. 96—100.

Еловичева Я. К. Развитие палеоводоемов в Белоруссии в верхнем плейстоцене по палинологическим данным // Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1988. С. 155—158.

Еловичева Я. К. Автореф. дис. ... д-ра географ. наук. Минск: Наука и техника, 1992а. 52 с.

Еловичева Я. К. Особенности среднеледниковой флоры и растительности на востоке Беларуси (по разрезу Старые Стайки) // Флора и фауна кайнозоя Беларуси. Минск: Наука и техника, 1992б. С. 55—76.

Еловичева Я. К. Палинология позднеледниковья и голоцена Беларуси. Минск: Наука и техника, 1993. 94 с.

Жузе А. П. Диатомовые межледниковых отложений р. Поломети // Бюл. МОИП. Новая серия. Отдел геол. 1936. Т. 44, № 5. С. 429—472.

Заррина Е. П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. Л.: Недра, 1991. 187 с.

Заррина Е. П., Краснов И. П. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и проблема составления общесоюзной схемы // Четвертичный период: Стратиграфия. XVIII сес. МГК. М., 1989. С. 21—27.

Зінава Р. А. Будова ледаві кавых лагчын Прыпяцка-Дняпроўскай палеагеаграфічнай арэны Беларусі па новых даных // Геалагічны і палеаналагічны даследаванні кайнозоя Беларусі. Мінск, 1989. С. 31—42.

Зинова Р. А., Рылова Т. Б., Дромашко С. Г., Шиманович С. Л., Мурашко Л. И. Плиоцен Речицкого Приднестровья Белоруссии. Минск, 1987. 175 с.

Знаменская О. М., Пыренко Б. А., Романова В. П. Онежско-Карельский ледниковый поток // Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., 1973. С. 62—68.

Знаменская О. М., Черемисинова Е. А. Развитие бассейнов восточной части Финского залива в поздне- и послеледниковое время // Балтика. Т. 5. Вильнюс, 1974. С. 95—104.

Зубаков В. А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пылевых диаграммах. СПб., 1992. 122 с.

Зубович С. Ф. Ископаемые остракоды среднеледниковых отложений окрестности г. Друскининкай // Вопросы изучения четвертичных отложений Литвы. Вильнюс, 1974. С. 89—92.

Зубович С. Ф. Остракоды среднеледниковых отложений Белоруссии и юга Литвы. Минск, 1978. 168 с.

Зубович С. Ф. Первые данные об остракодах плейстоцена Речицкого Приднестровья Белоруссии // Плейстоцен Речицкого Приднестровья Белоруссии. Минск, 1986. С. 158—164.

Зубович С. Ф. О развитии фауны остракод в пресноводных водоемах территории Беларуси и сопредельных регионов в плейстоцене // Флора и фауна кайнозоя Беларуси. Минск, 1992. С. 31—38.

Зусь М. Е. Палеогеография и палеогеоморфология Новогрудской возвышенности // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Минск, 1989. С. 31—40.

Зусь М. Е., Рылова Т. Б., Хурсевич Г. К. Геологическое строение и палеогеография неоплейстоценовых отложений у д. Корчево на Новогрудской возвышенности // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Минск, 1989. С. 40—47.

Илометс М. А., Кофф Т. А., Карукяпи Р. Я. О накоплении озерно-болотных отложений в мелких замкнутых впадинах // История озер в СССР. Таллин, 1983. С. 82—83. (Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. Т. 1).

Иностранцев А. А. Геологический очерк Повснецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений // Матер. для геологии России. Т. 7. СПб., 1877. 22 с.

Исаченков А. В. Происхождение и режим озер Валдайской возвышенности и положение их в системе Российского поозерья // История озер в СССР. Таллин, 1983. С. 89—90.

История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. 280 с.

Кабайлене М. В. Стратиграфия донных отложений озер Литвы // История озер Северо-Запада. Л., 1967. С. 13—18.

Кабайлене М. В. Озерные и морские диатомеи в голоцене на территории Литвы // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968. С. 102—107.

Калинин Г. П., Бреслав Г. И., Клопе Р. К. Некоторые особенности современных изменений уровня океанов // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 115—140.

Калугина Л. В. Палеоботаническая характеристика четвертичных отложений Ивановской области и ее значение для стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1969. 21 с.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология. СПб.: Недра, 1993. 328 с.

Каталог стратотипов квартера Балтийского региона // Балтийская стратиграфическая ассоциация. Вильнюс, 1993. 56 с.

Каяк К., Кессел Х., Лийвранд Э., Пиррус Р., Раукас А., Сарв А. Местная рабочая стратиграфическая схема четвертичных отложений Прибалтики (к Межведомственному стратиграфическому совещанию, Вильнюс, май 1976 г.). Вильнюс, 1976. С. 4—52.

Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л.: Наука, 1976. С. 7—40.

Квасов Д. Д. Позднеледниковая история озерной котловины // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. С. 19—21.

Квасов Д. Д., Амантов А. В. Возникновение озерной котловины // Там же. С. 80—82.

Квасов Д. Д., Арсланов Х. А., Давыдова Н. Н., Кошечкин Б. И. Основные этапы развития озер // Там же. С. 72—75.

Квасов Д. Д., Краснов И. И. Основные вопросы истории приледниковых озер Северо-Запада // История озер Северо-Запада. Л., 1967. С. 7—17.

Квасов Д. Д., Раукас А. В. О позднеледниковой истории Финского залива // Изв. ВГО. 1970. № 102. С. 432—438.

Кессел Х., Порк М. О возрасте некоторых прибрежных озер Балтики и характере диатомовой флоры в Западной Эстонии // Биология пресноводных организмов Эстонии: Гидробиологические исследования. VI. Тарту, 1974. С. 26—50.

Кессел Х. Я., Раукас А. В. Геологическое развитие Балтийского моря в Эстонии и корреляция опорных уровней // Корреляция над- и подводных отложений и форм рельефа Южной и Средней Балтики. Таллин, 1981. С. 5—11.

Кессел Х. Я., Раукас А. В. О геологическом развитии Балтийского моря в позднеледниковое время по материалам Восточной Прибалтики // Peribalticum. II, Oslo-linnum, 1982. P. 131—143.

Клейменова Г. И., Рыбалко А. Е. Возможности литологического и палинологического методов исследования для реконструкции палеоэкологических и палеогеографических обстановок позднего плейстоцена и голоцена (на примере Финского залива) // География и современность. Вып. 7. СПб., 1995. С. 103—119.

Климанов В. А. Связь субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 5. С. 101—114.

Клюнин С. Ф., Одинцова А. В., Кособокова П. А. Кумское месторождение — глиняный источник для производства грубой керамики // Природа и хозяйство Севера. Вып. 14. Мурманск, 1986. С. 21—25.

Козлов В. Б. О возрасте верхней морены за пределами остаховского оледенения в бассейне Верхней Волги // Тр. Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. М., 1964. С. 34.

Козлов В. Б. О ритмичности заполнения понижений ледникового рельефа в перигляциальной зоне валдайского оледенения (на примере Калининской области) // Краевые образования материковых оледенений: Матер. V Всесоюз. совещ. Киев, 1978. С. 206—209.

Козловская Л. С. К вопросу о генезисе озер средней полосы европейской части СССР // Тр. Лаборатории сапропелевых отложений. Вып. 7. М., 1959. С. 43—57.

Колесникова Т. Д., Хомутова В. И. О межледниковых флорах Вологодской области (по данным палинологического и палеокарпологического анализа) // Ботан. журн. 1970. Т. 55, № 2. С. 222—232.

Комаровский М. Е., Якубовская Т. В. О корчевских межледниковых отложениях Минской возвышенности // ДАН БССР. 1988. Т. 32, № 3. С. 256—259.

