

ИСТОРИЯ ОЗЕР СССР

Главный редактор
академик А. Ф. ТРЕШНИКОВ

Редакционная коллегия:
Д. Д. КВАСОВ (зам. гл. редактора),
В. А. РУМЯНЦЕВ (зам. гл. редактора)
Д. В. СЕВАСТЬЯНОВ (ученый секретарь)
Г. И. ГАЛАЗИЙ, Н. Н. ДАВЫДОВА,
М. В. КАБАЙЛЕНЕ, Г. Г. МАРТИНСОН,
А. В. РАУКАС, О. Ф. ЯКУШКО

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ОЗЕР

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ИСТОРИИ ОЗЕР

Редакционная коллегия:
Д. Д. КВАСОВ (отв. редактор)
Н. Н. ДАВЫДОВА
В. А. РУМЯНЦЕВ

ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986

ЗПК
0-288

УДК 551.80; 551.481.1

Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. (Серия: История озер СССР). Л.: Наука, 1986. 254 с.

В первой книге многотомной монографии содержится обзор исследований по истории озер, общих закономерностей развития озерных котловин, формирования флоры и фауны озер, накопления полезных ископаемых, связанных с озерами. Основное внимание уделено методам изучения истории озер: геоморфологическим, геологическим, палеонтологическим, палеоботаническим, изотопным, палеомагнитным, археологическим, историческим и другим. Книга представляет интерес для геологов, географов и гидрологов. Библ. 609 назв. Ил. 20. Табл. 5.

Рецензенты:

М. Я. Прыткова,

Е. В. Рухина

О $\frac{1903030200\text{-}721}{042(02)\text{-}86}$ 131-86—IV

Научная библиотека
им. Горького
МГУ

© Издательство «Наука», 1986 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая монография, открывая многотомное издание, в котором будут подведены итоги изучения истории озер СССР и намечены задачи дальнейших исследований, содержит общие теоретические положения и описание методов, с помощью которых можно изучать закономерности развития озер, как современных, так и ныне исчезнувших. Две последующие книги посвящены истории озер, существовавших в геологическом прошлом — начиная с палеозоя; остальные — крупным современным озерам зон избыточного (Ладожское, Онежское, Псковско-Чудское, Байкал, Ханка) и недостаточного (Аральское море, Балхаш, Иссык-Куль, Зайсан, Севан) увлажнения и озерным районам территории нашей страны. Монографическое описание процессов возникновения и развития озер СССР на протяжении всей геологической истории предпринимается впервые.

При изучении истории озер получены очень важные материалы по истории материков и данные о влиянии деятельности человека на развитие озер, начавшемся несколько тысячелетий назад.

Одним из важнейших аспектов изучения истории озер является разведка формирующихся в них полезных ископаемых — солей, озерной извести, диатомитов и сапропеля. В современных озерах накапливаются галит (поваренная соль), сода, мирабелит и многие другие соли, представляющие собой сырье для химической и пищевой промышленности. Озерная известь чрезвычайно важна для известкования почв лесной зоны. Но особенную ценность имеют обогащенные органикой озерные илы — сапропели.

Изучение и использование сапропелей широко развернулись буквально с первых месяцев Советской власти (Губкин, 1919; Таганцев, 1920). Как только подступы к основным источникам энергетического сырья были отрезаны интервентами и белогвардейцами, начались исследования сапропеля, который рассматривался как основа для производства бензина, керосина, парафина, смазочных масел и многих других продуктов. По этому вопросу 16 октября 1922 г. Владимир Ильич Ленин пишет в Высший Совет Народного Хозяйства (Полн. собр. соч., т. 45, с. 224):

«Тов. Красин прислал мне письмо, в котором сообщает о крупнейших успехах группы инженеров во главе с тов. Губкиным, которая с упорством, приближающимся к героическому, и при ничтожной поддержке со стороны государственных органов, из ничего развила не только обстоятельное научное обследование горючих сланцев и сапропеля, но и научилась практически приготовлять из этих ископаемых различные полезные продукты, как-то: ихтиол, черный лак, различные мыла, парафины, сернокислый аммоний и т. д.

Ввиду того что эти работы, по свидетельству т. Красина, являются прочной основой промышленности, которая через десяток, другой лет будет давать России сотни миллионов, я предлагаю:

1. Немедленно обеспечить в финансовом отношении дальнейшее развитие этих работ.
2. Устранить и впредь устранять всяческие препятствия, тормозящие их, и
3. Наградить указанную группу инженеров трудовым орденом Красного Знамени и крупной денежной суммой.

О последующем прошу мне письменно сообщить через управделами СНК тов. Горбунова. В случае каких-либо препятствий немедленно сообщите мне через него же.

Председатель СНК и СТО *В. Ульянов (Ленин)*».

Исследования по использованию сапропеля в качестве химического сырья, продолжавшиеся до начала 30-х годов, в дальнейшем имели своей целью применение его в основном в качестве удобрения, а также в животноводстве, ветеринарии, медицине (лечебные грязи). В годы Великой Отечественной войны использованию сапропеля в народном хозяйстве большое внимание уделял В. Н. Сукачев (Сукачев и др., 1943). В последующие годы исследования месторождений сапропеля и озерной извести получили значительный размах в центральных районах РСФСР (Кордэ, 1960; Нейштадт, 1964), Прибалтике (Даниланс, 1957; Бракш, 1971; Бартош, 1976), Белоруссии (Пидопличко, 1975; Лопотко, 1978), Якутии (Жирков, 1983а).

Обобщенные материалы по истории озер СССР и систематическим исследованиям озерных отложений послужат основой для важных теоретических выводов, касающихся прошлого и будущего природы нашей страны; для разведки и использования полезных ископаемых, которые формировались в озерах.

Часть I

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ОЗЕР

ВВЕДЕНИЕ

На территории Советского Союза насчитывается, по приблизительным оценкам, 2.85 миллиона озер (Доманицкий и др., 1971) общей площадью 488 тыс. км^2, что составляет 2.2 % территории нашей страны. В эти цифры не включена площадь величайшего озера мира — Каспийского моря, которое в настоящем издании не рассматривается. Озера играют важную роль в природных процессах. Они, в сущности, определяют облик некоторых ландшафтных зон, таких как зона тундры или зона лесостепи (в пределах Западной Сибири). В озерах происходят интереснейшие гидрологические, геохимические и гидробиологические процессы. Очень велика роль озер в народном хозяйстве — как транспортных путей, источников водоснабжения, мест отдыха и санаторного лечения.

В геологических масштабах времени развитие озер протекает очень быстро. Реки и ручьи, вытекающие из озер, постепенно углубляя свои русла, вызывают падение их уровня. Озерные котловины заполняются наносами и продуктами жизнедеятельности растений и животных, а иногда и хемогенными осадками. В результате всего этого озера мелеют и постепенно исчезают. Только самые крупные из них могут существовать миллионы лет, но у подавляющего большинства срок жизни гораздо меньше — не более нескольких десятков тысяч лет. Наряду с этим постоянно возникают новые озера — в результате таяния многолетней мерзлоты, в поймах и дельтах рек, в ходе развития карста, при оползнях и обвалах в горах, при отступании горных ледников, на берегах морей, когда от них отделяются заливы. В настоящее время исчезает озер гораздо больше, чем образуется вновь.

Озера играли очень важную роль в геологической истории. С ними связана бóльшая часть осадочных пород, отлагавшихся на материках. Озерные отложения гораздо успешнее, чем аллювиальные, ледниковые, эоловые и другие, поддаются изучению биостратиграфическими методами. Исследовать прошлое матери-

ков невозможно, не обращаясь к истории древних озер. Это понимали уже на самых первых этапах изучения истории Земли. Очень большой вклад в исследование озерных отложений внесли геологи. Удалось выяснить, что на развитие озер оказывает влияние тектоника и изменения климата. В древних озерах формировались важнейшие виды полезных ископаемых: нефть, горючие сланцы, некоторые виды железных руд и известняков, диатомиты, пески, глины и др. С озерными отложениями связаны также многие россыпные месторождения.

Но одними геологическими методами нельзя получить полной картины истории озер — необходимо привлекать также палеогеографические и палеолимнологические. Исследование современных озер позволяет внести существенный вклад также в изучение древних озер, которые развивались в соответствии с палеолимнологическими закономерностями, обусловленными не только тектоникой и изменениями климатов. Так, уровень древних бессточных озер может меняться не только в результате колебаний климата, но и под влиянием изменений их водосборных бассейнов. В озерах отлагаются осадки, не только приносимые извне, но и образующиеся в результате протекающих в самих озерах геохимических и гидробиологических процессов. Без их учета нельзя понять генезис многих видов полезных ископаемых, которые формировались в озерах.

Намечаются четыре направления, в которых проводятся исследования истории озер. Первое из них можно назвать палеогеографическим. Оно основано на изучении отложений, залегающих на дне озера и на его берегах, а также рельефа дна и прибрежной полосы, археологических и исторических данных. По результатам этих исследований можно восстановить последовательную картину изменений формы озерной котловины, отложений, которые накапливаются в ней, уровней озера, гидрологического и гидрохимического режима и гидробиологических процессов. Классические исследования озер гумидной зоны были проведены В. Н. Сукачевым (1906; Сукачев, Поплавская, 1946) и Н. В. Кордэ (1960), а озер аридной зоны — Л. С. Бергом (1908) и А. И. Дзенс-Литовским (1960).

В последние десятилетия палеогеографическое направление изучения истории озер получило развитие в Институте озероведения АН СССР. Изменения уровней озер за историческое время подробно охарактеризованы в исследованиях А. В. Шнитникова (1957). Изучена история Ладожского, Онежского и Псковско-Чудского озер (Абрамова и др., 1967; Донные отложения Псковско-Чудского озера, 1981; Палеолимнология Онежского озера, 1976), а также Воже, Лача, Кубенского, Белого (Давыдова, 1985). Изучались высокогорные озера Тянь-Шаня (Севастьянов и др., 1980). Внесен большой вклад в изучение истории Байкала (Мартинсон, 1961). Обобщены материалы по истории приледниковых озер Восточной Европы (Квасов, 1975). Подробные палеогеографические исследования озер проведены также в Белоруссии,

Прибалтике (Якушко, 1971, 1981; Кабайлене, 1965, 1982; Гарункштис, 1975) и во многих других районах.

Второе направление можно назвать литолого-геохимическим. Изучение осадконакопления в современных озерах, лежащее в его основе, позволяет судить о процессах образования осадочных пород в геологическом прошлом. Классические работы в этой области были выполнены Н. М. Страховым (Страхов и др., 1954) и Н. И. Семеновичем (1958, 1966, 1973).

Третье направление, гидробиологическое, рассматривает развитие озер при неизменных внешних условиях под влиянием накопления в них продуктов жизнедеятельности растений и животных. Это направление было создано Тинеманном (Thienemann, 1926) и Е. Науманном (Naumann, 1930) и развито в работах Л. Л. Россолимо (1964); исследования успешно продолжает Г. Г. Винберг (1979). Попытки принизить значение гидробиологического направления, противопоставив ему как более правильное палеогеографическое (Ласточкин, 1949), едва ли основательны. Гидробиологические и палеогеографические исследования не должны противопоставляться друг другу.

Наконец, четвертое направление изучения истории озер — биогеографическое. Оно рассматривает происхождение озерной флоры и фауны, пути ее вселения и миграции. Классические работы в этой области принадлежат Л. С. Бергу (1949), а в настоящее время это направление успешно развивается Я. И. Старобогатовым (1970) и многими другими исследователями.

Работы в каждом из этих направлений продолжаются. Вместе с тем задачей дальнейших исследований должно стать творческое сочетание всех методов изучения истории озер. Только в этом случае разные подходы к одной и той же проблеме позволят осветить ее с исчерпывающей полнотой.

Изучение истории озер позволяет решить целый ряд вопросов палеогеографии, литологии, стратиграфии и палеонтологии. Особенности озерного осадконакопления позволяют судить о климатах прошлого. Известно, например, что ленточные глины откладывались, как правило, в приледниковых озерах; озерные отложения, обогащенные органикой, — в гумидной зоне, а озерные соляные отложения — в аридной зоне. О климатических условиях позволяют судить также палеонтологические остатки из озерных отложений. Сведения об уровнях древних озер, почерпнутые из геологических и археологических данных и исторических источников, содержат ценную информацию о колебаниях климатической увлажненности. Эта информация не только оказывает существенную помощь при геологических исследованиях, но и позволяет предвидеть будущие изменения климата, которые могут произойти как при естественном развитии природы Земли, так и под влиянием деятельности человека.

Изучение озерных отложений имеет особо важное значение для разработки абсолютной хронологии геологического прошлого. Еще в конце XIX в. выдающийся шведский ученый Г. Де Геер (De Geer,

1896, 1940) построил хронологию позднe- и послеледникового времени на основе подсчета годичных слоев в ленточных глинах. Выводы Де Геера были подтверждены и только незначительно уточнены в последующие годы. Годичные слои в иловых отложениях удалось изучить с помощью методики, разработанной Б. В. Перфильевым (1972).

Вместе с тем следует отметить, что более древние озерные отложения часто не удавалось отнести к подразделениям международной биостратиграфической шкалы с помощью палеонтологических методов. Только в последние годы, когда широкое применение нашли изотопные и палеомагнитные методы датирования, удалось исправить многие допущенные в прошлом ошибки. Так, теперь совершенно иначе, чем раньше, сопоставляются этапы неогеновой истории Средиземного моря, внутренних морей и крупных озер, существовавших в Черноморско-Каспийской области и в бассейне Дуная.

Современные озерные отложения, в частности железо-марганцевые конкреции, являются аналогами таких же отложений, которые накапливались в геологическом прошлом. Изучение современных отложений помогает понять условия образования подобных отложений в прошлом и тем самым облегчить разработку методов их разведки; оно позволяет также уяснить, как развивались в прошлом процессы эвтрофикации озер, в том числе связанной с деятельностью человека. Это дает возможность наметить пути улучшения условий в озерах.

Глава 1

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ИСТОРИИ ОЗЕР

Первые сведения об истории озер нашей страны появились фактически одновременно с началом изучения ее географии и геологии. В трудах географов и путешественников прошлого есть много ценных сведений об изменениях размеров и уровней озер. Эти данные, не утратив своего значения и по сей день, позволяют проследить развитие озер за несколько сот, а иногда и за две-три тысячи лет.

С началом становления научной геологии были предприняты попытки связать историю озер с общей геологической историей. В своей классической монографии «Исследования о ледниковом периоде» (1876) П. А. Кропоткин писал, что в конце оледенения, «не находя себе готовых русел, воды собираются в огромные водоемы. Но мало-помалу образуются цепи озер, соединенных короткими порожистыми протоками. Начинается понижение уровня озер» (с. 145—146). Тогда же «отлагались огромные толщи позднеледниковых озерных глин, свидетельствующих о чрезвычайно продолжительном озерном периоде. Громадное развитие

озер в послеледниковый период служит таким типичным отличием этого периода, что его всего удобнее было бы назвать озерным» (Приложения, с. 19). Подобные же взгляды высказывал И. С. Поляков (1881). В. В. Докучаев (1878) считал, что долины многих рек Европейской России образовались в результате спуска озер.

Эти работы послужили основой для развернувшихся в дальнейшем исследований приледниковых озер. В рамках взглядов об «озерном периоде» современные озера рассматривались как остатки обширных бассейнов, существовавших в недавнем геологическом прошлом. Как будет показано ниже, эти предположения не подтвердились. Современные озера, как правило, не имеют прямой преемственной связи с приледниковыми озерами. Несмотря на это, работы П. А. Кропоткина, И. С. Полякова, В. В. Докучаева и других исследователей имеют огромное значение. Они послужили основой для современных представлений о палеогеографии Восточно-Европейской равнины.

Во второй половине XIX в. было высказано много интересных соображений о происхождении Байкала и его фауны. Ценный обзор этих исследований составлен Д. Н. Анучиным (1902).

Д. Н. Анучиным проведены подробные исследования озер Валдайской возвышенности (1897) и в числе других вопросов уделено очень большое внимание происхождению и эволюции озер. По мнению этого исследователя, озера образовались в котловинах моренного рельефа, а самые глубокие могли быть связаны с таянием глыб мертвого льда.

Очень большое значение имели исследования озер зоны недостаточного увлажнения. В конце XIX в. господствовала теория прогрессирующего усыхания пустынь. В рамках этой теории современные озера рассматривались как остатки существовавших в прошлом крупных бассейнов, которые в недалеком будущем должны были высохнуть совсем. Против этого мнения решительно выступил Л. С. Берг (1905), который установил, что в течение последних тысячелетий на озерах Средней Азии, Казахстана и юга Западной Сибири происходило не непрерывное падение уровней, а их колебания, вызванные чередованием влажных и сухих периодов. Этот вывод базировался на результатах полевых исследований, проведенных на озерах Омского уезда, на Балхаше (Берг, 1904а), Иссык-Куле (1904б) и Аральском море (1908). Книга Л. С. Берга «Аральское море» была второй в мировой литературе лимнологической монографией (первой была книга Ф.-А. Фореля «Женевское озеро», три тома которой вышли в 1892—1904 гг.). В ней подробным образом рассмотрены геологическая история Аральской котловины, морфология берегов, исторические сведения об Арале. До сих пор монография «Аральское море» остается непревзойденным образцом комплексного лимнологического исследования.

В тот же период начались исследования стратиграфии озерных отложений. В труде, посвященном болотам и торфяникам северо-

западной России, В. Н. Сукачев (1906) отмечал, что торф зачастую подстилается сапропелем, под которым местами встречаются торфяные прослойки. Специальные исследования процессов образования сапропеля были выполнены В. Н. Таганцевым. Древесные остатки среднеголоценового возраста, перекрытые озерными отложениями, были описаны в окрестностях Вологды (Ширяев, Перфильев, 1912, 1913). Эти данные указывали на существование в недавнем геологическом прошлом обширного озера в Сухонской низине. Подробные исследования многих озер были проведены К. К. Гильзеном (1911), который главное внимание уделял химии и минералогии грунтов.

Накопленный опыт был обобщен в подробной «Инструкции для исследования озер», изданной Русским географическим обществом в 1908 г. Раздел, посвященный исследованию истории озер, написан В. А. Обручевым, который подробно рассмотрел происхождение озерных котловин, процессы абразии, отложение наносов, принесенных впадающими в озера реками, возраст озер, признаки падения или повышения их уровней. В той же инструкции методы изучения грунтов озер были описаны К. К. Гильзеном, методы химического анализа — А. Лебединцевым, развитие озер, превращающихся в болота — А. Флеровым.

К 1917 г. были, таким образом, накоплены материалы по истории озер, которые позволили решить ряд важных палеогеографических вопросов. Удалось показать, что не происходит усыхания Средней Азии. Были получены некоторые данные по развитию озер зоны избыточного увлажнения, которые постепенно превращались в торфяные болота. Вместе с тем следует отметить, что размах исследований был тогда совершенно недостаточным: не проводилось систематического обследования озер и озерных отложений; их историей занимались только немногие энтузиасты; почти не использовались полезные ископаемые, связанные с озерами.

В годы революции и гражданской войны исследователи столкнулись с огромными трудностями и, несмотря на это, многие из них проявили подлинный энтузиазм, в результате чего интенсивность научной работы сильно возросла. Как уже указывалось, одним из вопросов, рассматривавшихся в первую очередь, был вопрос об использовании сапропеля. В Академии наук был организован Сапропелевый комитет, самое активное участие в работе которого приняли академики И. М. Губкин (1919), Н. Д. Зелинский (1920), В. Н. Сукачев и многие другие. Сапропель в то время исследовался как сырье для получения различных химических продуктов. Проводились также опыты по использованию сапропеля в качестве удобрения и добавки к корму сельскохозяйственных животных. Активный участник этих работ, В. Н. Таганцев (1920) писал: «В тех случаях, когда люди науки сосредоточивают свободно свою мысль на изучении интересующих их явлений, их не может остановить ни голод, ни холод, ни другие, порою еще более тяжелые, переживания современности» (с. 89). Как говорилось выше, работы по использованию сапропеля встретили горячую поддержку со стороны Владимира Ильича Ленина.

В 20-х и 30-х годах история озер и их отложения изучались в нескольких направлениях. В связи с развитием исследований торфяных болот очень большое внимание было уделено превращению озер в болота и формированию озерных отложений, погребенных под торфяными залежами. Этим вопросам посвящен целый ряд капитальных исследований (Сукачев, 1926; Доктуровский, 1932; Тюремнов, 1940; Кац, 1941).

Озерные отложения изучались химическими и биостратиграфическими методами, стал широко применяться спорово-пыльцевой анализ, исследовались остатки растений и животных (Перфильев, Рылов, 1923). Были исследованы Косинские озера вблизи Москвы (Кудряшов, 1924), в которых обнаружены подсапропелевые прослойки торфа, формировавшиеся в наземных условиях. На этом основании В. В. Кудряшов сделал правильный вывод о том, что озера прежде не существовали. В ряде озер были обнаружены также погребенные под озерными отложениями древние береговые линии. В дальнейшем эти выводы были развиты Д. А. Герасимовым (1936), который указывал, что в позднеледниковое время («фаза суховеев») отсутствовали не только торфяные отложения, но даже и озера, за исключением крупных и глубоких. Важные обобщения по истории озер были одновременно сделаны также иностранными исследователями. Ф. Тидельски (Tidelski, 1929) писал, что в позднеледниковое время существовали сухие котловины, в пребореале в них возникли торфяные болота, а в бореале — озера, в которых сначала отлагалась озерная известь, а начиная с атлантического времени — сапропель.

В этот период были подробно изучены сапропелевые отложения озер Валдайской возвышенности (Молчанов, 1933; Соловьев, Белоголовая, 1934; Стальмакова, 1939). Началось изучение озера Сомино, имеющего рекордную мощность сапропеля (Нейштадт, 1936). Исследовались озерные диатомиты Кольского полуострова (Порецкий и др., 1934). Принципиально новые данные о микрослоистости озерных отложений получили Б. В. Перфильев (1927) и В. Б. Шостакович (1934). Изучались также соляные озера (Коржинский, 1930; Семихатов, 1933; Дзенс-Литовский, 1935, 1936, 1938). Уже первые исследования озерных отложений дали возможность В. В. Алабышеву (1932) поставить вопрос об их зональности. Им было проведено также схематическое районирование озерных отложений европейской части СССР и всей поверхности суши, которое не утратило своего значения и в настоящее время.

В течение 20—30-х годов продолжались также исследования по практическому использованию озерных отложений. Сапропель изучался сначала главным образом как химическое сырье (Соловьев, 1932; Цванцингер, 1932). Постепенно основное внимание стало уделяться его использованию в сельском хозяйстве в качестве удобрения, а также в зоотехнических и ветеринарных целях.

В годы Великой Отечественной войны изучение сапропелевых отложений продолжалось. На Урале работы проводились академиком В. Н. Сукачевым (Сукачев, Поплавская, 1946). За два летних сезона в 1942 и 1943 гг. им было обследовано 100 озер и несколько торфяников. В 1030 образцах определены споры и пыльца, построено 10 пыльцевых диаграмм. Пользуясь ими в настоящее время, необходимо учитывать, что за пыльцу ивы принималась тогда пыльца полыни (см. ниже). В большинстве озер на минеральном грунте залегала торфяная прослойка, выше — карбонатные отложения и наконец сапропель. В. Н. Сукачев не ограничился теоретическими исследованиями, а дал также ценные практические рекомендации по использованию сапропеля в качестве добавки к корму сельскохозяйственных животных, в лечебных целях, в литейном производстве (Сукачев и др., 1943).

Работы В. Н. Сукачева продолжили исследования по истории озер Урала, проведенные до войны, основные результаты которых были опубликованы с большим опозданием (Благовещенский, 1940; Прошкина-Лавренко, 1945; Ласточкин, 1949; Шешукова, 1951, 1955). В нижних слоях отложений пресных озер были найдены солоноватоводные диатомовые водоросли. Это свидетельствовало, что в период накопления нижних слоев отложений озера были бессточными, а климат засушливым. Существовавшие тогда палеогеографические схемы не позволяли правильно датировать засушливый период. Так, Г. А. Благовещенский считал, что он был всего 3—4 тысячи лет назад — в суббореальное время. Теперь же ясно, что засушливые условия господствовали в позднеледниковое время (Драбкова и др., 1981).

Важнейший вклад в изучение истории позднe- и послеледникового времени был внесен в первые послевоенные годы. До этого было общепризнано, что во время оледенений во внеледниковой области господствовали плювиальные (дождливые) климаты, которые во время межледниковий и в голоцене сменялись аридными (сухими) климатами. Такое мнение подкреплялось данными спорово-пыльцевого анализа. В позднеледниковых отложениях часто встречалась пыльца ивы, которая и теперь произрастает в тундре. Однако В. П. Гричук (1951) и его сотрудники Г. Н. Лисицына (1950) и М. Х. Моносзон (1950) установили, что была допущена ошибка: за пыльцу ивы принималась пыльца полыни. Эта, казалось бы, незначительная поправка в корне изменила представление о характере приледниковых ландшафтов. Оказалось, что вблизи края ледника господствовали холодные и очень сухие климаты. Там, где предполагалось существование тундры, простирались аридные ландшафты — тундро-степи. Получили объяснение закономерности развития озер, которые выявили еще В. В. Кудряшов и Ф. Тидельски. Стало ясно, почему озерные отложения в подавляющем большинстве случаев начали накапливаться только со времени, близкого к рубежу позднеледниковья и голоцена.

В течение 50—60-х годов под руководством академика В. Н. Сукачева продолжались исследования истории озер. Были изучены озера заповедника «Боровое» в Северном Казахстане (Кордэ, 1951), озера Неро, Галичское и многие другие (Кордэ, 1960). При изучении озерных отложений по возможности определялись все сохранившиеся остатки организмов. В это время продолжались также исследования оз. Сомино (Нейштадт и др., 1965), озерных отложений лесостепных районов (Пьявченко, 1958), соляных озер (Васильев, 1955; Дзенс-Литовский, 1957, 1960, 1968). Были получены важные данные по истории оз. Ханка (Жузе, 1952; Никольская, 1952). На прочную фактическую основу встал вопрос о происхождении фауны Байкала (Мартинсон, 1961). Ее предшественники были найдены в исчезнувших ныне озерах Центральной Азии. Продолжались также исследования микрослоистости озерных отложений (Перфильев, 1972).

Трудами М. И. Нейштадта, Н. В. Кордэ и других исследователей, имевшими ярко выраженную практическую направленность, удалось оценить общесоюзные запасы сапропелей, которые оказались равными 117.6 млрд. т (Нейштадт, 1964), и разработать методику их изучения. Появились руководства по использованию сапропеля в сельском хозяйстве (Томин, Фомин, 1964; Смирнов А. В., 1965) и ветеринарии (Солдатенков, 1976).

Важный вклад в изучение истории озер внес крупнейший советский лимнолог Л. Л. Россолимо (1964). Озера рассматривались им как накопители вещества: терригенного, хемогенного и органогенного. На этой основе была проведена типизация озер и их районирование.

В ходе работ Лаборатории озероведения, позднее преобразованной в Институт озероведения АН СССР, истории озер с самого начала уделялось большое внимание. Очень важные и интересные работы по связи истории озер с циклическими изменениями климата проводил в течение многих лет А. В. Шнитников (1957, 1969, 1973, 1979). Изучая главным образом Среднюю Азию, Казахстан и юг Западной Сибири, он использовал палеогеографические, археологические, исторические и гидрометеорологические данные и восстанавливал на их основе изменения уровней озер.

Лимнологический институт Сибирского отделения АН СССР провел обширные исследования истории Байкала и его фауны (Попова, 1981). Образование Байкальского рифта было увязано с глобальными тектоническими процессами перемещения литосферных плит (Мирлин, 1984). Собран также интересный материал по истории озер плато Путорана (Ендрихинский, 1975; Пармузин, 1981).

До недавнего времени научные коллективы, изучающие историю озер, существовали только в Москве, Ленинграде и на Байкале. В последние годы положение коренным образом изменилось. Сильные и успешно работающие организации появились теперь во многих городах страны. Расположенный во Владивостоке Тихоокеанский институт географии ДВНЦ АН СССР

успешно изучает историю озера Ханка (Короткий и др., 1980, 1983). Лаборатория озероведения Якутского университета провела интересные исследования развития озер, связанного с эволюцией многолетней мерзлоты, и изучила также их сапропелевые отложения (Босиков, 1983; Жирков, 1983а, 1983б).

Академия наук Киргизской ССР проводит исследования полеогеографии Иссыккульской котловины. Очень важные данные по истории Аральского моря и озер Кызылкумов получены в Ташкентском университете (Виноградов, Мамедов, 1975). Удалось показать, что в ледниковое время, когда в Средней Азии господствовали засушливые условия, озеро Иссык-Куль имело уровень примерно на 100 м ниже современного, а Аральское море и многие другие озера не существовали. В раннем и среднем голоцене климат был гораздо более влажным, чем теперь. Иссык-Куль и Арало-Сарыкамышский бассейн были тогда сточными озерами, многие озера опреснялись и повышали свой уровень. В позднем голоцене господствуют условия, близкие к современным. На эволюцию Аральского моря большое влияние оказало развитие искусственного орошения в его водосборном бассейне.

На Украине была изучена биостратиграфия озерных отложений (Оксиюк, 1957; Артюшенко, 1970), благодаря чему удалось установить, что озера образовались не ранее аллерёда, а большая их часть — только в начале голоцена.

В Эстонии проведены подробные исследования озер, в ходе которых очень широко использовался радиоуглеродный метод (Ильвес, Сарв, 1969, 1970; Сарв, Ильвес, 1976). Были исследованы озера, которые постепенно отделялись от моря в результате изостатического поднятия. Подробно изучена история Псковско-Чудского озера (Донные отложения Псковско-Чудского озера, 1981).

Исследователи Латвии внесли очень большой вклад в изучение отложений сапропеля (Бракш, 1971) и озерной извести (Даниланс, 1957; Аболканс, 1959). Т. Д. Бартош (1976) монографически описала пресноводные известковые отложения всей европейской части СССР.

Много сделали и исследователи Литвы. Работами Сейбутиса (1962, 1970) показано, что практически все современные озера Литвы образовались после таяния глыб мертвого льда, которое началось не ранее аллерёда. Кажется, единственным известным исключением из этого правила является развитие озера Жувинтас, которое является прямым наследником приледникового водоема (Кабайлене, 1968). Полное и подробное описание истории озер Литвы было выполнено А. А. Гарункштисом (1975). Изучены спорово-пыльцевые спектры озерных отложений (Кабайлене, 1965, 1968, 1982); определялся их абсолютный возраст (Шулия и др., 1967; Шулия, 1971).

В последние годы широко и подробно изучалась история озер Белоруссии, особенно большое значение имеют работы О. Ф. Якушко (1971, 1981). Изучив происхождение озерных котловин и стратиграфию и возраст озерных отложений, она пришла к выводу,

что на севере республики, куда заходило валдайское оледенение, озера образовались в интервале времени от аллерёда до конца бореала после таяния погребенных в осадках глыб мертвого льда. На юге же, в Полесье, они возникли не ранее начала пребореала — котловины там заполнились водой в результате увеличения влажности климата. Проводился также спорово-пыльцевой анализ озерных отложений (Еловичева, Мысливец, 1974), была подробно изучена история развития диатомовой флоры оз. Нарочь (Хурсевич, 1976). Исследовалась также фауна остракод (Зубович, 1983). Очень большое внимание уделено геохимии озерного литогенеза. Подробно изучены сапропелевые отложения Белоруссии (Пидопличко, 1975). Разработаны практические рекомендации по добыче и использованию сапропеля (Лопотко, 1978). В 1972 г. Совет Министров Белорусской ССР принял по этому вопросу специальное постановление.

Методическим центром, осуществляющим координацию исследований по истории озер, является Институт озероведения АН СССР. Он стал инициатором широкого обмена мнениями по вопросам происхождения и развития озерных котловин, формирования озерных отложений, связи истории озер с другими палеогеографическими направлениями, в частности с палеоклиматологией и историей оледенения. Обсуждению всех этих вопросов был посвящен I Всесоюзный симпозиум по истории озер, который проходил в Ленинграде 17—20 ноября 1965 г. На симпозиуме была доложена программа исследований приледниковых озер (Квасов, Краснов, 1967). В докладах А. Б. Басаликаса (1967), Д. Б. Малаховского (1967), В. Г. Ауслендера (1967), Е. А. Ильина (1967) и других содержались конкретные сведения об отдельных приледниковых озерах. К симпозиуму была также издана «Схематическая карта поясов краевых образований и позднечетвертичных приледниковых озер европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий», составленная Е. П. Зарриной, Д. Д. Квасовым и И. И. Красновым. Обсуждение на симпозиуме позволило впервые наметить очертания гидрографической системы Восточной Европы, существовавшей во время валдайского оледенения. Строению этой системы были посвящены также последующие исследования (Квасов, 1975).

Другой темой, обсуждавшейся на симпозиуме, была история крупнейшего озера Европы — Ладожского (Бискэ, 1965; Семенович, 1965, 1966; Абрамова и др., 1967; Знаменская, Ананова, 1967). Было показано, что в него не проникали воды позднеледниковых и голоценовых трансгрессий Балтийского и Белого морей. С историей Ладоги была тесно связана также история оз. Красного, расположенного в центральной части Карельского перешейка (Абрамова и др., 1966; Малясова, Соколова, 1967; Вишневская, Давыдова, 1967; Грейсер, 1967; Линьков, Федоров, 1967). В котловине озера были описаны позднеледниковые и голоценовые озерноледниковые и озерные отложения рекордной мощности (около 80 м). В ходе последующих работ были подробно изучены донные отложения и

2 Заказ 609

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА
им. Горького
МГУ

история Онежского озера (Семенович, 1966, 1973; Палеолимнология Онежского озера, 1976).

Третьей теме симпозиума — истории современных озер — посвятили свои доклады Н. В. Кордэ, О. Ф. Якушко (Якушко, Калечиц, 1967), А. А. Гарункштис и Ю. В. Ярошюте (1967), М. В. Кабайлене (1967) и многие другие. Большое значение имела публикация в материалах симпозиума статей польских исследователей (Стасяк, 1965; Венцковский, 1967а, 1967б), поделившихся ценным опытом изучения истории озер Мазурского Поозерья.

II симпозиум по истории озер проходил в Минске 23—28 мая 1967 г. На нем продолжалось обсуждение истории приледниковых озер и современных крупных озер Северо-Запада. Большое внимание было уделено голоценовым и межледниковым озерам Белоруссии и других районов. Ряд докладов был посвящен использованию сапропелей в народном хозяйстве (Материалы II симпозиума. . ., 1967).

На III симпозиуме (Вильнюс, 25—29 мая 1970 г.) основное внимание было уделено современным озерам Прибалтики и Белоруссии, а также приледниковым озерам и межледниковым озерным отложениям (История озер, 1970).

IV симпозиум (Ленинград, 24—28 ноября 1975 г.) ознаменовал существенное расширение пространственных и временных рамок исследований. Если на предыдущих симпозиумах основное внимание уделялось позднечетвертичной истории озер северо-запада европейской части СССР, то в 1975 г. была также подробно обсуждена история озер, существовавших в отдаленном геологическом прошлом, история озерных стадий внутренних морей, Каспия, Арала, Иссык-Куля, Байкала, озер Монголии и Африки. Было рассмотрено также развитие озер Сахалина, нижнего Приамурья, Чукотки и многих других районов. Продолжалось также обсуждение традиционных тем: истории приледниковых озер и развития озер в кайнозое (История озер в голоцене, 1975; История озер в плейстоцене, 1975; История озер в мезозое, палеогене и неогене, 1975; История озер и внутренних морей аридной зоны, 1975).

На V симпозиуме (Лиственичное — на Байкале, 10—15 сентября 1979 г.) особое внимание было уделено истории Байкала и его фауны, а также развитию оз. Ханка, озер Якутии, Забайкалья, Средне-Сибирского плоскогорья, Зайсанской впадины. Были доложены также новые данные по истории озер европейской части СССР и вновь поставлен вопрос об усилении темпов изучения и использования сапропеля (История озер в СССР, 1979).

VI симпозиум (Таллин, 2—6 августа 1983 г.) явился вкладом советских исследователей в работу проекта № 158 Международной программы геологической корреляции «Палеогидрологические изменения в умеренной зоне за последние 15000 лет». Продолжалось обсуждение всех вопросов истории озер. Особенный интерес вызвал доклад А. М. Короткого и Б. И. Павлюткина, показавших, что озеро Ханка повышало свой уровень в холодные и относительно сухие периоды плейстоцена, когда уменьшение жидкого и повышение твердого стока приводило к образованию «аллювиальной плотины» в русле вытекающей из него реки. Е. Т. Маев и Э. Д. Мамедов изложили принципиально новую схему истории Аральского моря, согласно которой оно образовалось в начале голоцена и в раннем и среднем голоцене было сточным, поскольку климат тогда был более влажным и воды Амударьи и Сырдарьи еще не разбирались на орошение. Впервые широко обсуждались вопросы, связанные с изменением экосистем озер под влиянием антропогенных факторов (История озер в СССР, 1983).

В настоящее время ведется подготовка к VII симпозиуму, который предполагается провести в Ленинграде в конце 1986 г. Можно не сомневаться, что и на этот раз обобщение данных, полученных в последние годы, позволит поднять изучение истории озер на более высокий уровень.

Исследования по истории озер, проводимые в Советском Союзе, послужили примером для организации широкого международного сотрудничества в этой области. При активном участии советских ученых было проведено уже четыре международных симпозиума по палеолимнологии (Венгрия, 1967 г.; Польша, 1976 г.; Финляндия, 1981 г.; Австрия, 1985 г.), на которых происходил активный обмен мнениями по методике изучения озерных отложений, связи истории озер с изменениями климата и по многим другим вопросам.

Помимо организации I, IV и VII Всесоюзных симпозиумов и активного участия в других научных совещаниях в нашей стране и за рубежом сотрудники Института озероведения АН СССР продолжают проводить широкие полевые исследования. В ближайшие годы самостоятельно и в творческом содружестве с другими организациями предполагается продолжить исследования дочетвертичной истории озер Центральной и Средней Азии, изучить стратиграфию донных отложений озер Ладожского, Ильмень, Иссык-Куль и высокогорных озер Тянь-Шаня и Памира. В разных районах Союза будут выбраны озера, которые необходимо изучить различными методами. Наконец, особенно подробно предстоит изучить несколько озер в зонах избыточного и недостаточного увлажнения, на примере которых будут разрабатываться методические вопросы. Вероятно, этими озерами станут Красное (на Карельском перешейке) и Боровое (в северном Казахстане) вместе с окружающими их разнотипными водоемами. Результаты всех этих исследований частично найдут отражение в последующих томах «Истории озер СССР».

Изложенное выше далеко не исчерпывает всех работ, ведущихся в нашей стране. Как уже указывалось, помимо палеогеографического направления изучения истории озер существует еще литолого-геохимическое, гидробиологическое и биогеографическое направления. Во всех этих направлениях также проводились многочисленные исследования, обзор которых будет дан в соответствующих разделах монографии. Будут подробно освещены исследования озер, существовавших в дочетвертичное время.

Глава 2

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОТЛОВИН СОВРЕМЕННЫХ ОЗЕР И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Прежде чем приступить к изучению истории озер необходимо произвести их классификацию. Но, с другой стороны, классифицировать озера невозможно, не зная их истории. Чтобы выйти из этого замкнутого круга, придется забежать вперед.

В настоящее время очень много недолговечных озер возникает в районах распространения многолетней мерзлоты. Образуются также пойменные и дельтовые озера, вторичные озера в болотных массивах и иногда также карстовые озера. В горах возможно образование озер в долинах, запруженных обвалами, и между моренными грядами отступающих ледников. В озера могут также превратиться морские заливы, особенно если они расположены на поднимающихся побережьях. Наконец, как редчайшее исключение озера возникают в районах современной вулканической деятельности и даже в метеоритных кратерах.

Но гораздо чаще озера прекращают свое существование. Этому способствует эрозия вытекающих из них водотоков и накопление в озерных котловинах терригенных и хемогенных отложений, принесенных с водосборного бассейна озера или образовавшихся при размыве его берегов. Очень важную роль играет также накопление в озерах продуктов жизнедеятельности обитающих в них растений и животных. В результате всего этого озера мелеют и постепенно исчезают. Особенно быстро этот процесс идет в зоне избыточного увлажнения, где на месте озер появляются либо долины рек и ручьев, либо болотные массивы. В зоне недостаточного увлажнения озера, расположенные в глубоких котловинах, могут существовать очень долго, но и они рано или поздно исчезают. Широкое распространение голоценовых озерных отложений показывает, что еще совсем недавно озер было больше, чем теперь, и они занимали бóльшие площади.

Из этого неизбежно следует вывод о том, что в недавнем геологическом прошлом существовали условия, при которых озера возникали в гораздо большем числе, чем теперь. Для территории, покрывавшейся последним (валдайским) оледенением, было вполне естественно предположить, что именно ледниковое осадконакопление создало здесь озерные котловины, а современные озера — это остатки огромных бассейнов, возникших сразу же после отступления ледника (Кропоткин, 1876). Казалось несомненным, что в районах, куда последнее оледенение не доходило, озера образовались гораздо раньше.

Изучение стратиграфии донных отложений озер не подтвердило этих «очевидных» предположений. Работы В. В. Кудряшова (1924), Ф. Тидельски (Tidelski, 1929), Д. А. Герасимова (1936), А. Сейбутиса (1962, 1970), Я. Стасяк (1965), К. Венцковского (1967а) и многих других показали, что в подавляющем большинстве случаев

современные озерные котловины не являются прямыми «наследниками» приледниковых озер, а образовались позднее — на рубеже позднеледниковья и голоцена.

После ухода ледника и спуска приледниковых озер сохранялось огромное количество погребенных глыб мертвого льда. В условиях холодного и засушливого климата позднеледниковья они не таяли, а неглубокие западины оставались сухими. Только в аллерёде над некоторыми глыбами мертвого льда возникли заболоченные участки. Позднее образовавшиеся при этом прослойки торфа оказались на дне озер и были погребены под озерными отложениями. Глыбы мертвого льда имели разные размеры, были погребены на разной глубине и по-разному омывались подземными водами. В зависимости от этого они таяли с разной скоростью. Возникновение озер в ледниковой области растянулось примерно на 4 тыс. лет — от аллерёда до конца бореала. Но большинство из них возникло или к концу аллерёда, или в течение пребореала.

Не подтвердилось также предположение о том, что озера во внеледниковой области имеют больший возраст, чем в ледниковой. На обширных пространствах была распространена многолетняя мерзлота, ее признаки находят даже на юге Украины и в северном Казахстане. Почти везде (кроме западного Закавказья и части Дальнего Востока) господствовали холодные и сухие климаты. На равнинных пространствах были широко распространены неглубокие котловины (типа степных блюдец). До начала голоцена эти котловины оставались сухими, и только в начале пребореала в некоторых из них началось заболачивание, а затем образовались озера. Увеличению их глубин способствовало таяние мерзлоты. В районах распространения открытого и закрытого карста именно в это время образовались котловины глубиной до нескольких десятков метров. Озера внеледниковой области оказались, таким образом, не старше, а часто существенно моложе озер ледниковой области.

На обширном фактическом материале по озерам Белоруссии эти закономерности подробно охарактеризованы в прекрасных работах О. Ф. Якушко (1969, 1981) и ее сотрудников. Примерно такие же, как в Белоруссии, этапы развития озер удалось проследить на огромной территории: от Ютландии (Tidelski, 1929) до Якутии (Жирков, 1983б).

Теперь ясно, что после отступления ледников наступил не озерный, а «безозерный» период. Ледники создали условия для возникновения озер, оставив после себя погребенные глыбы мертвого льда и многолетнюю мерзлоту. Но возможность существования озер превратилась в действительность только после того, как холодные и сухие позднеледниковые климаты сменились теплыми и влажными климатами голоцена.

Знание того, что большинство современных озер имеет примерно одинаковый возраст, позволяет отказаться от геоморфологической классификации озерных котловин, разработанной А. Пенком (Penck, 1894), И. В. Мушкетовым (1926), В. А. Обручевым

(1908) и Д. Хатчинсоном (Hutchinson, 1957), и предложить другую классификацию, основанную на знании истории озер.

I. Первый очень важный класс озер представляют *крупные бассейны, существующие в течение длительных периодов геологического времени*. В геологическом прошлом такого рода бассейнов было гораздо больше. Они могут быть подразделены на пять типов (типы 1—5).

1. *Озера, представляющие собой часть древнего океана, окруженную континентами*. Единственным представителем этого типа является в настоящее время Каспийское море, часть дна южной части которого сложена океанической земной корой. В геологическом прошлом такого рода озера возникали неоднократно. Это, например, плейстоценовые озера в Черноморской котловине, позднемиоценовые (мессинские) озера на месте Средиземного моря, пермский бассейн в Прикаспийской впадине. Эти озера могут существовать десятки миллионов лет.

2. *Озера рифтовых впадин*. К этому типу у нас в стране принадлежит озеро Байкал. В Монголии в рифтовой впадине находится озеро Хубсугул, а в восточной Африке — Танганьика и несколько других. Некоторые озера этого типа в ходе своего развития не исчезают, а превращаются в моря и океаны. Озера существовали прежде в Красноморском рифте. Цепью озер была также южная часть Атлантического океана (в начальный период его раскрытия). Существуют предположения, что и Байкал через несколько десятков миллионов лет превратится в океан (Квасов, 1979; Мирлин, 1984).

3. *Озера, созданные вертикальными движениями земной коры*. К этому типу принадлежат озера Зайсан, Иссык-Куль, Севан и другие. Но некоторые даже очень глубокие котловины могут оставаться сухими. Так, у подножия восточного Тянь-Шаня находится сухая Турфанская впадина, имеющая относительную глубину более километра (отметка дна минус 154 м). Из-за очень сухого климата эта впадина не заполняется водой. Котловина оз. Балхаш заполнилась водой совсем недавно. Некоторые озера, созданные вертикальными движениями, могут существовать миллионы лет. В качестве примера можно привести хорошо изученное оз. Бива на острове Хонсю.

Следует отметить, что котловины многих озер созданы не современными тектоническими движениями, а связаны со структурами, возникшими в результате тектонических движений отдаленного геологического прошлого. Благодаря им на современную поверхность выходят горные породы, имеющие разную устойчивость к денудации. В этих случаях именно денудация, а не дифференцированные тектонические движения создает озерные котловины. Эти котловины имеют только косвенную связь с тектоническими движениями и не могут рассматриваться как тектонические.

4. *Озера, возникшие благодаря активной вулканической деятельности*, образуются в кальдерах и кратерах вулканов и в долинах, запруженных лавовыми потоками. На Камчатке такими озерами являются Кроноцкое и Курильское.

5. *Озера, возникшие в результате падения крупных метеоритов, комет и небольших астероидов*. К этому типу принадлежит озеро Эльгыгытгын на Чукотке, которое существует около 3.5 млн. лет. В геологическом прошлом изредка возникали озера гораздо бóльших размеров. На Канадском кристаллическом щите некоторые древние метеоритные кратеры, ранее заполненные осадками, были затем «откопаны» во время четвертичного оледенения и заняты озерами. Эти озера следует рассматривать не как метеоритные, а как созданные ледниковым выпахиванием.

II. Ко второму классу принадлежат *озера, непосредственно связанные с покровным оледенением и с климатическими условиями ледниковой эпохи*. Их можно подразделить на три типа (типы 6—8):

6. *Озера, созданные ледниковым выпахиванием*, существуют на территории Фенно-Скандинавского кристаллического щита (Квасов, 1976) и плато Путорана (Ендрихинский, 1975). В тех местах, где были распространены породы, менее устойчивые к денудации, выпахивание могло происходить на большую глубину. В результате были созданы глубокие котловины. В некоторых из них существовали межледниковые озерные и морские бассейны. Мгинское море, например, проникало в Ладожскую и Онежскую котловины. В позднеледниковое время эти котловины были вновь заняты озерами, которые непрерывно развиваются вплоть до настоящего времени. Но многие другие котловины были первоначально заняты глыбами мертвого льда или оставались сухими (в условиях аридного позднеледникового климата). В таких котловинах озера возникали только в начале голоцена. Те озера, которые существовали непрерывно, часто увеличивали свои глубины в результате таяния погребенного в их котловинах льда. Это доказано на примере Повенецкого залива Онежского озера (Давыдова, 1985).

7. *Современные озера, представляющие собой остатки приледниковых озер*. Приледниковые озера возникли, когда ледники преграждали реки, текшие им навстречу (Квасов, 1975). Приток ледниковых вод приводил к тому, что огромные озера могли существовать в условиях засушливого климата. При продвижении и отступлении ледников, а также в результате понижения высоты порогов стока и изостатических движений приледниковые озера очень быстро изменяли свои уровни и размеры или исчезали совсем. Как «наследники» приледниковых озер обычно рассматриваются современные озера Неро, Галичское, Чухломское, Лубана, Выртсъярв, Псковско-Чудское, Ильмень, Белое, Кубенское, Воже и Лача. Но в условиях сухого позднеледникового климата эти озера имели гораздо более низкие уровни, чем теперь. Часть из них на какое-то время могла высыхать совсем. Этот вопрос не может быть решен без подробных специальных исследований.

Во время оледенений существовали также внутриледниковые озера, со всех сторон окруженные ледниками. Их отложениями являются, например, ленточные глины на поверхности звонцев — плосковершинных возвышенностей с крутыми склонами. Эти озера существовали еще меньше времени, чем приледниковые озера, и к настоящему времени полностью исчезли.

8. *Озера, подпертые плейстоценовыми «аллювиальными плотинами».* В водосборном бассейне озера Ханка условия избыточного увлажнения сохранялись в течение ледниковых эпох (Короткий, Павлюткин, 1983). В валдайское время уменьшение стока вытекающей из Ханкайской котловины р. Сунгачи приводило к тому, что в ее долине накапливался аллювий, приносимый реками Уссури и Мулинхэ. Возникла аллювиальная плотина, выше которой разливалось большое мелководное озеро Ханка. В голоцене увеличение влажности климата и стока приводило к размыву плотины и падению уровня озера, а усиление засушливости и уменьшение стока — к повышению уровня.

III. *Большая часть современных озер возникла на рубеже позднеледниковья и голоцена* в интервале времени приблизительно 12—8 тыс. лет назад под влиянием быстрого и резкого изменения климата. На смену холодным и сухим условиям пришли теплые и влажные. Потепление привело к таянию погребенного мертвого льда и многолетней мерзлоты и образованию в результате этого многочисленных замкнутых котловин. Увеличение влажности климата вызвало заполнение котловин водой. В результате этого возникли озера нескольких подклассов. К одному из них (IIIа) относятся *озера области, которая покрывалась валдайским оледенением* (типы 9—11).

9. *Озера в области валдайского оледенения, возникшие на месте довалдайских понижений рельефа.* Вероятно, в начальные периоды оледенений эти понижения заполнялись льдом и в них или совсем не накапливался моренный материал, или он накапливался в меньших количествах, чем на соседних участках. Погребенный в понижениях лёд начинал таять в конце позднеледниковья. В результате этого возникали иногда очень глубокие котловины, прорезающие один или несколько моренных горизонтов (Гальчене, 1974), а иногда врезанные даже в дочетвертичные породы и породы кристаллического фундамента. Типичным примером такого озера является озеро Красное, котловина которого врезана на 150 м в поверхность Центрального плато Карельского перешейка (Абрамова и др., 1966; Грейсер, 1967).

10. *Озера в котловинах моренных возвышенностей* области валдайского оледенения, как правило, не связаны непосредственно с доледниковым рельефом. Они окончательно сформировались в конце позднеледниковья и в начале голоцена после таяния мертвого льда. Озера этого типа имеют самые различные размеры и глубины.

11. *Озера в понижениях, по которым двигались отдельные лопасти ледникового щита,* занимают обычно неглубокие котловины в пределах дна приледниковых озер. Если установлено, что озеро существовало непрерывно начиная со стадии приледникового озера, оно должно быть отнесено к типу 7. Но в большинстве случаев приледниковые озера исчезали совсем, а новые озера на их месте возникали на рубеже позднеледниковья и голоцена в результате таяния мертвого льда (его здесь было гораздо меньше, чем в пределах моренных возвышенностей) и увеличения влажности климата. Очень многие озера этого типа к настоящему времени превратились в торфяники.

К другому подклассу III класса (IIIб) относятся *озера области,* которая не покрывалась валдайским оледенением и *в которой была распространена исчезнувшая ныне многолетняя мерзлота.* В результате ее таяния и увеличения влажности на рубеже позднеледниковья и голоцена образовались озера типов 12—13.

12. *Озера в котловинах, возникших в результате таяния многолетней мерзлоты,* были неглубоки. Большая их часть превратилась в болота или была спущена при развитии эрозионной сети.

13. *Карстовые и карстово-суффозионные озера* возникли после таяния многолетней мерзлоты, когда подземные полости освободились ото льда. Некоторые котловины этого типа имеют глубину в несколько десятков метров. К их числу принадлежат озера Сомино (Нейштадт и др., 1965), Глубокое (Россолимо, 1961), Светлояр (Муравейский, 1923) и др. Следует отметить, что озера типа 13 встречаются и в области валдайского оледенения, но там их относительно немного.

К третьему подклассу III класса (IIIв) относятся *озера области, в пределах которой* в валдайское время не было многолетней мерзлоты. Единственной причиной появления озер там было увеличение влажности на рубеже позднеледниковья и голоцена. К подклассу IIIв принадлежат озера типов 14—16.

14. *Озера в понижениях, созданных эоловыми процессами* — шоровым выветриванием или образованием песчаных гряд, дюн и барханов. Такие озера широко распространены на юге Западной Сибири и в северном Казахстане. С известной долей условности к этому типу может быть отнесено также Аральское море. Изредка такие озера встречались также в более северных районах, но там большинство из них превратилось в торфяники.

15. *Озера в котловинах, возникших в результате неравномерной аккумуляции делювия и пролювия.* Типичным примером таких озер являются озера Камышловского лога (Волков, Волкова, 1982), которые возникли в древней долине, перегороженной делювиальными перемычками.

16. *Озера на месте соляных куполов* существуют в пределах Прикаспийской низменности. К их числу принадлежат Эльтон (Васильев, 1955), Баскунчак (Семихатов, 1933), Индер. Питающие эти озера временные водотоки и подземные воды приносят в них соли — продукты растворения соляных отложений пермского возраста. Быстрое накопление озерных соленосных отложений

ведет к изостатическому прогибанию дна котловин, что обеспечивает длительное существование озер в геологическом прошлом. Но современные озера возникли только в начале голоцена в результате увеличения влажности.

Озера следующего IV класса *возникли в результате повышения уровня океана*, который в валдайское время был ниже современного более чем на 100 м. Долины крупных рек, впадающих в океан, были глубоко врезаны. Вблизи береговой линии тогда существовали озера, но в результате последующего подъема уровня океана их отложения оказались на морском дне. Уровень океана близкий к современному установился 4—6 тыс. лет назад. В результате этого образовались озера типов 17 и 18.

17. *Озера-лагуны* возникают в результате отчленения от моря заливов косами и пересыпями. Такие озера (лиманы) широко распространены на побережье Черного и Азовского морей. В озера-лагуны по существу уже превратились Вислинский и Куршский заливы Балтийского моря. Лагунные озера часто встречаются также на низменных побережьях Северного Ледовитого океана и острова Сахалин.

18. *Озера, подпертые голоценовыми аллювиальными плотинами*, образуются в результате того, что повышение базиса эрозии (рост уровня океана) приводит к накоплению наносов в долинах крупных рек. В результате в долинах некоторых притоков возникают замкнутые котловины. Механизм формирования таких озер исследован на примере Средне-Амурской и Нижне-Амурской депрессий (Короткий, Павлютин, 1983). Они имеются также вблизи устьев рек Дуная, Анадыря и Камчатки.

Следует отметить, что небольшие озера, весьма сходные с озерами типов 17 и 18, существуют также на побережьях крупных озер (Каспийского моря, Онежского озера и др.). Там их развитие определяется колебаниями уровня главного водоема.

Наконец, к V классу относятся *озера, которые продолжают возникать в настоящее время* (типы 19—24).

19. *Озера морских побережий, испытывающих изостатическое поднятие*, образуются из отделяющихся от моря заливов. Они распространены вблизи побережий Финского и Рижского заливов, Белого моря и Кольского полуострова.

20. *Озера речных долин и дельт*. Это главным образом озера-старицы, формирующиеся при прорывах меандров. Обычно они быстро заполняются речными наносами во время половодий и паводков, но отдельные из них могут существовать в течение длительного времени, особенно если находятся на надпойменных террасах.

21. *Озера, возникающие в результате таяния современной многолетней мерзлоты*, очень широко распространены в пределах низменностей на побережьях Северного Ледовитого океана и в Центральной Якутии. Эти озера, как правило, недолговечны. В Центральной Якутии в осушившихся котловинах (аласах) озерный режим уже не возобновляется, а в более северных районах

осушившееся дно озер промерзает вновь. Образовавшаяся мерзлота может начать таять, и озера на одном и том же месте возникают несколько раз.

22. *Вторичные озера в пределах болот* образуются в результате неравномерного роста торфяной залежи, в пределах которой, а также на окраинах болота могут возникать небольшие и неглубокие озера.

23. *Озера в долинах, перегороженных обвалами, оползнями или отложениями сплевых потоков*, образуются в горах. Самым известным озером этого типа является Сарезское на Памире, которое образовалось в результате грандиозного обвала в 1911 году.

24. *Озера, котловины которых созданы ледниковым выпахиванием и накоплением ледниковых отложений в горах во время «малой ледниковой эпохи»*, имеют возраст обычно не более нескольких сот лет.

Таким образом, озера нашей страны могут быть подразделены на 5 классов (один из классов делится на 3 подкласса) и 24 типа. К некоторым типам принадлежит по одному или по нескольку озер. Но в их числе находятся крупнейшие озера нашей страны. Чаще других встречаются малые и средние озера, принадлежащие к типам 10, 13, 15, 17 и 20—22. Многие озера сочетают в себе черты нескольких типов. Так, в котловинах, созданных ледниковым выпахиванием, озера могут возникать не сразу, а только после таяния мертвого льда и увеличения влажности климата.

Все перечисленные выше типы озер существовали также в геологическом прошлом. Следует отметить, однако, что в течение голоцена, а также во время межледниковых эпох количество озер и разнообразие их типов было особенно велико. Этому способствовали резкие переходы от холодных и сухих условий конца ледникового времени к теплому и влажному климату межледниковий и голоцена. Последний из таких резких переходов произошел 10 тыс. лет назад.

Глава 3

ЭВОЛЮЦИЯ ОЗЕР ПОД ВЛИЯНИЕМ РАЗВИТИЯ ИХ ЭКОСИСТЕМ

На протяжении последних 9 тыс. лет географическая среда изменялась в относительно небольших пределах. На этот интервал времени приходится вся или значительная часть истории большинства современных озер. Поэтому изучение «саморазвития» озер имеет очень большое значение.

Представим себе, что озеро существует в неизменной географической среде и в его котловину не поступают наносы, доставляемые впадающими в озеро реками и ручьями и образующиеся при размыве его берегов; не изменяется высота порога стока озера и

не происходит поднятий и опусканий его берегов и дна. Но и в таких условиях озера будут развиваться. В них накапливаются продукты жизнедеятельности растений и животных, образующих озерные экосистемы, и хемогенные осадки. В результате этого глубины и размеры озер постепенно уменьшаются и в конце концов они превращаются в болота или исчезают совсем.

Развитие озер в условиях относительно постоянной географической среды может быть изучено только с помощью анализа развития озерных экосистем.

Первые исследователи озер столкнулись с фактом бесконечного разнообразия озерных экосистем, которые могут существенно различаться, даже если озера близки по возрасту и происхождению. Такое разнообразие объясняется чрезвычайной сложностью экосистем озер, где самым тесным образом переплетаются физические, химические и биологические процессы. Биологические явления в каждом водном объекте складываются в итоге сложнейшего взаимодействия огромного числа особей растений, животных, бактерий, грибов, принадлежащих ко многим сотням или тысячам видов (Винберг, 1981). Это чрезвычайно усложняет разработку классификации. Возникает необходимость выделения тех лимнологических процессов, которые в первую очередь отражают природные свойства озер. Это прежде всего процессы превращения вещества и энергии (Россолимо, 1964; Фортунатов, 1967). Способность аккумулировать и трансформировать энергию и вещество — одно из основных свойств водоемов замедленного водообмена.

Все эти процессы замыкаются на круговороте органического вещества, который объединяет биохимические процессы на всех трофических уровнях как в водной толще, так и в донных отложениях (Винберг, 1962, 1972, 1979; Purdy, 1964; Kajak at al., 1972; Morgan, 1972). Возможность использовать соотношение трех процессов — поступления органического вещества извне, его образования и деструкции в озере — в качестве важного критерия типизации, наиболее полно характеризующего сущность водоема, неоднократно обсуждалась в работах Л. Л. Россолимо (1964, 1976). Количество накопившегося в водоеме органического вещества зависит от соотношения этих процессов.

Интенсивность круговорота органического вещества определяет уровень биологической продуктивности озер, который складывается в результате жизнедеятельности гидробионтов во всей сложности их пищевых отношений. Классификации озер, основанные на биологической продуктивности, носят общелимнологический характер. В этом состоит их преимущество по сравнению с другими классификациями, где за основу берутся геоморфологические, гидрологические, термические, химические и другие показатели. В данной работе мы не будем останавливаться на существующих классификациях, обзор которых детально приводится в монографии С. П. Китаева (1984).

Деление озер на олиготрофные, мезотрофные, эвтрофные и дистрофные получило в настоящее время широкое распространение.

Первоначально это деление связывалось с обеспеченностью озер биогенными элементами (Науманн, 1927). Теперь в основу его положено определение уровня биологической продуктивности озер и соотношения продукционных и деструкционных процессов. Эта классификация не является универсальной. Бесспорно, прав Л. Л. Россолимо (1967), который писал, что будучи разработанной первоначально для европейских озер в области распространения четвертичных оледенений, она не всегда применима к озерам других областей и широт. Кроме того, продукционно-биологическая типология, естественно, не охватывает озера, где преобладают процессы превращения и накопления минеральных солей, образований железомарганцевых руд и т. д. Вопросы типизации и классификации озер до сих пор остаются наиболее актуальными в лимнологии, так как общепринятое деление не охватывает всего их разнообразия. Однако в дальнейшем мы будем опираться на деление озер по их трофии.

Рассмотрим причины возникновения различных экосистем озер. Допуская известную схематизацию, можно выделить следующие внешние факторы, оказывающие существенное влияние на направленность основных процессов в экосистеме — это влияние водосбора, характера внешнего водообмена, формы озерной котловины (Россолимо, 1967). Водные экосистемы формируются под воздействием природной среды, структура которой подвержена четко выраженной зональной изменчивости. Зональные факторы включают климат, растительность, тип почвенного покрова. При изучении лимногенеза прежде всего выявляются зональные особенности, связанные с географическим размещением озер: изменяются тепловые и энергетические ресурсы озерных экосистем, изменяется также размер годового стока — одного из основных компонентов природной среды, через который осуществляется связь озера с питающей его водосборной площадью. Отсюда зонален и водный баланс озер, распределение озер по этому показателю соответствует географической зональности (Богословский, 1960). Тип почвенного покрова оказывает значительное влияние на химический состав поверхностных вод, особенно на их минерализацию (Алекин, 1970). По изменению минерализации воды озер с севера на юг в пределах СССР можно выделить четыре гидрохимические зоны (Баранов, 1962). Зональные факторы природной среды определяют и зональные различия биологической продуктивности водоемов, уровень которой в целом возрастает с севера на юг.

Зональность распределения типов озер может нарушаться азональными факторами. К ним следует отнести геологическое строение, геохимические процессы, химию почв, рельеф, строение котловины озера, густоту русловой сети. Это приводит к необходимости анализа условий формирования озерных экосистем по отдельным регионам внутри зоны. В принципе такой подход был положен в основу региональной гидробиологии Э. Науманна (1927) и биолимнологической карты СССР С. В. Герда (1962). Единству зональных и азональных факторов наиболее полно отвечает гене-

тически однородная территория — географический ландшафт. Озера различных ландшафтов имеют свои отличительные особенности. Различие в ландшафтной структуре водосборных бассейнов отражается на химическом и биологическом режиме озер, близких по морфологическим и гидрологическим характеристикам (Драбкова, Форш, 1975; Тамошайтис, 1975; Великорецкая, Драбкова, 1977).

Рассматривая характер озерных процессов как функцию водосбора, мы прежде всего имеем ввиду весь комплекс условий мобилизации и доставки вещества с водосбора в озеро. Ландшафтные условия определяют как количественный и качественный состав аллохтонного органического вещества, так и автохтонного, зависящего от поступления биогенных элементов и микроэлементов.

В настоящее время большое внимание уделяется стоку как фактору биологической продуктивности. Широко используются показатели удельного водосбора и условного водообмена. Со стоком в значительной степени связаны годовые и многолетние колебания продуктивности планктона и бентоса (Николаев, 1958; Китаев, 1984; Schindler, 1971).

В пределах одного ландшафта различия в экосистемах водоемов обусловлены величиной внешнего водообмена, формой озерной котловины, площадью водного зеркала, глубиной, объемом водной массы. Со строением озерной котловины теснейшим образом связаны формирование внутреннего водообмена озера и структура его водной массы. Роль литоральной зоны, определяемой строением котловины, велика в формировании сообщества макрофитов, что в свою очередь может определить направленность развития озера либо по фитопланктонному, либо по макрофитному типу (Покровская и др., 1983). Четко определяется также зависимость уровня биологической продуктивности от морфометрии озер: у мелководных озер этот уровень всегда выше, чем у глубоководных (Драбкова, Сорокин, 1979).

Влияние зональных и азональных факторов на экосистему озер не всегда легко прослеживается, поскольку внутренние лимнологические процессы обладают некоторой автономностью. О сложности связи озера с окружающей средой говорит реакция водных экосистем на антропогенное преобразование их водосборов. При антропогенном изменении ландшафтной структуры водосборов (сведение леса, распашка, использование минеральных удобрений и развитие животноводства) меняется скорость поступления в озера биогенных элементов. Поступление последних не всегда вызывает пропорциональное изменение уровня биологической продуктивности водоемов, что в значительной степени зависит от внутренних процессов в озерах: от аккумуляции биогенных элементов донными отложениями, скорости их оборачиваемости, от качественного состава гидробионтов.

Сложность процессов, протекающих в озере, привела многих исследователей к рассмотрению озера как обособленной системы,

своего рода микрокосмоса. В настоящее время ошибочность этой концепции доказана, тем не менее не отрицается некоторая автономность озерных процессов. В первую очередь она обусловлена спецификой биологических и биохимических процессов. Для всех гидробионтов характерно приспособление к изменениям окружающей среды, основанное на изменении источников питания. Многие виды на различных этапах онтогенеза удовлетворяют свои потребности пищей, получаемой с разных трофических уровней. Это приводит к тому, что, несмотря на значительные колебания численности различных гидробионтов, не всегда происходят смены биоценозов, что хорошо объяснимо, если рассматривать их как саморегулирующиеся системы (Пирожников, 1973). Однако озера не обладают беспредельной устойчивостью. Длительные воздействия постепенно переводят их в другие трофические категории.

Можно представить следующую обобщенную картину развития озер; по мере накопления органического вещества озера переходят от олиготрофного типа с низким уровнем продуктивности к мезо- и эвтрофному типам со средним и высоким уровнем продуктивности и далее к дистрофному типу. Эта схема основывается на представлении об озере как аккумуляторе вещества, которое участвует в биологическом круговороте и постепенно накапливается в озерной котловине. Время развития озера по этой схеме очень сильно варьирует. В одних и тех же ландшафтных условиях неглубокие озера быстрее переходят в стадию эвтрофирования. В настоящее время большинство озер в районах с развитым сельским хозяйством и промышленностью подвергаются эвтрофированию, а в некоторых случаях и дистрофированию, когда особенно резко сокращаются деструкционные процессы, что приводит к резкому уменьшению глубин озера, а затем и к их исчезновению.

Что же происходит в экосистеме в процессе эволюции озера? Все экологические системы стремятся к равновесному состоянию. Последовательность развития экосистем направлена на усложнение организации этой системы и усовершенствование метаболической эффективности (Одум, 1975). И то и другое достигается в стабилизированной экосистеме, которая характеризуется максимумом симбиотических взаимодействий между организмами на единицу имеющегося энергетического потока. Таким экосистемам присущи разнообразие организмов, экономичный обмен веществ, многочисленные энергетические пути, сложные пищевые переплетения, низкая энтропия. Все это обусловливает высокие защитные свойства экосистемы.

По мере развития процессов эвтрофирования объем питательных веществ в системе увеличивается. При возрастании объема питательных веществ на первых этапах сохраняется их равновесие с развивающимися организмами. Нарушение равновесия экосистемы вследствие ограничения развития популяций гетеротрофных организмов (в первую очередь бактерий) происходит по достижении верхнего предела скорости ассимиляции ими питательных веществ (Геринг, 1976). Это приводит к отставанию деструкцион-

ных процессов от продукционных, а следовательно, к интенсивному накоплению в озере органического вещества. Нарушение сбалансированности экосистемы влечет за собой резкие изменения интенсивности процессов не только в водной толще, но и в донных отложениях, что приводит к возрастанию темпов осадконакопления и увеличению содержания органического вещества в донных отложениях, особенно там, где поступление терригенных осадков незначительно. Процесс эвтрофирования в результате ускорения осадконакопления усиливается, так как размеры и глубины озер уменьшаются. Озерные экосистемы на последних этапах эвтрофирования переходят в более примитивное состояние: в них сокращается видовое разнообразие гидробионтов.

Пределы устойчивого существования экосистем зависят не только от стадии развития, гидрологических и гидрохимических особенностей озер, но и от их зонального расположения, от того комплекса географических факторов и лимнологических условий, который формирует структуру и особенности озерной экосистемы (Россолимо, 1977). Если рассматривать эволюцию озер в историческом плане, то указанная схема развития экосистем может нарушаться при изменении внешних факторов: резких колебаниях климата, что влечет за собой перестройку ландшафтной структуры водосборов, изменениях морфометрических показателей озер и т. д.

Антропогенное воздействие сопровождается стрессовыми изменениями озерных экосистем. Эвтрофирование озер под влиянием такого воздействия идет, как правило, иным путем, чем природное, хотя общая схема развития сохраняется. Вот почему выделяется особая область лимнологии — исследование антропогенного эвтрофирования озер, закономерности которого трудно прогнозировать исходя только из знаний природных процессов эволюции озер. Воздействие хозяйственной деятельности человека на водные объекты приводит к тому, что к природному разнообразию озер добавляются озера, экосистемы которых подвержены стрессовым антропогенным изменениям.

Говоря об антропогенном эвтрофировании озер, мы имеем в виду прежде всего увеличение поступления биогенных элементов. Загрязнение водоемов связано с поступлением веществ, чуждых этой экосистеме, прежде всего токсических веществ, органических веществ небиологического происхождения. Хотя экологический эффект, вызванный такими веществами, следует общей схеме нарушений структуры экосистемы, вызывая переход ее от стабильного состояния к нестабильному, эти изменения имеют более глубокий характер и часто необратимы. Загрязнения водоемов в отличие от антропогенного эвтрофирования можно избежать в результате технологических и других приемов, поэтому на этом виде изменений экосистем в данной работе нет причин останавливаться. Что касается антропогенного эвтрофирования, то его избежать чрезвычайно сложно, поскольку оно является побочным следствием хозяйственной деятельности человека не столько на самом водоеме, сколько на его водосборе. Но это не исключает возможности управления этими процессами и в то же время требует выработки критериев социальной оценки — степени соответствия состояния озер интересам рационального природопользования (Константинов, 1981, 1983).

Итак, многообразие экосистем озер является результатом эволюции озер в конкретных условиях окружающей среды, воздействия на них всей совокупности зональных и азональных факторов. Это многообразие возрастает в результате антропогенного изменения водных экосистем. В настоящее время актуальными являются как проблемы выявления закономерностей формирования экосистем в зависимости от ландшафтных условий, так и проблемы перестройки водных экосистем в результате антропогенного воздействия на основе детального изучения процессов накопления вещества в озерах. Учет этих важнейших факторов развития озер позволяет обоснованно судить о том, что приводит к изменению состояния озера — изменение внешних условий или процессы, происходящие в самом озере при относительно постоянных условиях.

Глава 4

ФАУНА ОЗЕР КАК ИСТОЧНИК СВЕДЕНИЙ ОБ ИХ ИСТОРИИ

В литературе имеются многочисленные сведения по биогеографии озер, истории формирования и развития их флоры и фауны. Эти сведения чрезвычайно важны для выяснения истории озер. Наибольшее значение имеют три раздела биогеографии континентальных водоемов: учение о разновременности вселения организмов в континентальные водоемы, систематическая (биотагенетическая) биогеография и экологическая биогеография. Использование идей и методов каждого из этих разделов биогеографии позволяет выявить различные стороны истории озер.

Разновременность вселения организмов в континентальные водоемы рассматривается во многих работах. Хорошо известно, что часть организмов проникла в континентальные водоемы из моря, где когда-то жили их предки, тогда как другая вселилась с суши. Первых принято называть первичноводными, вторых — вторичноводными. Примером последних могут служить многочисленные водные насекомые, а также легочные моллюски.

У первичноводных организмов разновременность вселения из моря можно проследить по ряду особенностей и в первую очередь по степени их таксономического родства с морскими формами и по степени освоения группой разнообразия условий, имеющихся в континентальных водоемах. Подразделение пресноводных моллюсков на этой основе было разработано Г. Г. Мартинсоном (1958, 1967) и Я. И. Старобогатовым (1970). Нечто подобное (хотя

и с использованием других терминов) разработали Майерс (Myers, 1938, 1949) и Банареску (Banarescu, 1975). Я. И. Старобогатов и П. Банареску пытаются распространить принятые ими схемы на все группы первичноводных животных.

Рассмотрим сначала схему Мартинсона—Старобогатова, введя в нее некоторые добавления в связи с накоплением новых фактов. Самые первые вселенцы в континентальные водоемы из моря (археолимнические организмы) проявляют самые слабые таксономические связи с морскими организмами. Чаще такие связи вообще отсутствуют. Так, среди одноклеточных пресноводных фотосинтезирующих организмов, обычно называемых водорослями, имеются целые таксоны высокого ранга (у ботаников они зовутся отделами и по рангу примерно соответствуют типам в зоологии), совершенно не представленные в море. К их числу относятся отделы *Cryptophyta*, *Vacuolariophyta*, *Eustigmatophyta*, *Euglenophyta* и некоторые другие. Выявление их связей с морскими организмами будет одновременно и выявлением связей между отделами. В сущности, почти не связан с морскими организмами и класс зеленых водорослей *Euchlorophyceae*. Его морские представители попали в море уже из пресных вод (Виноградова, 1984). Кроме водорослей к этой же категории, возможно, относятся и некоторые группы простейших, таксономические связи которых обсуждать еще труднее.

В экологическом отношении названные выше организмы освоили практически все разнообразие условий в континентальных водоемах, а в географическом широко распространены по всем континентам. Правомерно предположить (палеонтологических данных по этим группам нет), что археолимнические организмы вселились в континентальные водоемы до девона и прошли в них длительную эволюцию. Одна из наиболее характерных особенностей археолимнических организмов заключается в том, что они в активном (вегетирующем) состоянии гаплоидны, а диплоидны у них лишь покоящиеся стадии.

Организмы второй группы (палеолимнические) проявляют лишь слабое родство с морскими. Это крупные таксоны, обитающие исключительно в пресных водах (или лишь вторично проникающие в море). К их числу относятся классы и подклассы: мшанки класса *Phylactolaemata*, коловратки подкласса *Eurotatoria*, листоногие раки — *Phyllopoda*; отряды, представленные почти исключительно в пресных водах: отряд *Naidomorpha* (из малощетинковых червей); хорошо обособленные семейства или группы семейств: *Spongillidea* (из губок), *Hydridae* (из гидроидных), надсемейство *Cypridacea* (из ракушковых ракообразных), надсемейства *Viviparoidea*, *Valvatoidea*, *Piloidea*, *Bithynioidea* (из брюхоногих моллюсков), надсемейство *Pisidioidea* (из двустворчатых моллюсков). Из рыб в эту категорию попадают только двоякодышащие да, вероятно, Amia, тогда как все остальные пресноводные группы несомненно вселились в континентальные водоемы (вопреки распространенному мнению) не ранее мезозоя. Но отдельные таксоны рыб, например некоторые *Cyprinidae*, во многом

похожи по адаптивной характеристике на формы этой группы. Палеолимнические организмы почти столь же полно освоили условия жизни в континентальных водоемах, как и археолимнические формы, и распространены почти столь же широко. Они вселялись в континентальные водоемы в течение длительного отрезка времени, с девона по пермь, причем для тех групп, остатки которых можно встретить в ископаемом состоянии (например, ракообразные или моллюски), это во многих случаях строго доказано.