Комплексный анализ четвертичных отложений Сатинского учебного полигона / Под ред. Г. И. Рычагова, С. И. Антонова. М., 1992. С. 128.

Кондратене О. П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных // Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс, 1965. С. 189—261.

Кондратене О. П. Морские межледниковые отложения на Самбийском полуострове (Калининградская область) // Палинология в геологических исследованиях Прибалтики. Рига, 1966. С. 26—35.

Кондратене О. П. О типах пыльцевых диаграмм мяркинского (микулинского, рисс-вюрмского) межледниковья Литвы и вопрос их одновозрастности // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973. С. 44—48.

Кондратене О. П. и др. Отчет о научно-исследовательской работе «Изучение опорных разрезов верхнего плейстоцена и составление литолого-палеогеографических карт плейстоцена Литвы м-ба 1 : 500 000». 1984. 196 с. (Рукопись. Фонды Института геологии Литвы).

Кондратене О. П., Битинас А. К. Стратотип отложений бутенайского горизонта // Геология. 1989. Вып. 10. С. 94—107. (Науч. труды вузов Литвы).

Кондратене О. П., Блажкшиш А. И., Емельянов Е. М. Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря // Балтика. Т. 4. Вильнюс, 1970. С. 38—50.

Кондратене О. П., Вонсавичюте А. В. Новые стратиграфические данные о границе нямунского ледникового покрова: Южная Прибалтика // Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1986. С. 48—59.

Кондратене О. П., Крупицкас Р. А., Швядас К. И. Новый разрез бутенских (лихвинских) межледниковых отложений в долине р. Швянтойи (Литовская ССР) // Тр. АН Литвы. 1980. Сер. Б, 5 (120). С. 87—95.

Кондратене О. П., Санька А. Ф. Условия залегания и палинологическая характеристика межледниковых отложений в овраге Нижнинский Ров // Проблемы плейстоцена. Минск, 1985. С. 101—124.

Конищев В. Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск, 1981. 197 с.

Константинова Н. А. Антропоген Южной Молдавии и Юго-Западной Украины // Тр. ГИН АН СССР. М., 1967. Вып. 173. 137 с.

Кордз Н. В. Биостратификация и типология русских сапропелей. М.: Изд. АН СССР, 1960. 220 с.

Кочегура В. В., Русинов Б. Ш. Палеомагнитные исследования плейстоценовых и голоценовых осадков Финского залива // Геология субаквальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л., 1989. С. 84—90.

Краснов И. И. Приневская низменность—Колтушская камовая возвышенность, долина р. Невы // Путеводитель экскурсий А-15, С-15 XI конгресса ИНКВА. М., 1982. С. 41—52.

Краснов И. И., Арсланов Х. А., Казарцева Т. И., Плевшицева Э. С., Тертычная Т. Б., Чернов С. Б. Опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений в Приневской низменности в карьере Келколово // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 88—99.

Крутоус Э. А. Муравинские межледниковые отложения Припятской впадины и их палеокарпологическая характеристика // Сов. палеокарпология. М., 1979. С. 132—144.

Крутоус Э. А. Палеогеография антропогена Белорусского Полесья. Минск, 1990. 143 с.

Кудерский Л. А. Материалы по зоогеографии рыб внутренних водоемов Карелии // Матер. по зоогеографии Карелии. 1961. Вып. 1. С. 19—33.

Кудерский Л. А. О происхождении реликтовой фауны в озерах Северо-Запада европейской части СССР // Изв. ГосНИОРХ. 1971. Т. 76. С. 113—124.

Кудерский Л. А. О путях проникновения реликтовой фауны в озеро Балтийско-Беломорского бассейна // Изв. ГосНИОРХ. 1972. Т. 82. С. 111—115.

Кудерский Л. А. История озера по данным об ихтиофауне // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л., 1990. С. 63—65, 106—108.

Кудерский Л. А. Роль ихтиологических данных в изучении путей формирования водных систем Северо-Запада и Севера европейской части СССР // Сборник научных трудов ГосНИОРХ. 1987а. Вып. 264. С. 147—156.

Кудерский Л. А. Пути формирования северных элементов ихтиофауны Севера европейской территории СССР // Там же. 1987б. Вып. 258. С. 102—121.

Кудерский Л. А. Состояние рыбных ресурсов Ладожского озера, р. Невы и восточной части Финского залива // Экологическое состояние водоемов и водотоков бассейна реки Невы. СПб., 1996. С. 131—154.

Курочкина А. А. Литология и хемотратиграфия донных отложений Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л.: Наука, 1976. С. 74—129.

Курочкина А. А. Донные отложения // Гидрология озер Воже и Лача. Л.: Наука, 1979. С. 250—283.

Лавров А. С. Позднеплейстоценовые подпрудные озера на северо-востоке Русской равнины // IV Всес. симпозиум по истории озер. Л., 1975. Т. 2. С. 119—127.

Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1960. 233 с.

Лаврова М. А. Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., 1968. С. 108—116.

- Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 288. 240 с.
- Ладожское озеро // Развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины / Под ред. Г. С. Бискэ. Петрозаводск, 1978. 204 с.
- Лак Г. Ц., Лукашов А. Д., Горюнова Н. Н., Ильин В. А. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 73 с.
- Легкова В. Г., Ауслендер В. Г., Краснов И. И. Север и Северо-Запад Восточно-Европейской платформы (региональная стратиграфическая схема) // Решение 2-го Межведомств. стратиграф. совещ. по четвертич. системе Восточно-Европейской платформы. Л., 1986. С. 14—24.
- Лийвранд Э. Методические проблемы палинostrатиграфии плейстоцена. Таллин, 1990. 176 с.
- Лисицына Г. Н. Характеристика позднеледниковых ландшафтов Подмосквья // Вестник МГУ. 1950. № 6. С. 151—158.
- Литвинюк Г. И. История развития растительности в неоплейстоцене на территории Белоруссии // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Минск, 1989. С. 140—151.
- Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря. Вильнюс, 1985. 205 с.
- Логинова Л. П. Диатомовые водоросли из муравинских отложений бассейна р. Шары // Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Минск, 1974. С. 144—145.
- Логинова Л. П. О диатомовой флоре миндель-рисских межледниковых отложений разреза Домново // ДАН БССР. 1975. Вып. 19. С. 163—166.
- Логинова Л. П. Палеогеография лихвинского межледниковья средней полосы Восточно-Европейской равнины. Минск, 1979. 158 с.
- Логинова Л. П. К исследованию диатомовой флоры из древнеозерных отложений у д. Снов Несвижского района БССР // Проблемные вопросы геологии антропогена и неогена Белоруссии. Минск, 1980. С. 96—114.
- Лосева Э. И. Позднеплейстоценовый водоем в бассейне реки Неман (по данным диатомового анализа) // Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. Апатиты, 1981. С. 126—133.
- Лукашев В. К., Великевич Ф. Ю. О первой находке среднеплейстоценовой перигляциальной флоры в Белановичах // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, 1973. С. 185—188.
- Малаховский Д. Б. История развития озерных бассейнов в районе верхнего течения рек Ловати и Куньи // История озер Северо-Запада. Л., 1967. С. 93—98.
- Малаховский Д. Б. Проблемы генезиса и возраста рельефа Северо-Запада Русской платформы // Геоморфология. 1995. № 2. С. 44—53.
- Малаховский Д. Б., Амантов А. В. Геолого-геоморфологические аномалии на севере Европы // Геоморфология. 1991. № 1. С. 85—95.
- Малаховский Д. Б., Грейсер Е. Д. Балтийско-Ладожский уступ // Геоморфология. 1987. № 1. С. 94—98.
- Малаховский Д. Б., Саммет Э. Ю. Ледниковые отторженцы и гляциодислокации Северо-Запада Русской равнины // Матер. гляциол. иссл. 1982. № 44. С. 121—128.
- Малысова Е. С., Соколова Л. Ф. Новые данные по стратиграфии озерных отложений центральной части Карельского перешейка // История озер Северо-Запада. Л.: Наука, 1967. С. 154—161.
- Малысова Е. С., Спиридонова Е. А. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Карельского перешейка // Балтика. Вильнюс, 1965. Т. 2. С. 45—56.
- Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области // Тр. Главного геологоразв. упр. ВСНХ СССР. М., 1931. 117. 256 с.
- Марков К. К. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Беломорско-Балтийского пролива // Изв. Гос. РГО. 1933. Т. 67. С. 88—99.
- Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Тр. Верхневолжской экспедиции. Л., 1939. Вып. 1. 85 с.
- Марков К. К. Труды Верхневолжской экспедиции // Тр. ГЭНИИ. Л., 1940. Вып. 1. 54 с.
- Марков К. К. Позднеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии. М., 1949. Сб. 12. С. 213—220.
- Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М., 1968. 250 с.
- Маркова А. К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 184 с.

Матвеев А. В. Развитие озер Юго-Западной Белоруссии в антропогене // Палеогеография озерных и морских бассейнов Северо-Запада СССР в плейстоцене. Л., 1989. С. 31—35.

Матвеев А. В. История формирования рельефа Белоруссии. Минск, 1990. 144 с.
Матвеев А. В. и др. Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья. Минск, 1984. 134 с.

Маудина М. И., Писарева В. В., Величкевич Ф. Ю. Одинцовский стратотип в свете новых данных // ДАН СССР. 1985. Т. 284, № 5. С. 1195—1199.

Махнач Н. А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск, 1971. 212 с.

Махнач Н. А., Еловичева Я. К., Бурлак А. Ф., Рылова Т. Б. Флора и растительность Белоруссии в палеогеновое, неогеновое и антропогенное время. Минск: Наука и техника, 1981. 106 с.

Махнач Н. А., Рылова Т. Б. Стратиграфическое расчленение древнеозерных плейстоценовых отложений Речицкого Приднепровья (по материалам новых палинологических исследований) // Плейстоцен Речицкого Приднепровья. Минск, 1986. С. 56—75.

Махнач Н. А., Хурсевич Г. К., Логинова Л. П., Богомолова Л. Н. Новые палеоботанические исследования древнеозерных плейстоценовых отложений разреза Красная Дуброва // Неогеновые отложения Белоруссии. Минск, 1982. С. 37—53.

Махнач Н. А., Цапенко М. М. Новые данные о межледниковых отложениях в верховьях р. Березины (Днепровской) // Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск, 1966. С. 328—336.

Махнач Н. А., Мандер Е. П., Кузнецов В. А. Новые данные о возрасте аллювиальных отложений близ д. Малая Александрия Шкловского района // ДАН БССР. 1969. Т. 13, № 10. С. 928—931.

Махнач Н. А., Якубовская Т. В. Об ископаемой флоре и растительности Колодежного Рва // Стратиграфия и палеогеография антропогена. Минск, 1975. С. 21—48.

Медяник С. И., Михайлеску К. Д. Палеогеографические этапы развития флоры Молдовы в антропогене. Кишинев, 1992. 132 с.

Михайлеску К. Д. Происхождение лиманов дельты Дуная. Кишинев, 1990. 161 с.
Михайлеску К. Д., Арап Р. Я., Маркова А. К. и др. Биостратиграфия опорного разреза древнеэвксинских отложений у с. Озерное // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. М., 1991. № 60. С. 41—48.

Михайлеску К. Д., Маркова А. К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев, 1992. 310 с.

Михайловский Г. П. Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губернии // Записки Юрьевского университета. Юрьев, 1909. 66 с.

Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в европейской части СССР. М.: Изд. АН СССР, 1950. 238 с.

Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена европейской части СССР. М., 1967. С. 236.

Москвитин А. И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976. 201 с.

Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. С. 235.

Мотуз А. Н. Грызуны антропогена Белоруссии и сопредельных территорий // Проблемы плейстоцена. Минск, 1985. С. 173—188.

Муратова М. В., Боярская Т. Д., Либерман А. А. Применение теории вероятностей для восстановления палеоклиматических условий по данным палинологического анализа // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. 1972. Т. 3. С. 239—246.

Невесская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология // Тр. ПИН АН СССР. М.: Наука, 1965. Т. 105. 391 с.

Невесский Е. Н., Медведев В. С., Калинин В. В. Белое море // Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 235 с.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд. АН СССР, 1957. С. 404.

Никитин П. А. О возрасте лихвинской флоры // Сб. «25 лет научно-педагогической и общественной деятельности акад. Б. А. Келлера». Воронеж, 1931. С. 71—80.

Никонов А. А. Краевые образования Северной Фенноскандии и их соотношение с краевыми образованиями остальной Фенноскандии // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965. С. 33—44.

Никонов А. А. О древних долинах северо-восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. 1967. Т. 177, № 5. С. 1155—1158.

Новский В. А. Геологическая история озер Ярославской области и перспективы их хозяйственного использования. Ярославль, 1970. С. 208—234.

Новский В. А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. М.: Наука, 1975. С. 235.

Островский А. Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1967. № 11. С. 38—45.

Павловская И. Э. Особенности развития рельефа и гидросети территории Беларуси в муравинское межледниковье // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты, 1993. С. 82—83.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М.: Наука, 1982. 112 с.

Палеолимнология Онежского озера / Под ред. Г. Г. Мартинсона и Н. Н. Давыдовой. Л.: Наука, 1976. 202 с.

Памятник неживой природы Ленинградской области — обнажение на Черной реке // Проблемы окружающей среды. Л., 1980. С. 17—26.

Панкрушев Г. А. Применение данных неотектоники для датировки поселений // Новые памятники истории древней Карелии. М.; Л., 1966. С. 5—43.

Покровский В. О. О морфологических особенностях, происхождении и географическом распространении беломорской ряпушки // Изв. ГосНИОРХ. 1967. Т. 62. С. 100—114.

Последний ледниковый покров на Северо-Западе европейской части СССР. М.: Наука, 1969. 322 с.

Постоленко Г. А. Поисково-геоморфологическая оценка долин горно-ледниковых регионов // Программа «Университеты России». Геосинтез. М., 1993. С. 317—322.

Порецкий В. С. Диатомовые водоросли (*Bacillariophyta*) европейского Севера СССР. Порядок *Centrales* // Тр. Ботан. ин-та им. В. Л. Комарова АН СССР. 1951. Сер. II. Вып. 7. С. 713—832.

Порецкий В. С., Жузе А. П., Шешуково В. С. Диатомовые поздние- и последне- ледниковые отложения северо-западной части Ленинградской области // Тр. II Междун. конф. АИЧПЕ. Вып. 3. 1933. С. 161—167.

Порывкин М. Н. Образование поперечных террас реки Вытегры и история развития Онежского озера // Тр. Ин-та «Гидропроект». Т. 3. Л., 1960. С. 221—233.

Правдин И. Ф. О ладожском рипусе и онежском кильце // Изв. ВНИОРХ. 1939. Т. 21. С. 251—267.

Правдин И. Ф. Видовой состав иктиофауны Ладожского озера и Приладожья // Изв. ВНИОРХ. 1956. Т. 38. С. 12—307.

Пуннинг Я. М., Раукас А. В. Палеогеография позднечетвертичного времени Северной Европы // Итоги науки и техники. Сер. Палеогеография. Т. 2. М., 1985. 213 с.

Пуннинг Я. М., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р., Стелле В. Я. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст лужской стадии валдайского оледенения на Русской равнине // ДАН СССР. 1968. Т. 4, вып. 178. С. 916—918.