Третью группу (мезолимнические организмы) составляют виды, относящиеся к семействам, близким к морским или даже к обособленным родам морских семейств. Из брюхоногих моллюсков сюда относятся семейства *Pirgulidae*, *Litoglyphidae*, *Baicaliidae*, *Benedictiidae*, *Horatiidae*, *Melanopsidae*, *Thiaridae*, *Melanoididae*, *Pachychilidae* и другие, а также род *Theodoxus*; из двустворчатых — наяды (надсемейства *Unionoidea*, *Etherioidea*, *Mullerioidea*), роды *Dreissena*, *Corbiculina* и *Corbicula*; из губок — *Lubomirskiidae*; из мшанок — пресноводные представители *Gymnolaemata*; из ракушковых ракообразных — пресноводные представители надсемейства *Cytheracea*; из высших раков — некоторые бокоплавы и равноногие раки, в частности семейства *Gammaridae* и *Asellidae*; из рыб — многие пресноводные семейства *Cyprinidae*, *Esocidae* и другие, а также *Acinenseridae*, *Salmonidae*, *Cichlidae*. Представители этой группы обитают лишь в немногих типах континентальных водоемов, поскольку для них необходимо высокое содержание кислорода в воде и относительное постоянство температуры. Благоприятные условия для своей жизни они находят на быстрых участках рек, в подземных водах, родниках и крупных озерах. Мезолимнические организмы вселились в континентальные водоемы в мезозое и в начале кайнозоя. Ареалы представителей этой группы часто поясные.

Поскольку вселение представителей этой группы произошло относительно недавно, следы вселения еще не стерлись. Это позволяет определить степень связи ее представителей с морскими родичами и разделить мезолимническую группу по времени вселения на три подгруппы, обозначаемые греческими буквами α, β и γ (соответственно последние будут самыми молодыми). Из перечисленных выше групп моллюсков α-мезолимническими будут наяды — *Melanopsidae*, *Thiaridae*, *Melanoididae*, *Pachychilidae*; β-мезолимническими — остальные 5 перечисленных семейств брюхоногих, а γ-мезолимническими — *Theodoxus*, *Dreissena*, *Corbiculina*, *Corbicula*. Первые из них имеют широкие ареалы, подобные ареалам палеолимнических форм, и наименее требовательны к кислороду и постоянству температуры; последние имеют узкие ареалы и отличаются наибольшей требовательностью.

Четвертую группу (неолимнические организмы) составляют отдельные роды (чаще даже монотипические) или виды морских семейств. Из брюхоногих моллюсков — это представители семейств *Tecturidae*, *Neritidae* (кроме *Teodoxus*), *Buccinidae*, *Potamididae*, *Irawadiidae* и другие. Из двустворчатых — *Septiferidae*,

Lymnocardiidae, *Corbiculidae* (кроме *Corbiculina* и *Corbicula*), *Dreissenidae* (кроме *Dreissena*), *Aloididae*, *Glaucomyidae* и др. К этой же группе относятся почти все пресноводные представители высших раков (кроме *Gammaridae* и *Asellidae*), из рыб — пресноводные представители семейств *Serranidae*, *Gadidae*, *Anguillidae*. В связи с недолгим существованием в континентальных водоемах представители этой группы наиболее требовательны к содержанию кислорода и постоянству температуры. Они вселялись в континентальные водоемы начиная с позднего палеогена. Их ареалы приурочены к зонам кайнозойских трансгрессий моря, причем заметна определенная приуроченность родов и групп родов к океаническим бассейнам. Так, в тропиках одни из родов этой группы тяготеют к берегам Тихого океана и Вест-Индии, другие — к обоим берегам Атлантики. Как и предыдущую группу, эту также можно разделить по времени вселения на α-, β- и γ-неолимническую подгруппы.

Схема Майерса—Банареску основана исключительно на отношении рыб к солености. Первоначально Майерс выделял 3 группы: строго пресноводных (*Primary division*), не строго пресноводных (*Secoudary division*) и периферических — солевыносливых (*Peripheral division*). Позже Банареску разделил третью группу на 4: диадромных (*diadromous*), викарирующих (*vicarious*), комплиментарных (*complimentary*) и спорадических (*sporadic*). Однако поскольку отношение к солености в пределах одной группы связано с временем вселения, между обеими схемами наблюдается определенное соответствие. Исключение составляет только категория диадромных, выделенная совсем на ином принципе (наличие миграций из моря в реки или обратно). В нее попадают как мезолимнические рыбы (например, осетровые), так и неолимнические (угри).

Соответствие обеих схем можно видеть из следующего сопоставления

Старобогатов, 1970	Banarescu, 1975	
Археолимнические	—	
Палеолимнические	—	
α-мезолимнические	Primary	
β-мезолимнические	Secondary	
γ-мезолимнические		
α-неолимнические	Vicarious	Peripheral
β-неолимнические	Complimentary	
γ-неолимнические	Sporadic	

Главная трудность при отнесении разных групп организмов к определенным категориям предлагаемых классификационных схем заключается в различии осморегуляторных способностей у представителей разных систематических групп. Как правило, чем слабее развиты осморегуляторные способности, тем более четко разграничены приведенные выше категории. Наиболее резко они разграничены у губок, слабее (но все же достаточно заметно) — у моллюсков, еще более слабо — у ракообразных; наконец, у рыб границы наименее четки. Именно поэтому для детальной группировки всех пресноводных животных необходимы тщательные исследования осморегуляторных способностей и типов осморегуляции у представителей разных групп.

С той же осморегуляторной способностью косвенно связаны и приспособления к размножению и выведению молоди, прежде всего потому, что на ранних стадиях онтогенеза осморегуляторные приспособления более слабы, а сами организмы более чувствительны к несвойственной для их развития солености среды. В этой связи можно отметить, что яйцекладущим палеолимническим брюхоногим свойственны кладки с прозрачными слизистыми оболочками, тогда как мезо- и неолимническим — кладки с плотной кожистой оболочкой. Некоторым мезолимническим брюхоногим свойственна пелагическая личинка (например, *Stenomelania*, по: Morrison, 1954). Палеолимнические двустворчатые моллюски вынашивают молодь до того возраста, когда она становится способной жить самостоятельно, напротив, у мезо- и неолимнических имеется пелагическая или паразитическая личинка. Паразитизм последней на рыбах вызван, по-видимому, прежде всего необходимостью пребывать в среде определенной солености, что доказывается тем, что глохидии наших обычных наяд, не прикрепившиеся к рыбе, быстро гибнут в пресной воде, тогда как при солености несколько выше 5 % они могут выживать заметно дольше (Хлебович, 1974). Легко видеть, что принадлежность организма к одной из групп предлагаемой выше схемы во многом определяет главные особенности его экологии и распространения.

Поскольку предлагаемое деление основано на времени вселения и длительности эволюции в континентальных водоемах, следует считать, что в позднем палеозое только что вселившиеся в пресные воды организмы вели себя так, как ныне неолимнические; позже, с триаса по палеоген, — как ныне мезолимнические, и только с палеогена они приобрели нынешние свойства палеолимнических форм. Из этого, в частности, следует, что формы, которые в мезозое вели себя как мезолимнические, не могут считаться предками современных мезолимнических форм.

При изучении истории озер это деление может дать довольно полезную информацию. Относительно мелкие озера с развитыми береговыми зарослями заселяются из первичноводных форм исключительно археo- и палеолимническими. То же происходит и с крупными, лишенными зарослей озерами, если они находятся далеко за пределами распространения мезо- и неолимнических форм. Напротив, если мезолимнические формы могут попасть в них, то они получают явное преимущество перед палеолимническими, связанное прежде всего с кислородным и температурным режимом озера. Так, в оз. Амик в Сирии роль мезолимнических моллюсков уже весьма заметна.

На севере Европы в водосборных бассейнах Балтийского и Северного морей широко распространен небогатый неолимниче-

ский комплекс, обычно называемый комплексом «ледниковых реликтов» (к нему обычно относят и один мезолимнический вид *Pallasea quadrispinosa*). Этот комплекс у нас на Северо-Западе достаточно широко представлен в олиготрофных озерах. Тот факт, что бедность таких озер мезолимническими видами объясняется прежде всего трудностью их попадания в эти озера, хорошо иллюстрируется успешной акклиматизацией байкальского эндемика — мезолимнического вида *Gmelinoides fasciatus* (Мицкевич, 1984).

Еще более разительным становится соотношение между палео- и мезолимническими видами в гигантских озерах, существующих длительное геологическое время. В ходе развития такого озера идет эндемическое видообразование, в результате которого получаются группы близких видов. При этом мезолимнические группы явно обгоняют по числу видов палеолимнические. Достаточно сказать, что в Охридском озере из примерно 70 видов моллюсков только 15 палеолимнических. Подобная же картина наблюдается и в Байкале, где *Baicaliidae* и *Benedictiidae* (насчитывающие вместе свыше 50 видов и подвидов) составляют мезолимнический комплекс, а *Valvatidae*, *Sphaeriidae* и *Pisidiidae* (вместе около 20 видов и подвидов) — палеолимнический комплекс моллюсков. Еще более выразительна фауна бокоплавов Байкала: свыше 100 видов и все мезолимнические. И таких примеров можно привести множество. Мезолимнические формы преобладают и в гигантских современных озерах (Танганьика, Ньяса, Титикака, озера системы р. Малили на о-ве Сулавеси), и в отложениях ныне не существующих озер (плиоценовое озеро в Паннонской низменности, мио-плиоценовое озеро в Чуйской котловине на Алтае). При этом об эндемическом видообразовании можно судить по наличию «букетов» близких видов, поскольку при большой скорости видообразования, наблюдающейся в подобных случаях, мы видим группы незначительно различающихся между собой близких видов. Это один из признаков, позволяющих определить длительность существования крупного озера (Попова и др., 1970). Таким образом, использование данных о разновременности вселения организмов в континентальные водоемы связано с точной идентификацией остатков в озерных отложениях и оценкой их положения в предлагаемой выше схеме.

Вторичноводные организмы тоже вселялись в континентальные водоемы разновременно. До сих пор никем не предлагалась их классификация, аналогичная приведенным выше. А между тем такая классификация и полезна, и имеет право на существование. Подойдем к ней с тех же позиций, что и в предыдущем случае. Однако поскольку до перми или, самое ранее, до карбона вселения наземных организмов в континентальные водоемы не происходило, то общее число категорий будет меньшим.

В первую группу мы выделим формы, систематически обособленные от соседних на довольно высоком уровне. Тут будет и отряд *Lymnaeiformes* (= *Hygrophila*) из легочных моллюсков, водные представители отряда *Lumbricomorpha* из малощетинковых червей, водные челюстные пиявки и ряд отрядов (поденки, веснянки, стрекозы) и подотрядов насекомых (например, подотряд водных клопов), а также хорошо обособленные от соседних семейства двукрылых насекомых *Blepharoceridae*, *Deuterophlebiidae*, *Chironomidae*, *Ceratopogonidae*. Они или приспособлены ко всему разнообразию условий жизни в континентальных водоемах и тогда распространены весьма широко, или, напротив, живут только в чистых, богатых кислородом водоемах. Эту группу мы предлагаем назвать мезолимнофильными организмами. Они проникали в континентальные водоемы на протяжении длительного отрезка времени — от карбона и перми до начала палеогена. Часть из них заселила водоемы с неблагоприятным кислородным режимом, что стало возможным или благодаря сохранившемуся воздушному дыханию, или путем выработки гемоглобина для распределения кислорода по тканям тела, или иными способами. Другая часть мезолимнофильных организмов приспособилась к жизни в богатых кислородом озерах. Когда с появлением водных покрытосеменных режим некрупных озер резко изменился, они перешли к жизни в проточных водоемах, подчас с очень быстрым течением, как, например, *Blepharoceridae*. В пределах широкоприспособленных групп с изменением режима малых озер на рубеже кайнозоя также возникло разделение на архаичные группы (подсемейства, роды), оставшиеся оксифильными и ставшие реофильными, и более молодые, приспособившиеся к жизни в зарослях покрытосеменных водных растений (Калугина, 1980; Калугина, Жерихин, 1975).

Вторую группу составляют формы, проявляющие близкую систематическую связь с сухопутными родичами. Это, в частности, водные представители короткоусых двукрылых, водные бабочки и некоторые другие группы. Все они или облигатные обитатели растений или обитатели крайне мелководных участков водоемов (с глубиной порядка первых сантиметров). Эти группы, как правило, сохраняют воздушное дыхание. Их мы предлагаем назвать неолимнофильными. Они вселились в континентальные водоемы в кайнозое, когда в водоемах распространились и получили значительную продукционную роль покрытосеменные растения.

При анализе истории озер подразделение вторичноводных организмов можно использовать вполне аналогично подразделению первичноводных форм, с той лишь оговоркой, что параллельно полезно привлечь данные по общей экологической характеристике той подгруппы, куда относится интересующий нас вид.

Несколько иную информацию для изучения истории озер дает подход с позиций систематической (биотагенетической) биогеографии.

В основе анализа должна лежать схема зоогеографического районирования континентальных водоемов по систематическому (это важно подчеркнуть) составу их фаун. Такие схемы разрабатывались на нескольких группах водных животных, в частности, для территории нашей страны и сопредельных регионов по рыбам — Л. С. Бергом (1909, 1934а, 1949), по ручейникам —

А. В. Мартыновым (1923; 1924), по моллюскам — В. И. Жадиным (1933, 1938, 1952), Я. И. Старобогатовым и Э. А. Стрелецкой (1976), Я. И. Старобогатовым (1970; Starobogatov, 1983), И. М. Москвичевой (1973), З. И. Иззатуллаевым и Я. И. Старобогатовым (1985), по стрекозам — Б. Ф. Белышевым (1973), Б. Ф. Белышевым и А. Ю. Харитоновым (1981, 1983). Разумеется, схемы, разработанные разными авторами на разных объектах, довольно заметно различаются. Однако причины этих различий сводятся к трем основным:

1) различия в вагильности разных групп организмов; влияние этих различий уже обсуждалось (Старобогатов, 1970);

2) субъективные различия в оценке зоогеографических фактов;

3) недостаточно четкое разграничение методов и подходов систематической и экологической биогеографии; следует указать на необходимость крайне четкого разграничения этих двух направлений (Старобогатов, 1982).

Если к разным группам подойти с одними методологическими приемами, то разница становится довольно слабой и оказывается связанной исключительно с разницей в вагильности (Иззатуллаев, Старобогатов, 1985) или, в крайнем случае, с преобладанием в одной из групп (например, бокоплавы) мезо- и неолимнических видов, распространенных заметно уже, чем палеолимнические. Далее мы будем исходить из наиболее детальной и дробной схемы зоогеографического районирования континентальных водоемов СССР, основанной на изучении моллюсков (Старобогатов, 1970), и анализа истории малакофауны, базирующегося на этой схеме. Эта схема (рис. 1) несколько изменена по сравнению с опубликованной в 1970 г. в связи с более поздними работами и накоплением новых данных.

В основу схемы положены следующие общие принципы. За провинцию принят минимальный выдел систематической биогеографии (Старобогатов, 1982), т. е. такой максимальный участок территориального объединения континентальных акваторий, который не пересекается ни одной границей фактического ареала, не считая тех границ, которые совпадают с соответствующими границами потенциального ареала. Провинции объединяются в надпровинции. За основу такого объединения на территориях, подвергшихся опустошению в результате плейстоценового похолодания и оледенения, взято преобладание во всех объединенных выделах видов одного фаунистического центра (в понимании Lattin, 1967). В районах, не подвергшихся плейстоценовому опустошению, дело обстоит несколько иначе. Там из-за непрерывного развития фауны практически в каждом минимальном выделе есть свой небольшой фаунистический центр, где сформировались эндемики провинции. Однако это не мешает усматривать связи со старым главным фаунистическим центром. Поэтому здесь провинции объединяются в надпровинции по преобладанию видов, связанных непосредственно или косвенно с главным фаунистическим центром.

Надпровинции объединяются в подобласти, для каждой из которых характерно наличие общего для подобласти фаунистического центра, так что в любом районе подобласти представлен хотя бы один вид этого центра, и наличие заметного числа видов, принадлежащих к центрам сопредельных областей (переходный характер подобласти). Подобласти объединяются в область по наличию главного для нее фаунистического центра (условие аналогичное приведенному выше для подобласти) и самобытной истории развития фауны, что обусловливает значительный эндемизм на родовом, а подчас и семейственном уровне.

В пределах Северной Евразии можно выделить следующие основные подразделения зоогеографического районирования континентальных водоемов: 1) Палеарктическая область; 2) Амурская и Японская подобласти Сино-Индийской области; 3) Байкальская область; 4) Понто-Каспийская солоноватоводная область.

В связи с особым положением озера Каспий, почти всеми рассматриваемого как море из-за гигантских размеров и солоноватой воды и совершенно особой истории, связанной с историей Черного моря, история фауны последней области здесь не рассматривается.

На обширных территориях севера Евразии к концу эоцена сформировалось четкое разграничение европейской и восточноазиатской пресноводной фаун. При этом Казахстан и юг Западной Сибири были населены восточноазиатской фауной, а европейская фауна не распространялась на восток дальше Урала. По-видимому, такое разграничение фаун было связано с тем, что на протяжении значительной части палеогена существовал западносибирский эпиконтинентальный морской бассейн и продолжающий его к югу Тургайский пролив. Восточноазиатская фауна успела к этому времени довольно сильно дифференцироваться. Образовался западносибирский ее вариант, характерный для юга Западной Сибири и Казахстана, другой был расселен на Дальнем Востоке, на севере Китая и в Японии и, наконец, третий, о котором известно очень мало, занимал Восточную Сибирь и северо-восток Азии. Европейская фауна была в это время не столь разнородна и делилась лишь на южный (средиземноморский) и североевропейский варианты.

В олигоцене началось проникновение европейской фауны на восток, прежде всего в Центральную Азию. При этом шло взаимодействие форм, принадлежащих к западносибирскому варианту восточноазиатской фауны, европейских вселенцев и коренной (особенно для восточных районов Центральной Азии) китайской фауны.

Фауна Западной Сибири достигла к плиоцену максимального расцвета, и здесь сформировался ряд эндемичных родов *Tuberunio*, *Sculptunio*, *Heterunio*, *Limnoscapha* и др., причем на востоке эта фауна заходила и в западную Монголию. В результате такого вселения сформировались смешанные комплексы центральноазиатской фауны, заключающие ныне как эндемиков восточноазиатского происхождения (виды рода Boreoelona), так и эндеми-



ков европейского происхождения. Следует отметить, что на юге (бассейн Амударьи) происходило вселение видов средиземноморского варианта, а на севере (бассейны Балхаша и Тарима) — североевропейского варианта европейской фауны. Больше всех пострадал западносибирский вариант восточноазиатской фауны, от которого уцелели ныне лишь жалкие остатки, преимущественно в Западной Монголии. К началу плиоцена юг Западной Сибири и Казахстан еще больше пополняется европейскими видами — *Borysthenia pronaticina*, *Bithynia tentaculata*, *Anisus leucostoma*, *Planorbis planorbis*, *Pisidium amnicum*.

В Центральной Азии ранний плиоцен был, по-видимому, временем наибольшего увлажнения, что содействовало широкому рас-

Рис. 1. Систематико-зоогеографическое районирование континентальных водоемов севера Евразии на основе фауны моллюсков.

а—в — границы соответственно областей, подобластей, провинций. *Цифры* — номера провинций.

Палеарктическая область. Европейско-Центральноазиатская подобласть. *Североевропейская надпровинция.* Провинции: *1* — Балтийская, *2* — Северодвинская, *3* — Мезенская, *4* — Печорская, *5* — Окско-Донская, *6* — Средневолжская, *7* — Прикаспийская, *8* — Иртышская.

Западносредиземноморская надпровинция. Провинции: *9* — Пиренейская, *10* — Аппенинская, *11* — Алжирская, *12* — Марокканская.

Динарская надпровинция. Провинции: *13* — Истрийская, *14* — Черногорская, *15* — Эпирская, *16* — Пелопонесская.

Причерноморская надпровинция. Провинции: *17* — Среднедунайская, *18* — Северопричерноморская, *19* — Среднеднепровская, *20* — Южнопричерноморская, *21* — Терская, *22* — Вардарская.

Восточносредиземноморская надпровинция. Провинции: *23* — Киликийская, *24* — Оронтская, *25* — Иорданская.

Переднеазиатская надпровинция. Провинции: *26* — Ирано-Анатолийская, *27* — Месопотамская, *28* — Куринская, *29* — Копетдагская, *30* — Большебалханская.

Согдийско-тибетская надпровинция. Провинции: *31* — Согдийская, *32* — Ферганская, *33* — Иссык-Кульская, *34* — Памирская, *35* — Тибетская.

Центральноазиатская надпровинция. Провинции: *36* — Приаральская, *37* — Балхашская, *38* — Зайсанская, *39* — Таримская, *40* — Цайдамская, *41* — Эдзинская, *42* — Ордосская.

Западно-южномонгольская надпровинция. Провинции: *43* — Убсунурская, *44* — Дзабханская.

45 — **Охридская подобласть** (береговая, мелководная, сублиторальная, профундальная провинции).

Сибирская подобласть. *Среднесибирская надпровинция.* Провинции: *46* — Ангарская, *47* — Хубсугульская, *48* — Орхонская, *49* — Среднеенисейская, *50* — Нижнеенисейская, *51* — Среднеобская, *52* — Нижнеобская, *53* — Алтае-Саянская, *54* — Тувинская, *55* — Ленская.

Северовосточная надпровинция. Провинции: *56* — Яно-Колымская, *57* — Пенжинская, *58* — Охотская, *59* — Удская, *60* — Тугурская, *61* — Верхнезейская, *62* — Восточнокамчатская, *63* — Западнокамчатская, *64* — Северосахалинская, *65* — Чаунская, *66* — Амгуэмская, *67* — Колючинская, *68* — Уэленская, *69* — Анадырская, *70* — Крестовская.

71 — **Байкальская область** (Южнобайкальская, Западнобайкальская, Восточнобайкальская, Северобайкальская мелководные провинции; Северо-среднебайкальская и Южнобайкальская супраабиссальные провинции; Псевдоабиссальная провинция).

Синоиндийская область. Амурская подобласть.

Амурская надпровинция. Провинции: *72* — Уссурийская, *73* — Хабаровская, *74* — Аргунь-Зейская, *75* — Орельская, *76* — Амгуньская.

Корейско-Желтоморская надпровинция. Провинции: *77* — Комаровская, *78* — Сунгарийская, *79* — Корейская, *80* — Ляохейская.

Японская подобласть. Провинции: *81* — Анивская, *82* — Хонсюйская, *83* — Бивансkая.

Китайская подобласть: *84* — Хуанхейская провинция.

Индо-Малайская подобласть. Провинции: *85* — Гильмендская, *86* — Индская.

селению ряда видов — от Прибалхашья, средней Сырдарьи и верховьев Оби и Иртыша на западе до бассейна Эдзин-гол, Ордоса и Цайдама на востоке. Об этом свидетельствует прежде всего палеарктический характер малакофауны большей, верхней части бассейна Хуанхэ. Очевидно, верховья великих китайских рек в то время еще не были связаны со своими теперешними низовьями. Плиоценовая фауна Восточной Сибири и северо-востока Азии достоверно пока неизвестна, однако по миоценовым находкам (Попова, 1981) можно предполагать, что она походила на современную фауну Приамурья и Приморья, но была более обогащена китайскими и рядом восточноазиатских мезолимнических форм.

В Европе в это время происходило более полное разделение основных вариантов европейской фауны. Север (от Атлантики до Урала) заняла североевропейская фауна, составившая в дальнейшем основу североевропейского (основного для Палеоарктической области) фаунистического центра. На юге сформировались два центра — средиземноморский и переднеазиатский, первоначально достаточно близкие друг к другу по систематическому составу фауны. Для этих центров характерны такие роды, как *Pseudunio*, *Potomida*, *Leguminaia*, *Melanopsis*.

В Паннонской низменности после того, как возникшее там гигантское озеро опреснилось, сформировался свой среднедунайский центр, за счет которого ныне в значительной степени сформированы малакофауны бассейна Дуная и Причерноморья, а также запада Балканского полуострова.

Похолодание в конце плиоцена и далее в плейстоцене привело к вымиранию многих видов и групп южного происхождения. Фауна, населяющая Восточную Сибирь и северо-восток Азии, была оттеснена в бассейн Амура и имеет разный характер в разных его частях (в связи с различием климатических условий). Фауна рек Приморья менее тесно связана с фауной Амура, чем с фауной рек п-ова Корея и р. Ляохэ. Кое-какие виды восточноазиатского происхождения тем не менее остались в Восточной Сибири и в бассейне Охотского моря. Это прежде всего виды рода *Bareoelona*, виды рода *Kolhymorbis*, а также представленные в бассейне Тугура виды рода *Juga*. Одновременно на их место проникают палеарктические виды *Planorbis planorbis*, *Anisus leucostoma*, *A. contortus* и некоторые другие. Виды восточноазиатского происхождения сохраняются также на Камчатке (например, *Lymnaea tumrokensis*), но к ним там, и в еще большей степени на Чукотке, добавляются пришельцы из Неарктики — *Lymnaea nuttaliana*, *L. atkaensis*, *L. randolphi* и др.

От западносибирского варианта восточноазиатской фауны почти ничего не осталось, кроме немногих эндемиков и субэндемиков Восточной Сибири и западной Монголии.

В периоды, следующие за таянием покровных ледников, наблюдаются две основные тенденции. Виды, перенесшие ледниковую эпоху на свободных от оледенения пространствах Сибири, расселяются в западном направлении. Они распространяются по только

что освободившейся от ледника зоне и составляют основную часть малакофауны нижнего Приобья, заметную (хотя и не основную) часть малакофауны бассейна Печоры, а их единичные представители проникают на восток до Скандинавии и предальпийских озер. Противоположный поток европейских (точнее североевропейских) форм идет через южную часть Западной Сибири и Северный Казахстан на восток. В результате этого фауна бассейна Иртыша целиком североевропейская, с немногими эндемиками, а в фауне Горного Алтая североевропейские элементы составляют значительную долю. Некоторые из них распространились по Евразии столь широко, что доходят до Камчатки.

На протяжении плейстоцена происходили серьезные изменения водоразделов речных бассейнов. В районах покровного оледенения перестройка гидросети была вызвана подпором талых вод ледником и, в связи с этим, необходимостью выработки нового русла. В Восточной Сибири, где были только горные ледники, причины оказались сложнее: тут и обилие вод при таянии ледника, и подпоры в межгорных долинах, и размывающая работа верхних участков рек. Как бы то ни было, плейстоценовые изменения речных бассейнов вместе с расселением пресноводных организмов в периоды потеплений создали хорошо известную ныне картину фаунистической неоднородности речных бассейнов. Уже упоминалось, что иртышская и обская части обского бассейна столь различны по гидрофауне, что их приходится относить к разным подобластям. Верхняя Волга (выше Галичско-Чухломской возвышенности) по фауне существенно отличается от остальной части бассейна. Бассейн Дона делится на две фаунистически разные части Донецким Кряжем. Еще более показателен бассейн Днепра. Выше Смоленско-Московской гряды в нем обитает слегка обедненная североевропейская (балтийская) фауна, в низовьях (ниже бывших порогов) — нижнедунайская фауна, характерная для всего северного Причерноморья, а в промежутке от Смоленско-Московской гряды до бывших порогов — своеобразная смешанная фауна. Перестройки речных бассейнов европейской части СССР довольно подробно обсуждаются Д. Д. Квасовым (1975). В азиатской части СССР причины неоднородности речных бассейнов изучались меньше, но факты, накопленные зоогеографами, не менее разительны. Так, верхняя часть бассейна Зеи (выше г. Зея) населена палеарктической фауной с небольшой примесью амурского варианта синоиндийской фауны (3—4 вида), тогда как остальная часть бассейна этого притока Амура занята целиком амурским вариантом синоиндийской фауны.

Обмен с Неарктикой через Берингию сказался лишь в самых восточных районах. Доплейстоценовый обмен объясняет наличие нескольких неарктических видов вдали от Берингии — на Камчатке, а один вид распространился даже широко по Сибири. Однако основной набор неарктических видов сосредоточен на Чукотке и связан с обменом на протяжении плейстоцена.

В неогене северные районы Амурской и Японской подобластей

были заселены фауной, весьма близкой к современным фаунам южных районов этих подобластей. Плейстоценовое похолодание привело к вымиранию ряда теплолюбивых видов и вселению сюда некоторых видов с востока Палеарктики, что объясняет «переходный» характер этих районов. Бассейн Амура уже в плиоцене был полностью отделен от бассейнов рек Японского моря современными водоразделами, и поэтому фаунистический обмен тут был крайне ограничен. В периоды максимального похолодания амурская фауна сохранялась в бассейне Уссури, а в периоды потепления расселялась по всему Амуру. Этим объясняется богатство фауны бассейна Уссури (включая оз. Ханка) и крайняя бедность фаун верхней и самой нижней частей бассейна Амура, а также бассейна Амгуни.

Вопрос о происхождении фауны Байкальской области долгое время был предметом дискуссии (подробный обзор см.: Старобогатов, 1970). Резкая обособленность эндемичной фауны Байкала связана с тремя явлениями. Во-первых, с возникновением байкальской фауны на основе северного варианта синоиндийской и прежде всего ее мезолимнических элементов. Во-вторых, с длительным (вероятно, с конца миоцена) эндемическим развитием в озерах — предшественниках современного Байкала, что привело к образованию многочисленных «букетов» близких видов. И, в-третьих, с вымиранием синоиндийской фауны вокруг Байкала и заменой ее на весьма несходную с ней палеарктическую. Таким образом, если в миоцене байкальская фауна в какой-то мере напоминала современную китайскую (Мартинсон, 1961; Попова, 1981), то ныне она столь обособлена, что заслуживает выделения в самостоятельную область.

Данные систематической биогеографии, выработанные в рамках палеобиогеографических исследований представления об истории формирования фаун, позволяют на древних озерах типа Байкала и на отложениях исчезнувших озер проследить общие закономерности смены фаун континентальных водоемов. На более молодых послеледниковых озерах можно проследить процесс фаунистического восстановления, продолжающийся и поныне. Этапы процесса в свете общей картины расселения фауны могут определить этапность в истории озер.

Третий возможный зоогеографический подход дает нам экологическая биогеография. Это направление отличается от систематической биогеографии прежде всего тем, что для него вид тем важнее, чем он в данном месте обильнее (тогда как для систематической все виды списка равноценны). Направление это применительно к континентальным водоемам до последнего времени оставалось неразработанным, тем более что и данные по обилию имелись лишь для ограниченного круга водоемов.

Карта (рис. 2) представляет собой первую попытку эколого-зоогеографического районирования севера Евразии на основе анализа распространения эколого-зоогеографических комплексов моллюсков и их относительного обилия. Под эколого-зоогеографическим комплексом мы понимаем совокупность видов, занимающих сходные биотопы и имеющих единый центр распространения. Таких комплексов по моллюскам удалось выделить 69, что, однако, не означает, что даже по этой группе они исчерпаны. Из них к озерам приурочены следующие:

1) североевропейский равнинный фитофильный;
2) североевропейский равнинный литореофильный;
3) североевропейский равнинный лимнофильный комплекс мягких грунтов;
4) средиземноморский фитофильный;
5) дунайско-причерноморский равнинно-низкогорный литореофильный;
6) дунайско-причерноморский равнинный речной комплекс мягких грунтов;
7) переднеазиатский предгорный фитофильный;
8) переднеазиатский предгорный литореофильный;
9) переднеазиатский предгорный озерно-речной комплекс мягких грунтов;
10) казахстанский галофильный;
11) центральноазиатский горно-предгорный фитофильный;
12) согдийский предгорный озерно-речной комплекс мягких грунтов;
13) южнотаджикский галофильный;
14) западномонгольский фитофильный;
15) восточносибирский предгорный фитофильный;
16) восточносибирский предгорный озерный комплекс мягких грунтов;
17) колымско-камчатский горно-предгорный фитофильный;
18) анадырский фитофильный;
19) охридский комплекс твердых грунтов;
20) охридский комплекс мягких грунтов;
21) аляскинский фитофильный;
22) алеутско-камчатский озерно-речной комплекс мягких грунтов;
23) амурско-приморский равнинный фитофильный;
24) амурский равнинный озерно-речной комплекс мягких грунтов;
25) приморский равнинный озерно-речной комплекс мягких грунтов;
26) курильский фитофильный;
27) курило-японский предгорный озерно-речной комплекс мягких грунтов;
28) индийский фитофильный;
29) южнобайкальский прибрежный литофильный;
30) северобайкальский прибрежный литофильный;
31) южнобайкальский прибрежный псаммофильный;
32) северобайкальский прибрежный псаммофильный;
33) южнобайкальский аргиллитофильный;
34) северобайкальский аргиллитофильный;
35) байкальский глубинный;
36) понтокаспийский реофильный комплекс твердых грунтов.



Остальные комплексы, не перечисленные выше, приурочены к проточным и мелким водоемам.

Распространение комплексов подчинено 4 основным биогеографическим законам — широтной зональности, биологической антимерии (проявляется у нас чаще в виде секторности распространения — Емельянов, 1974), вертикальной зональности (поясности) и провинциальности (подробнее об этих законах см.: Старобогатов, 1970). Так, североевропейский равнинный лимнофильный комплекс приурочен к зонам тайги, смешанных и лиственных лесов, а на юг заходит лишь по интерзональным ландшафтам речных долин. Восточносибирский предгорный фитофильный комплекс приурочен к холодным водоемам таежной зоны, преимущественно к зоне распространения вечной мерзлоты. Кроме того, он в какой-то мере избегает равнин и приурочен к поясу низкогорий. Подобные примеры можно было бы продолжить, но ясно, что четыре упомянутых выше закона четко определяют принадлежность основного ядра комплекса к определенному выделу или группе смежных выделов.

При взгляде на карту (рис. 2), а особенно при сопоставлении ее с предыдущей картой (рис. 1), бросается в глаза, что за преде-

Рис. 2. Эколого-зоогеографическое районирование континентальных водоемов севера Евразии на основе распространения комплексов моллюсков.

Обозначение границ то же, что и на рис. 1.

Палеарктическая область. Североевропейско-Западносибирская равнинная подобласть. Провинции: *1* — Североевропейская тундровая, *2* — Фенноскандинавская таежная, *3* — Балтийская лесная, *4* — Западноевропейская лесная, *5* — Дунайская степная, *6* — Днепровско-Днестровская лесная, *7* — Северопричерноморская степная, *8* — Северовосточноевропейская таежная, *9* — Печорская таежная, *10* — Центральновосточноевропейская лесная, *11* — Юго-восточноевропейская степная, *12* — Прикаспийская полупустынная, *13* — Большекавказская горная, *14* — Ямало-Таймырская тундровая, *15* — Обская таежная, *16* — Обско-Иртышская лесная, *17* — Казахстанская степная, *18* — Турано-Приаральская пустынная.

Средиземноморская субтропическая подобласть. Провинции: *19* — Пиренейско-Магребская субтропическая, *20* — Аппенинская субтропическая, *21* — Динарская субтропическая, *22* — Эгейско-Южнопричерноморская субтропическая, *23* — Восточносредиземноморская субтропическая, *24* — Ирано-Анатолийская горно-степная, *25* — Гирканская сухостепная, *26* — Месопотамская оазисная, *27* — Копетдагская горная, *28* — Восточноиранская пустынная.

Центральноазиатская горно-предгорная подобласть. Провинции: *29* — Согдийская оазисная, *30* — Прибалхашская полупустынная, *31* — Памиро-Тяньшаньская горная, *32* — Тибетская горно-пустынная, *33* — Центральномонгольская степная, *34* — Таримско-Южногобийская пустынная, *35* — Цайдамская горно-степная, *36* — Восточнотибетская горная.

Восточносибирская горно-таежная подобласть. Провинции: *37* — Енисейская таежная, *38* — Северосибирская тундровая, *39* — Среднесибирская горно-таежная, *40* — Якутская остепненная, *41* — Алтае-Саянская горная, *42* — Забайкальская таежная, *43* — Западномонгольская горно-степная, *44* — Яно-Колымская горно-тундровая, *45* — Чукотская тундровая, *46* — Анадырская тундровая, *47* — Камчатская горно-лесная, *48* — Охотская таежная, *49* — Удско-Тугурская таежная, *50* — Северосахалинская таежная.

Синоиндийская область. Амуро-Желтоморская низкогорно-равнинная подобласть. Провинции: *51* — Верхнеамурская степная, *52* — Амурская лесная, *53* — Приморская лесная.

Сахалино-Хонсюйская горная островная подобласть. Провинции: *54* — Сахалино-Хоккайдская лесная, *55* — Хонсюйская субтропическая.

Индо-Малайская тропическая подобласть. Провинции: *56* — Гильменская пустынная, *57* — Индская базисная.

Районирование Байкальской и Понтокаспийской областей не приведено.

лами зоны воздействия ледника и вод, образовавшихся при его таянии, границы выделов в обеих системах районирования совпадают или почти совпадают. Напротив, на основной территории, подвергшейся влиянию оледенения или по меньшей мере серьезного похолодания (например, Сибирь), границы резко расходятся. Тут в полную меру проявляется зональный характер распространения комплексов, а также действие на них остальных основных биогеографических законов.

При анализе истории озер данные экологической биогеографии могут серьезно помочь при реконструкции как экологической характеристики озер, так и соотношения их с окружающими наземными ландшафтами. Например, озера, образовавшиеся на севере Восточной Европы в голоцене после таяния ледника, в первую очередь заселялись североевропейским литореофильным комплексом (представитель *Ancylus fluviatilis*), отмечавшим их олиготрофную фазу. Позднее более восточные из них обогащались представителями восточносибирского предгорного фитофильного комплекса (при появлении растительности у берегов) и восточносибирского предгорного озерного комплекса мягких грунтов. Далее (а в более западных районах сразу же за появлением растительности) в прибрежье начинал доминировать североевропейский равнинный фитофильный комплекс.

В более южных районах, где формировались другие зоны наземной растительности, смена комплексов была иной. Например, в разные отрезки плейстоцена виды *Corbiculina tibetensis* и *C. ferganensis* доходили по бассейну Иртыша вплоть до устья этой реки. Сейчас в азиатской части СССР они встречаются только в бассейнах Сырдарьи и Амударьи; кроме того, субфоссильные раковины (быть может, найдутся и живые особи) встречаются в бассейнах Чу, Таласа и рек Прибалхашья. Очевидно, что распространение таежной зоны и связанное с ним сильное подкисление и уменьшение минерализации вод отрицательно сказалось на распространение этих видов.

Подводя итоги изложенному выше, следует подчеркнуть, что между анализом истории озер и исторической биогеографией есть глубокая связь и взаимодействие. Все направления биогеографии в их историческом аспекте могут дать очень многое для понимания истории озер, а успехи в области изучения истории озер помогают понять процессы становления их фауны и флоры.

Глава 5

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, ФОРМИРУЮЩИЕСЯ В ОЗЕРАХ

Знание истории озер облегчает поиски и разведку полезных ископаемых, которые формировались в древних и современных озерах. С озерными отложениями связаны многие виды полезных ископаемых. Органическое вещество, которое накапливалось в отложениях древних озер, а затем подвергалось диагенезу, дало начало многим месторождениям горючих сланцев, нефти и газа. С озерами связаны также месторождения осадочных железных и марганцевых руд, россыпные месторождения, залежи известняков, мергелей, песков и глин. Еще недавно железомарганцевые конкреции, встречающиеся на дне озер Карелии, служили сырьем для небольших металлургических заводов. В настоящее время особенно большое значение имеют четыре вида полезных ископаемых, которые продолжают формироваться или формировались в недавнем геологическом прошлом в очень многих озерах. Это сапропель, озерная известь, диатомит и озерные соли.

Выше уже было сказано о том внимании, которое уделялось использованию сапропеля буквально с первых месяцев существования Советской власти. К настоящему времени подробно разработаны методы поиска и разведки месторождений сапропеля и технические приемы его добычи. Подробно изучены также возможности применения сапропеля в качестве удобрения, подкормки для скота и птицы, в лечебных и других целях.

Сапропель образуется на дне пресных озер из остатков планктонных и бентосных организмов, которые подвергаются диагенезу при участии микроорганизмов. Ввиду того, что в верхних горизонтах иловой толщи возникают безкислотные (анаэробные) условия, диагенез не приводит к полному разложению органического вещества, содержащегося в планктоне и бентосе; часть его постепенно накапливается на дне озер (Казаков, 1950). В состав сапропеля входят также терригенные осадки — песчаные, алевритовые и глинистые частицы, попадающие в озера из рек и ручьев и образующиеся при размыве берегов, а также хемогенные осадки, главным образом озерная известь.

Озерные отложения называются сапропелем, если содержание в них органического вещества достаточно велико. Собственно сапропель содержит более 50 % органического вещества. Если его больше 10—15 % (но меньше 50 %), озерные отложения называются сапропелем, обедненным органическим веществом. Иногда их называли также сапропелитами, но теперь этот термин почти не употребляется.

Сапропель встречается не только в современных озерах, но и в торфяниках, на месте которых существовали озера в недавнем геологическом прошлом. Там он образует горизонты и линзы, находящиеся под торфяной залежью. Нередко сапропель подсти-

лают маломощные прослойки торфа, которые сформировались до возникновения озерной котловины или до того, как она была заполнена водой.

Все месторождения сапропеля, имеющие практическое значение, образовались в голоцене — на протяжении последних 10 тыс. лет (Кордэ, 1960; Нейштадт, 1964; Бракш, 1971; Жирков, 1983а). В тех немногих озерах, которые существовали во время валдайского оледенения, сапропель не отлагался. Залежи сапропеля межледниковых озер встречаются редко. Более древние сапропели превратились, как правило, в горючие сланцы.

Мощность сапропеля обычно не превышает 10 м, но в отдельных случаях бывает гораздо больше. Рекордную мощность (40 м) сапропель имеет в оз. Сомино Ярославской области (Нейштадт и др., 1965). Запасы сапропеля огромны. Так, в оз. Неро Ярославской области они достигают 270 млн. т., в Чухломском озере Костромской области — 140 млн. т. По далеко не полным данным, общие запасы сапропаля в СССР составляют около 120 млрд. т. (Нейштадт, 1964).

Сапропель обладает коллоидной структурой и в естественном состоянии имеет очень высокую влажность (60—97 %). Он медленно сохнет, но, высохнув, вновь не намокает, а становится довольно твердым. При промораживании, однако, сапропель разрыхляется и после оттаивания сохнет гораздо быстрее.

Сапропель является ценным органическим удобрением (Томин, Фомин, 1964; Смирнов А. В., 1965; Лопотко, 1978; Букач, 1983). Плодородие кислых почв особенно сильно повышает известковистый сапропель, который обычно содержит также большое количество фосфора и азота. Последний, однако, находится в мало доступных для растений формах. Внесение сапропеля улучшает структуру почвы. Наибольший эффект дает применение сапропеля в смеси с другими органическими и минеральными удобрениями. На гектар вносится до 150 т сапропеля. Конкретные особенности применения сапропелей зависят от их состава и свойств, от особенностей почв, от сельскохозяйственных культур, урожайность которых должна быть повышена, и от экономических показателей добычи и транспортировки сапропеля. Для решения всех этих вопросов необходимо тесное сотрудничество между озероведами и агрономами.

Другой областью применения сапропеля является его использование в качестве подкормки сельскохозяйственных животных (Сукачев и др., 1943). Было доказано положительное влияние сапропеля на молочную продуктивность коров и привесы свиней. Сапропель нашел применение также в ветеринарии (Солдатенков, 1976).

Сапропель используется в качестве лечебных грязей при терапии ревматизма, кожных заболеваний и воспалительных процессов. Важное значение может иметь также применение сапропеля в качестве химического сырья при производстве некоторых видов строительных материалов, для изготовления литейных форм и для многих других целей.

Наиболее эффективно сапропель добывается средствами гидромеханизации. С помощью землесосных снарядов сапропель разрыхляется, засасывается вместе с водой и по напорным трубопроводам транспортируется на значительные расстояния. Сапропель может подаваться непосредственно на удобряемые поля или в отстойники, откуда он после промерзания и сушки вывозится наземным транспортом.

В последнее время к использованию сапропеля вновь привлекается самое серьезное внимание (Козлов, Мельников, 1984). В центральной прессе серьезной критике подвергнут проектный институт «Мосгипроводхоз», который, составляя проект мелиорации земельных угодий на побережье оз. Неро, не предусмотрел использования сапропеля, что привело к снижению урожайности лука и цикория и к нерациональному использованию огромных капиталовложений. Экспертная подкомиссия Госплана СССР указала на необходимость учесть в проектных разработках высокую экономическую эффективность применения сапропеля в сельском хозяйстве.

Следует отметить, что обычно при добыче полезных ископаемых возникают неблагоприятные изменения окружающей среды. Но удаление сапропеля со дна озерной котловины не ухудшает, а значительно улучшает состояние озера (Лопотко, 1978). Из дистрофного или эвтрофного оно может превратиться в мезотрофное и даже олиготрофное. Это очень важно для целей водоснабжения и использования озер в качестве мест отдыха.

Другим полезным ископаемым, которое формировалось в озерах, является озерная известь (Бартош, 1976). В настоящее время она отлагается только в очень немногих озерах. Наиболее характерна известь для отложений бореального возраста (8—9 тыс. л. н.). В более молодых отложениях она встречается реже. Это связано с тем, что во время оледенения в составе моренных отложений и в почвах накапливались карбонаты. В позднеледниковое время, когда была широко распространена многолетняя мерзлота, а климат был холодным и сухим, карбонаты оставались в отложениях. Только в аллереде они начали поступать в отдельные озера. В бореале после таяния многолетней мерзлоты и начала активной циркуляции подземных вод карбонаты мигрировали и отлагались в озерах. В тех случаях, когда запасы карбонатов в отложениях были достаточно велики, их накопление в озерах продолжалось и после бореала. Но в большинстве случаев эти запасы скоро оказывались исчерпанными и отложение озерной извести прекращалось. В состав озерной извести входят как хемогенные осадки, так и осадки органического происхождения: раковины моллюсков и остракод, остатки харовых водорослей и др.

Слои озерной извести, как правило, подстилаются минеральными илами, а иногда прослойками торфа, и перекрываются сапропелем, нередко известковым. Запасы озерной извести очень велики. Только в европейской части СССР, по далеко не полным данным, выявлено более полутора тысяч месторождений с запасами около 250 млн. м^3.

Основным направлением применения озерной извести является известкование кислых почв. Именно в области их распространения находятся месторождения извести. Ее доставка на поля не требует больших транспортных затрат. В почву вносится от 5 до 9 т извести на гектар, что обеспечивает значительную прибавку урожая в течение десяти и более лет.

Третьим видом озерных полезных ископаемых являются диатомиты, которые образуются в пресных озерах в результате отложения кремниевых скелетов диатомовых водорослей. Наиболее подробно изучены диатомиты Кольского полуострова (Порецкий и др., 1934), во многих озерах которого диатомовые преобладают в составе планктона и бентоса; при этом в озера поступает довольно мало терригенных частиц. Диатомиты встречаются также во многих других районах. В последнее время огромные месторождения диатомитов открыты в древних озерных отложениях Западной Сибири (Нестеров, 1984). Их общие запасы только в Тюменской области превышают 500 триллионов кубометров (!).

Диатомиты используются при производстве цемента, кирпича и других строительных материалов. Кирпич и стеновые панели из диатомита имеют очень малый удельный вес, что облегчает строительные конструкции, и очень слабо пропускают тепло и звук. Диатомиты используются также в качестве фильтров и поглотителей (адсорбентов) для производства жидкого стекла, как абразивный материал и для многих других целей. В ближайшие годы ставится задача резко увеличить использование диатомитов.

Наконец, важнейшими месторождениями полезных ископаемых являются озерные соляные месторождения (Дзенс-Литовский, 1968). Почти все они расположены в аридной зоне и имеют голоценовый возраст. Только в Северном Прикаспии расположенные вблизи соляных куполов пермского возраста озера Эльтон, Баскунчак, Индер и другие имеют мощные соляные залежи, которые начали формироваться в плейстоцене; озерные отложения там переслаиваются отложениями каспийских трансгрессий.

Различают приморские и континентальные соляные озера. Первые из них образовались, как правило, 4—6 тыс. лет назад, когда уровень океана достиг современного положения и косы и пересыпи отделили от моря некоторые заливы. В эти озера поступают как морские воды (путем фильтрации), так и воды континентального стока. В континентальные озера морские воды не проникают. Воды, поступившие в озера, испаряются, соли же год от года накапливаются. Многие озера в результате этого стали самоосадочными, а в их котловинах накопились слои солей мощностью в десятки, а для упоминавшихся выше озер Северного Прикаспия — даже в сотни метров. По мере роста минерализации сначала отлагаются карбонаты, затем сульфаты и наконец хлориды. Обычно сначала отлагается кальцит (карбонат кальция), затем гипс, галит, эпсомит и гексагидрат (формы сульфата магния), сильвинит и карналит и наконец бишофит (одна из форм хлорида магния).

Из соляных озер добывается значительная часть пищевой поваренной соли. Поваренная соль (галит) широко применяется в химической и других отраслях промышленности. В озерах добывают также гипс, мирабелит, тенардит, соду, калиевые соли, магний, бор, бром и другие соли.

Знание закономерностей истории озер помогает поиску и разведке как перечисленных выше, так и многих других полезных ископаемых, формирующихся в озерах.

Часть II

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ИСТОРИИ ОЗЕР

ВВЕДЕНИЕ

История озер изучается с помощью целого ряда методов, многие из которых применяются также в других научных дисциплинах. Для предварительного знакомства с озерными котловинами используются геологические и геоморфологические материалы. Сведения о рельефе дна озер и мощности озерных отложений дает акустическое зондирование.

Для отбора образцов донных отложений применяются специальные приборы. Образцы детально описываются, консервируются и затем изучаются в лабораторных условиях. Особенно важны геолого-литологические (гранулометрический, минералогический и химический анализы), геофизические (изотопные и палеомагнитные исследования) и палеонтологические (изучение ископаемых остатков растений и животных) методы исследований.

Важная роль при изучении истории озер отводится историко-археологическим методам. Поселения человека издавна находились вблизи рек и озер. В Европе даже существовала особая культура свайных поселений. Археологические материалы позволяют судить о многих моментах истории озер: изменении уровней, состава ихтиофауны в разные климатические эпохи, характере прибрежной и прибрежно-водной растительности, составе и численности моллюсков. Все это позволяет полнее охарактеризовать климаты и ландшафты прошлого.

В исторических хрониках и документах часто фиксируются сведения об изменениях уровней озер (катастрофических наводнениях, пересыхании озер) и их солености (качество воды в отношении пригодности ее для питья), отмечаются годы или периоды, когда вода озер становилась непригодной к употреблению вследствие бурного цветения водорослей, и другие явления. Иногда об изменении состояния озер можно судить по их названиям.

Ценные сведения о последних этапах истории озер содержат данные гидрометеорологических наблюдений. Разработаны новые методы статистической обработки гидрометеорологических рядов, которые позволяют более объективно судить о том, существовали ли в прошлом циклические явления.

В последние десятилетия, когда во многих районах произошли резкие изменения озерных экосистем в результате усилившегося влияния деятельности человека на озера и их водосборы, важной задачей палеолимнологии стало изучение быстрых изменений среды и биоты озер. При таких исследованиях проводится комплексное изучение верхних горизонтов донных отложений озер и историко-экономический анализ материалов о хозяйственной деятельности на водосборах.

Таким образом, комплексный подход и применение большого числа различных методов исследования позволяют получить достаточно полное представление о возникновении и развитии озер в условиях изменяющегося климата и нарастающего антропогенного воздействия.

Глава I

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

История озер по геологическим данным

История древних и современных озер запечатлена в их осадках. Озерные отложения широко распространены на континентах и, как правило, отличаются значительными мощностями. И, сталкиваясь с мощными (в несколько сотен и даже тысяч метров) толщами континентальных отложений, почти наверняка можно утверждать, что в их разрезах преобладают осадки лимнического генезиса. Мощность континентальных отложений служит косвенным признаком их происхождения.

Толщи осадочных пород, образовавшиеся на дне водоемов и в береговой зоне, изучаются стратиграфическими методами. Детальное исследование естественных выходов лимнических толщ, а также керна скважин и колонок донных отложений позволяет выяснить характер напластования, геологический возраст, взаимоотношение отдельных горизонтов осадков друг с другом, установить характер и масштабы их площадного распространения, выяснить роль чисто озерных, озерно-болотных, озерно-аллювиальных и других фациальных типов отложений и их распространение по разрезу и площади. Особое внимание уделяется установлению геологического возраста, для чего широко используются палеонтологические методы. В послдение годы широкое развитие получили также радиологические методы. Особенно успешно они могут быть использованы в тех случаях, когда среди осадочных отложений в разрезах присутствуют эффузивные образования, для которых и определяется абсолютный возраст. Полученные в результате стратиграфических исследований материалы должны ответить на вопросы о длительности и времени существования

озерного режима осадконакопления в той или иной котловине, о его непрерывности или прерывности, о палеоклиматических условиях в период накопления озерных толщ, о солености древних озерных водоемов.

Важнейшие черты стратиграфии осадочных толщ находят отражение на геологических картах и на прилагаемых к ним стратиграфических колонках и разрезах. Однако сама по себе геологическая карта не может ответить на интересующие нас вопросы, ибо на ней, как правило, показываются только возраст и состав отложений. Лишь в сочетании с данными по литологии, палеонтологии и фациальному анализу она может быть использована для палеогеографических реконструкций и восстановления истории развития древних и современных озерных бассейнов. Что касается карты четвертичных отложений, то в силу специфики ее построения (на ней наносятся не только возрастные, но и генетические типы отложений) она может быть использована непосредственно как источник информации для выяснения истории озер. Знание детальной стратификации озерных осадков позволяет использовать предложенный Н. М. Страховым (1954) метод абсолютных масс, являющийся одним из важнейших специальных методов объективного изучения процессов осадкообразования.

Очень важное значение при выяснении истории озер, наряду со стратиграфическими, имеют литолого-фациальные методы. Распространение озерных отложений часто ограничивается фациальными переходами в отложения речного, гляциального, пролювиального и другого происхождения. Во многих случаях озерные отложения оказываются включенными в осадочные толщи иного генезиса и могут чередоваться как с различными континентальными, так и с морскими образованиями. Первостепенной задачей в таких случаях становится выяснение генезиса всего комплекса отложений, включающего озерные, с обязательным выделением их фациальных разновидностей. В решении этой сложной задачи важное место принадлежит фациальному анализу.

Как известно, фациальный анализ складывается из суммы приемов и разнообразных методик, применяемых для реконструкции условий формирования различных осадочных пород, которые включают литологические, геохимические и палеонтологические методы исследований («Справочник по литологии», 1983). Поскольку многие из этих методов специально описываются в других разделах книги, здесь мы остановимся лишь на тех из них, которые не нашли там достаточного отражения, но являются важными для идентификации озерных отложений. Более подробно описание многих из них и ряд конкретных примеров можно найти в сводных работах (Верзилин, 1979; Градзиньский и др., 1980; Жижченко, 1974; Пикард, Хай мл., 1974; Рейнек, Сингх, 1981; Рухин, 1962; Славин, Ясаманов, 1982).

На геологических картах отложения крупных озер обычно имеют форму округлых пятен, причем распределение различных

типов осадков по площади часто очень сходно с отмечаемым в мелководных морях. Однако вследствие отсутствия в озерах приливов и меньшей энергии волн ширина береговой зоны озер значительно меньше, чем в морях. Поэтому озерные прибрежные отложения обычно распространены на меньшей территории, чем морские. Из-за относительной слабости волнения и течений песчаные и гравийные отложения в озерах, как правило, накапливаются вблизи берега. В глубокие и отдаленные участки озера крупный материал может выноситься лишь суспензионными потоками или плавающими льдами. Одной из характерных особенностей озерных осадков часто является большая протяженность и выдержанность пластов, а нередко и отдельных прослоев. Отложения, сформировавшиеся ниже уровня действия волн, иногда обладают очень тонкой слоистостью.

Характерное распределение фациальных зон отмечается у осадков соленых озер. Недостаточный приток воды в них часто приводит к сокращению количества приносимого обломочного материала, из-за чего уже в прибрежной зоне могут накапливаться илы. По мере высыхания этих озер наименее растворимые соли обычно откладываются по периферии, а более растворимые — в центральных частях.

Следует подчеркнуть, что развитие прибрежных осадков на значительных площадях не исключает их озерного генезиса. Это связано с тем, что колебания уровня воды в озерах могут привести к распространению прибрежных озерных фаций на весьма обширных территориях. Особенно часто это бывает в озерах аридной зоны, что прекрасно видно на примере мезозойских озер гобийской части Монголии (Шувалов, 1982).

Большой интерес представляют сведения о форме осадочных тел. Пластообразные осадочные тела наиболее характерны для озерных отложений, а шнурковые (с длиной, в несколько раз превышающей ширину) — для речных. Однако и в озерах могут образовываться вытянутые тела, например барьерные отмели, береговые валы и др. Поэтому важно выявить простирание вытянутого осадочного тела и осадочного бассейна в целом. Отложения барьерных отмелей или береговых валов и пляжей всегда параллельны ближайшей границе осадочного бассейна, в то время как речные (шнурковые) залежи примерно перпендикулярны к ней (Рейнек, Сингх, 1981).

Большое значение для выяснения генезиса отложений и решения ряда палеогеографических проблем имеет изучение текстурных особенностей пород и осадков (Верзилин, 1979; Пикард, Хай мл., 1974; Рухин, 1962). Весьма интересную информацию дает изучение косослойчатых текстур (характерных для песчаников), поскольку их морфологические типы иногда позволяют делать заключение о генезисе отложений, а преобладающий наклон косых слойков — о направлении движения воды.

Для определения направления течений изучается ориентировка галек в конгломератах или рыхлых галечниках. Обычно опреде-

ляется азимут линии падения и угол наклона плоскости наибольшего сечения уплощенных галек с последующим нанесением замеров в виде точек на полярные круговые диаграммы. Наибольшее сечение уплощенных галек обычно наклонено против течения, так как в таком положении они обладают наибольшей устойчивостью в потоке. Чем больше скорость течения, тем круче их наклон. Поэтому обычно в верховьях рек гальки наклонены круче, чем в низовьях. В прибрежных частях бассейнов гальки полого наклонены в сторону от берега. Соответственно в дельтах рек они часто имеют наклон в двух противоположных направлениях. Для определения преобладающего направления наклона галек обычно используются массовые (до 100 и более) замеры в каждом пункте наблюдений. В случае нарушенного залегания пород прежде чем нанести на диаграммы наклон галек, его исправляют с помощью сетки Вульфа (Верзилин, 1979).

В ряде случаев для восстановления обстановки осадконакопления может быть использован характер роз-диаграмм направления косых слойков. Они бывают унимодальными, бимодальными и полимодальными (Петтиджон и др., 1976). Унимодальные диаграммы типичны для речных, дельтовых и большинства турбидитных отложений, биполярные — для песчаных отложений приливной зоны и некоторых озерных обстановок. Полимодальное (или беспорядочное) распределение ориентировки косых слойков является результатом изменчивой системы течений. Поэтому часто песчаные отложения озер и шельфовой зоны морей имеют такие беспорядочные розы-диаграммы.

Ценную информацию об условиях образования отложений дают сведения о первичном наклоне косых слойков и уплощенных галек на значительной площади распространения осадков. Эти сведения дают возможность выяснить общую картину палеотечений (Верзилин, 1979). Данные о наклоне косых слойков позволяют также судить о генезисе отложений. Так, если вытянутые песчаные тела образовались в речных условиях, то преобладающий наклон косых слойков в них ориентирован в общем параллельно длинной оси шнурковой залежи. Если же они возникли в прибрежной обстановке, то наклон косой слойчатости будет направлен под прямым углом к простиранию пласта (Рейнек, Сингх, 1981).

В силу того что в озерах нижняя граница действия волн расположена обычно на незначительной глубине, в них довольно часто может образовываться тонкая горизонтальная слоистость, в том числе «ленточная» или варвообразная слоистость (типичным примером ее являются ленточные глины плейстоценовых приледниковых озер) и градационная слоистость, представленная в осадках современных озер турбидитами, сложенными тонкозернистым материалом, вынесенным из устьев рек (Наливкин, 1956; Пикард, Хай мл., 1974). С другой стороны, в озерных отложениях часто присутствуют разнообразные биотурбационные текстуры, которые частично или полностью затушевывают первоначальные слоистые или косослойчатые текстуры (Верзилин, 1982).

Помимо тонкой слоистости встречается также циклическая слоистость, обусловленная колебаниями уровней озер, которые чувствительны даже к небольшим тектоническим и климатическим изменениям, в то время как моря реагируют на них не так значительно. Поэтому циклическая слоистость более характерна для озерных отложений, чем для морских. Резкие изменения климата нередко приводят к возникновению в озерных осадках цикличности образования некоторых аутигенных минералов. Так, в периоды высыхания озер отмечается уменьшение количества пирита и карбонатов и увеличение содержания анальцима (Пикард, Хай мл., 1974).

Одним из признаков озерных отложений можно считать и распространенность в них подводно-оползневых нарушений, возникающих в тектонически активных районах. Для речных и субаэральных отложений подобные явления не характерны. Не типичны они и для морских отложений, поскольку в морях осадконакопление более стабильно и градиенты изменения глубин менее значительны, чем в озерах. Для озерных обстановок характерно и широкое развитие деформаций нагрузок (следов внедрений), часто встречающихся в древних озерных толщах (Верзилин, 1982).

При изучении истории озер нужно использовать данные о геологическом строении окружающих территорий. Особый интерес представляют сведения о составе пород, развитых в непосредственной близости от водоема. Они могут быть получены лишь при детальном анализе геологических и тектонических карт, разрезов и геофизических данных. Состав пород на водосборах и его изменения во времени имеют первостепенное значение в связи с тем, что в значительной мере определяют особенности химизма вод озер и состав обломочных компонентов донных осадков. Если при изучении относительно недавнего прошлого озер достаточно данных о современном составе пород озерного водосбора, то при выяснении истории древних озер необходимы данные именно о составе пород древних водосборов. В решении последнего вопроса помогает совместный анализ литолого-палеогеографических и геологических карт и данных об общих особенностях тектонического развития региона, а также анализ изменений водосборных бассейнов озер.

Важная роль при изучении истории древних озер принадлежит палеогеографическим методам (Верзилин, 1979; Жижченко, 1974; Рухин, 1962; Славин, Ясаманов, 1982; Справочник по литологии, 1983). Наиболее полную информацию содержат палеогеографические и палеогеоморфологические карты и серии карт, составленные для различных отрезков геологической истории (Рухин, 1962; Атлас литологопалеогеографических карт СССР, 1968), и объяснительные записки к ним.

При палеолимнологических реконструкциях существенное значение имеют геоморфологические наблюдения, направленные на изучение сохранившихся в современном рельефе форм, обусловленных существованием в прошлом озерных водоемов (озерные

террасы, береговые валы, дюны, и др.). Такие наблюдения дают возможность судить об уровнях озер и их размерах в прошлом, помогают в диагностике связанных с ними отложений. При реконструкции истории более древних озер, особенно в тех случаях, когда их отложения дислоцированы, можно использовать данные о погребенном эрозионном палеорельефе, поскольку распространение озерных толщ нередко ограничивается несогласиями, а сами озерные осадки обычно приурочены к пониженным участкам древнего рельефа. Основным критерием наличия отрицательных форм погребенного рельефа является присутствие в разрезах отложений, отсутствующих на положительных формах палеорельефа. Поэтому данные о полноте стратиграфического разреза свидетельствуют о существовании в течение длительного времени котловин, заполнявшихся осадками. Свидетельством существования древних котловин является также причленение слоев относительно молодых отложений к поверхности более древних и первичный наклон более молодых отложений у контакта с древними.

Определенные данные о палеорельефе можно получить и из анализа геологической карты. Если на ней видно, что с выходами древних пород, слагающих положительные формы рельефа, последовательно по стратиграфическому контакту соприкасаются горизонты более молодых отложений, то этот контакт является проекцией линии пересечения современной поверхности размыва с поверхностью древнего рельефа. Учитывая залегание пород, перекрывающих древние толщи, и примерную мощность выклинивающихся отложений, можно получить некоторые данные о характере расчлененности древнего рельефа и ее амплитуде. При этом надо иметь в виду, что в условиях значительной расчлененности современного рельефа конфигурация границы древнего бассейна осадконакопления, снятая с геологической карты, будет несколько искажена.

В ряде случаев при выяснении истории озер значительный интерес представляют материалы по тектонике. Они позволяют судить, насколько современный рельеф мог контролировать расположение и особенности озер в недавнем геологическом прошлом. При исследовании отложений третичных и мезозойских озер выяснение тектонической обстановки позволяет установить районы устойчивого осадконакопления с мощными толщами озерных осадков. Их распространение определяется характером палеотектонических движений: положительные вызывают разрушение древних осадочных толщ, отрицательные — дальнейшее их накопление.

От характера, амплитуды и направленности новейших тектонических движений в том или ином озерном районе зависят многие важнейшие особенности береговой линии и сам облик озера, его форма и глубина. Неравномерные поднятия в различных участках береговой зоны нередко вызывают перекосы озерных террас, а опускания — их затопление. Учет неотектонических данных важен для правильного понимания новейшей истории озер.

Все это показывает, что геологические исследования позволяют ответить на важнейшие вопросы, связанные с выяснением истории озерных бассейнов прошлого и настоящего.

Древние береговые линии

На склонах озерных котловин часто наблюдаются древние береговые линии. Анализ высотного положения, плановых очертаний и возраста древних берегов позволяет судить об изменениях уровней озер и новейших тектонических движениях (или об их отсутствии). Методы исследования древних береговых линий озер во многом аналогичны методам изучения морских берегов (Леонтьев, 1955, 1961; Шукин, 1960; Зенкович, 1962). Озерные берега, однако, имеют существенные отличия от морских. За последние 4—5 тыс. лет уровень океана был довольно устойчив, а на протяжении более 100 тыс. лет он ни разу существенно не превышал современный. В то же время уровень многих озер сильно изменялся. Например, в позднечетвертичное время амплитуда колебаний уровня Иссык-Куля достигала 150 м, а с начала XIX в. его уровень понизился на 12 м.

Наиболее распространенными формами древних береговых образований являются озерные террасы (Шульц, 1940). Они могут быть денудационными (скульптурными) или аккумулятивными. Отложения последних представляют особенный интерес. В них могут быть встречены прослойки торфа, обломки древесины и другие палеонтологические остатки. Отложения террас можно изучать также микропалеонтологическими, литологическими, минералогическими и геохимическими методами. Они дают возможность судить об относительном геологическом возрасте террас, а изотопные и палеомагнитный методы позволяют определить также их абсолютный возраст. Так, на террасах озера Иссык-Куль были обнаружены погребенные под озерными отложениями пни деревьев с хорошо сохранившейся корневой системой. Пни были найдены также на дне озера на глубинах от 3 до 7 м. Радиоуглеродный анализ древесины позволил определить абсолютный возраст позднеголоценовых колебаний уровня Иссык-Куля (Шнитников, 1980). Гораздо труднее судить о возрасте скульптурных террас. Их относительный возраст определяется по соотношению с вышеи нижележащими террасами. Материал, находящийся на площадке террасы (плавник и т. п.), может быть принесен гораздо позже времени ее формирования.

Озерные террасы могут быть перекрыты делювиальными шлейфами, конусами выноса временных водостоков, обвалами и оползнями. Особенно часто это случается в горных районах. Подробные геолого-геоморфологические исследования (бурение, расчистки и т. п.) позволяют определить положение древних береговых линий, даже если они не выражены в современном рельефе.

В условиях равнинного рельефа древние береговые линии могут быть обнаружены по системам береговых валов. Их относительный

возраст определяется по соотношению с другими формами рельефа. В южном Прибалхашье, например, отложения валов перекрывают краевые части барханов. Это свидетельствует о том, что трансгрессия Балхаша происходила в то время, когда на его берегах уже сформировался эоловый рельеф. Иногда одна система береговых валов «срезает» другую, более древнюю.

В момент своего образования береговая линия озера находится повсюду на одной и той же абсолютной высоте. Если одновозрастная береговая линия находится на разных абсолютных высотах, это служит бесспорным доказательством тектонических движений. Наиболее объективно судить о них позволяет изучение берегов древних озер и морей. Именно таким способом было выявлено и подробно изучено изостатическое поднятие Фенноскандии и района Лаврентийского ледникового щита. Современные абсолютные высоты древних береговых линий складываются из абсолютной высоты уровня древних озер и величины произошедшего с тех пор тектонического поднятия или опускания.

На северных склонах Зайсанской впадины на протяжении десятков километров сохранился довольно четко выраженный в рельефе абразивный уступ, выработанный в коренных породах. Древняя береговая линия в этом районе деформирована тектоническими подвижками. Центральная часть уступа находится на 12—15 м выше его краевых частей. Наличие новейших поднятий в центральной части уступа подтверждается деформациями четвертичных отложений озерного генезиса и целым рядом молодых разрывных нарушений. При реконструкции уровня пра-Зайсана эти деформации необходимо учитывать.

Само по себе высокое или низкое положение древней береговой линии не обязательно свидетельствует о тектонических движениях. Оно может быть обусловлено другими причинами. Для сточного озера изменение уровня обусловливается изменением высоты порога стока. Врезание реки, вытекшей из озера, вызывает снижение уровня, а иногда и полное исчезновение озера. Уровни бессточных озер меняются под влиянием изменений климата, увеличения или уменьшения водосборных бассейнов озер и хозяйственной деятельности (главным образом разбора на орошение части стока, который поступал в озера).

Древние береговые линии предварительно изучаются по топографическим картам. На них, при сопоставлении с геологическими и геоморфологическими картами и картами четвертичных отложений, могут быть намечены границы древних озерных бассейнов. При детальных исследованиях отдельных участков побережья озера необходимо привлекать карты наиболее крупных масштабов.

Еще более детальную информацию о древних береговых линиях дают аэрофотоснимки и космические снимки. Этому способствует естественная генерализация фотоизображения, позволяющая выявлять наиболее существенные линейные формы рельефа. На снимках (преимущественно средних масштабов) отчетливо выявляются абразионные и аккумулятивные участки берега. В пределах

последних находятся различные типы береговых образований: косы, пересыпи, пляжи, участки дельт. Анализ по аэроснимкам преобладающей ориентировки аккумулятивных форм дает возможность оценить направление перемещения наносов, формирующего эти формы.

На аэроснимках серии береговых валов видны исключительно четко. Становится возможным проследить их распространение, наметить различные возрастные генерации и дать морфологические характеристики (длина и ширина валов и понижений между ними). Элементарные приемы полевой фотограмметрии позволяют оценить тенденцию последовательного нарастания высот валов. Валы легко распознаются благодаря их простиранию вдоль современной береговой линии и светлому тону гребней, обусловленному интенсивным развеванием песчаной поверхности валов.

Использование аэроснимков открывает возможность оценить особенности конфигурации абразионных береговых линий, обусловленные элементами тектоники. В частности, положение мысов и заливов часто определяется складчатой структурой. Ориентировка берега иногда зависит также от положения плоскостей разломов или преобладающего направления трещиноватости.

Картографические материалы, аэроснимки, а также результаты рекогносцировочных обследований позволяют выбрать участки для детального изучения древних береговых линий. Их целесообразно изучать там, где они хорошо выражены и не замаскированы последующими процессами преобразования рельефа: отложением делювия и пролювия, эоловыми формами и др. На побережье озера выбираются профили от уреза воды до максимальных пределов распространения озера в прошлом. По профилям проводится нивелирование, описание обнажений и шурфов, бурение неглубоких скважин. Отбираются образцы отложений, слагающих аккумулятивные террасы и береговые валы. На отдельных наиболее интересных участках желательно проводить мензульную съемку и непосредственно в поле прослеживать простирание террас и береговых валов. Это позволяет исключить ошибки при сопоставлении профилей.

По результатам определения высот береговых линий и данным оценки их возраста строятся диаграммы береговых линий. Общий принцип их построения заключается в следующем. По оси абсцисс, имеющей разбивку на километры, наносятся пункты наблюдений (места профилей). Ось ординат разбивается на метры абсолютной или относительной высоты. Затем на такую диаграмму точками наносятся высоты, а специальными значками — данные о возрасте береговых линий на каждом из профилей. Пункты измерения высот одновозрастных береговых линий соединяются прямыми. Таким образом, по диаграмме оказывается возможным судить о наличии или отсутствии тектонических движений на побережье озера. При наличии движений определяется важная характеристика каждой

5 Заказ 609

береговой линии — градиент ее наклона (изменение высоты береговой линии на 1 км).

При повышении уровней озер их заливы проникают далеко в долины рек, впадающих в озера. Образующиеся при этом террасы нередко принимаются за речные. Но между речными и озерными террасами есть четкие различия. Тыловой шов озерной террасы имеет постоянную абсолютную высоту, между тем у речных террас высота тылового шва снижается вниз по течению реки.

Древние береговые линии удается проследить не только на суше, но и на дне озер. Там они выявляются с помощью эхолотного промера, геоакустического зондирования и отбора образцов донных отложений с помощью дночерпателя или грунтовых трубок. С подводными береговыми линиями связаны также затопленные долины рек и временных водотоков. Лестница затопленных террас на глубинах до 100 м обнаружена на дне Иссык-Куля.

При анализе истории древних береговых линий должны учитываться закономерности развития береговой зоны озер.

Развитие береговой зоны озер

Под влиянием озерных вод склон котловины с течением времени перерабатывается и принимает очертания озерного берега, на котором формируются основные виды береговых форм. На профиле озерного берега выделяются береговой откос, заплеск, урез, литораль и свал. Скорость преобразования исходного откоса в озерный берег зависит главным образом от силы волнения и геологического строения озерной котловины. Уклон дна в пределах мелководья определяет особенности прибоя и в зависимости от этого в береговой зоне происходит или абразия, или аккумуляция. Ю. М. Соколов (1976) считает, что возникновение профиля равновесия является естественной «самозащитой» берега от размыва. При значительной крутизне подводного склона ширина береговой отмели мала, волны при прохождении над нею почти не расходуют свою энергию и, выходя на малые глубины, интенсивно воздействуют на дно и берег; прибой разрушает берега. При малых уклонах волна проходит над мелководьем значительные расстояния и ее энергия гасится; остаточная энергия расходуется на перемещение наносов и отложение их на подводном склоне и пляже.

Профиль любого берега стремится к некоторому пределу — профилю равновесия (Леонтьев, 1961; Зенкевич, 1962). При этом происходит сортировка материала по крупности. Наносы вдоль профиля равновесия распределяются следующим образом: 1) мелкие частицы — ил, мелкий песок — откладываются в нижней части профиля или уносятся на глубину; 2) средние частицы колеблются около некоторой нейтральной линии или аккумулируются в средней части профиля; 3) крупные наносы перемещаются вверх по склону и выбрасываются прибоем выше линии уреза.

На очень отлогих берегах, которые свойственны многим котловинам степных и тундровых озер, обычно не наблюдается никаких осложняющих элементов микрорельефа; форма таких профилей — слабонаклонная, почти горизонтальная прямая, продолжающаяся на километры от линии уреза и лишь на глубине около 2 м принимающая вид слегка вогнутой кривой (например, озера Чаны и Селетегтениз на юге Западно-Сибирской равнины). Характерно, что в этом случае у самого уреза распространены илистые отложения и только с удалением от него на глубине около 1,5 м появляется песчаный грунт; далее, с глубиной, размер частиц вновь уменьшается. При наличии гравия или гальки они обычно накапливаются около уреза. Глубины в этом случае сначала увеличиваются довольно быстро, а потом начинается почти плоское дно, сложенное тонкими наносами.

При очень крутом исходном откосе (45° и более) может возникнуть волновой режим особого характера, при котором волна разрушается не у самого берега, а, встречая отраженную волну, теряет свою энергию на расстоянии половины длины волны от него; берег в этом случае практически не разрушается (Леонтьев, 1955). Аккумулятивные формы волнового происхождения на таких берегах отсутствуют.

Следует учитывать, что при постоянном уровне образуется зона активного берега, где одновременно могут формироваться не одна, а несколько геоморфологически выраженных линий. Например, аккумулятивные береговые валы образуются в зоне заплеска; абразионная терраса — в зоне уреза, подводные аккумулятивные валы — в зоне литорали.

Переформирование исходного откоса происходит под действием динамических факторов, которые могут быть определены для каждого озера. Размеры зоны активного берега при конкретном положении уровня (h_0) также могут быть установлены количественно. При этом высота зоны активного берега ($H_б$) равна (см. рис. 3):

$$H_б = A_{сн} + h_в + h_д + h_h,$$

где $A_{сн}$ — амплитуда сгонно-нагонных уровней; $h_в$ — максимальная высота волны при наибольшем нагоне; $h_д$ — глубина, до которой прослеживается действие волн на дно; h_h — максимальный накат при наибольшем нагоне.

Количественная оценка размеров зоны активного берега приводит к двум выводам, существенно важным для определения положения уровней озер по береговым линиям.