Путеводитель экскурсий А-15, С-15, Ленинград и Ленинградская область // XI конгр. ИНКВА. 1982. М., 1982. 667 с.

Пярна К. Т. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. VI. Таллин, 1960. С. 269—278.

Пярна К. Т. О геологии Балтийского приледникового озера и крупных местных приледниковых озер на территории Эстонии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Таллин, 1962. 21 с.

Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины. М., 1977. 198 с.

Раукас А. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин, 1978. 310 с.

Раукас А., Васильев Ю. Местные приледниковые озера // Геология Финского залива. Таллинн, 1992. С. 255—262.

Раукас А. В., Карукялп Р. Я. Проблемы корреляции краевых ледниковых зон Балтийского потока последнего оледенения // Всесоюз. совещ. по пробл. геоморф. корреляции. Тбилиси, 1986. С. 211. (Тез. докл. 18-го пленума Геоморф. комис. АН СССР).

Раукас А. В., Ряхни Э. Э., Мийдель А. М. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин, 1971. 228 с.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. М., 1961. 250 с.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии. Л., 1983. 131 с.

Решетников Ю. С. Экология и систематика сиговых рыб. М., 1980. 304 с.

Риндзюнская Н. М., Ривердатто М. В., Недашковская Н. Н., Иванов Н. М. Особенности осадконакопления в плейстоцене на Полярном Урале // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1987. Вып. 56. С. 84—91.

Ришкене М. Палеокарпологическая характеристика межледниковых отложений // Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Вильнюс, 1976. С. 75—89.

Ришкене М. Антропогенная флора Литвы // Сов. палеокарпология. М.: Наука, 1979. С. 122—131.

Рудский М. П. О происхождении лиманов Херсонской губернии // Зап. Новороссийск. об-ва естествоисп. Одесса, 1885. Т. XX, вып. 1. С. 1—12.

Рыбалко А. Е. Генетические критерии выделения ледниково-морских отложений и спорные вопросы палеогеографии Северо-Запада России в позднем плейстоцене—голоцене // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. Л., 1992. С. 11—25.

Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Спиридонова Е. А. и др. Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене—голоцене // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987. С. 38—52.

Рылова Т. Б. Палинологическая характеристика неогеновых отложений Белорусского Полесья. Минск, 1980. 216 с.

Рылово Т. Б. Палинологическая характеристика и корреляция двух межледниковых горизонтов в разрезе Смоляна Брестской области // ДАН БССР. 1985. Т. 29, № 3. С. 463—466.

Рылова Т. Б., Хурсевич Г. К. Развіцце вадаемау расліннасці ваколіц Гродна на працягу муравінскага міжледавікуя // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мінск, 1978. С. 139—150.

Рылова Т. Б., Хурсевич Г. К. К палеоботанической характеристике диатомовых пород на Гливинском водозаборном участке // Проблемные вопросы геологии антропогена и неогена Белоруссии. Минск, 1980. С. 119—132.

Рычагов Г. И., Аleshинская З. В., Антонов С. И., Скорнякова Л. А. Новые разрезы миклулинских отложений центра Русской равнины // Четвертичный период: Стратиграфия. XVIII сес. Междуна. геол. конгр. М., 1989. С. 35—42.

Ряхни Э. Э. Геохронология ленточных глин Северо-Восточной Эстонии // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. Таллин, 1963. XII. С. 81—94.

Санько А. Ф. Неоплейстоцен Северо-Восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск, 1987. 178 с.

Санько А. Ф., Астапова С. Д., Рылова Т. Б., Хурсевич Г. К., Логинова Л. П., Назаров В. И. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Копыльской гряды // Палеогеография кайноэра Белоруссии. Минск, 1989. С. 53—66.

Санько А. Ф., Рылова Т. Б., Моисеев Е. И., Литвинюк Г. И., Феденя С. А. Неоплейстоценовые озера Припятского Полесья // ДАН Беларуси. 1991. Т. 35, № 12. С. 1118—1122.

Саткунас И. А. Вильняско-нярисская гляциодепрессия — стратотипический район отложений верхнего плейстоцена // Геология. 1993. № 14. С. 252—264.

Саткунас И. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Мядинской возвышенности и прилегающей к ней пограничной зоны последнего оледенения // Отчет о проведенной групповой геологической съемке м-ба 1 : 50 000. Вильнюс, 1991. (Фонды Геологической службы Литвы).

Сводный путеводитель экскурсий: Северо-Запад РСФСР // 27-й МГК. М.: Наука, 1984. С. 34—49.

Семененко Л. Т., Аleshинская З. В., Арсланов Х. А., Валуева М. Н., Красновская Ф. И. Опорный разрез верхнего плейстоцена у фабрики «Первое мая» Дмитровского района Московской области (отложения древнего Татищевского озера) // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена и плейстоцена центральных районов европейской части СССР. М., 1981. С. 121—135.

Семенов-Тяньшанский В. П. К вопросу о нарастании дельты Дуная // Изв. импер. геогр. об-ва. 1908. Т. XIV, вып. III. С. 1—9.

Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена // Верхний плейстоцен: Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966. С. 12—28.

Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований во впадении Балтийского моря и прилегающих к ней странах // Балтика. Т. 3. Вильнюс, 1967. С. 235—250.

Симонов Ю. Г. О формировании озерных котловин в современных перигляциальных условиях юго-восточного Забайкалья на примере Агинского района // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М., 1962. С. 156—165.

Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк района р. Волхова и оз. Ильмень // Матер. по исслед. р. Волхова и его бассейна. Вып. VII. Л., 1926. 350 с.

Соколов Н. А. О происхождении лиманов Южной России // Тр. Геол. ком. СПб., 1895. Т. X. 58 с.

Соколов Н. А. Гидрогеологические исследования в Херсонской губернии // Тр. Геол. ком. СПб., 1896. Т. XIV. 136 с.

Соколова В. Б. Приледниковые озера Вологодского района // История озер Северо-Запада. Л., 1967. С. 198—201.

Соколова В. Б., Хомутова В. И. Новые данные о межледниковых микулинских отложениях на территории центральной части Вологодской области // Проблемы палеогеографии. Вып. 3. Л.: Изд. ЛГУ, 1965. С. 133—138.

Соколова В. Б., Хомутова В. И. Средне- и нижнечетвертичные отложения центральной части Вологодской области // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1966. № 31. С. 42—56.

Соколова В. Б., Хомутова В. И. Стратиграфия озерных отложений и развитие озер юга Вологодской области в плейстоцене // Матер. II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967. С. 156—157.

Соколова В. Б., Хомутова В. И. К истории развития озер юга Вологодской и севера Ярославской областей в плейстоцене // Вестник. ЛГУ. 1968. Вып. 2, № 12. С. 133—142.

Соколова В. Б., Хомутова В. И. Граница валдайского оледенения в центральной части Вологодской области // Краевые образования материкового оледенения. М., 1972. С. 196—202.

Спиридонова Е. А. Палинологическая характеристика мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1983. № 32. С. 29—42.

Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Новоземельского шельфа и палеогеография восточной части Баренцева моря в позднем плейстоцене—голоцене // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. Л., 1992. С. 47—68.

Стратотип позднеледниковых и голоценовых отложений Соловецкого шельфа Белого моря / С. Л. Мануилов, А. Е. Рыбалко, М. А. Спиридонов и др. // Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981. С. 116—134.

Стрелков С. А., Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского шита. Л.: Наука, 1976. 164 с.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. 144 с.

Субетто Д. А. Литологические особенности донных отложений Ладожского озера по результатам исследований длинных колонок // Вопросы гидрофизики, гидрохимии и гидробиологии озер. Л., 1986. С. 87—92.