1. Поскольку динамические факторы, определяющие высоту зоны активного берега, зависят от очертаний и размеров озера, то при данном уровне h_0 в каждой точке береговой линии высота зоны активного берега может быть различной. Например, для Онежского озера расчеты показывают, что гребень современного берегового вала в Челмужской губе может иметь высоту не более 1—3 м, а в районе мыса Бесов Нос — до 3.5 м над современным уровнем озера.

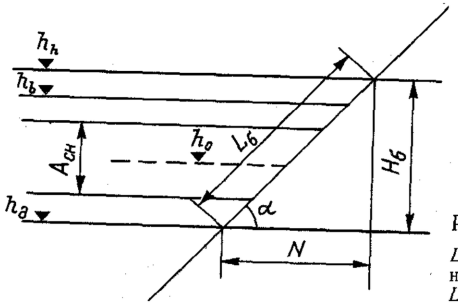


Рис. 3. Зона активного озерного берега.

$L_б$ — длина берегового откоса; α — угол наклона берегового откоса; N — проекция $L_б$; остальные обозначения — в тексте.

2. Динамические факторы, определяющие высоту зоны активного берега, зависят от размеров озера, которые изменяются в связи с колебаниями уровня (подъем уровня приводит к увеличению размеров озера). Поэтому высота зоны активного берега также изменяется в зависимости от колебаний уровня озера. Этим объясняется тот факт, что при высоких стояниях уровня формируются более мощные береговые формы, чем при низких (Дружинин, 1980); указанная закономерность наиболее четко проявляется на берегах малых озер.

Динамика озерных вод влияет также на плановые очертания озерной котловины, поскольку наносы перемещаются вдоль берега под действием волнения. В. В. Лонгинов (1950) указывает, что при подходе к берегу, несмотря на явление рефракции, ветровая волна не успевает «развернуться» полностью и подходит к берегу под косым углом. В результате этого частицы наносов передвигаются вдоль берега зигзагообразно, как это подробно описано В. П. Зенковичем (1962). К этому описанию следует только добавить, что вдоль берега быстрее всего перемещаются частицы тех размеров, которые преобладают в составе наносов. Установлена также величина оптимального угла подхода волны к берегу (45°), обеспечивающая наибольшую скорость вдольберегового перемещения наносов.

В зависимости от простирания берегов и преобладающих ветров направление перемещения наносов меняется. В течение длительных промежутков времени кратковременные подвижки суммируются — возникает поток наносов. Он занимает или всю ширину подводного склона и пляж, или только часть профиля активного берега. Донный поток перемещает песчаные наносы, а в верхней части подводного склона и выше линии уреза перемещается галька. В большинстве случаев областями питания потоков наносов являются мысы, сложенные коренными породами, и участки крутых абрадируемых берегов. Значительные по протяженности потоки наносов возможны только у выровненных берегов. Излом береговой линии, резкое уменьшение или увеличение откоса берега препятствуют распространению наносов. Такие участки берега О. К. Леонтьев (1955) называет «непропусками».

Потоки наносов обладают свойствами, четкое определение которых во многом проясняет картину развития берегов, а также характер формирования древних береговых линий, являющихся надежными индикаторами при реконструкции колебаний уровня озер.

1. Направление потока наносов определяется направлением суммарного волнового действия. Это подтверждается расположением аккумулятивных береговых форм на озерах.

2. По мере удаления потока наносов от области питания крупность содержащихся в нем наносов уменьшается, что отражается в соответствующих изменениях механического состава наносов, слагающих береговые формы.

3. Направление потока наносов может резко меняться в связи с изменениями уровня. Объясняется это тем, что движение потока наносов зависит от очертаний берега, которые также изменяются при колебаниях уровня озера. В некоторых случаях колебания уровня приводят к коренным изменениям характера берегового процесса: например, абразионный тип берега при понижении уровня переходит в аккумулятивный и наоборот.

В заключение следует отметить, что развитие озерного берега, происходящее под действием динамических факторов и протекающее на фоне колебаний уровня, обусловливает сложное строение озерных берегов. Знание основных этапов берегового процесса (абразия, перенос, аккумуляция; формирование профиля равновесия и плановых очертаний линии берега) позволяет уверенно использовать берега для изучения истории озер, в частности для реконструкции хода уровня и связанных с ним колебаний стока и увлажненности.

Глава 2

ОТБОР ОБРАЗЦОВ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТИ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Геоакустическое зондирование

Геоакустический метод исследования дает возможность получить информацию о глубинах озер и рельефе их дна, о мощности, геологической структуре и составе донных отложений. Сведения, полученные в результате геоакустического зондирования, дают возможность бурить скважины или брать колонки донных осадков в наиболее перспективных участках. Колонки характеризуют геологический разрез только в отдельных точках, а при геоакустическом зондировании получается непрерывный разрез по профилю.

Звуковые волны могут распространяться в воде, не затухая, на расстояние в десятки, а при определенных условиях — в сотни

километров. Поэтому первый акустический прибор — эхолот Ланжевена, появившийся в 1912 г., сразу нашел широкое применение в гидрофизических исследованиях морей, рек и озер. Уже в 1935 г. Т. Стокс, а в 1941 г. О. Н. Киселев предложили определять по эхолотным лентам литологический состав грунтов, а также мощность верхнего слоя осадков по наличию в записи литологической границы ниже поверхности дна («второе дно»). Эти исследования дали толчок к разработке акустической аппаратуры нового типа — звукового геолокатора (Дубров, 1976). Сохраняя принцип действия эхолота, геолокационная аппаратура позволяет изучать характер и слоисто-складчатую структуру донных осадков, а также подстилающих их горных пород.

Необходимым условием для надежного проникновения упругих волн из воды в грунт является более низкая, чем при эхолотировании, частота колебаний (менее 10 кГц) при достаточной мощности излучателя. Следует учитывать, что при повышении мощности излучателя и снижении частоты (т. е. увеличении длины волн) повышается глубинность локации геологических сред за счет неизбежной потери разрешающей способности аппаратуры. В результате геологический разрез становится менее детальным.

В нашей стране первую акустическую аппаратуру для целей геолого-геоморфологических исследований акваторий разработали и внедрили малыми сериями во ВНИИ методики и техники разведки (ВИТР). Приборы с магнитно-стрикционными керамическими и электроискровыми излучателями разработчики назвали звуковыми геолокаторами (ЗГЛ), а акустико-геологический метод исследования — звуковой геолокацией (Дубров, 1976). При последующей модернизации аппаратуры многими организациями это название сохранилось только за методом изучения разрезов рыхлых отложений с помощью высокоразрешающих малоглубинных приборов с направленным излучением и приемом.

Обычно геолокаторы состоят из трех главных узлов: регистратора, совмещенного с блоком управления частотой посылаемого сигнала; генератора электрических импульсов и усилителя; забортного приемно-передающего устройства (вибратора). В самописце механическое или электронное устройство с заданной частотой замыкает контакты электроразрядника. Возникающий электрический импульс передается на излучатель. В излучателе колебания объема элементов (магнитострикционный, или пьезоэффект) приводят к их соударению, возбуждая тем самым звуковой сигнал — щелчок. С помощью отражателя сигнал концентрируется в телесный угол с раствором $<45°$, ось которого направлена вертикально вниз. По достижении плоской границы вода—осадок часть энергии сначала отражается от нее в обратном направлении. Оставшаяся волновая энергия проникает в донные отложения и распространяется по ним до следующей акустической границы, которой обычно является поверхность наслоения. Этот отраженный сигнал также возвращается к приемнику и т. д. Каждый отраженный сигнал производит механический удар по элементам приемника, вызывая

в них слабый электрический импульс, который усиливается и подается на перо самописца. Перо оставляет штрих на движущейся ленте электротермической или электрохимической бумаги. От одного сигнала-посылки последовательно регистрируются штрихи от момента излучения до каждого момента прихода отраженного сигнала во временном масштабе. Этот масштаб для воды и донных отложений различен, но сравнительно точно пересчитывается в линейный масштаб. Последовательная запись серии отраженных сигналов на подвижную ленту по ходу судна сливается в линии (оси синфазности), показывающие изменение пространственного положения отраженных границ.

Для исследования строения земной коры под дном и для решения геолого-поисковых задач в отдельных случаях используют глубинную сейсмоакустическую аппаратуру (САП). Она в основном применяется для исследований на морях и океанах, но может быть использована и на больших озерах. Источником упругих волн при сейсмоакустическом профилировании чаще всего служат мощные электроразрядные приспособления (электрогидравлический удар) и газовзрывные установки («газовые пушки»). Приемные устройства этих приборов представляют собой керамические приемники. Главное преимущество метода САП перед ЗГЛ — большая глубина локации, которая достигает сотен метров и первых километров по разрезу. Вместе с тем САП уступает геолокации по качеству получаемой информации, так как не дает возможности исследовать вещественную часть геологического разреза, а лишь фиксирует изменения в структурах. Основной недостаток метода САП — громоздкость установки, что не дает возможности использовать малые суда. Кроме того, САП неблагоприятно воздействует на озерную ихтиофауну.

Для акустических исследований дна озер рекомендуется использовать аппаратуру с глубинностью локации по грунту до 25 м, которая может быть установлена на весельной или моторной лодке, автомобиле-амфибии и даже на резиновой лодке. Электропитание прибора от аккумуляторов 12—24 в., вес аппаратуры около 100 кг. Аппаратура с глубиной локации 50—70 м может быть установлена на больших моторных лодках и на более крупных судах. Питание осуществляется от переносного электродвигателя мощностью 1—2 квт, общий вес аппаратуры 250 кг.

Способы интерпретации записи изложены в работах Е. Ф. Дуброва (1976), Б. Г. Федорова (1975, 1977), Е. А. Волкова, А. Л. Юнова, Б. Г. Федорова (1970). Неблагоприятной средой для геолокации являются выходы скальных пород, валунники и пески. Надежная интерпретация достигается с применением контроля прямыми геологическими методами — отбором грунтовых колонок и бурением скважин. На рис. 4 приведен пример геологической интерпретации записи, полученной прибором ЗГЛ-1 на одной из акваторий Северо-Запада СССР и проконтролированной буровыми скважинами. В результате применения геолокации были получены новые данные на озере Большая Имандра. По аку-

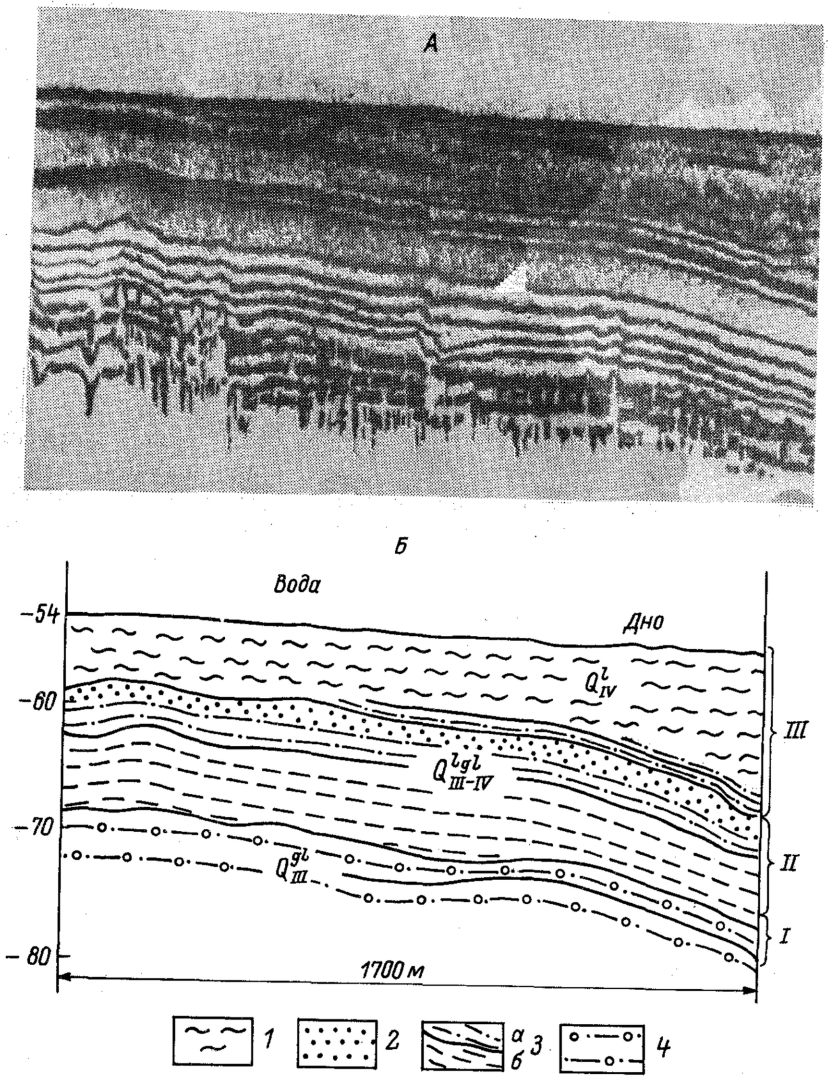


Рис. 4. Пример интерпретации записи геолокатора ЗГЛ-1, подтвержденный бурением.

А — эхограмма, *Б* — геологический разрез по данным записи и бурения. *1* — илы, *2* — песчанистые алевриты, *3* — ленточные глины (*а* — алевритовые, *б* — пелитовые), *4* — валунный суглинок. I—III — отложения (I — ледниковые, II — озерно-ледниковые, III — озерные).

стическим разрезам построена карта четвертичных отложений с определением их мощностей (Федоров, 1967).

При геоакустическом профилировании дна Онежского озера прибором ЗГЛ-2 удалось установить участки гравитационной складчатости в толще ленточных глин. Выявлены дизъюнктивные нарушения фундамента, отразившиеся в осадочном покрове. В губах северной части озера зафиксированы гранитные гряды, не перекрытые донными отложениями, и установлена мощность донных осадков в межгрядовых понижениях. На основании всех этих материалов составлена геоморфологическая карта дна Онежского озера (Венус и др., 1966).

На оз. Красном, расположенном на Карельском перешейке, геоакустическое зондирование проводилось прибором ЗГЛ-1 с лодки «Казанка». Разрезы проконтролированы рядом скважин. Установлены различные генетические типы четвертичных отложений и их пространственное соотношение (Абрамова и др., 1966).

Таким образом, проведение геолокации при изучении истории развития озер крайне желательно, а в некоторых случаях и необходимо. Этот метод не требует больших материальных затрат и облегчает планирование последующих исследований.

Отбор образцов донных отложений

Для отбора образцов отложений, залегающих на дне озер, используются приборы нескольких типов. Простейшими из них являются дночерпатели. При исследовании донных отложений Ладожского и Онежского озер успешно применялся дночерпатель системы Экмана—Берджи (Семенович, 1966, 1973). Его конструкция (рис. 5), в которую были внесены некоторые изменения, подробно описана (Жизнь пресных вод СССР, 1956, т. 4, с. 293—305). Дночерпатель представляет собой металлический короб размером $0.2 \times 0.2 \times 0.4$ м. Две створки закрывают его снизу с помощью пружинного механизма. Дночерпатель, к которому прикрепляют свинцовые грузы, опускают на дно с помощью лебедки с максимально возможной скоростью; он врезается в грунт. После этого по тросу сбрасывается посыльный груз, который приводит в действие пружинный механизм, закрывающий дно прибора.

Лучше всего дночерпатели работают на мягких илах, доставляя на поверхность значительные монолиты донных осадков с ненарушенной структурой. На других грунтах дночерпатели иногда доставляют пробы с нарушенной структурой, малого объема, особенно когда донные осадки представлены грубым материалом — песками, галькой. В «челюсти» дночерпателя может попасть песок или галька, что не дает им возможности плотно сомкнуться. В результате этого тонкозернистый материал при подъеме вымывается. Для работы на песках и более грубых грунтах удобен ковшовый дночерпатель, исходным типом которого является дночерпатель Петерсена (Жизнь пресных вод СССР, 1956, т. 4) с площадью захвата 0.1, 0.25 и 0.01 м^2.

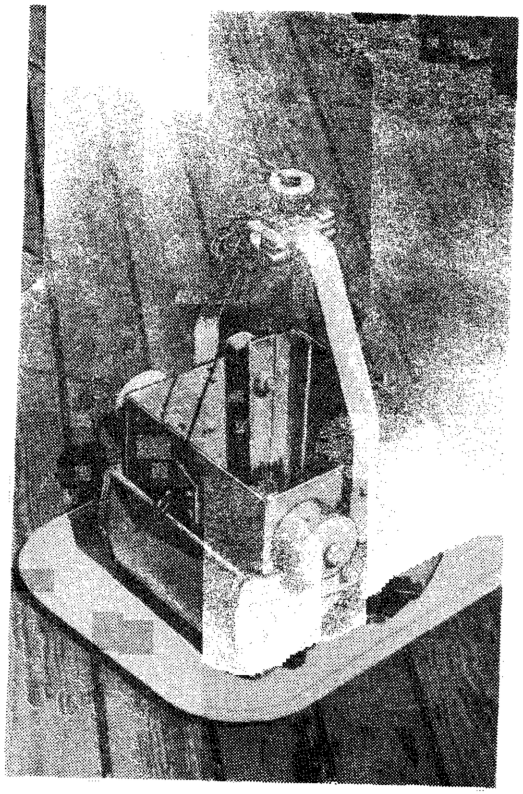


Рис. 5. Дночерпатель Экмана—Берджи с пробой грунта.

Более сложно устроены стратометры, из которых наиболее известен ударный стратометр Б. В. Перфильева (1972) (рис. 6). Он состоит из основной внутренней рамы, ударной наружной рамы с грузами и набора трубок длиной от 50 до 100 см и диаметром 20—30 мм. Стратометр медленно опускают на тросе. После того как он коснулся дна (это удается почувствовать по слабине троса), начинают подтягивать и резко отпускать трос, в результате чего прикрепленная к нему внешняя рама с грузами, скользя по внутренней раме, забивает стратометрическую трубку в грунт. После этого стратометр поднимают на поверхность, отсоединяют трубку и шомполом выталкивают из нее монолит грунта. С помощью стратометра можно отбирать пробы грунта со сравнительно небольших глубин; прибор хорошо работает на плотных глинах, на смешанных грунтах алеврит-песчаного состава. Стратометр отличается легкостью, компактностью, имеет набор сменных трубок. Но осадки в стратометрической трубке иногда сжимаются за счет механического воздействия шомпола. Этого недостатка

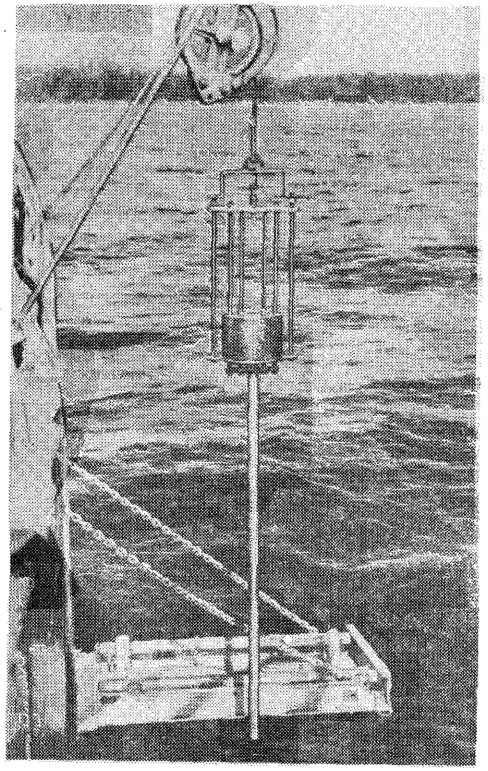


Рис. 6. Стратометр Перфильева, подготовленный к работе.

лишена грунтовая трубка ГОИНа, которая дает возможность брать большие образцы донных осадков и не производит их сжатия (из-за наличия разъемного пенала).

В тех случаях, когда необходимо взять образцы из толщи озерных отложений мощностью несколько метров, применяются грунтовые трубки, спускаемые на тросе, или буры, снабженные штангами. При этом возникают значительные трудности: приходится отбирать образцы неуплотненных, насыщенных водой пород. Кроме того, работы на озерах ведутся с лодок, катеров и небольших судов или со льда. Все это предъявляет к приборам особые требования. Они должны быть легкими и простыми, а также обеспечивать возможность взятия ненарушенных образцов сильно обводненных пород.

При небольших глубинах озер применяются штанговые буры. Одной из самых удачных конструкций является бур Райта (Wright, 1980), состоящий из головной части и набора стандартных труб длиной 3.05 м, которые последовательно сочленяются между собой.

При глубине воды 30 м конструкторам бура удавалось получить керн длиной более 10 метров. Бур Института торфа (рис. 7) состоит из желонки (длиной 1 м), пластины, способной вращаться внутри желонки вокруг вертикальной оси и соединительных штанг. Отбор керна в желонку производится поворотом пластины вокруг оси на нужной глубине в толще отложений.

Бур Лаборатории озероведения Белорусского университета состоит из желонки в форме продольно усеченного цилиндра, ножа, подрезающего керн и одновременно служащего крышкой желонки, фиксатора и набора сочленяющихся штанг с разметкой. Принцип работы заключается в последовательном отборе метровых кернов по всей толще. Бур с открытой желонкой опускается на необходимую глубину (согласно разметке на штангах), поворотом штанг вокруг оси освобождается замок крышки желонки (ножа), что позволяет дополнительным нажатием закрыть ее. От конструкции Института торфа этот бур отличается большим объемом образца (длина 1 м при площади сечения 22 см^2), а также возможностью получения образцов с ненарушенной слоистостью, что вызвано минимальным перемещением кернозаборной части относительно отложений. Буром удавалось получать хорошие керны длиной до 10 м и более. Существенным его недостатком является ограниченное использование на глубинах более 5 м и неудовлетворительное качество образцов жидкого поверхностного слоя, если его мощность превышает 1 метр.

При больших глубинах озер применяются грунтовые трубки, которые опускаются на дно на тросе (рис. 8). Они состоят из следующих основных частей: труба, чаще всего из органического стекла или металла, цельная или секционная; механизм, позволяющий удерживать керн в трубке при подъеме; механизм, обеспечивающий переход прибора в рабочее положение (автоматический или полуавтоматический); балласт.

Использование для внедрения в грунт ударной силы груза позволяет получить керны длиной до нескольких метров, но без гарантии целостности поверхностных слоев. Этим недостатком не обладают конструкции буровых трубок Цюллига (Züllig, 1953, 1956) и Г. Амбуля и Г. Бюрера (Ambuhl, Bührer, 1975). Однако первая вследствие малой площади сечения (диаметр 32 мм) и ограниченной длины керна конструктивно уступает буровой трубке Г. Амбуля, являющейся усовершенствованием ранней конструкции (Ambuhl, 1969), которая позволяет отбирать керн длиной до 60 см и диаметром 110 мм. Недостатком трубки является сложность конструкции и трудность извлечения и расчленения керна. Простотой конструкции и техники отбора отличается пробоотборник Г. Дигерфельда и У. Летевалла (Digerfeldt, Lettevall, 1969). Прибор имеет квадратное сечение (площадь около 110 см^2) и позволяет отбирать керн длиной около 1.5 м, однако система задвижек, позволяющих разделять керн, не вынимая его из прибора, не дает возможность отбирать образцы мощностью менее 5 см. Для взятия колонок грунта длиной до 10 м успешно применялась порш-

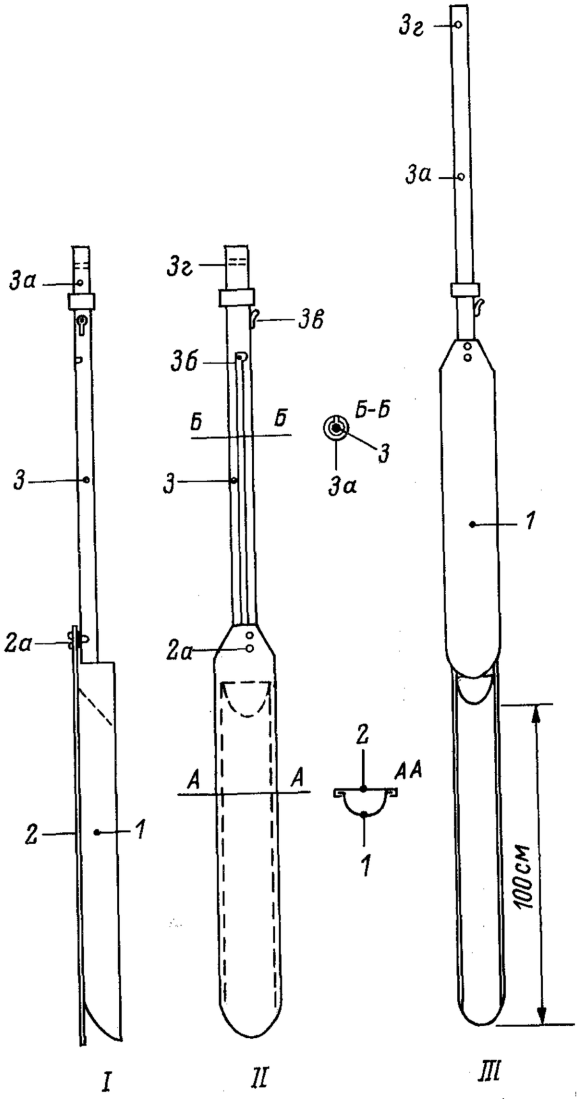


Рис. 7. Унифицированный бур Института торфа.

I — вид сбоку; II — бур закрыт; III — бур открыт. *1* — кернозаборная желонка; *2* — крышка желонки; *2а* — крепление крышки к вращающемуся стержню (*3а*); *3* — труба с прорезью и вращающимся стержнем (*3а*); *3б* — фиксатор; *3в* — кольцо для страховочной веревки; *3г* — отверстие для соединения со штангами.

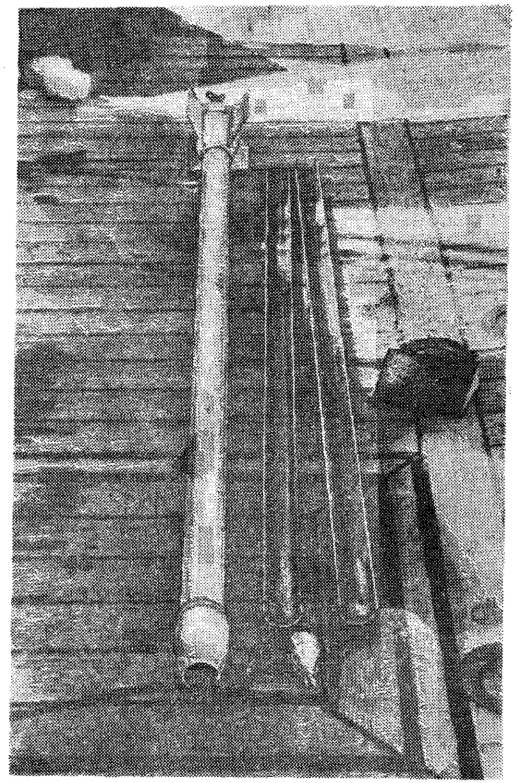


Рис. 8. Грунтовая трубка конструкции ГОИНа длиной 1.5 м (ГОИН-1.5), опускаемая на тросе.

невая трубка, сконструированная К. Венцковским (1967). С ее помощью подробно изучены донные отложения озер северо-восточной Польши.

Совершенно оригинальным является принцип взятия длинных колонок озерных отложений, предложенный Дж. Маккересом (Mackereth, 1958; Дружинин, Семенович, 1976). Трубка заталкивается в грунт и извлекается из него с помощью сжатого воздуха. Конструкция обладает массой около 60 кг, что позволяет использовать ее даже с лодок или катеров; она легко разбирается на части, что облегчает перевозку. Достоинством является также и то, что в ней отсутствуют сложные детали и при наличии соответствующих материалов она может быть изготовлена практически в любой мастерской.

Основой прибора (рис. 9) является труба 10 (длиной 5 м, диаметром 73 мм), изготовленная из нержавеющей стали и внутри отполированная. К нижнему концу трубы приварен фланец, к которому на болтах крепится открытый снизу барабан (*1*),

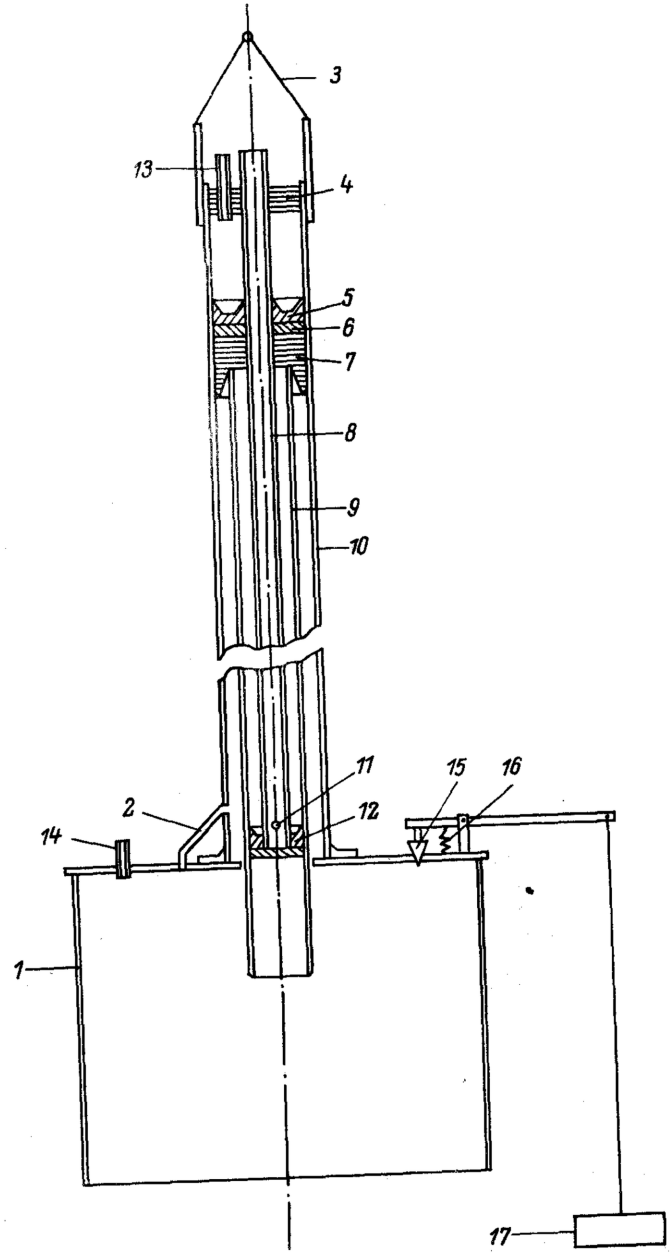


Рис. 9. Грунтовая пневматическая трубка.
Условные обозначения — в тексте.

изготовленный из листовой стали. Длина барабана 1 м, диаметр 0.5 м. Внутри трубы (*10*) находится заборная трубка (*9*), изготовленная из дюралюминия, диаметром 45 мм. К верхнему концу заборной трубы (*9*) винтами крепится бронзовый поршень (*7*), точно подогнанный по внутреннему диаметру основной трубы (*10*). Герметичность осуществляется двумя прокладками — фторопластовой манжетой 5 и резиновой пластиной 6. Заборная трубка (*9*) должна свободно перемещаться по каналу основной трубы (*10*) вдоль полого латунного штока (*8*), на нижнем конце которого имеется бронзовый поршень (*12*), также снабженный фторопластовой манжетой. У нижнего конца штока (*8*) просверлены отверстия (*11*) диаметром 3 мм, через которые выходят вода и воздух при заборе грунта. Верхний конец штока (*8*) прикреплен к бронзовой пробке (*4*), которая закрывает отверстие основной трубы (*10*) сверху. На выступающий из пробки (*4*) конец штока (*8*) на резьбе навинчивается штуцер для присоединения резинового шланга подачи воды. Второй штуцер (*13*) на пробке (*4*) служит для крепления шланга подачи сжатого воздуха в канал основной трубы (*10*). На барабане (*1*) имеется штуцер (*14*) для откачки воды из барабана. Полость основной трубы (*10*) связана с полостью барабана (*1*) отрезком дюритовой трубки (*2*). На крышке барабана (*1*) имеется клапан (*15*), предназначенный для сбрасывания избыточного давления. Сильной пружиной (*16*) рычаг прижимается к клапану сброса давления. К верхнему концу основной трубы (*10*) крепится цепочка (*3*) с тросом, на котором прибор опускается на дно. Для подачи сжатого воздуха и откачки воды из барабана используются прорезиненные шланги, применяющиеся для газовой сварки, с внутренним диаметром 9 мм; они рассчитаны на давление 10 атм и имеют пятикратный запас прочности.

Работа с трубкой осуществляется следующим образом.

1. К штуцерам (*13*) и (*14*) крепятся два шланга длиной не менее глубины озера в месте взятия пробы, а к цепочке (*3*) присоединяется трос, на котором весь прибор опускается на дно; когда барабан (*1*) касается грунта, на тросе появляется слабина.

2. Через шланг, прикрепленный к штуцеру (*14*), из барабана (*1*) при помощи насоса выкачивается вода, и барабан (*1*) под действием гидростатического давления начинает вжиматься в дно; вода откачивается до тех пор, пока не пойдет густая муть (это означает, что барабан врезался в дно, а нижний срез заборной трубки находится на одном уровне с поверхностью озерного дна).

3. В момент появления мути шланг откачки воды следует перекрыть, а в шланг, прикрепленный к штуцеру (*13*), подать сжатый воздух. Воздух, попавший в полость основной трубы (*10*), посредством давления на поршень (*7*) внедряет заборную трубку (*9*) в грунт на полную ее длину — 5 м. После этого воздух через дюритовую трубку (*2*) проникает в барабан (*1*), вырывая его из грунта; прибор начинает всплывать. В этот момент груз (*17*) открывает

клапан (*15*), стравливая излишнее давление из барабана, и поверхность озера «закипает» (появляется много воздушных пузырей).

4. Всплывшую трубку следует немедленно поднять на палубу, отсоединить шланги и трос и приступить к извлечению керна.

5. Для извлечения керна нужно к резьбовой части штока (*8*), выступающей из крышки (*4*), прикрепить шланг и закачивать в него воду; под давлением воды, действующей на поршень (*7*) с нижней стороны, заборная трубка (*9*) втягивается в полость основной трубы (*10*), освобождая при этом керн, под который нужно сразу подкладывать лотки. При таком способе извлечения керн не испытывает сжатия и не нарушается.

В Лаборатории озероведения Белорусского университета для геохимического и биологического анализов разработана конструкция поршневой трубки, позволяющей отбирать ненарушенный слой неконсолидированных осадков с придонным слоем воды общей мощностью до 1 м. Пробоотборник состоит из пластмассовой трубки (винипласт, оргстекло), поршня, балласта, механизма, фиксирующего трубку в рабочем положении, и троса. Прибор опускается на тросе на необходимую глубину, скользящим грузом освобождаются фиксаторы, и трубка, скользя относительно неподвижного поршня, врезается в грунт под весом балласта. При подъеме на поверхность керн в трубке удерживается разреженным давлением под поршнем. Трубкой можно получить керн длиной до 1 м. При последующем замораживании его жидким азотом или сухим льдом (CO_2) возможно очень дробное деление образца для различных анализов. Принцип конструкции не нов и ранее использовался в других системах буров (Stockner, 1972; Strong, Cordes, 1976).

Для анализа водной и иловой толщи на контакте вода—ил, а также ряда биологических анализов очень удобны грунтовые трубки, гарантирующие быстрый отбор необходимого для анализа образца. Конструкции таких приборов весьма разнообразны и многочисленны. Хочется отметить приборы М. Мартыновой (1977), Райта (Wright, 1980) и К. Сатаке (Satake, 1983). Первые две конструкции отличаются простотой и позволяют отбирать достаточно большой объем пробы. Японский ручной щуп, отличаясь малым весом (380 г) и очень простой конструкцией, состоит из тубуса (диаметр 0.8 см, длина 16 см), стержня с крыльями, запорного клапана в виде стального шарика и троса. Прибор можно использовать на глубинах до 300 м, но с его помощью отбираются очень небольшие образцы.

В тех случаях, когда необходимо изучить озерные отложения большой мощности, проводится бурение с помощью методов, обычно применяемых при геологических исследованиях. Иногда бурение можно провести на островах озера или на его берегах. Так, очень ценный материал для изучения истории Байкала дали скважины, пробуренные в дельте р. Селенги. Скважина на берегу оз. Красного вскрыла поздне- и послеледниковые озерные и озерно-

ледниковые отложения рекордной мощности — 82 м (Вишневская, Давыдова, 1967).

Пока еще почти не бурились скважины в пределах акватории озер. Одним из немногих примеров такого рода работ является скважина, пробуренная на оз. Бива (остров Хонсю, Япония) с понтона на глубине 65 м; вскрыты и подробно изучены озерные отложения мощностью более 1000 м (Paleolimnology of Lake Biwa..., 1972—1981).

Есть также опыт бурения скважин со льда. В 1932 г. были пробурены донные отложения Ладожского озера (Краснов, Рейнеке, 1936). В 1964 г. со льда удалось получить разрезы донных отложений оз. Красного (Абрамова и др., 1966; Грейсер, 1967). Скважина, пробуренная в его центральной части, на глубине 11 м вскрыла отложения мощностью 28.8 м.

В последнее время для решения вопросов, связанных с влиянием деятельности человека на режим озер, изучается микрослоистость озерных отложений. Для отбора неуплотненных поверхностных слоев наиболее эффективным оказался метод замораживания осадков с последующим их расчленением на микрослои. Впервые замораживание было предложено Дж. Шапиро (Shapiro, 1958), а позже с успехом применено рядом других авторов (Huttunen, Meriläinen, 1975a; Meriläinen, Huttunen, 1978; Stockner, 1972; Strong, Cordes, 1976; Wright, 1980). Техника замораживания грунта очень проста: морозильная камера, заполненная реагентом, внедряется в отложения; по истечении определенного времени ее поднимают на поверхность. И. Ренберг (Renberg, 1982) предлагает, на наш взгляд, наиболее удобную камеру — прямоугольную, в виде клина длиной 90 см при ширине стороны 10 см. Установка опускается на тросе, для внедрения в грунт используются съемные грузы. В качестве реагента для замораживания чаще применяется сухой лед (CO_2) и катализатор (спирт, эфир и т. п.). На замораживающей панели в течение 15—30 минут намерзает слой грунта с ненарушенной слоистостью толщиной 2—4 см.

Из отечественных приборов, использующих принцип замораживания осадков, надо отметить очень простое устройство, предложенное сотрудниками Вилюйской научно-исследовательской мерзлотной станции. Оно состоит из двух труб, находящихся одна в другой (коаксиальная конструкция). Через прорубь труба (длина 7 м и диаметр 57 мм) внедряется в отложения так, чтобы примерно $^1/_3$ возвышалась надо льдом; в трубу наливают керосин, бензин, ацетон или спирт, которые охлаждаются до температуры воздуха; в результате происходит намораживание грунта на трубку. При температуре воздуха —25 °С за 8 дней происходит намерзание слоя до 22 см толщиной. Недостатком этого метода является длительность намораживания и возможность использования его только при низких температурах воздуха; достоинством — большой объем получаемых образцов и простота процесса. Метод замораживания грунтов применялся также эстонскими лимнологами. Их прибор представляет собой морозильную

камеру в виде секционной трубы с наконечником; в качестве реагентов используется сухой лёд и спирт.

Сделанный обзор далеко не исчерпывает всего разнообразия приборов, применяемых для отбора образцов донных отложений озер. Конструирование наиболее простых и надежных приборов, позволяющих работать с минимальной затратой сил и средств, будет продолжаться и впредь.

Поднятые со дна колонки донных отложений описываются непосредственно после извлечения из трубок. Обычно лотки с керном кладут на покрытый полиэтиленом стол или прямо на палубу. В первую очередь измеряется длина монолита, его поверхность зачищается острым ножом и колонка разрезается пополам вдоль. По свежему срезу производится детальное описание, в котором указывается характер осадка, границы между генетическими горизонтами, цвет, структура, текстурные особенности, включения.

В качестве примера приведем выполненное Н. И. Семеновичем (1966) описание колонки донных отложений из южной части Ладожского озера, взятой с глубины 23.5 м (станция 28/60).

0—14 см — алеврит буровато-оливковый, на поверхности бурый наилок;
14—17 см — песок плохо сортированный с примесью гравия;
17—21 см — глина серая мягкая, с примесью мягкого алеврита;
21—41 см — глина серая, гомогенная, мягкая.

Колонка № 8 взята трубкой Маккереса в центральной части Онежского озера на глубине 50 м (Палеолимнология Онежского озера, 1976).

0—2 см — наилок бурый, жидкий;
2—3 см — рудный слой из двух корочек, черной и охристой;
3—80 см — ил буровато-серый. До глубины 60 см в нем наблюдается частая черная гидротроилитовая слоистость;
80—335 см — глина гомогенная, серая, с черными гидротроилитовыми прослойками и примазками, к концу интервала постепенно приобретает светло-серый цвет. С горизонта 180 см глина становится мягкой, обводненной;
335—365 см — переходный горизонт от гомогенной к микрослоистой ленточной глине буроватого оттенка;
365—505 см — микрослоистая, светлосерая ленточная глина. Толщина лент колеблется от 1 до 3 мм. Участок 400—420 см — очень плотная сухая глина. На глубине 420—450 см — ленточная глина бурого цвета.

Примером описания отложений с высоким содержанием органического вещества может служить взятая Л. В. Яковлевой штанговой трубкой с глубины 6.25 м колонка из озера Большой Кисегач на Южном Урале (Драбкова и др., 1981).

0—300 см — ил органический, диатомовый, пелитовый;
300—450 см — ил органический, пелитовый;
450—481 см — ил с небольшим содержанием органического вещества, слабоизвестковистый, мелкоалевритовый, с обломками раковин моллюсков;
481—510 см — ил известковистый, ракушняковый;
510—539 см — ил мелкоалевритовый, глинистый, с большим количеством растительных остатков;
530—550 см — песок плохо сортированный.

После описания колонка разделяется на отрезки длиной от 1 до 10 см. Из каждого отрезка отбирается сырой образец на гранулометрический анализ (в полиэтиленовые мешочки или банки). Для химического анализа образцы наносятся тонким слоем на блюдо, поднос или полиэтилен, что способствует быстрому высыханию осадка до воздушно-сухой массы, и растираются в фарфоровых ступках; часть порошка растирается в агатовой ступке для спектрального анализа. Из тех же горизонтов отбираются и высушиваются образцы на палинологический и диатомовый анализы. Сырые образцы используются при анализах других микро- и макроостатков.

Глава 3

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гранулометрический анализ

Гранулометрический анализ является одним из основных методов изучения озерных отложений. Знание гранулометрического состава имеет первостепенное значение для отнесения осадков к той или иной разновидности. Оно необходимо также при использовании классификаций терригенных осадков, например, классификации Н. М. Страхова (1954), в которой использован средний диаметр частиц. Этот диаметр определяется графически по кумулятивным кривым или аналитическим путем и не может быть подсчитан без предварительного проведения гранулометрического анализа. По Н. М. Страхову, современные терригенные осадки (осадки, в которых примеси $CaCO_3$, аутигенного кремнезема и органического вещества, взятые порознь, составляют меньше 10 %) при медиане 0.1 мм являются песками, при ее значении от 0.1 до 0.05 мм — крупноалевритовыми илами, при 0.05—0.01 мм — мелкоалевритовыми илами, а при медиане менее 0.01 мм — глинистыми илами. Без выполнения гранулометрических анализов не могут использоваться и другие классификации современных осадков (Рыбалко, 1971).

Гранулометрический состав большинства современных осадков зависит от динамических условий образования отложений и расположения областей сноса. Распределение обломочных частиц по размеру позволяет судить о динамической обстановке процесса седиментации или среды осадконакопления (Романовский, 1977).

Обломочные зерна представляют собой наиболее устойчивую часть осадков, сохраняющуюся без существенных изменений при процессах диагенеза и даже катагенеза. В связи с этим при выяснении истории озер изучение гранулометрии обломочных компонентов современных осадков и более древних отложений имеет первостепенное значение. Однако такое изучение затрудняется нередким привлечением к исследованию современных и древних осадков в корне отличных друг от друга методик и классификаций отложений. В частности, литологами уже давно осознана целесообразность проведения детальных (дробных) гранулометрических ситовых анализов (Гранулометрический анализ..., 1976; Романовский, 1977), при изучении же современных осадков до сих пор еще иногда используются недостаточно детальные наборы сит (Петелин, 1967). Представляется, что такое положение должно быть исправлено и методы изучения и классификация современных осадков максимально приближены к принятым в литологии (Справочник по литологии, 1983).

В последние годы рекомендуется отбирать пробы современных терригенных осадков естественной влажности и, не высушивая их, подвергать гранулометрическому анализу (Петелин, 1967; Лапина, Савинова, 1971). Это вызвано тем, что при высыхании проб нередко образуются агрегаты за счет выпадения из поровых растворов солей, концентрации электролитов до порога коагуляции и цементации частиц коллоидами, которые полностью не дезинтегрируются при гранулометрическом анализе. В этом случае навеску пробы для анализа рекомендуется брать в 130—140 г из очень хорошо перемешанного осадка. Из той же пробы одновременно берется еще около 30 г материала для определения содержания сухого вещества в пробе путем высушивания при 105 °С и повторного взвешивания.

До производства гранулометрического анализа, особенно если изучаются сцементированные осадочные породы или высушенные современные осадки из водоемов повышенной минерализации, обычно приходится произвести определенную подготовку материала взятой навески. Механические способы заключаются в намачивании его в воде, легком растирании, кипячении, взбалтывании с помощью специальных приборов, ультразвуковой обработке. Химические способы включают обработку различными реактивами: насыщенным раствором пирофосфата натрия, аммиаком концентрации 1, 10, 25 %, двудецинормальным раствором триполифосфата натрия, 1 %-ным раствором карбоната натрия, 2—5 %-ным раствором соляной кислоты, уксусной кислотой и некоторыми другими реагентами. При этом характерно, что химическую обработку, причем иногда и во время производства самого анализа, приходится обычно применять при изучении современных морских осадков (Петелин, 1967).

При изучении древних осадков химическая обработка часто не требуется. Необходима лишь обработка образцов соляной кислотой для удаления карбонатного цемента, другие же реактивы применяются сравнительно редко. Для современных осадков пресных озер химическая обработка также обычно не требуется. В то же время иногда возникает необходимость удаления из образцов органического вещества, что осуществляется обычно путем их прокаливания. Естественно, одновременно удаляется и карбонатная часть осадка. Поэтому при значительной примеси карбонатного

материала сначала нужно удалить и определить содержание этого материала, а затем уже органического. Это производится путем воздействия на навеску слабым (2—5 %) раствором соляной кислоты, которую добавляют небольшими порциями до прекращения выделения пузырьков газа. Затем материал переводят на фильтр и промывают водой. После высушивания материал взвешивают, разность между первоначальной навеской и этим весом соответствует содержанию карбонатной примеси.

Для гранулометрического анализа разнозернистого материала (породы, осадка или вещества, оставшегося после удаления карбонатной примеси и органической составляющей), состоящего не только из песчаных, но и алевритовых и глинистых частиц, обычно применяется комбинированный метод. Суть этого метода заключается в предварительном отмучивании частиц размером менее 0.01 мм, а иногда и 0.01—0.05 мм (если в наборе сит, затем используемом для рассева, нет сита с ячейками в 0.05 мм). Такое отмучивание производится путем многократного сливания через сифон верхнего слоя воды через определенное время после взбалтывания. Высота сливаемого столба воды и время сливания определяется исходя из того, что частицы диаметром менее 0.01 мм оседают на 1 см примерно за 110 секунд, а размером 0.05 мм — на 1 см за 5 секунд. Вода, сливаемая с частицами размером 0.01—0.05 мм, собирается в отдельный сосуд. Отделение соответствующих частиц заканчивается, когда после взмучивания ко времени слива в сливаемом столбе воды не будет видно взвешенных частиц. После этого оставшийся на дне сосуда материал высушивается, взвешивается и подвергается рассеву на ситах. Также высушиваются и взвешиваются частицы размером 0.01—0.05 мм, если производилось их отделение.

При значительном содержании в образце пелитовых частиц и при желании выяснить их гранулометрический состав суспензию, содержащую частицы меньше 0.01 мм, не сливают, а собирают в большой сосуд. После перевода в него всей суспензии объем ее доводят до целого числа литров, тщательно перемешивают, и часть суспензии (обычно один литр) переводят в стеклянный цилиндр высотой не менее 40 см для проведения анализа методом пипетки. Суспензию тщательно взмучивают и затем пипеткой объемом 20 или 25 $см^3$ отбирают пробы с глубины 10 см от поверхности суспензии для определения содержания частиц диаметром менее 0.05 мм через 45 сек., частиц диаметром меньше 0.01 мм — через 18 мин. 10 сек., для частиц диаметром менее 0.005 мм — через 6 часов. Для определения содержания частиц диаметром менее 0.001 мм пробу берут через 24 часа. Взятые пробы высушивают, взвешивают и затем рассчитывают содержание каждой фракции (Логвиненко, 1974). Пипеточный метод используют и для собственно глинистых пород. В этом случае для анализа обычно берут навеску в 10 г, которую взвешивают на аналитических весах, заливают дистиллированной водой и оставляют до размокания. После растирания пробы резиновым пестиком суспензию переводят в цилиндр для

анализа и доводят ее объем до одного литра. Далее анализ проводится так же, как и для неотсортированной породы.

Для просеивания применяются наборы сит с различными диаметрами отверстий. В некоторых производственных организациях и в Институте океанологии АН СССР при полевых работах пользуются стандартными наборами сит с диаметрами отверстий, соответствующими в основном десятичной системе классификации: 0.1, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0, 7.0, 10.0 мм (почвенные сита). Для более детальных исследований обычно используют сита Усманского механического завода с размерами отверстий, связанных отношением $\sqrt{2} = 1.41$, или Кабардино-Балкарского завода с отношением отверстий $\sqrt[10]{10} = 1.25$. Набор сит «Анализетте» с таким же интервалом диаметров отверстий, но содержащий более мелкие сита для просеивания алевритовой части, выпускает находящаяся в ФРГ фирма «Фрич». В США используют сита со знаменателем прогрессии $\sqrt{2}$ и $\sqrt[4]{2}$ (Справочное руководство. . ., 1958; Мильнер, 1969; Рухин, 1969; Шванов, 1969; Procedures. . ., 1971; Петтиджон и др., 1976).

Для просеивания сита собирают в колонну, в которой снизу вверх последовательно увеличивается размер отверстий сеток. Колонна сверху закрывается крышкой, а снизу поддоном. Рассев производится вручную или же на специальных установках. После просеивания материал, оставшийся на каждом сите, взвешивается и собирается в отдельные пакетики. Далее производится расчет процентного содержания каждой фракции от общего веса первоначальной навески.

В США для гранулометрического анализа широко используются седиментационные трубки. Седиментационный анализ имеет ряд преимуществ перед ситовым: 1) если ситовой метод оценивает только наименьший поперечник зерен, то седиментационный учитывает их объем, форму, плотность; 2) седиментационный анализ требует всего 10—12 минут, в то время как ситовой занимает несколько часов; 3) для седиментационного анализа достаточны 2—10 г вещества, а для ситового требуется 50—100 г. Американские исследователи утверждают, что со временем седиментационный анализ заменит ситовой (Procedures. . ., 1971). Однако существенным недостатком этого анализа является то, что при нем не выделяются фракции, необходимые для дальнейших исследований.

Гранулометрический анализ сцементированных пород производится в шлифах с помощью окуляр-микрометра. Существует и полуавтоматическое устройство для подсчета размера зерен в шлифах, сконструированное фирмой Цейс (Procedures. . ., 1971). Применение автоматических устройств (отечественного производства АМА «Контраст» и английского производства «Квантимет») часто затрудняется слабой контрастностью окраски зерен и цемента и недостаточной четкостью границ между зернами. Необходимо помнить, что при гранулометрическом анализе в шлифах замеряются не истинные размеры зерен, а их срезы, рассекающие зерна самым различным образом. Для пересчета гранулометрического

состава, замеренного в шлифах, на истинный существуют различные переводные коэффициенты (Шванов, 1969; Kellerhals et al., 1975).

Результаты гранулометрического анализа представляются графически в виде гистограмм, кривых распределения, кумулятивных кривых, треугольных диаграмм или в цифровом выражении в виде гранулометрических коэффициентов (медианного диаметра, сортировки зерен, асимметрии и т. п.). Данные для подсчета значений медианного диаметра, сортировки, асимметрии снимаются с кумулятивных кривых. Гранулометрические коэффициенты могут подсчитываться и аналитическим способом (Рухин, 1969; Шванов, 1969). В настоящее время применение электронно-вычислительных машин не только облегчило подсчет коэффициентов, но и сделало возможным получение коэффициентов более высокого порядка (эксцесс, вариация, 5- и 6-й статистические моменты). Программы для математической обработки данных гранулометрического анализа широко используются во ВНИГРИ (Рожков, Куликов, 1975) и ВСЕГЕИ.

Сопоставление гранулометрических коэффициентов дает возможность судить о динамике среды отложения осадков и, следовательно, об их генезисе. Для определения генезиса песков по их гранулометрическому составу предложен целый ряд генетических (вернее, динамических) диаграмм. Впервые такая диаграмма была предложена Л. Б. Рухиным в 1937 г. При ее использовании данные ситового гранулометрического анализа пересчитывают на количество зерен, после чего высчитывают средний размер зерен и коэффициент сортировки, значения которых наносятся на диаграмму (Рухин, 1969). Другие авторы наносят на диаграммы максимальный и медианный размер зерен, средний размер и стандартную девиацию, асимметрию, дисперсию и эксцесс (Рожков, 1978).

Определение фациальной принадлежности осадков, особенно четкое разграничение осадков водного или эолового происхождения, представляет большой интерес при выявлении древних береговых линий озер. Для этих же целей может применяться также изучение соотношения гранулометрического состава тяжелых и легких минералов в одном и том же образце. Согласно закону Стокса, разница размеров тяжелых и легких минералов увеличивается с возрастанием плотности среды осаждения, следовательно, для осадков, отложенных в воздушной среде, разница размеров минералов разного удельного веса должна быть меньше, чем для отложенных в водной среде. Количественным выражением разности размеров тяжелых и легких минералов является предложенный Л. Б. Рухиным (1969) коэффициент смещения, равный стократной разности медианных диаметров тяжелых и легких минералов, или коэффициент медианных отношений (Верзилин, Окнова, 1977). За рубежом для изучения соотношения размеров зерен разной плотности (их гидравлической эквивалентности) используются седиментационные трубки, в которых определяются скорости

осаждения различных минералов (Procedures..., 1971; Lowright, 1973; Stapor, 1973).

Важной характеристикой условий отложения и транспортировки песчаного материала является форма зерен, их окатанность и характер поверхности. Окатанность может оцениваться визуально по шкалам окатанности или при помощи коэффициентов Ваделла, Рилея и др. (Шванов, 1969). Л. Б. Рухиным (1969) был использован для определения окатанности вибросепаратор — прибор, при помощи которого навеска узкой гранулометрической фракции песчаной породы фракционируется на наклонной вибрирующей поверхности на несколько классов различной окатанности. В настоящее время такой усовершенствованный прибор применяется в лаборатории литологии ВСЕГЕИ. Поверхность зерен изучается визуально под бинокуляром (Cailleux, 1972) или с помощью сканирующего электронного микроскопа.

Результаты гранулометрических анализов в лимнологии используются в трех основных направлениях: для выделения тех или иных разновидностей осадков, согласно принятой при исследованиях классификации; картирования гранулометрических параметров отложений; выяснения изменения по разрезу как общего характера, так и различных гранулометрических показателей отложений (Сапожников, 1951; Сапожников, Виселкина, 1960; Хрусталев и др., 1977; Короткий и др., 1979). Массовые анализы нужны для выяснения закономерностей изменения гранулометрических характеристик осадков по площади дна водоемов. При выявлении изменения гранулометрического состава отложений по разрезам надо стремиться к подробному отбору образцов, не пропуская ни одной из литологических разностей осадка, так как именно изменение гранулометрических особенностей донных отложений во времени часто является наиболее показательным признаком при стратификации и сопоставлении озерных отложений (Якушко, 1981). Знание гранулометрии необходимо также при изучении отложений, формирующихся в береговой зоне озер (Дружинин, 1980).

Минералогический анализ

Минералогический анализ включает в себя ряд самостоятельных методов исследований, направленных на изучение разных компонентов озерных осадков. Минеральный состав породы или высушенного осадка часто изучается в шлифах, что дает возможность получить сведения не только о составе породообразующих компонентов, последовательности их образования, вторичных преобразованиях, но и о структурных и текстурных особенностях породы в целом (Логвиненко, 1974; «Методы изучения...», 1957; «Справочное руководство...», 1958; Фролов, 1964). Однако при изучении шлифов не всегда возможно все минералы определить точно. Как правило, не определяются глинистые минералы, не мо-

жет быть выяснен состав и количественные соотношения тяжелых (акцессорных) обломочных и аутигенных минералов. Кроме того, поскольку минеральный состав обломочных компонентов разного размера обычно неодинаков, нужно изучать не только породу в целом, но и каждую ее фракцию. Определение минерального состава обломочных компонентов представляет собой продолжение изучения их гранулометрического состава, поскольку для него используется материал, выделенный при гранулометрических анализах.

До сих пор остается открытым вопрос, какую размерную фракцию целесообразно изучать. Некоторые исследователи рекомендуют использовать широкую размерную фракцию 0.01—0.25 мм (Логвиненко, 1974; Методы изучения..., 1957), в то время как другие считают необходимым исследовать более узкую фракцию или несколько узких фракций. В частности, при изучении вещественного состава современных терригенных морских осадков обычно принято исследовать фракцию 0.05—0.10 мм (Лапина, Савинова, 1971). Эту же фракцию нередко рекомендуют брать и при изучении древних отложений (Клеесмент, 1976; Окнова, 1984).

В зависимости от целей исследований выбор размерной фракции может быть различным. Так, при поисках определенных ценных редких минералов, или для выявления всех акцессорных минералов, целесообразно изучать широкую фракцию или тяжелые минералы, выделенные из породы в целом, т. е. вести определение аналогично шлифовому анализу. Однако при изучении обломочных компонентов с целью выяснения истории озер или для решения стратиграфических и палеогеографических задач необходимо брать узкую фракцию, причем одну и ту же для пород и осадков разного гранулометрического состава. Это вызвано прежде всего тем, что в рассматриваемых случаях важно выявить соотношения между различными минералами, т. е. получить не только качественную, но и количественную характеристику. В широкой же фракции соотношения минералов будут в основном определяться содержанием их во фракциях, заключающих основную часть тяжелых минералов, а оно, в свою очередь, будет зависеть от гранулометрического состава образца. Соотношение же тяжелых минералов в узкой фракции из любых пород будет отражать их распределение среди зерен той же размерности в материале, выносившемся из области сноса, а именно эти данные и имеют основное значение при решении стратиграфических и палеогеографических вопросов. Поэтому важно не то, какая узкая фракция изучается, а чтобы для каждого объекта она для всех пород была одна и та же, и набор минералов в ней являлся бы достаточно представительным. Целесообразно брать одну фракцию, выделяемую при детальных гранулометрических анализах, а не материал, полученный при объединении нескольких. Фракция 0.05—0.10 мм объединяет три фракции дробного гранулометрического анализа; лучше изучать одну из них. Для выбора наиболее представительной фракции можно изучить ряд образцов нескольких фракций.

Для изучений тяжелых минералов наиболее удобна фракция

0.10—0.125 мм. В ней спектр минералов мало отличается от набора в породе в целом, а диагностика под бинокулярной лупой и в иммерсии под микроскопом производится наиболее легко. Могут использоваться и микрохимическая диагностика и определение «черты» минерала. В этой же фракции целесообразно производить в иммерсии количественные подсчеты содержания легких (породообразующих) обломочных минералов.

Наибольшую информацию можно получить при изучении тяжелых минералов в нескольких или во всех узких фракциях, так как значение распределения отдельных минералов по гранулометрическим фракциям дает дополнительный материал для выяснения условий осадконакопления (Окнова, 1984). Однако такие исследования могут быть выполнены лишь в исключительных случаях, да и то целесообразно проводить их после достаточно массовых определений минералогического состава акцессорных минералов одной узкой размерной фракции.

Полученная при гранулометрическом анализе узкая размерная фракция, выбранная для исследования, разделяется в тяжелой жидкости с плотностью 2.8—2.9 г/см^3 (обычно в бромоформе с последующим промыванием материала спиртом) на две подфракции. Разделение производят в воронках диаметром 6—7 см со стеклянным краном или резиновой трубкой на конце, перекрываемой зажимом. Иногда разделение производят, используя центрифуги. На разделение берут всю фракцию или навеску массой 2—3 г.

Изучение аксессорных минералов обычно осуществляется одним из двух наиболее распространенных методов (Методы изучения..., 1974). По методике, принятой при шлиховом анализе, материалы изучаются под бинокулярной лупой. Диагностика минералов контролируется и в иммерсии под микроскопом, микрохимическими реакциями, определением «черты» минералов и т. п. По второй методике материалы изучаются в иммерсионных препаратах. Обычно небольшая часть тяжелой фракции насыпается на предметное стекло, предварительно покрытое тонкой пленкой желатина, и покрывается покровным стеклом. Под покровное стекло вводится капля иммерсионной жидкости (обычно с показателем преломления 1.637—1.640), в которой минералы изучаются под поляризационным микроскопом. Жидкость легко может быть заменена другой. Подсчитывается обычно в том и другом случае не менее 400—500 зерен. Подсчет содержаний легких минералов ведется чаще всего сразу в иммерсионной жидкости с показателем преломлений 1.540—1.542, причем обычно достаточно подсчитывать 200 зерен. Процентное содержание обломочных и аутигенных минералов рассчитывается отдельно.

При изучении минералов по колонкам и разрезам отложений результаты определений принято выражать не только в виде таблиц, но и в виде литограмм, строящихся сбоку от литологических колонок (Алешинская, Гунова, 1975). На литограммах могут указываться как процентные содержания отдельных минералов, так и

отношения их; приводится и выход тяжелой фракции. Эти данные позволяют объективно судить об изменениях минерального состава во времени и о согласованности этих изменений по площади (Клеесмент, 1976; Мильнер, 1968). При изучении изменений по площади минерального состава современных осадков или древних пород строго одного возраста принято строить карты распределения отдельных минералов, или их отношений, или их характерных ассоциаций (Верзилин, 1979; Короткий и др., 1979; Сапожников, Виселкина, 1960; Хрусталев и др., 1977). Эти карты позволяют судить о расположении основных областей сноса, общих условиях осадконакопления, направлениях разноса обломочного материала (Верзилин, 1979; Окнова, 1984; Рухин, 1962, 1969).

Дополнительную информацию дает изучение аутигенных минералов. С их помощью можно судить о геохимических условиях формирования осадков или пород, а нередко о химических особенностях водоемов осадконакопления. Так, присутствие доломита, особенно с магнезитом или сепиолитом, указывает на несколько повышенную соленость водоема; доломита с целестином, баритом, флюоритом — на повышенную соленость; гипса, ангидрита и тем более галита и калийно-магнезиальных солей — на очень высокую соленость вод (Станкевич, 1980).

Методы изучения глинистых минералов осадков и осадочных пород резко отличаются от вышеуказанных. Предварительные определения валового минерального состава глинистых осадков и пород или глинистых минералов в пелитовой фракции может быть произведено с помощью простых методов окрашивания и капельного (Методическое руководство..., 1957; Справочное руководство..., 1958; Фролов, 1964). Но эти методы недостаточно точны и находят все меньшее применение. Широко используются методы термического анализа, особенно дифференциально-термического (Методическое руководство..., 1957; Иванова и др., 1974). Этот метод достаточно прост, производителен, а потому может применяться как массовый. При этом может определяться не только состав глинистых минералов в тонкопелитовой, но и в пелитовой фракциях и даже в глинистой породе в целом (Лапина, Савинова, 1971), поскольку примесь породообразующих обломочных минералов, являющихся практически термоинертными, мало влияет на результаты анализа. Анализ дает информацию и о составе и количестве примеси карбонатного материала и органического вещества. В случае же значительного содержания этих примесей их следует удалять из пробы, чтобы они не затушевывали реакции, характерные для глинистых минералов.

Более точная диагностика глинистых минералов получается при применении рентгеновских и электронографических методов исследований, которые обычно выполняются для фракции размером менее 0.001 мм. Очень ценным при изучении глинистых минералов является применение электронно-микроскопического метода, поскольку он дает возможность получить сведения о размере, форме, степени окристаллизованности глинистых минералов.

Иногда этот метод позволяет также судить о переходе одного глинистого минерала в другой, а также выявлять незначительную примесь некоторых глинистых минералов, которая с помощью других методов не диагносцируется. Изучение же образцов в растровом (сканирующем) электронном микроскопе позволяет выявить характер ориентировки, форму структурных элементов глинистой породы и морфологию отдельных агрегатов и кристаллов глинистых минералов, выходящих на поверхность скола образца (Логвиненко, 1974; Мильнер, 1968; Справочник по литологии, 1983).

Глинистые минералы могут быть трех генетических типов — обломочные, трансформированные и новообразованные. Соответственно глинистые минералы обломочного генезиса дают информацию о составе размывавшихся пород и характере кор выветривания на водосборах во время накопления осадков. Распространение же глинистых трансформированных и новообразованных минералов в породах, не подвергшихся значительному воздействию процессов катагенеза, указывает на особенности среды осадконакопления. Поскольку характер выветривания на суше и особенности осадконакопления в основном определяются типом климата, состав глинистых минералов позволяет делать заключения о климатических обстановках прошлого. В дочетвертичное время, как правило, температуры были значительно выше и однороднее, чем в настоящее время. Поэтому преобразование и новообразование глинистых минералов, особенно в озерных водоемах, шло более интенсивно, чем теперь. Глинистые минералы отражали существовавшие в прошлом гумидный или аридный типы климата. Так, широкое распространение аутигенного каолинита является показателем гумидного климата и кислой среды осадконакопления, а монтмориллонита, палыгорскита и сепиолита — аридного и щелочных обстановок породообразования (Верзилин, 1979; Мильнер, 1968; Фациальные типы..., 1973).

Как и для обломочных компонентов, для глинистых минералов важно выявить особенности изменения их состава во времени и пространстве. Если состав относительно постоянен в одновозрастных горизонтах на значительной площади, но существенно изменяется от горизонта к горизонту, есть основания считать, что происходили изменения климата. Пестрота же состава по площади в пределах строго одновозрастного горизонта, проявляющаяся в совместном нахождении минералов, образующихся в разных геохимических обстановках, чаще всего свидетельствует о преобладании минералов обломочного генезиса и может быть использована для характеристики водосборов, а иногда и гидродинамических особенностей осадконакопления (Лапина, Савинова, 1971). Такая пестрота, кроме того, свидетельствует или о большой скорости мобилизации и отложения осадочного материала, или о прохладном и даже холодном климате. На холодный климат указывает и преимущественно гидрослюдистый состав глинистых минералов.

Необходимо подчеркнуть, что использование особенностей состава глинистых минералов для выявления истории озер должно производиться с учетом данных по закономерностям изменения состава обломочных компонентов. Лишь при таком комплексном подходе выводы будут достаточно обоснованными.

Геохимические исследования

Основные химические компоненты

Донные отложения являются одним из основных источников информации о характере и темпах осадконакопления и при комплексном изучении раскрывают всю летопись истории озер. Использование данных химического состава озерных отложений, как любого природного объекта, должно опираться на основное положение геохимии — поведение элементов, их атомов и молекул в определенной среде, создаваемой комплексом зональных, региональных и локальных процессов.

Палеогеографический подход к интерпретации геохимической информации требует воссоздания обстановки осадконакопления по результатам изучения вещества осадков, его гранулометрического, минералогического и химического состава, что важно в связи с полигенной природой озерной седиментации. Разные количественные и качественные сочетания кластогенного, биогенного и хемогенного вещества определяют вертикальную стратификацию осадочных образований, возникшую как закономерный результат истории развития водоема.

При геохимическом изучении отложений озер следует различать по крайней мере четыре задачи:

1) оценку содержания основных осадкообразующих элементов и их вариаций как отражения климатических и литологических изменений на водосборах;

2) исследование химического состава органической части осадков как показателя динамики видового состава организмов и биопродуктивности;

3) изучение карбонатного вещества как комплексного показателя условий и среды осадкообразования;

4) изучение форм нахождения элементов как индикаторов фазового состояния осадочного материала, аутигенного минералообразования и физико-химических процессов.

Каждая из этих задач решается с использованием определенных методов анализа, специальных приемов отбора образцов, которые опубликованы в литературе и рассматриваются в соответствующих разделах книги. Вместе с тем очевидна слабая изученность многих компонентов (особенно их фазовых состояний), что в значительной степени объясняется методическими сложностями и ограничивает возможности геохимических реконструкций существовавших в озерах обстановок.

Основные представления о составе вещества, образующего озерный осадок, дают результаты общего валового анализа с определением главных осадкообразующих элементов — SiO_2, Al_2O_3, CaO, MgO, Fe_2O_3, Na_2O, K_2O, потери при прокаливании (ППП), CO_2, $C_{орг}$. Анализ выполняется методами, разработанными для осадочных силикатных пород (Пономарев, 1951; Страхов, 1957) и почв (Аринушкина, 1962) и в зависимости от зональных особенностей осадков (гумидная или аридная зона) должен использоваться в соответствующих модификациях.

Результаты химического анализа обычно выражают в процентах окислов на абсолютно сухое вещество. В некоторых случаях целесообразно проводить пересчеты на бескарбонатную, беззольную или прокаленную навеску. Для изучения темпов седиментации отдельных компонентов результаты химического анализа следует выражать в весовом содержании в единице объема ($г/см^3$).

Кластогенное вещество осадков пресноводных озер характеризуют содержание SiO_2, Al_2O_3, в значительной степени MgO, Fe_2O_3 и щелочных металлов. Общая динамика терригенной составляющей хорошо отражается величиной зольности или разностью (100—ППП). Кривая распределения зольности при тщательном (через 5—10 см) отборе образцов надежно отображает изменение по разрезу доли минеральной (и органической) части осадка. Соотношение кластогенного и биогенного материала отражает колебания климата, трансгрессии или регрессии озер, изменения эрозионных и денудационных процессов в пределах их водосборов и другие явления. Выделение роли того или иного фактора на основе химических показателей производится с учетом литолого-минералогических данных и сведений о составе и геохимических особенностях пород водосборов (Геохимические провинции..., 1969).

Некоторые представления о динамике состава и дисперсности кластогенного материала выражают парные отношения $SiO_2/Al_2O_3+Fe_2O_3$ и суммы щелочных к щелочноземельным элементам. Эти показатели отражают состав пород водосбора и влияние процессов гидродинамической дифференциации. В терригенных осадках Ладожского озера, например, установлена четкая обратная связь с глубиной распределения отношения валового кремния к сумме полуторных окислов. Значения SiO_2/Al_2O_3 изменяются от 9.86 в песках до 2.34 в глинах (Семенович, 1966). В грубозернистых бескарбонатных осадках отношение суммы щелочных к сумме щелочноземельных элементов более 1, в илах и сапропелях наблюдается обратная зависимость.

В разрезах кремний и алюминий следуют за величиной зольности с максимумами в периоды резкого повышения уровня озер, активного выветривания и интенсивной эрозии на водосборах. Образование минеральных кластогенных отложений характерно для позднеледникового времени. При формировании органо-минеральных илов и сапропелей голоцена динамика кластогенных компонентов контролируется проточностью, а в современном седи-

ментационном слое увеличение терригенных компонентов часто объясняется хозяйственным использованием водосборных территорий. Отклонения от региональных соотношений ($SiO_2 > Al_2O_3 > Fe_2O_3$ и $K_2O > Na_2O$) могут быть связаны с аутигенным преобразованием осадочного материала. Они приурочены к тонкодисперсным осадкам, формирующимся в условиях геохимической активности биоса (SiO_2 аморфное), на геохимических барьерах в контрастных кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных обстановках.

Органическое вещество (ОВ) является важнейшим компонентом озерной седиментации. Оно характеризует баланс продукционно-деструкционных процессов в водной массе и изменяется в соответствии с климатическими колебаниями и особенностями развития водоемов. Обладая восстановительными свойствами и создавая определенную среду при диагенезе, ОВ способствует миграции химических элементов, их переходу из одних форм в другие, трансформируется само, что также может служить показателем условий осадкообразования.

Как показали специальные исследования, общая оценка суммарного ОВ может быть получена путем прокаливания образца ($t = 800°$) и вычитания из величины потери (ППП) карбонатной двуокиси углерода. Содержание ОВ оценивают также расчетным способом по концентрации $C_{орг}$, который определяют на CHN-анализаторе или химическим методом (Пономарев, 1951; Саарсе, 1981).

Увеличение доли ОВ в разрезах отложений голоценового времени в общих чертах соответствует развитию процесса эвтрофирования водоемов. Форма кривых распределения ОВ позволяет выделять периоды улучшения климатических условий, а при совместном рассмотрении динамики кластогенного и карбонатного вещества судить о характере осадконакопления в отдельные временные интервалы. В малых озерах, сформировавшихся как бассейны седиментации уже в позднеледниковый период, вариации ОВ в разрезах дают не менее трех максимумов, соответствующих трем климатическим периодам — аллерёду, атлантическому и суббореальному.

Состав органического вещества донных отложений изучен слабо. Наиболее часто ОВ характеризуют по группам соединений, последовательно выделяя битумоиды, легкогидролизуемые (в 2 %-ной кислоте) воднорастворимые, гуминовые, трудногидролизуемые вещества и нерастворимый остаток (Казаков, 1953). Наиболее динамичным компонентом ОВ являются легкогидролизуемые вещества, количество которых в озерных сапропелях варьирует в широких пределах, уменьшаясь с глубиной разреза. Снижение роли легкогидролизуемых часто сопровождается увеличением содержания гуминовых веществ (гуминовые и фульвокислоты) (Палу, Вески, 1982). Для определения органических соединений применяются хроматография и масс-спектрометрия. На примере

озера Лахепера (Восточная Эстония) показано, что по изменению содержания и состава кислот битумоидов можно судить о генезисе и источниках ОВ (Бондарь и др., 1982). Представляет интерес также элементный состав ОВ. Отношение C/N закономерно возрастает с глубиной залежи, широко колеблется в различных водных макрофитах (20—80) и довольно мало в планктоне (до 10), в связи с чем может служить показателем роли аллохтонного и автохтонного материала в составе ОВ донных отложений.

Карбонатное вещество является третьим основным компонентом химического состава осадков гумидной зоны, формирующихся в среде пресноводных бассейнов. Установлены геологические и геохимические условия накопления карбонатов, что позволяет широко использовать этот компонент как показатель истории развития озер. На накопление карбонатов влияют:

1) литология покровных пород на водосборах и состав поступающих с них вод;

2) климатические условия;

3) процессы накопления и разложения органического вещества в осадках;

4) сезонная динамика компонентов карбонатно-кальциевой системы водной массы, которая определяет стабильность накопления и приуроченность оптимальных условий аккумуляции карбонатов к сублиторальной зоне озерных котловин.

Оценка количества карбонатного вещества (в пересчете на двуокись углерода) проводится с помощью методик Щербины (1958) и Кноппа—Фрезейниуса (Лукашев и др., 1971). Карбонатность осадков часто оценивают также по содержанию кальция (CaO). Такая оценка возможна потому, что карбонатное вещество (озерная известь) состоит преимущественно из кальцита. В суммарное значение CaO входит кальцит биогенный, сорбированный (ионообменный) и терригенный (кальцит и доломит). В отдельных случаях обнаруживается карбонат марганца (родохрозит) и сидерит.

Основываясь на представлениях о современных процессах карбонатообразования (Ковалев и др., 1977), можно предложить следующую схему интерпретации химических показателей карбонатности осадков. Присутствие карбонатного вещества свидетельствует, что: 1) формирование осадков происходило в условиях достаточно интенсивного дренирования озерной котловиной подземных карбонатно-кальциевых вод, а также поступления терригенных карбонатов с водосбора; 2) существовали оптимальные климатические условия, обеспечивающие стабильные сезонные колебания влажности, температур, развитие фотосинтезирующих организмов и динамику растворенной CO_2 на уровне значений, равновесных содержанию гидрокарбонатов кальция 80—90 % мг. экв (при минерализации воды 200—400 мг/л); 3) периоды карбонатных максимумов (обычно 25—90 % $CaCO_3$) соответствуют условиям теплого и относительно сухого климата (бореальное время голоцена), олиготрофно-мезотрофной стадии развития водоема и щелочной активной реакции среды ($pH \geqslant 8$); 4) мощность слоя

карбонатных отложений служит показателем стабильности режима водоема и ландшафтно-геологической обстановки его водосбора; 5) прекращение карбонатонакопления может быть связано с изменением водного режима (разбавление вод), усилением процесса эвтрофирования (увеличение ОВ в осадках), смещением карбонатного равновесия, подкислением среды (в результате заболачивания, притока гумусового органического вещества и других причин).

Изучение форм нахождения элементов необходимо для характеристики состояния осадочного вещества, механизма взаимодействия элементов на стадиях седиментации, диагенеза и реконструкции на этой основе условий осадкообразования.

Интегральными показателями физико-химического состояния среды являются величины pH и Eh. Концентрация ионов водорода отражает баланс щелочных и кислых компонентов седиментации и для осадков озер гумидной зоны в основном определяется системой карбонатно-кальциевого равновесия:

$$CO_2 + H_2O \rightleftarrows H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + HCO_3^- \rightleftarrows 2H^+ + CO_3 + Ca^{2+} \rightleftarrows CaCO_3.$$

Перераспределение CO_2 в системе воздух—вода—донные отложения тесно связано с деятельностью водных организмов. Если в результате поступления болотного гумуса pH менее 6.8 формируются тонкодетритовые сапропелевые осадки, в щелочной обстановке осадконакопления (pH более 9) происходит садка карбонатов.

Природа окислительно-восстановительного потенциала в органогенных средах изучены недостаточно (Ковалев и др., 1977). Проблематична и методика измерения Eh. Можно рекомендовать совмещенный датчик из платинированного и хлорсеребряного электродов (комплект И-102) и потенциометр ППМ 03-М-1, которые позволяют проводить замеры Eh в полевых условиях. Диапазон значений Eh осадков может изменяться от +200 до −250 мв, характеризуя переход от окислительных условий к восстановительным, что связано с соотношением форм компонентов с переменной валентностью (железо, сера), с содержанием органических редуцентов и с кислородным режимом озерных и иловых вод. На стадии седиментации формирование значений Eh определяется, наряду с наличием редуцентов, сезонными циркуляционными процессами (следствие размеров и формы озерных котловин) и активностью микроорганизмов в озерной воде и осадках. Диагенез в значительной мере наследует условия бассейна седиментации, однако происходит при меньшей активности биохимических процессов и часто ограничен локальными, но связанными с общей обстановкой осадконакопления превращениями.

Данные фазового химического анализа позволяют оценить баланс соединений серы и железа. В озерных отложениях с высоким содержанием органического вещества сера входит в состав гидротроилита и пирита, органических соединений и сульфатов ($S_{общ} = S_{моносульфид} + S_{сульфат} + S_{дисульфид} + S_{орг}$). Железо содержится в кис-

лоторастворимых закисных и окисных формах аутигенных минералов (в том числе в гидротроилите — $Fe_{подвиж}$), в пирите и в нерастворимых терригенных силикатах ($Fe_{общ} = Fe_{подвиж} + Fe_{пирита} + Fe_{силикатов}$). Имея полученные в ходе анализов данные (Жуховицкая и др., 1983а), можно расчетным путем оценить серу органических соединений:

$$S_{орг} = S_{общ} - (S_{моносульфид} + S_{сульфат} + S_{дисульфид}).$$

Железо пиритное рассчитывается по сере дисульфидов, нерастворимое железо ($Fe_{силикатов}$) — по разности.

$$Fe_{силикатов} = Fe_{общ} - (Fe_{подвиж} + Fe_{пирита}).$$

Большой интерес представляет анализ содержания разных форм железа в осадках: устойчивого (силикатного) компонента и аутигенных (подвижных) форм. Первый из них поступает с водосбора и накапливается в тонкодисперсном глинистом веществе осадков. В состав кислоторастворимого железа входит форма, связанная с органическим веществом (железо гуматов, его количество оценивается в щелочной вытяжке), железо вивианита (и закисно-окисных фосфатов), ферри-феррогидратов (аморфный компонент), иногда сидерита. Диагностика минеральных форм должна проводиться с использованием (наряду с химическими данными) рентгенодифракционного анализа. Статистические материалы показывают, что при содержании общего железа ниже кларка аутигенный компонент практически отсутствует. Для органо-минеральных образований концентрация диагенетически преобразованного железа может составлять от 50 до 90 %. Снижение в балансе подвижных форм обычно является следствием аккумуляции железа пиритом.

Биогеохимический цикл серы в озерах определяется содержанием органического вещества, кислородным режимом и количеством сульфатов в водах. Стабильные восстановительные условия (пелагиаль меромиктических озер) характеризуется преобладанием моносульфида (50—70 % $S_{общ}$). В более окисленных осадках (сублитораль) происходит аккумуляция дисульфидов (пирита и марказита). Отношение $S_{сульфидов}/S_{пирита}$ может изменяться от 10 до менее 1 (Жуховицкая и др., 1983б). На примере озер Белоруссии установлено, что количество серы в осадках связано с генетическим типом озера и его физико-химическими условиями (табл. 1).

На рис. 10 приведен разрез 7-метровой толщи осадков, вскрытый скважиной в оз. Большое Исно (Северная Белоруссия), который отражает все этапы эволюции природной среды в течение голоценового времени (Якушко, 1981). Привязка к временной шкале проведена на основе палинологического и остракодологического анализов Т. Б. Рыловой и С. Ф. Зубовичем. Процессы осадкообразования характеризуются изменчивостью состава основных компонентов (зольных, карбонатных, органических) и показателей среды: pH, Eh, $C_{орг}$, общего и подвижного Fe_2O_3, серы и ее восстановленных (моносульфидной и дисульфидной) форм.

Таблица 1

Распределение серы и ее форм в осадках озер с разной трофностью (% на абс. сухое вещество)

Тип озера	Место отбора (число образцов)	Общая	Моносульфид	Пирит	Сульфат	Органическая + свободная
Мезотрофное	Поверхностный слой (6)	0.50 0.3—0.9	0.05 0.01—0.15	0.09 0.05—0.12	0.30 0.1—0.5	0.12 0.05—0.3
Эвтрофное	Поверхностный слой (16)	0.95 0.3—2.9	0.30 0.03—1.5	0.18 0.01—1.3	0.12 0.02—0.3	0.30 0.03—0.9
	Разрез (29)	1.65 0.4—5.5	0.20 0.01—0.8	1.0 0.1—3.0	0.15 0.02—0.3	0.25 0.02—1.7
Эвтрофное с признаками дистрофии	Поверхностный слой	1.20 0.5—2.0	0.45 0.3—0.6	0.46 0.1—0.8	0.10 0.05—0.2	0.23 0.3—0.6
	Разрез (12)	2.90 0.15—10.0	0.09 н. о.—0.4	2.35 0.05—9.5	0.35 0.04—0.95	0.15 0.03—0.65

Примечание. Числитель — средние значения, знаменатель — пределы содержания.

В период относительно сухого и теплого бореального времени осадконакопление происходило при нестабильном водном режиме, что проявилось в формировании слоистого глинисто-карбонатного горизонта отложений с чередованием прослоев, обогащенных кальцитом и сульфидами железа — гидротроилитом (во время трансгрессий) и пиритом (во время регрессий). В период теплого и влажного атлантического времени отмечается высокое поступление в осадки терригенного материала и уменьшение, а затем и прекращение карбонатообразования. Увеличение трофности и последующее сапропеленакопление стимулировалось постоянством гидрологических условий и потеплением водной массы к концу атлантического времени. Эволюция осадкообразования в суббореальный и субатлантический климатические периоды происходила при активном геохимическом преобразовании осадков. Сначала накопление органического вещества способствовало пиритообразованию и концентрации железа, затем — с ростом водности и снижении температур — к замедлению этих процессов и замене сапропелевых осадков терригенно-органическими илами.

Опыт комплексных литолого-геохимических и биостратиграфических реконструкций с использованием геохимических показателей среды осадконакопления (Eh, формы серы и железа) позволяет детализировать условия и процессы формирования осадков и развития озер.

Определение содержания растительных пигментов

Впервые примененный на озерах Северной Америки (Vallentine, 1955), анализ растительных пигментов в последнее время достаточно широко используется при изучении стратиграфии донных отложений озер. После отмирания водорослей их пигменты претерпевают ряд молекулярных превращений, при которых, в частности, теряются подвижные ионы, например ион магния у хлорофилла. Продукты деградации хлорофилла, феофетин и феофорбид, менее растворимы и более устойчивы к дальнейшему микробиологическому и химическому разложению. То же самое происходит и с продуктами распада каротиноидов и других пигментов. В донных отложениях удается обнаружить феофитины, феофорбиды, хлорофиллиды, продукты распада бактериохлорофилла, растительные каратиноиды и специфические пигменты синезеленых водорослей, в частности миксоксантин и осциллаксантин. Количественный анализ их послойного распределения в осадках может дать представление об уровне первичной продукции озера на разных этапах его развития. Качественный анализ состава пигментов также дает интересную информацию о составе водорослей фитопланктона в разные периоды развития озера. В частности, наличие пигментов синезеленых водорослей свидетельствует о начале эвтрофирования озера.

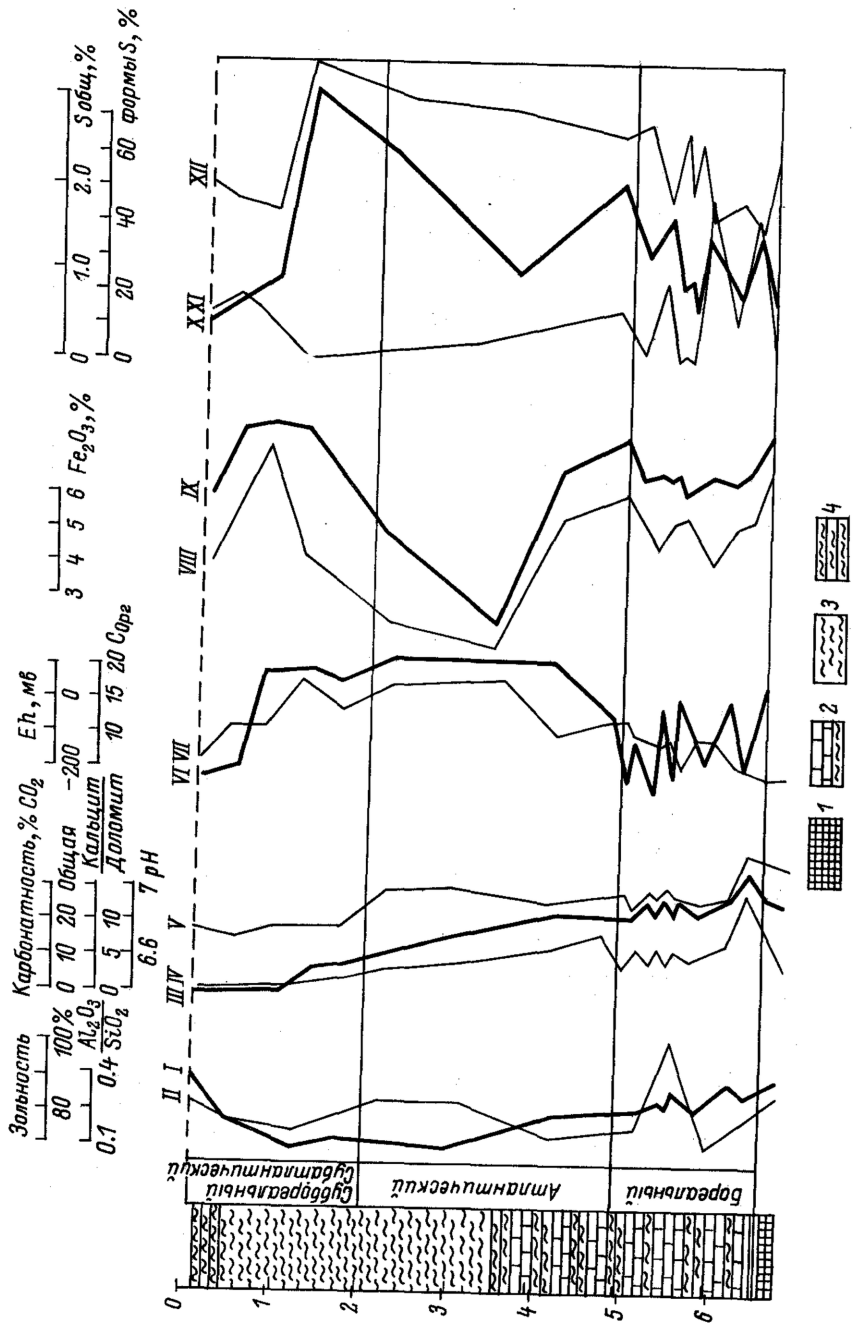


Рис. 10. Геохимические показатели осадконакопления на примере оз. Большое Исно.

I — зольность; II — Al_2O_3/SiO_2; III — общая карбонатность; IV — отношение кальцит/доломит; V — pH; VI — Eh; VII — $C_{орг}$, %; VIII — общее Fe_2O_3, %; IX — подвижное Fe_2O_3 (в 5 %-ной HCl); X — $S_{общее}$; XI — $S_{моносульфидов}$; XII — $S_{пирита}$, % общего. *1* — глина; *2* — мергель глинистый; *3* — сапропель кремнеземистый; *4* — ил глинистый.

Методика определения растительных пигментов в осадках недостаточно разработана. Нет представления о скорости разложения хлорофилла в различных условиях среды. Определение качественного состава требует применения сложных хроматографических методов. Тем не менее исследования, проведенные на озерах США (Vellentine, 1955, Wetzel, 1975), Польши (Czeczuga, Czerpak, 1968), Италии (Adams et al., 1978), Англии (Gorham et al., 1974) и других стран, показали, что содержание дериватов хлорофилла, как правило, хорошо коррелируется с содержанием остатков водорослей (в частности, створок диатомовых водорослей). Показана зависимость между количеством хлорофилла в донных отложениях и продуктивностью озера. Первый максимум в колонках донных отложений, как правило, отмечается в послеледниковое время, когда было много биогенов. После этого пика следует продолжительный минимум, связанный с относительно стабильной продуктивностью озер, с небольшими колебаниями, обусловленными изменениями климата. В поверхностных слоях донных отложений озер содержание растительных пигментов возрастает. Это связано с антропогенным эвтрофированием.

В 1976—1979 гг. впервые в СССР проведено послойное определение дериватов хлорофилла в донных отложениях двух озер Карельского перешейка: мезотрофного озера Красного и высокоэвтрофного озера Вишневского, а также Ладожского и Онежского озер (Давыдова, Трифонова, 1979; Трифонова, 1983). В двух последних озерах колонки донных осадков были взяты как в глубоководной центральной части, где господствуют олиготрофные условия, так и в заливах, подвергающихся эвтрофикации. Стратометром Перфильева отбирались монолиты отложений длиной 20—35 см, которые замораживались и разделялись на секции по 0.5 см. Навеска осадка (1—5 г) обезвоживалась центрифугированием и заливалась 90-процентным ацетоном. После тщательного перемешивания и растирания осадка пробы экстрагировались в течение 10—15 часов в темноте в холодильнике. Экстракт отделяли трехкратным центрифугированием при 6000 оборотах. Экстинкцию экстракта определяли на спектрофотометре СФ-26 при $\lambda = 750$ и 665 ммк. Расчет содержания хлорофилла производился по формулам стандартного метода с последующим пересчетом на единицу сухого веса осадка. Влажность определялась параллельно.

В донных отложениях олиготрофной центральной части Ладоги (табл. 2) содержание дериватов хлорофилла в слое 20—0 см изменялось от 2 до 12 мкг на 1 г сухого осадка. В эвтрофируемой части Сортавальских шхер оно было значительно выше (6—68 мкг). В центральной глубоководной части Онежского озера содержание

Таблица 2

Содержание дериватов хлорофилла и современная первичная продукция исследованных озер

Место взятия проб	Глубина, м	Первичная продукция, мг С/м³ · сутки	Хлорофилл «а» в планктоне, мг/м³	Дериваты хлорофилла в осадках, мкг/г сухого осадка
Онежское озеро				
Центральная станция	75	23	0.2—1.0	0.6—15.0
Петрозаводский залив	22	120	1.5—3.8	4.8—36.0
Ладожское озеро				
Центральная станция	230	98	0.3—3.0	0.3—12
Сортавальский залив	24	580	1.6—12.0	6.5—60
Озера Карельского перешейка				
Красное	10	900	2.3—35	30—300
Вишневское	2.6	3600	8.0—225	85—500

дериватов хлорофилла составляло 9.6—15 мкг, а в эвтрофируемом Петрозаводском заливе — 4—32 мкг. В мезотрофном Красном и эвтрофном Вишневском озерах оно соответственно составляло 20—300 и 80—500 мкг на 1 г сухого осадка. Во всех озерах отмечалось заметное увеличение содержания хлорофилла в верхних горизонтах осадков, связанное с эвтрофированием. Особенно резко оно выражено в мезотрофных и эвтрофных озерах. Если условно считать границей перехода в мезотрофную стадию содержание хлорофилла в осадках 100 мкг на 1 г сухого осадка, то в мезотрофном оз. Красном она располагается на глубине 6 см, а в эвтрофном оз. Вишневском на глубине 20 см.

Глава 4

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение микрослоистости осадков

При изучении озерных отложений чрезвычайно важно выяснить точный возраст их отдельных горизонтов. Часто приходится довольствоваться относительным возрастом или весьма приблизительными данными об абсолютном возрасте. В идеале, конечно, было бы хорошо определять возраст с точностью до года. Именно такую принципиальную возможность предоставляют исследования ленточных глин, которые начал проводить выдающийся шведский ученый Г. Де Геер в конце прошлого века (De Geer, 1896, 1940; Краснов, 1955).

Ленточные глины образуются в приледниковых озерах в результате того, что наносы (главным образом из тающих ледников) поступают в них в основном летом. Эти наносы содержат много песчаных и алевритовых частиц, которые довольно быстро оседают на дно и образуют слои, обогащенные относительно крупными частицами. Глинистые частицы оседают гораздо медленнее; часть из них оседает на дно уже зимой, образуя зимние глинистые слои. Закономерно чередуясь, песчаные и глинистые слои образуют иногда весьма мощные толщи, содержащие до нескольких сотен, а иногда даже до двух-трех тысяч годичных лент, каждая из которых состоит из летнего и зимнего слоя. Эти слои удается проследить на значительных площадях и увязать между собой, сопоставляя положение в разрезах отдельных маркирующих лент, имеющих особенно большую мощность. Они образуются чаще всего в результате быстрых перестроек приледниковой гидрографической сети.

Иногда слоистость ленточного типа наблюдается в отложениях не только приледниковых, но и других озер. В одном из озер Швеции ленточные глины продолжали отлагаться до 1794 г., когда озеро было спущено. Это дало возможность Г. Де Геру определить точный возраст каждой ленты и построить на этой основе абсолютную хронологию поздне- и послеледникового времени. Эта хронология полностью сохранила свое значение вплоть до настоящего времени. Последующие исследования и внедрение изотопных методов датирования позволили лишь очень немного уточнить ее.

В Советском Союзе ленточные глины изучались главным образом в Ленинградской области, Карелии и Эстонии. К сожалению, в последние годы им уделяется недостаточное внимание. Между тем в сочетании с другими методами они могут дать очень важную информацию. До сих пор ленточная слоистость изучалась главным образом в обнажениях и шурфах. Однако ее можно исследовать и по керну буровых скважин, и по колонкам донных отложений озер. Методы изучения ленточных глин подробно изложены в работе И. И. Краснова (1955).

Иловые отложения озер внешне выглядят совершенно однородными. Однако еще в 1922 г. Б. В. Перфильев (1972) установил наличие микрослоистости, образование которой связано с деятельностью микроорганизмов и с физико-химическими факторами. Им была разработана методика взятия ненарушенных колонок иловых отложений и их последующей обработки и анализа и сконструированы необходимые для этого приборы. Полученные Б. В. Перфильевым данные о микрослоистости колонок отложений Сакского озера в Крыму и Пертозера и Габозера в Карелии до сих пор подвергаются теоретическому анализу (Костин, 1970). Изучение микрослоистости (Шостакович, 1944) и диатомовый анализ (Чернов, 1947) иловых отложений Малинового озера, расположенного в прибрежной зоне Белого моря, дало возможность точно определить время отделения озера от моря и скорость изостатического поднятия. К сожалению, и эта методика теперь применяется совершенно недостаточно.

В последние годы идеи Б. В. Перфильева получили дальнейшее развитие. Точно датировать верхние горизонты иловой толщи необходимо при изучении влияния деятельности человека на осадконакопление в озерах. В отложениях озера Вашингтон, находящегося в черте города Сиэттла (США), при наблюдении в рентгеновских лучах была обнаружена слоистая текстура илов (годовые слои) (Edmonson, 1975). Дальнейшие исследования, проведенные главным образом в Финляндии и Швеции (Saarnisto et al., 1977; Renberg, 1981; Simola, 1984), позволили установить, что годичная слоистость в илах выражена наиболее четко в меромиктических озерах, где отсутствуют придонные течения, а деятельность бентосных организмов, нарушающих слоистость, крайне ограниченна. При относительно большой мощности годичных слоев удается проследить сезонный ход отложения створок планктонных диатомей. В нижней части годичного слоя преобладают створки диатомей, развивающихся в весеннее время, выше — в летнее и в верхней части — в осеннее и зимнее время.

Изучение годичных слоев дает возможность проследить изменения фитопланктона в озерах на протяжении последнего столетия, когда влияние деятельности человека резко возросло. Обычно исследования включают изучение изменений гранулометрического состава, содержания органического вещества, биогенных элементов и хлорофилла «а», а иногда и других пигментов, состава пыльцы и спор, сукцессий диатомовых водорослей, зооостатков, особенно остатков кладоцер, и сопровождаются определением абсолютного возраста по радиоактивному свинцу. Такие работы выполнены особенно детально на небольшом меромиктическом озере Ловоярви в южной Финляндии (Tynni, 1972; Saarnisto et al., 1977; Simola, 1984).

Финскими исследователями (Meriläinen, Huttonen, 1978) был предложен эффективный метод отбора проб верхней жидкой обводненной части иловой толщи с помощью замораживания. Узкая металлическая коробка длиной в 70—100 см, заполненная «сухим льдом» (твердой углекислотой), погружается в ил с помощью металлической штанги. За 15—20 минут на поверхности коробки образуется замороженный слой ила с ненарушенной структурой, который для дальнейшего изучения разделяется на отрезки в холодильной камере.

Техника замораживания (в упрощенном виде) была применена при изучении верхних жидких горизонтов илов на оз. Красном на Карельском перешейке (Давыдова, Трифонова, 1979), что позволило проследить изменения состава планктонных диатомей и содержания хлорофилла «а» за последние десятилетия.

Геохронологические изотопные методы

Для корреляции и расчленения озерных отложений используются разные стратиграфические методы, которые не требуют сложной и дорогостоящей аппаратуры. С их помощью нельзя, однако, в подавляющем большинстве случаев определить точный абсолютный возраст. Поэтому в последние годы активно разрабатываются физические методы определения возраста отложений. Среди них основная роль принадлежит изотопным методам.

В принципе для определения возраста озерных отложений пригодны все известные методы изотопного датирования (табл. 3). Их основные принципы и методические основы широко освещены в отечественной литературе (Старик, 1961; Ильвес и др., 1974; Кузнецов, 1976; Пуннинг, Раукас, 1983). Здесь уместно подробнее остановиться только на особенностях применения различных методов в лимнологических исследованиях.

Таблица 3

Методы датирования верхнекайнозойских отложений

Метод	Возрастной предел	Материал	Источник
Радиосвинцовый (^{210}Pb)	$10—10^2$	Минерогенный и органический	Goldberg, 1963
Радиокремниевый (^{32}Si)	$10—10^3$	Минерогенный	Dancgaard et al; 1966
Радиоуглеродный (^{14}C)	$10^2—55 \cdot 10^3$	Органический	Ильвес и др., 1974
Иониево-урановый ^{230}Th/^{234}U	$10^3—2.5 \cdot 10^5$	Карбонатный (моллюски и кораллы)	Broecker, 1963
Неравновесно-урановый ^{234}U/^{238}U	$5 \cdot 10^4—5 \cdot 10^5$	Карбонатный	Чердынцев, 1969
Калий-аргоновый ^{40}K/Ar	10^5	Вулканический	Старик, 1961
Трековый	$10^4—10^8$	»	Ганзей, 1984
Термолюминесцентный (ТЛ)	$10^3—10^5$	Минерогенный	Пуннинг, Раукас, 1983

Изотопные методы пригодны для изучения всех литологических типов озерных и сопутствующих им отложений (табл. 3). Можно датировать отложения, накопившиеся всего несколько лет назад, и отложения мезозоя (трековый метод) или даже протерозоя (калий-аргоновый метод). Но все эти методы основываются на строгом требовании — соблюдении абсолютной закрытости системы (в геохимическом смысле) за весь период осадконакопления и преобразования осадков. Поскольку это требование далеко не всегда соблюдается, полученные возрастные оценки почти всегда содержат определенную ошибку. Поэтому для повышения достоверности результатов по мере возможности надо применять одновременно несколько методов датирования. Например, при датировании вулканогенных отложений полезно одновременно применять

термолюминесцентный, калий-аргоновый и трековый методы. Естественно, что при совпадении полученных разными методами результатов достоверность возрастных определений резко возрастает.

Важное значение имеет довольно малоизвестный трековый метод. Он основывается на способности минералов сохранять в течение длительного времени в виде радиационных нарушений энергию, выделенную осколками при делении урана. Основное преимущество трекового метода состоит в широком диапазоне возрастных определений, а его недостатком является ограниченный набор пригодных для определения объектов исследования. Дело в том, что для надежного датирования концентрация ^{238}U в минералах должна быть выше, чем 10^{-6}. По этой причине пригодными объектами датирования являются прежде всего вулканогенные образования, в частности вулканические пеплы. Трековый метод успешно применялся в хроностратиграфических целях на Японских островах и юго-востоке США. В последние годы проведены тщательные исследования в Понто-Каспийском регионе (Ганзей, 1984; Кошкин, 1984), в результате чего создана основа радиометрической шкалы позднего кайнозоя. Большим преимуществом метода является возможность датированные им минералы параллельно датировать калий-аргоновым и термолюминесцентным методами.

В последнее десятилетие предприняты серьезные попытки внедрения в геологические исследования довольно широко применяемого в археологии термолюминесцентного метода. Сущность термолюминесценции, как частного случая люминесценции, состоит в освобождении при нагреве запасенной минералом энергии в виде люминесценции. Установлено, что интенсивность термолюминесценции минерала пропорциональна числу электронов, запасенных под влиянием радиоактивного облучения. Число электронов, в свою очередь, пропорционально поглощенной кристаллом дозе. Запасенная минералом светосумма является функцией времени и интенсивности радиоактивного облучения. Зная последнюю, можно вычислить время облучения по уравнению:

$$t = \frac{\text{Аккумулированная доза (рад)}}{\text{Скорость запасения (рад/год)}}.$$

Полученное таким образом время облучения может быть возрастом изученной толщи, если до попадания в нее минерала в том произошло полное стирание накопленной ранее светосуммы. В последние годы опубликован ряд статей, посвященных исследованию природных факторов, стирающих светосумму (Пуннинг, Раукас, 1983; Hütt et al., 1982; Wintle, Huntley, 1982). Установлено, что основным из них является солнечная радиация, особенно ее ультрафиолетовая компонента. Согласно этому предположению и происходит выбор объектов датирования. Накопленный опыт показывает, что обеспечение «нуль-момента» наиболее

точно выдерживается при формировании субаэральных отложений. По этой причине основное количество ТЛ определений выполнено по лёссам, датировки которых большинство исследователей считает достаточно достоверными (Wintle, Huntley, 1979; 1982). Довольно достоверными для датирования являются также водно-ледниковые отложения из арктических районов (Punning, Raukas, 1983), так как в высоких широтах осадконакопление практически целиком происходит в летнее время во время полярного дня, в условиях интенсивного ультрафиолетового облучения.

ТЛ-метод пока еще мало применялся для датирования озерных отложений. Наиболее достоверными, видимо, будут датировки осадков тех приледниковых озер, в которые обломочный материал поступает относительно постепенно, и отдельные минеральные частицы достаточно долго находятся под влиянием солнечной радиации. Перспективным может быть применение ТЛ-метода также к датированию донных осадков крупных озер. Но трудно представить себе механизм полного стирания древней светосуммы при накоплении минеральных отложений в маленьких озерах. Кроме неопределенности в обеспечении «нуль-момента» применение ТЛ-метода в датировании озерных осадков усложнено еще весьма вероятными процессами миграции радиоактивных изотопов в разрезах озерных отложений. До разработки обоснованных критериев применения ТЛ-метода к полученным датировкам надо относиться весьма осторожно.

В настоящее время для датирования плейстоценовых и голоценовых озерных отложений широко применяется радиоуглеродный метод. Его развитию посвящено много исследований. Разработаны разные методические приемы и поправочные таблицы, обеспечивающие хорошее согласие между радиоуглеродным и истинным возрастами. Естественно, что метод можно успешно применять только в том случае, если соблюдена основная его предпосылка, согласно которой после выхода углеродсодержащего объекта из обменного резервуара изменение изотопного состава углерода происходит только из-за распада изотопа ^{14}C. В первом приближении эта предпосылка соблюдается в образцах древесины или мощных пластах торфяных отложений. В озерных отложениях, как правило, встречается рассеянное органическое вещество (биодетрит), которое в больших или меньших количествах входит в состав минерогенных отложений. При датировании биодетрита всегда остается открытым вопрос о соотношении инситного и переотложенного детрита. Поэтому если при радиоуглеродном датировании торфяников и древесины основным отклонением ^{14}C-возрастов от истинного является омоложение, то при использовании детритового материала резко возрастает и противоположная вероятность, т. е. удревнение образцов.

Исследования многих авторов (Пуннинг, и др., 1982; Donner et al., 1971; Donner, Jungner, 1974; Hakannson, 1979; Olsson, 1979; Stuchenrath et al., 1979) показывают, что основными источниками ошибок при радиоуглеродном датировании являются гео-

химические и геологические факторы. Геохимические факторы нарушают равновесное распределение ^{14}C в разных частях обменного резервуара. Основными моментами можно считать замедленный перенос CO_2 в глубинные слои водоемов и усвоение подводными растениями растворенного в воде бикарбонат-иона, который обогащен легкими изотопами углерода. Первый фактор весьма существен при датировании глубоких слоев океанов, но в неглубоких водоемах он сказывается меньше. Как правило, в водной массе озер благодаря довольно хорошему перемешиванию не возникает градиента в распределении ^{14}C по вертикали. Однако возможны и исключения. Примером тому — оз. Уденсён на о-ве Готланд (Hakannson, 1979). Небольшое (1.5 га) и относительно глубокое (до 20 м), оно имеет высокие берега и полностью окружено лесом. Очень низкие величины $\Delta^{14}C$ в донной растительности (120—150 %) по сравнению с наземной (390—430 %) С. Хоканнсон объясняет дефицитом ^{14}C в растворенном углекислом газе в глубинных слоях водоема.

Более существенным искажающим фактором является эффект «жесткой воды», состоящий в ассимиляции подводными растениями бикарбонат-иона с неравновесным содержанием ^{14}C. Известно (Miller, 1960), что CO_2 и HCO_3^- ассимилируются в значительных количествах корнями растений и накапливаются в стеблях и листьях в виде сахара, белка и органических кислот. Это значит, что растения, обитающие на древних карбонатных породах или в водоемах с жесткой водой, во время жизнедеятельности обогащаются древним углеродом и, соответственно, в этих растениях резко снижается содержание ^{14}C (Пуннинг, 1970).

Влияние этого эффекта детально исследовано в озерах Финляндии и на о-ве Готланд, отличающихся высоким содержанием бикарбоната, выщелоченного из карбонатных пород. В оз. Сяунаялампи, в северо-восточной Финляндии, где содержание кальция в воде довольно высокое (8.2 мг/л), радиоуглеродный возраст донных отложений, по мнению Й. Доннера и Х. Юнгнера (Donner, Jungner, 1974), превышает на 1—3 тыс. лет действительный возраст.

С. Хокансон (Hakannson, 1979), сравнивая содержание ^{14}C в современных подводных и наземных растениях, не установил ощутимой разницы между содержанием ^{14}C в озерах с высокой и низкой карбонатностью, но выявил удревнение нижних горизонтов донных отложений. Это заставляет думать, что на первых стадиях развития озер выщелачивание карбонатных пород из морен происходило более интенсивно. Следует отметить, что нарушение равновесия между отдельными резервуарами вносит большие относительные искажения в датировки молодых образцов, так как абсолютная ошибка может здесь достигать 5700 лет. С повышением истинного возраста отложений относительная ошибка датировок уменьшается.

Наиболее серьезные ошибки вызываются перемешиванием первичного детритового материала с привнесенным, выделение

которого представляет очень сложную, а зачастую неразрешимую задачу. И. Олссон, например, исследовала влияние привноса в озерные отложения графита из палеозойских пород. Химический анализ показал, что древний углерод составляет в образце значительную долю, вызывая его удревнение на несколько тысяч лет (Olsson, 1979). Оценить вклад привнесенного детритового материала почти невозможно. Исследование донных отложений восьми озер Финляндии (Donner, Jungner, 1974) показало, что накопление органического детрита в них должно было начаться вскоре после дегляциации изученного региона, т. е. не раньше 10 200 лет назад, тем не менее почти все полученные ^{14}C-даты превышают предполагаемый возраст, а полученный возраст по озерам Сомеро $\left(32\,600 \pm \frac{1500}{1240}\right)$ и Паппинлампи (20 800 ± 1300) указывают на подавляющую роль более древних межстадиальных (перяпохьоласких) органических остатков в составе биодетритовых слоев в донных отложениях озер. Сильное загрязнение легко распознаваемо, и такие датировки можно исключить. Бóльшую сложность представляет случай, когда различия не так велики и распределение привнесенного постороннего материала по всему вертикальному разрезу более или менее равномерное. Особую осторожность требует датирование озерных отложений вблизи устьев рек, постоянно приносящих в озера взвешенное органическое вещество. Основные пути загрязнения детритового материала показаны на рис. 11.

Чтобы исключить или уменьшить влияние возможного загрязнения образцов, в практике радиоуглеродного датирования разработан ряд методов. Например, для извлечения привнесенного гумуса применяют щелочную обработку образцов. Совпадение возрастов нерастворимой и растворимой в щелочном растворе фракций, однако, нельзя еще считать критерием достоверности полученных результатов. В литературе описаны случаи (Olsson, 1979), когда совпадающие по обеим фракциям ^{14}C-возрасты превышали истинный на 1000—2000 лет.

Выделить из детритового материала привнесенный вторичный компонент весьма сложно. Х. А. Арслановым (1971) предложен способ, состоящий в раздельном датировании крупной ($\geqslant$ 0.25—1.0 мм) и мелкой ($\leqslant$ 0.25—1.0 мм) фракций одного и того же образца. Присутствующие в образце корни и корешки, входящие в состав крупной фракции, должны иметь более молодой возраст. Этот способ может быть весьма эффективным, если основным источником загрязнения являются корни растений. Однако если привнесенный материал был транспортирован водой, то, как правило, он более мелкодисперсный, и полученный эффект может быть противоположен ожидаемому (Stuchenrath et al., 1979). Поскольку избавиться от привнесенного материала трудно, особую важность приобретает предварительное установление автохтонности датируемого материала. Об этом можно косвенно судить по текстурам исследуемой колонки донных отложений, по гидро-

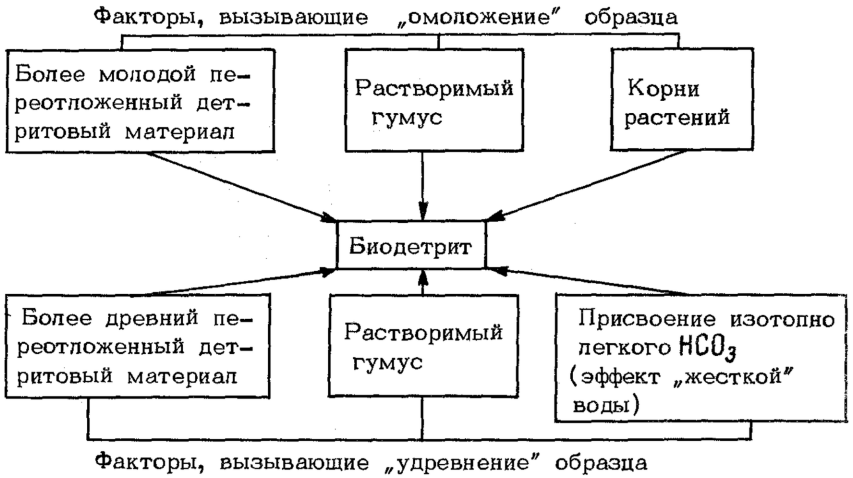


Рис. 11. Изменение изотопного состава детритового материала.

логическому режиму озер и т. д. Геохимический и изотопный анализы минерогенных и карбонатных отложений позволяют судить о жесткости воды в палеобассейне. В итоге можно сказать, что, несмотря на многие усложняющие факторы, радиоуглеродный метод является основным и пока самым надежным методом датирования озерных отложений голоцена, в меньшей мере — плейстоцена.

В последние годы номенклатура методов установления скорости осадконакопления в озерах дополнилась новыми перспективными методами. Метод радиоактивного свинца (^{210}Pb), предложенный С. Кришнасвами с соавторами (Krishnaswamy et al., 1971), был применен для датировки донных отложений Сестрорецкого Разлива (Мордберг, Стравинская, 1984). Изучение распределения ^{210}Pb позволяет датировать слои, накопившиеся за последние 100—150 лет. Это имеет первостепенное значение при изучении притока в озера техногенных веществ. Метод основан на том, что при радиоактивном распаде урана (^{238}U) в атмосферу поступает газ радон, который через серию короткоживущих изотопов превращается в радиоактивный свинец (^{210}Pb). Свинец вымывается из атмосферы и попадает в озерные отложения. Если эти отложения представляют собой закрытую систему, т. е. в них отсутствует постседиментационная миграция радиогенного свинца, то содержание ^{210}Pb дает информацию об их возрасте. Активность ^{210}Pb в осадках со временем быстро уменьшается (период полураспада ^{210}Pb составляет 22.3 года).

Разработано несколько моделей использования данных о содержании ^{210}Pb (Robbins, Edington, 1975; Smith, Watten, 1980; Dominik et al., 1981), позволяющих вычислять скорость седиментации и стратифицировать донные отложения. Если предположить, что

приток ^{210}Pb (P) и скорость седиментации отложений (V) были за последние 100—150 лет постоянными, получаем

$$A(t)=\frac{P}{V}l^{-\lambda t}+A;$$

где $A(t)$ — удельная активность ^{210}Pb в осадках возрастом t лет; λ — постоянная распада ^{210}Pb; A' — «прикрепленная» активность ^{210}Pb, вызванная распадом ^{226}Ra, содержащегося в исследуемом слое. Для установления величины A' надо в исследуемых образцах определить содержание радона.

Если удельная активность ^{210}Pb в поверхностных слоях при изменении P и V является постоянной, то при такой модели возраст определенного слоя можно вычислять по формуле

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln\frac{A_0}{A_m},$$

где A_0 — удельная активность ^{210}Pb в поверхностных отложениях, а A_m — активность на глубине, которая выражается по отношению твердого вещества (г/см^2).

Если постоянной величиной является P, но скорость седиментации (V) меняется, то

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln\frac{\sum A}{\sum A_n},$$

где ΣA — суммарная концентрация ^{210}Pb в изучаемой колонке (расп/см^2) и ΣA_n — она же ниже исследуемого слоя.

Для выбора подходящей модели надо учитывать условия осадконакопления. Доказано, что при благоприятных для метода условиях осадконакопления (постоянная и относительно большая скорость) ошибки в определении возраста отдельных слоев не превышают 5 % (Dominik et al., 1981). Если разные модели дают разные результаты, то это указывает на резкие изменения в истории развития озера.

Наряду с установлением распределения ^{210}Pb в колонках донных осадков целесообразно определять и активность ^{137}Cs. Показано (Francis, Brinkley, 1976), что в пресноводных водоемах ^{137}Cs сорбируется на осаждающихся минеральных частицах и накапливается в донных осадках. Имея полный профиль изменения активности ^{137}Cs, можно по отдельным пикам сопоставить накопление слоев на протяжении последних десятилетий. Следует отметить, что в большинстве случаев четко выделяется только пик ^{137}Cs, соответствующий 1963 г. Остальные пики размазаны и идентифицировать их трудно.

Большое влияние на достоверность датирования по ^{210}Pb и ^{137}Cs имеет поступление этих изотопов с водосборной площади

во взвешенном виде. Для установления этого влияния весьма информативными являются полные профили содержания в осадках ^{137}Cs (Schell, Neviss, 1983).

Палеомагнитный метод

Многочисленными исследованиями показано, что направление остаточной намагниченности донных осадков, которое определяется с помощью высокочувствительных магнитометров, совпадает с направлением локального геомагнитного поля во время образования осадков. Поскольку слой донных отложений мощностью в несколько сантиметров (именно таков обычно размер палеомагнитного образца) образуется в течение длительного времени, направление намагниченности образца соответствует среднему направлению геомагнитного поля за этот временной интервал. По данным старейших геомагнитных обсерваторий (таких как Лондонская и Парижская), угловые параметры локального геомагнитного поля (склонение и наклонение) испытывают квазипериодические изменения с амплитудой до первых десятков градусов и с предполагаемыми «периодами» порядка сотен—первых тысяч лет (Яновский, 1978). Изучив изменение направления намагниченности серии образцов вдоль колонки донных отложений, можно получить информацию о временных изменениях направления локального геомагнитного поля. Статистически обоснованная картина изменений направления геомагнитного поля дает возможность судить об относительном возрасте озерных отложений (Jrving, 1964; Храмов, Шалпо, 1967; Храмов и др., 1982). При палеомагнитном изучении озерных осадков должна быть известна ориентация образцов относительно друг друга и весьма желательно знание их абсолютной ориентации. При отборе колонок с помощью ударных трубок обычно соблюдается ориентация «верх—низ» и взаимная азимутальная ориентация образцов. Отсутствие в этом случае абсолютной азимутальной ориентации несколько снижает информативность метода. Зарубежные исследователи (Криер, 1981) используют для отбора образцов пневматическую трубку Макереса (Mackereth, 1971) и аналогичные ему системы (Lund, Banerjee, 1979), которые позволяют получить также и абсолютную азимутальную ориентацию образцов.

Результаты палеомагнитных исследований колонок донных отложений обычно представляются в виде графиков зависимости склонения, наклонения и величины остаточной намагниченности образцов от их положения в колонке. Первые два параметра обусловлены направлением локального древнего геомагнитного поля; изменение же величины намагниченности отражает изменения в составе, структуре и концентрации магнитных минералов, а также в какой-то степени изменения напряженности геомагнитного поля. Разрешающая способность палеомагнитного метода

по возрасту обычно составляет от нескольких сотен до нескольких тысяч лет.

Для стратиграфической корреляции озерных отложений голоценового возраста очень важно оценить размеры области, в пределах которой изменения геомагнитного поля в интервалах времени от нескольких сотен до нескольких тысяч лет можно считать синхронными. Работами последних десятилетий (Криера, 1981) показано сходство характера изменений параметров намагниченности донных осадков озер Англии, Греции, Франции, Швейцарии, Польши, Финляндии и некоторых других районов. Кривые изменения склонения намагниченности имеют квазисинусоидальный характер с «периодом» около 2700 лет (возраст оценивался с помощью радиоуглеродного и палинологического методов). Это позволяет надеяться на возможность палеомагнитной корреляции озерных голоценовых отложений на расстоянии до 2 тыс. км. Однако количество колонок, которые уверенно сопоставляются с колонкой озера Виндермир в Англии (принятой в качестве палеомагнитного стратотипа голоцена Европы), пока еще мало. Далеко не все осадки пригодны для палеомагнитных исследований. Кроме того, такому сопоставлению часто мешает большой разброс точек, а также вариации скорости осадконакопления.

Среди проведенных в последнее время на территории СССР исследований есть как подтверждающие модель, предложенную К. Криером, так и противоречащие ей. При изучении донных отложений Ладожского озера (колонка 405) получена кривая изменения магнитного склонения, сопоставимая с соответствующей кривой для озера Виндермир. Такое сопоставление позволило определить возраст нескольких стратиграфических уровней. Однако некоторые результаты В. В. Кочегуры не согласуются с результатами К. Криера. Бесспорно, однако, что палеомагнитный метод может быть применен для корреляции озерных отложений соседних озер (за исключением районов крупных магнитных аномалий) (Lund, Banerjee, 1979; Creer et al., 1983).

Остаточная намагниченность и магнитная восприимчивость в большей степени связаны с составом, структурой и концентрацией магнитных минералов в осадке, чем с геомагнитным полем. Их можно использовать для корреляции донных отложений в пределах одного водоема (Lund, Banerjee, 1979; Creer et al., 1983). В ходе исследований донных отложений Ладожского озера выяснилось, что вблизи границы позднеледниковых ленточных глин и голоценовых илов в трех колонках наблюдалось увеличение остаточной намагниченности. В случае, если такое увеличение будет отмечено и в других колонках, его можно будет рассматривать как стратиграфический репер, тем более что измерение остаточной намагниченности не представляет никакой сложности.

Изотопные палеотемпературы

Вариации стабильных изотопов кислорода и углерода в створках фораминифер из глубоководных морских отложений уже давно используются для изучения прошлого морей и океанов. Ввиду того что скорость седиментации в морях и океанах очень небольшая, полученные изотопные кривые позволяют выявить лишь общие палеоклиматические изменения за длительные промежутки времени. Для выявления закономерных изменений палеогеографических условий за более короткие временные интервалы изучаются стабильные изотопы в хемогенных карбонатных озерных отложениях.

Вариации $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в озерных отложениях используются для реконструкции физико-географических условий в период осадконакопления (Мартма и др., 1981; Stuiver, 1970; Eicher, Siegenthaler, 1976; Eicher, 1979). Изотопы кислорода и углерода фракционируются в процессе равновесной реакции осаждения карбонатных отложений, которую можно выражать в виде:

$$CO_2 + H_2O \rightleftarrows H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + HCO_3^- \rightleftarrows H^+ + CO_3^{2-} + Ca^{2+} \rightleftarrows CaCO_3. \quad (1)$$

Установлено, что разделение изотопов зависит от кинетических параметров реакции осаждения карбонатных отложений, что позволяет перейти на формализированные взаимосвязи. Х. Крейгом приводится зависимость температуры осаждения карбонатов (t) от изотопного состава осажденного карбоната $\delta^{18}O_{CaCO_3}$ и воды $\delta^{18}O_{H_2O}$:

$$t = 16.5 - 4.3(\delta^{18}O_{CaCO_3} - \delta^{18}O_{H_2O}) + 0.14(\delta^{18}O_{CaCO_3} - \delta^{18}O_{H_2O}). \quad (2)$$

В течение голоцена изотопный состав морской воды был более или менее постоянным, но в озерах колебания $\delta^{18}O_{H_2O}$ были, по всей вероятности, весьма значительными. Его конкретные величины определяются изотопным составом атмосферных осадков и грунтовых вод, испарением с водной поверхности и гидрологическим режимом водотоков, впадающих в озера. Все эти параметры в большей или меньшей степени зависят от климатических условий. Например, для атмосферных осадков Эстонии при изменении температуры конденсации на 1 °С установлено изменение изотопного состава на $0.3\,^0/_{00}$ (Вайкмяэ, 1979).

Весьма трудной задачей является выявление влияния испарения на изменение изотопного состава воды. Предпринята попытка моделировать этот процесс для водоема, с поверхности которого происходит испарение (Stolf et al., 1979). Изотопный состав воды в таком водоеме можно выражать следующим уравнением:

$$\delta^{18}O = a - b\left(\frac{V}{V_0}\right)^c, \quad (3)$$

где V и V_0 — конечный и начальный объемы воды в водоеме; a и b — коэффициенты, характеризующие изотопный состав воды

до и после испарения; c — отношение объема испаряющейся воды к объему проточной воды.

Принимая за основу уравнение, предлагаемое У. Эйхером и У. Зигенталером (Eicher, Siegenthaler, 1976), и учитывая, что коэффициент изменения изотопного состава при осаждении карбонатов составляет $0.23\,^0/_{00}$ на 1 °С (Craig, 1965), можно определить относительные изменения изотопного состава осаждающегося карбоната при изменении температуры на 1 °С:

$$\frac{d}{dt}\delta^{18}O_{CaCO_3} = \frac{d}{dt}\delta^{18}O_{oc} + \frac{d}{dt}\left[a - b\left(\frac{V}{V_0}\right)^c\right] - 0.23, \quad (4)$$

где $\delta^{18}O_{oc}$ — изотопный состав атмосферных осадков.

Из уравнения (2) и (4) видно, что изотопный состав накопленного $CaCO_3$ находится в непосредственной зависимости от температуры. Но количественный переход от вариаций изотопного состава кислорода в озерной извести к изменениям палеотемператур в настоящее время еще невозможен. Изотопно-кислородные кривые по озерной извести пока могут быть использованы только для установления палеоклиматических трендов.

Систематические исследования по вариациям $\delta^{18}O$ проведены в Швейцарии в толщах озерной извести (Eicher, Siegenthaler, 1976; Eicher, 1979). Выполненные параллельно изотопные и спорово-пыльцевые анализы показали, что изотопно-кислородные кривые позволяют надежно выделять отдельные климатические стадии позднеледниковья и раннего голоцена, причем границы стадий на изотопных кривых выделяются даже более отчетливо, чем на спорово-пыльцевых диаграммах. Изотопный состав атмосферных осадков и интенсивность испарения, определяющие в основном изотопный состав озерной извести, более четко реагируют на изменения условий внешней среды, чем изменения в видовом составе растительности. Нужно учитывать, что изотопно-кислородные кривые отражают природные условия лишь летнего сезона, т. е. времени, когда происходило осаждение $CaCO_3$.

Изотопно-кислородные кривые озерной извести получены для трех разрезов северо-запада Восточно-Европейской равнины: Тапа и Выртсъярв в Эстонской ССР и Нарочь в Белорусской ССР. Конфигурация изотопно-кислородных кривых сходная, хотя абсолютные величины $\delta^{18}O$ отличаются. Усредненные величины $\delta^{18}O$ по отдельным климатическим периодам показывают, что изотопный состав кислорода закономерно уменьшается с юга на север, что отчасти можно объяснить различиями в изотопном составе атмосферных осадков. Такой закономерный ход изотопно-кислородных кривых карбонатных осадков в озерах с различным гидрологическим режимом, находящихся в различных физико-географических условиях, позволяет предположить, что основной причиной вариаций $\delta^{18}O$ действительно являются изменения климатических условий. Это создает перспективы использования метода в климатостратиграфических и палеогеографических целях.

Реконструкцию палеогеографических условий изотопно-кислородным методом дополняет исследование вариаций $\delta^{13}C$ в озерных карбонатных отложениях. Определяющими факторами формирования изотопного состава углерода являются изотопный состав питающих вод, биопродуктивность водоема и условия равновесия между растворенным в воде углекислым газом и бикарбонатным ионом.

Нужно учитывать разный изотопный состав углерода в различных геохимических резервуарах. При осаждении хемогенных карбонатов в озерах кроме атмосферного углекислого газа участвует растворенный бикарбонатный ион, происходящий из обогащенных тяжелым изотопом древних морских карбонатов, и обогащенная легким изотопом углекислота, приносимая поверхностными водами. Соотношение этих компонентов определяется широким комплексом показателей, отражающих палеогеографические условия. Например, резкий сдвиг $\delta^{13}C$ в сторону отрицательных величин свидетельствует об увеличении доли углекислоты органического происхождения, что может быть вызвано трансгрессией озера или повышением интенсивности биологических процессов на водосборной площади.

С другой стороны, обогащение карбонатов тяжелым изотопом углерода свидетельствует о приносе бикарбоната грунтовыми водами. Степень обогащения зависит от того, насколько резко изменяется содержание CO_2 в воде и какими темпами происходит осаждение карбонатов, определяющее степень равновесия между атмосферным CO_2 и выщелоченным HCO_3^- в воде. Указанная закономерность позволяет судить о скорости осаждения карбонатов и об условиях перемешивания и аэрации в палеобассейнах. Чем меньше интенсивность аэрации, перемешивания и скорость накопления $CaCO_3$, тем тяжелее становится изотопный состав карбонатов. Необходимо подчеркнуть, что вариации $\delta^{13}C$ в озерной извести позволяют судить о пригодности исследуемых осадков для радиоуглеродного датирования, что также имеет немаловажное значение в палеогеографических исследованиях.

В настоящее время изучение озерных карбонатных отложений изотопными методами находится еще в стадии становления. Отчасти это вызвано тем, что до сих пор отсутствуют корректные цифровые модели для современного процесса карбонатообразования. Первостепенной задачей развития изотопных исследований является уточнение связей между условиями осадконакопления и изотопным составом отложений. Серьезной проблемой является также хронологическое обеспечение изотопных профилей.

Исходя из вышеприведенного можно коротко охарактеризовать следующие основные условия, при которых изучение стабильных изотопов углерода в озерных отложениях дает ценную информацию (Пуннинг, Раукас, 1983):

1) накопление изучаемых отложений происходит непрерывно;

2) не происходит перемешивания отложений или миграции изотопов;

3) формирование изотопного состава отложений протекает в мало изменяющихся условиях;

4) климатические события, обусловливающие резкие изменения хода изотопно-кислородных кривых, происходят синхронно на всей изучаемой территории.

Глава 5

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Палеоботанические методы

В донных отложениях озер захороняются остатки высших растений, высших споровых и разных групп водорослей. Приносимые водой и ветром с водосборов остатки древесины, листья, хвоя, кора деревьев и кустарников, пучки травы, намокая, теряют плавучесть и попадают на дно. После осеннего листопада в воду погружается большое количество листвы. Наконец, поверхностные воды и ветер вносят в озера плоды и пыльцу растений. Так формируется аллохтонная часть растительных остатков, накапливающихся в донных отложениях озер.

В мелководной зоне озер развиваются заросли прибрежной водной растительности, представленные многочисленными цветковыми растениями, освоившими водные местообитания, и некоторыми высшими споровыми — мхами, хвощами. Эта растительность является источником автохтонных растительных остатков в озерных осадках. В литорали озер обитают харовые водоросли, после отмирания которых в осадки поступают их теломы и гирогониты. Богат и разнообразен мир водорослей в планктоне и бентосе озер. Нежные клетки водорослей после отмирания легко разлагаются в хорошо прогреваемых водах эпилимниона и в массе не доходят до дна. Тем не менее в определенных условиях они обильно накапливаются в илах озер. Наиболее полно в осадках озер представлены кремневые панцири диатомей.

Благоприятные условия для накопления растительных остатков складываются в тех озерах, где в период вегетации у дна формируется анаэробная зона. Такие условия характерны для небольших по площади стратифицированных озер средней полосы СССР, где в голоцене сформировались мощные многометровые толщи озерных сапропелей.

В прошлые геологические эпохи скопления растительных остатков в отложениях озер, морских лагун и болот дали начало месторождениям каменного и бурого угля.

Изучение растительных остатков из донных отложений озер является одним из важных аспектов палеолимнологии. Большое развитие получил метод палинологического анализа — изучение пыльцы и спор, которые хорошо сохраняются в озерных осадках.

Этот метод позволяет выделить в донных отложениях палеоклиматические зоны, установленные по смене растительности на водосборах озер на протяжении поздне- и послеледниковья; реконструировать изменения в составе растительных сообществ. Такие же выводы можно сделать по материалам палеокарпологического анализа и при изучении макроостатков растительности.

Широкое применение получил метод диатомового анализа, позволяющий проследить основные этапы развития озерных экосистем в поздне- и послеледниковое время, а также выявить изменения, происходящие в озерах под влиянием деятельности человека.

Хорошие результаты дает также изучение остатков других групп водорослей, накапливающихся в озерных отложениях.

Спорово-пыльцевой анализ

Методы спорово-пыльцевого анализа

Спорово-пыльцевой анализ является одним из важнейших методов, используемых при изучении биостратиграфии отложений и физико-географических условий прошлого. С его помощью можно проследить не только закономерности развития растительности и климата на обширной территории, но и выявить время зарождения озера и пути его дальнейшего развития. Озерные отложения являются ценным объектом палинологических исследований, так как в них, как правило, содержится много пыльцы и спор хорошей сохранности.

Выбор разреза. Наиболее важны разрезы отложений, представленные сапропелем и другими видами озерных осадков, обогащенных органическим веществом, в которых не отмечается перерывов в осадконакоплении.

К настоящему времени имеется немалое количество работ (Кабайлене, 1969, 1973; Хомутова, 1975, 1981; Бердовская, Хомутова, 1981), посвященных изучению связи между гранулометрическим составом озерных отложений и концентрацией (насыщением), а также составом пыльцы. Больше всего ее в тонких осадках (Md меньше 0.05 мм) — сапропелях, алевритах, глинах и т. п. В песчано-гравийных отложениях и песках (особенно плохо сортированных) пыльцы гораздо меньше. В них накапливается пыльца сосны, но пыльцы других древесных пород (рис. 12) и трав, а также спор весьма мало; отмечается также большая неоднородность состава спорово-пыльцевых спектров. Песчанистые отложения обычно распространены в пределах узкой прибрежной полосы озер и в зоне береговой отмели. Здесь отмечается переотложение, перерывы в осадконакоплении, частая смена фаций и переслаивание осадков разного гранулометрического состава. Поэтому для палинологических исследований лучше выбирать разрезы отложений, расположенные за пределами береговой отмели, в глубинной

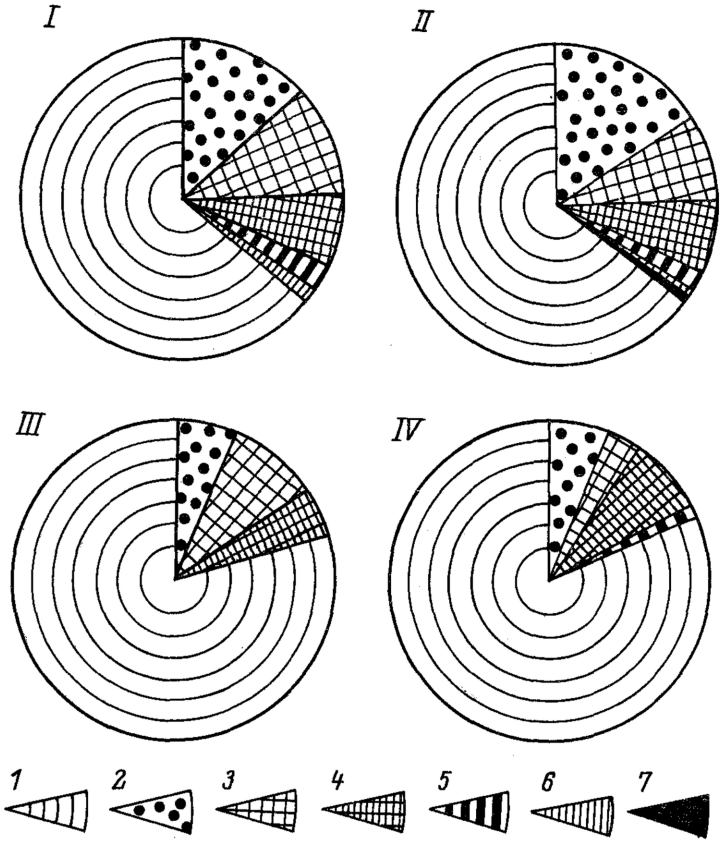


Рис. 12. Диаграмма зависимости состава пыльцевых спектров древесных пород от гранулометрического состава поверхностного слоя отложений шести озер Литвы (Кабайлене, 1969).

I—IV — отложения (I — Md<0.05 мм; II — Md 0.1—0.5 мм, S_0 1—2; III — Md 0.1—0.5 мм, S_0 2—3.5; IV — Md>2.5 мм, S_0 1—2). 1—5 — пыльца (*1* — сосна, *2* — ель, *3* — береза, *4* — ольха, *5* — дуб, липа и ильм, *6* — граб, *7* — бук).

зоне озера или в замкнутых заливах, где преобладают процессы биологической и химической седиментации.

Отбор образцов. Образцы отложений для спорово-пыльцевого анализа должны быть незагрязненными, тщательно очищенными. Из скважин или обнажений последовательно из каждого слоя отбирается серия образцов, охватывающая весь разрез озерных отложений. Интервалы между образцами зависят от тонкости гранулометрического состава отложений, однородности и мощности слоя: чем отложения тоньше, тем чаще отбираются образцы. При изучении однородных сапропелей, илов и других озерных осадков, обогащенных органическим веществом, интервалы не

должны превышать 25 см. С особенно малыми интервалами следует отбирать образцы из прослоек и на контактах слоев.

Лабораторная обработка. При подготовке образцов озерных отложений для спорово-пыльцевого анализа в различных странах и лабораториях применяются разные методики. Они детально описаны в специальных руководствах (Гричук, 1940; Гричук, Заклинская, 1948; Пыльцевой анализ, 1950; Палеопалинология, 1966, т. 1; Paleohydrological changes, 1979—1982, vol. 2, p. 133—168). В нашей стране при обработке озерных отложений обычно применяется сепарационная методика В. П. Гричука и ацетолизная методика Г. Эрдтмана. Последняя используется как дополнительная для облегчения микроскопического изучения пыльцы и спор; при ее применении пыльца и споры несколько набухают и окрашиваются в красновато-желтый, коричневатый цвета.

Вычисление концентрации. Много информации для решения палеогеографических и стратиграфических вопросов дает определение концентрации, т. е. количества пыльцы и спор в 1 г или 1 см^3 осадка. Для этого образец озерных отложений перед обработкой взвешивается или определяется его объем. Так как плотность озерных отложений неодинакова, более наглядные данные о концентрации получаются при определении объема. Для этого удобно использовать специально изготовленные мерки (например, объемом в 1 см^3).

Концентрацию можно вычислить по формуле (Кабайлене, 1969; 1973)

$$K=\frac{c\cdot a}{m\cdot b}\cdot n,$$

где K — концентрация, т. е. количество пыльцевых зерен и спор в 1 см^3 (если m выражено в см^3) или в 1 г (если m в граммах); m — объем (см^3) или вес (г) исходной пробы; a — объем (см^3) суспензии, собранной в центрифужной пробирке после ацетолиза и с добавлением глицерина; b — количество капель, изученных под микроскопом; c — количество капель в 1 см^3 (определяется экспериментально для каждой пипетки); n — общее число подсчитанных пыльцевых зерен и спор.

Концентрацию можно вычислить и другим способом, который отличается от описанного тем, что не производится подсчета капель, а суспензия, изучаемая под микроскопом, взвешивается. Используется следующая формула:

$$APC=\frac{w_m}{w_s}\cdot\frac{N}{V},$$

где APC — концентрация пыльцы и спор; w_m — вес суспензии, собранной в пробирке после ацетолиза с добавлением глицерина; w_s — вес суспензии, просмотренной под микроскопом (определяется взвешиванием предметного стекла); N — общее количество

просмотренных пыльцевых зерен и спор; V — объем исходной пробы, см^3.

Довольно просто концентрация определяется путем введения в суспензию, собранную после ацетолиза, определенного известного количества пыльцы или спор экзотических растений. В настоящее время в Западной Европе широко используются таблетки со спорами *Lycopodium clavatum* (в каждой таблетке около 10 тысяч спор). Концентрация определяется по формуле

$$P_t=\frac{Lyc_t}{Lyc_f}\cdot\frac{P_f}{V_f},$$

где P_t — концентрация пыльцы и спор; Lyc_t — количество спор *Lycopodium clavatum* в таблетках, растворенных в изучаемой пробе (заранее известная величина); Lyc_f — количество спор *Lycopodium clavatum*, обнаруженных при подсчете пыльцы и спор; P_f — количество подсчитанных пыльцевых зерен и спор (без введенных *Lycopodium clavatum*); V_f — объем исходной пробы, см^3.

Следует заметить, что в случае ничтожной концентрации пыльцы и спор интерпретация палинологических данных является сложной задачей. В отложениях может быть мало пыльцы и спор по разным причинам — в результате быстрого осадконакопления, скудного растительного покрова, малой пыльцевой продуктивности растений, разрушения пыльцевых зерен во время фоссилизации и т. п. Не выяснив причины малой концентрации пыльцы и спор, можно сделать ошибочные стратиграфические и палеогеографические выводы.

При наличии серии абсолютных датировок отложений рассматриваемого разреза можно определить скорость осадконакопления в разные отрезки времени. По данным о скорости осадконакопления вычисляется количество пыльцы, осевшей на единицу площади за единицу времени, т. е. состав «пыльцевого дождя» («influx») и его изменение во времени — ценнейшие данные, необходимые для восстановления климата, степени облесенности территории и т. п.

Для определения количества пыльцы и спор, осевших на единицу площади за единицу времени, используется формула

$$Z=\frac{N\cdot V}{h\cdot q},$$

где Z — количество пыльцевых зерен и спор, осевших на см^2 за год; V — скорость осадконакопления, см/год (может быть определена при наличии радиоуглеродных датировок); q — площадь, на которой осела пыльца, см^2 (например, площадь сечения керна скважины); h — мощность изученной пробы, см; N — количество пыльцы и спор во всей исходной пробе (концентрация пыльцы и спор умножена на исходный объем или вес).

Подсчет зерен. При изучении стратиграфии и палеогеографии важное значение имеют достоверные видовые определения пыльцы и спор разных растений, что до сих пор является трудной задачей. Подсчет пыльцевых зерен и спор рекомендуется производить в различных количествах. Также имеются различия в вычислении процентных взаимоотношений. Еще в 1940 г. Е. Д. Заклинская при помощи методов математической статистики выяснила, что как минимум должно определяться 150 зерен. Ею показано, что при подсчете этого количества погрешности остаются почти такими же, как и при бóльших количествах. С учетом этих данных в нашей стране принято (Гричук, Заклинская, 1948) устанавливать общий состав, т. е. соотношение основных групп — пыльцы древесных, травянистых растений и спор, и вычислять процентные соотношения внутри каждой группы. Подсчет ведется до тех пор, пока в одной из основных групп (обычно древесной) будет насчитано не менее 200—250 зерен (подсчет других групп ведется сверх этого числа). Определяется общий состав и затем подсчет можно продолжать (до 150 зерен) для остальных немногочисленных групп. Если сумма пыльцы или спор в выделенной группе меньше 50, то процентные соотношения внутри этой группы не следует вычислять, так как они недостоверны. В западноевропейских странах сложились другие традиции. Если разрез находится в лесной зоне, то подсчитывается не менее 500 зерен древесной пыльцы, в безлесных районах — 500 зерен древесной и недревесной пыльцы и спор. При изучении хозяйственной деятельности человека подсчитывается не менее 1000 зерен.

Диаграммы. Не только методика подсчета процентных соотношений, но и способы составления диаграмм у различных авторов разные, что затрудняет сопоставление данных. В СССР используются диаграммы Л. Поста и силуэтные. Они обычно строятся в таком порядке: диаграмма общего состава, древесных, травянистых растений и спор. Б. Берглунд (Paleohydrological changes. . ., 1979—1982, vol. 2, p. 133—168) предлагает унифицировать методику составления пыльцевых диаграмм для озерных отложений, распространенных в разных географических районах. Следует отметить, что предлагаемый им тип диаграмм сходен с диаграммами, опубликованными в ряде работ Г. Биркса (Birks, 1976). Преимущество этих диаграмм состоит в том, что на них разделены региональные и локальные компоненты пыльцевых спектров; кривые травянистых сгруппированы в отношении экологии растений; лучше можно проследить иммиграцию растений.

Б. Берглундом предлагается следующий порядок представления информации на спорово-пыльцевой диаграмме: 1) кривая концентрации; 2) радиоуглеродные даты; 3) временна́я шкала; 4) глубина от поверхности, см; 5) номера слоев; 6) колонка отложений; 7) горизонтальные линии и номера проб; 8) сегменты керна; 9) пыльцевая диаграмма, разделенная на части *A*—*G*.

Диаграмма *A* — для наземных растений. Сюда включены количества пыльцы всех древесных, кустарников, кустарничков

и трав, за исключением локальных видов. Процент участия пыльцы каждого вида, рода и семейства высчитывается от общей суммы пыльцы группы *A* (проценты участия пыльцы растений, представленных на диаграммах *B*—*G*, высчитываются от $A + n$, где n — количество пыльцы растения, процент которого вычисляется). Диаграмма *A* состоит из двух частей — суммарной кумулятивной диаграммы и серии силуэтных кривых. В суммарной диаграмме представлены соотношения между древесными, кустарниками, кустарничками и травянистыми. В конце диаграммы *A* для каждой пробы записывается сумма пыльцы и количество видов группы *A*.

На диаграмме *B* (*Pteridophyta*) представлены силуэтные кривые спор хвощей, плаунов, папоротников; *C* — кривые водных растений; *D* — кривые гелиофитов, включающих растения берегов озер, заболоченных местностей; *E* (*Bryophyta*) — кривые спор сфагновых, зеленых мхов; *F* — кривые спор грибов; *G* — кривые других микрофоссилий (зеленые и синезеленые водоросли и т. п.).

Описанным способом была составлена пыльцевая диаграмма озерно-болотных отложений оз. Бебрукас (рис. 13), к которой приложены бинарные диаграммы (Кабайлене, 1973).

Вопросы интерпретации данных. Важная ступень в палинологических исследованиях — расчленение спорово-пыльцевых диаграмм. Следует отметить, что направление изменения, т. е. увеличение или уменьшение процентных количеств пыльцы отдельных растений в вертикальном разрезе, несет больше информации и более важно для интерпретации, чем процентные величины пыльцы этих же растений. Процентные количества пыльцы растений в отдельных точках зависят от отдаленности или близости растительности определенного состава, ее распределения, плотности и т. д.

При расчленении пыльцевых диаграмм важно выделить такие изменения состава спектров, которые соответствуют изменению состава растительности, вызванного изменением климата. Однако очень трудно выяснить причины изменения состава спектров во времени. Ими могут быть не только изменения растительности, связанные с изменением климатических условий, но и другие причины, как, например, миграция растений, зарастание озер, изменение типа отложений и т. п. По направлению изменения количества пыльцы отдельных видов растений спорово-пыльцевая диаграмма формально расчленяется на части — выделяются так называемые л о к а л ь н ы е зоны (их можно обозначить первыми буквами названия изучаемого озера). При выделении локальных зон учитываются только изменения кривых на спорово-пыльцевой диаграмме. Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов отложений нескольких озер или болот сопоставляются, отмечаются характерные уровни, прослеживаемые на всех диаграммах, которые отражают изменение растительности из-за изменения климата, — выделяются р е г и о н а л ь н ы е зоны. Они могут быть привязаны к широко используемой в нашей стране схеме климати-

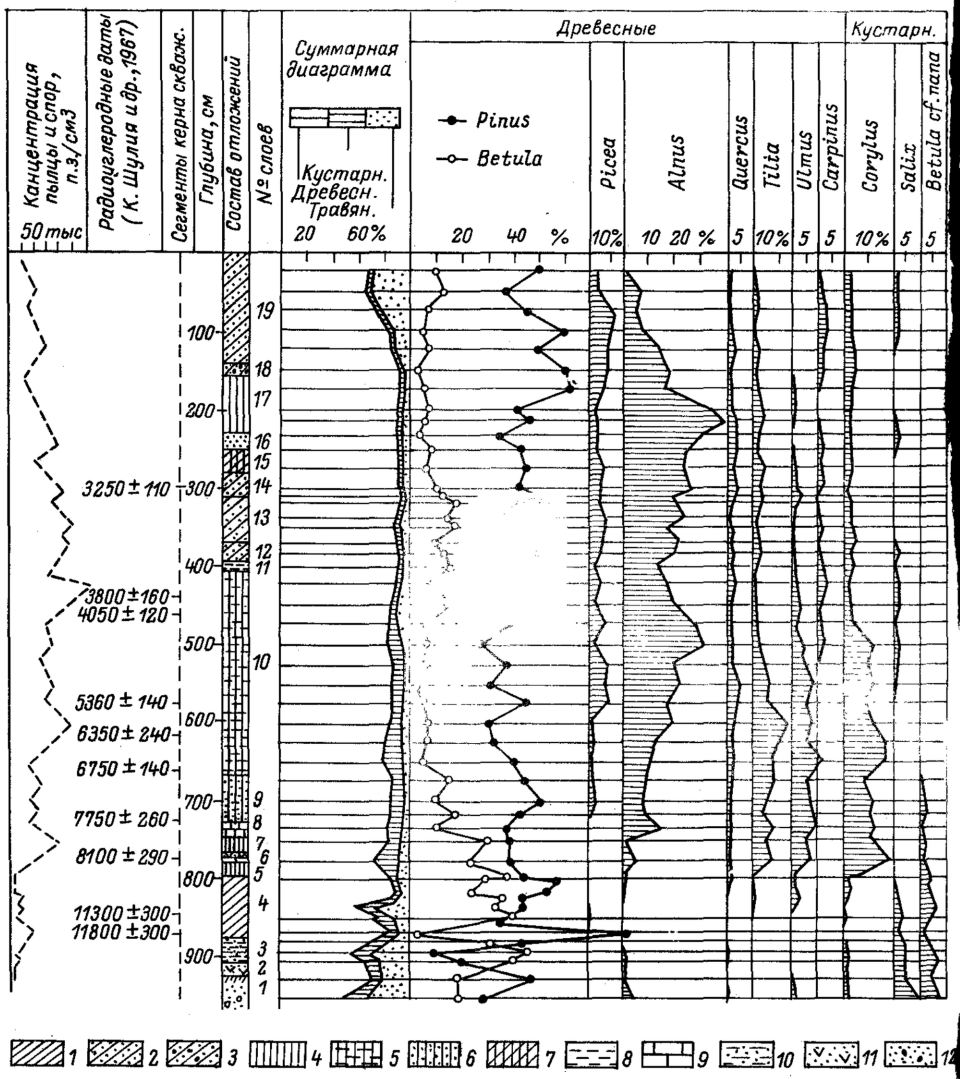


Рис. 13. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений оз. Беброукас (ЮВ Литва). Анализы М. В. Кабайлене.

1 — торф, *2* — песчанистый торф, *3* — торфянистый песок, *4* — сапропель, *5* — илистый сапропель, *6* — сапропель с примесью песка, *7* — торфянистый сапропель, *8* — ил, *9* — пресноводный известняк, *10* — илистый песок, *11* — карбонатный песок, *12* — песок.

ческих периодов Блитта—Сернандера или к схеме расчленения голоцена М. И. Нейштадта (1957).

Корреляцию отдельных разрезов определенного региона и интерпретацию данных спорово-пыльцевого анализа Г. Биркс (Birks, 1976) предлагает проводить в следующем порядке: 1) воз-

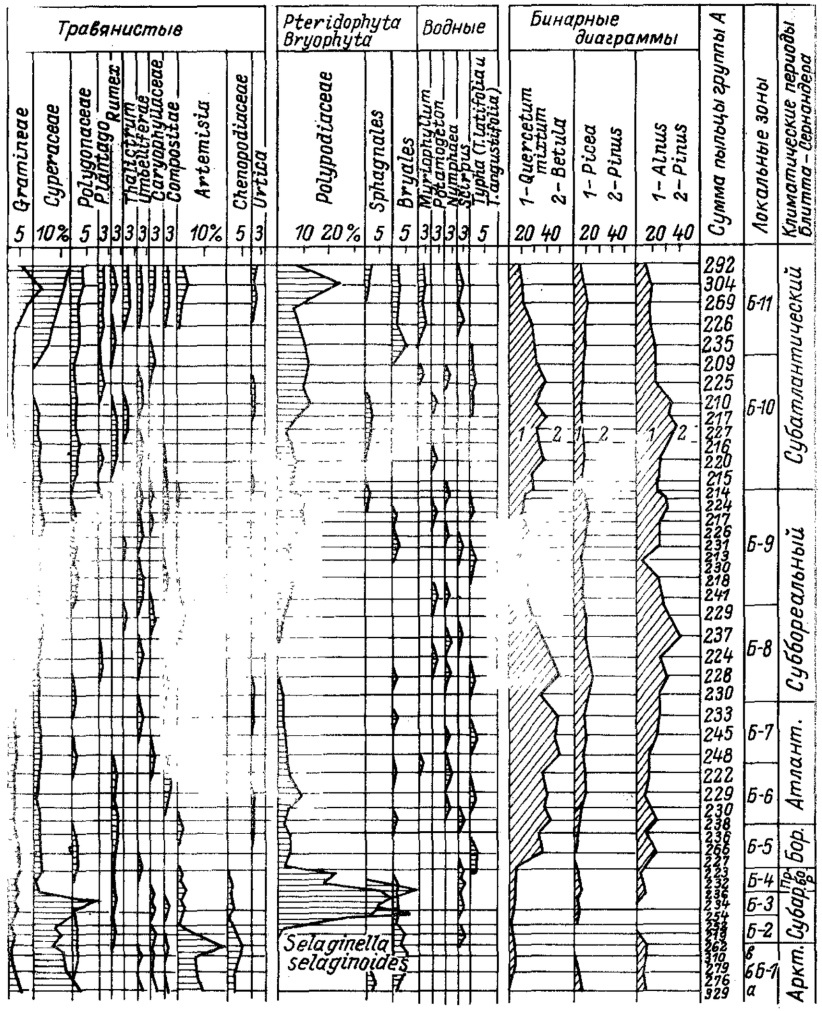


Рис. 13 (*продолжение*).