Субетто Д. А., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А. Ладожское озеро: Общее строение донных отложений // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. С. 37—42.

Судакова Н. Г. Стратиграфия лихвинского (Чекалинского) опорного разреза // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973. С. 138—147.

Судакова Н. Г. Новое о лихвинском стратотипе // ДАН СССР. 1975. Т. 221, № 1. С. 168—171.

Судакова Н. Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М., 1990. 159 с.

Судакова Н. Г., Базилевская Л. И., Восковская Л. Т., Гунова В. С., Немцова Г. М. Палеоклиматические реконструкции по новым результатам комплексных палеогеографических исследований Рыбинского Поволжья // Тез. докл. симпозиума «Климаты прошлого и климатический прогноз». М., 1992. С. 62.

Сукачев В. Н. О растительности перигляциальных зон центральных частей Русской равнины // История развития биогеоценотического покрова центральных областей европейской части СССР в течение антропогена. М.: Наука, 1968. С. 5—21.

Сукачев В. И., Горлова Р. Н., Метельцева Е. П., Новский В. А. О межледниковых отложениях в окрестностях г. Рыбинска Ярославской области // ДАН СССР. 1961. Т. 140, № 6. С. 161—164.

Таваст Э. Х. Рельеф коренных пород // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л.: Наука, 1990. С. 121.

Троицкий С. Л., Ходаков В. Г., Михалев В. Н. и др. Оледенение Урала // Гляциология. М.: Наука, 1966. № 16. С. 305.

Усикова Т. В., Малясова Е. С. К вопросу о происхождении камовых возвышенностей окрестностей Ленинграда // Балтика. Вильнюс, 1965. С. 261—280.

Ушко К. А. Лихвинский (Чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений // Ледниковый покров на территории европейской части СССР и Сибири. М., 1959. С. 148—226.

Фаустова М. А. Особенности рельефообразования в зонах ледоразделов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. № 4. С. 102—111.

Фаустова М. А. Дегляциация и типы ледникового рельефа на территории европейской части России // Палеогеографическая основа современных ландшафтов / Отв. ред. А. Величко, Л. Старкель. М.: Наука, 1994. С. 30—40.

Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1978. Вып. 310. 170 с.

Финаров Д. П. Динамика берегов и котловин водохранилищ гидроэлектростанций СССР. Л.: Энергия, 1974. 150 с.

Флора СССР. М.: Изд. АН СССР, 1949.

Фурсикова И. В., Писарева В. В., Якубовская Т. В. и др. Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово в Западном Подмосковье // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М., 1992. С. 59—82.

Хомутова В. И. Палеоботаническое обоснование стратиграфического расчленения средне- и верхнечетвертичных отложений района Вологодской возвышенности и Кубено-Сухонской впадины: Дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1970. 29 с.

Хомутова В. И. Геохронология донных отложений по результатам палинологического анализа // Палеолимнология Онежского озера. Л.: Наука, 1976. С. 45—73.

Хомутова В. И. Палеогеография и биостратиграфия осадков озер лесной (таежной) зоны европейской части СССР на основе спорово-пыльцевого анализа: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Киев, 1989. 47 с.

Хотинский Н. А. Спорово-пыльцевые диаграммы верхнеплейстоценовых и голоценовых озерно-болотных отложений Половецко-Купанской котловины // Географические сообщения. Вып. 2. М., 1961. С. 15—26.

Хотинский Н. А. Применение принципа актуализма при реконструкции растительности позднеледникового времени центральных районов Русской равнины // Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М.: Наука, 1964. С. 158—168.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии // К X конгр. INQA (Великобритания, 1977). М.: Наука, 1977. С. 197.

Хотинский Н. А., Алешинская З. В., Гуман М. А., Климанов В. А., Черкинский А. Е. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 3. С. 30—42.

Хурсевич Г. К. Диатомеи из лихвинских отложений разреза скв. 7 у с. Гвозница Брестской области, их стратиграфическое и палеогеографическое значение // Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Минск, 1975. С. 124—128.

Хурсевич Г. К. Суцессии диатомей в александрийских (лихвинских) пресноводных отложениях разреза Новые Беличи Слуцкого района Белорусской ССР // Систематика, экология водорослей и их значение в практике геологических исследований. Киев, 1981а. С. 137—138.

Хурсевич Г. К. Диатомовые исследования муравинских (микулинских) отложений Белоруссии // Геологические исследования кайнозоя Белоруссии. Минск, 1981б. С. 64—75.

Хурсевич Г. К. Стратиграфия плейстоценовых отложений Прибалтики по данным диатомового анализа // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1984. С. 122—129.

Хурсевич Г. К. Атлас видов *Stephanodiscus* и *Cyclostephanos* (*Bacillariophyta*) из верхнекайнозойских отложений СССР. Минск, 1989. 167 с.

Хурсевич Г. К., Логинова Л. П. Возраст и палеогеографические условия формирования древнеозерных отложений Речицкого Приднепровья (по данным изучения диатомей) // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Минск, 1986. С. 76—142.

Хурсевич Г. К., Яловичава Я. К. Дאпытання аб узросце умовах фарміравання азерных даятамавых парод на Дзяржынскім водазаборным участку // Новае у геалогі антрапагену Беларусі. Мінск, 1979. С. 35—42.

Цериня А. Я. Уточнение границ и объема фелициановской свиты Латвии // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1984. С. 149—154.

Чеботарева Н. С. Межледниковые отложения лихвинской эпохи в окрестностях г. Галича // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1953. № 4. С. 39—42.

Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Вигдорчик М. Е., Фаустова М. А., Бискэ Г. С., Вайтекунас П. П., Гуделис В. К., Девятова Э. И. Главные этапы деградации и краевые зоны // Последний европейский ледниковый покров. М.: Наука, 1965. С. 26—44.

Чепалыга А. Л. Фауна пресноводных моллюсков и палеоклиматы // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 145—149.

Чепалыга А. Л., Михайлеску К. Д. Лиманно-морские отложения низовьев Дуная и их связь с эвстатическими и климатическими колебаниями // Молдавская АН к XI конгр. ИНКВА. Кишинев, 1982. С. 22—24.

Чепалыга А. Л., Михайлеску К. Д. История четвертичных лагун Черного моря: Геология океанов и морей // Тез. докл. VII Всес. школы морской геологии. М., 1986. Т. 1. С. 139—140.

Чепалыга А. Л., Янко В. В., Шимкус К. М. и др. Роль лагунных фаций в истории развития бассейнов Черного моря // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М., 1984. Т. 1. С. 180—182.

Чепулите В. Распространение древнеозерных отложений плейстоцена на территории Юго-Восточной Литвы // История озер. (Тр. Всес. симпоз.). Вильнюс, 1970. Т. 2. С. 134—147.

Черемисинова Е. А. Диатомовые водоросли в отложениях экстрагляциальной зоны последнего оледенения // Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Запада РСФСР. Л., 1966. Т. 5. С. 168—179.

Черемисинова Е. А. О диатомовой флоре миндель-рисских межледниковых отложений юго-восточной части Калининградской области // Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1970. № 5. С. 49—63.

Черешнев И. А. Аннотированный список рыбообразных и рыб пресных вод Арктики и сопредельных территорий // Вопр. ихтиологии. 1996. Т. 36, № 5. С. 597—608.

Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова-Ярославского: Путеводитель экскурсий 10-В // 27-й МГК. М., 1984. С. 26.

Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене-голоцене / А. Е. Рыбалко, М. А. Спиридонов, Е. А. Спиридонова, П. Е. Москаленко // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987. С. 38—52. (Сб. науч. тр.).

Чижиков Н. В. Геоморфология и почвы бассейна озера Неро и реки Усть-Котлосль // Тр. Лабор. сапропелевых отлож. М.; Л., 1956. Вып. VI. С. 130—144.