раст по радиоуглероду; 2) локальные зоны отдельных объектов; 3) региональные зоны, растительные сообщества; 4) описание растительности; 5) возможные современные аналоги растительности.

При интерпретации данных спорово-пыльцевого анализа следует принимать во внимание не только состав изучаемых отложений, но и сведения об озерной котловине, местоположении изучаемого разреза по отношению к берегу и другие геологические и геоморфологические данные. Пыльца попадает в озера в основном при помощи ветра (Кабайлене, 1969; Малясова, Спиридонова,

1983). Чем больше расстояние между исследуемым пунктом и границей леса, тем с большей площади (по направлению ветра) приносится пыльца. В небольшие озера лесной зоны пыльца попадает с небольшой окружающей территории; в них поэтому одновозрастные спорово-пыльцевые спектры могут различаться в зависимости от неодинакового распределения и плотности растительности в условиях одинакового климата. В центральных частях крупных озер лесной зоны, как и в озерах безлесных регионов, где расстояния до границы леса большие, пыльца по направлению ветра приносится с большой окружающей территории. Одновозрастные спорово-пыльцевые спектры отложений малых и больших озер могут различаться также из-за того, что пыльца разных растений по-разному разносится ветром.

Восстановление состава растительности по данным палинологических исследований является сложной задачей, так как растения отличаются разной пыльцевой продуктивностью, пыльца переносится ветром на разные расстояния, неодинакова сохранность пыльцы и т. д. Разрабатываются количественные методы восстановления состава растительности, предусматривающие введение поправочных коэффициентов, в основном учитывающих разную пыльцевую продуктивность растений. Однако эти методы недостаточно совершенны, так как не учитывают всех факторов накопления пыльцы и спор. Подробно они разработаны только для восстановления состава древесных пород (Кабайлене, 1973).

Очень важное значение имеют точные видовые определения пыльцы и спор. Они позволяют надежно качественно восстановить бывшие растительные сообщества и судить о климате. Для этой цели можно использовать разработанный В. П. Гричуком (1969) метод эколого-географического анализа. Анализируется экология и современное географическое распространение видов, обнаруженных в составе ископаемых спорово-пыльцевых спектров. Выделяется площадь, на которой в настоящее время совместно произрастает самое большое количество этих растений. Допускается, что во время образования изучаемых отложений климат был таким же, как в настоящее время на выделенной площади.

В последнее время для получения количественных характеристик климата все чаще применяются математические выводы, однако достоверность результатов вычислений пока недостаточно надежна.

Особенности спорово-пыльцевого анализа озерных отложений аридной зоны

При изучении пыльцы и спор из озерных и морских отложений аридной зоны возникает целый ряд трудностей, которые в последние годы удалось успешно преодолеть (Бердовская, 1979, 1981, 1982; Вронский, 1983). Были изучены озера юга Западной Сибири (Чаны), Казахстана (Балхаш) и внутреннего Тянь-Шаня

(Чатыр-Кёль, Сонг-Кёль, малые озера Арабельских сыртов), а также крупнейшее озеро Иссык-Куль (Севастьянов и др., 1980; Бердовская, Севастьянов, 1981; Шнитников и др., 1981, 1983).

Для этих районов пока еще недостаточно разработана детальная стратиграфия отложений конца плейстоцена и голоцена. Поэтому при изучении отложений озер Чатыр-Кёль и Сонг-Кёль были выделены только основные подразделения: верхнеплейстоценовые и нижне-, средне- и верхнеголоценовые отложения. Кроме того, в голоцене установлено 5 хронозон, соответствующих крупным этапам в истории озер, когда происходили изменения их уровней и площадей. Регрессии озер связаны с аридными эпохами, а трансгрессии — с плювиальными. Для последних показательно увеличение процентного содержания пыльцы мезофитов и уменьшение — ксерофитов (в основном эфедры и маревых). Во время регрессий возрастает роль пыльцы ксерофитов — полыни, маревых (*Eurotia ceratoides, Kochia prostrata, Chenopodium botryx, Atriplex costata*) и особенно пыльцы эфедры.

В спорово-пыльцевых спектрах озерных отложений внутреннего Тянь-Шаня присутствует также заносная пыльца со склонов гор, чаще всего пыльца ели Шренка, ели тяньшаньской и кустарников, обладающих большой пыльцевой продуктивностью. Содержание заносной пыльцы увеличивается при потеплении и увлажнении климата, когда ареалы древесных и кустарниковых пород расширяются.

Карпологический анализ

Один из важных методов изучения истории озер — палеокарпологический. Широко используемый для установления возраста, реконструкции палеогеографических условий осадконакопления, эволюции растительности древних водоемов (от палеогена до позднего плейстоцена), этот метод при изучении современных озер стал применяться сравнительно недавно. Так же, как и другие палеоботанические методы (палинологический, диатомовый), палеокарпологический способствует установлению времени возникновения озер, возраста осадков, генезиса и эволюции водоемов.

Основоположником советской палеокарпологической школы по праву можно считать П. А. Никитина, значительно усовершенствовавшего существовавшую ранее методику исследований и постоянно подчеркивавшего необходимость изучения флор совместно с осадками, в которых они погребены. Продолжателем его дела стал П. И. Дорофеев, который изучил большое количество разрезов на территории СССР, определил много новых видов и описал их.

Объектом изучения карпологии являются крупные растительные остатки (карпология — от греческого «карпос» — плод) — прежде всего плоды, семена, мегаспоры разноспоровых папоротникообразных, а также оогонии харовых водорослей, хвоинки, укороченные побеги, шишки хвойных растений, чешуи, сережки

9 Заказ 609

берез, ольхи, мелкие листочки вересковых, низкорослых берез, коробочки и листья ивы и др. Одним из достоинств метода является возможность определения растительных остатков до вида, поскольку такие видовые признаки, как размеры, форма, цвет, блеск, структура и скульптура поверхности плодов и семян, постоянны.

Карпологические остатки, имея небольшой ареал рассеивания, характеризуют автохтонную растительность изучаемого водоема и его побережья. Однако многие плоды и семена макрофитов снабжены воздухоносной тканью или специальными полостями и камерами и, удержавшись на поверхности воды, разносятся течением и ветром по всему водоему. Это приводит к формированию танатоценозов, в которых состав остатков не соответствует соотношению видов и их численности в растительных группировках. Поэтому для познания истории водоемов и эволюции растительности необходимо учитывать закономерности формирования танатоценозов в органогенных и кластических осадках озер и корреляционные зависимости между растительными ассоциациями водоема и карпологическими комплексами. Для решения этой задачи изучаются поверхностные отложения, в которых отражено современное состояние экосистемы водоема. Отбор проб производится драгой, желательно по густой сетке профилей. Мощность слоя отбора образцов составляет 5—7 см. Наиболее удобное время отбора — зима, когда водоем находится в сравнительно спокойном состоянии и обеспечено свободное передвижение по льду. Результаты палеокарпологического анализа отражаются на тафономических схемах. Впервые такие схемы составлены для маркирующих слоев принеманской свиты отложений лихвинского межледниковья (Якубовская, 1976). Сопоставление карт современной растительности, батиметрической карты водоема и тафосхемы с учетом данных по плодоношению позволяет выяснить основные закономерности захоронения плодов и семян в озерных водоемах.

В колонках донных отложений образцы озерных осадков отбираются непрерывной серией с интервалом 5—10 см. Непрерывный и частый отбор проб дает возможность проследить изменения в составе флоры, установить время перерывов в осадконакоплении, сопоставить с другими анализами (палинологическим, диатомовым, остракодологическим).

Палеокарпологический анализ проводится по методике, описанной в целом ряде работ (Никитин П. А., 1957; Дорофеев, 1960, 1963; Никитин В. П., 1969; Кац и др., 1965). Отобранные образцы заливаются чистой водой, тщательно промываются на сите с диаметром отверстий 0.25 мм и просушиваются. Растительная труха рассыпается тонким слоем на стеклянной пластинке, просматривается под бинокулярной лупой (МБС-1, МБС-9) при увеличении в 12.5 и 25 раз и из нее отбираются карпологические остатки. Просмотр, отбор и определение карпологических остатков лучше производить на сухом материале, хотя некоторые исследователи предпочитают просматривать их в воде.

При определении растительных остатков используются коллекции современных и ископаемых плодов и семян, а также описания, зарисовки и фотографии, приводимые в литературе. Большую помощь оказывают определители семян сорных растений (Доброхотов, 1965; Леньков, 1932).

Сохранность карпологических остатков зависит от генезиса вмещающих отложений и тех преобразований, которые претерпевают танатоценозы в процессе захоронения. Лучше всего плоды и семена сохраняются в плотных органогенных осадках — озерных и старичных илах и торфах, хуже — в гумусированных суглинках, супесях и песках.

Итоги изучения карпологических остатков из нескольких серий образцов, взятых в разных частях водоема (из зоны зарастания, литорали, центральной пелагической части), оформляются в виде таблиц, в которых приводится название растений, количество определенных остатков, а также желательно сведения по экологии, географическому распространению видов и т. д. Другой формой отражения результатов анализа является карпологическая диаграмма, на которой по вертикали дается литологический разрез с указанием места отбора и номеров образцов, а по горизонтали — виды растений по экологическим группам. Количество определенных растительных остатков выражается в баллах. Впервые такая диаграмма была составлена Г. И. Горецким (1970) по данным Ф. Ю. Величкевича. Диаграммы, составленные Э. А. Крутоус, приведены в работах Н. А. Махнач (1971); в дальнейшем Т. В. Якубовская (1976) ввела на диаграммах экологические спектры. Сопоставление диаграмм из разных частей водоема дает возможность увязать их между собой и выделить этапы развития растительности водоема и окружающего побережья за время накопления осадков.

Палеокарпологический метод широко применяется при исследовании древних водоемов — для определения возраста, генезиса осадков, палеогеографических реконструкций. Большую роль здесь играют выделение вымерших видов, региональных и локальных экзотов, определение процентного содержания древесных и кустарниковых пород, водных, болотных, прибрежно-водных видов.

Разработаны также принципы изучения голоценовых и современных отложений по карпологическим данным (Литвинюк, 1975; Крутоус, 1983). Получены предварительные данные палеокарпологического изучения донных осадков Споровского, Выгоновского и Червоного озер, расположенных в пределах Белорусского Полесья. Результаты показывают, что значительных изменений в составе флор на протяжении голоцена не происходило. О колебании климатических условий можно судить по соотношению региональных и локальных экзотов и местных видов. Режим водоемов неоднократно менялся, о чем свидетельствуют показатели экологических спектров.

Детальные палеокарпологические исследования одного местонахождения семенной флоры в комплексе с другими палеонтологическими и геологическими методами дают возможность восстанавливать гидрологические условия древнего водоема — проточность, температуру воды в летние месяцы, колебания уровня, минерализацию и трофность, наличие мелководий и заболоченных берегов, а также зоны зарастания макрофитами. Данные палеокарпологии могут служить основой для самой детальной стратиграфии континентальных отложений кайнозоя.

Изучение макроостатков растений

Важное значение имеет также определение ботанического состава торфов, древесных остатков, отпечатков листьев. Остатки, хорошо видные невооруженным глазом, объединяются под названием макрофоссилий или макроостатков. Основным достоинством их является автохтонность. Крупные растительные остатки сохраняются главным образом там, где они произрастали (например, в осадках озер встречаются макрофоссолии водных растений и растений, произрастающих на побережье озер). Но древесные остатки, если они встречаются в аллювиальных отложениях, могут быть перенесены на значительные расстояния или переотложены. Листья же в аллювии практически не сохраняются, а торф при переотложении чаще всего залегает прерывисто, переслаиваясь с озерными отложениями, и не образует единой стратифицированной торфяной толщи, как это обычно бывает на болотном массиве.

Несмотря на то что крупные растительные остатки хорошо видны, для определения их необходимы специальная обработка образцов, применение увеличительной аппаратуры, атласы-определители.

Ботанический анализ торфа основан на том, что растения-торфообразователи после отмирания в условиях повышенной влажности не подвергаются полному распаду и переходят в состав торфа. Торфообразование — это сложный процесс (Тюремнов, 1976): ежегодно происходит прирост растений и их отмирание; остатки растений распадаются неполностью, в результате чего происходит накопление отмершей органической массы — образуется торф. В зависимости от соотношения растений образуются различные виды торфа, которые характеризуются разными ботаническим составом, содержанием гумуса, зольностью. Виды торфа объединяются в группы (например, древесно-травяная), группы — в подтипы (лесной), подтипы — в типы (низинный).

Важное значение для определения ботанического состава имеет степень разложения торфа. Различные растения по-разному противостоят разложению в болотной среде. В низинных торфах невысокой степени разложения редко сохраняются наземные части растений, в частности осок, а их корни хорошо сохраняются даже при высокой степени разложения. В верховых торфах дольше всего противостоят разрушению кора древесных пород и волокна

пушицы. Хорошо сохраняются сфагновые и гипновые мхи, эпидермис листьев, корневища вахты и т. д.

Степень разложения мало зависит от возраста торфа. Так, в межледниковых отложениях встречаются прослои слабо- и среднеразложившегося торфа. Процесс торфообразования — это биохимический (химический и микробиологический) процесс. Наибольшему разложению растительные остатки подвергаются в верхней части торфяной залежи, там, где больше всего сказывается деятельность микроорганизмов, а их развитие находится в прямой зависимости от климатических условий. Чем теплее климат, тем быстрее развиваются микроорганизмы и активнее происходит разложение растительных остатков. Каждое вековое изменение климата в сторону потепления и снижения влажности находит отражение в смене растительного покрова болот и увеличении степени разложения, а похолодание и увеличение влажности снижают показатель степени разложения. Существует несколько методов определения степени разложения — глазомерный, макроскопический (по окраске и структуре торфа), микроскопический (определение под микроскопом площади, занятой гумусом и растительными остатками), глазомерно-процентный (основан на совместном применении макроскопического и микроскопического методов), отмучивания (отмывка мелкодисперсной части), аммиачный (экстрагирование гуминовых веществ и весовое определение их количества), мазков, объемно-весовой.

О ботаническом составе торфа можно судить по его зольности. Растения низинных торфяников, развивающихся в условиях благоприятного минерального питания, дают больший процент золы, чем верховые. К тому же разные виды растений имеют разную зольность. Низинный торф имеет зольность 6—18 %, переходный — 4—6 %, верховой — меньше 4 %.

После определения степени разложения торф промывают на сите с отверстиями диаметром 0.25 мм. Разложившаяся часть и мелкие ткани растений уходят с водой, а на сите остаются неразложившиеся остатки растений, плоды и семена. Сухой торф необходимо разварить в 5 %-ном растворе едкой щелочи (KOH, NaOH). Промытая часть растительного остатка просматривается под микроскопом. Видовые определения делаются по атласам (Домбровская и др., 1959; Кац и др., 1977). По площади, занятой в поле зрения микроскопа остатками какого-либо вида растения, определяется процентное содержание этого вида. Рекомендуется просматривать до 10 полей зрения.

Древесные остатки довольно часто встречаются в четвертичных отложениях в виде веточек, обломков стволов, пней. Определение видовой принадлежности древесины производят по срезам — поперечному и двум продольным (Гаммерман и др., 1946). Для этого берут кусочек древесины, отколотой в продольном направлении и отпиленной в поперечном, размером около 1 см в ширину по поперечному срезу, на котором должно быть хотя бы

одно годовое кольцо, и около 1.5—2.0 см в длину в продольном направлении.

Для приготовления срезов древесину необходимо подвергнуть специальной обработке, прежде всего размачиванию — холодному или горячему, чтобы придать ей мягкость и эластичность. Кусочки древесины помещают в сосуд с водой или жидкостью, состоящей из двух частей воды и одной глицерина. Чтобы древесина не заплесневела, следует прибавить кристаллик карболовой кислоты. Холодное размачивание длится от 2 до 5 суток, горячее — не более 4—10 часов, но твердые породы иногда приходится размачивать более суток.

Срезы можно делать бритвой или микротомом, при этом первый, как более грубый, обычно отбрасывается. Поперечные срезы должны быть достаточно крупными, чтобы в поле зрения попало не менее одного годичного кольца, и иметь толщину 20—25 мкм; продольные (продольно-радиальные и продольно-тангентальные) срезы — до 10—15 мкм. Важным моментом является выбор направления. В поперечных срезах сосуды должны иметь форму правильных колец; в продольных тангентальных срезах клетки луча округлые, а в радиальных — тянутся непрерывной полосой.

Для приготовления срезов и препаратов древесины плохой сохранности требуется специальная обработка. Кусочки древесины после размачивания необходимо скрепить. Размоченную древесину помещают на 2—3 суток в раствор, содержащий спирт и 10 %-ный глицерин. Более эффективна обработка глицерин-желатиновым и парафиновым раствором. Для обработки глицерин-желатиновым раствором кусочки древесины предварительно освобождают от воздуха, помещая на сутки в спирт. Затем промывают водой и опускают в глицерин-желатиновый раствор на 1—3 суток. Пропитку желательно проводить при нагревании до 50—60°. Раствор состоит из 6 частей желатина, 10 частей воды и 40 частей глицерина. После пропитки кусочки древесины приклеивают к деревянным кубикам горячим глицерин-желатином и окружают этим раствором. После застывания приготовленные объекты необходимо уплотнить, для чего их помещают на 1—3 суток в спирт или 4 %-ный водный раствор формалина. Срезы изготавливают на микротоме.

При парафиновом способе кусочки древесины для удаления воздуха помещают на несколько часов в бензин или ксилол, а затем прибавляют парафин и ставят в теплое место, чтобы парафин растворился и пропитал древесину. Бензин или ксилол удаляются в термостате при температуре 60—70° в течение суток. Затем древесину заливают расплавленным парафином и охлаждают. Кусочки древесины вырезают из парафина и приклеивают на деревянные кубики. Срезы делают на микротоме. Из срезов изготавливают временные или постоянные препараты и просматривают под микроскопом, определяя древесину по атласам-определителям.

Диатомовый анализ

Диатомовый анализ является одним из ведущих палеоэкологических методов, применяемых для изучения истории озер и развития озерных экосистем. Он позволяет судить о глубинах древних озер, их температурном режиме, характере минерализации, величине pH в вегетационный период, об общем трофическом статусе. В последние десятилетия разработана система критериев, дающая возможность судить о степени и характере антропогенного воздействия на озера.

Диатомовые водоросли — микроскопические одноклеточные организмы, составляющие самостоятельный отдел водорослей *Bacillariophyta*, прошедший длинный эволюционный путь развития (Диатомовые водоросли СССР, 1974). Характерной чертой строения диатомей является наличие кремневого панциря, имеющего сложную структуру.

Диатомовые обитают во всех поверхностных водах Земли: в Мировом океане, континентальных водоемах, озерах, реках, болотах, на увлажненных скалах, в почвах. Они часто являются преобладающей группой водорослей и продуцируют до 80 % биомассы фитопланктона в большинстве олиготрофных озер умеренной зоны. Их роль значительна и в микрофитобентосе озер, на долю которого обычно приходится подавляющая часть видового состава диатомовой флоры континентальных водоемов. После отмирания панцири диатомей оседают и захороняются в донных отложениях. Они хорошо сохраняются в осадках и служат главным палеонтологическим материалом, позволяющим судить о происходивших в прошлом изменениях природы водоемов, связанных с продукционными и седиментационными процессами в озерах, а также с изменениями характера их водосборов, вызванными колебаниями климата и антропогенным воздействием (Давыдова, 1970).

Диатомовые комплексы в донных отложениях озер формируются в результате взаимодействия широкого круга факторов. В числе биотических факторов: состав и характер развития диатомей в планктоне и бентосе; трансформация состава диатомей фитопланктона в процессе осаждения, связанная с процессами выедания и растворения створок; разнос диатомей планктона и бентоса по акватории под влиянием водно-динамической активности. К абиотическим факторам относятся строение озерной котловины и динамика водных масс, влияющие на процесс осаждения створок диатомей; общий характер осадконакопления на различных участках дна озер и переотложение осадков; скорость осадконакопления.

Не все диатомеи, встречающиеся в поверхностном слое донных отложений озер, принадлежат к их современной флоре: в осадках некоторых современных озер единично попадаются створки морских диатомей (мезогалобов и эугалобов). На территории Северо-Запада СССР процессы ледниковой экзарации в последнюю ледниковую эпоху, а также размыв осадков привели к разрушению

морских осадочных толщ последнего межледниковья, разносу большого количества морских диатомей и их переотложению. Многие исследователи на основании таких находок делали вывод о проникновении морских вод на территории, лежащие выше уровней морских стадий Балтики (Mölder, 1943; Ладышкина, 1965), хотя на экологическую несовместимость диатомей в описанных комплексах указывала еще А. Клеве-Эйлер (Cleve-Euler, 1944) в критическом разборе работы Карла Мёльдера. Опубликованы обзоры работ по этой проблеме (Квасов, Баканова, Давыдова, 1970; Eronen, 1974). Анализ находок морских диатомей в составе пресноводных флор на территории Северо-Запада СССР и Фенно-Скандии показал, что все морские диатомеи, встреченные в отложениях позднего плейстоцена и голоцена за пределами распространения пребореального иольдиевого и литоринового морей Балтики, находятся во вторичном залегании, как бы ни был велик процент переотложенных форм.

С другой стороны, в осадках солоноватых и соленых озер, как и в прибрежной зоне морей, обычно присутствуют в большем или меньшем количестве створки пресноводных диатомей, приносимые водами поверхностного стока, и галофильных диатомей, развивающихся в опресненных прибрежных водах, что необходимо учитывать при палеолимнологических реконструкциях.

Диатомовые комплексы в отложениях крупных глубоководных стратифицированных озер, таких как Ладожское и Онежское, отражают интегральную картину распределения в озерах различных водных масс с их специфическим составом фитопланктона. Диатомовые комплексы донных отложений глубоководных районов различаются не только по составу доминирующих планктонных диатомей, но и по степени участия в них литоральных диатомей бентоса.

В озерах, для которых в летний период характерно состояние гомотермии, процессы осадконакопления лишь отчасти связаны со строением озерных котловин, а в большей степени обусловлены особенностями водной динамики. Состав диатомовых комплексов в их осадках отличается большой однородностью. Створки диатомей концентрируются в иловых толщах центральных частей озер, где водная динамика не столь активна.

Таким образом, характер диатомовых комплексов и численность диатомей в осадках являются показателями не только продуктивности водорослевых сообществ, но и водно-динамических процессов в озерах и связанных с ними особенностей осадконакопления.

В небольших глубоких стратифицированных озерах седиментация большинства продуцируемых в них диатомей планктона и бентоса происходит in situ, поэтому даже на небольших расстояниях диатомовые комплексы в отложениях существенно различаются по составу, который зависит от местных факторов — строения донного рельефа, наличия зарослей макрофитов и др.

Состав диатомовых комплексов в осадках озер позволяет

судить о процессах эвтрофирования, происходящих в них не только под воздействием природных, но и антропогенных факторов.

Палеолимнологические исследования с применением метода диатомового анализа следует предварять исследованиями состава и особенностей строения диатомовых комплексов, формирующихся в современных осадках озер.

Сбор материалов. Для изучения видового состава и количественного накопления диатомей в поверхностных осадках при планировании сетки станций отбора проб на озере учитываются морфометрические особенности озерной котловины: распределение глубин, очертания и изрезанность береговой линии, расположение устьев основных притоков, а также характер донных отложений и водно-динамические процессы в водной толще. Разрезы пересекают озеро поперек, перпендикулярно его продольной оси. Станции на разрезах намечаются на равном расстоянии друг от друга, а в малых озерах — по разрезу, пересекающему все уровни озерной котловины (рис. 14).

При отборе образцов поверхностных отложений используются дночерпатели различных систем, лот Воронкова и стратометр Перфильева. Для анализа отбирается верхний жидкий неконсолидированный слой осадка, называемый наилком, или пелогеном: если мощность наилка мала, то наилок отбирается целиком, если более значительна (более 0.5 см), то для изучения современной флоры отбирается его верхний слой. Для получения колонок донных отложений на глубоких озерах используются трубки различных конструкций.

Обработка длинных грунтовых колонок на диатомовый анализ весьма трудоемка. Это делает важным вопрос выбора пункта взятия колонок. Репрезентативными для палеолимнологичеких целей являются колонки, которые прошли полный профиль голоценовых и позднеплейстоценовых озерных отложений, преимущественно в глубоководной области озер.

Образцы на диатомовый анализ из иловой толщи колонок следует отбирать без пропусков: колонка разрезается на отрезки длиной от 1 до 2.5 см; более древние осадки, представленные в озерах гумидной зоны гомогенными глинами, разделяются на отрезки в 2.5—5 см, а в ленточных глинах мощность отрезков доходит до 5—20 см в зависимости от ширины лент (рис. 15). В период формирования ленточных глин терригенный снос в озера был очень велик — толщина годичной пары лент случалось достигала 5—8 мм, как, например, в Повенецком заливе Онежского озера, где время формирования 20-сантиметрового слоя осадков составляет менее 50 лет, а насыщенность их диатомеями очень мала, так что при обогащении в препаратах содержится мало створок. Толщина отбираемых слоев диктуется, таким образом, разным темпом седиментации. В озерах с высоким темпом седиментации илов, где их общая мощность достигает 5—10 м и более, толщина слоев может быть увеличена до 3—6 см.

Особая методика применяется для взятия образцов отложений

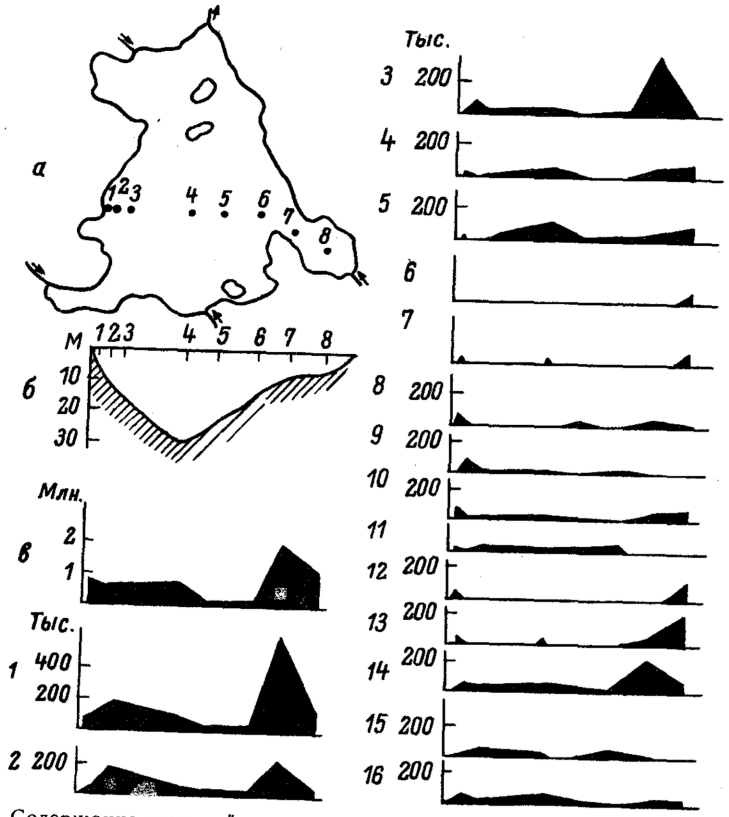


Рис. 14. Содержание диатомей в поверхностном слое донных отложений оз. Большой Кисегач (Южный Урал).

а—б — схема озера с профилем отбора образцов, *в* — общее содержание створок диатомей на станциях отбора; *1—16* — численность массовых видов диатомей (*1* — *Fragilaria brevistriata*, *2* — *F. pinnata*, *3* — *F. lapponica*, *4* — *Cyclotella bodanica*, *5* — *C. comta*, *6* — *C. operculata*, *7* — *C. operculata* var. *unipunctata*, *8* — *Mastogloia smithii* var. *lacustris*, *9* — *Navicula scutelloides*, *10* — *Epithemia argus*, *11* — *Paralia arenaria*, *12* — *Gomphonema acuminatum*, *13* — *G. intricatum* var. *pumilum*, *14* — *Fragilaria construens*, *15* — *F. construens* var. *venter*, *16* — *Amphora ovalis* var. *libyca*).

с целью изучения антропогенного воздействия. 50- и 100-сантиметровые керны верхних частей колонок разделяются на отрезки длиной 1 см. При взятии верхнего слоя жидких, сильно обводненных илов следует применять методику замораживания колонок (Meriläinen, Huttonen, 1978; Давыдова, Трифонова, 1979).

Лабораторная обработка образцов. При изготовлении препаратов величина навески для технической обработки составляет 5—10 г воздушно-сухого осадка из глинистых образцов и песков и 2—4 г — из илов. Методика технической обработки образцов подробно описана в литературе (Диатомовый анализ, 1949). Количественный вариант методики разработан

в Институте океанологии АН СССР (Жузе и др., 1969) для морских осадков, модифицирован Т. К. Жаковщиковой для бедных диатомеями отложений морей (Квасов, Жаковщикова, 1971) и впервые применен в Институте озероведения АН СССР для изучения донных отложений озер (Курочкина, Давыдова, 1972; Давыдова, 1985). Подсчет и определение створок рекомендуется проводить в средней части стекла по горизонтальному ряду до 500 створок (с учетом их раздробленности). Вычисление количества створок в препаратах производится по формуле

$$a=\frac{bcde}{fgh},$$

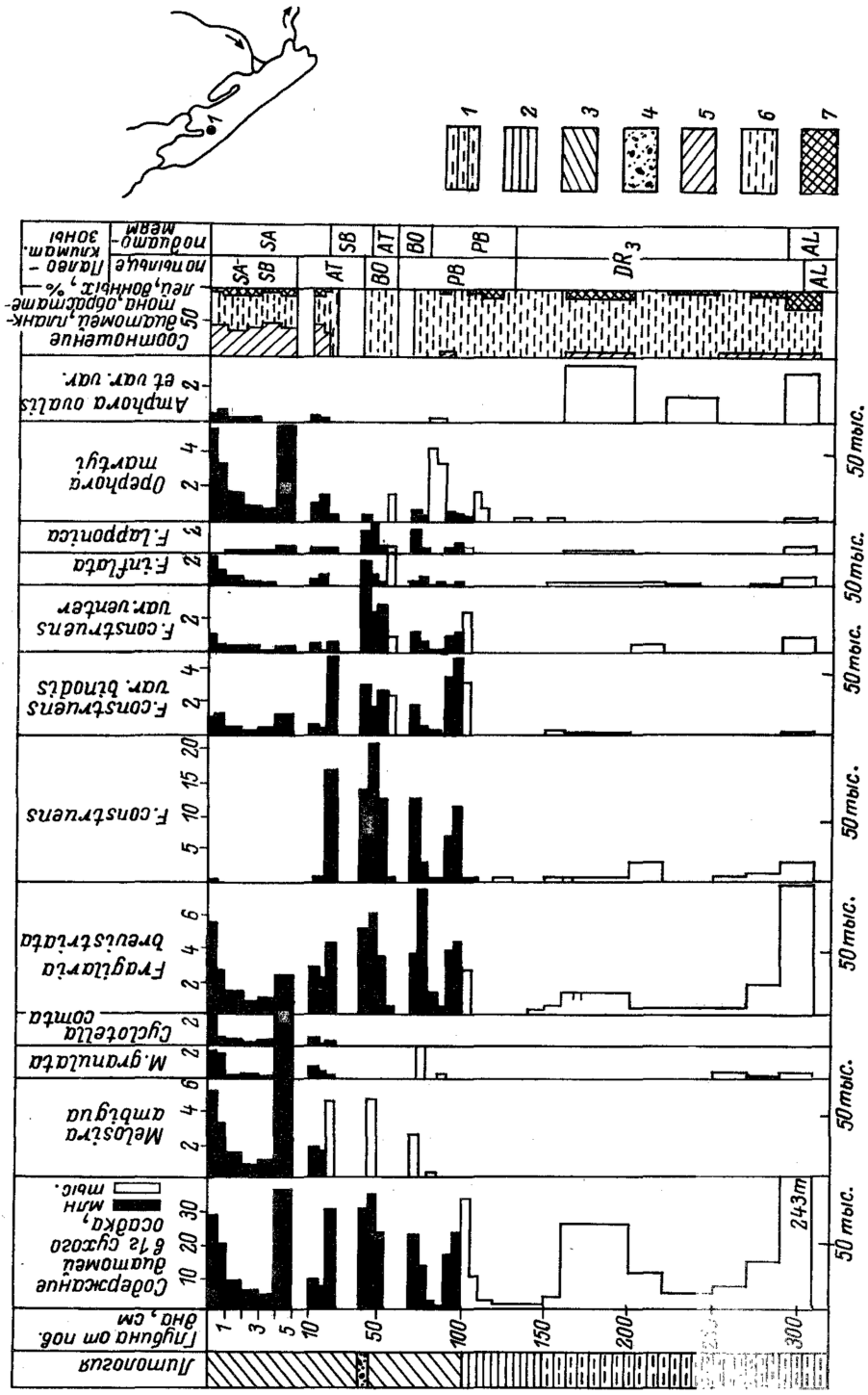
где a — число створок в 1 г осадка, b — разбавление, мл, c — число рядов, d — число полей в ряду, e — число просчитанных створок, f — навеска, г, g — объем капли, мл, h — число просмотренных полей зрения.

При использовании количественной методики для выявления роли отдельных видов и состава доминирующих комплексов рекомендуется следующее подразделение диатомей: единичные (створки которых составляют в осадках менее 1 % общей численности диатомей); обычные (от 1 до 5 % створок); массовые (более 5 % створок); доминантами являются диатомеи, составляющие в осадках более 10 % створок, субдоминантами — от 5 до 10 %.

Результаты диатомового анализа толщ донных отложений озер представляются в виде описания состава диатомовых комплексов и их количественной экологической характеристики для каждого из горизонтов, выделенных по изменениям в составе доминантов с учетом соотношения суммарного числа створок диатомей различных экологических групп, и иллюстрируются диатомовыми диаграммами. При построении диаграмм приводятся данные по суммарному содержанию створок диатомей в 1 г воздушно-сухого осадка в каждом из исследованных горизонтов отложений и по содержанию створок каждого внесенного в диаграмму вида (рис. 16). Следует указывать количество створок каждого вида, а не процентные их соотношения, которые в случае небольшого видового разнообразия диатомей дают искаженную картину экологического состава диатомовых комплексов.

Содержание диатомей по разрезу иногда различается на два или даже три порядка, что усложняет выбор масштаба. В такой ситуации можно использовать два разных масштаба, сделав в диаграмме разрыв (рис. 16).

Процентные соотношения используются в диаграммах для экологической характеристики диатомовых комплексов по разрезу отложений, когда важно показать изменения в соотношении створок диатомей планктона и бентоса, диатомей различной галоб-



ности или ацидофильности, различного географического распространения.

Для оценки процессов эвтрофирования и антропогенного воздействия на озера на диаграммах отмечается появление или массовое накопление створок диатомей, характерных для водоемов более высокой стадии эвтрофирования, например увеличение численности мезотрофных видов в осадках водоема, где ранее преобладали олиготрофные диатомеи. На начальных стадиях процесс загрязнения олиготрофных и мезотрофных озер обычно проявляется как процесс эвтрофирования (Россолимо, 1977). На этом основании предложена оценка эвтрофирования по показателям сапробности диатомовых комплексов (Давыдова, 1985) с использованием метода Пантле—Букка, рекомендованного в «Унифицированных методах исследования качества вод» (1977) и в других руководствах (Sladečkova, Sladeček, 1964; Sladeček, 1969, 1976; Макрушин, 1974). Показатели сапробности вычисляются для диатомовых комплексов из верхних частей грунтовых колонок при детальном (через 1 см) послойном отборе проб (рис. 17).

При изучении антропогенных изменений в колонках отложений озер используются также индексы Стокнера (Stockner, 1971); в диатомовых комплексах вычисляется соотношение между створками планктонных бесшовных и центрических диатомей (A/C). Для установления интенсивности эвтрофирования следует рассчитать содержание створок в колонке длиной 5 см и площадью 1 см^2 (Stockner, 1975) и разделить его на количество створок диатомей, оседающих в течение года из планктона (Battarbee, 1973); в результате удается определить число лет, потребовавшееся для образования слоя в 5 см и оценить скорость осадконакопления. На диаграмму можно нанести также изменения процентного содержания в отложениях створок диатомей ксено- и олигосапробов, обитателей чистых вод, и диатомей β- и α-мезосапробов и полисапробов.

Применение всех этих подходов делает возможным по данным диатомового анализа восстановить этапы развития озерных экосистем и их основные черты в условиях изменяющейся природно-климатической обстановки, воссоздать уровень и глубину, величину pH, степень минерализации, характер развития фитопланктона и фитобентоса и уровень трофности в различные периоды поздне- и послеледниковой истории озер.

Диатомовый анализ донных отложений озер позволяет установить время начала изменений озерных экосистем под влиянием антропогенных изменений озер и их водосборов, показать скорость и направленность антропогенного воздействия.

Рис. 15. Диатомовая диаграмма колонки донных отложений оз. Кубенского.
1 — ленточные глины; *2* — гомогенные глины; *3* — илы; *4* — пески; *5—7* — диатомеи (*5* — планктонные, *6* — обрастаний, *7* — донные).

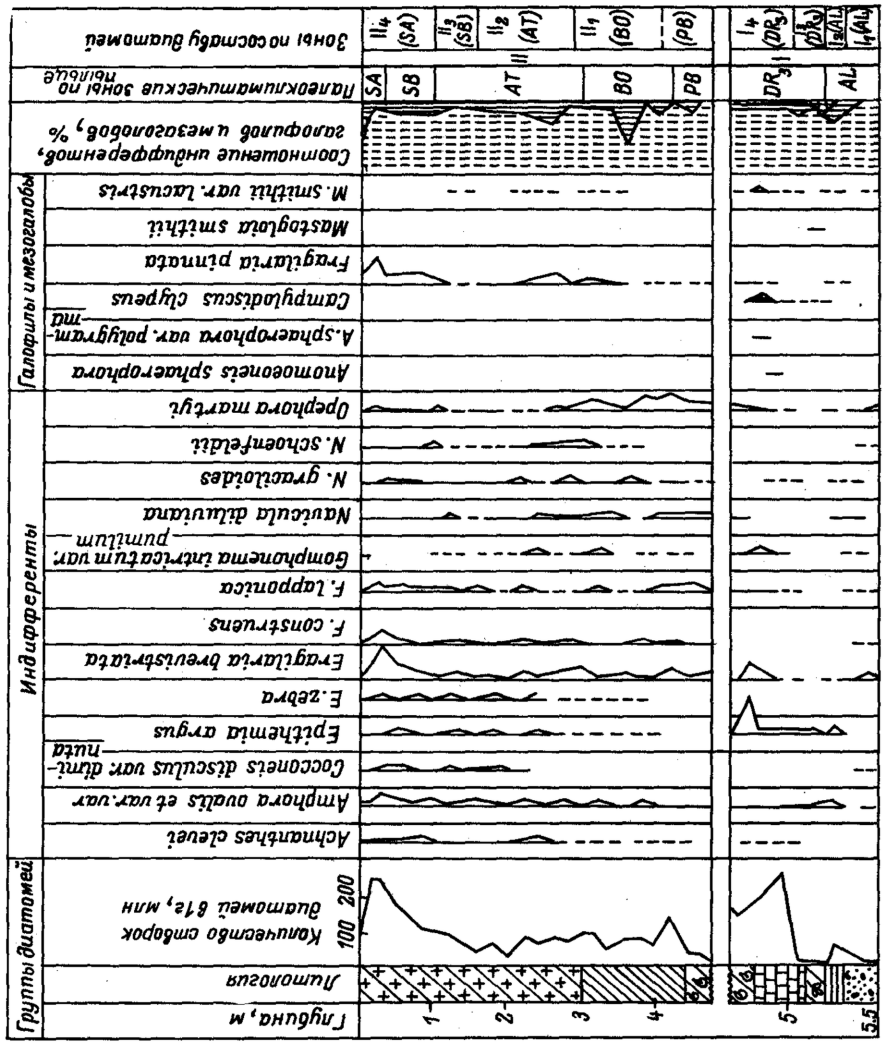


Рис. 16. Диатомовая диаграмма колонки донных отложений оз. Большой Кисегач (Южный Урал).

1 — пески; *2* — гомогенные глины; *3* — илы; *4* — известковистые илы; *5* — илы с раститель-ными остатками; *6* — ракушняковые илы; *7* — органогенные илы; *8*—*10* — диатомеи (*8* — индифферен-ты, *9* — галофилы, *10* — галофобы).

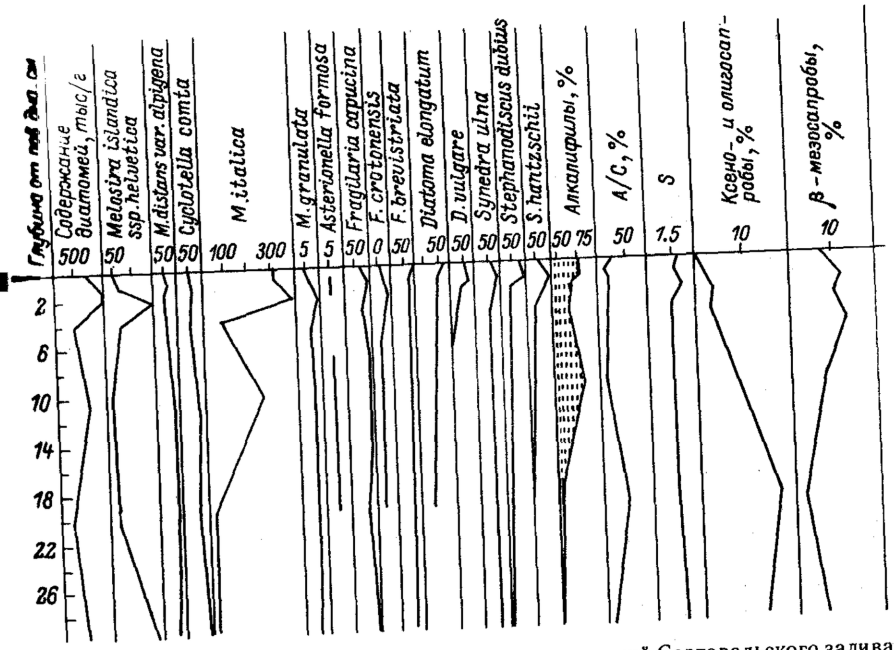


Рис. 17. Диатомовая диаграмма колонки донных отложений Сортавальского залива Ладожского озера.

Харовые водоросли

В озерных отложениях (в том числе в самых древних) часто встречаются остатки харовых водорослей. Известные с конца силура, они прошли длительную историю развития — от появления и расцвета до вымирания целых семейств. Основные этапы эволюции харовых протекали в озерах.

Харовые водоросли — это бентосные полностью погруженные в воду зеленые водоросли высотой от 10 до 50 см; отдельные виды при благоприятных условиях могут достигать высоты 1—2 м. Внешне напоминая водные растения — хвощи и роголистники, они отличаются членисто-мутовчатым строением таллома. На основных побегах (условно — стеблях) располагаются мутовки, от которых отходят боковые побеги также членисто-мутовчатого строения (условно — листья). Рост стеблей верхушечный, неограниченный, у листьев — предельный. Строение листьев повторяет в миниатюре строение стеблей. Нижняя часть стебля переходит в ризоидную часть таллома, находящуюся в грунте и представляющую собой корневую систему. Принципиальной разницы в строении стеблевой и ризоидной частей таллома нет. Органы размножения (оогонии и антеридии) располагаются на внутренней стороне листьев. После оплодотворения у большинства

родов поверхность оогонии, покрываясь плотной известковой оболочкой, превращается в ооспорангий, который в ископаемом состоянии называется гирогонитом. Гирогониты состоят из спирально завернутых клеток. Среди палеозойских и мезозойских харофитов широко распространены семейства (*Trochiliscaclae, Clavatoraceae*), у которых гирогониты покрыты особой дополнительной наружной оболочкой, называемой утрикулом. Гирогониты и утрикулы имеют размеры от 0.25 до 1.5 мм. Фоссилизованные стебли харовых водорослей чрезвычайно хрупкие и после отмирания легко разрушаются, образуя известковый ил. В древних отложениях стебли харовых водорослей находятся редко.

В основу систематики древних и современных харовых водорослей положены различные элементы строения: систематика древних основана на строении репродуктивных органов (гирогонитов и утрикул), а современных — на строении таллома (Маслов, 1956; Гллербах, Красавина, 1983; Horn of Ratzien, 1954).

Остатки древних харовых водорослей встречаются в красноцветных, зеленоцветных и пестроцветных глинах с известковыми стяжениями или прослоями известняков. Наибольшие скопления сосредоточены обычно в глинах под прослоями известняков и в самих известняках. Реже остатки харовых водорослей встречаются в глинистых алевритах озерного генезиса. В глинистых песках их находят редко и обычно в аллохтонном захоронении.

Древние харовые водоросли могут быть найдены в естественных обнажениях, в керне буровых скважин и в донных отложениях современных озер. Сначала отбираются пробные образцы на нижнем и верхнем контактах слоя и из его середины. При большой мощности однообразных отложений отбор образцов производится через интервалы в 0.5—1 м. Если в слое обнаружены остатки харовых водорослей, то дополнительные образцы следует отбирать по простиранию слоя и, кроме того, вверх и вниз по разрезу от места нахождения остатков харофитов. Если харовые водоросли встречаются в плотных породах (известняках, мергелях и др.), то их изучают в шлифах (Поярков, 1966; Шайкин, 1966).

Промывку образцов рыхлых пород обычно производят в полевых условиях, но если гирогониты харовых водорослей очень хрупкие, ее следует проводить в лабораторных условиях. Предварительно образцы необходимо хорошо высушить, тогда они хорошо размокают в воде и не образуют глинистого комка. Образец помещают в тазик с водой, размешивают, взбалтывают и, дав отстояться в течение 4—5 секунд, воду с глинистыми частицами осторожно сливают. Так повторяется до тех пор, пока все тонкие глинистые частицы не уйдут с водой, и вода при взбалтывании образца будет оставаться светлой. Оставшийся от промывки осадок высушивается и помещается в бумажный пакет.

Отмытые образцы просматриваются под бинокулярным микроскопом (МБС-1 или МБС-2) на стекле, разделенном на клетки со стороной в 1 см. Последовательно просматривается весь образец и из него кисточкой отбираются харовые водоросли и все другие

палеонтологические остатки. Харовые водоросли помещаются в камеры Франка.

Приступая к изучению строения гирогонитов, утрикул и стеблей харовых водорослей, их под бинокуляром очищают от породы, иногда помещают на короткое время в слабый раствор соляной кислоты для растворения лишней карбонатной породы. При этом нужно постоянно наблюдать за растворением, чтобы не потерять оболочку утрикула или гирогонита. Затем объект промывают в воде, помещают в слабый раствор щелочи и опять промывают в воде. Очищенные объекты харовых водорослей помещают для окрашивания в спиртовой раствор туши, лучше синего или зеленого цвета. Если объект нужно сфотографировать, его опыляют в дыму горящего магния, так чтобы весь он был покрыт тонким и равномерным слоем магния. Для изучения внутреннего строения гирогонитов делают продольные срезы. В последнее время для изучения строения гирогонитов стали применять сканирующий микроскоп.

Харовые водоросли характерны для внутриконтинентальных водоемов — озер, лагун, прудов, речных стариц, рек, канав. Они распространены в лагунах, где соленость морских вод понижена за счет притока пресных вод. В типично морских условиях харовые не встречаются. Палеоэкологические исследования комплексов харовых водорослей позволяют устанавливать типы древних континентальных водоемов и среди них распознавать древние озера.

Изучение этапов развития и смены комплексов во времени позволяет устанавливать геологическое время образования и длительность существования древних озер. Влияние харовых водорослей на биологическое состояние озер весьма значительно, особенно в тех случаях, когда они образуют сплошные заросли. Присутствие харовых водорослей в озерах связано с повышенной карбонатностью вод. Адсорбируя из воды растворенные соли кальция, они накапливают их, а после отмирания переводят в осадок. Под зарослями харовых водорослей образуются известковые илы. В древних отложениях они образовали толщи пород, называемых харацитами. Это известковые глины, известняки, мергели с обильными остатками харовых водорослей. Мощность этих отложений достигает нескольких десятков метров. Такие породы известны в раннем мелу Средней Азии, в палеогене и неогене Восточного Казахстана, в четвертичных отложениях Приамурья.

По отношению к солености все виды харовых водорослей делятся на три группы: одни — эвригалинные, другие произрастают только в пресных водах, третьи — в солоноватых водах. Наибольшего развития харофиты достигают в мезотрофных озерах, где они образуют мощные заросли; в олиготрофных встречаются редко, а в эвтрофных и дистрофных их обычно нет совсем.

Харовые водоросли произрастают преимущественно на мягких илистых грунтах, реже на песчаных и каменистых (на известковых гальках), предпочитая расселяться в спокойных, защищенных от сильного волнения участках озерной литорали, но встречаются

10 Заказ 609

и в руслах неглубоких рек. Они обычно занимают глубины от уреза воды до 3.5 м, но при большой прозрачности воды и освещенности могут жить на глубине до 30 м (оз. Иссык-Куль). Для харовых наиболее благоприятны чистые воды с умеренной температурой, однако существуют эвритермные виды (*Hara fragilis*), которые встречаются и на севере Норвегии, и в горячих источниках Иеллоустонского парка в США.

Современные и древние виды харовых водорослей имеют широкое географическое распространение. Один и тот же вид встречается в экологически сходных, но удаленных друг от друга водоемах, расположенных в одной климатической зоне. Изучение географического распространения комплексов видов древних харовых водорослей дает возможность сопоставлять озерные отложения удаленных регионов. По распространению остатков харовых водорослей можно судить о размерах и очертаниях древних озер. В отложениях крупных озер они могут быть прослежены на значительные расстояния, а в отложениях малых водоемов остатки харофитов встречаются линзовидными прослоями.

Данные по харовым водорослям впервые были применены для палеолимнологических реконструкций в работах Института озероведения АН СССР (Кянсеп-Ромашкина, 1974, 1975, 1981).

Другие водоросли

При изучении истории озер наряду с диатомеями и харовыми важное значение имеют и все остальные отделы водорослей. Представляет интерес как видовой анализ отдельно взятого отдела, так и комплексный групповой анализ остатков всех водорослей, встречаемых в озерных отложениях.

Метод количественного комплексного группового биоанализа, разработанный Н. В. Кордэ (1956, 1960), включает подсчет макро- и микроостатков всех групп водорослей и беспозвоночных животных. «Группа», по Н. В. Кордэ, — понятие не систематическое, а экологическое. Группой может быть и целый отдел водорослей (диатомовые, синезеленые, золотистые, эвгленовые, желтозеленые, пирофитовые), и класс (харовые), и порядок (хлорококковые, десмидиевые), и несколько порядков в сумме (зеленые нитчатые), и даже отдельный вид (*Phacotus lenticularis* Ehr. из порядка вольвоксовых водорослей).

Метод группового биоанализа позволяет точно и тонко уловить даже нерезкие изменения окружающей среды. Для того чтобы изменился видовой состав населения водоема, требуются радикальные изменения внешних условий. А для того чтобы в озере увеличилась, например, продукция синезеленых водорослей, нужно только небольшое повышение летней температуры или небольшое снижение уровня водоема, что создает условия для лучшего прогревания толщи воды. Даже при небольших климатических и гидрологических изменениях в водоемах происходит смещение во времени годичных циклов развития представителей групп

организмов, находящих наиболее благоприятные условия для размножения в различные сезоны года, что немедленно находит свое отражение в составе захороняемых остатков. Если эти изменения, приобретая из года в год устойчивый, повторяющийся характер, усиливаются — в отложениях произойдет смена руководящей группы.

Изучение любой отдельно взятой группы организмов, живущих в озерах (диатомеи, моллюски, остракоды и т. д.), может дать хорошую информацию об истории озера. Однако в осадках почти всегда имеются слои, в которых нет какой-либо из групп. Поэтому лучше изучать комплекс разных групп. Особое значение имеет анализ водорослей общего состава, так как в него входят группы, обитающие в различных экологических условиях. Знание структуры сообществ позволяет восстанавливать прошлое водоемов с большой полнотой и точностью.

Метод группового биоанализа дает возможность устанавливать пути развития озер в голоцене, реконструировать их облик и условия осадконакопления на разных этапах и тем самым устанавливать закономерности формирования сапропелей, важных для их практического использования, изучать динамику климата в голоцене, устанавливать стратиграфию толщи озерных отложений и определять относительный возраст стратиграфических слоев. Данные этого анализа можно использовать для типологии озерных осадков, характеристики химического состава органического вещества отложений, оценки качества сапропелевого сырья. Метод позволяет решать самые разнообразные вопросы, связанные с прошлым и будущим озер, например прогнозировать скорость заиления озерных котловин, измерять скорость процесса диагенеза в осадках. Видовой анализ дополняет и детализирует результаты, полученные методом группового анализа. Большинство перечисленных вопросов можно решить с помощью анализа состава остатков водорослей, не привлекая для этого изучения остатков животных и высших растений.

В отложениях озер кроме створок большинства диатомовых и оогониев харовых водорослей сохраняются также синезеленые водоросли (одноклеточные: *Synechococcus* Näg.; колониальные: *Microcystis* (Kütz.) Elenk., *Aphanothece* (Näg.) Elenk. emend., *Chlorogloea* Wille, *Coelosphaerium* (Näg.) Elenk., *Gloeotrichia* J. Agardh, *Gloeocapsa* (Kütz.) Hollerb. emend.,*Gomphosphaeria* Kütz., *Merismopedia* (Meyen) Elenk. emend., *Dactylococcopsis* Hansg. и нитчатые: *Lyngbya* Ag., *Anabaena* Bory, *Aphanizomenon* Morr.); хлорококковые (одноклеточные: *Ankistrodesmus* Corda, *Schroeoderia* Lemm. em. Korschik., *Tetraëdron* Kütz., *Treubaria* Bern.; ценобиальные: *Coelastrum* Naeg., *Pediastrum* Meyen, *Scenedesmus* Meyen, *Tetrastrum* Chod., *Didymocystis* Korschik., *Crucigenia* Morren; колониальные: *Botryococcus* Kütz.); десмидиевые (*Cosmarium* Corda, *Euastrum* Ehr., *Staurastrum* Meyen, *Pachyphorium* Pal.-Mordv.); эвгленовые (*Trachelomonas* Ehr. и *Strombomonas* Defl.), золотистые (*Dinobryon* Ehr., *Mallomonas* Perty),

пирофитовые (*Peridinium* Ehr., *Ceratium* Schrank), вольвоксовые (*Phacotus* Perty, *Pteromonus* Seligo) и зеленые нитчатые.

Водоросли могут захороняться в озерных отложениях в неизмененном состоянии, как, например, большинство колониальных синезеленых водорослей; иногда в осадках остаются их неразрушенные пустые оболочки, например, как почти у всех хлорококковых; от представителей рода *Lyngbya* сохраняются только слизистые влагалища нитей; от представителей родов *Anabaena*, *Aphanizomenon* — споры; клетки десмидиевых распадаются на полуклетки, захороняются также их зигоспоры; из эвгленовых водорослей находим виды, имеющие домики; золотистые представлены практически только цистами, иногда встречаются домики *Dinobryon*; вольвоксовые водоросли остаются в виде зигоспор, а также панцирей клеток, инкрустированных известью или кремнеземом; пирофитовые захороняются в виде цист и изредка панцирей клеток; зеленые нитчатые — в виде оболочек нитей. Довольно часто встречаются деформированные, разорванные, распавшиеся на фрагменты остатки, что затрудняет их определение.

Экология описываемых групп водорослей разработана несколько хуже, чем экология диатомей. Значительный материал собрала по этому вопросу Н. В. Кордэ (1960).

Синезеленые водоросли (цианофиты) предпочитают хорошо прогреваемые, неглубокие, часто непроточные и заболоченные водоемы, в которых процесс минерализации органического вещества идет медленно. Многие из них способны питаться гетеротрофно, существовать в сильно загрязненных органикой, в частности альбуминоидным азотом, водоемах, переносить ограничения в освещении. Они нетребовательны к наличию биогенных элементов. Поэтому массовое присутствие синезеленых водорослей в осадках указывает на обмеление и, часто, дистрофирование озера, на его обогащение органикой и на превращение его в стоячий водоем.

Сохраняющиеся остатки синезеленых хорошо определяются до рода; можно также определять до вида многие колониальные синезеленые: некоторые *Anabaena* — по спорам (*A. macrospora* Kleb., *A. echihospora* Skuja, *A. catenula* (Kütz.) Born. et. Flah.), некоторые *Lyngbya* — по форме и размерам слизистого влагалища (*L. contorta* Lemm.). В массовых количествах (до 90 % и более суммы остатков всех водорослей) синезеленые встречаются главным образом в суббореальных и бореальных слоях голоценовых отложений. Такое явление было отмечено в озерах Черном и Белом (Косинские озера), Кругловском Московской области, Куприн-ском Смоленской области, Островно Псковской области, Галичском Костромской области, Коптевском Ивановской области, Рукавском Владимирской области. В бореальных отложениях остатки синезеленых представлены главным образом спорами *Anabaena* и *Aphanizomenon*. В суббореальных слоях основную их массу могут представлять также колонии *Chlorogloea* и *Microcystis* и влагалища нитей *Lyngbya*. Экологический анализ остатков

этой группы водорослей дает дополнительный материал для суждения о глубинах и температурах древних озер. Большая литература об илообразующем значении группы синезеленых водорослей и о сохранности ее представителей приведена в работах Н. В. Кордэ (1950, 1960).

Хлорококковые водоросли встречаются главным образом в неглубоких эвтрофных прудообразных водоемах средней минерализации со значительным количеством разлагающегося органического вещества, источником которого может быть либо обильная высшая водная растительность самого водоема, либо значительные поступления с водосбора. Сохраняющиеся остатки хлорококковых водорослей хорошо определяются до рода и вида. Ценобиальные формы могут быть разорваны, смяты, но при достаточном навыке работы вполне различимы.

Во многих озерах эта группа водорослей дает вспышки развития в периоды обводнения озер, в атлантическом и субатлантическом периодах голоцена. Массовое присутствие хлорококковых водорослей (до 90 % и более суммы остатков всех водорослей) отмечено в атлантических и субатлантических отложениях озер Белого и Тростенского Московской области, в субатлантических отложениях озер Островно Псковской области, Галичского Костромской области, Кругловского Московской области, Рукавского Владимирской области. Экологический анализ этой группы водорослей дает дополнительный материал для суждения о глубинах проточности и чистоте вод древних озер. Например, оз. Тростенское на протяжении среднего и позднего голоцена было мелким, очень слабопроточным, эвтрофным водоемом. Хлорококковые водоросли составляли основную массу остатков водорослей и в атлантике (до 75 %) и в субатлантике (до 95 %). Но в атлантических отложениях они были представлены в основном *Tetraédron minimum* (A. Br.) Hansg., *Pediatrum boryanum* (Turp.) Menegh., *P. kawraisky* Schmidle, *P. duplex* Meyen., *P. tetras* (Ehr.) Ralfs, предпочитающими чистые воды, а в субатлантических отложениях основную массу хлорококковых составляли виды рода *Scenedesmus*, характерные для мезотрофных водоемов.

Золотистые водоросли (хризомонады) предпочитают воды низкой минерализации, бедные биогенными элементами, сравнительно невысокой степени сапробности, с высоким отношением азота к фосфору даже при низких их содержаниях. Массовое присутствие цист хризомонад характерно как для олиготрофных, так и для дистрофных стадий существования озер. Значительное количество цист хризомонад (до 60 % и более суммы всех остатков водорослей) было отмечено в бореальных отложениях озер Белого и Черного Московской области. В отложениях озер Заозерье Смоленской области и Кругловского Московской области их массовое присутствие характерно для отложений суббореального времени. Могут они встречаться и в атлантических (до 25 % в оз. Рукавском) и в субатлантических (до 25 % в оз. Коптевском) слоях осадков в тех случаях, когда в озерах на этих стадиях или

сохраняется олиготрофный, или развивается дистрофный режимы. По-видимому, хризомонады нехарактерны для стоячих водоемов, обязательно наличие хотя бы слабого движения воды.

По цистам возможно видовое определение золотистых водорослей, так как морфология цист очень разнообразна и характерна для каждого вида. В известковистых голоценовых отложениях Архангельской области были обнаружены не только цисты, но и домики *Dinobryon*, по морфологии которых также возможны видовые определения.

Десмидиевые водоросли, как и золотистые, свойственны бедным биогенными элементами водоемам. Большое количество остатков десмидиевых в отложениях указывает на олиготрофный или дистрофный характер водоема, его плохую аэрацию, на малое содержание в воде кальция и магния, на возможность несколько повышенного содержания натрия и калия и присутствие гуминовых веществ (Кордэ, 1960). В значительных количествах десмидиевые были встречены в торфяных прослойках отложений озер пребореального и бореального возрастов. Однако эта группа водорослей может быть обнаружена в больших количествах и в карбонатных голоценовых отложениях. Так, в карбонатных озерных осадках Архангельской области количество остатков видов десмидиевых, переносящих присутствие кальция и щелочную среду, доходит до 52 % суммы остатков всех водорослей. В массе присутствуют *Cosmarium granatum* Brèb., *C. humile* (Gay) Nordst, встречаются *C. impressulum* Elfv., *C. dranatoides* Schmidle, *C. margaritatum* (Lund.) Ray et Biss., *C. margaritiferum* Menegh., *C. subprotumidum* Nordst., *C. rectangulare* Grün., *C. punctularum* Brèb., *C. kjelmani* Wille (Wittr.) Ray, *C. trachypleurum* Lund. Довольно много также *Euastrum insulare* (Wittr.) Ray. Встречены *Pachyphorium obsoletum* (Hantzch.) Pal.-Mordv. и виды рода *Staurastrum*.

Вольвоксовые водоросли в озерных отложениях представлены немногими видами. В отложениях известковистого характера в массе встречаются известковистые домики *Phacotus lenticularis* Ehr. Эвгленовые и пирофитовые водоросли встречаются в озерных отложениях довольно часто, но они очень немногочисленны. Зеленые нитчатые водоросли иногда присутствуют в значительном количестве.

Для определения и подсчета описанных групп водорослей специальной подготовки образца не требуется. Необходимо только, чтобы пробы для анализа сохранялись во влажном состоянии.

Для выяснения истории озера пробы его отложений отбираются послойно начиная от поверхности отложений до коренного дна сплошным шурфом с интервалами от 25 до 1 см в зависимости от мощности отложений, содержания в них органического вещества и видимой невооруженным глазом слоистости. Методика отбора проб и применяемая при этом аппаратура описаны в работах Н. В. Кордэ (1956, 1960).

Сущность методик количественного группового микроскопического биоанализа заключается в разведении 0.5—1.0 см^3 пробы озерных отложений водой и просмотре капли взвеси под микроскопом при увеличении в 280—400 раз.

Анализ по методике, предложенной Н. В. Кордэ (1956, 1960), позволяет определять количество остатков отдельных групп и видов организмов в абсолютных цифрах в определенном объеме отложений, а также процентные соотношения между группами организмов. Время анализа — 50—60 часов на пробу. Имеется технически упрощенная методика анализа, дающая те же результаты: просмотр разведенной в соотношении 1:1000 пробы ведется в счетной камере Ножотта емкостью приблизительно 0.04 мл; определяются и подсчитываются примерно 1000 остатков; время анализа — около 8 часов на пробу. Если надо определить только процентные соотношения между группами водорослей, то просмотр капли взвеси, полученной разведением пробы отложений в соотношении 1:50, можно вести под обыкновенным покровным стеклом. Определяются и подсчитываются при этом не менее 500 остатков водорослей. Время анализа около трех часов на пробу (Успенская, 1979). Результаты анализа оформляются в виде таблиц и диаграмм (Кордэ, 1956, 1960; Успенская, 1979, 1980).

Изучение остатков животных

Приемы зоологического анализа донных отложений освещаются в сводках Н. В. Кордэ (1960), Н. Н. Смирнова (1978, 1984), в работах «Общие методы изучения истории современных экосистем» (1979), «Частные методы изучения истории современных экосистем» (1979), Д. Фрая (Frey, 1964), Б. Берглунда (Paleohydrological changes. . ., 1979—1982).

Зоологический анализ выясняет становление и развитие основных зооценозов водоема, а именно — планктона, бентоса и литоральной фауны. В донных отложениях встречаются остатки скелетных структур или стойких стадий жизненного цикла *Cladocera*, *Ostracoda*, *Chironomidae*, *Chaoboridae* и других *Insecta*, *Turbellaria*, *Mollusca*, *Bryozoa*, *Polifera*, простейших, рыб и некоторых других животных (рис. 18).

Результаты зоологического анализа могут быть использованы для суждения о типологической принадлежности водоема, об условиях в нем и на окружающей местности в прошлом. Некоторые виды беспозвоночных животных существуют в определенных диапазонах температуры, pH, солености и различных компонентов химического состава среды. Список видов, характерных для данного водоема, однако, меняется мало. Намного большее индикаторное значение имеют изменения численных соотношений видов.

Мировая литература включает около трехсот публикаций по зоологическому анализу отложений более ста континентальных водоемов. Большинство исследований относятся к голоцену озер и болот Евразии, Северной и Центральной Америки. Есть исследования межледниковых отложений и отложений озер, непрерывно

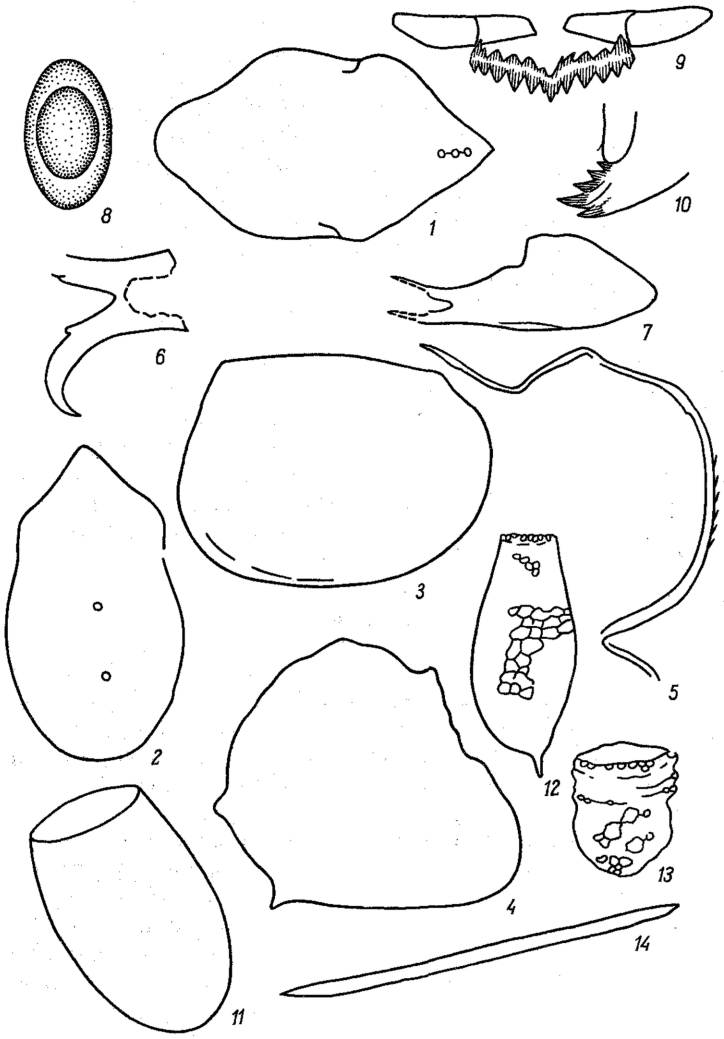


Рис. 18. Некоторые обычные остатки животных в грунте континентальных водоемов (увел. разное).

1—7 — Cladocera (*1* — головной щит *Alona quadrangularis*, *2* — головной щит *Chydorus sphaericus*, *3* — створка *Chydorus sphaericus*, *4* — створка *Bosmina* sp., *5* — вентральный край створки *Daphnia* sp. в виде смятой односторонне-мелкозубчатой нити), *6* — антеннулы *Bosmina* sp., *7* — головной щит с антеннулами *Bosmina* sp.); *8* — статобласт мшанки *Plumatella* (Mundy, 1980); *9* — губа личинки хирономиды *Tanytarsus*; *10* — мандибула *Tanytarsus* (Hofmann, 1971), *11* — кокон *Turbellaria*; *12* — *Testacida*; *13* — *Tintinnidae*; *14* — спикула губки. (1—4, 6, 7, 11, 14 — оз. Нарское, Московская обл.; 5, 12, 13 — оз. Глубокое, Московская обл.).

существующих в течение длительных периодов геологического времени, таких как Байкал и Бива (Мартинсон, 1954; Paleolimnology of Lake Biwa. . ., 1972—1981). Изучались также отложения исчезнувших ныне дочетвертичных пресных и солоноватых озер с помощью специальных палеонтологических методик.

Остановимся подробнее на методике зоологического анализа голоценовых отложений континентальных водоемов. Для изучения остатков животных пробы отбираются одним из стратометров или буров, в зависимости от целей исследования, необходимой величины образца, мощности грунта или торфа, глубины водоема, плотности грунта и других условий (Кордэ, 1960; Перфильев, 1972). Пробы для стандартизации условий исследования предпочтительно брать в наиболее глубокой части водоема. Извлеченная колонка грунта разделяется на горизонтальные слои. Следует следить за тем, чтобы каждый слой не был засорен материалом других слоев. Обычно колонка разделяется непосредственно после извлечения из грунта. При небольшом морозе удобно работать со льда. Для разделения колонки на тонкие слои ее целесообразно заморозить (Трифонова, Давыдова, 1981). Пробу можно не фиксировать; ее следует поддерживать в увлажненном состоянии, добавляя дистиллированную (или, в худшем случае, фильтрованную) воду.

Остатки животных имеют разные размеры — от 1 см и более до десятков микрон. Поэтому может быть рекомендован следующий общий порядок зоологического анализа. Каждая проба размачивается и просеивается для отделения фрагментов величиной порядка 1 (в основном моллюски) и 0.5 см (мелкие моллюски и фрагменты моллюсков). Если остальных фрагментов много, то достаточно распределить грунт тонким слоем под покровным стеклом, чтобы частицы расположились в один слой и фрагменты хорошо поддавались определению и подсчету. Можно приготовить постоянный препарат, смешав материал с поливиниловым спиртом, или по другой общепринятой методике.

Для приготовления микропрепаратов готовится следующая смесь: 2 г порошка поливинилового спирта следует растворить в 7 мл ацетона и добавить 5 мл дистиллированной воды, 5 мл глицерина и 5 мл молочной кислоты; после этого нужно долить еще 5 мл воды и нагревать раствор до тех пор, пока он не станет прозрачным; для получения среды с меньшей вязкостью можно добавить еще несколько миллилитров воды (Gray, Wess, 1950).

До обработки материала, требующего устранения органического вещества, необходимо отобрать из него раковины остракод. Соединения кальция растворяются путем обработки горячей 10 %-ной соляной кислотой. Хитин освобождают от остального органического материала нагреванием в 10 %-ном растворе KOH. Наконец, все минеральные частицы могут быть удалены с применением HF. Отказ от обработки кислотой и щелочью сохраняет неразъединившиеся скелетные части в соединенном виде и предотвращает утрату мелких фрагментов. Крупные организмы — мол-

люски, рыбы, амфибии и рептилии — должны обрабатываться по указанной для них методике (Частные методы. . ., 1979).

Объем порций, собираемых для подсчета мелких организмов, зависит от обилия и величины остатков изучаемых групп животных (Кордэ, 1960). В некоторых пробах количество остатков кладоцер настолько мало, что подсчет необходимых сотен фрагментов потребовал бы нереально большого времени. В таких случаях Голден (Goulden, 1964, 1966) рекомендует после кипячения в щелочи сгущать пробу на сите со стороной ячеи около 50 мкм, несмотря на потерю при этом мелких фрагментов.

Мегард (Megard, 1964) кипятил 5 мл грунта с KOH (10 %) с каждого горизонта отложений в течение 60 минут с применением магнитной мешалки, затем процеживал материал через бронзовое сито с ячеей 55 мкм; остаток на сите содержал фрагменты животных и песок. Песок удалялся переводом материала во взвесь и сливанием взвешенных частиц в центрифужные пробирки объемом 15 мл; фрагменты, состоящие из органического вещества, концентрировались центрифугированием и переносились в известный объем воды. Применение такой процедуры дало возможность количественно обработать остатки животных при их малой численности в отложениях.

Для отделения остатков кладоцер Равера и Паризе (Ravera, Parise, 1978) обрабатывали грунт, размешивая его порцию, соответствующую 1 г его сухого веса, в 1 л 0.01 NH_4OH в течение 32 часов, затем фильтровали взвесь через нейлоновое сито с ячеей 88 мкм и вводили остаток в специальную делительную воронку, сконструированную для отделения фрагментов кладоцер и удаления тяжелых частиц.

С целью извлечения, изучения и подсчета раковинок, находящихся в торфе, последний размягчался путем нагревания в 5 %-ной NaOH (Harnich, 1948).

Де Коста (De Costa, 1968a, 1968b) обрабатывал часть порций горячей 5 %-ной HF в течение получаса, затем нагревал при помешивании с 10 %-ной KOH в течение часа и остаток процеживал через сита; другая часть подвергалась обработке 10 %-ной KOH при нагревании и помешивании.

Была также разработана методика выявления остатков хирономид (Hofmann, 1971). 1 мл грунта помещали вместе с 15 мл 10 %-ной KOH в коническую колбу объемом 50 мл и кипятили в водяной бане в течение 10 минут, затем материал разбавляли водой и фильтровали через сито с ячеей 0.132 мм. При наличии извести материал на сите обрабатывали 10 %-ной HCl до прекращения выделения пузырьков, затем промывали, переносили в центрифужную пробирку и давали отстояться не менее часа.

Для изучения жуков материал рекомендуют размачивать и промывать на сите с ячеями 0.2—1 мм (Частные методы. . ., 1979). Необходим образец объемом около 3 л. Из образца с большим количеством тканей растений остатки насекомых выбирают, предварительно размочив его.

Для изучения остракод в колонке плейстоценовых отложений материал из каждого горизонта помещали на сутки в холодный раствор углекислого натрия, после чего просеивали через сита, на которых оставались остракоды (Lister, 1976).

Для изучения фрагментов и точного их определения можно применять нагревание целых хидорид в концентрированной соляной кислоте, в результате чего целый рачок разделяется на обычные для донных отложений фрагменты (Megard, 1965).

Обычно подсчитываются все определимые разобщенные фрагменты (Megard, 1964; Whiteside, 1969; Whiteside, Harmsworth, 1967; Смирнов, 1978). При этом соединенные вместе скелетные части, например створки кладоцер, считаются единым фрагментом. Далее вычисляются количество фрагментов в единице объема или веса грунта и процентные соотношения видов (Кордэ, 1953). При подсчете 200 фрагментов результаты статистически достоверны, как это обосновано рядом авторов (Гричук, Заклинская, 1948; Goulden, 1964; 1969). Для вычисления относительного обилия видов отдельных групп животных надо продолжать подсчет до 200 фрагментов видов соответствующей группы. Поскольку естественная влажность грунта различна, Н. В. Кордэ (1960) применяет подсчет на единицу объема размятого в воде и отстоявшегося грунта. Полученные данные дают представление о средней многолетней продукции отдельных видов (Deevey, 1969; Kerfoot, 1974).

Для подсчета абсолютного числа фрагментов иногда применяют добавление известного количества посторонних частиц. Это позволяет не производить полный подсчет фрагментов во всем отмеренном объеме грунта. Керфут (Kerfoot, 1974) прибавлял пыльцу эвкалипта.

При зоологическом анализе грунта получают весьма полное представление о списке видов, живущих и живших в данном водоеме, о типе его биоценоза. Переход от числа остатков на единицу объема или веса грунта к обычным в гидробиологии выражениям численности или биомассы ныне живущих видов на 1 $м^3$ невозможен. Применяются следующие единицы измерения: число видов на каждом горизонте отложений, относительное количество фрагментов данного вида или группы в процентах от общего количества подсчитанных фрагментов, абсолютное количество фрагментов на единицу объема или веса натурального грунта (Megard, 1965; Mikulski, Adamsca, 1972) на единицу объема обводненного грунта (Кордэ, 1960), на единицу веса сухого грунта (Goulden, 1964; Ravera, Parise, 1978), на единицу веса золы грунта или на 1 г потери веса при прокаливании грунта (Goulden, 1964; De Costa, 1968a, 1968b). Применяются относительные единицы: отношение литоральных и пелагических кладоцер, отношение *Chydoris sphaericus* к *Bosmina coregoni* (последнее предложил в качестве индекса эвтрофикации Mikulski, 1978). Может быть рассчитана скорость седиментации в виде числа фрагментов, осаждающихся на 1 $см^2$ в год, когда известен абсолютный возраст

определенных слоев грунта (Goulden, 1966; Deevey, 1969). Результаты зоологического анализа удобно изобразить на диаграммах по типу, предложенному Н. В. Кордэ (1960) для комплексной биологической обработки. Ценную информацию дает также размерный анализ фрагментов. По размеру фрагментов может быть восстановлен размер целых особей. Смена крупных кладоцер (например, босмин) мелкими указывает на возрастание их выедания рыбами.