Шалабода В. Л. Новые палеоботанические данные из разреза Матвеев Ров, полученные по результатам спорово-пыльцевого анализа // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Минск, 1989. С. 167—173.

Шейрене В. В. Диатомовые водоросли бутенайских отложений разреза Йононис-938 // Тр. вузов Литвы. Геология. 1993. № 14. С. 235—239.

Шик С. М. Новые данные о микулинских (рисс-вюрмских) межледниковых отложениях Смоленской области // Сб. науч. работ Смоленск. науч.-исслед. краеведч. ин-та. Смоленск, 1958. С. 57—94.

Шик С. М. О стратиграфической схеме плейстоцена центральных районов // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. М., 1992. С. 138—141.

Шиманович С. Л. Литологическая характеристика межледниковых отложений Речицкого района // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Минск, 1986. С. 30—35.

Шкатова В. К. О возрасте осадков хазарского комплекса на Нижней Волге // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973. С. 203—223.

Шкатова В. К. О возрасте плейстоценовых трансгрессий Каспия и их соотношение с событиями ледниковой области Русской равнины // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975. С. 96—98.

Шкатова В. К. Новые представления о стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Северного Прикаспия // Четвертичная геология и структурная геоморфология СССР. Л., 1977. С. 21—26. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 22).

Шкатова В. К. Гипотетическая климатическая кривая основных этапов осадконакопления Каспия в позднем плейстоцене // Позднеплейстоценовая история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 112—115.

Шкатова В. К. Датирование экскурса Блейк в верхнехазарских отложениях Нижней Волги // IV Всес. съезд по геомагнетизму. Владимир—Суздаль, 1991. С. 51—53. (Тез. докл.).

Шкатова В. К., Дорофеева Л. А., Прилуцкий Р. Е. Изотопно-кислородная и кальцево-магниева палеотермометрия и палеосолёность Каспия в плейстоцене // Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода. М., 1994. С. 266. (Тез. докл.).

Шкатова В. К., Молодков А. Н., Герасимова С. А., Молоствовский Э. А., Жегин О. Н. Стратиграфия и возраст хазарских и хвалынских отложений Нижней Волги по данным радиоизотопных и физических методов датирования // Геохронология четвертичного периода. Всес. совещ. 14—16 ноября 1989 г. Москва—Таллин, 1989. С. 35. (Тез. докл.).

Щербаков Ф. А. Особенности седиментогенеза на континентальных окраинах океанов и во внутренних морях // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.; Л.: Наука, 1979. С. 3—13.

Щежукова В. С. Диатомовые водоросли межморенных отложений г. Петрозаводска // Тр. совещ. секции Междун. ассоц. по изуч. четвертич. периода. М., 1939. Вып. 4. С. 64—67.

Экман И. М. К характеристике межморенных органогенных отложений в окрестностях г. Петрозаводска // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского шита. Л., 1972. С. 15—24.

Экман Э. И. Стратиграфия: Четвертичная система // Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. С. 79—93.

Экман И. М. Карелия // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1992. С. 45—50.

Экман И. М., Загний Г. Ф., Бахмутов В. Г. Палеомагнитная стратификация осадочных толщ позднего плейстоцена юго-восточной части Балтийского шита // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 218—224.

Экман И. М., Левкин Ю. М., Морозов Г. К. Гляциотектоника позднего плейстоцена района г. Петрозаводска // Палеогеография области скандинавских материковых оледенений. Л., 1979. С. 36—46.

Экман И. М., Лийва А. А. Об абсолютной хронологии «большого» вюрма—валдая на Онежско-Ладожском перешейке // Геохронология четвертичного периода. М., 1980. С. 54—62.

Экман И. М., Лукашов А. Д., Колканен А. М., Лийва А. А. Динамика развития озер и озёрности Карельской АССР по данным радиохронологии (за последние 13 000—12 000 лет) // Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллин, 1988. С. 206—218.

Якубовская Т. В. Ископаемая флора д. Николаево на Немане // Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Минск, 1974. С. 180—184.

Якубовская Т. В. Палеогеография лихвинского межледникового Гродненского Понеманья (палеокарпологические исследования). Минск, 1976. 300 с.

Якубовская Т. В. Раннеантрапагенавая насенная флоры Беларускай грады і іх стратыграфічныя становішча // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мінск, 1978. С. 93—105.

Якубовская Т. В. Что такое «гомельский надгоризонт» и его флора // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Минск, 1985. С. 20—26.

Якубовская Т. В. Строение и возраст Ведрических сечей // Плейстоцен Речицкого Приднестровья Белоруссии. Минск, 1986. С. 142—158.

Якубовская Т. В. Род *Aldrovanda* (*Droseraceae*) в плейстоцене Белоруссии // Ботан. журнал. 1991. Т. 76, № 1. С. 109—118.

Якубовская Т. В. О нижней границе четвертичной системы на территории Беларуси // ДАН Беларуси. 1992. Т. 36, № 9—10. С. 822—826.

Якубовская Т. В., Кондратенко О. П. Данные спорово-пыльцевого и палеокарпологического анализа разреза Борки-2Г стратотипа беловежского межледникового // ДАН БССР. 1991. Т. 35, № 4. С. 346—350.

Якубовская Т. В., Назаров В. И. Стратиграфическая схема отложений эоплейстоцена Беларуси // ДАН Беларуси. 1993. Т. 37, № 4. С. 100—104.

Якубовская Т. В., Рылова Т. Б. Позднекайнозойские флоры района проявления неогенового карста в окрестностях Березы // Флора и фауна кайнозоя Беларуси. Минск, 1992. С. 76—94.

Якубовская Т. В., Хурсевич Г. К., Рылова Т. Б. Новые данные о стратотипе беловежского межледникового // ДАН БССР. 1991. Т. 35, № 3. С. 262—265.

Agadjanian A. K. Quartäre Kleinsäuger aus der russischen Ebene // Quartär. 1977. Bd 27/28. S. 111—145.

Ailio J. Die geographische Entwicklungen des Ladogasees in postglazialer Zeit // Fennia. 1915. Vol. 3. 157 p.

Amantov A. Plio-pleistocene erosion of Fennoscandia and its implication for the Baltic Sea // Prace Panstw. Inst. Geol., 1995a. Vol. 64. P. 47—56.

Amantov A. Map of the bedrock relief of the eastern fennoscandian margins. RF, VSEGEI, 1995b.

Bakhmutov V. B., Zagniy G. F. Secular variation of the geomagnetic field: data from the varve clays of Soviet Karelia // Physics of Earth and Planetary Interiors. 1990. Vol. 63. P. 121—134.

Bassinot F. C., Labeyrie Z. D., Vensent E., Quidelleur X., Shackleton N. J., Lancelot J. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes Mathyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters 126. 1994. P. 91—108.

Behre K. E. Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen in letztinterglazialen Kieselgurablagerungen der Lüneburger Heide // Flora. Jena, 1962. Bd 152, N 2. S. 325—370.

Berger A., Loutre M. F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev. 1991. Vol. 10, N 4. P. 297—317.

Borisova O. K., Zelikson E. M. Vegetation and climate of Eastern Europe during the Late Glacial // Climate and environment changes of Eastern Europe during Holocene and Late-Middle Pleistocene. M., 1995. P. 14—19.

Boulton G. S., Smith G. D., Jones A. C., Newsome J. Glacial geology of the last mid-latitude ice sheets // J. Geol. Soc. 1975. Vol. 142. P. 447—474.

Cato I. The definitive connection of the Swedish geochronological time scale with the present, and the new data of the zero year in Dövíken, northern Sweden // Boreas. 1985. Vol. 14. P. 117—122.