Определение фрагментов ведется с помощью специальной литературы. Особенно большое значение имеют сводки по систематике различных групп. Предложены таблицы для определения видовой принадлежности головных щитов и створок кладоцер (Смирнов, 1978, 1984). Существуют также руководства для определения фрагментов хидорид (Frey, 1964; Flössner, 1972; Смирнов, 1971, 1978).

С помощью зоологического анализа грунта были получены данные о развитии озер Монтерози в Италии (Hutchinson, 1970), Лагуна-де-Петенксиль в Гватемале (Cowgill et al., 1966), Бива в Японии (Paleolimnology of Lake Biwa..., 1972—1981).

Зоологический анализ грунта полезен при выявлении влияния деятельности человека — сведения лесов, распашки земель, загрязнения. При изучении с его помощью английских озер было зарегистрировано воздействие деятельности неолитического человека, вселения норманнов, развития хозяйства нашего времени. Результаты применения зоологического анализа и вопросы индикаторного значения видов и сообществ подробно обсуждаются в работе Н. Н. Смирнова (1984).

Моллюски

Пресноводные моллюски — одна из наиболее распространенных групп организмов в континентальных отложениях разного возраста. Они доминируют в большинстве донных сообществ озер и составляют ассоциации жизненных форм с довольно ярко выраженными экологическими особенностями по отношению к абиатическим факторам среды. Это делает их благоприятным объектом при реконструкции условий былых озерных водоемов.

Методы сбора и палеонтологической препарировки моллюсков достаточно полно описаны в литературе (Крымгольц, 1954; Мандельштам, Шнейдер, 1963). Сведения о качественном составе вымершей фауны полезно дополнить количественным анализом, который при изучении моллюсков пока, к сожалению, применяется редко. Разрез отложений разбивается на части одинаковой мощности, а затем из каждой части выбирают площадку одинаковой площади (например, 10×10 см); из каждого выбранного таким образом объема породы извлекают раковины моллюсков и подсчитывают число раковин каждого вида. Поскольку раковины могут быть частично разрушены, применяются следующие методы. При подсчете числа раковин брюхоногих следует учитывать только

те фрагменты, которые содержат вершину раковины, при подсчете числа раковин двустворчатых — только те фрагменты, которые содержат макушку. В последнем случае получается не число раковин, а число макушек. Его следует делить на 2, поскольку вероятность сохранения правой и левой створки почти у всех двустворчатых моллюсков, населяющих континентальные воды, одинакова (чего нельзя сказать о некоторых неравностворчатых морских формах, а из пресноводных — только у некоторых крайне редко встречающихся в ископаемом состоянии в тропических районах «пресноводных устрицах» — *Etheriidae*, *Pseudomulleriidae*, *Mulleriidae*). Количественный метод был использован при анализе условий образования озерных отложений Лихвинского разреза (миндель-рисские отложения близ г. Чекалина Тульской области) (Старобогатов, 1960).

При количественном анализе необходимо учитывать возможность изменения соотношения между видами в процессе захоронения. Особенно большие изменения возможны при гумидном климате, когда преобладают тонкостенные раковины. Как показали многолетние исследования биоценозов Невской губы (Толстикова и др., 1983), вблизи уреза воды многочисленны тонкостенные раковины доминирующих видов *Anodonta minima* и *Pseudanodonta kletti*, но уже в 15—20 м от берега в составе танатоценозов встречаются только толстостенные раковины *Unio*, хотя в биоценозах они очень редки.

Качественный и количественный анализ танатоценозов моллюсков по простиранию изучаемых отложений, позволяет выделять зоны (прибрежную, литоральную, батиальную) и судить о разнообразии биотопов в водоеме и его географических и гидрологических особенностях.

К сожалению, пока нет отвечающих современным требованиям определителей моллюсков. Наиболее известные определители современных моллюсков (Жадин, 1952; Ehrmann, 1933; Geyer, 1927; Lozek, 1956) в значительной мере устарели. Поэтому в большинстве случаев приходится использовать оригинальные работы с первоописаниями или с надежными описаниями. Еще в большей степени это относится к моллюскам из дочетвертичных отложений, где присутствует много вымерших видов. Существующие сводки можно рекомендовать для общей ориентировки в родовом составе ископаемой малакофауны (Wenz, 1938—1944; Wenz, Zilch, 1959—1960; Haas, 1969).

Существенную помощь может оказать компараторный метод Старобогатова (Логвиненко и Старобогатов, 1971), состоящий в следующем. Раковину брюхоногого моллюска устанавливают на пластинке с пластилином на столике стереоскопического микроскопа, снабженного рисовальным аппаратом типа «камера люцида», так, чтобы ее ось располагалась параллельно столику (иными словами — плоскости будущего рисунка). Затем эту раковину или ее привершинную часть любого размера зарисовывают, используя рисовальный аппарат, таким образом, чтобы

размер рисунка был около 10—15 см. Рисунок следует далее обвести фломастером (любого цвета), тушью или чернилами, с тем чтобы он был хорошо виден сквозь рисовальный аппарат. Далее берут другую раковину, помещают в том же положении на столик микроскопа и, поворачивая ее вокруг оси закручивания, добиваются совмещения одного из оборотов (при том же увеличении) с одним из оборотов на заготовленном ранее рисунке. После этого смотрят, насколько совпали остальные обороты. Несовпадение оборотов или тем более невозможность совмещения хотя бы одного оборота говорит о существенных различиях в геометрии раковин. Это вынуждает делать рисунок отличающейся раковины и сравнивать остальные уже с двумя рисунками и т. д.

Следует помнить, что различия в геометрии раковины далеко не всегда свидетельствуют о принадлежности к разным видам — об этом можно судить лишь по устойчивым различиям, установленным на достаточном числе экземпляров. В частности, у ряда форм с каплевидным устьем (особенно с высокой раковиной) может сильно варьировать (даже внутри популяции) шаг оборота вдоль оси закручивания. Это обстоятельство легко выявить, если, не двигая раковину после совмещения одного из оборотов, перемещать рисунок вдоль оси, добиваясь последовательного совмещения остальных оборотов. Опыт использования этого метода подсказывает, что наиболее постоянна внутри вида геометрия раковины у пресноводных гребнежаберных брюхоногих (за исключением рода *Viviparus*, у которых очень варьирует шаг вдоль оси). У легочных моллюсков шаг вдоль оси варьирует у разных видов в разной степени. В ряде случаев при очень низком завитке и уховидной раковине полезно таким же путем сравнивать спирали шва, однако следует всегда помнить, что этот прием менее точен. Для раковин, закрученных в одной плоскости, приходится делать несколько рисунков с раковин, имеющих разное число оборотов, иначе предшествующие обороты не видны, поскольку закрыты последующими. В этом случае также можно сравнивать спирали шва (вид сверху). Этот же способ пригоден для сравнивания фактических раковин с изображением (точным рисунком или фото), приведенным в литературе. Следует, однако, помнить о необходимости точного соблюдения масштаба, а также о том, что рисовальный аппарат может давать искажения, и каждый раз перед работой их надо полностью устранять.

Аналогичным образом можно сравнивать и створки двустворчатых моллюсков. Их при этом ставят на столик микроскопа, располагая к наблюдателю тем концом, к которому приближена макушка. При этом плоскость створок (комиссуральная плоскость) должна быть перпендикулярна плоскости рисунка. Третье условие, определяющее положение створки, задается тем, чтобы точки, лежащие на той внешней кривой контура, которая наиболее удаляется от комиссуральной плоскости, лежали бы в плоскости рисунка. Это условие удается соблюсти далеко не всегда и часто гораздо проще бывает устанавливать створки по взаимному расположению (друг над другом) передних и задних зубов, а у форм, лишенных зубов замка, и по иным особенностям створки. Соблюдение третьего условия не обязательно. Важно только, чтобы сравниваемые створки были установлены строго однотипно. Это последнее требование заставляет приготовлять отдельные рисунки для правой и левой створки. Сравнение внешних контуров створок начинается с совмещения примакушечных участков (их надо совмещать максимально точно) и далее всего протяжения кривой. Чем дальше от макушек, тем менее значимы мелкие расхождения, однако невозможность совместить кривые говорит о различии в геометрии раковин.

Еще раз хотим подчеркнуть, что компараторный метод позволяет, не идентифицируя виды, уже разобраться в видовом составе сборов, а далее, особенно если идентификация видов затруднена отсутствием пособий, послать достаточно репрезентативные образцы каждого вида специалисту-малакологу для идентификации или для проверки определения.

Используя списки видов, данные об их количественном соотношении и имеющиеся данные об их экологии и географическом и стратиграфическом распространении, можно реконструировать конкретные условия на каждой стадии существования водоема, а также возможную его гидрографическую приуроченность (по зоогеографической принадлежности найденных видов).

Прежде всего следует остановиться на вопросе о гидрографической принадлежности водоемов. Как известно (см., например: Квасов, 1975), гидрографическая сеть меняется во времени и весьма существенно. Соответственно меняются и возможности расселения моллюсков. Поэтому набор моллюсков может определенным образом указывать на принадлежность водоема к тому или иному бассейну. Более подробно зоогеография пресноводных моллюсков разобрана в сводке Я. И. Старобогатова (1970) и в более поздних дополнениях к ней (Москвичева, 1973; Кривошеина, Старобогатов, 1973; Starobogatov, 1983; Иззатуллаев, Старобогатов, 1985).

Зоогеографические области, куда попадают водоемы СССР — это Палеоарктическая (большая часть СССР), Сино-Индийская (Амурская подобласть — бассейн Амура без верхней Зеи и Приморье; Японская подобласть — южные Курильские острова и юг Сахалина), Байкальская (оз. Байкал) и Понто-Каспийская солоноватоводная (Каспий и эстуарные участки северного Причерноморья).

Находящаяся на территории СССР часть палеоарктической области разделяется на 2 подобласти — Европейско-Центральноазиатскую (на территории СССР — 6 надпровинций) и Сибирскую (2 надпровинции). Амурская подобласть Сино-Индийской области в пределах СССР представлена 2 надпровинциями: одну образует бассейн Амура, другую — Приморье (Москвичева, 1973). Каждая надпровинция характеризуется преобладанием видов, принадлежащих к какому-либо одному фаунистическому центру. Зоографи-

ческая принадлежность пресноводной фауны в ходе ее истории могла существенно меняться, о чем свидетельствует немало примеров, полученных в результате анализа современной фауны. Так, озера большинства бессточных бассейнов северного Казахстана населены фауной, практически не отличимой от фауны озер Прииртышья. Последняя во многом сходна с фауной бассейнов Волги и Урала (исключая их части, расположенные в Прикаспийской впадине) и очень резко отличается от фауны правобережного Приобья и Горного Алтая, которые входят уже в состав другой подобласти — Сибирской. Причиной этого, по-видимому, является иной характер бассейновых связей в геологическом прошлом, так как из пресноводных моллюсков способны преодолевать водоразделы лишь обитатели мелких, особенно пересыхающих водоемов.

При реконструкции условий, существовавших в палеоводоеме, приходится руководствоваться актуалистическим подходом и делать заключения об условиях прошлого исходя из того, что мы знаем об экологии современных моллюсков. Это обстоятельство приводит к тому, что вполне достоверные выводы можно делать только в отношении тех отложений, где встречены ныне живущие виды (от верхнего плиоцена до современности). В отношении более древних отложений часто используют общие экологические характеристики родов. Такой подход, однако, иногда приводит к неверным выводам. Так, например, виды рода *Polypylis* населяют водоемы от юга Китая до побережья Северного Ледовитого океана; и делать те или иные палеоклиматические выводы по факту нахождения какого-то вымершего вида этого рода просто невозможно. Большую помощь тут может оказать анализ всего комплекса моллюсков в целом.

Большинство пресноводных моллюсков обитает в водоемах, имеющих соленость ниже критической, т. е. ниже 2—4 ‰ (Хлебович, 1974). В некоторых водоемах аридной зоны соленость в засушливый сезон может значительно повышаться (до 10—15 ‰: Дулькин, 1961). В этих условиях могут жить немногие виды, в частности некоторые виды, приуроченные в других районах к пересыхающим водоемам, например *Codiolla inflata* (Hans), а также некоторые виды лимнеид и планорбид.

На степень прогреваемости вод в озере в какой-то мере могут указывать размеры и толщина раковин. Связь тут косвенная, поскольку размеры двустворчатых моллюсков зависят от обеспеченности кормом и интенсивности питания, т. е. от скорости фильтрации. Получение кальция также зависит от скорости фильтрации. Последняя же проявляет четкую зависимость от температуры (Алимов, 1981). Однако сравнение раковин по размерам и толщине стенки возможно лишь между особями одного или достаточно близких видов. Нелепо сравнивать в этом отношении живущих в одинаковых условиях тонкостенную *Anodonta cygnea* (L.) и толстостенную *Unio pictorum* (L.).

Моллюски обитают в водоемах с различной жесткостью вод

(Жадин, 1952; Алимов, 1981). Наиболее благоприятные условия роста большинства моллюсков оказываются в водоемах с умеренно жесткой водой, с содержанием кальция от 20—100 мг/л. Маргаритефириды предпочитают меньшее содержание кальция (от 5—20 мг/л). Диапазон оптимальных концентраций кальция у разных видов разный. А. Ф. Алимов приводит такие примеры:

	Ca, мг/л
Unio tumidus (Phil.)	60—70
U. pictorum (L.)	50—60
Anodonta minima Millet	35—60
A. piscinalis Nilss.	35—50
A. zellensis (Gm.)	40—60
A. seisanensis Kob.	30
Dreissena polymorpha (Pall)	Около 70

Пресноводные моллюски чаще всего живут на небольших глубинах в литоральной зоне (0.1—10 м) и реже на сублиторали (до 20—50 м); фитофильные гастроподы, обитающие на прибрежной растительности, хорошо оконтуривают прибрежную зону озера (если по фациальным условиям эта зона однородна). Несколько глубже, за пределами распространения прибрежной растительности, обитают детритофаги и сестонофаги, среди которых в пресных водоемах основу составляют униониды и циклодиды. В распространении моллюсков на литорали существенную роль играет характер грунта. Е. Парди (Purdy, 1964) установил прямую зависимость численности грунтоедов от содержания органического вещества в осадке. Сестонофаги чаще встречаются в чистых песках, а в заиленных участках их численность снижается. Справедливость выводов Е. Парди подтверждается нашими полевыми наблюдениями. Пелофилы в ископаемом состоянии распознаются по тонким раковинам с широкой площадью опоры, с гладкой или слабо струйчатой поверхностью (к их числу относятся некоторые циклодиды). Они обитают внутри мягких илистых или глинистых грунтов. Псаммофилы (к ним относятся большинство унионид, ряд циклодид, а из брюхоногих моллюсков часть вальватид) обитают на уплотненных песчаных грунтах с тонким наилком в зоне умеренного волнения, способствующего приносу питательных веществ. На каменистых грунтах, как правило в зоне повышенного волнения, поселяются литофилы — *Lithoglyphus*, *Theodoxus*, *Ancylus*, многие *Lymnaea*.

В условиях значительной подвижности вод преобладают моллюски с утяжеленными раковинами. При захоронении много раковин повреждается или превращается в обломки. В слабоподвижной среде распространены преимущественно облегченные, относительно тонкостенные раковины. Изучение моллюсков позволяет установить степень прозрачности вод. Большинство сестонофагов предпочитает прозрачные воды. Исключение составляют некоторые двустворки, которые приспособились к повышенной мутности вод.

Изучение комплексов моллюсков, приуроченных к разным глубинам, позволяет судить об уровнях озер в разные стадии их развития. Л. С. Козловская (1956) выделяет комплексы моллюсков, которые обитают в озерах, находящихся на разных стадиях развития: 1) опускающиеся на значительные глубины; 2) обитающие на литорали в зоне плавающей и погруженной растительности; 3) умеренных глубин (сублиторали); 4) мелководной части литорали с надводной растительностью.

Используя классификацию пресноводных водоемов Н. Климовича (Klimowicz, 1959), Я. И. Старобогатов (1970) выделяет комплексы моллюсков, характерные для постоянных и пересыхающих водоемов.

1. Непересыхающие постоянные. В них обитает большинство наших пресноводных моллюсков, приуроченных к мелководью, например *Lymnaea auricularia* (L.), *Valvata cristata* Müller., *V. planorbulina* Palad., *Bithynia tentaculata* (L.), *Euglesa rosea* (Scholtz), *E. acuminata* (Cless.).

2. Нерегулярно пересыхающие. Здесь встречаются *Musculium croplini* (Dkr.), *Lymnaea atra* (Schr.), *L. fontinalis* (Stud.).

3. Регулярно пересыхающие. Видовой состав моллюсков, приспособленных к временному осушению, довольно разнообразен: *Codiella troscheli* (Paasch), *C. inflata* (Hans), *Bareoelona contortrix ussuriensis* Büttn. et Ehrm., *Aplexa hypnorum* (L.), *Anisus dazuri* (Mörch), *A. spirorbis* (L.), *A. leucostoma* (Mill.), *A. perezi* (Graells), *Planorbis planorbis* (L.), *Helicorbis sujfunensis* Star., *Lymnaea lapotis* (Schr.), *L. liogyra* West., *Euglesa fossarina* (Cless.) и др.

4. Эфемерные водоемы. Здесь обычны *Valvata pulchella* Stud., *V. umbilicata*, *Choanomphalus rossmaessleri* (A. Schm), *Kolhymarbis angarensis* (Dyb. et Gr.).

5. Высыхающие аридные водоемы. В них обитают *Lymnaea kazarensis* (Moz.), *L. subdisjuncta*, *Planorbarius stenostoma* (Bourg.).

Разумеется, это деление несколько условно, и обитатели пересыхающих водоемов могут быть встречены и в постоянных, равно как обитатели эфемерных — в пересыхающих.

В трансгрессивные эпохи, когда общая степень обводненности повышена и межбассейновые связи способствуют широкому обмену малакофаунами, комплексы озерных моллюсков характеризуются наибольшим разнообразием видов и повышенной численностью особей. Среди видов преобладают кратковременно существующие. В регрессивные эпохи благодаря пониженной увлажненности межбассейновый обмен малакофаунами затруднен; количество видов уменьшается; присутствуют реликтовые виды.

При реконструкции древних озер необходимо учитывать фациальные наблюдения на современных водоемах (Толстикова и др., 1983). В разных частях водоемов доминирующие виды, набор таксонов и численность особей моллюсков значительно различается. Например, в северной части Невской губы, где

преобладает песчаная литораль и открытые песчаные пляжи, в прибрежной зоне с редкой надводной растительностью господствует *Lymnaea tumida* Held., а несколько глубже — *Anodonta minima* Millet, субдоминант *Pseudanodonta kletti*.

В южной части Невской губы, где шире распространены илы, а также надводная и подводная растительность, среди моллюсков доминирует *Viviparus viviparus* (L.).

В пределах песчаной литорали различия в численности особей и разнообразии видов связаны с микрорельефом биотопа. Так, в пос. Комарово, где песчаная литораль изобилует микробухточками, микролагунами, моллюски разнообразнее и многочисленнее, чем в пос. Молодежный, где песчаный пляж открытый и подвержен постоянному действию ветров, а береговая линия мало изрезанная. Наибольшее количество раковин моллюсков в микрозаливах наблюдается с подветренной стороны.

Л. С. Козловская (1956) указывает на различие в сообществах, обитающих в зарослях незаболоченных и вблизи заболоченных берегов. На примере западносибирских озер она отмечает приуроченность отдельных видов к строго определенным фациям. Так, массовое скопление *Armiger bielzi* и единичные экземпляры *Choanomphalus rossmaessleri* отмечаются в торфяной прослойке, т. е. на стадии превращения озера в торфяник. Примером строгой приуроченности моллюсков к определенным фациальным условиям являются моллюски озер Лийваярв и Мудаярв, соединенных друг с другом короткой протокой (Толстикова и др., 1983).

Фациальная приуроченность моллюсков наблюдается и на озерах аридной зоны. Так, на открытой песчаной литорали оз. Зайсан доминирует *Anodonta seisanensis* Kob., а на зарастающих участках вблизи дельты Черного Иртыша господствуют растительноядные гастроподы.

Как показал количественный анализ, виды-доминанты характеризуют ограниченный набор близких фаций (или одну фацию). Выдержанность фациальных обстановок определяет и выдержанность доминирующих видов. Акцессорные (сопутствующие) виды встречаются в более разнообразных фациях и прослеживаются на сотни километров. Поэтому они имеют важное значение для определения одновозрастности комплексов и как индикаторы ландшафтно-климатических зон.

При восстановлении геохимических особенностей древних озер и окружающего ландшафта некоторую дополнительную информацию дает химический анализ раковинного вещества. Общеизвестно, что в накоплении микроэлементов организмов существенную роль играют их биологические особенности. Так, двустворчатые моллюски в больших количествах концентрируют марганец и железо. Гастроподы содержат названные элементы в меньших количествах, но зато в большем объеме адсорбируют Cr, As, V, Ti и другие металлы (табл. 4). Однако наблюдениями установлено (Толстикова и др., 1983), что у одних и тех же видов содержание микроэлементов тем ниже, чем больше их в среде обитания (но

Таблица 4

Микроэлементный состав раковинного вещества моллюсков в разных климатических зонах

Место взятия образцов	Ba, 10^{-2} %	Mn, 10^{-4} %	Sr, %	Cu, 10^{-4} %	Mg, %
Lymnaea auricularia					
Комарово	1	300	5	5	0.1
Рижское взм.	—	100	2	3	0.1
Куршю-Марес	—	300	3	10	0.3
Иссык-Куль	—	7	20	5	0.5
Иссык-Куль	6	4	40	2	0.3
Балхаш	3	8	20	1	—
Galba palustris					
Куршю-Марес	5	50	15	8	0.15
Чаны	1.5	8	20	6	0.15
Anodonta complanata					
Куршю-Марес	8	20	4	10	0.002
Чаны	8	20	20	6	0.15
Lymnaea stagnalis					
Балхаш	1	30	15	0.5	0.3
Эстония (Мудаярв)	—	10	2	—	0.03
Финский зал. (Ломоносов)	1	10	3	1	0.2
Оз. Борисовское	1	900	5	5	0.2
Оз. Красное	1	900	5	5	0.2
Оз. Сита	3	300	2	3	0.5

далеко не прямо пропорционально содержанию их в воде). Например, в раковинном веществе *Unio pictorum* (L.) в рудных озерах Красном и Борисовском содержание марганца почти в четыре раза больше, чем в раковинном веществе того же вида в Невской губе у пос. Комарово. Содержание микроэлементов в веществе раковин моллюсков неодинаково в различных климатических зонах (табл. 4). Так, содержание бария и особенно марганца в раковинном веществе *Lymnaea auricularia* L. в гумидном климате (Невская губа, Прибалтика) на два порядка больше, чем в аридной зоне, где расположены озера Балхаш и Иссык-Куль. Стронция, наоборот, на порядок больше в аридной зоне, чем в гумидной. Меди и магния несколько больше в гумидной зоне. Такие количественные различия микроэлементов в раковинном веществе могут являться дополнительным критерием для определения ландшафтно-климатического положения древнего озера. По микроэлементному составу раковинного вещества моллюсков можно отличить основной тип водоема: пресноводный, солоноватоводный и морской. В пресноводных водоемах стронция и циркона в раковинном веществе на один-два порядка меньше, чем в солоноватоводных.

Обобщение полученных малакологических данных завершается выявлением общих закономерностей, свойственных конкретному периоду развития озер в целом. По изменению комплексов моллюсков в сочетании с другими группами организмов и общегеологическими данными делается заключение об отличии данного озерного периода от предшествующего или последующего этапов его развития.

Остракоды

Остракоды — ракушковые рачки — являются постоянным компонентом экосистем озер разных типов, начиная с палеозойского времени. Среди других групп лимнических организмов («мейобентоса») они наиболее перспективны для палеолимнологических реконструкций, так как обладают кальцитовой раковиной, сохраняющейся в ископаемом состоянии, и характеризуются широким экологическим диапазоном. При этом, как показывают исследования современной фауны, наблюдается определенная таксономическая дифференциация остракод по отношению к таким физико-химическим параметрам водоемов, как соленость, температура, реакция среды, глубина, гидродинамический режим, уровень трофии, содержание кислорода в придонных слоях воды и т. п. В соответствии с изменениями указанных параметров изменяется не только таксономический (видовой и родовой) состав, но также количество остракод, степень разнообразия их ассоциаций и морфологические особенности раковин. Небольшие размеры раковин остракод (от 0.25 до 2 мм, редко — более) дают возможность получать достаточно представительный материал даже из небольших по объему образцов из керна буровых скважин и из колонок донных отложений озер. Перечисленные особенности остракод позволяют использовать их как надежные индикаторы условий в древних водоемах. По смене таксономического состава ассоциаций остракод, количественного соотношения представителей различных семейств, родов и видов, по химическому составу и морфологическим особенностям раковин можно фиксировать такие события в истории озер, как изменения уровня, термического и гидрохимического режимов, степени трофности и т. д.

Палеоэкологическое и палеолимнологическое направление в изучении фауны остракод получило развитие лишь в последние 10—15 лет, хотя впервые ископаемые остракоды из кайнозойских озерных отложений (акчагыльских и апшеронских) в нашей стране были описаны В. Э. Ливенталем еще в 1929 г. В течение последующих сорока лет результаты изучения остракод из озерных отложений использовались почти исключительно для определения возраста вмещающих пород и решения задач стратиграфии и корреляции континентальных толщ. Усилившийся в последние годы интерес к палеоэкологии остракод объясняется, с одной стороны, развитием экологической науки в связи с необходимостью изучения антропогенного воздействия на биоту, а с другой — наступлением нового этапа палеонтолого-стратиграфических исследований — становлением экостратиграфии, — которая

требует выявления взаимосвязи эволюции сообществ организмов с изменением окружающих условий в геологическом прошлом.

В течение последних лет проблемы палеоэкологических исследований остракод активно обсуждались на Всесоюзных и Международных коллоквиумах и симпозиумах, в трудах и тезисах которых опубликован ряд работ, освещающих вопросы использования остракод для палеолимнологических реконструкций (Тезисы III Всесоюзного коллоквиума. . ., 1971; Образ жизни и закономерности расселения. . ., 1975; История озер в мезозое, палеогене и неогене, 1975; Paleoecologie des Ostracodes, 1971; Biology and Paleobiligy et Ostracoda, 1975; Aspects of ecology and zoogeography. . ., 1977; Application of Ostracoda, 1983).

В работах, посвященных палеолимнологическим аспектам изучения остракод (Неуструева, 1971, 1981; Anderson et al., 1967; Löffler, In: Berlind, 1979—1982, vol. 1, p. 329—340; Peypouquet et al., 1979; De Deckker, 1983), применяется метод количественного учета представителей родов и видов остракод, являющихся индикаторами солености, глубины, температуры. Кроме того, для палеоэкологических реконструкций могут быть использованы морфологические особенности раковин остракод (Шорников, 1971; Benson, 1981) и их химический состав, который отражает специфику гидрохимического режима древних водоемов (Sohn, 1958; Chibas et al., 1983).

Обзор исследований лимнических остракод фанерозоя сделан в коллективной работе зоологов и палеонтологов (Carbonel, Colin, Danielopol, Löffler, Neustrueva, 1985). При исследованиях кайнозойских отложений успешно применяется актуалистический метод, так как в состав ассоциаций остракод входят роды, а иногда и виды, живущие ныне.

Методика изучения остракод из четвертичных отложений с целью реконструкции условий в древних водоемах разрабатывалась С. Ф. Зубовичем (1978, 1983) в Институте геохимии и геофизики АН БССР. Им рекомендуется следующая очередность работ по заготовке и лабораторной обработке палеонтологического материала. После послойного расчленения толщи образований любого разреза и выполнения ее детального описания производится отбор пород, предназначенных для остракодологического изучения. В зависимости от целей предстоящих исследований осуществляется разбивка всей толщи разреза на равные (от 10 до 2 сантиметров или еще более дробные) интервалы. После этого производится непосредственный отбор проб. Исходя из назначения исследований определяются размеры площадки съема образцов. Для предварительного изучения вполне достаточна площадка снятия породы размером 20×20 см. При отборе проб из керна скважин их объемы должны быть максимально возможными.

При изучении обнажений породу для промывки складывают в виде малых по мощности пластов и помещают в ведро, заполняя его приблизительно на две трети. Затем из другого ведра доливают воду через сито с размерами ячейки 0.15 мм, что исключает возможность попадания в изучаемую породу раковин и створок современных рачков. Далее порода взбалтывается в воде, в результате чего большинство минеральных частиц выпадает в осадок, а органогенные остатки образуют суспензию. Суспензию («жидкую грязь») выливают на предварительно очищенное почвенное сито с размерами ячеек 0.20 мм. Погрузив его дно в чистую проточную воду, посредством интенсивных круговых движений производят первичную промывку породы до получения на площади сита остатка фракции более 0.20 мм. Оставшийся на сетке влажный концентрат помещается в матерчатый мешочек, после чего сито очищается и промывается. Затем в остаток образца в ведре добавляется вода и операция продолжается. Обычно для полного извлечения органогенных остатков из рыхлых отложений достаточно 4—5 промывок. Мешочки с образцами сушатся.

В лабораторных условиях производится повторная промывка, сушка и обогащение образцов (Зубович, 1978). После этого приступают к отбору раковин. Сухой концентрат с помощью сит разделяют на 5 фракций: > 2.0; 2.0—1.0, 1.0—0.5, 0.5—0.25, 0.25—0.20 мм². Просмотр породы и отбор створок и раковин остракод лучше всего производить под микроскопом МБС-1 при показателе основного увеличения (по барабану) $2^{\times}$ и при окулярах с увеличением $8^{\times}$. Отбор раковин производится с помощью кисточек № 1 или № 2 из беличьего или колонкового ворса. Параллельно с отбором хорошо диагносцируемых фоссилий осуществляется учет оставляемых в «трухе» сильно поврежденных створок и их фрагментов. После отбора фауны из всех фракций проб производится количественный учет условно целых экземпляров (раковин) рачков по видам.

Завершающим этапом работ является определение соотношений (в %) раковин различных видов остракод, содержащихся в изучаемых образцах. По этим данным составляются цифровые и графические диаграммы двух типов — диаграммы соотношений основных родов и видов рачков и диаграммы динамики характеристик фаун (Зубович, 1978). Изучение остракод позволило получить ценные сведения по истории развития озерных водоемов плейстоцена и голоцена Белоруссии и юга Литвы, выявить колебания их гидрологического, гидрохимического и температурного режимов (Зубович, 1978, 1983).

При реконструкции истории палеозойских и мезозойских озер метод актуализма неприменим, так как остракоды, обитавшие в них, представлены вымершими формами. Методика палеоэкологических исследований захоронений остракод из палеозойских и мезозойских отложений объединяет литолого-фациальный тафономический и палеоэкологический анализы (Неуструева, 1971, 1981). При этом фиксируется литологический состав пород, их слоистость и фациальная принадлежность, строение и состав захоронений остракод (мощность прослоев с остракодами, количество и расположение раковин, форма сохранности, таксономический состав), присутствие остатков других групп фауны

и флоры. Графический способ изображения всех этих признаков дает возможность увидеть связь особенностей захоронений остракод с определенными фациями.

Для палеоэкологических выводов важно уметь различать автохтонные и аллохтонные захоронения остракод, так как нередки случаи переотложения микрофауны. Указанием на автохтонность захоронения остракод являются следующие особенности: отсутствие ориентировки в расположении раковин и сортировки их по размерам; нахождение в одном захоронении раковин, принадлежащих разным возрастным стадиям; наличие в захоронениях раскрытых раковин с двумя створками или тонких створок хорошей сохранности; тонкозернистость осадка при отсутствии слоистости (или горизонтальная слоистость), что свидетельствует о спокойных условиях осадконакопления и об отсутствии переноса; постоянство систематического состава остракод в захоронениях, характерных для одной и той же фации в тот или иной достаточно короткий отрезок времени.

Поскольку мощность древних (палеозойских и мезозойских) аллювиально-озерных толщ иногда достигает сотен и даже тысяч метров (пермские и триасовые отложения Кузнецкого бассейна, нижнемеловые отложения Монголии), то интервалы отбора образцов в них в целом более крупные, чем в четвертичных озерных осадках. Остатки остракод приурочены преимущественно к алевропелитовым, часто известковистым осадкам верхних частей ритмов (в ритмически построенных толщах), в то время как в базальных слоях ритмов, сложенных грубообломочными породами, они почти не встречаются. При работе на обнажениях рекомендуется сочетание двух типов опробования: вертикального (с максимально возможной детальностью отбора образцов, обычно с интервалом не более 1—2 м в однородных слоях) и горизонтального (по простиранию слоя). Образцы следует отбирать после расчистки обнажения от выветрелых слоев; размеры образцов должны быть равноценны по площади (не менее 20×20 см) и толщиной не более 2—4 см. Рекомендуется брать контрольные образцы-дублеты. Опробованием должны быть охвачены все литологические разности пород (исключение могут составлять гравелиты и конгломераты, в которых остатки остракод практически отсутствуют). Отмывка микрофауны из отобранных образцов производится в лабораторных условиях.

Перед сдачей образцов в лабораторию для отмывки необходимо предварительно просмотреть их под бинокуляром и в случае плохой сохранности раковин (тонкостенности и хрупкости створок, отсутствия кальцитового слоя) произвести препарировку раковин вручную тонкой иглой под бинокуляром, так как в процессе отмывки подобный материал может быть полностью разрушен. Из легко распадающихся глинистых и алевритовых пород отмывка производится тем же способом (отмучиванием), что и из четвертичных отложений. Дезинтеграция плотных метаморфизованных пород — аргиллитов и сланцев, мергелей и пород,

содержащих пирокластический материал, — производится путем многократного сплавления и охлаждения предварительно размельченного образца (на кусочки 1—2 см) с гипосульфитом с последующей промывкой его горячей водой на сите с размером ячеек 0.2 мм^2 (Мандельштам, Шнейдер, 1963). Остатки остракод из крепких известняков извлекаются способом неоднократного прокаливания кусочков породы в муфельной печи и охлаждения их в воде, до возможно более мелкой дезинтеграции породы, после чего производится отмывка образцов обычным способом и отбор раковин из высушенного остатка породы.

Существуют и другие способы дезинтеграции твердых пород — обработка образцов перекисью водорода, ацетатом натрия, бензином, травление кислотами (Зон и др., 1973). Однако в результате их применения раковины пресноводных остракод, отличающиеся тонкостью и хрупкостью створок, могут быть повреждены.

Изучение морфологии раковин остракод производится под бинокулярной лупой при увеличении 40—50$^\times$, а деталей строения отдельных признаков (замка, мускульных отпечатков, поровоканальной зоны, ситовидных поровых каналов) — под микроскопом в проходящем свете или на сканирующем микроскопе при больших увеличениях (300$^\times$ и более). Эти признаки яснее выявляются, если при изучении плохо просвечивающих створок погрузить их в воду, глицерин или в тяжелую жидкость с показателем преломления, близким к показателю преломления кальцита. Особенности строения раковин и их химический состав также могут быть использованы при палеолимнологических реконструкциях, так как они зависят от гидрохимического режима водоемов и образа жизни рачков.

Минералогический состав и микроструктура раковин остракод, отражающие особенности гидрохимического режима, изучаются в шлифах под микроскопом при больших увеличениях. Изготовление ориентированных шлифов раковин остракод, выявляющих особенности их формы, смыкания створок в замке и вдоль свободного края, производится следующим образом. Раковину помещают на предметное стекло в каплю подогретой смеси канадского бальзама с ксилолом. Пока смесь не застыла, раковину осторожно, стальной иглой, под бинокуляром ориентируют в нужном положении. После застывания бальзама с заключенной в нем раковиной производят его пришлифовку на стекле самым тонким шлифовальным порошком до получения нужного среза, контролируя сечение под бинокуляром. Доведя пришлифовку до нужного среза, слегка подогревают предметное стекло до размягчения бальзама, переворачивают раковину иглой пришлифованной стороной вниз, прижимая ее к предметному стеклу. После застывания бальзама пришлифовывают тем же способом другую сторону раковины до получения прозрачного шлифа. Затем покрывают шлиф покровным стеклом и изучают в проходящем свете под микроскопом. Фотографирование раковин остракод производится на сканирующем или световом микроскопе с различным увеличением (от

40× до 300× и более, в зависимости от цели исследования). Перед фотографированием раковин на обычном микроскопе их опыляют дымом горящего магния.

На основании данных, полученных в результате применения рассмотренных методов отбора, обработки и изучения микропалеонтологических материалов, были установлены особенности строения и состава захоронений остракод в различных озерных фациях, а также ассоциации остракод, характерные для разных типов озер палеозойского и мезозойского возраста на территории СССР (Неуструева, 1981), что открывает возможности использования остракод для реконструкции изменений режима водоемов и истории озер древних геологических эпох.

Насекомые

Изучение насекомых — это пока еще слабо разработанное направление палеонтологических исследований, хотя его возможности для познания природного процесса в позднем кайнозое продемонстрированы к настоящему времени достаточно убедительно (Киселев, 1981; Медведев, 1979; Назаров В. И., 1984; Ashworth, 1979; Coope, 1977, 1979; Matthews, 1974, 1977; Morgan, Morgan, 1980).

Палеоэнтомологические исследования ведутся микроскопическим и макроскопическим методами. Под микроскопом изучаются головные капсулы личинок различных двукрылых (Chironomidae, Ceratopogonidae, Chaoborinae), а без его помощи — главным образом остатки взрослых насекомых (имаго). Здесь речь пойдет в основном о макроскопических исследованиях.

Высокую вероятность сохранения остатков насекомых, в первую очередь жуков, в ископаемом состоянии обеспечивает наличие относительно прочного экзоскелета. Ископаемые остатки, как правило, представлены разрозненными или частично сочлененными фрагментами экзоскелета с выраженной прижизненной окраской, четко различимыми щетинками, чешуйками и другими скелетными образованиями. Исключительно хорошая сохранность насекомых наблюдается в тех случаях, когда захоронение происходило в «биологически инертной» среде, в частности в асфальтовых ловушках или же в условиях вечной мерзлоты: трупы насекомых оказываются законсервированными здесь на долгое время в том виде, в каком они попали в захоронение.

Важно также, что помимо остатков взрослых насекомых (имаго) в отложениях часто встречаются остатки различных личиночных стадий жизненного цикла — пупарии мух, коконы пилильщиков и наездников, куколки бабочек. Кроме того, встречаются и следы жизнедеятельности — домики личинок ручейников, повреждения (галлы и мины на листьях и веточках деревьев и кустарников, ходы в древесине), норки и т. п. Таким образом, получаемая информация об ископаемых насекомых чрезвычайно разнообразна.

Водные формы насекомых, в также обитатели прибрежной растительности захороняются в донных отложениях преимущественно автохтонно, на месте своего обитания. Остатки наземных насекомых переносятся в водоемы чаще всего дождевыми и талыми водами.

Хитиновые покровы насекомых, довольно устойчивые к природным химическим воздействиям, в то же время очень непрочны. Поэтому остатки насекомых, в отличие от пыльцы и спор, практически никогда не переотлагаются. Попадая в воду, насекомые быстро распадаются на отдельные части, которые затем волокутся или перекатываются по дну потока. Это приводит к истиранию хитина и исключает возможность переноса насекомых на значительные расстояния, а также их перезахоронение.

Многие насекомые, относящиеся к числу хорошо летающих форм, обладают специальными экологическими (снижение жизнедеятельности) или морфологическими (вторичная бескрылость) адаптациями, позволяющими избегать неблагоприятного воздействия сильных ветров. В силу этого массовый перенос на большие расстояния и последующее захоронение насекомых является очень редким явлением.

Малые размеры насекомых в сочетании с невысокой механической прочностью хитина не способствуют сохранению их остатков в песчаных и более грубых (галечниковых, гравийных) отложениях. В силу этого в аллювиальных захоронениях преобладают относительно прочные фрагменты экзоскелетов жуков, тогда как остатки имаго с «нежными» покровами и личинок редки или же не встречаются вообще. Иная ситуация наблюдается при захоронении в озерных фациях: здесь остатки насекомых гораздо более разнообразны и имеют гораздо лучшую сохранность.

Наибольшие шансы быть представленными в палеонтологической летописи имеют широко распространенные виды. Из-за селективности (выборочности) самого процесса захоронения на разных этапах формирования тафоценоза происходит отсеивание многих форм с «нежными» покровами, а также форм, ведущих скрытый (обитатели гнезд, большинство обитателей почвы и подстилки) или паразитический и полупаразитический образ жизни. Отсекаются формы, имеющие низкую численность и локальное распространение. Все это, вместе взятое, дает основания рассматривать состав насекомых в тафоценозах как отражение «усредненного» во времени и пространстве фаунистического состава умеренно обширной и экологически неоднородной территории. Способность насекомых к активным передвижениям в поисках пищи, укрытий, мест зимовки и т. д. делает их одним из важнейших источников сведений о биоте, обитавшей вне мест осадконакопления.

Важное достоинство насекомых, усиливающее ценность информации о древней биоте, заключается в медленных темпах их эволюции на протяжении последних 5—6 млн. лет. Современные виды появляются в заметном количестве уже в конце миоцена—

начале плиоцена (Matthews, 1977). Вымерших плейстоценовых насекомых очень мало. Привлечение обширных коллекционных материалов по современным насекомым позволило установить, что некоторые «вымершие» виды существуют и теперь, но на других территориях. Современные районы их обитания располагаются на значительном удалении от местонахождений ископаемых остатков. Таковы тибетский навозник *Aphodius holdereri* Reittr., восточносибирский стафилин *Tachinus jacutus* Popp., некоторые водолюбы рода *Helophorus* F. (Angus, 1973), входившие в состав многих плейстоценовых энтомофаун Англии. Не менее удивительны находки сибирского долгоносика *Trichalophus korotjaevi* Zher. et Naz. в Белоруссии (Назаров, 1984) и американского долгоносика *Vitavitus thulius* Kiss. на территории северо-востока Сибири (Киселев, 1981).

Зная представителей ныне обитающих видов, можно достаточно легко устанавливать систематическую принадлежность ископаемых остатков, используя критерии, разработанные специалистами-энтомологами для современных насекомых. Наличие надежных видовых определений позволяет широко использовать находки насекомых для характеристики природной среды прошлого. Разнообразие насекомых и их экологических требований позволяет судить о различных параметрах окружающей среды.

Насекомые способны исключительно быстро реагировать на изменения окружающей среды и, как оказалось, являются гораздо более чуткими индикаторами климатических колебаний по сравнению с растительностью. В этом отношении очень показательны результаты палеоэнтомологических исследований, проводившихся в Англии (Coope, 1977, 1979), благодаря которым здесь были зафиксированы несколько необычайно быстрых (в геологическом смысле) смен состава ископаемых фаун насекомых. Неоднократные и порой значительные изменения ареалов многих видов насекомых на протяжении позднего кайнозоя в целом хорошо коррелируются с изменениями физико-географической среды, в том числе со сменой ледниковых и межледниковых эпох.

Крайне интересные результаты были получены в нашей стране. Одним из наиболее полно изученных в палеоэнтомологическом отношении районов является крайний северо-восток Сибири. К настоящему времени здесь известно более 30 местонахождений ископаемых остатков, изучено свыше 500 отдельных ископаемых энтомофаун, которые охватывают временной интервал с плиоцена до голоцена включительно. На протяжении всего позднего кайнозоя отмечается качественное постоянство и преемственность видового состава — «ледниковые» и «межледниковые» энтомофауны слабо отличаются друг от друга по набору видов. Разница между ними сводится в основном к изменениям количественных соотношений экологических группировок (тундровой, таежной, степной) и (или) к замещению внутри этих группировок одних форм другими, экологически сходными. Так, фаунам «холодных» эпох присуще доминирование представителей степной группировки,

а также ксерофильных тундровых видов. В эпохи смягчения климата отмечается явное преобладание мезо- и гигрофильных форм, имеющих достаточно широкое распространение в тундрах и отчасти в северной тайге. Кроме того, здесь становятся более заметными обитатели древесно-кустарникового яруса растительности. Степняки и тундровые ксерофилы занимают отчетливо подчиненное положение, но почти никогда полностью не выпадают из состава энтомофаун «межледникового» типа. Сопоставление границ ареалов видов, устойчиво входивших в состав позднекайнозойских энтомофаун, показывает, что их максимальное перекрывание наблюдается в районах Верхоянска, Батагая, Оймякона и Усть-Неры, т. е. там, где сейчас широко развиты реликтовые степи и отмечена совместная встречаемость многих представителей ископаемых фаун.

Итак, климат «холодных» эпох на территории северо-востока Сибири был аналогичен современному резко континентальному климату сухих котловин бассейнов рек Яны и Индигирки. Климат «теплых», межледниковых эпох также был более континентальным и сухим, чем в настоящее время. Подтверждением этому может служить присутствие в ископаемых энтомофаунах степняков, проникающих сейчас на север лишь до реликтовых степей Якутии. Полученные результаты в целом хорошо согласуются с другими палеонтологическими данными.

Позвоночные

В озерных отложениях ископаемые остатки позвоночных встречаются довольно часто. Водная среда определяет особенности накопления, захоронения и сохранения остатков млекопитающих. Морфологические изменения видов животных во времени и изменения видового состава ископаемых фаун позволяют устанавливать относительный геологический возраст озерных отложений и надежно коррелировать хронологию развития озер, удаленных друг от друга на значительные расстояния.

Озерные местонахождения остатков животных выделяются в особый тип захоронений, для изучения которых существует специальная методика поиска, сбора и обработки материалов. Комплексы млекопитающих из озерных отложений включают виды, жившие в водах озера и виды с прилегающих к озерам территорий. Это дает возможность реконструировать природные условия озер и их водосборных бассейнов. Прежде всего в захоронения попадают костные остатки зверей, живущих в озерных водоемах или частично использующих водную среду для жизнедеятельности. Таких видов не очень много, но в захоронении количество их остатков, как правило, преобладает. Следует отметить водяную полевку (*Arvicola terrestris* L.), речного бобра (*Castor fiber* L.), байкальского тюленя (*Pusa sibirica* Gmel.). Их остатки захороняются практически на месте гибели. Подобным же образом в захоронения могут попадать остатки животных,

обитающих в прибрежных зарослях, как правило, насекомоядных и грызунов.

Накопление остатков млекопитающих в озерных отложениях связано также со стихийными бедствиями. Наиболее часто гибель животных вызывают ливни и резкие повышения уровня воды в озерах и реках. При этом жертвами стихии становятся в основном мелкие млекопитающие — насекомоядные, зайцеобразные, грызуны, мелкие хищники. Естественными ловушками чаще всего являются топкие заторфованные берега и битуминизированные прибрежные отмели. В плейстоцене в такие ловушки попадали также крупные звери — мамонты, носороги, лошади, бизоны, олени. В подобных захоронениях иногда встречаются массовые скопления остатков разных видов. Примером такой ловушки может служить местонахождение Бинагады в Азербайджане.

Костные остатки млекопитающих могут попадать в озера и захороняться в озерных отложениях в связи с жизнедеятельностью некоторых видов хищных птиц, а также в связи с хозяйственной деятельностью человека. В первом случае костные остатки, в основном грызунов, попадают в захоронения с погадками птиц. Видовой состав подобных скоплений будет зависеть от биологических особенностей пернатых хищников и размеров территории их охоты. При хозяйственной деятельности человека в захоронения попадают остатки животных, на которых ведется охота, а также домашних и синантропных видов животных. Остатки крупных животных при этом часто несут на себе следы человеческой деятельности.

Механизм образования захоронений связан с гидродинамическими особенностями водных масс озер. Как правило, скорости водных потоков в озерных водоемах не очень высокие, в то время как удельный вес самых мелких остатков млекопитающих равен удельному весу песка. В связи с этим в разных литологических фациях наблюдаются свои закономерности накопления, захоронения и консервации остатков млекопитающих.

В глубоководных илистых фациях наиболее часто остатки млекопитающих встречаются в горизонтах с четко выраженной годичной слоистостью осадков. В прослойках песков или опесчаненных илов содержатся остатки рыб и амфибий, а среди них — изредка остатки млекопитающих, в основном зубы насекомоядных, летучих мышей и грызунов. Концентрация остатков небольшая, хотя иногда встречается массовое скопление костей водяной полевки. Примером такой разновидности захоронений может быть местонахождение ископаемых млекопитающих в раннеплейстоценовых озерных отложениях в разрезе Корчево в Белоруссии (Мотузко, 1977). Иногда в подобных условиях захороняются целые скелеты мелких млекопитающих, как это отмечено в сапропелевых отложениях в разрезе у г. Чекалина (Агаджанян, 1979). Особое внимание следует уделять тем слоям отложений глубоководной части озер, где по осадкам наблюдается усиление проточного режима водоема. Для этих слоев характерно наличие обломков раковин моллюсков и растительного детрита. В целом костные остатки млекопитающих из глубоководных фаций имеют хорошую сохранность, прочные. Этому способствует консервация их в илистых отложениях, в которых процессы разложения замедлены, что способствует постепенной и равномерной фоссилизации и минерализации остатков.

Гораздо чаще захоронения костных остатков животных приурочены к прибрежной зоне озер. Они связаны с фациями, где преобладают крупнозернистые пески, гравий и галька. В песчаных фациях озерных пляжей в результате действия волн, сгонов и нагонов скапливаются и равномерно распределяются в основном остатки мелких млекопитающих; остатки крупных животных встречаются редко. В этих условиях наблюдается хорошая сортированность литологического и териологического материала. Остатки встречаются в слоях крупно- и среднезернистых песков с небольшим количеством растительной органики. В песчаных слоях с массовым скоплением растительного детрита в пляжевой зоне костей млекопитающих не бывает. Сохранность остатков из отложений пляжей удовлетворительная. Кости несут следы окатанности, зубы грызунов часто обломаны, челюсти лишены зубов, встречается много обломков костей. Гидрохимический режим способствует разрушению костей, особенно цемента на зубах грызунов, в связи с чем все остатки хрупкие. Исключение составляют остатки из мест, где наблюдаются выходы грунтовых вод. В этом случае минерализованные воды способствуют отложению на поверхности костей плотной корки из соединений кальция, магния и железа.

Наиболее обильные скопления костей в прибрежной зоне озер наблюдаются в отложениях смешанного генезиса — в аллювиально-озерных и делювиально-озерных. В аллювиально-озерных отложениях встречаются маломощные прослои и линзы гравийно-галечного и песчаного материала. Характерной особенностью таких отложений является присутствие в них большого количества крупных раковин унионид и анодонт, которые жили в устьевых частях рек с относительно быстрым течением, где в отложениях часто встречаются куски спрессованного торфа и крупные растительные остатки. В таких фациях в массе накапливаются остатки млекопитающих. Попадая в русла рек, они переносятся и захороняются в прибрежной зоне озер, где резко снижается скорость водных потоков. При этом крупные остатки откладываются ближе к береговой линии озера, а мелкие выносятся в более глубоководные части. Ископаемые фауны из отмеченных фаций характеризуют фауну водосборных площадей озер. Однако сохранность остатков таких ископаемых фаун плохая, так как до того, как попасть в русла рек, остатки находились на поверхности в местах гибели зверей, подвергались сильному выветриванию и разрушению. В связи с этим в захоронениях почти не встречается костей черепа, мало костей скелета и даже кости крупных животных представлены обломками. В захоронения попадают в основном

зубы животных, которые спасает от разрушения прочный эмалевый слой (Мотузко, 1982).

Отложения делювиально-озерного генезиса также богаты остатками млекопитающих. Это слабо сортированные песчано-суглинистые осадки с большим количеством гравийного материала и глинистых окатышей. В них встречаются раковины наземных моллюсков. Ископаемые фауны характеризуют фауну млекопитающих прибрежных участков озер. Как правило, костные остатки из подобных захоронений имеют хорошую сохранность, так как быстро перекрываются делювиальными отложениями. Обычно раковины моллюсков, кости животных, гравийный материал и глинистые окатыши образуют прослойки и линзочки в суглинистом материале делювия или песчанистом материале озерных отложений.

Захоронения животных в результате гибели в естественных ловушках обычно компактны и приурочены к отложениям торфа, озокерита и т. д. Аналогичную картину представляют собой скопления костей животных, связанных с охотничьей деятельностью древних людей. Ловушки могут быть погребены или под делювиальными или под озерными отложениями. Местонахождение ископаемых млекопитающих в естественной ловушке известно в Армении на озере Севан в разрезе Лчашен (Саядян, 1983).

Поиск остатков млекопитающих первоначально целесообразно вести рекогносцировочными маршрутами, охватывая по возможности максимальные по площади территории. В поле зрения исследователя должны попадать даже небольшие обнажения по берегам рек, озер, в оврагах, карьерах. Тщательному осмотру подлежат также осыпи, обвалы, конусы выноса, пляжи. При таком осмотре обнаруживаются прежде всего кости крупных животных, которые имеют необычную конфигурацию и цвет. Все остатки должны быть собраны, снабжены этикетками и соответствующей краткой геологической документацией. Одновременно в слоях и линзах песчаного материала ищут остатки мелких животных. Для этой цели достаточно промыть на сите два ведра породы. Полученные материалы наносятся на обзорную карту с указанием тафономических особенностей и предполагаемого геологического возраста. В дальнейшем составляется план работ с учетом конкретных целей комплексных исследований и важности того или иного местонахождения.

Стационарное изучение любого разреза озерных отложений также должно сопровождаться тщательным предварительным осмотром самого разреза и его окрестностей. Весь подъемный материал костей крупных животных из осыпей и обвалов должен быть по возможности привязан к слоям разреза, но при этом следует обязательно указать, какой материал изъят непосредственно из слоя, а какой поднят вне слоя. Разрез после этого должен быть хорошо зачищен, описан и зарисован. Затем производится более тщательное опробование отложений разреза для поисков остатков мелких животных. С помощью деревянного

сита размером 40×50×10 см с диаметром ячеек сетки 1.0—1.5 мм послойно промываются снизу вверх по разрезу песчаные и опесчаненные отложения. Особое внимание следует уделять прослоям и линзам, где наблюдаются раковины моллюсков, галька, глинистые окатыши, крупная древесина. Обнаружение даже одного костного остатка является свидетельством перспективности того или иного прослоя на дальнейший поиск в нем костей и зубов животных. Эти прослои должны быть изучены более подробно.

Отложения отбираются вдоль слоя по всей видимой части разреза и промываются. При этом тщательно фиксируются изменения литологического состава, появление включений и количество остатков млекопитающих. Это дает возможность вести целенаправленный поиск места массового скопления остатков. Сито с породой опускается в воду с таким расчетом, чтобы верхние края его находились над водой. С помощью легких колебательных движений быстро вымываются глинистые частицы. На сите остаются крупный песчаный материал и органические остатки. Кости млекопитающих мешает обнаружить большое количество растительных остатков и раковин моллюсков. Чтобы удалить их, сито следует быстро погрузить в воду с одновременным отводом его в сторону. При этом растительные остатки и раковины всплывают и вымываются через борта сита. Такую операцию следует провести несколько раз, стараясь удалить как можно больше раковин и остатков растений. Кости млекопитающих, как более тяжелые, не могут быть вымыты таким методом из сита. Они переносятся лишь на поверхность породы в сите и хорошо заметны при незначительном количестве других органических остатков. Как и у крупных млекопитающих, кости скелета мелких животных привлекают к себе внимание необычной формой, а зубы — складчатым или бугорчатым строением. Все остатки отбираются в пробирку или коробочку и закрываются ватным тампоном или ватной прокладкой и крышкой, чтобы не повредить их при транспортировке. После отбора остатков хорошо просмотренная промывка породы удаляется из сита и набирается новая. Если обнаруживается массовый материал по мелким млекопитающим, то после отбора остатков промытую породу следует высыпать на брезент или полиэтиленовую пленку, высушить, снабдить этикеткой и привезти в лабораторию для просмотра специалисту-териологу. Подобным образом поступают и в том случае, если для детального изучения разреза отведено мало времени. Все отобранные образцы должны быть подробно описаны. Для промывки песчаных пород существует и механизированный вариант (Гуслицер, 1977). Глинистые породы перед промывкой лучше или предварительно замачивать, или высушивать.

Остатки крупных животных откапываются из слоя, нумеруются и заворачиваются в мягкую бумагу. При этом описываются изменения литологии вдоль слоя и отмечаются на схеме места находок каждого остатка. Работой по тафономии не следует пренебрегать, так как эти материалы помогают определить причины формиро-

12 Заказ 609

вания захоронений и более полно восстановить структуру видового состава ископаемой фауны. Дальнейшая работа с остатками должна проводиться в лабораторных условиях специалистами в области палеозоологии.

Изучение остатков млекопитающих из озерных отложений наиболее полно рассматривается в сборнике «Частные методы изучения истории современных экосистем» (1979), статьи в котором написаны крупными специалистами в области териологии. Следует отметить, что еще с середины прошлого века захоронениям остатков млекопитающих в озерных отложениях придавалось особенно большое значение, так как кости в отложения попадали или на месте гибели животных, или переносились на незначительное расстояние. Именно из захоронений в озерных отложениях науке известны давно вымершие виды животных. Это позволило значительно расширить диагностику определимых остатков, решать проблемы экологии вымерших видов животных, производить реконструкции палеоландшафтов. В настоящее время уже накоплен материал по тафономии местонахождений остатков млекопитающих в озерных отложениях, что дает возможность вести целенаправленный поиск слоев, содержащих фауну. Преимущества захоронений озерного типа состоят еще и в том, что они часто бывают многослойными. Это дает возможность по составу ископаемой фауны млекопитающих определять даже незначительные изменения природных условий.

Глава 6

ИСТОРИКО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Археологические методы

Существует мнение, что озера сыграли важную роль в процессе антропогенеза (Doluchanov, 1979). Древнейшие памятники человеческой деятельности в Восточной Африке, имеющие возраст 1.5—2 млн. лет, приурочены к берегам озер — озёр Рудольфа (Туркана), озерного бассейна, существовавшего в Олдувейском ущелье.

Наиболее существенные (открытого типа) нижнепалеолитические местонахождения Европы приурочены или к озерным бассейнам, или к озеровидным расширениям долин. Например, раннепалеолитический памятник Венгрии — Вертешселлош — приурочен к травертиновым отложениям и к известковому сапропелю, образовавшимся в сильно минерализованном озере в миндельское время. В толще травертинов залегают археологические и антропологические материалы нижнепалеолитического местонахождения Бильцингслебен (ГДР), относимого к миндель-рисской эпохе.

Начало освоения человеком Восточно-Европейской равнины

относится к эпохе мустье, соответствующей раннему и среднему валдаю. По мнению некоторых исследователей, ранние (Кузнецова, Праслов, 1982) мустьерские памятники датируются концом рисс-вюрмского (эем, микулино) межледниковья. Группа мустьерских памятников (Хотылево I, Бегово и др.) расположена в долине р. Десны в районе Брянска; это наиболее северные мустьерские местонахождения. Во всех случаях стоянки приурочены к озеровидным расширениям пойм.

Первобытные люди широко расселились по Восточно-Европейской равнине в верхнем палеолите, соответствующем среднему и позднему валдаю. Самая ранняя радиоуглеродная дата, полученная для верхнего палеолита на Русской равнине 32 700 ± 700 л. н. (Костенки XII, слой Ia). Наибольшее количество верхнепалеолитических памятников приходится на самый холодный отрезок валдайского оледенения — 25—15 тыс. л. н. Крупные поселения этого времени обнаружены в долине Среднего Дона (в районе с. Костенки близ Воронежа), а также в долинах рек бассейна Среднего Днепра. Они расположены в районах озеровидных расширений пойм. Культурные слои памятников приурочены к покровным образованиям, развитым, как правило, на аллювии высоких террас (обычно не ниже второй надпойменной). Следует учитывать, что долины рек бассейна Днепра являлись каналами сброса вод из приледниковых бассейнов и представляли собой цепочки озер (Квасов, 1975). Поселения, обычно располагавшиеся на мысах, вдающихся в пределы поймы, представляли собой, по существу, озерные поселения.

В эпоху максимального похолодания первобытный человек использовал природные ресурсы перигляциальных ландшафтов. Расположение поселений на мысах, глубоко вдающихся в долины, позволяло охотиться в пределах заболоченных пойм, где, судя по палинологическим данным, сохранялись разреженные леса. Хозяйство было основано на охоте (или на собирании трупов) мамонтов, шерстистых носорогов, лошадей, бизонов. Существенное значение, особенно на поздних этапах, имел сбор съедобных растений.

Около 15 тыс. л. н., когда началось послеледниковое потепление, палеолитические поселения исчезают в бассейнах Среднего Дона и Среднего Днепра. Большое число сравнительно мелких стоянок появляется вблизи освободившихся из-под ледника долин рек бассейнов Верхнего Днепра и Немана. Сопоставление расположения этих памятников с палеогеографическими реконструкциями (Квасов, 1975, с. 102—113) показывает, что они были приурочены к береговым образованиям приледниковых водоемов и сквозных долин. Вероятно, эти стоянки были сезонными лагерями охотников на северного оленя. Большинство из них существовало в раннем дриасе и аллерёде.

В течение пребореального, бореального и первой половины атлантического периодов на Восточно-Европейской равнине происходило развитие мезолитических культур. Многочисленные поселения в восточной Прибалтике возникали на берегах морских

лагун, в дальнейшем отделявшихся от моря и превращавшихся в озера. Примерами таких поселений являются Пулли (близ г. Синди), Кунда и Нарва (на северном побережье Эстонии). Поселения этого типа известны также в Ютландии на атлантическом побережье Франции, в Португалии, а также на северном и южном побережьях Средиземного моря и в Крыму (бухта Ласпи). Хозяйство приморских мезолитических поселений было основано на охоте (в том числе на морского зверя и водоплавающую дичь), рыбной ловле и сборе съедобных моллюсков.

В это время начинается также освоение озерных бассейнов, расположенных в глубине материка. Примером является мезолитическая стоянка Оса, возникшая на минеральном берегу Лубанского озера. Интенсивное освоение человеком берегов озер происходит в неолитическую эпоху. Наиболее ранний неолитический памятник в котловине Лубанского озера соответствует середине атлантического периода (Оса, ранний неолит: 5900—5700 лет назад). Развитие неолитических поселений в лесной зоне продолжалось вплоть до 4000 л. н. Характерным явлением этого времени было возникновение свайных поселений в прибрежных частях ряда слабопроточных озер. Такие поселения были обнаружены (Долуханов, Микляев, 1972; Долуханов и др., 1978; Микляев и др., 1984) в Усвятских озерах, в оз. Жижица, в торфянике Сертея и ряде других мест. Хозяйство свайных поселений было основано на рыболовстве и охоте (Верещагин, и др., 1979). Свайные озерные поселения известны и на территории Западной Европы: в предгорьях Альп и в Юре, где такие поселения существовали на протяжении позднего неолита — эпохи бронзы. Хозяйство там было основано на земледелии и скотоводстве.

В середине атлантического периода появляются поселения ранненеолитической верхневолжской культуры в Ярославской, Калининской, Ивановской областях. Наиболее ранние памятники, например Языково I, имеют даты порядка 6200—6400 л. н. (Крайнов, 1978). Стоянки располагались на островах-суходолах обширного озерного бассейна, фиксируемого по распространению сапропеля под торфяной залежью (Хотинский и др., 1978).

Освоение человеком озер в бассейнах рек Сухоны и Онеги произошло в мезолитическое время (Ошибкина, 1983). Наиболее ранний памятник — Нижнее Веретье I — приурочен к пойменному торфянику оз. Лача. Радиоуглеродный возраст стоянки — 8800—8400 л. н. Спорово-пыльцевые спектры — бореального типа. В составе фауны преобладал лось. Еще более ранний возраст характеризует находки мезолитического типа в старичном торфянике в районе Синдорского озера в бассейне Северной Двины (Буров и др., 1972). В конце неолитической эпохи здесь появляются свайные поселения, как, например, поселение Модлона, расположенное в заболоченной низине к западу от оз. Воже. Радиоуглеродные датировки этого памятника лежат в пределах 5000—3800 л. н.

Несколько озерных поселений, относящихся к эпохам неолита,

бронзы и железного века, имеются в пределах южного Зауралья. Подробные исследования, проведенные на Горбуновском торфянике, позволили выделить шесть этапов его заселения, связав их с развитием древнего озера.

Детальные палинологические и карпологические исследования установили, что начиная с неолитической эпохи прослеживается антропогенное воздействие на прибрежную растительность. Это, в частности, выражается в распространении сорняков.

Широкое использование ресурсов озер было характерно для эпохи средневековья, когда основу хозяйства составляло пашенное земледелие. Так, средневековое городище Жижч на Жижицком озере, судя по летописным данным, было значительным центром рыболовства, что обеспечивало его экономическое процветание в XII—XIII веках.

Археологические материалы позволяют судить о тектонических движениях берегов озер. В областях развития материковых оледенений в качестве важного фактора эволюции рельефа выступает гляциоизостатическое поднятие — более быстрое в направлении к центру поднимающейся области (бывшему центру оледенения) и более медленное в направлении к ее периферии. В силу этого, в частности, на востоке Фенноскандии (Карелия, Ленинградская область) земная поверхность испытывает перекос и воды крупных озер трансгрессируют в направлении медленного поднятия, т. е. в основном в юго-восточном направлении. Соответственно северо-западные берега озер оказываются относительно приподнятыми. Поэтому древние стоянки, расположенные на северо-западных берегах Онежского, Ладожского, Сегозера, Пяозера и других озер, значительно удалены от современной береговой линии и высоко приподняты над ней, а стоянки юго-восточных берегов подтоплены в ходе продолжающейся трансгрессии.

Отмечается определенная зависимость между высотным положением археологических стоянок на Онежском озере и их возрастом. Исходя из высотного положения этих памятников Б. Ф. Земляков (1940) и Н. Н. Гурина (1961) предложили схемы хронологии археологических поселений. Г. А. Панкрушев (1978, 1984) предпринял ревизию прежних хронологических схем и сформулировал собственную систему определения возраста археологических памятников в районе Онежского озера. На побережье озера им было изучено более 200 памятников, возраст которых варьирует от мезолита до железного века. Большинство стоянок расположено вблизи древних береговых линий. На северо-западном побережье Онежского озера все стоянки приподняты над современным уровнем на высоту от 3.5 до 40 м и удалены на расстояние до 6—7 км от современного берега. На юго-восточном побережье стоянки обычно расположены вблизи современного уровня озера. Г. А. Панкрушев исходит из вполне обоснованного предположения о том, что северо-западное побережье озера вовлечено в послеледниковое изостатическое поднятие, свойственное всей Фенноскандии, тогда как юго-восточная периферия находится в области относительно

небольших перемещений земной коры. Экстраполируя данные финских исследований относительно современных движений земной коры, полученные в результате повторных нивелировок, Г. А. Панкрушев делает заключение о том, что нулевая изобаза пересекает Онежское озеро в его средней части.

Делая обоснованные предположения о том, что послеледниковое поднятие было равномерным, постепенно замедлялось и сопровождалось перемещением «оси перекоса», Г. А. Панкрушев приводит расчеты абсолютного возраста археологических памятников. При этом в качестве маркирующего горизонта используется время появления керамики. Установленные Г. А. Панкрушевым общие закономерности развития берегов Онежского озера представляют существенный интерес и находятся в соответствии с аналогичными схемами, составленными для различных районов Фенноскандии.

«Высотный» метод определения возраста стоянок успешно применялся на Кольском полуострове. При малой мощности или отсутствии культурного слоя остатки фауны и орудия из дерева и кости там быстро разрушаются. Это затрудняет определение возраста стоянок и характер окружавшей их природной среды. Кроме того, в мезолитическую эпоху каменные орудия изготовлялись почти исключительно из разновидностей кварца и кварцита, технические приемы обработки которых весьма ограниченны. Поэтому найденные в мезолите рациональные формы обработки этого материала практически без изменений просуществовали в течение последующих эпох каменного века.

Возраст археологического памятника всегда моложе возраста береговой линии, к которой он приурочен. Средние значения разрыва во времени между формированием береговых линий и возникновением стоянок составляют для неолита и эпохи раннего металла 1.5 тыс. лет, а для мезолита — 2—2.3 тыс. лет. При оценке возраста озерных террас археологическим методом на озерах Кольского полуострова и в других районах эти поправки должны быть приняты во внимание.

Тесная связь развития озерных бассейнов с эволюцией поселений наблюдается на территории Средней Азии. Интенсивное заселение районов низменных Каракумов и Кызылкумов в раннем и среднем голоцене связывается с существованием здесь сложной гидрографической сети. Наиболее ранние голоценовые памятники Западной Туркмении — пещеры Джебел и Дам-Дам-Чешме, нижние слои которых относятся к мезолиту (Окладников, 1956; Марков Г. Е., 1966), — расположены на южных отрогах хребта Большой Балхан, выходящих к долине Узбоя. Многочисленные памятники, относящиеся к неолиту и эпохе бронзы, обнаружены в пределах долины Узбоя и на берегах древнего Сарыкамышского бассейна (Толстов, Кесь, 1960). Ряд крупных неолитических поселений обнаружен в пределах южной Акчадарьинской дельты (Виноградов, 1968). Неолитические стоянки известны также в низовьях Зеравшана (Гулямов и др., 1966).

До недавнего времени идея о плейстоценовых озерах в Каракумах, Кызылкумах и на Устюрте встречала энергичные возражения, основанные на априорных и, как теперь известно, ошибочных представлениях о древности и постоянстве существующего климатического режима. Интерес к палеолимнологии этих территорий резко возрос, когда внутри многих, ныне сухих, занятых солончаками или такырами впадин был обнаружен массовый археологический материал. Разительное несоответствие между чрезвычайно неблагоприятной современной экологической обстановкой и расселением первобытного человека было, в частности, отмечено в районе Лявляканской группы озер в Южных Кызылкумах.

Озеро Лявлякан с группой более мелких озер расположено среди песков внутри довольно крупной бессточной чаши. Озера тянутся двумя параллельными цепочками в широтном направлении. Размеры и очертания озерных котловин чрезвычайно разнообразны. Самое большое озеро, Лявлякан, протягивается узкой полосой с запада-северо-запада на восток-юго-восток на 5.1 км. Для жизни человека эта часть Кызылкумов неблагоприятна из-за отсутствия местных источников пресных вод. Вода, которая появляется в озерах с осени, составляет слой 1.0—1.5 м, но она сильно минерализована (до 100 и даже более 200 $^0/_{00}$). В летние месяцы озера пересыхают и на дне появляется пласт или корка соли. Поэтому постоянного населения здесь нет, и только осенью появляются редкие юрты пастухов, пригоняющих на зимовку овец.

Между тем в районе Лявляканских озер в 1965 и 1966 гг. было открыто крупнейшее, уникальное для бессточных пустынных районов скопление памятников каменного века. Более того, далеко не многие из заселявшихся человеком в эпоху мезолита-неолита дельтовых или долинных районов могут быть сопоставлены по обилию памятников с Лявляканом (Виноградов, Мамедов, 1975). На берегах Лявляканских озер было найдено более четырехсот стоянок и пунктов с отдельными находками, относящимися к разным периодам каменного века. Активное освоение прибрежной зоны началось здесь на рубеже мезолита и неолита (конец VII—начало VI тысячелетия до н. э.). Многочисленное и постоянное население существовало до III тысячелетия до н. э. Топография стоянок определенно показывает, что население пользовалось озерными водами и отчасти грунтовыми водами ближайших окрестностей. Существенное сокращение населения по берегам озер показывают материалы конца III—начала II тысячелетия до н. э. Во второй половине II тысячелетия до н. э. население вновь резко сократилось (Виноградов, 1981). С VII по III тысячелетие до н. э. воды Лявляканских озер были пресными и их существование, по всей вероятности, имело не сезонный характер, а продолжалось в течение всего года. Этот вывод хорошо согласуется с результатами изучения ископаемых почв и реликтовых геохимических образований в окрестностях озер.

Археологические материалы свидетельствуют, что пресноводные или солоноватоводные (1—3 г/л) озера возникали в плювиальные эпохи во многих впадинах среднеазиатских пустынь:

в Мынбулакской и Аякагытминской в Кызылкумах, Султансанджарской в Заунгузских Каракумах, во впадинах Барса-Кельмес и Агыйин на Устюрте.

М. И. Епифанов (1981) во впадинах Барса-Кельмес и Агыйин описал шесть аккумулятивных террас, каждая из которых, по-видимому, соответствует этапу увлажнения. Первая терраса, сложенная с поверхности влажным засоленным илом, возвышается над днищем впадины на 1 м и датируется М. И. Епифановым XVII—XIX вв. Вторая терраса, расположенная на высоте 3.0—3.6 м, сложена светло-серыми грубозернистыми песками мощностью до нескольких метров. Подчеркивая прекрасную сохранность форм микрорельефа — террасовидной площадки, береговых валов, волноприбойного уступа, — М. И. Епифанов относит эту террасу к среднему голоцену. К сожалению, он не использовал в своих выводах обширный археологический материал, имеющийся по этой и другим впадинам Устюрта.

Между тем А. В. Виноградов (1981) обратил внимание на особенности расселения древнего человека в пределах юго-восточного Устюрта. В подавляющем большинстве случаев мезолитические и неолитические стоянки располагаются цепочками по берегам неглубоких заливов впадин или внутри впадин — по краям вторичных котловин. В настоящее время эти котловины заняты солончаками; грунтовые воды здесь обычно залегают неглубоко, но они сильно минерализованы и для питья непригодны. В то же время характер расселения древнего человека на Устюрте наводит на мысль, что он жил по берегам водоемов озерного типа. Кроме того, вырисовывается определенная закономерность в высотном расположении мезо-неолитических стоянок в пределах юго-восточного Устюрта в целом. Они тяготеют к двум уровням — 100 и 120—130 м. Напомним в связи с этим, что днище впадины Агыйин находится на абсолютной высоте около 100 м.

И, наконец, при сопоставлении геоморфологической схемы М. И. Епифанова (1981) с археологической картой Е. Б. Бижанова обращает на себя внимание полное отсутствие археологических памятников на обеих нижних террасах и вообще во всей восточной части Барса-Кельмеса. Принимая во внимание указанные обстоятельства, можно сделать вывод, что в период мезолита и неолита в восточной части рассматриваемой впадины существовало обширное, но неглубокое озеро. Длина его достигала 50 км, а ширина — 30 км. Небольшие озерные водоемы существовали во впадине Агыйин. Воды озер были, очевидно, слабоминерализованными.

В горных областях Средней Азии также отмечается приуроченность большинства древних стоянок и поселений к берегам озер. Человек каменного века заселял долины и берега озер, продвигаясь все выше в горы вслед за отступающими ледниками.

На Памире основными памятниками каменного века являются открытые стоянки, многие из которых приурочены к берегам озер. Таковы многочисленные Аличурские стоянки, существовавшие на берегу обширного древнего озера, исчезнувшего в середине голоцена, стоянки на берегах озер Зоркуль и Сасыкколь. Мезолитические стоянки человека были обнаружены на Памире вблизи озер Яшилькуль и Булункуль на высоте 3750 м, на оз. Каракуль — на высоте около 4000 м. Известная стоянка Ошхона на северном Памире, расположенная на речной террасе в долине р. Уйсу на высоте 4100 м, имеет датировку 9530±130 лет. Богатый археологический метериал, полученный при раскопках этой и других озерных стоянок, позволил В. А. Ранову (1971) выделить самостоятельную маркансуйскую культуру, характерную для мезолитических поселений горных районов.

В мезолите на восточном Памире древний человек обитал в суровых пустынно-степных условиях (Никонов, 1976). Стоянки он создавал на летнее время вблизи озер и рек, занимался охотой, рыбной ловлей и собирательством, а зимой откочевывал ниже, в более теплые долины западного Памира.

Стоянки эпох мезолита и раннего неолита встречаются на Тянь-Шане на побережье озер Сонг-Кёль и Чатыр-Кёль. В основном это открытые и пещерные стоянки и поселения, расположенные на высоких озерных террасах. Эти стоянки были населены кочевниками, которые занимались охотой, рыболовством и сбором моллюсков. Прибрежные пещеры использовались в качестве временных укрытий от непогоды, а зимой человек откочевывал вниз, в теплые долины Кашгарии или Прииссыккулья (Умурзаков, Винник, 1975; Севастьянов, Шнитников и др., 1980).

Начало освоения человеком горных районов Тянь-Шаня связано с оз. Иссык-Куль. Наиболее древними палеолитическими поселениями человека на его берегах являются хорошо известные мустьерские стоянки Бозбармак и Тоссор, расположенные на 30—35-метровой террасе озера (Ранов, Юнусалиев, 1975; Плоских, 1981). По мнению археологов, эти древнейшие поселения человека были расположены вблизи берега озера, что наряду с другими признаками указывает на высокое положение уровня озера в первой половине позднего плейстоцена.

До сих пор нет единого мнения о характере изменений уровня Иссык-Куля в конце плейстоцена и начале голоцена. Затопленная береговая линия на глубине около 100 м формировалась, вероятно, в холодных и засушливых условиях конца позднего плейстоцена. Если к ней и были приурочены археологические стоянки, то теперь они находятся под водой. В начале среднего голоцена уровень озера стоял высоко. До сих пор стоянки этого времени в Иссыккульской котловине не обнаружены. Не исключено, однако, что их удастся найти в дальнейшем, когда среднеголоценовые береговые линии будут подробно обследованы. Во второй половине среднего и начале позднего голоцена уровень озера также был довольно высоким. На это указывают многочисленные следы деятельности человека, относящиеся ко времени позднего неолита, эпохе бронзы и началу железного века. Наскальные изображения и погребения кочевых народов эпохи бронзы находятся на высоких

(20—50 метров) террасах Иссык-Куля и в предгорьях (Винник, Помаскина, 1975).

Более поздние археологические памятники, которые в настоящее время затоплены на глубине до 6 м, датируются VI—XIV вв. н. э. (Винник, 1963). Положение многочисленных построек, посадок деревьев, каменных изваяний, захоронений и других памятников культуры древнетюркского времени ниже современного уровня озера Иссык-Куль указывает на понижение уровня озера на 8—10 м ниже современного (Шнитников, 1980).

Наконец, известный археологический памятник XII—XIV вв. — Тоссорское городище (Бернштам, 1952), расположенное на поверхности 10—12-метровой террасы южного берега озера, было наполовину размыто водами Иссык-Куля. Изучение этого археологического памятника дало возможность определить время последней трансгрессии Иссык-Куля, когда его уровень поднялся до отметки 1620 м и озеро приобрело сток в реку Чу (Алешинская, Бондарев, 1969; Бондарев, 1978). С первой трети XIX столетия, согласно документальным историческим сведениям, вновь началось падение уровня Иссык-Куля, продолжающееся до настоящего времени.

Таким образом, сопоставление материалов археологических исследований в равнинных и горных областях Средней Азии дает богатый материал для реконструкции истории озер и палеогеографических условий.

Археологические методы исследования позволяют выявить весьма мелкие и непродолжительные колебания уровня и изменения режима озерных бассейнов. Археологическая методика включает тщательное исследование геоморфологии, картирование почвенных образований и четвертичных отложений в районе озерных поселений (Верещагин и др., 1980; Долуханов, Микляев, 1984). До начала систематических раскопок производится бурение, что дает возможность определить приблизительные пределы распространения культурного слоя. На этом этапе производится отбор образцов на спорово-пыльцевой и радиоуглеродный анализы с целью предварительной датировки поселения.

При изучении озерных памятников применяется обычная археологическая методика с некоторыми модификациями. Раскопки проводятся по квадратам с тщательной фиксацией археологического материала в плане и по высоте (путем нивелирования всех существенных элементов слоя). Изучается также микростратиграфия озерных отложений, вмещающих археологический материал. Разборка материала производится по основным литологическим горизонтам. Одновременно с фиксацией археологического материала производится изучение строения толщи озерных отложений, которые зарисовываются по всем сторонам квадратной сетки и тщательно нивелируются. Особое внимание уделяется фациальным переходам, следам размыва, положению основных структурных элементов литологических горизонтов. В процессе раскопок производится отбор образцов на спорово-пыльцевой, диатомовый, карпологический и радиоуглеродный анализы. Последний дает наиболее точные результаты, когда его объектом является горизонтально залегающая древесина, занимающая определенное стратиграфическое положение, без признаков смещения; ее возраст определяется также дендрологическим методом. При исследовании археологических озерных памятников в зоне тектонических поднятий большое значение имеют картирование и нивелирование береговых образований (террас, береговых валов), привязка к ним археологических памятников.

В пустынной и полупустынной зонах археологические данные являются одним из важнейших свидетельств самого факта существования древних озер, позволяют судить о размерах и конфигурации озерных котловин, уровнях, минерализации и фазах развития прежних водоемов. В террасированных впадинах, вмещавших озерные водоемы, очень важно установить приуроченность датирующих памятников к той или иной террасе. В древних озерных котловинах, расположенных среди песков, террасы отсутствуют. Здесь археологи, как правило, имеют дело с развеянными стоянками, на которых разновозрастный материал оказывается сосредоточенным на одной общей поверхности. В этом случае очень важны наблюдения на склонах прибрежных эоловых форм — выявление высотных пределов распространения материала того или иного возраста. Особое внимание при этом обращается на связь определенных категорий памятников с выступающими на склонах в виде карнизов ископаемыми почвенными горизонтами. При наличии достаточного археологического материала таким путем можно выявить несколько фаз развития озера.

Историко-географические методы

С началом развития письменности и географических знаний сведения о водных объектах стали фиксироваться в различного рода описаниях, надписях, грамотах, летописях, географических картах и других документах, которые содержат важнейшую информацию по истории озер. Современные представления о закономерностях изменчивости увлажненности материков, о колебаниях стока рек и уровней озер в значительной степени развились на основе изучения исторических документов.

Многие выдающиеся ученые использовали историко-географические документы для исследования закономерностей изменения природных процессов. Изучение исторических источников, в которых отражено состояние озер в различные по обводненности эпохи, дало возможность определить продолжительность периодов обводненности озер и рек и их пересыханий, выявить квазиритмические пульсации их уровней, обусловленные колебаниями климата на больших территориях.

В России еще в XVIII в. впервые было отмечено существование цикличности в наполнении и усыхании степных озер Сибири. Академиком И. Г. Гмелиным на основе обобщения исторических

и распросных сведений, а также собственных наблюдений над уровнями степных озер Западной Сибири был сделан вывод о существовании природного цикла в уровенном режиме озер длительностью около 35 лет (15 лет — низкий уровень и 20 лет — высокий). Анализ исторических сведений об озерах Южного Урала и юга Западной Сибири в сопоставлении с собственными наблюдениями позволил П. Палласу прийти к такому же заключению. Им также было отмечено существование цикличности в обводненности озер и болот. А. Ф. Миддендорф (1870) обобщил обширный документальный и расспросный материал по географии Западной Сибири, в частности по изменчивости климата и истории озер Барабинской низменности и Кулундинской равнины, сделал вывод о чередовании сухих и влажных периодов и связанных с ними низких и высоких уровней воды в озерах.

Наиболее известные исследования в области выявления циклических закономерностей в развитии природы были проведены Э. А. Брикнером (Brückner, 1902). На основе изучения разнообразных исторических и географических материалов, а также анализа данных об атмосферных осадках и температуре воздуха им была выявлена климатическая периодичность, проявляющаяся в колебаниях атмосферных осадков и изменчивости уровней озер средней продолжительностью около 35 лет (от 25 до 45 лет), получившая название «цикл Брикнера».

А. И. Воейков (1901), рассмотрев процессы изменения уровней озер Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии, подошел к выяснению причинных связей, вызывающих эти колебания, и показал качественную зависимость уровней степных озер от количества атмосферных осадков.

В своих обстоятельных работах Л. С. Берг (1905, 1908, 1929, 1934б, 1946) заложил основы сравнительного озероведения. Он широко использовал исторические документы для раскрытия истории таких крупнейших озер аридной зоны, как Арал и Каспий, Балхаш и Иссык-Куль. Л. С. Берг показал, что основной причиной изменчивости уровня озер являются климатические колебания циклического характера. Анализ исторических документов и старинных географических карт дал возможность Л. С. Бергу (1905) показать, что усыхание Средней Азии, о котором велась острая дискуссия, не является однозначно направленным процессом, а есть лишь засушливая фаза в циклическом развитии природы, что в прошлом бывали эпохи влажные и засушливые. Особенно убедительным примером является история Арала (Берг, 1908), в течение которой чередовались периоды длительных трансгрессий, при которых возникал сток в Сарыкамышскую котловину, и весьма значительных регрессий, обусловленных колебаниями климата и увлажненности.

В работе «Уровень Каспийского моря за историческое время» (1934) Л. С. Берг, использовав огромное количество исторических источников и картографических материалов, реконструировал историю Каспия от античного времени до XX в. В этой работе

показано, что за последние две тысячи лет уровень Каспия н поднимался выше абсолютной отметки минус 22 м; наивысши уровень был отмечен в период с середины XVIII до начала XIX в За последние четыре века (до 1934 г.) уровень четыре раз опускался ниже отметки минус 26 м. Следует подчеркнуть, чт спорный вопрос о природе колебаний уровня Каспия Л. С. Бер решал в пользу климатических причин, которые обусловливаю изменчивость атмосферных осадков и стока рек и имеют цикличе ский характер.

Существенное развитие идеи Л. С. Берга получили в работа А. В. Шнитникова (1953, 1957, 1969, 1973), который обобщи данные многочисленных архивных, литературных и картографиче ских источников о состоянии обводненности озер и изменчивост других компонентов географической среды Евразии. Им были ис следованы, обобщены и сопоставлены с историческими мате риалами ряды инструментальных наблюдений над стоком рек уровнем озер, температурой воздуха и осадками. В результат были выявлены природные циклы различной длительности в уро венном режиме крупных озер Европы, Нижнего Поволжья, За падной Сибири и Средней Азии. Особенное внимание было уде лено режиму Каспия, Арала, Балхаша, Алаколя и Иссык-Куля А. В. Шнитников (1957, 1973) показал отчетливое проявлени внутривекового, векового и многовекового циклов в истории озер На основе этого материала он разработал теорию изменчивости увлажненности материков Северного полушария.

Для освещения истории озер юга Западной Сибири и Казах стана А. В. Шнитниковым было проанализировано более пятисот архивных, литературных и картографических источников, со державших информацию о состоянии 150 озер начиная с XVI в. Им была построена диаграмма, отражающая закономерности внутривековой изменчивости состояния озер, рассчитана продол жительность маловодных и многоводных циклов и показано появление циклов Брикнера в уровенном режиме озер. Результаты исследований, кроме того, позволили А. В. Шнитникову выявить тенденции сверхвековой изменчивости (рис. 19), что имеет существенное палеогеографическое и прогностическое значение.

Наглядный пример использования картографических материалов разных лет для изучения истории озер и реконструкции их водного баланса представляет собой сопоставление карт бассейна оз. Чаны, выполненное А. В. Шнитниковым (1982). На карте 1787 г. район оз. Чаны изображен в период повышенной увлажненности, когда существовало несколько крупных, соединенных между собой озер — Чаны, Абышкан, Сумы-Чебаклы и др. (рис. 20), общая площадь которых достигала 10—12 тыс. км^2. Эти озера были настолько богаты рыбой, что ею снабжали многие города Западной и Восточной Сибири вплоть до Иркутска. С 1830-х годов началось постепенное усыхание бассейна оз. Чаны. В 1930-х годах площадь озера уже не превышала 3200 км^2. На месте огромных озер Абышкан и Сумы-Чебаклы сохранились лишь небольшие

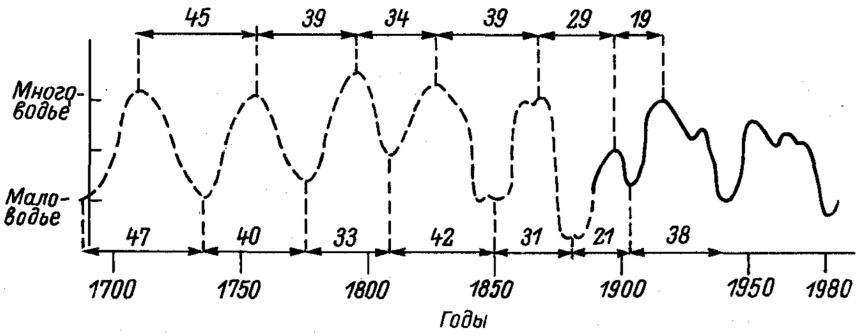


Рис. 19. Внутривековая изменчивость состояния озер равнинного питания юга Западной Сибири и Казахстана в XVIII—XX вв. (Шнитников, 1976).

Участки кривой, данные сплошной линией, проведены на основе данных водомерных наблюдений.

озерки с сильно минерализованной водой. В 1970-х годах большинство озер в бассейне оз. Чаны высохло полностью, а площадь оз. Чаны сократилась до 2100 км^2.

Все это отражало многовековую направленность изменчивости общей увлажненности. Однако, как показано исследованиями А. В. Шнитникова (1957, 1969), на протяжении последних 250 лет имели место также внутривековые трансгрессивные фазы — периоды повышенной увлажненности (в 1710-х, 1750-х, 1790-х, 1820-х, 1890-х, 1910—1920-х, 1940—1950-х и 1980-х годах). Во время этих фаз «система оз. Чаны в известной мере восстанавливала свое существование, но с каждой фазой на все более низком уровне» (Шнитников, 1982, с. 30).

Ценнейший материал был получен А. В. Шнитниковым (1980) при изучении археологических и исторических данных о колебаниях уровня оз. Иссык-Куль и других озер Тянь-Шаня. При изучении истории озера Иссык-Куль им были проанализированы древние китайские карты, на которых в эпоху с 206 г. до н. э. по 9 г. н. э. Иссык-Куль показан имеющим сток в р. Чу; это могло быть только в том случае, если уровень озера был не менее чем на 12 м выше современного. Исследование разного рода исторических документов и археологических материалов дало возможность А. В. Шнитникову прийти к выводу о длительном регрессивном состоянии озера со II по XVI век н. э., когда уровень озера был не менее чем на 6—8 м ниже современного, что подтверждено не только археологическими датировками (Умурзаков, Винник, 1975), но и современными методами радиоуглеродного датирования образцов древесины, поднятой из построек, ныне затопленных водами озера (например, «Дворец Тимура» — 590±50 /ТА-926/, 570±40 /ТА-936/).

Изучение географических карт XVII—XVIII вв., где оз. Иссык-Куль изображено имеющим сток, наряду с другими историческими материалами, такими как путевые заметки и дневники, которые

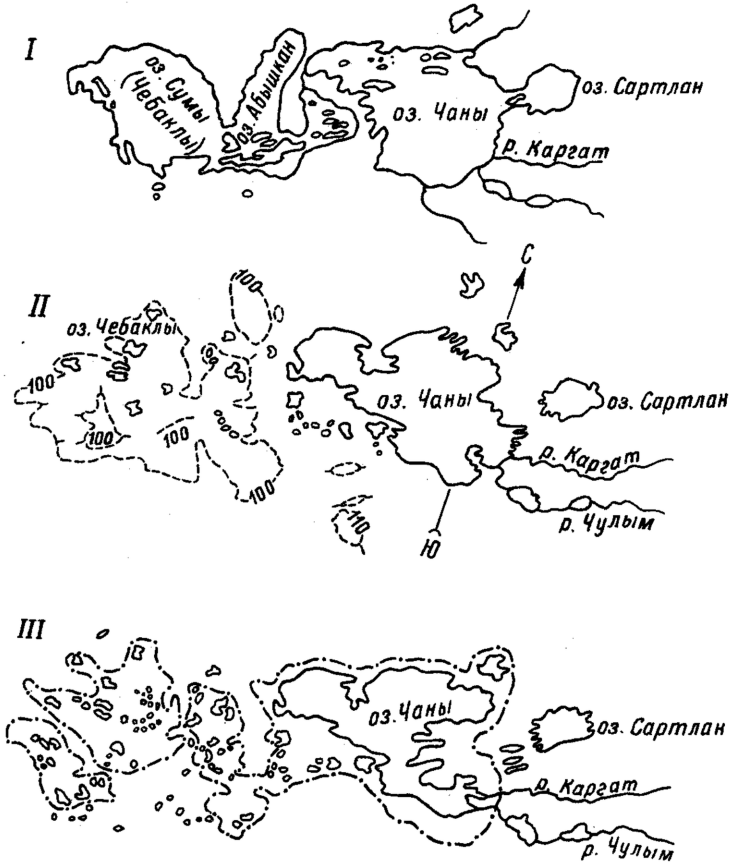


Рис. 20. Сопоставление карт бассейна оз. Чаны (Шнитников, 1982).

I — схема по карте Колыванского наместничества, 1787 г.; II — схема по карте 20-х годов XX в.; III — схема по геологической карте 40-х годов XX в.

оставили путешественники начала XIX в. — Бубенков и др., дали основание выделить период высокой трансгрессии озера в XVII—XVIII вв., когда уровень озера вновь достигал порога стока. Однако уже в первой трети XIX в., по историко-географическим материалам П. П. Семенова-Тян-Шанского, М. И. Венюкова и других, началось разобщение р. Чу и оз. Иссык-Куль и падение его уровня. С 1926 г. этот процесс фиксируется уже инструментальными наблюдениями. А. В. Шнитников (1980, с. 37) пришел к выводу, что «крупные длительные колебания уровня оз. Иссык-Куль. . . генетически связаны с процессами многовековой изменчивости общей увлажненности материков».

При анализе исторических материалов, касающихся состояния озер, необходимо обращать внимание на косвенные данные о кли-

мате, о состоянии водных объектов, о водности рек и озер, их ледовитости, сроках замерзания и вскрытия водоемов, об аномальных явлениях в природе, таких как наводнения и пересыхание озер и рек и т. д. Подобные данные позволяют значительно дополнить ряды инструментальных гидрометеорологических наблюдений, выйти за их временные рамки и с достаточной степенью достоверности судить об истории озер.

Отражение истории озер в их названиях

Для относительно небольших отрезков времени — порядка нескольких сотен лет — при восстановлении истории озер может быть успешно использован топонимический анализ. Названия озер являются носителями ценной информации исторического, географического и сугубо лимнологического характера (Мурзаев, 1969). Наиболее ценными являются названия, содержащие сведения о форме и величине озер и о свойствах озерных вод. Например, в Северном Казахстане у озер встречаются такие названия, как Донгелек — круглое, Кишкене — маленькое, Сулыколь — полноводное, Сабанды — мыльное (и действительно, его воды щелочные), Саумалколь — кислое и т. д.

В аридной зоне изменения размеров озер и качества их вод отмечаются на протяжении жизни одного-двух поколений, что и фиксируется в изменении названий озер (Дружинин, 1970). Запасы и качество вод имеют жизненно важное значение для народов, населяющих эти районы, что и объясняет самое пристальное внимание к свойствам озер, обеспечивая топонимический «мониторинг» их состояния.

В качестве примера рассмотрим характер эволюции озер Северного Казахстана, восстановленный на основе анализа казахских названий озер. Ввиду того, что тюркские языки, одним из которых является казахский, близки между собой, выявленные в Казахстане закономерности могут быть прослежены всюду, где живут народы, говорящие на тюркских языках, — от Якутии до Турции.

Ниже приводится краткий список казахских названий озер, приобретших значение лимнологических терминов (Дружинин, 1970, 1980).

Тениз — море, большое озеро. Пресное или соленое озеро со значительной площадью и относительно малыми глубинами. Котловина обычно мелкая, плоская. Берегам свойственны аккумулятивные береговые формы. Питание подземное и поверхностное.

Коль, кель (туркм., узб., кирг., татарск.), *гель* — (Закавказье), *кюель* (якутск.) — все означают в переводе «озеро», пресное или соленое, различных размеров, обладающее хорошо выработанной озерной котловиной. Берегам свойственны как аккумулятивные, так и абразионные формы.

Туз — соль, соленое или самосадочное озеро; формы котловины различные. Верхней части котловины обычно свойственны абразионные береговые формы, нижней — аккумулятивные. Преобладает хемогенное осадконакопление.

Как — грязь. Временный водоем со слаборазвитой растительностью, в большинстве случаев высыхающий летом и покрывающийся несплошной коркой солей. В процессе высыхания часто представляет собой обширные и глубокие скопления жидкой и полужидкой грязи.

Сор — в названиях озер встречается так же часто, как и «как», и принципиальных различий между ними не обнаружено.

Копа — озера, наиболее богатые растительностью.

Томар — кочка, *чурбан* — кочковатое болото.

Бидаик — мелкий водоем, питаемый атмосферными осадками, талыми снеговыми водами и содержащий только пресную или слабоминерализованную воду; летом целиком зарастает луговой растительностью.

Такыр — голое место. В названиях озер встречается редко, но этим термином определяются обширные плоские днища котловин высохших озер. Д. С. Коржинским (1930) установлено, что такыры являются временными озерными водоемами.

Каждый термин определяет особый тип водоема и описывает его состояние в определенный период времени, а названия типа Бидаикколь, Томаркольь, Тенизколь, Тузколь, Такыркольь указывают на переход озер из одного типа в другой.

На основе топонимического анализа казахских лимнологических терминов и опираясь на выводы Д. С. Коржинского (1930) об образовании озерных котловин и А. В. Шнитникова (1957) о цикличности колебаний увлажненности, можно воссоздать схему эволюции озер и озерных котловин, возникших в результате соровой дефляции.

Перваначальное понижение рельефа — такыр — посредством соровой дефляции может углублять свое дно, образуя тем самым озерную котловину. В связи с понижением базиса эрозии начинает развиваться местная гидрографическая сеть, обеспечивающая поступление воды в котловину. При определенном сочетании приходной части водного баланса (стока с водосбора) и расходной (испарения с водной поверхности) возникает более или менее устойчивый водоем. Такыр становится водоемом во время дождей и пересыхает в промежутках между ними. Процесс соровой дефляции возможен только при высыхании дна такыра, а в период существования такыра как водоема он прекращается. В течение теплого сезона такыр может становиться водоемом несколько раз.

По мере углубления дна такыра и развития гидрографической сети он во влажные сезоны года существует в виде водоема, а в сухие — пересыхает. Еще большее развитие гидрографической сети приводит к тому, что пересыхание такыра, а следовательно, и углубление его дна происходят все реже. При достаточной глубине котловины и заполнении ее водой возникает озеро, определяемое термином «коль». Развитие такыра может пойти и по другому пути: если в первоначальном понижении создадутся благоприятные условия для появления растительности, то образуется периодически высыхающее озеро, определяемое термином «бидаик», котловина которого не углубляется.

В период существования водоема на дне котловины накапливаются терригенные, хемогенные или органогенные осадки; озерные воды переформировывают котловину, на ее склонах образуются абразионные и аккумулятивные береговые формы, а в водной массе накапливаются соли. С понижением увлажненности

13 Заказ 609

увеличивается концентрация солей, а при дальнейшем усыхании водоем может стать самосадочным, и в результате образуется еще один тип озер — «туз».

При усыхании озера могут обнажиться жидкие или полужидкие илы. Озера такой стадии называются «как» или «сор». При дальнейшем уменьшении увлажнения и дефляции озерных отложений может опять возникнуть такыр. В сточных озерах при низкой минерализации озерных вод возможно зарастание озера («копа»). Как предельная степень зарастания и накопления отложений растительного происхождения возникает «томар».

Топонимический метод изучения истории озер пока применяется недостаточно широко, но не подлежит сомнению, что, будучи использован, он может дать ценную информацию не только относительно Казахстана, но и других районов.

Глава 7

ИСТОРИЯ ОЗЕР ПО ДАННЫМ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Использование данных гидрометеорологических наблюдений и косвенных индикаторов колебаний природных процессов

Длинные ряды гидрометеорологических наблюдений, проводимых как на водосборе, так и на самом озере, позволяют выявить с наибольшей степенью достоверности основные закономерности и особенности развития озера, найти количественные зависимости, экстраполировать их во времени. Как отмечал академик К. К. Марков (1973, с. 133), «изучение развития природы в прошлом — путь прогнозирования ее состояния в будущем». Фактором, ограничивающим возможности подобных исследований, является относительно небольшая продолжительность наблюдений над уровнями озер и гидрометеорологическими характеристиками. В большинстве случаев она не превышает 100—150 лет, что затрудняет применение математических методов исследования изменчивости природных процессов.

При изучении истории озер наибольший интерес представляет реконструкция колебаний уровня, сопровождающихся преобразованием берегов, изменением гидрохимических и гидробиологических свойств водоемов. Основная определяющая причина колебаний уровня озера — это климат. В сухих жарких областях, где испарение велико, а температура изменяется мало, уровень озер зависит главным образом от атмосферных осадков и стока. В пустынных районах постоянные озера могут существовать только при условии питания их реками, берущими начало в высокогорье, а уровень и даже местоположение озер могут подвергаться весьма

значительным изменениям (например, Арал, Балхаш). При прочих равных условиях наибольшим изменениям подвержены находящиеся в аридной зоне неглубокие озера, имеющие ограниченный водосборный бассейн (например, оз. Чаны). Такие озера могут переживать неоднократное пересыхание и возрождение. Уровни озер гумидной зоны колеблются в гораздо меньших пределах.

С. В. Калесник (1970, с. 74) отмечал, что «ритмика — это неотъемлемая черта ландшафтной оболочки Земли. При этом целесообразно различать две формы ритмики: периодическую и циклическую». Под периодами понимаются ритмы одинаковой длительности. Циклами именуются ритмы переменной продолжительности. Метеоэлементы, сток рек, уровенный режим озер, трансгрессии и регрессии Мирового океана, эрозионные и седиментационные процессы, вулканические и сейсмические явления, оледенение и снежность и другие процессы в ландшафтной оболочке претерпевают циклические изменения во времени. С наибольшей достоверностью установлены внутривековые циклы, выявленные на основе обобщения фактических материалов гидрометеорологических наблюдений и косвенных данных об изменчивости природных процессов (Шнитников, 1969, 1973; Дроздов, 1978).

Задача изучения истории озера на основе данных о циклических изменениях его уровня состоит в исследовании внутренней структуры процессов, его определяющих, обосновании их природы, проведении экстраполяции временных рядов и прогнозировании (предвычислении) элементарных составляющих процесса.

Поиск и выявление коррелятивных связей гидрометеоэлементов с процессами седиментации в озере открывают возможность значительно повысить степень достоверности реконструкций палеогеографических условий существования озера в прошлом, за пределами ряда инструментальных наблюдений.

Однако циклические закономерности выражены не всегда в явной форме и их выделение во многом зависит от длины ряда наблюдений (выборки). Трудность анализа ритмических явлений заключается также в том, что ритмов много, продолжительность их разная и происхождение их неодинаково. Проявляясь одновременно, ритмы нередко накладываются друг на друга, и эта интерференция волн цикличности приводит либо к усилению одних ритмов другими, либо к их взаимному ослаблению. Кроме того, скорость ответной реакции отдельных компонентов природной среды на внешние ритмические воздействия тоже весьма различна. Атмосфера реагирует быстрее, чем гидросфера; гидросфера — быстрее, чем биосфера и тем более литосфера.

При изучении истории озер используются временные ряды метеоэлементов, стока, уровня. Важное значение имеют также косвенные индикаторы (слоистые структуры гидросферы — льды покровных ледников Гренландии и Антарктики, биосферы — годичные кольца древесины, литосферы — ленточные глины озер). Анализ и корреляция такого разнородного материала весьма сложны, но «познание законов ритмики обещает заманчивые

перспективы в отношении разработки принципов предсказания хода географических процессов на многие годы и десятилетия вперед, что важно и для науки и для практики» (Калесник, 1970, с. 75).

Для целей изучения истории озер наиболее существенным является учет и выявление цикличности внутривекового, сверхвекового и многовекового рангов. Однако если внутривековые (а кое-где и сверхвековые) циклы можно с достаточной достоверностью обнаружить при анализе гидрологических рядов, касающихся непосредственно озер, то выявление ритмических составляющих большего временного ранга в большинстве случаев затруднено из-за отсутствия длинных рядов инструментальных наблюдений. Только в последние годы появился многочисленный материал по анализу косвенных индикаторов изменчивости параметров окружающей среды, по которому с применением методов нестационарного вероятностного анализа с достаточной достоверностью возможно реконструировать историю озер за длительные промежутки времени. Такие материалы получены, например, для озера Бива (Япония), Пертозера и Габозера (Карелия), Сакского озера (Крым) (Адаменко и др., 1982; Fuji, Horie, 1974).

Анализ временных литологических и дендрологических рядов с применением корреляционного и спектрального методов позволяет выявить циклическую структуру процесса осадконакопления в озерах и прироста древесины, обнаружить связи гидрометеорологических процессов с условиями седиментации и приростом деревьев. Методика обработки данных анализа слоистых структур и построение связей этих данных с рядами инструментальных гидрометеорологических наблюдений подробно изложены в целом ряде работ (Адаменко, Ловелиус, 1968; Битвинскас, 1974; Адаменко, 1975; Адаменко и др., 1982; Fritts, 1975).

Принято считать, что мощность слоев ленточных глин, в которых переслаиваются отложения с преобладанием тонкой глинистой и грубой песчаной фракций, в значительной мере зависит от режима увлажнения водосбора озер (Перфильев, 1927). Во влажные и прохладные годы возрастает доля грубой песчаной фракции в донных отложениях, а в засушливые годы с пониженным стоком возрастает доля тонкой глинистой фракции. Изменение содержания этих фракций во времени характеризует режим увлажнения бассейна озера.

Анализ связи прироста деревьев с гидрометеорологическими элементами значительно сложнее из-за органической природы индикатора. Однако при соответствующем подборе образцов деревьев-индикаторов появляется возможность снизить влияние биологических факторов (Битвинскас, 1974; Ловелиус, 1979). Установлено, что в разных условиях произрастания деревья могут быть особенно чувствительными к изменениям либо тепла, либо влаги. Например, на северной границе леса деревья особо чувствительны к теплообеспеченности (Ловелиус, 1979; Розанов, 1972); на южной границе леса первостепенное значение для жизни

деревьев имеет количество осадков и уровень грунтовых вод (Рудаков, 1951; Лисеев, 1972); на верхней границе произрастания леса в горах определяющим фактором является оптимальное соотношение температуры воздуха и количества осадков (Турманина, 1972; Fritts, 1975). Использование дендроиндикаторов весьма перспективно именно в условиях, экстремальных для произрастания деревьев. В этом случае годичные кольца деревьев позволяют получать наиболее достоверную информацию об изменчивости тепла и влаги и обнаруживают тесную корреляцию с другими характеристиками древних озер (стоками, уровнем, гидрохимией и т. д.).

Анализ временных литологических и дендрологических рядов проводят с применением методов спектрального и корреляционного анализов на основе существующих программ (Мичурин, Казарьян, 1972). Например, длинные ряды колонки слоистых донных отложений оз. Бива за 723 тыс. лет были подвергнуты изучению методом спектрального анализа (Адаменко и др., 1982). Исследование закономерностей распределения тонкой и грубой фракций в донных отложениях озера показало, что наиболее существенные циклы изменчивости тепла и влаги в бассейне оз. Бива имели продолжительность 78—80 тыс. лет, 18—22 тыс. лет, 2000—2200, 1200—1400, 650 лет. Отмечено, что в позднем голоцене наметилось уменьшение влияния 2000-летнего ритма, однако мощность его еще велика и достигает 60 % дисперсии. Многовековая изменчивость седиментации в оз. Бива определяется общими глобальными изменениями климата, которые через режим увлажненности бассейна озера нашли отражение в его истории.

Дендрологические индикаторы представляются наиболее информативными для выявления сверхвековых, вековых и внутривековых изменений природной среды на водосборах озер. Последовательности, представленные в виде серий, характеризующих годичные приросты деревьев, можно рассматривать как случайный процесс, поскольку толщина одного годичного кольца слабо зависит от толщины другого, но что указывает быстрый спад значений корреляционных функций (Битвинскас и др., 1978).

Спектральный анализ прироста деревьев показывает, что его структура содержит относительно небольшое число значимых циклов, начиная от сверхвековых (360- и 180-летних — в районах Зап. Сибири; 200—160-летних в горах Средней Азии; 90- и 80—60-летних, обнаруживаемых почти во всех исследуемых районах, и внутривековых — 50—30-летних, 24—18-летних, встречающихся повсеместно). Однако вклад перечисленных ритмов в общую дисперсию колеблется во времени, но не превышает 19 %. Таким образом, для целей реконструкции истории озер важным является вывод ряда исследователей об уменьшении роли сверхвековых и вековых циклических колебаний климата и усилении роли внутривековых колебаний (Галазий, 1967; Ловелиус, 1979).

В заключение необходимо отметить, что при изучении истории озер весьма перспективно совмещенное использование имеющихся

гидрометеорологических рядов и данных анализа косвенных индикаторов изменчивости параметров природной среды, что дает возможность значительно расширить временные рамки инструментальных наблюдений и проводить экстраполяции при изучении истории озер, открывая новые возможности для географического прогнозирования.

Методы статистической обработки палеолимнологических данных

Полученные в результате полевых исследований палеогеографические данные в дальнейшем подлежат статистической обработке, классические методы которой, основанные на принципах максимального правдоподобия и наименьших квадратов, базируются на явных или неявных предположениях о законах распределения случайных величин. При соблюдении исходных предположений статистические процедуры приводят, в известном смысле, к оптимальным оценкам. Однако сами процедуры в большинстве своем весьма чувствительны к отклонениям от постулируемой модели данных и в этих случаях могут давать результаты, весьма далекие от действительных.

В палеолимнологии одной из причин нарушения предположений является «загрязненность» данных выделяющимися аномальными значениями. При этом «загрязненность» палеолимнологических данных является не исключением, а скорее правилом. Объясняется она несовершенством методик отбора, обработки и анализа полевых материалов, а также индивидуальными особенностями исследователя. Поэтому в палеолимнологии лучше пользоваться не классическими методами статистической обработки данных, а так называемыми робастными методами, которые более устойчивы по отношению к различным отклонениям данных от постулируемой модели, в том числе и за счет «загрязненности» данных.

Под робастностью в современной математической статистике понимается свойство статистических процедур быть слабо чувствительными к небольшим отклонениям от исходных предположений (Строгое математическое определение приводится в работе П. Хьюбера, 1984). От робастных процедур обычно требуют, чтобы они лишь незначительно уступали в эффективности классическим оптимальным процедурам при точном выполнении условий оптимальности. История развития идей робастных методов насчитывает уже около двух столетий и связана с именами Лежандра, Лапласа, Эджверта, Пуанкаре, Пирсона и др. Однако наиболее интенсивно эти методы стали развиваться лишь в последнее время (Ершов, 1978; Демиденко, 1981; Смоляк, Титаренко, 1980).

В палеолимнологии могут найти применение практически все существующие виды статистической обработки данных. На практике, однако, в силу недостаточности исходного материала вынуждены ограничиваться оцениванием параметров кривой распределения вероятностей и сглаживанием временных рядов; значительно реже удается воспользоваться многофакторными регрессионными моделями. Далее мы остановимся лишь на указанных видах статистической обработки палеолимнологических данных. При этом рассмотрим только наиболее распространенные робастные оценки типа максимального правдоподобия (или M-оценки).

Пусть случайная величина ξ имеет распределение $P(x)$ с плотностью $P(x, \theta^*)$, зависящей от одного неизвестного параметра θ^*. Рассмотрим задачу нахождения оценки $\widehat{\theta}_N$ параметра θ^* по реализации $x_1, x_2, \ldots, x_N$ случайной величины ξ. Как известно, оценка максимального правдоподобия получается в результате решения задачи

$$\prod_{i=1}^{N} p(x_i, \theta) \to \max_{\theta}.$$

или

$$-\sum_{i=1}^{N} \log p(x_i, \theta) \to \min_{\theta}. \qquad (2)$$

Функция $\rho(x, \theta) = -\log p(x, \theta)$ называется обычно функцией потерь. Если существует непрерывная производная $p'_\theta(x, \theta)$, то оценка $\widehat{\theta}_N$ является корнем уравнения

$$\sum_{i=1}^{N} \psi(x_i, \theta) = 0,$$

где $\psi(x, \theta) = \rho'_\theta(x, \theta)$, $\rho(x, \theta) = -\log p(x, \theta)$. Решения задачи (3) с некоторой функцией $\psi(x, \theta)$, не обязательно совпадающей с $\psi(x, \theta) = [-\log p(x, \theta)]'_\theta$, называются оценками типа максимального правдоподобия, или M-оценками.

Если зависимость плотности распределения вероятностей от параметра θ^* имеет вид $p(x, \theta^*) = p(x - \theta^*)$, то параметр θ^* называется *параметром сдвига*, поскольку график функции $p(x - \theta^*)$ получается из графика функции $p(x)$ сдвигом на величину θ^* в направлении оси x. Если p — четная функция $p(x) = p(-x)$ (т. е. график плотности симметричен относительно точки $x = \theta^*$), то параметр θ^* является центром распределения, так как в этом случае математическое ожидание $E\xi = \theta^*$.

П. Хьюбер (1984) показал, что при достаточно общих предположениях относительно плотности p и функции ψ M-оценка параметра сдвига θ^* является состоятельной ($\widehat{\theta}_N \xrightarrow[N \to \infty]{} \theta^*$ почти наверное) и асимптотически нормальной:

$$\sqrt{N}(\widehat{\theta}_N - \theta^*) \sim N[0, V(\psi, p)]. \qquad (4)$$

Классическим примером робастной M-оценки параметра сдвига является оценка Хьюбера, которая получается при

$$\rho(x)=\begin{cases}x^2/2 & \text{при } |x|\leqslant k,\\ k(x)-k^2/2 & \text{при } |x|>k.\end{cases} \tag{5}$$

$$\psi(x)=\rho'(x)=\begin{cases}x & \text{при } |x|\leqslant k,\\ k\ \operatorname{sign} x & \text{при } |x|>k,\end{cases} \tag{6}$$

где $k>0$ — некоторое заданное число. При не слишком больших $x(|x|\leqslant k)$ $\rho(x)$ возрастает как квадратичная функция x, а при $|x|>k$ — как линейная функция и, следовательно, на этом участке она является менее чувствительной к большим отклонениям.

Примеры некоторых других наиболее употребительных M-оценок параметра сдвига приведены в литературе. Одной из них является оценка Эндрюса, которая получается при

$$\rho(x)=\begin{cases}A^2[1-\cos(x/A)], & |x|\leqslant \pi A\\ 2A^2, & |x|>\pi A\end{cases} \tag{7}$$

$$\psi(x)=\rho'(x)=\begin{cases}A\sin(x/A), & \text{при } |x|\leqslant \pi A,\\ 0 & \text{при } |x|>\pi A.\end{cases} \tag{8}$$

Она представляет собой пример сниженной M-оценки. В работе Хьюбера (1984) указано на то, что сниженные M-оценки могут быть полезными при наличии резко выделяющихся наблюдений, но улучшение в целом относительно невелико и оплачено ценой возрастания минимаксного риска. Кроме того, они гораздо чувствительнее к неверному масштабированию, чем оценки с монотонными функциями $\psi(x)$.

Параметр σ^* называется *параметром масштаба*, если зависимость плотности распределения от этого параметра имеет вид $p(x, \sigma^*)=\frac{1}{\sigma^*}p\left(\frac{x}{\sigma^*}\right)$. Примером параметра масштаба является стандартное отклонение в нормальном законе распределения палеолимнологической характеристики.

В соответствии с общей схемой получения M-оценок, описанной выше, оценка $\hat{\sigma}_N$ находится по ряду палеолимнологических данных $x_1, x_2, \ldots, x_N$ как решение уравнения

$$\sum_{i=1}^{N}\varphi\left(\frac{x_i}{\sigma}\right)=0 \tag{9}$$

с надлежащим образом выбранной функцией φ.

Надо сказать, что задача оценивания параметра масштаба в чистом виде встречается редко, на практике она играет соподчиненную роль по отношению к задачам оценивания параметра сдвига или коэффициентов регрессии. В качестве вспомогательной робастной оценки масштаба Хьюбер (1984) рекомендует использовать нормированное абсолютное медианное отклонение:

$$\operatorname{med}|x_i-m|/0.6745, \tag{10}$$

где в качестве m берется выборочная медиана med x_i, $1\leqslant i\leqslant N$.

Параметры сдвига и масштаба необходимо часто оценивать совместно. В палеолимнологии большинство характеристик могут быть описаны с помощью двухпараметрического семейства плотностей распределения вероятностей,

$$\frac{1}{\sigma}f\left(\frac{x-\theta}{\sigma}\right), \tag{11}$$

зависящего от параметра сдвига θ и параметра масштаба σ. Обобщение подхода, использованного в случае одного параметра, приводит к понятию совместной M-оценки параметров сдвига и масштаба, под которой понимается всякая пара оценок (T_N, S_N), удовлетворяющая системе уравнений

$$\sum_{i=1}^{N}\psi\left(\frac{x_i-T_N}{S_N}\right)=0, \tag{12}$$

$$\sum_{i=1}^{N}\chi\left(\frac{x_i-T_N}{S_N}\right)=0, \tag{13}$$

где ψ и χ — некоторые функции, не обязательно связанные с f, а индекс N указывает на объем выборки. В работе Хьюбера (1984) приведены достаточные условия существования и единственности решения системы (12)—(13), а также состоятельности и асимптотической нормальности M-оценок (T_N, S_N).

Совместное решение системы (12)—(13), как правило, достаточно сложно. Поэтому на практике часто берут некоторую предварительную оценку масштаба, а оценку сдвига определяют из уравнения (12). Эффективным вычислительным алгоритмом в этом случае является алгоритм с модифицированными весами, состоящий в том, что задаются начальные приближения,

$$T^{(0)}=\operatorname*{med}_{1\leqslant i\leqslant N}\{x_i\},\quad S^{(0)}=\operatorname*{med}_{1\leqslant i\leqslant N}\{|x_i-T^{(0)}|\}, \tag{14}$$

и выполняется итерационный процесс по формуле

$$T^{(m+1)}=\sum_{i=1}^{N}W_i^{(m)}x_i/\sum_{i=1}^{N}W_i^{(m)}, \tag{15}$$

где

$$W_i^{(m)}=\frac{\psi[(x_i-T^{(m)})/S^{(0)}]}{(x_i-T^{(m)})/S^{(0)}}, \tag{16}$$

до тех пор, пока два последовательных значения $T^{(m)}$ и $T^{(m+1)}$ не будут различаться на величину, меньшую наперед заданной. Если $\Psi(x)$ — нечетная функция, $\Psi(x)>0$ при $x>0$, а функция $W(x)=\Psi(x)/x$ ограничена и монотонно убывает при $x>0$, то алгоритм (14)—(16) сходится (Хьюбер, 1984).

Для раскрытия и объяснения эволюции озер в палеолимнологии иногда пользуются *многофакторными регрессионными моделями*. При этом ограничиваются моделями линейного вида, что с практической точки зрения является вполне оправданным даже при сильно нелинейном характере «истинных» связей в силу больших погрешностей, присущих палеогеографическим данным. Как известно, линейные модели менее чувствительны к таким погрешностям, однако и для них, как отмечает П. Хьюбер (1984), при использовании традиционных методов оценивания параметров линейной регрессии даже один грубый промах в исходных данных может существенно исказить саму модель.

Для уменьшения влияния больших погрешностей в математической статистике рекомендуется иногда отбрасывать точки, сильно уклоняющиеся относительно начальной традиционной оценки множественной линейной регрессии, и строить новое уравнение регрессии. Однако такой подход представляется слишком «расточительным», учитывая и без того малые объемы информации, а также большие затраты на ее получение. Кроме того, он часто оказывается неудовлетворительным, так как большие ошибки в исходных данных не обязаны проявляться в больших остатках и по причине общего роста остатков они могут оказаться как бы «затянутыми дымовой завесой» (Хьюбер, 1984). Поэтому в палеолимнологии представляется более целесообразным отказаться от применения классических методов оценивания параметров регрессии, основанных на принципе наименьших квадратов, и вместо функции потерь $\rho(x) = x^2$ воспользоваться другими функциями, не столь быстро растущими в области больших по абсолютной величине значений аргументов.

Итак, рассмотрим модель множественной линейной регрессии

$$Y = X\Theta + \mathrm{E}, \tag{17}$$

где $Y = (y_i)_1^N$ — вектор значений некоторой палеолимнологической характеристики размерности $N \times 1$, $X = (x_{ij})_{i=1,\,j=1}^{N}$ — матрица значений соответствующих палеогеографических характеристик размерности $N \times n$, $\Theta = (\theta_j)_1^n$ — вектор параметров регрессии размерности $n \times 1$, $\mathrm{E} = (\varepsilon_i)_1^N$ — вектор остатков размерности $N \times 1$, N — число наблюдений, n — число наблюдаемых палеогеографических характеристик. Остатки $(\varepsilon_i)_1^N$ предположим независимыми одинаково распределенными случайными величинами.

M-оценкой вектора параметров регрессии Θ назовем вектор $\hat{\Theta}$, минимизирующий сумму

$$\sum_{i=1}^{N} \rho\left(\frac{y_i - X_i\theta}{\sigma}\right), \tag{18}$$

где $X_i = (x_{ij})_1^n$ — i-я строка матрицы X ($i = 1, 2, \ldots, N$); σ — параметр масштаба, подлежащий оцениванию; ρ — непрерывная кусочно-дифференцируемая четная возрастающая на $(0, +\infty)$ функция, причем $\rho(0) = 0$.

Если $\Psi(X) = \rho'(x)$, то необходимое условие минимума выражения (18) можно записать в виде

$$\sum_{i=1}^{N} \Psi\left[\left(y_i - \sum_{k=1}^{n} \theta_k x_{ik}\right) / \sigma\right] x_{ij} = 0, \quad j = \overline{1,\ n}. \tag{19}$$

В общем случае система нелинейных алгебраических уравнений (19) относительно $(\Theta_i)_1^n$ должна решаться численными методами. Для этой цели можно использовать одну из следующих трех итеративных схем:

$$\hat{\Theta}^{(m+1)} = \hat{\Theta}^{(m)} + \sigma (X^T \langle \Psi'(r) \rangle X)^{-1} X^T \Psi(r), \tag{20}$$

$$\hat{\Theta}^{(m+1)} = \hat{\Theta}^{(m)} + \sigma (X^T X)^{-1} X^T \Psi(r), \text{ (метод Хьюбера)}, \tag{21}$$

$$\hat{\Theta}^{(m+1)} = \hat{\Theta}^{(m)} + \sigma (X^T \langle W(r) \rangle X)^{-1} X^T \langle W(r) \rangle r, \ (m = 0,\ 1,\ \ldots), \tag{22}$$

где T — знак транспонирования; $r = (r_i)_1^N = (Y - X\hat{\Theta}^m)/\sigma$, $W(x) = \Psi(x)/x$ — диагональная матрица размера $N \times N$ с элементами $W_i = W(r_i)$.

$$\langle W(r) \rangle = \begin{vmatrix} W(r_1) & & 0 \\ & \ddots & \\ 0 & & W(r_N) \end{vmatrix}. \tag{23}$$

Способ (22) (Fletcher, Grant, Heblen, 1971) получил название «итеративного МНК» (reweighted leastsquares), поскольку система (19) может быть переписана в виде

$$\sum_{i=1}^{N} r_i x_{ij} W_i = 0, \tag{24}$$

или

$$\sum_{k=1}^{n} \hat{\Theta}_k \left(\sum_{i=1}^{N} x_{ij} x_{ik} W_i\right) = \sum_{i=1}^{N} y_i x_{ij} W_i, \quad j = \overline{1,\ n}, \tag{25}$$

соответствующем взвешенному методу наименьших квадратов, причем «веса» W_i могут быть оценены на основе параметров, полученных на предыдущем шаге.

В качестве оценки σ рекомендуется брать нормированную величину

$$\hat{\sigma} = \underset{1<i<N}{\mathrm{med}} \left| (y_i - X_i\Theta^{(0)}) - \underset{1<i<N}{\mathrm{med}} (y_i - X_i\Theta^{(0)}) \right| / 0.6745 \tag{26}$$

Для получения оценки $\hat{\Theta}^{(0)}$ П. Хьюбер (1984) предложил оценивать регрессию по методу наименьших квадратов ($\rho(x) = x^2$), а Холлэнд и Уэлш (Holland, Welsch, 1977) — по методу наименьшего модуля ($\rho(x) = |x|$). Параметр масштаба можно также итерировать, например по формуле (26) с заменой индекса $^{(0)}$ на $^{(m)}$.

Из представленных численных методов теоретически наиболее предпочтителен метод Ньютона (20), но его использование затру-

днено тем, что необходимо иметь Ψ' и, кроме того, матрица $X^T<\Psi'>X$ может быть отрицательно определенной. Метод Хьюбера (21) имеет то преимущество, что матрицу $(X^TX)^{-1}X^T$ нужно вычислять всего один раз, однако он медленнее сходится, чем (20), и требует для практической реализации специального программного обеспечения. Для реализации итеративного метода наименьших квадратов (22) необходимо только умение эффективно вычислять $W(r)$, а в остальной части можно использовать хорошо разработанное стандартное программное обеспечение для получения оценок регрессии метода наименьших квадратов с весами. Обычно итеративный метод наименьших квадратов сходится медленнее, чем метод Ньютона, но быстрее, чем метод Хьюбера (Holland, Welsch, 1977).

Важное значение имеет *сглаживание временных рядов палеолимнологических данных.* Рассматриваемые в палеолимнологии временные ряды наряду с флуктуациями и нерегулярностями имеют, как правило, некоторую общую тенденцию изменения. Такую общую тенденцию называют часто трендом, и именно она и представляет наибольший интерес при изучении истории озер. Поскольку имеющаяся палеогеографическая информация чаще всего достаточно скудна, то вполне естественным является желание сделать выводы о тренде в жизни изучаемого озера на основании самого полученного временного ряда палеолимнологических данных. На практике, однако, это не всегда просто, так как отклонения от тренда, интерпретируемые в данном случае как ошибки данных, имеют нередко весьма сложный характер и могут в сильной мере затушевывать общую тенденцию изменения. По этой причине для выявления и оценивания тренда возникает необходимость в использовании аппарата статистического сглаживания временных рядов. Сгаживание по сути дела означает представление тренда в каждой временной точке посредством некоторого взвешенного среднего значений ряда в ее окрестности. Тем самым довольно нерегулярный график хода во времени рассматриваемой палеолимнологической характеристики заменяется некоторым гладким графиком скользящего среднего, который значительно правильнее отражает временные закономерности и лучше поддается интерпретации.

Существуют различные способы сглаживания временных рядов. Выбор оптимальной сглаживающей процедуры зависит от степени гладкости тренда и предположений о характере случайных погрешностей и представляет собой достаточно сложную задачу. Есть основания полагать, что в палеолимнологии в подавляющем числе случаев вполне удовлетворительные результаты может обеспечить подход, предложенный в работе «Устойчивые статистические методы...» (1984). Он синтезирует идеи сглаживания временных рядов с помощью сплайнов, помехоустойчивую регрессию и анализ временных рядов. Важным преимуществом этого подхода к сглаживанию перед другими является его помехоустойчивость.

Пусть X_t — подлежащий сглаживанию временной ряд некоторой палеолимнологической характеристики, s — оператор сглаживания. Сглаженный ряд обозначим через Z_t:

$$Z_t = (sX)_t.$$

В указанной работе на оператор сглаживания s налагались следующие условия.

1. Он должен позволять варьировать степень сглаживания от отсутствия сглаживания ($Z_t = X_t$ в самих точках) до полного сглаживания (Z_t — линейная функция времени).

2. Оператор s должен обеспечивать снижение влияния грубых промахов в исходном ряду на качество сглаживания.

3. Функция Z_t должна быть непрерывной во всей области определения.

4. Оператор s должен точно воспроизводить полиномы низкой степени X ($sX = X$).

5. Должна иметься возможность предвидеть и контролировать искажение спектра sX по сравнению со спектром X.

6. Оператор s должен просто вычисляться.

Помехоустойчивое сглаживание временных рядов палеолимнологических данных с помощью предлагаемого подхода в общем случае сводится к решению задачи

$$\text{ave}\{\rho(X_t - Z_t) + \frac{1}{2}b^4 \text{ ave}\{(Z_t'')^2\}\} \to \min.$$

Здесь ave — знак осреднения; ρ — выпуклая четная функция с ограниченной производной, например функция (4); b — параметр, определяющий степень сглаживания. При $b = 0$ сглаживание отсутствует, при $b \to \infty$ — максимальное сглаживание (прямая регрессии).

Глава 8

ВЛИЯНИЕ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА НА РАЗВИТИЕ ОЗЕР

Донные отложения озер как показатель антропогенного воздействия

В гидрографической сети континентов озера — водоемы замедленного стока, обладающие способностью трансформировать поступающие в них воды и аккумулировать вещество в виде донных отложений. Особенности озерных экосистем и уровень трофии озер определяются количеством биогенных элементов, поступающих с водосборов, величиной и строением озерных котловин, географическим положением озер.

За последние десятилетия рост народонаселения и связанные с ним усиленное развитие промышленности и сельского хозяйства привели к интенсификации антропогенного воздействия на озера.

Отрицательные последствия такого воздействия были столь значительны, что в короткое время проблема изучения изменений качества воды озер и характера водных экосистем стала одной из ведущих в лимнологии. Было установлено, что изменения связаны с возросшим поступлением в озера минеральных и органических веществ, т. е. с увеличением содержания в воде биогенных элементов, скорости и характера осадконакопления.

Пути поступления биогенов могут быть различны и связаны как с непосредственным загрязнением и засорением озерных акваторий, так и с приносом в озера веществ с водами стока, атмосферными осадками, подземными водами. Изменения, происходящие в озерах в результате антропогенного воздействия, зависят от характера поступающих веществ, их количества и продолжительности воздействия — с одной стороны, с другой — от природных особенностей каждого конкретного водоема, в том числе — от уровня его трофии на момент начала воздействия. Существенными являются размеры и форма котловины, глубина озера, особенности водообмена и водной динамики. По-разному реагируют на поступление биогенов и других веществ гомотермные и стратифицированные водоемы. В донных отложениях озер отражаются все изменения, происходящие на их водосборах: увеличение распаханности, внесение удобрений в почву, заболачивание, мелиоративные мероприятия, наконец, прямой сброс загрязненных вод.

Процесс антропогенного воздействия на озера часто принимает характер эвтрофирования и ведет в ряде случаев к повышению трофического статуса озер. Эвтрофирование, по определению Л. Л. Россолимо (1977), — это повышение уровня новообразования в водоеме органического вещества в продукционно-биологическом процессе. Изучение антропогенного воздействия на озера осуществляется путем исследования изменений биогенной нагрузки и биологической продуктивности озерных экосистем. Исследование биологической продуктивности озерных сообществ и особенно определение первичной продукции фитопланктона (Винберг, 1960) послужили теоретической основой изучения изменений озерных экосистем под влиянием антропогенного эвтрофирования. Основные проявления процесса эвтрофирования — это изменение кислородного режима и физических свойств воды озер: ее цвета, запаха, электропроводности и т. д. Ухудшение качества воды в свою очередь обусловлено изменениями скорости продукционно-деструкционных процессов в озерной экосистеме. Сложность и многогранность антропогенного воздействия на разнотипные озера обусловливает большие трудности определения степени воздействия и скорости процесса эвтрофирования. В каждом конкретном случае результат антропогенного воздействия зависит не только от характера воздействия, но и от его продолжительности. Отсюда возникает палеолимнологический аспект в изучении антропогенного воздействия на озера.

Развитие озер протекало в тесной связи с изменениями природной обстановки на их водосборах. Хозяйственная деятельность

существенно изменила водосборы озер. На месте природных сложились культурные ландшафты. Прогнозирование процесса эвтрофирования требует, с одной стороны, изучения современного состояния озерной экосистемы, с другой — знания начальной стадии эвтрофирования и состояния озера до начала антропогенного воздействия. Основными индикаторами, характеризующими нарушение хода естественной эволюции лимносистем, следует считать изменения в литологии и стратиграфии осадков, нарушения в химическом составе их органической и зольной частей, внезапные скачки в численности и составе диатомовой флоры, палинологические данные и др. (Давыдова, 1972).

Всестороннее послойное изучение донных осадков дает возможность с достаточной полнотой восстановить основные этапы истории водоемов, изменений их режима и биотопов; особенно подробные исследования проведены в Белоруссии, одной из наиболее богатых озерами областей гумидной зоны СССР. Для Белоруссии (Якушко, 1971) основным типом стратиграфических разрезов в современных озерах смешанной зоны является «классический» разрез, обнаруженный более чем в половине всех известных разрезов (около 500). Он характеризуется последовательной сменой типов отложений от наиболее древних кластогенных песчаноглинистых к карбонатным биохемогенным в средней части разрезов и выше к органоминеральным и органическим с силикатной основой зольной части. Такой или любой другой тип стратиграфических разрезов отвечает сменам природной обстановки в позднеледниковье и голоцене. Нижний слой кластогенных отложений образовался в холодных условиях субарктического климата позднеледниковья; средний, карбонатный горизонт, обогащенный углекислым кальцием, является результатом сухого и относительно теплого климата пребореала и бореала, когда усиленное химическое выветривание способствовало интенсивному поступлению карбонатного вещества в озера, имевшие в то время олиготрофный режим. Начиная с атлантического времени голоцена в условиях наиболее теплого и влажного климата трофический уровень в озерах стал повышаться и началось накопление органоминерального типа отложений: глинистых илов, кремнеземистых и органических сапропелей. Большинство озерных водоемов лесной зоны в целом являются накопителями органического вещества (Россолимо, 1964), в составе которого процент зольной части сокращается в пользу органической. В зоне смешанных лесов это явление обусловлено автохтонными процессами. Вместе с тем в некоторых разрезах общая закономерность нарушается появлением верхнего слоя (около 0.5 м) с повышенным содержанием алюмосиликатов по сравнению с более глубокими горизонтами. Причина такого опесчанивания и оглеения верхнего слоя связана с усилением поступления терригенного вещества в результате распахивания водосборов и развития эрозионных процессов (Якушко и др., 1978).

Анализ нескольких сот образцов из верхнего слоя осадков и сравнение их с более глубокими слоями позволили выявить

ряд направленных изменений химического состава, вызванных хозяйственной деятельностью на водосборах, и процесса антропогенного эвтрофирования. Индикаторами в этом отношении являются соединения железа и связанные с ними — фосфора, серы, марганца.

Известно, что для зоны тайги, и в особенности провинции Балтийского щита, характерно образование озерных железомарганцевых руд и конкреций (Семенович, 1958). Южнее, в зоне смешанных лесов, такой тип накопления встречается значительно реже и приурочен лишь к литорали мезотрофных озер. Значительно чаще соединения железа обнаруживаются в рассеянном виде в профундали эвтрофных озер, в ожелезненных осадках которых Fe_2O_3 превышает 7 % (на абсолютно сухое вещество). Наиболее высокая ожелезненность (>10 % Fe_2O_3) наблюдается в поверхностном слое глинистых илов и кремнеземных сапропелей с преобладанием восстановительных условий в периоды стагнаций. Таким образом, современный фон седиментации в озерах Белоруссии характеризуется активным процессом накопления тонкодисперсных глинистых илов и кремнеземистых сапропелей с высоким показателем геохимического фона железа, что является результатом интенсивной распашки земель, эрозии дерново-подзолистых и подзолистых почв и выноса железа из иллювиального горизонта (Якушко и др., 1984).

Для современных осадков озер характерно накопление таких биогенных элементов, как фосфор, который поступает с удобренных полей в отложения слабоэвтрофных стратифицированных озер вместе с рассеянным железом в виде вивианита. Статистические показатели фонового содержания фосфора в отложениях озер Белоруссии достигают 0.5 % P_2O_5 (на абсолютно сухое вещество). В ожелезненных илах и сапропелях этот показатель увеличивается до 3.0—3.5 % (Якушко и др., 1985).

К перечисленным индикаторам изменений процесса озерной седиментации под влиянием антропогенного фактора следует отнести также соединения серы. Среднее содержание ее в отложениях озер Белоруссии составляет 0.47 % (на абсолютно сухое вещество), что в 1.5 раза выше кларка для осадочных пород. В верхнем слое ожелезненных глинистых илов и кремнеземистых сапропелей стратифицированных слабоэвтрофных озер содержание серы увеличивается до 1 %. Основу осадка в этом случае составляет гидротроилит и пирит.

Таким образом, хозяйственная освоенность водосборов озер в лесной зоне стимулирует обогащение верхнего слоя отложений соединениями железа, фосфора, серы, и этот процесс следует считать прогрессирующим.

Накопление карбоната кальция также зависит от изменения условий в системе водосбор—озеро. Известно, что накопление карбонатных сапропелей или других отложений с высоким содержанием карбонатов происходит в литоральной и сублиторальной зонах мезотрофных озер при условии интенсивного приноса его

с поверхностными и подземными водами и отсутствия в водной массе агрессивной углекислоты (Лукашев и др., 1973). В связи с антропогенной эвтрофикацией озер, увеличением биопродуктивности, насыщением воды углекислотой карбонат кальция отлагается теперь только в немногих озерах (7 % их общего числа).

В последние годы подробное изучение осадков гиперэвтрофных озер, сильно трансформированных сбросами загрязненных вод, дало неожиданные результаты (Якушко и др., 1982). В нескольких озерах избыточное поступление биогенных элементов за счет сельскохозяйственных сбросов привело к гиперэвтрофированию всей лимносистемы. В летний период в них наблюдается пересыщение кислородом, отсутствие свободной углекислоты, сильно щелочная (pH 9) активная реакция. В зимний период все гидрохимические параметры резко изменяются, а максимум фосфатов достигает 2.75 мг P/л. Верхний слой донных осадков в таких озерах обогащен карбонатом кальция (>20 %), хотя в более глубоких горизонтах его содержание не выше 3—5 %.

По-видимому, благодаря избыточному количеству биогенов при высокой температуре фотосинтезирующие организмы, используя углекислоту бикарбонатов на построение органического вещества, сдвигают карбонатное равновесие в сторону образования карбоната кальция, в результате чего раствор перенасыщается и $CaCO_3$ выпадает в осадок.

Диатомовые водоросли, участвуя в круговороте вещества и энергии, чутко реагируют на изменения в состоянии лимнической системы. При изучении диатомовой флоры озер Белоруссии выявлены определенные закономерности, связанные с интенсификацией хозяйственной деятельности на водосборах и увеличением поступления биогенных веществ в водоемы. В частности, отмечено, что начало возрастания степени трофности вызывает обогащение видового разнообразия альгофлоры, которое затем резко сокращается. В ходе этого же процесса увеличивается число алкалифилов и алкалибиотов, предпочитающих щелочную реакцию среды. Увеличение трофности, сокращение прозрачности воды вызывают перестройку диатомовых сообществ в сторону увеличения представителей эпифитов. Одновременно сокращается число холодолюбивых видов и замена их видами широкого географического распространения. Доминирующие в чистых озерах виды родов *Melosira* Ag., *Cyclotella* Kütz. сменяются родами *Stephanodiscus* Ehr., *Fragilaria* Hyngb., как более устойчивыми к увеличению биогенной нагрузки (Власов, 1981).

Анализ палинологических спектров из озерных отложений позволяет сделать вывод, что с конца атлантического этапа голоцена начинается заметное воздействие человека на естественный растительный покров. Это подтверждается наличием в пыльцевых спектрах пыльцы растений вырубок и пастбищ: крапивы, подмаренника, щавеля, тысячелистника, одуванчика, подорожника и др.

В суббореальное время с развитием земледелия и вырубками лесов в палинологических спектрах появляется пыльца хлебных

14 Заказ 609

злаков и быстро сокращается количество пыльцы широколиственных пород. В суббореальное время пыльца хлебных злаков была представлена в основном пшеницей, в субатлантическое время в связи с увлажнением и похолоданием климата доминирующей стала пыльца ржи (Богдель, 1984).

Сложившийся к настоящему времени комплексный подход к изучению донных отложений в связи с изучением процессов эвтрофирования озер, вызванных антропогенным воздействием, дополнился рядом новых методов. Важное значение для суждения о влиянии на развитие озер деятельности человека имело установление стадий жизни озера. Идеи о сменяющих друг друга стадиях развития озер были развиты еще в работах Фореля, который на примере Женевского озера описал пять стадий жизни озера, когда на первом этапе развития в водоеме откладывались минерогенные аллохтонные осадки — пески и глины, затем началось образование илов, т. е. вследствие накопления вначале аллохтонного детрита в отложениях появилась органическая составляющая, позднее в илах начинает преобладать автохтонный детрит, образующийся за счет жизнедеятельности озерной биоты, далее происходит превращение озера в пруд и наконец в болото. Тинеманн и Науманн на примере озер Балтийской области и Альп показали, что главный фактор «старения озер» — накопление в них мощной толщи автохтонного детрита, заполняющего его первоначальную котловину, вследствие чего озеро изменяется от олиготрофного через стадию мезотрофии к эвтрофному и далее — к дистрофному типу. Естественный процесс старения озер в умеренных широтах протекал на фоне существенных колебаний температуры и увлажненности климата поздне- и послеледниковья, которые воздействовали как непосредственно на водные массы озер, так и опосредованно — путем изменений ландшафтов их водосборов — гидрографической сети, почв, растительности и т. д.

Уже в неолите деятельность человека оказывала влияние на ландшафты водосборов озер. Это влияние подробно рассмотрено в цикле работ, посвященных истории озера Ловоярви (Kukkonen, Tynni, 1972; Huttonen, Tolonen, 1974; Simola, 1977), было проведено комплексное послойное изучение донных отложений и анализ исторических материалов. В оз. Ловоярви (площадь — $\sim$0.5 км^2, ср. глубина — 8 м, максимальная — 17.5 м) мощность донных отложений достигает 5 м. Изучение состава донных отложений озера и определение возраста осадков методом ^{14}C показало, что озеро возникло 10.2 тыс. лет назад, а человек появился на его водосборе в четвертом тысячелетии до н. э., т. е. 6 тыс. лет назад, и все последующее развитие озера определялось интенсивностью преобразования его водосбора человеком.

Темп осадконакопления, вычисленный по результатам серии радиоуглеродных датировок, на начальном этапе существования озера в пребореале и бореале был очень низким, в Атлантике он несколько повысился и существенно возрос 5.5 тыс. лет назад

с появлением на водосборе озера первобытных охотников. Выделено 5 стадий освоения человеком водосбора озера. Первая стадия начинается в конце атлантического времени и характеризуется лесными пожарами и изменениями растительности, зафиксированными в озерных отложениях по составу пыльцы и наличию прослоев пепла. В пыльцевых спектрах отложений резко возрастает содержание пыльцы папоротника *Pteridium*, разрастающегося на свежих гарях, появляется пыльца крапивы и других подобных ей травянистых растений. Во вторую фазу активизации человеческой деятельности вдвое возрастает содержание пыльцы сосны, убывает содержание пыльцы ели. Увеличивается содержание пыльцы можжевельника, злаков и разнотравья (*Plantago, Rumex, Urtica, Artemisia*). Эта фаза охватывает время до 1—2 века н. э. В третью фазу (II—VI вв. н. э.) впервые в отложениях озера появляется пыльца культурных злаков — ржи, ячменя, пшеницы, что свидетельствует о начале подсечного земледелия. Далее в осадках фиксируется фаза культурного земледелия и интенсивного использования пастбищ. В древесной части диаграмм велико содержание березы, периодически увеличивается процент пыльцы ольхи, можжевельника, лещины и ивы. Среди трав характерны *Rumex acetosella, Ranunculus, Centaurea*, а также конопля и лен. Эта фаза охватывает время с VI по XVI в., при этом сначала культивировалась конопля (V—XIV вв.), а с XV—XVI вв. — лён. Пятая фаза интенсивного современного земледелия охватывает XVIII—XX вв., когда площади посевов несколько сокращаются и происходит залесение территории; в результате растет доля пыльцы сосны и ели, уменьшается роль ольхи и пыльцы недревесных растений.

Таким образом, это исследование показало широкие возможности применения метода палинологического анализа в сочетании с гранулометрическим и химическим анализом донных отложений и радиоуглеродным методом определения возраста осадков.

Влияние человеческой деятельности, изменившее скорость и направленность озерных процессов, ярко проявилось на Большом Плещеевском озере (Ohle, 1979), где антропогенное воздействие на озеро также было изучено как по историческим документам, так и путем комплексного послойного изучения донных отложений. В настоящее время площадь озера 30 км^2, средняя глубина — 12.5 м, а максимальная — 41 м. Озеро образовалось в конце плейстоцена на месте протаившей глыбы погребенного льда. Мощность озерных отложений достигает в нем 15 м. На протяжении позднего дриаса, пребореала и начала бореала темп седиментации был низким (0.1—0.2 мм в год). Далее он возрастает, в осадках увеличивается содержание минеральной составляющей, хлорофилла «а», кремния, связанного с накоплением панцирей диатомей. Все эти изменения вызваны появлением на водосборе озера человека, сведением лесов, началом земледелия.

Резкое изменение режима озера произошло в середине XIII в., когда на ручье, вытекающем из него, были построены плотина и мельница, в результате чего и уровень озера был поднят на 2 м.

Размыв береговой зоны вследствие периодических колебаний уровня озера, ставшего водохранилищем, привел к катастрофическому росту скорости осадконакопления, которая возросла в 120 раз и достигла 12 мм в год. Если до постройки плотины более чем за 10 тыс. лет сформировалось 7.5 м осадков, то за 8 последующих столетий — тоже 7.5 м. В верхнем слое осадков, образовавшемся после строительства плотины, содержание органического вещества выросло по сравнению с нижним слоем в 12 раз (с ~100 г/м^2 до 1265 г/м^2), содержание хлорофилла «а» — в 30 раз (с 0.1 г до 2.8 г/м^2), содержание аутигенного кремния — в 18 раз (со 100 г до 1800 г/м^2). Резко увеличилось также содержание ряда микроэлементов — железа, алюминия, кобальта, меди, цинка.

Следовательно, антропогенное воздействие на озера проявляется прежде всего в изменении темпа и характера осадконакопления: в изменении химического состава осадков, содержания органического вещества, вещественного состава отложений.

Усиление антропогенного воздействия на озера, наблюдающееся в последние десятилетия, было установлено путем изучения верхних горизонтов отложений методом диатомового анализа двух озер Карельского перешейка (Давыдова, Трифонова, 1979) — мезотрофного оз. Красного (площадь — 9 км^2, ср. глубина — 7 м, максимальная — 14 м) и расположенного в том же районе эвтрофного оз. Вишневского (площадь — ~9 км^2, ср. глубина — 2 м, максимальная — 3.5 м). Зимой со льда обоих озер были отобраны монолиты поверхностных донных отложений мощностью 20 (Красное) и 36 см (Вишневское) при общей их мощности соответственно 17 и 12 м. Илы были заморожены и разделены на слои в 1 см, в каждом из которых определялось содержание хлорофилла «а», содержание створок диатомовых водорослей, видовой состав диатомей и строение диатомовых комплексов. Возраст осадков был рассчитан по методу Стокнера (Stockner, 1975) на основе сопоставления содержания диатомей в отложениях и количества их, продуцируемого в среднем за год в планктоне озер. Установлены изменения в характере диатомовых комплексов: рост общего содержания диатомей в осадках, изменения количественных соотношений массовых видов, увеличение численности диатомей алкалифилов и алкалибионтов, рост индекса А/С (соотношения численности планктонных бесшовных диатомей и центрических). В верхних 5 см осадков резко возросло содержание хлорофилла «а». Подсчет темпа седиментации показал, что наиболее резкие изменения в строении диатомовых комплексов произошли за последние 20—25 лет в период повышения уровня трофии озер.

Таким образом, к настоящему времени установлено, что антропогенный фактор играл существенную роль в развитии озерных экосистем со времени появления человека на водосборах озер. Степень и характер антропогенного воздействия зависят от совокупности природных и исторических факторов, что необходимо учитывать при изучении истории развития озер.

Влияние на развитие озер хозяйственной деятельности на водосборах

Для суждения о влиянии антропогенного воздействия на развитие озер помимо информации, которую несут исследования донных отложений, используются сведения о хозяйственной деятельности на водосборах озер: данные о гидротехнических сооружениях, приводящих к изменению глубин и проточности, данные о сбросе в озера подогреваемых вод, биогенных и других химических веществ. Особое положение занимают сведения о быстром росте поступления в водные объекты биогенных веществ, определяющих ход эвтрофирования водоемов (за последние 80 лет антропогенные поступления фосфора в воды суши возросли почти в 10 раз). В последние годы антропогенное эвтрофирование водоемов рассматривается как важнейшая проблема лимнологии (Россолимо, 1977; Алекин, 1979).

В мировой практике широко используются эмпирические связи между уровнем хозяйственной деятельности и уровнем трофии озер. Изучение этих связей в основном было направлено на решение прогностических задач (Dillon, Rigler, 1974; Vollenweider et al., 1980; Расплетина, Гусаков, 1982). Для разработки методики прогнозов необходимо понять причины изменений, происходивших в прошлом.

Установлены связи состояния хозяйственной деятельности с антропогенным поступлением фосфора в озера, с концентрацией фосфора в них и с характеристиками биологической продуктивности. Определялось влияние средней концентрации в озере общего фосфора на содержание в воде хлорофилла «а» (Lee et al., 1980).

Изменения фосфорных нагрузок на озера определяются двумя факторами: изменением объемов производства и изменением технологии производства в областях, связанных с использованием фосфора. Технологические процессы и агротехника решающим образом влияют на поступление в озера биогенных веществ. Для оценок прошлого состояния озер их количества можно учитывать, зная удельное поступление фосфора, свойственное основным вариантам ведения хозяйства в разное время. Для прогностических оценок такой подход является единственно возможным, но в прогнозе трудно учесть возможное изменение технологии и агротехнических приемов. Возможны также ошибки при прогнозе роста объема производства.

Радикальные изменения поступлений фосфора в водные объекты можно проследить на примере Северо-Запада нашей страны. Для XVIII в. характерным было полное отсутствие минеральных удобрений, в земледелии господствовала весенняя вспашка. Сток с полей в половодье формировался на почвах, закрепленных корневыми системами (стерня, травы). Органические удобрения вывозились в установившиеся многолетней практикой сроки после половодья. Сроки эти жестко соблюдались, что исключало смыв удобрений, да и запахивали удобрения тут же (Индова, 1969).

В этих условиях удельный вынос фосфора с полей в водные объекты был близок к средним значениям удельного выноса фосфора из леса (Cole, 1971). В современных условиях при широком использовании осенней зяблевой пахоты весенний сток формируется в условиях, благоприятных для выноса биогенных веществ в водотоки, что привело к увеличению выноса фосфора в среднем примерно в 3 раза (Назаров, 1981).

Еще более значительные изменения произошли в животноводстве. Количество крупного рогатого скота по сравнению с XIX в. удвоилось, а за счет изменения технологии содержания животных вынос фосфора в водные объекты увеличился в десятки раз.

Вынос фосфора в водные объекты с бытовыми сточными водами населенных пунктов также претерпел радикальные изменения. В условиях сельской местности в прошлом в водные объекты выносилось около 1 % потребляемого с пищей фосфора (Мэглин, 1977). К этому надо добавить, что городское население России достигло 2 % только к концу XVIII в. В современном городе при наличии канализации выносится в водные объекты уже 70—100 % потребляемого с пищей фосфора, а за счет применения детергентов количество фосфора в сточных водах может быть удвоено.

Для исследуемых периодов должны быть определены удельные показатели выноса фосфора для всех существовавших антропогенных источников (Шилькрот, 1975, 1981; Сойер, 1977). Вторым этапом исследования является сбор количественных данных, характеризующих демографические сдвиги и увеличение объемов производства в пределах водосборов озер, для которых анализируется ход их антропогенного эвтрофирования, а также соотношения площадей водосборов, сохранившихся в естественных условиях и находящихся под антропогенным воздействием. На третьем этапе исследования осуществляется переход от потоков фосфора к уровню трофии озер. При этом учитываются и антропогенное, и природное поступления фосфора в водоемы (Dillon, Rigler, 1974).

В качестве примера сравним результаты расчета и данные прямых измерений поступления фосфора с водным и твердым стоком в Ладожское озеро (табл. 5). В 1980 г. измеренное поступление фосфора составляло 6830 т/год, а на основании расчетов с помощью удельных показателей хозяйственной деятельности эта величина получилась равной 7300 т/год (Расплетина, Гусаков, 1982). Средняя концентрация общего фосфора в Ладожском озере в этот период составляла 0.027 мг/л (Расплетина, 1982).

Аналогичные расчеты были выполнены Г. С. Шилькрот (1981). Для Валдайского озера средняя расчетная величина концентрации фосфора в воде составила 0.020 мг/л, а средняя фактическая величина по данным за три года — 0.022 мг/л. Расчеты по другим 20 озерам имели погрешности до 84 %, в среднем — 55 %. В общем случае по мере уменьшения площадей водосборов погрешности

Таблица 5

Результаты расчета концентрации общего фосфора в воде Ладожского озера (P) через фосфорную нагрузку (L) и через концентрацию фосфора в водном и твердом стоке (P_1), поступающем в озеро, на уровне 1980 г.

Способы расчета	L, г/м²	P_1	P	Ошибка в расчете величины P, %
		мг/л		
Через фосфорную нагрузку на озеро:				
по фактическим измерениям поступлений фосфора	0.39	—	0.029	7
по данным о хозяйственной деятельности	0.41	—	0.031	15
Через концентрацию фосфора в стоке, поступающем в озеро:				
по фактическим измерениям поступлений фосфора	—	0.097	0.029	7
по данным хозяйственной деятельности	—	0.103	0.031	15

увеличиваются. Для отдельно взятых малых озер рассматриваемый метод малоэффективен.