Cleve-Euler A. Die Diatomeen als qärtärgeologische Indicatoren // Geol. foren Stockholm förhandl. 1944. Bd 66, N 3. S. 383—410.

Davydova N., Arslanov Kh., Khomutova V., Pushenko M., Rybalko A., Spiridonov M., Subetto D. The Late Pleistocene and Holocene history of Lake Ladoga: a review // Abstracts of the first International Lake Ladoga Symposium, 1993. Publ. of Karelian Inst., Univ. of Joensuu. 1995. N 112. P. 206—213.

De Geer G. Geochronologie der letzten 12 000 Jahre // Geol. Rundschau. 1912. N 3. S. 457—471.

De Geer G. Geochronologia Swecica Principes // Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. Ser. 3. 1940. Vol. 18, N 6. 360 p.

De Geer E. H. Orographie et deglaciation dans la vallee Baltique // Cahiers geologiques. 1956. N 35—36. P. 24—56.

Delusin I. The Holocene pollen stratigraphy of Lake Ladoga and the vegetational history of its surroundings // Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A. III. Geol.-Geogr. Helsinki, 1991. Vol. 153. 66 p.

Donner J. The Quaternary of Finland // The Quaternary. Vol. 1. John Wiley and Sons. London, 1965. P. 199—272.

Donner J. Land/sea level changes in southern Finland during the formation of the Salpausselkä endmoraines // Bull. Geol. Soc. Finl. 1969. N 41. P. 135—150.

Donner J., Raukas A. On the geological history of the Baltic Ice Lake // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1989. Vol. 38, N 3. P. 128—137.

Ekman I., Iljin V. 1991. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R. and adjacent areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines. P. 73—99.

Everhoi A., Fjeldskaar A., Solheim W., Nyland-Berg M., Russwurm L. The Barents Sea ice sheet — a model of its growth and decay during the last ice maximum // Quatern. Sc. Rev. 1993. Vol. 12. P. 863—873.

Eyles N., Menzies J. The subglacial system // Glacial geology. Pergamon Press. Oxford, 1983. P. 19—70.

Florin S. Navstrandens Forskjutningar och bedyggelsutvecklingem i östra Mellansverige under senkvartar tid I. Allmän översikt // Geol. Foren. Stockh. Forh. 1944. Vol. 66. P. 551—634.

Grichuk V. P. Comparative study of the interglacial and interstadial flora of the Russian Plain // Report of the VI International Congress of Quaternary, 1964. Vol. 2. Lodz. P. 23.

Gripenberg S. A. Study of the sediments of the North Baltic and adjoining sea // Fennia. 1934. Vol. 60, N 3. P. 1—231.

Grossu A. V., Baltac G. Limnocardiiide cuaternare in depozitele deltei Dunarii // Studii si cercetari de geologie. Bucuresti, 1962. T. VII. P. 249—261.

Grosvald V. G., Hughes T. J. Paleoglaciology's grand unsolved problem // J. of Glaciology. 1995. Vol. 41, N 138. P. 313—332.

Gudelis V. The Quaternary History of the Baltic: Lithuania // Acta Univ. Upps. Symp. Univ. Upps. Ann. Quing. Gel. 1979. Vol. 1. P. 159—173.

Hirvas H. Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland // Geol. Surv. of Finl. Bull. 354. 1991. 123 p.

Hirvas H., Kujansuu R., Tynni R. Till stratigraphy in northern Finland // IGCP, Project 73/1/24: Quaternary Glaciation in the Hemisphere. 1976. Report 3. P. 256—273.

Hirvas H., Tynni R. Tertiärista savea Savukoskella seka havaintoja tertiärista mikrofossiileista // Geologi. 1976. Vol. 28, N 3. P. 33—40.

Hughes T. Glacial permafrost and pleistocene ice ages // Permafrost. The North American Contribution to the Second Int. Conf. Nat. Acad. Sci. Washington, 1973. P. 213—223.

Hughes T. Numerical reconstruction of paleo ice sheets // The last great ice sheet / Ed. G. H. Denton and T. Hughes. Wiley-Interscience. N. Y., 1981. P. 221—261.

Hughes T. J. The great Cenozoic ice sheet // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1985. Vol. 50. P. 9—43.

Ignatius H. On the rate of sedimentation in the Baltic Sea // Bull. Com. geol. Finl. 1958. P. 180.

Kessel H., Raukas A. The Quaternary history of the Baltic. Estonia // Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Upps. Ann. Quing. Gel. 1979. P. 127—146.

Kolp O. Palaeogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona // Beiträge zur Meereskunde. 1965. Hf. 12—14. S. 31—38.

Kolp O. The Quaternary History of the Baltic. The relation between the eustatic rise of the sea-level, submarine terraces and the stages of the rise Baltic Sea during Holocene // Acta Univ. Upps. Symp. Univ. Upps. Ann. Quing. Gel. 1979. Vol. 1. P. 261—274.

Kondratienė O. Apie tarpledynmetinius darinius Druskininku apylinkėse // Moksliniai pranešimai, geol. ir geograf. 1958. Vol. 6. P. 77—89.

Korpela K. Die Weichsel-Eiszeit und ihre Interstadial in Perdpohjola (nordliches Nordfinnland) in Licht von submorenen Sedimenten // Ann. Acad. Sci. Fenn. 1969. A III. 99. 108 p.

Kruger I. Ergebnisse der quantitativen Diatomeenanalyse im mittleren und nördlichen Teil der DDR // Z. geol. Wiss. Berlin, 1975. Bd 3, N 9. S. 1179—1195.

Kvasov D. D. The Barents Ice Sheet as a Relay Regulator of Glacial-Interglacial Alteration // Quaternary Research. 1978. Vol. 9. P. 288—299.

Kvasov D. D. The Late-Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe // Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A. III. Geol.-Geogr. Helsinki, 1979. Vol. 126. 71 p.

Kullenberg B. On the salinity of the water, contained in marine sediments // *Med. Oceanogr. Inst. i Göteborg*. 1952. N 21. P. 10—17.

Liteanu E., Pricajan A., Mocanu M. Cercetari hidrologice in delta Dunarii // *Studii de Hidrologie. Seria E. Bucuresti*, 1967. P. 859—887.

Lookene E. Vanadest rannikmoodustistest Sakala Korgustikul // *Geol. märkmed*. 1961. Vol. 1. P. 52—57.

Lubliner-Mianovska K. Die Pollenanalyse einer Stechrohr — Probe aus der Mecklenburger Bucht // *Beiträge zur Meereskunde*. 1965. Hf. 12—14. S. 45—54.

Lundquist J. Late Weichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia // *Quat. Sci. Rev.* 1986. Vol. 5. P. 269—292.

Macarovic N., Costetchi G. Sur les dépôts de Barbosi — Babele entre le Siret et le Prout // *An. St. Univ. din Iasi. Sect. II. Seria B. Géol.* 1973. T. XIX. P. 132—154.

Mangerud J. The Last Interglacial / Glacial Cycle in Northern Europe // *Quaternary Landscapes*. University of Minnesota Press. Minneapolis, 1991. P. 38—75.

Mangerud J., Andersen S. T., Berglund B. E., Donner J. J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // *Boreas*. 1974. Vol. 3. P. 109—128.

Marciniak B. Okręzki środkowego plejstocenu w osadach jeziornych z Kępca (Wyzyna Lubelska) // *Kwartalnik Geologiczny*. 1980. Bd 24, N 2. S. 349—360.

Marciniak B. Diatoms in the Mazovian (Holstein, Likhvin) Interglacial Sediments of South-Eastern Poland // *Proc. 8th Int. Diatom Symp.* 1984. Koenigstein, 1986. P. 483—494.

Marciniak B. Dominant diatoms in the interglacial lake sediments of the Middle Pleistocene in Central and Eastern Poland // *Hydrobiologia*. 1990. Vol. 214. P. 253—258.

Marciniak B., Kowalski W. Dominant diatoms, pollen, chemistry and mineralogy of the Eemian lacustrine sediments from Nidzica (Northern Poland): a preliminary report // *Pol. Arch. Hydrobiol.* 1978. Vol. 25, N 1/2. P. 269—281.

Masicka H. Essai de définition stratigraphique ainsi que de l'âge la carotte prélevée de la Baie de Gdansk // *Baltica*. 2. Vilnius, 1965. P. 61—70.

Menzies J. Glaciers and ice sheets / *Menzies J. (ed.)*. Modern glacial environments. Vol. 1. Butterworth-Heinemann Ltd, Oxford, 1995. P. 101—138.

Mikaila V. Lietuvos stambesnioji limnoglacialinė baseino meovėdos ir jų rysinių su paskutiniųjų ledų // *Moksliniai pranešimai (Lietuvos TSR MA Geologijos ir Geografijos institutas)*. 1958. Vol. 8. P. 81—87.

Moran S. R., Clayton L., Hooke R., Fenton M. M., Andriashek L. D. Glacier — bed landforms of the prairie region of North America // *Journ. Glaciol.* 1980. Vol. 25, N 93. P. 457—476.

Munthe H. Studies in the Late-Quaternary history of southern Sweden // *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 1910. Vol. 32. P. 1197—1293.

Niemela J., Ekman I., Lukashov A. Quaternary deposits of Finland and north-western part of Russian Federation and their resources. Scale 1 : 1 000 000. Espoo: Geological Survey of Finland, 1993.

Nilsson E. Södra Sveriges senkvartära historia // *Kungl. Svenska Vet. — Akad. Hendl.* Ser. 4. 1968. Vol. 12, N 1. 102 p.

Nilsson E. The Late-Quaternary history of southern Sweden // *Kungl. Svenska Vetenskapsakademien Handlingar*, 1968. Bd 12, N 1. P. 3—327.

Punkari M. Glacial Dynamics of the northern European ice sheets. Department of Geology, Division of Geology and Palaeontology, University of Helsinki, Finland, Dissertation. 1996. 24 p.

Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit // *Fennia*. 1898. Bd 16, N 1. 151 S.

Ramsay W. Silmäys Suomen syntyyn. Kutsu Maisterin ja Tohtorin-Promotsooneihin (Injudning till de Magister- och Doktors-Promotioner, som Filosofiska Fakulteten vid Helsingfors Universitet med sedvanliga högtidligheter anställer). Helsinki, 1927. P. 5—30.

Rybalko A., Davydova N., Subetto D., Spiridonov M. New data on Late Pleistocene and Holocene history of Lake Ladoga // *Public. of Karelian institute*. 1995. N 113. 7 p.

Ramsay W. Eisgestaute Seen und rezession des inlandeises in Südkarelien und im Newatal // *Fennia*. 1928. Vol. 50, N 5. 21 p.

Ramsay W. Niveauverschiebungen, Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland // *Fennia*. 1929. Vol. 52, N 2. 48 p.

Raukas A., Punning M., Rähni E. Millal taandus Eestist mandrijää? // *Eesti Loodus*. 1969. N 7. P. 396—401.

Rybalko A., Repechko M., Spiridonov M., Kovalenko F. etc. Geological map of the

Quaternary deposits of the Baltic Sea and adjacent land areas. Scale 1 : 500 000. St. Petersburg, 1992. 6 sheets (in Russian and English).

Rybalko A. Modern data, facts and views on the geological evolution on the Gulf of Finland // *The Baltic Sea. Geol. Surv. of Finl.* 1988. 6 p.

Rybalko A., Fedorova N. Environmental geology of the river Neva- Bay-Eastern Gulf of Finland area and the problems of anthropogenic pollution on the Gulf of Finland // *The Baltic. The Abstract of the Fourth Marine Geol. Conf.*, October 24—27, 1995. Uppsala, 1995. 1 p.

Rybalko A., Fedorova N., Jurjev D. Environmental geological investigation at the Lake Ladoga // *Abstr. of the I Intern. Lake Ladoga Symposium*, 1993. Joensuu, 1995.

Rylova T., Khursevich G., Fedenja S. Biostratigraphy of Neopleistocene in south-east Belarus // *Abstracts of the Second Baltic stratigraphic conference*. Vilnius, 1993. P. 87.

Saarnisto M. Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines // *Geol. Surv. of Finl. Guide* 32. 1995. P. 73—99.

Saarnisto M., Grönlund T., Ekman I. Lateglacial of Lake Onega — contribution to the history of the eastern Baltic basin // *Quaternary International*. 1995. Vol. 27. P. 1—10.

Sauramo M. Zur spätquartären Geschichte der Ostsee // *Bull. com. géol. Finl.* 1934. Vol. 104. P. 28—87.

Sauramo M. Das System der spätglazialen Strandlinien in südlichen Finnland // *Soc. Sci. Fennica, Comment. Phys.-Math.* 1937. Vol. 9, N 10. 23 p.

Sauramo M. Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. Helsinki, 1940. 286 p.

Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee // *Ann. Acad. Sci. Fenn.* 1958. A III. 522 p.

Stephan H.-J., Menke B. Untersuchungen über den Verlauf der Weichsel — Kaltzeit in Schleswig — Holstein // *Z. Geomorphologie, Suppl.* Berlin—Stuttgart, 1977. Bd 27. P. 12—28.

Sugden D. E. Reconstruction of morphology, dynamics and thermal characteristics of Laurentide ice sheet at its maximum // *Arct. and Alp. Res.* 1977. 87-IA. P. 89—100.

Sugden D. E. Glacial erosion by the Laurentide ice sheet // *Journ. of Glaciol.* 1978. Vol. 20, N 83. P. 367—392.

Svensson N.-O. Late-Weichselian and Holocene shore displacement in the Central Baltic, based on stratigraphical and morphological records from Eastern Smaland and Gotland, Sweden, Lund, 1989. 195 p.

Tammekann A. Die Oberflächengestaltung des Nordestländischen Küstentafellandes // *Acta et Comm. Univ. Tartuensis. Ser. A.* 1926. Bd IX, N 7. S. 1—152.

Tanner V. Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar IV // *Fennia*. 1930. Vol. 53, N 1. 589 p.

Vlasov B., Klimanov V. Statistical analysis of the results of the present-time diatom flora and its use for reconstruction of the palaeolimnological situation // *Methods for the investigation of lake deposits: palaeoecological and palaeoclimatological aspects*. Vilnius, 1987. P. 175—185.

White A. W. Deep erosion continental ice sheets // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1972. Vol. 83, N 4. P. 1037—1056.

Zaqwijn W. H. Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene Vegetation in the Netherlands // *Mededel. van de Geol. Stichting*. 1960. Ser. C-III-1, N 5. P. 5—78.

SUMMARY

This book is the eighth one in the special series of the «Lakes History». Seven volumes of it have been published by the Institute of Lake Research of the Russian Academy of Sciences in the years of 1986—1995. The volume is the first generalization of the history of Pleistocene lakes on the East-European Plain. Investigations cover the Northern ice covered territories and the Southern ice free ones in the Eastern Europe (Northern regions of Russia, Baltic countries, Byelorussia, Central Region of the Russian Plain and Northern shores of the Black and Kaspian Seas). It contains the newest data on the litho- and biostratigraphy of the ancient lake sediments, palaeogeographical reconstructions of the lake evolution, palaeoclimate changes and the successions both of the terrestrial vegetation and the landscapes during the Pleistocene glacial and interglacial epochs. Special attention is paid to the natural resources of the Pleistocene lake sediments and the perspectives of their utilization.

The book is intended for limnologists, palaeogeographers, geologists and palaeontologists.