Необходимые требования к точности рассчитываемых величин вытекают из оценки средней скорости нарастания поступлений фосфора. На основании планетарных оценок видно, что с 1900 по 1940 г. вынос фосфора в водоемы удвоился, а с 1940 по 1980 г. увеличился в 4 раза (Коплан-Дикс, Алексеев, 1985). Следовательно, для нашего времени характерно среднее увеличение поступлений фосфора в водные объекты на 10 % в год.

Следует подчеркнуть, что рассматриваемый метод предназначен для анализа развития многолетнего процесса эвтрофирования озер и непригоден для выявления межгодовых колебаний этого процесса. Поэтому целесообразно осреднять исходные данные о хозяйственной деятельности за 5—10 лет. Сравнивать результаты расчета следует также с данными, осредненными за несколько лет.

В последние десятилетия интерес к изучению антропогенного эвтрофирования озер увеличился. Для решения различных научных и прикладных задач помимо оценки современного состояния озер возникла необходимость в выявлении хода процесса эвтрофирования за промежутки времени, исчисляемые десятилетиями или последними столетиями. Сведения об изменениях в хозяйственной деятельности позволяют не только выделить этапы развития процесса эвтрофирования, но и дать сравнительную количественную оценку скоростей процесса на этих этапах.

Глава 9

ОБОБЩЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ

Большое число методов, с помощью которых изучается история озер, позволяет многократно проверять полученные выводы. Необходимо выработать перечень методов, применение которых необходимо и достаточно для того, чтобы получить нужные сведения по истории озера. Этот перечень зависит от целей исследований.

Все известные методы целесообразно применять только на отдельных объектах, которые используются в качестве эталонов для разработки новых приемов изучения истории озер. Пока, к сожалению, нельзя назвать ни одного озера, при изучении которого была бы использована хотя бы значительная часть перечисленных выше методов. В ходе дальнейших исследований необходимо детально изучить по крайней мере два небольших озерных района, один из которых находился бы в зоне избыточного увлажнения, а другой — на границе зоны недостаточного увлажнения.

Первым из таких районов должна стать центральная часть Карельского перешейка, где на оз. Красном находится лимнологическая станция Института озероведения АН СССР. История озера Красного, в котловине которого отмечена рекордная мощность (80 м) поздне- и послеледниковых озерно-ледниковых и озерных отложений, уже рассматривалась в ряде работ («История озер Северо-Запада», 1967). В настоящее время озеро является мезотрофным водоемом, гидрология, гидробиология и донные отложения которого подробно изучены. В этом же районе расположены олиготрофное оз. Мичуринское, имеющее почти такую же форму, размеры и глубины, как оз. Красное, эвтрофное оз. Вишневское и целый ряд других озер. Эти озера могут быть использованы для отработки и совершенствования существующих методов изучения истории озер и для разработки новых методов.

Другим интересным районом, где на небольшой площади присутствуют очень разнообразные озера (сточные и бессточные, пресные и соленые), является район курорта Боровое в Северном Казахстане. Здесь также уже проводились исследования (Кордэ, 1951).

На современном этапе исследований совершенно необходимо применять геоакустическое и радиолокационное зондирование. Оно должно сопровождаться бурением скважин в пределах акватории озера или на его берегах в зоне распространения озерных отложений и взятием колонок донных отложений. Нужно изучать также древние береговые линии, надводные и подводные, анализировать исторические и гидрометеорологические материалы о режиме озера в прошлом.

При изучении керна колонок и буровых скважин особое внимание следует уделять датировке отложений. Из многочисленных методов датировки (палеонтологических, изотопных и других) можно выбрать один или два метода, которые относительно просты и в данных условиях дают наиболее надежные результаты. Очень важно детально описать литологию керна, выполнить послойный гранулометрический, минералогический и химический анализы; изучить наиболее характерные ископаемые остатки. Ценные данные для суждения о климатах прошлого дает спорово-пыльцевой анализ, а для характеристики экологических условий в древних озерах — диатомовый анализ. Другие палеонтологические методы следует привлекать в тех случаях, когда остатки животных или растений содержатся в отложениях в массовых количествах или когда спорово-пыльцевой и диатомовый анализы не дают удовлетворительных результатов.

При разведке месторождений сапропеля, озерной извести, диатомитов и солей наиболее важно определить запасы полезных ископаемых, а также их характеристики, важные для практического использования.

В ходе исследований истории озер необходимо не только установить, как менялись озера в прошлом, но и понять причины этих изменений. Так, если установлены изменения уровня озера, необходимо выяснить, является ли это следствием тектонических движений, изменений климата, результатом деятельности человека или каких-то других факторов. Ответить на эти вопросы не всегда просто. На внешние воздействия совершенно по-разному реагируют бассейны трех различных типов: сточные озера, бессточные озера и моря или морские заливы, в которые могут превращаться озера на отдельных этапах своей истории.

Уровень сточного озера определяется высотой его порога стока. Если она остается постоянной, то уровень меняется только в очень небольших пределах (обычно не более 2—3 м) под влиянием колебания стока из озера, вызванного климатическими причинами. Увеличение влажности климата вызывает увеличение стока и усиление эрозии, что может привести к снижению высоты порога стока и уровня озера. Пороги стока малых озер могут повыситься в результате накопления торфа в руслах вытекающих из них водотоков; это происходит обычно в маловодные периоды. Пороги стока могут повысить также обвалы и оползни, создающие естественные плотины на вытекающих из озера водотоках. В маловодные периоды такие плотины размываются гораздо медленнее, чем в многоводные. Таким образом, возможны случаи, когда увеличение атмосферных осадков приводит к понижению уровня озера, а уменьшение осадков — к его повышению. При строительстве плотин и дамб создаются искусственные пороги стока, а сточные озера превращаются в водохранилища. С другой стороны, расчистка и углубление порога стока вызывают снижение уровня озера; оно может даже исчезнуть совсем.

Как влияют тектонические движения на уровень сточного озера? Если равномерное поднятие испытывает весь тот участок

земной коры, в пределах которого расположено озеро, то высота его уровня относительно высоты порога стока не меняется. Но при неравномерном поднятии отдельные участки берега могут затопляться, а другие осушаться. Если порог стока поднимается быстрей, чем берега озера, то на них происходит трансгрессия. Именно так в течение большей части голоцена происходила трансгрессия на Ладожском озере. Порог стока, находившийся в северной части Карельского перешейка поднимался быстрей, чем западные, восточные и в особенности южные берега озера. Эти берега затоплялись, пока воды озера не перелились через водораздел между реками Мга и Тосна, сложенный рыхлыми породами. Образовался новый порог стока, размыв которого вызвал резкое снижение уровня Ладоги. Трансгрессия, вызванная поднятием порога стока, продолжается на южных берегах Псковско-Чудского озера. Если порог стока поднимается с меньшей скоростью, чем берега озера, то около них происходит регрессия. Именно так обстоит дело на северном побережье Онежского озера. Наконец, если одна часть берегов озера поднимается быстрей, а другая медленнее, чем порог стока, то в разных частях озера одновременно происходят и регрессия, и трансгрессия.

Совершенно иначе реагирует на внешние воздействия уровень бессточного озера. В условиях недостаточного увлажнения озеро может существовать только за счет поступления воды с его водосборного бассейна. Его площадь (F) определяется водным балансом:

$$F=\frac{Y}{z-x},$$

где Y — годовой объем стока, поступающего в озеро, z — годовой слой испарения с его поверхности, x — годовой слой атмосферных осадков на поверхность озера.

Уровень озера зависит от его площади и определяется формой озерной котловины. Изменение уровня в первую очередь зависит от колебаний климата. Если сток и атмосферные осадки уменьшаются, а испарение растет, то площадь озера уменьшается, а его уровень падает. При росте стока и осадков и уменьшении испарения уровень повышается. Возможны однако случаи, когда уменьшение испарения сопровождается еще более резким сокращением стока и осадков. В этом случае озера уменьшаются, а многие из них исчезают совсем. Именно такая картина наблюдалась в позднеледниковое время.

На величину притока в озеро влияет не только климат, но и изменение водосборного бассейна. При его увеличении возрастает приток, и озеро повышает свой уровень. Особенно быстро менялись размеры водосборных бассейнов во время оледенений. Наконец, на уровни бессточных озер очень сильное влияние оказывает деятельность человека, в особенности разбор воды на орошение. Современное резкое падение уровня Аральского моря наглядно показывает, несколько сильно влияние этого последнего фактора.

Многие котловины бессточных озер созданы тектоническими движениями. Но будет ли котловина занята озером и каковы будут его размеры и уровень зависит исключительно от водного баланса. Равномерное поднятие всей озерной котловины не приводит к изменению уровня озера относительно его берегов. При неравномерном поднятии у одних берегов происходит трансгрессия, а у других регрессия, но размеры озера остаются неизменными.

В отдельные периоды геологического прошлого некоторые озера могли превращаться во внутренние моря или в морские заливы. В этом случае их уровень практически не отличался от уровня мирового океана и менялся вместе с ним; на него не могли повлиять никакие местные причины.

Знание этих закономерностей совершенно необходимо при анализе истории озер. Например, Иссык-Куль является в настоящее время бесточным озером и меняет свой уроень по климатическим причинам и в результате разбора на орошение вод впадающих в него рек. Но в совсем недавнем прошлом озеро было сточным и его уровень определялся высотой порога стока. Еще раньше Иссык-Куль, как и теперь, был бессточным, но имел больший водосборный бассейн— в него впадала верхняя Чу. Только учет разных факторов позволяет правильно реконструировать прошлое Иссыккульской котловины.

При изучении истории озер приходится выяснять не только причины изменений уровней. Сложны и процессы формирования озерных отложений, развития озерных экосистем, эволюции флоры и фауны озер. Изучая эти процессы, необходимо привлекать как материалы исследований по истории озер, так и данные многих смежных научных дисциплин.

Глава 10

ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

К настоящему времени накоплен большой материал по истории озер СССР. Сделан также целый ряд интересных обобщений, но всего этого совершенно недостаточно, предстоит сделать гораздо больше. Перспективы исследований чрезвычайно велики. Следует четко определить теоретические и практические цели, для которых изучается история озер. Она очень важна для познания закономерностей изменения природы материков в геологическом прошлом.

Как известно, за последние двадцать лет в результате осуществления программы глубоководного бурения дна океанов по существу заново создана геология и палеогеография океанического дна. В то же время наметилось определенное отставание в изучении материков, что объясняется особенностями континен-

тального осадконакопления, где осадочные породы не образуют, как правило, стратиграфических горизонтов большого простирания, которые можно проследить на большие расстояния. Очень большое влияние на накопление материковых осадков оказывают местные условия, что затрудняет сопоставление одновозрастных отложений. При сопоставлении не всегда можно опираться на палеонтологические методы: мешает эндемизм фауны и флоры. Все это вынуждает изучать континентальные отложения полно и подробно, с привлечением изотопных, палеомагнитных и других современных методов. При изучении истории озер в первую очередь необходимо исследовать отложения озер, существовавших в течение длительных интервалов геологического времени.

Выше было указано, что таких озер в современную эпоху, к сожалению, довольно мало на территории СССР. Проследить историю озера начиная с дочетвертичного времени удалось для Севана, Иссык-Куля, Зайсана, Байкала и Ханки. Весьма древним является также расположенное на Чукотке оз. Эльгыгытгын, котловина которого представляет собой метеоритный кратер. В недавнем геологическом прошлом озера существовали во многих межгорных депрессиях Закавказья, Тянь-Шаня, Алая, Памира и Алтая, в Тункинской, Баргузинской, Верхне-Ангарской, Муйской и Чарской рифтовых впадинах, в пределах Амуро-Зейской и Средне-Амурской равнин и во многих других районах. Имеющиеся данные по истории большинства этих озер будут обобщены в последующих томах «Истории озер СССР».

Но именно это обобщение показывает, какие существенные пробелы еще имеются. Следует ставить вопрос о бурении глубоких опорных скважин в пределах древних и современных акваторий озер, в первую очередь там, где озерные отложения имеют наибольшую мощность. Керн скважин должен быть подробно изучен всеми возможными методами. На озерах должны быть проведены геофизические исследования, позволяющие судить о распространении тех стратиграфических горизонтов, которые будут обнаружены в результате бурения. Важнейшее значение будут иметь также исследования древних береговых линий озер (как надводных, так и подводных) и связанных с ними отложений.

При истолковании результатов исследований необходимо избегать одностороннего подхода. На развитие озер влияют тектоника и скорость накопления осадков, колебания климата, изменения водосборных бассейнов озер и высоты их порогов стока, деятельность человека. Нередко разные причины приводят к сходным результатам. Например, снижение уровня озера может произойти в результате увеличения засушливости климата, уменьшения водосборного бассейна озера, уменьшения высоты порога стока или разбора на орошение вод впадающих в озеро рек. Палеолимнологический анализ позволяет выяснить степень воздействия тех или иных факторов, природных и антропогенных.

Изучение истории озер, существовавших в плейстоцене, помогает раскрыть закономерности развития четвертичных оледенений.

Необходимо продолжить изучение отложений межледниковых и межстадиальных озер, которые нередко дают уникальные материалы для суждения о резких изменениях природных условий. Особенно большую ценность имеют исследования тех немногих озер, которые существовали на протяжении длительных интервалов плейстоценового времени, таких как озера Неро, Татищевское, Эльтон и Баскунчак.

Очень важно продолжить исследования приледниковых озер. Существуют схемы их развития начиная с максимума последнего оледенения. Не исключено, однако, что наиболее высокие уровни приледниковых озер, существовавших в водосборных бассейнах верхней Волги и Сухоны, связаны не с последним, а с конечным периодом среднечетвертичного оледенения. Этот вопрос нуждается в дополнительном исследовании. Интересные результаты могут быть получены при изучении береговых линий приледниковых озер. По изменению их высот можно судить об изостатическом поднятии территорий, освободившихся от ледниковой нагрузки. Изучение же ранне- и среднечетвертичных приледниковых озер нужно, по существу, начинать заново. Имеющиеся материалы пока еще не обобщены, нет схем перестройки гидрографической сети в начале и середине плейстоцена.

Интересные проблемы возникают при изучении крупных озер, котловины которых сформированы в современном виде во время оледенения, — Ладожского, Онежского, Ильмень, Псковско-Чудского и др. Необходимо продолжить их исследование с помощью геоакустического зондирования, взятия длинных колонок донных отложений, палеомагнитных и других методов.

Важнейшей и очень сложной задачей является изучение истории подавляющего большинства современных малых и средних озер, образовавшихся на протяжении последних 10—12 тыс. лет. В первую очередь необходимо провести районирование озерных котловин, с тем чтобы в дальнейшем изучать озера, наиболее характерные для отдельных районов. К настоящему времени подробно изучены озерные районы Белоруссии и Прибалтики. Что же касается обширных пространств РСФСР и Казахстана, то там история озер изучена пока совершенно недостаточно. Очень мало данных имеется, например, о происхождении озерных котловин Валдайской возвышенности; не определялся возраст карстовых озер Среднего Поволжья; нет новых материалов по стратиграфии озерных отложений юга Западной Сибири и Северного Казахстана. Эти и многие другие пробелы необходимо восполнить в ближайшие годы.

Необходимо также провести целый ряд обобщающих исследований. Должна быть уточнена и детализирована классификация озерных котловин. Следует продолжить разработку представлений об эволюции озер под влиянием развития их экосистем. Далеко не закончена работа по биогеографическому районированию озер и по изучению путей проникновения в озера флоры и фауны. Важнейшее значение имеет также вопрос о том, как отражаются

в истории озер колебания климата, происходившие в голоцене и в более отдаленном геологическом прошлом. Нужно уточнить схемы развития приледниковых озер и внутренних морей, существовавших во время последнего оледенения, и заново разработать такие схемы для средне- и раннечетвертичного времени. В связи с изучением истории озер возникают также многие другие теоретические вопросы.

Знание истории озер имеет очень большое значение также для решения многих народнохозяйственных задач. Оно является основой при организации поисков и разведки полезных ископаемых, формирующихся в озерах. Работы по генезису озерных ископаемых, по определению запасов, по разработке новых путей их использования следует развивать и в дальнейшем.

В последние годы очень большое внимание уделяется вопросу об изменениях природы озер, которые происходят под влиянием деятельности человека. Изучение озерных отложений позволило выяснить, что это влияние иногда начинало сказываться уже несколько тысяч лет назад. Новые методы взятия колонок донных отложений (с помощью замораживания грунтов) позволяют точно датировать изменения режима озер, происходившие в течение последних десятилетий. Эти исследования имеют важное практическое значение. Их следует проводить в как можно более широких масштабах.

История озер находится на стыке многих научных дисциплин. Ее изучение имеет важное значение для геологии, палеогеографии, биогеографии и экологии. Многие вопросы развития озер удается выяснить, привлекая данные археологии и климатологии. В свою очередь знание истории озер помогает датировать археологические памятники и судить об изменениях климата. Однако важнейшей наукой, в рамках которой будет развиваться изучение истории озер (палеолимнология), является озероведение (лимнология). К двум его основным направлениям — гидрологическому и гидробиологическому — присоединяется третье — палеолимнологическое направление. Оно позволяет рассматривать озеро не как неизменную систему, а как природный объект, который непрерывно развивается и изменяется. История озер является важной и интересной частью истории материков.

Палеолимнологические исследования ведутся в Институте озероведения АН СССР и в Лимнологическом институте Сибирского отделения АН СССР. Значительное внимание им уделяют также другие институты Академии наук СССР: Геологический, Зоологический, Ботанический, Институт литосферы, Институт географии, Институт геологии и геофизики Сибирского отделения, а также Комиссия по изучению четвертичного периода и Географическое общество СССР, в составе которого действует Палеолимнологическая комиссия (председатель проф. Г. Г. Мартинсон). Интересные исследования проводят Академии наук Эстонии, Литвы, Белоруссии, Киргизии, Армении. Важные работы проведены Московским, Ленинградским, Вильнюсским, Якутским и

в особенности Белорусским университетами. Обширные материалы по истории древних озер получены организациями Министерства геологии СССР, в частности Всесоюзным научно-исследовательским геологическим институтом (ВСЕГЕИ). Историей современных озер занимаются многие проектные институты и научно-производственные объединения, деятельность которых связана с мелиорацией и добычей торфа. Развитие озер за последние десятилетия подробно освещено в материалах, полученных организациями Госкомгидромета.

В дальнейшем число организаций, занимающихся палеолимнологией, еще более возрастет. Это увеличит потребность в координации исследований. Она будет осуществляться разными методами. Один из них применяется уже более 20 лет. Это организация Всесоюзных симпозиумов по истории озер, которые предполагается проводить регулярно через каждые 2—3 года. Другим методом координации является издание коллективных монографий, посвященных истории отдельных озер или озерных районов. Первым опытом такой монографии является предлагаемое читателю многотомное издание «История озер СССР».

ЛИТЕРАТУРА

Аболканс Ю. Я. Условия и ход образования голоценовых карбонатных отложений на крупных месторождениях Латвии. — В кн.: Материалы по изучению пресноводных известковистых отложений. Рига, 1959, т. 1, с. 79—119.

Абрамова С. А., Гей Н. А., Грейсер Е. Л., Давыдова Н. Н., Казарцева Т. И., Квасов Д. Д., Линьков А. Г., Федоров Б. Г. Геоакустическое зондирование озера Красного (Карельский перешеек). — Изв. ВГО, 1966, т. 98, № 4, с. 350—357.

Абрамова С. А., Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 113—132.

Агаджанян А. К. Изучение истории мелких млекопитающих. — В кн.: Частные методы изучения истории современных экосистем. М., 1979, с. 164—192.

Адаменко В. Н. Количественные методы анализа качественных показателей климата. Тбилиси, 1975. 32 с.

Адаменко В. Н., Ловелиус Н. В. Использование дендрохронологических данных для изучения многолетней изменчивости метеорологических элементов последнего тысячелетия. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по дендрохронологии и дендроклиматологии. Вильнюс, 1968, с. 30—35.

Адаменко В. Н., Масанова М. Д., Четвериков А. Ф., Индикация изменений климата: Методы анализа и интерпретации. Л., 1982. 111 с.

Алабашев В. В. Зональность озерных отложений. — Изв. Сапропелев. ком. АН СССР, 1932, т. 6, с. 1—44.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., 1970. 444 с.

Алекин О. А. Эвтрофирование озер. — Водные ресурсы, 1979, № 4, с. 8—14.

Алешинская З. В., Бондарев Л. Г. Новое о колебаниях уровня Иссык-Куля в историческое время. — Изв. ВГО, 1969, т. 101, № 2, с. 104—108.

Алешинская З. В., Гунова В. С. Голоценовая история озера Неро по данным сопряженного анализа. — В кн.: История озер в голоцене. Л., 1975, с. 150—158.

Алимов А. Ф. Функциональная экология пресноводных двустворчатых моллюсков. Л., 1981. 247 с.

Анучин Д. Н. Верхневолжские озера и верховья Западной Двины. М., 1897. 165 с.

Анучин Д. Н. Байкал (краткий очерк). — Землеведение, 1902, кн. 4, с. 33—41; Избранные географические работы. М., 1949, с. 361—367.

Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. М., 1962. 440 с.

Арсланов Х. А. Об увеличении надежности датирования по радиоуглероду отложений верхнего плейстоцена. — В кн.: Радиоуглерод. Вильнюс, 1971, с. 205—215.

Артюшенко А. Т. Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде. Киев, 1970. 174 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М., 1968.

Ауслендер В. Г. История развития Молого-Шекснинского озера. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 201—210.

Баранов И. В. Лимнологические типы озер СССР. Л., 1962. 276 с.

Бартош Т. Д. Геология и ресурсы пресноводных известковистых отложений голоцена. Рига, 1976. 259 с.

Басаликас А. В. О приледниковых водоемах южной Прибалтики. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 17—33.

Белышев Б. Ф. Стрекозы Сибири (Odonata). Новосибирск, 1973, т. 1, ч. 1. 330 с.

Белышев Б. Ф., Харитонов А. Ю. География стрекоз (Odonata) Бореального фаунистического царства. Новосибирск, 1981. 280 с.

Белышев Б. Ф., Харитонов А. Ю. География стрекоз (Odonata) меридионального фаунистического царства. Новосибирск, 1983. 153 с.

Берг Л. С. Предварительный отчет об исследовании озера Балхаш летом 1903 г. — Изв. РГО, 1904а, т. 40, № 4, с. 584—599; Избр. тр., М., 1960, т. 3, с. 65—76.

Берг Л. С. Озеро Иссык-Куль. — Землеведение, 1904б, т. 11, кн. 1—2, с. 1—85; Избр. тр., М., 1960, т. 3, с. 77—135.

Берг Л. С. Высыхает ли Средняя Азия? — Изв. Рус. геогр. о-ва, 1905, т. 41, № 3, с. 507—521; Избр. тр., М., 1960, т. 3, с. 136—145.

Берг Л. С. Аральское море: Опыт физико-географической монографии. СПб., 1908. 580 с.

Берг Л. С. Рыбы бассейна Амура. СПб., 1909. 272 с.

Берг Л. С. Современное состояние уровня крупных озер СССР. — В кн.: Тр. II Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1929, ч. 2, с. 217—249.

Берг Л. С. Разделение Палеарктики на зоогеографические области на основании распространения пресноводных рыб. — В кн.: Тр. I Всесоюз. геогр. съезда, Л., 1934а, вып. 3, с. 3—10; Избр. тр., М., 1962, т. 5, с. 203—210.

Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время. — В кн.: Проблемы физ. географии. М.; Л., 1934б, т. 1, с. 11—64; Избр. тр., М., 1960, т. 3, с. 281—326.

Берг Л. С. Климат и жизнь. М., 1947. 356 с.

Берг Л. С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран. — М.; Л., 1949, ч. 3, с. 929—1382.

Бердовская Г. Н. Палинологическая характеристика донных отложений озер Чатыркёль и Сонкёль. — В кн.: История озер в СССР. Иркутск, 1979, ч. I, с. 134—138.

Бердовская Г. Н. К методике изучения озерных отложений. — В кн.: Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии, археологии. Тарту, 1981, с. 16—19.

Бердовская Г. Н. К палеогеографии оз. Чаны. — В кн.: Пульсирующее озеро Чаны. Л., 1982, с. 33—40.

Бердовская Г. Н., Севастьянов Д. В. Проявление антропогенного фактора в донных отложениях высокогорных озер Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Палеолимнологический подход к изучению антропогенного воздействия на озера. Л., 1981, с. 90—99.

Бердовская Г. Н., Хомутова В. И. Вопросы формирования спорово-пыльцевых спектров в озерах Карельского перешейка. — В кн.: Биостратиграфические аспекты в палинологии (методика интерпретации): Тез. докл. IV Всесоюз. палинол. конфер. Тюмень, 1981, с. 17.

Бернштам А. Н. Историко-археологические очерки Центрального Тянь-Шаня и Памиро-Алая. М., 1952. 224 с.

Бискэ Г. С. Геологическая история внутренних водоемов Карелии. — В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965, с. 43—61.

Битвинскас Т. Т. Дендроклиматические исследования. Л., 1974. 172 с.

Битвинскас Т. Т., Кайрайтис И., Карпавичус И. Статистические закономерности корреляционных связей с климатическими факторами

отдельных деревьев, групп деревьев и лесных насаждений. — В кн.: Условия среды и радиальный прирост деревьев. Каунас, 1978, с. 87—88.
Благовещенский Г. А. Об ископаемых и современных торфяниках среднего Зауралья. — Сов. ботаника, 1940, № 3, с. 59—76.
Богословский Б. Б. Озероведение. Л., 1960. 335 с.
Богдель И. И. Развитие природы Белоруссии в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Минск, 1984. 19 с.
Бондарев Л. Г. Колебания уровня озера по археологическим и историческим данным. — В кн.: Озеро Иссык-Куль. Фрунзе, 1978, с. 112—117.
Бондарь Е., Палу В., Вески Р. Об изменении состава органических кислот битумоидов А и С сапропеля оз. Лахепера в зависимости от глубины. — Изв. АН ЭССР. Химия, 1982, т. 31, № 3, с. 181—191.
Босиков Н. П. Стратификация донных отложений аласных озер Центральной Якутии. — В кн.: Сапропель в сельском хозяйстве. Якутск, 1983, с. 3—12.
Бракш Н. А. Сапропелевые отложения и пути их использования. Рига, 1971. 282 с.
Букач О. П. Сапропелевые удобрения. Минск, 1983. 120 с.
Буров Г. М., Романова Е. Н., Семенцов А. А. Хронология деревянных сооружений и вещей, найденных в Северо-Двинском бассейне. — В кн.: Проблемы абсолютного датирования в археологии. М., 1972, с. 28—75.
Вайкмяэ Р. Зависимость изотопного состава осадков от метеорологических условий на Западном Шпицбергене и в Восточной Эстонии. — В кн.: Физические, изотопно-геохимические и геологические методы в изучении антропогена Эстонии. Таллин, 1979, с. 5—13.
Васильев Г. А. Четвертичные отложения озера Эльтон и история их образования. — Тр. ВНИИ галургии, 1955, т. 30, с. 205—223.
Великорецкая И. И., Драбкова В. Г. Озеро как составная часть природного комплекса. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 3, с. 220—225.
Венус Б. Г., Линьков А. Г., Тырин Л. К. Геолого-геоморфологическое строение дна Онежского озера по данным геоакустического зондирования. — Вестн. ЛГУ, 1966, № 24, с. 110—116.
Венцковский К. Донные отложения озера Миколайского и других Больших Мазурских озер. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967а, с. 269—276.
Венцковский К. Новая поршневая трубка для взятия длинных колонок донных отложений. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967б, с. 366—370.
Верещагин Н. К., Долуханов П. М., Микляев А. М. Хозяйство и экология свайного поселения Наумово в Псковской обл. — Изв. ВГО, 1970, т. III, вып. 4, с. 363—368.
Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л., 1979. 247 с.
Верзилин Н. Н. Палеолимнологическое значение текстурных особенностей верхнемеловых отложений Монголии. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982, с. 81—100.
Верзилин Н. Н., Окнова Н. С. Принцип гидравлической эквивалентности и его использование при палеогеографических реконструкциях. — Вестн. ЛГУ, 1977, № 6, с. 12—23.
Винберг Г. Г. Первичная продукция водоемов. Минск, 1960. 329 с.
Винберг Г. Г. Энергетический принцип изучения продуктивности и трофических связей в экосистемах. — В кн.: Вопросы экологии. Киев, 1962, вып. 4, с. 13—15.
Винберг Г. Г. Общие основы изучения водных экосистем. Л., 1979. 273 с.
Винберг Г. Г. Опыт применения разных систем биологической индикации загрязнения вод в СССР. — В кн.: Влияние загрязняющих веществ на гидробионтов и экосистемы водоемов. Л., 1979, с. 285—292.
Винберг Г. Г. Проблемы и организация гидробиологических исследований внутренних вод. — Гидробиол. журн., 1981, т. 17, № 1, с. 3—11.
Винник Д. Ф. К историко-топографическому изучению урочища Кой-Сары. — Изв. АН КиргССР. Сер. общ. наук, 1963, т. 5, № 1, с. 25—43.

Винник Д. Ф., Помаскина Г. А. К вопросу о датировке наскальных изображений Прииссыккулья. — В кн.: Археологические памятники Прииссыккулья. Фрунзе, 1975, с. 87—101.
Виноградов А. В. Неолитические памятники Хорезма. М., 1968. 180 с.
Виноградов А. В. Древние охотники и рыболовы Среднеазиатского междуречья. М., 1981. 174 с.
Виноградов А. В., Мамедов Э. Д. Первобытный Лявлякан: Этапы древнейшего заселения и освоения Внутренних Кызылкумов. М., 1975, 288 с.
Виноградова К. Л. К истории формирования морской флоры *Chlorophyta*. Л., 1984. 66 с.
Вишневская Е. М., Давыдова Н. Н. История озера Красного (Карельский перешеек) по данным диатомового анализа. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 161—185.
Власов Б. П. Экологические изменения альгофлоры эвтрофных озер Белоруссии, подверженных антропогенной трансформации. — Вестн. Белорусск. ун-та. Сер. 2, 1981, № 1, с. 62—64.
Воейков А. И. Колебания климата и уровня озер Туркестана и Западной Сибири. — Метеорол. вестник, 1901, № 3; Избр. соч., М., 1952, т. 3, с. 178—185.
Волков И. А., Волкова В. С. Позднеледниковая и голоценовая история озер южной части Западно-Сибирской равнины по геологическим данным. — В кн.: Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск, 1982, с. 101—108.
Волкова Е. А., Юнов А. Ю., Федоров Б. Г. Обнаружение разрывных нарушений методом звуковой геолокации. — Техника и методика разведки, 1970, № 70, с. 64—71.
Вронский В. А. Маринопалинология и палеогеография южных морей СССР в голоцене: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Баку, 1983. 50 с.
Галазий Г. И. Динамика роста древесных пород на берегах Байкала в связи с циклическими изменениями уровня воды в озере. — В кн.: Геоботанические исследования на Байкале. М., 1967, с. 44—301.
Гальчене Ю. Врезы озерных котловин в юго-восточной Литве. — Тр. Литов. НИГРИ, 1974, т. 27, с. 55—59.
Гаммерман А. Ф., Никитин А. А., Николаева Т. А. Определитель древесин по микроскопическим признакам с альбомом микрофотографий. М.; Л., 1946. 143 с.
Ганзей С. С. Хронология палеогеографических событий позднего кайнозоя Понто-Каспия (по данным метода треков): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1984. 24 с.
Гарункштис А. А. Седиментационные процессы в озерах Литвы. Вильнюс, 1975. 297 с.
Гарункштис А. А., Ярошюте Ю. В. Фации озерных отложений Литвы. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 276—286.
Геохимические провинции покровных отложений БССР / Под ред. К. И. Лукашева. Минск, 1969. 468 с.
Герасимов Д. А. К вопросу об изменении ландшафта в послеледниковую эпоху. — Почвоведение, 1936, № 2, с. 203—210.
Герд С. В. К вопросу о биономических типах озер Карелии. — В кн.: Биология внутренних водоемов Прибалтики. М.; Л., 1962, с. 24—28.
Геринг Дж. Дж. Роль азота в эвтрофических процессах. — В кн.: Микробиология загрязненных вод. М., 1976, с. 48—68.
Гильзен К. К. Материалы по исследованию грунта озера «Белого» Валдайского уезда Новгородской губернии. — Тр. Пресноводной биол. ст. СПб. о-ва естествоиспытателей, 1911, т. 3, с. 3—34.
Голлербах М. М., Красавина Л. К. Харовые водоросли. Л., 1983. 190 с.
Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М., 1970. 492 с.
Градзиньский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М., 1980. 640 с.
Гранулометрический анализ в геологии. М., 1976. 165 с.

Грейсер Е. Л. Озерные котловины Карельского перешейка. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 323—328.
Грибовская И. Ф., Кремень А. С., Малясова Е. С. Геохимия голоценовых отложений оз. Мутного. — Геохимия, 1971, № 8, с. 992—1003.
Гричук В. П. Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа. — В кн.: Проблемы физической географии. М.; Л., 1940, т. 8, с. 53—58.
Гричук В. П. О засушливом периоде в послеледниковое время на территории европейской части СССР. — Вопр. географии, 1951, сб. 24, с. 165—191.
Гричук В. П. Гляциальные флоры и их классификация. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М., 1969, с 57—70.
Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор, его применение в палеогеографии. М., 1948. 222 с.
Губкин И. М. Горючие сланцы и сапропель. — В кн.: Два года диктатуры пролетариата. М., 1919, с. 79—88.
Гулямов Я. Г., Исламов У., Аскаров А. Первобытная культура и возникновение орошаемого земледелия в низовьях Зеравшана. Ташкент, 1966. 268 с.
Гурина Н. Н. Древняя история Северо-Запада европейской части СССР. М.; Л., 1961. 588 с.
Гуслицер Б. И. Поиски остатков мелких млекопитающих. Сыктывкар, 1979. 38 с.
Давыдова Н. Н. Применение диатомового анализа для изучения истории озер. — В кн.: История озер. Вильнюс, 1970, с. 561—575.
Давыдова Н. Н. О новом аспекте в палеолимнологии. — В кн.: Исследования озер СССР. Иркутск, 1972, ч. 1, с. 9—12.
Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли — индикаторы экологических условий водоемов в голоцене. Л., 1985. 244 с.
Давыдова Н. Н., Трифонова И. С. Диатомеи планктона и донных отложений и содержание хлорофилла в осадках двух разнотипных озер Карельского перешейка как показатели процесса эвтрофирования. — Ботан. журн., 1979, т. 64, № 8, с. 1174—1183.
Даниланс И. Я. Голоценовые пресноводные известковые отложения Латвии. Рига, 1957. 152 с.
Демиденко Е. З. Линейная и нелинейная регрессия. М., 1981. 302 с.
Дзенс-Литовский А. И. Геология района Сакского озера. — В кн.: Саки-курорт. Симферополь, 1935, вып. 1. с. 31—94.
Дзенс-Литовский А. И. Геологический возраст солевых отложений минеральных озер. — Природа, 1936, № 12, с. 42—57.
Дзенс-Литовский А. И. Минеральные озера в условиях вечной мерзлоты. — Тр. Ком. по вечной мерзлоте АН СССР, 1938, т. 6, с. 79—105.
Дзенс-Литовский А. И. Методы комплексного исследования и разведки озерных соляных месторождений. Л., 1957. 212 с.
Дзенс-Литовский А. И. Соляные озера аридной зоны земного шара. — Тр. Лаб. озероведения АН СССР, 1960, № 10, с. 63—94.
Дзенс-Литовский А. И. Соляные озера СССР и их минеральные богатства. Л., 1968. 119 с.
Диатомовые водоросли СССР. Л., 1974, т. 1. 403 с.
Диатомовый анализ. Л., 1949, ч. 1. 240 с.
Доброхотов В. Н. Семена сорных растений. М., 1961. 416 с.
Доктуровский В. С. Торфяные болота. М.; Л., 1932. 192 с.
Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб., 1978. 222 с.
Долуханов П. М., Лийва А. А., Микляев А. М. Проблема абсолютной хронологии культур V—II тыс. до н. э. в бассейне Балтийского моря. — Краткие сообщ. Ин-та археол. АН СССР, 1978, вып. 153, с. 25—30.
Долуханов П. М., Микляев А. М. К вопросу о датировании памятников неолита и бронзы в лесной полосе СССР. — Археол. Сб. Гос. Эрмитажа, 1972, вып. 14, с. 7—11.

Доманицкий А. П., Дубровина Р. Г., Исаева А. И. Реки и озера Советского Союза (справочные данные). Л., 1971. 104 с.
Домбровская А. В., Кореневa М. М., Тюремнов С. Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. М.; Л., 1959. 137 с.
Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981. 160 с.
Дорофеев П. И. О палеонтологическом методе в палеоботанике. — Палеонтол. журн., 1960, № 1, с. 126—141.
Дорофеев П. И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области. — В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л., 1963, с. 5—180.
Драбкова В. Г., Давыдова Н. Н., Сергеева Л. В., Хомутова В. И., Яковлева Л. В. Палеолимнология озера Большой Кисегач. — В кн.: Палеолимнологический подход к изучению антропогенного воздействия на озера. Л., 1981, с. 73—83.
Драбкова В. Г., Сорокин И. Н. Озеро и его водосбор — единая природная система. Л., 1979. 196 с.
Драбкова В. Г., Форш Л. Ф. Опыт изучения специфики внутренних процессов озер в связи с влиянием окружающего ландшафта. — Изв. ВГО, 1975, № 2, с. 105—113.
Дроздов О. А. Структура современных колебаний климата. — В кн.: Чтения памяти Л. С. Берга. Л., 1978, т. 20, с. 38—45.
Дружинин В. Г. О казахской лимнологической терминологии. — Изв. ВГО, 1970, т. 102, № 5, с. 452—458.
Дружинин Г. В. Основные закономерности строения берегов озер Северного Казахстана. Л., 1980. 136 с.
Дружинин Г. В., Семенович Н. И. Методика взятия монолитов донных отложений поршневой трубкой. — В кн.: Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976, с. 41—44.
Дубров Е. Ф. Звуковая геолокация. Л., 1976. 109 с.
Дулькин А. Л. Химизм воды озер Южного Урала и Зауралья и моллюски. — Зоол. журн., 1961, т. 40, № 10, с. 1461—1464.
Еловичева Я. К., Мысливец И. А. К вопросу о возрасте отложений озера Дривяты. — В кн.: Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Минск, 1974, с. 119—124.
Емельянов А. Ф. Предложения по классификации и номенклатуре ареалов. — Энтомол. обозр., 1974, т. 53, № 3, с. 497—522.
Ендрихинский А. С. Четвертичные отложения. — В кн.: Путоранская озерная провинция. Новосибирск, 1975, с. 98—114.
Епифанов М. И. Озерные отложения во впадинах Устюрта. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1981, № 5, с. 96—101.
Ершов А. А. Стабильные методы оценки параметров (обзор). — Автоматика и телемеханика, 1978, № 8, с. 88—101.
Жадин В. И. Пресноводные моллюски СССР. Л., 1933. 232 с.
Жадин В. И. Семейство *Unionidae*. М.; Л., 1938. 170 с.
Жадин В. И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.; Л., 1952. 376 с.
Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М., 1974. 376 с.
Жизнь пресных вод СССР. М.; Л., 1956, т. 4, ч. 1. 471 с.
Жирков И. И. О запасах и качестве сапропелевых месторождений разнотипных озер Центральной Якутии. — В кн.: Сапропель в сельском хозяйстве. Якутск, 1983а, с. 58—72.
Жирков И. И. Морфогенетическая классификация как основа рационального использования, охраны, воспроизводства природных ресурсов озер криолитозоны (на примере Центральной Якутии). — В кн.: Вопросы рационального использования и охраны природных ресурсов разнотипных озер криолитозоны. Якутск, 1983б, с. 4—46.
Жузе А. П. К истории диатомовой флоры озера Ханка. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1952, т. 51, с. 226—252.
Жузе А. П., Мухина В. В., Козлова О. Г. Диатомеи и силикофлягелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана. — В кн.: Тихий океан: Микро-

флора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М., 1969, с. 7—47.
Жуховицкая А. Л., Генералова В. А., Рачевский А. Н. Методика изучения баланса форм серы и железа в донных отложениях современных озер. — В кн.: Методы изучения состава и свойств горных пород и природных вод. Минск, 1983а, с. 37—49.
Жуховицкая А. Л., Генералова В. А., Рачевский А. Н. Сера как показатель процесса озерного осадконакопления. — Вестн. Белорусск. ун-та. Сер. 2, 1983б, № 4, с. 45—49.
Зелинский Н. Д. О балхашском сапропелите и возможном его использовании для технических и промышленных целей. — Нефтяное и сланцевое хозяйство, 1920, № 1—3, с. 76—82.
Земляков Б. Ф. Геологические условия нахождения неолитических стоянок Прионежья. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1940, № 6—7, с. 32—35.
Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962. 710 с.
Знаменская О. М., Ананова Е. Н. Новые данные по истории западного побережья Ладожского озера. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 132—140.
Зон И. Г., Бердан Ж. М., Пек Р. Э. Остракоды. — В кн.: Методика палеонтологических исследований. М., 1973, с. 73—83.
Зубович С. Ф. Остракоды среднеплейстоценовых отложений Белоруссии и юга Литвы. Минск, 1978. 168 с.
Зубович С. Ф. Ископаемые остракоды озера Нарочь. Минск, 1983. 76 с.
Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л., 1974. 399 с.
Иззатуллаев З. И., Старобогатов Я. И. Зоогеографическая характеристика пресноводных моллюсков Центральной Азии и вопрос о существовании Нагорноазиатской подобласти Палеарктики. — Зоол. журн., 1985, т. 64, № 4, с. 506—517.
Ильвес Э., Лийва А., Пуннинг Я.-М. Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. Таллин, 1974. 230 с.
Ильвес Э., Сарв А. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений болота Калина. — Изв. АН ЭССР. Химия, геология, 1969, т. 18, № 4, с. 377—384.
Ильвес Э., Сарв А. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений болота Улила (средняя Эстония). — Изв. АН ЭССР. Химия, геология. 1970, т. 19, № 2, с. 135—140.
Ильин Е. А. Приледниковые озера северной Белоруссии. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 71—86.
Индова Е. И. Земельная практика в центральной России в XVIII в. — В кн.: Из истории опыта сельского хозяйства СССР. М., 1969, с. 32—44.
Инструкция для исследования озер. СПб., 1908. 297 с.
История озер. Вильнюс. 1970. 623 с.
История озер в голоцене. Л., 1975. 189 с.
История озер в мезозое, палеогене и неогене. Л., 1975. 118 с.
История озер в плейстоцене. Л., 1975. 192 с.
История озер в СССР. Иркутск, 1979. Ч. 1, 164 с.; Ч. 2, 168 с.
История озер в СССР. Таллин, 1983. Т. 1, 215 с.; Т. 2, 224 с.
История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975. 121 с.
История озер Северо-Запада. Л., 1967. 382 с.
Кабайлене М. В. Некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии голоцена юго-восточной Литвы. — Тр. Ин-та геологии. Вильнюс, 1965, вып. 2, с. 302—335.
Кабайлене М. В. Стратиграфия донных отложений озер Литвы. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 269—276.
Кабайлене М. В. Озерно-болотные отложения озера Жувинтас и их стратиграфия. — В кн.: Заповедник «Жувинтас». Вильнюс, 1968, с. 46—49.
Кабайлене М. В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности. Вильнюс, 1969. 148 с.

Кабайлене М. В. Формирование пыльцевых спектров и методы их интерпретации с приложением к стратиграфии и истории лесов голоцена Литвы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Вильнюс, 1973. 51 с.
Кабайлене М. В. Стратиграфия и условия залегания голоценовых отложений оз. Друкшей. — Науч. тр. вузов ЛитССР. Геол., 1982, № 3, с. 60—68.
Казаков Е. И. Методика компонентного анализа органического вещества сапропелей. — В кн.: Методика изучения сапропелевых отложений. М., 1953, вып. 1, с. 30—48.
Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., 1970. 243 с.
Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л., 1968. 377 с.
Калугина Н. С. Насекомые в водных экосистемах прошлого. — Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, 1980, т. 175, с. 224—240.
Калугина Н. С., Жерихин В. В. Изменения лимнофауны насекомых в мезозое и кайнозое и их экологическая интерпретация. — В кн.: История озер в мезозое, палеогене и неогене. Л., 1975, с. 55—61.
Кац Н. Я. Болота и торфяники. М., 1941. 400 с.
Кац Н. Я., Кац С. В., Кипиани М. Г. Атлас и определитель плодов и семян, встречающихся в четвертичных отложениях СССР. М., 1965. 366 с.
Кац Н. Я., Кац С. В., Скоблева И. Е. Атлас растительных остатков в торфах. М., 1977. 372 с.
Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975. 278 с.
Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера. — В кн.: Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976, с. 7—36.
Квасов Д. Д. Байкальская система рифтов — будущий океан. — В кн.: История озер в СССР. Иркутск, 1979, ч. 2, с. 98—100.
Квасов Д. Д., Баканова И. П., Давыдова Н. Н. Основные вопросы позднеледниковой истории восточной Балтики. — В кн.: Baltica. Вильнюс, 1970, т. 4, с. 65—92.
Квасов Д. Д., Жаковщикова Т. К. Подразделение и датировка верхнечетвертичных каспийских отложений по данным диатомового анализа и палеогидрохимии. — В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971, с. 304—307.
Квасов Д. Д., Краснов И. И. Основные вопросы истории приледниковых озер Северо-Запада. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 7—17.
Киселев С. В. Позднекайнозойские жесткокрылые северо-востока Сибири. М., 1981. 117 с.
Китаев С. П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон (тундра, тайга, смешанный лес). Л., 1984. 260 с.
Клеесмент А. О принципах корреляции разрезов на основе минералогических показателей (на примере палеозойских терригенных отложений Прибалтики). — В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс, 1976, с. 44—52.
Ковалев В. А., Генералова В. А., Жуховицкая А. Л. Природа и основные факторы формирования кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств среды торфяных болот. — В кн.: Геохимическое изучение гиперсферы. Минск, 1977, с. 104—136.
Козлов В., Мельников В. Золотое дно озера Неро. Почему не используются его богатства? — Газ. «Известия», 10 октября 1984 г., № 284 (20995), с. 2.
Козловская Л. С. Субфоссильные комплексы моллюсков как показатели состояния озер в голоцене. — Тр. Лаб. сапропелевых отложений, 1956, вып. 6, с. 55—64.
Константинов А. С. Оценка и индикация состояния водных экосистем в условиях антропогенного воздействия. — В кн.: Научные основы контроля качества вод по гидробиологическим показателям. Л., 1981, с. 75—89.
Константинов А. С. О критериях оценки состояния пресноводных экосистем в условиях комплексного использования водоемов. — Гидробиол. журн., 1983, т. 19, № 1, с. 3—13.
Коплан-Дикс И. С., Алексеев В. Л. Изменение роли природных и антро-

погенных процессов в развитии эвтрофирования континентальных вод. — Экология, 1985, № 5, с. 20—23.
Кордэ Н. В. Синезеленые водоросли как образователи сапропелевых отложений. Сообщ. 1. Донные синезеленые озер Залучья. — Тр. Лаб. сапропелевых отложений, 1950, вып. 4, с. 68—90.
Кордэ Н. В. История озер заповедника «Боровое» в Северном Казахстане. — Тр. Лаб. сапропелевых отложений, 1951, вып. 5, с. 5—52.
Кордэ Н. В. Методика биологического анализа донных отложений. — В кн.: Методика изучения сапропелевых отложений. М., 1953, вып. 1, с. 176—207.
Кордэ Н. В. Методика биологического изучения донных отложений озер (полевая работа и биологический анализ). — В кн.: Жизнь пресных вод СССР. М.; Л., 1956, т. 4, ч. 1, с. 383—413.
Кордэ Н. В. Биостратификация и типология русских сапропелей. М., 1960. 220 с.
Коржинский Д. С. Мелкосопочник и водоемы Экибастузского района (Казахстан) и их происхождение. — Изв. Гл. геол.-развед. упр., 1930, т. 49, № 8, с. 1—30.
Короткий А. М., Караулова М. П., Ромашкова Н. И. Озерные трансгрессии и режим позднекайнозойского осадконакопления в Уссури-Ханкайской депрессии. — В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1980, с. 162—181.
Короткий А. М., Михайлов М. А., Китаев И. В., Курносов В. Б. Литология и геохимия современных озерных отложений гумидной зоны (на примере оз. Ханка). М., 1979. 124 с.
Короткий А. М., Павлюткин Б. И. Роль «аллювиальных плотин» в формировании четвертичных озер межгорных впадин. — В кн.: История озер в СССР. Таллин, 1983, т. 2, с. 86—88.
Костин С. И. Значение озерных иловых отложений в изучении колебаний климата. — Тр. ГГО, 1970, т. 258, с. 37—48.
Кошкин В. Л. Датирование вулканических пеплов из четвертичных и неогеновых отложений по трекам от осколков деления урана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Пермь, 1984. 24 с.
Крайнов Д. А. Хронологические рамки неолита Верхнего Поволжья. — Краткие сообщ. Ин-та археологии АН СССР, 1978, вып. 153, с. 57—61.
Краснов И. И. Исследование ленточных глин. — В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М., 1955, т. 2, с. 358—376.
Краснов И. И., Рейнеке В. И. О газоносности четвертичных отложений Ленинградской области. — В кн.: Природные газы. Л., 1936, сб. 11, с. 3—32.
Кривошеина Л. В., Старобогатов Я. И. Состав и зоогеографическая характеристика пресноводной малакофауны горной части бассейна Верхнего Иртыша. — Зоол. журн., 1973, т. 52, вып. 3, с. 348—355.
Криер К. М. Палеомагнетизм четвертичного периода. — В кн.: Магнитостратиграфия и геодинамика. М., 1981, с. 16—25.
Кропоткин П. А. Исследования о ледниковом периоде. СПб., 1876. 717 с.
Крутоус Э. А. Особенности палеокарпологических комплексов Полесских озер. — В кн.: История озер в СССР. Таллин, 1983, т. 1, с. 110—111.
Крымгольц Г. Я. Методика сбора и обработки палеонтолого-стратиграфического материала. Л., 1954. 60 с.
Кудряшов В. В. Основные моменты истории Косинских озер. — Тр. Косинской биол. ст., 1924, т. 1, вып. 1, с. 5—15.
Кузнецов Ю. В. Радиохронология океана. М., 1976. 278 с.
Кузнецова Л. В., Праслов Н. Д. Основные проблемы изучения раннего палеолита Русской равнины. — В кн.: Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982, т. 3, с. 189—190.
Курочкина А. А., Давыдова Н. Н. Стратиграфия пятиметровой колонки донных отложений Онежского озера. — В кн.: Круговорот вещества и энергии в озерах и водохранилищах. Лиственничное-на-Байкале, 1972, т. 1, с. 20—22.
Кянсеп-Ромашкина Н. Н. Значение харовых водорослей для стратиграфии мезозойских отложений Ферганы и их палеолимнологических реконструкций. — В кн.: Проблемы исследования древних озер Евразии. Л., 1974, с. 21—37.
Кянсеп-Ромашкина Н. Н. История озер и развития харофитов в Ферганской впадине в раннемеловое время. — В кн.: История озер в мезозое, палеогене и неогене. Л., 1975, с. 50—55.
Кянсеп-Ромашкина Н. Н. Развитие меловых харовых водорослей в озерных бассейнах юга СССР. — В кн.: Жизнь на древних континентах, ее становление и развитие. Л., 1981, с. 58—65.
Ладышкина Т. Е. К проблеме I Иольдиевого моря в Балтике (по данным диатомовых исследований). — ДАН СССР, 1965, т. 164, № 5, с. 1122—1124.
Лапина Н. Н., Савинова А. И. Методика комплексного исследования вещественного состава терригенных морских осадков. — В кн.: Геология моря. Л., 1971, вып. 1, с. 92—113.
Ласточкин Д. А. Очерки по палеолимнологии Среднего Урала. — Тр. Лаб. сапропелевых отложений, 1949, т. 3, с. 101—135.
Леньков П. В. Семена полевых сорных растений европейской части СССР. М.; Л., 1932. 304 с.
Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. М., 1955. 379 с.
Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., 1961. 418 с.
Ливенталь В. Э. Ostracoda акчагыльского и апшеронского ярусов по Бабалаганскому разрезу. Баку, 1929. 61 с.
Линьков Д. Г., Федоров Б. Г. Применение метода звуковой геолокации для исследования озер Северо-Запада. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 371—378.
Лисеев А. С. Влияние климатических факторов на динамику прироста сосны в различных условиях Будулукского бора. — В кн.: Материалы VI Всесоюз. совещ. по дендрохронологии и дендроклиматологии. Каунас, 1972, с. 42—48.
Лисицына Г. И. Характеристика послеледниковых ландшафтов Подмосковья. — Вестн. МГУ, 1950, № 6, с. 151—158.
Литвинюк Г. И. Голоценовая флора дд. Каролин—Свержень на Немане. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Минск, 1975, с. 119—123.
Ловелиус Н. В. Изменчивость прироста деревьев. Л., 1979. 231 с.
Логвиненко Б. М., Старобогатов Я. И. Кривизна фронтального сечения створки как систематический признак у двустворчатых моллюсков. — Научн. докл. высш. школы. Биол. науки, 1971, № 5, с. 7—11.
Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., 1974. 400 с.
Лонгинов В. В. Некоторые данные о режиме прибойного потока на песчаном пляже отмелого берега. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1950, т. 8, с. 136—157.
Лопотко М. З. Озера и сапропель. Минск, 1978. 88 с.
Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. М., 1967. 140 с.
Лукашев К. И., Жуховицкая А. Л., Хомич А. А. Карбонатно-кальциевые равновесия в озерном литогенезе гумидной зоны. — В кн.: Тр. Междунар. геохим. конгр. М., 1971, т. 4, кн. 1, с. 517—527.
Макрушин А. В. Биологический анализ качества вод. Л., 1974. 60 с.
Малаховский Д. Б. История развития озерных бассейнов в районе верхнего течения рек Ловати и Куньи. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 93—98.
Малясова Е. С., Соколова Л. Ф. Новые данные по стратиграфии озерных отложений центральной части Карельского перешейка. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 154—161.
Малясова Е. С., Спиридонова Е. А. О некоторых вопросах методики спорово-пыльцевого анализа четвертичных отложений Северо-Запада. — В кн.: Палинология в геологических исследованиях Прибалтики и Балтийского моря. Рига, 1983, с. 9—13.
Мандельштам М. И., Шнейдер Г. Ф. Ископаемые остракоды СССР. Л., 1963. 331 с.
Марков Г. Е. Грот Дам-Дам чешме 2 в Восточном Прикаспии. — Сов. археология, 1966, № 2, с. 104—125.

Марков К. К. География в пространстве и во времени. — В кн.: Наука и человечество. М., 1973, с. 123—133.
Мартинсон Г. Г. Зоологический анализ донных отложений Байкала. — Тр. Байкальск. лимнол. ст., 1954, т. 14, с. 152—168.
Мартинсон Г. Г. Происхождение фауны Байкала в свете палеонтологических исследований. — ДАН СССР, 1958, т. 120, № 5, 1155—1158.
Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.; Л., 1961. 332 с.
Мартинсон Г. Г. Проблема происхождения фауны Байкала. — Зоол. журн., 1967, т. 46, № 10, с. 1594—1598.
Мартма Т. А., Пуннинг Я.-М. К., Путник Х. Э. Изотопные исследования разреза озерной извести Тапа (Северная Эстония). — В кн.: — Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии. Тарту, 1981, с. 71—74.
Мартынов А. В. Основные черты географического распространения ручейников. — Докл. Россейск. Акад. наук, 1923 (за 1922), с. 48—51.
Мартынов А. В. Ручейники. Л., 1924. 388 с.
Мартынова М. В. Пробоотборники для изучения придонной воды. — В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения. Л., 1977, с. 286—287.
Маслов В. П. Введение в изучение ископаемых харовых водорослей. М., 1963. 104 с.
Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965. 180 с.
Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967. 185 с.
Махнач Н. А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск, 1971. 211 с.
Медведев Л. Н. Колеоптерологический анализ. — В кн.: Частные методы изучения истории экосистем. М., 1979, с. 128—135.
Методическое руководство по минералого-петрографическому изучению глин. М., 1957. 448 с.
Методы изучения осадочных пород. М., 1957, т. 1, 611 с.; т. 2, 564 с.
Миддендорф А. Ф. Бараба. СПб., 1871. 123 с.
Микляев А. М., Долуханов П. М., Гуман М. А. Усвяты IV, Наумово — озерные поселения эпох неолита и бронзы в верховьях Западной Двины. — В кн.: Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины. М., 1984, с. 67—81.
Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. М., 1968, т. 1, 500 с.; т. 2, 666 с.
Мирлин Е. Г. Станет ли Байкал океаном? — Природа, 1984, № 11, с. 39—47.
Мицкевич О. И. Оценка результатов акклиматизации байкальского бокоплава Gmelinoides fasciatus Stebb. в водоемах Европейской части СССР. — Сб. науч. трудов ГосНИОРХ, 1984, вып. 223, с. 73—78.
Мичурин А. Н., Казарьян В. В. Программа корреляционного и спектрального анализов. — Изв. Тихоокеанск. н.-и. ин-та рыбн. хоз. и океаногр. (ТИНРО), 1972, т. 85, с. 189—192.
Молчанов И. В. Озера и сапропелевые месторождения Валдайской возвышенности. Л. 1933. 254 с.
Моносзон М. Х. Морфология пыльцы полыней. — В кн.: Тр. Конф. по спорово-пыльцевому анализу 1948 года. М., 1950, с. 251—259.
Мордберг Е. Л., Стравинская Е. А. Определение скорости осадконакопления с помощью радиоактивного свинца. — В кн.: Сохранение природной экосистемы водоема в урбанизированном ландшафте. Л., 1984, с. 113—115.
Москвичева И. М. Наяды (*Bivalvia Unionoides*) бассейна Амура и Приморья. — Зоол. журн., 1973, т. 52, № 10, с. 1458—1471.
Мотузко А. Н. Первая находка нижнеплейстоценовой фауны млекопитающих в Белоруссии. — Вестн. МГУ. География, 1977, № 4, с. 47—53.
Мотузко А. Н. Фауна грызунов лихвинского межледниковья Белоруссии и Литвы. — В кн.: Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982, т. 2, с. 191—192.
Муравейский С. Д. Заметки о планктоне озера Светлояр Нижегородской губернии. — Рус. гидробиол. журн., 1923, т. 2, № 11—12, с. 224—227.

Мурзаев Э. М. География в названиях. М., 1982. 177 с.
Мушкетов И. В. Физическая геология. М.; Л., 1926, т. 2. 636 с.
Мэчлин Л. Фосфор в питании человека. — В кн.: Фосфор в окружающей среде. М., 1977, с. 450—461.
Назаров В. И. Антропогеновые насекомые северо-востока Белоруссии и сопредельных районов. М., 1984. 115 с.
Назаров Г. В. Гидрологическая роль почвы. Л., 1981. 216 с.
Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.; Л., 1956, т. 1, 534 с.
Науманн Э. Цель и основные проблемы региональной лимнологии. — Тр. Косинск. биол. станции, 1927, вып. 6, с. 3—11.
Нейштадт М. И. К истории развития озер в послеледниковое время. — Почвоведение, 1936, № 2, с. 269—276.
Нейштадт М. И. История лесов и палеогеографии СССР в голоцене. М., 1957. 403 с.
Нейштадт М. И., Хотинский Н. А., Девирц А. Л., Маркова Н. Г. Озеро Сомино (Ярославская область.) — В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., 1965, с. 91—97.
Нестеров И. И. Диатомиты — сырье будущего. — Газ. «Известия», 13 августа 1984 г., № 226 (20937), с. 2.
Неуструева И. Ю. О палеоэкологии позднепермских и раннетриасовых остракод Кузнецкого каменноугольного бассейна. — В кн.: Тез. III Всесоюз. коллоквиума по остракодам. Таллин, 1971, с. 40—43.
Неуструева И. Ю. Типы ориктоценозов остракод в континентальных отложениях и их фациальная приуроченность. — Ежегодник Всесоюз. палеонтол. о-ва, 1981, вып. 24, с. 121—126.
Низовья Амударьи, Сарыкамыш, Узбой: история формирования и заселения / Ред. С. П. Толстов, А. С. Кесь. М., 1960. 348 с.
Никитин В. П. Палеокарпологический метод. Томск, 1969. 82 с.
Никитин П. А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.; Л., 1957. 206 с.
Николаев И. И. Многолетние колебания численности некоторых пелагических рыб Балтийского бассейна в связи с условиями колебаний продуктивности планктона. — В кн.: Тр. VI науч. конф. по изуч. водоемов Прибалтики. Вильнюс, 1958, с. 31—33.
Никольская В. В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1952, т. 51, с. 215—225.
Никонов А. А. Новые находки следов каменного века на Памире. — Природа, 1976, № 5, с. 130—131.
Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. Новосибирск, 1975. 439 с.
Образование осадков в современных водоемах / Под ред. Н. М. Страхова. М., 1954. 792 с.
Обручев В. А. Инструкция для геологического исследования озер. — В кн.: Инструкция для исследования озер. СПб., 1908, с. 1—35.
Общие методы изучения истории современных экосистем. М., 1979. 275 с.
Одум Ю. Основы экологии. М., 1975. 740 с.
Окладников А. П. Пещера Джебел — памятник древней культуры прикаспийских племен Туркмении. — Тр. Южно-Туркменской археол. компл: экспедиции, 1956, т. 7, с. 11—219.
Окнова Н. С. Терригенно-минералогический анализ. — В кн.: Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л., 1984, с. 89—164.
Оксиюк О. И. Флора диатомовых водорослей Волынской области и ее история. — Укр. ботан. журн., 1957, т. 14, № 1, с. 20—49.
Ошибкина С. В. Мезолит бассейна Сухоны и восточного Прионежья. М., 1983. 296 с.
Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. 202 с.
Палеопалинология. Л., 1966, т. 1. 351 с.
Палу В., Вески Р. Об изменении группового состава сапропеля озера Лахепера

в зависимости от глубины. — Изв. АН ЭстССР. Химия, 1982, т. 31, № 2, с. 136—140.
Панкрушев Г. А. Мезолит и неолит Карелии. Л., 1978, ч. 1, 2 (ч. 1 — Мезолит, 136 с.; ч. 2 — Неолит, 164 с.).
Панкрушев Г. А. Формирование берегов Онежского озера в голоцене (по археологическим данным). — В кн.: Археологические памятники бассейна Онежского озера. Петрозаводск, 1984, с. 5—24.
Пармузин Ю. П. Гидрографическая сеть, генезис озерных впадин и четвертичные отложения. — В кн.: История больших озер Центральной Субарктики. Новосибирск, 1981, с. 9—30.
Перфильев Б. В. К изучению озерных отложений. — Изв. ГГИ, 1927, № 19, с. 90—93.
Перфильев Б. В. Микрозональное строение иловых отложений и методы его исследования. Л., 1972. 215 с.
Перфильев Б. В., Рылов В. И. Предварительные результаты ботанического и зоологического исследования сапропеля некоторых озер Средней России. — Изв. Сапропелевого ком., 1923, вып. 1, с. 65—130.
Петелин В. П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М., 1967. 128 с.
Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., 1976. 535 с.
Пидопличко А. П. Озерные отложения Белорусской ССР: Генезис, стратиграфия и некоторые качественные особенности. Минск, 1975. 120 с.
Пикард М., Хай Л. мл. Критерии распознавания пород озерного происхождения. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., 1974, с. 141—188.
Пирожников П. Л. О гидробиологии как науке и месте в ней трофических исследований. — В кн.: Трофология водных животных: Итоги и задачи. М., 1973, с. 75—84.
Плоских В. М. Иссык-Куль: Путешествие в историю. Фрунзе, 1981. 75 с.
Покровская Т. Н., Миронова Н. Я., Шилькрот Г. С. Макрофитные озера и их эвтрофирование. М., 1983. 152 с.
Поляков И. С. Глубокое прошлое озерной области. Большие северо-русские озера. — В кн.: Живописная Россия. СПб.; М., 1881, т. 1, ч. 1, с. 339—382.
Пономарев А. И. Методы химического анализа минералов и горных пород. М., 1951, т. 1. 350 с.
Попова С. М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М., 1981. 188 с.
Попова С. М., Девяткин Е. В., Старобогатов Я. И. Моллюски кызылгирской свиты Горного Алтая. М., 1970. 95 с.
Порецкий В. С., Жузе А. П., Шешукова В. С. Диатомовые Кольского полуострова в связи с микроскопическим составом кольских диатомитов. — Тр. Геоморфол. ин-та АН СССР, 1934, вып. 8, с. 95—210.
Поярков Б. В. Девонские харофиты Тянь-Шаня. — В кн.: Ископаемые харофиты СССР. 1966, с. 161—200.
Прошкина-Лавренко А. И. Альгофлора сапропелей озер Среднего Урала. — ДАН СССР, 1945, т. 50, с. 471—474.
Пуннинг Я.-М. К. О погрешностях радиоуглеродного метода и о контроле достоверности полученных дат. — Изв. АН СССР. Геология, 1970, т. 19, № 3, с. 238—243.
Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. В. Методы датирования четвертичных образований в целях палеогеографических реконструкций. М., 1983. 184 с.
Пуннинг Я.-М. К., Раямяэ Р., Хютт Г. О возрасте озерно-аллювиальных отложений в разрезах Дричалуки и Бригитполе (Сев. Белоруссия). — Изв. АН ЭССР. Геология, 1982, т. 31, № 1, с. 15—20.
Пьявченко Н. И. Торфяники Русской лесостепи. М., 1958. 192 с.
Пыльцевой анализ. М., 1950. 571 с.
Ранов В. А. К изучению мустьерской культуры в Средней Азии. — Материалы и исследования по археологии СССР, 1971, № 173, с. 209—232.
Ранов В. А., Юнусалиев М. Б. Предварительные результаты исследования мустьерской стоянки Тоссор. — В кн.: Археологические памятники Прииссыккулья. Фрунзе, 1975, с. 42—51.
Расплетина Г. Ф. Режим биогенных элементов. — В кн.: Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера. Л., 1982, с. 79—101.
Расплетина Г. Ф., Гусаков Б. Л. Применение прямого и косвенного методов для расчета биогенной нагрузки и концентрации веществ в воде Ладожского озера. — В кн.: Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера. Л., 1982, с. 222—242.
Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных классических осадков). М., 1981. 439 с.
Рожков Г. Ф. Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма α—τ по косвенному счету зерен. — В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М., 1978, с. 97—117.
Рожков Г. Ф., Куликов В. Д. Автоматическая обработка результатов дробного ситового анализа. — Тр. Всесоюз. н.-и. геол.-разв. ин-та (ВНИГРИ), 1975, вып. 372, с. 94—126.
Розанов М. И. Некоторые итоги работы дендрохронологической группы Всесоюзного НИИ судебной экспертизы. — В кн.: Материалы II Всесоюз. совещ. по дендрохронологии и дендроклиматологии. Каунас, 1972, с. 127—129.
Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л., 1977. 408 с.
Россолимо Л. Л. Некоторые черты из прошлого Глубокого озера. — В кн.: Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961, с. 285—309.
Россолимо Л. Л. Основы типизации озер и лимнологического районирования. — В кн.: Накопление вещества в озерах. М., 1964, с. 5—46.
Россолимо Л. Л. Теоретические основы освоения озерных ресурсов. — В кн.: Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. М., 1967, с. 5—13.
Россолимо Л. Л. Озерное накопление органического вещества и возможности его типизации. — В кн.: Типология озерного накопления органического вещества. М., 1976, с. 3—10.
Россолимо Л. Л. Изменение лимнических экосистем под воздействием антропогенного фактора. М., 1977. 144 с.
Рудаков К. Е. Метод изучения влияния колебаний климата на толщину годичных колец деревьев. — Докл. АН АрмССР, 1951, т. 13, № 3, с. 75—79.
Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1962. 628 с.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1969. 703 с.
Рыбалко А. Е. К вопросу классификации современных морских осадков по гранулометрическому составу. — Вестн. ЛГУ, 1971, № 6, с. 41—47.
Саарсе Л. А. Об определении органического вещества в донных отложениях озер. — В кн.: Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии. Тарту, 1981, с. 124—129.
Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. М., 1951. 207 с.
Сапожников Д. Г., Виселкина М. А. Современные осадки озера Иссык-Куль и его заливов. М., 1960. 160 с.
Сапропелевые месторождения СССР / Под ред. М. И. Нейштадта. М., 1964. 336 с.
Сарв А. А., Ильвес Э. О. Стратиграфия и геохронология голоценовых озерных и болотных отложений юго-западной части Эстонии. — В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига, 1976, с. 47—59.
Саядян Ю. В. Человек и среда в послеледниковое время в бассейне озера Севан и сопредельных областях. — В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван, 1983, с. 67—74.
Свиточ А. А. Плейстоценовые озерные бассейны внутренней Чукотки. — В кн.: История озер в плейстоцене. Л., 1975, с. 188—193.
Севастьянов Д. В., Шнитников А. В., Лийва А. А., Бердовская Г. Н., Земляницина Л. А. Озера Чатыркель и Сонкель. — В кн.: Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980, с. 70—138.
Сейбутис А. О. О стратиграфическом значении двухслойных торфянистых подсапропелевых отложений. — Тр. АН ЛитССР. Сер. Б, 1962, № 3 (30), с. 173—178.

Сейбутис А. О. О чередовании болотно- и озерообразовательных процессов в голоцене. — В кн.: История озер. Вильнюс, 1970, с. 444—450.
Семенович Н. И. Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах. Л., 1958. 188 с.
Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. — В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965, с. 92—108.
Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. М.; Л., 1966. 123 с.
Семенович Н. И. Донные отложения Онежского озера. Л., 1973. 104 с.
Семихатов А. И. Материалы для геологии Баскунчакского озера. — Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. НКТП СССР, 1933, вып. 224, с. 3—24.
Славин В. И., Ясаманов Н. А. Методы палеогеографических исследований. М., 1982. 255 с.
Смирнов А. В. Озерные сапропели, их добыча и использование в сельском хозяйстве. М., 1965. 159 с.
Смирнов Н. Н. Chydoridae фауны мира. Л., 1971. 531 с.
Смирнов Н. Н. Методы и некоторые результаты исторической биоценологии ветвистоусых ракообразных. — В кн.: Экология сообществ озера Глубокого. М., 1978, с. 105—173.
Смирнов Н. Н. Зоологический анализ грунта континентальных водоемов. М., 1984. 147 с.
Смоляк С. А., Титоренко Б. П. Устойчивые методы оценивания. М., 1980. 208 с.
Сойер К. Фосфор и экология. — В кн.: Фосфор в окружающей среде. М., 1977, с. 687—705.
Соколов Ю. М. Инженерная морфодинамика берегов и ее приложение. Киев, 1976. 227 с.
Солдатенков П. Ф. Действие сапропеля на физиологические процессы в животном организме. Л., 1976. 171 с.
Соловьев М. М. Проблемы сапропеля в СССР. Л., 1939. 105 с.
Соловьев М. М., Белоголовая М. А. Основные типы озерных и болотных сапропелевых отложений района озера Селигер. — Тр. Сапропелевого ин-та, 1934, т. 1, с. 27—61.
Справочник по литологии. М., 1983. 509 с.
Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л., 1958, т. 1, 485 с.; т. 2, 520 с.
Стальмакова Г. А. К характеристике донных отложений озер Залучья. — Тр. Лаб. генезиса сапропеля, 1939, вып. 1, с. 127—147.
Станкевич Е. Ф. О минералогических отличиях морских и озерных отложений. — Геология и геофизика, 1980, № 1, с. 93—99.
Старик И. Е. Ядерная геохронология. М.; Л., 1961. 561 с.
Старобогатов Я. И. Пресноводные моллюски лихвинского разреза. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 35, № 6, с. 116—119.
Старобогатов Я. И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов Земного шара. Л., 1970. 372 с.
Старобогатов Я. И. Проблема минимального выдела в биогеографии и ее применение к фаунистической (фауногенетической) зоогеографии моря. — В кн.: Морская биогеография. М., 1982, с. 12—18.
Старобогатов Я. И., Стрелецкая Э. А. Состав и зоогеографическая характеристика пресноводной малакофауны Восточной Сибири и севера Дальнего Востока. — В кн.: Моллюски и их роль в биоценозах и формировании фаун. Л., 1967, с. 221—268.
Стасяк Я. Позднеледниковые озерные отложения северо-восточной Польши. — В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965, с. 114—133.
Страхов Н. М. Методы изучения осадочных пород. М., 1957, т. 2. 350 с.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., 1960—1962, т. 1, 212 с.; т. 2, 574 с.; т. 3, 550 с.
Сукачев В. Н. Материалы к изучению болот и торфяников в озерной области. — Тр. Пресноводной биол. ст. СПб. о-ва естествоиспытателей, 1906, т. 2, с. 161—262.

Сукачев В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства. Л., 1926. 162 с.
Сукачев В. Н., Барышников И. А., Бородина Т. П. Сапропель и его значение в сельском хозяйстве. М.; Л., 1943. 56 с.
Сукачев В. Н., Поплавская Г. И. Очерк истории озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений. — Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода, 1946, № 8, с. 5—37.
Таганцев В. Н. Проблема сапропеля. — Нефтяное и сланцевое хозяйство, 1920, № 4—8, с. 73—90.
Тамошайтис Ю. С. Влияние физико-географических условий водосборных бассейнов на осадконакопление в малых озерах. — В кн.: Накопление веществ в малых озерах юго-восточной Литвы. Вильнюс, 1975, с. 381—405.
Тезисы III Всесоюзного коллоквиума по остракодам. Таллин, 1971. 63 с.
Толстикова Н. В., Македонов А. В., Кривулина Ю. А. Некоторые итоги биофациального анализа современных лагунных и озерных осадков. — Ежегодник Всесоюз. палеонтол. о-ва, 1983, т. 26, с. 295—309.
Томин Е. Д., Фомин А. И. Сапропель, его добыча и использование в сельском хозяйстве. Ярославль, 1964. 104 с.
Трифонова И. С. Определение содержания дериватов хлорофилла в донных отложениях как метод изучения эвтрофирования озер. — В кн.: История озер в СССР. Таллин, 1983, т. 1, с. 179—180.
Трифонова И. С., Давыдова Н. Н. Изучение поверхностного слоя донных отложений оз. Красного как метод выявления процессов эвтрофирования. — В кн.: Палеолимнологический подход к изучению антропогенного воздействия на озера. Л., 1981, с. 15—20.
Турманина В. И. Особенности прироста деревьев в Приэльбрусье. — В кн.: Материалы II Всесоюз. совещ. по дендрохронологии и дендроклиматологии. Каунас, 1972, с. 37—41.
Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения. 1-е изд. М.; Л., 1940, 372 с.; 3 изд., М., 1976, 487 с.
Умурзаков С. У., Винник Д. Ф. Исторические и археологические свидетельства колебания уровня озера Иссык-Куль. — В кн.: Проблемы географии Киргизии. Фрунзе, 1975, с. 208—211.
Успенская О. Н. Изучение истории озер методом комплексного биологического анализа: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1979. 20 с.
Успенская О. Н. История озера Белое (Московская область), восстановленная по данным биологического анализа. — Ботан. журн., 1980, т. 65, № 1, с. 83—90.
Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Л., 1973. 288 с.
Федоров Б. Г. Четвертичная геология и геоморфология озера Большая Имандра по данным звуковой геолокации. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 329—341.
Федоров Б. Г. Геоакустические исследования на нефть и газ. — В кн.: Поиски, разведка и эксплуатация месторождений нефти и газа. Л., 1975, с. 125—134.
Федоров Б. Г. Возможности и перспективы геоакустики при исследованиях нефтегазоносных скважин. — В кн.: Методика геолого-геоморфологических исследований нефтегазоносных областей. Л., 1977, с. 53—70.
Форель Ф. Руководство по озероведению: (Общая лимнология). СПб., 1912, 196 с.
Фортунатов М. А. О содержании, задачах и развитии балансового и ландшафтного направлений в лимнологии. — В кн.: Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. М., 1967, с. 14—21.
Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М., 1964. 310 с.
Хлебович В. В. Критическая соленость биологических процессов. Л., 1974. 235 с.
Хомутова В. И. Спорово-пыльцевой анализ в палеогеографических исследованиях крупнейших современных озер Северо-Запада. — В кн.: История озер в голоцене. Л., 1975, с. 33—38.
Хомутова В. И. Пыльца и споры в поверхностном слое донных отложений. —

В кн.: Антропогенное влияние на крупные озера северо-запада СССР. Ч. 2. Гидробиология и донные отложения оз. Белого. Л., 1981, с. 150—158.
Хотинский Н. А. Палеогеографические основы датировки и периодизации неолита лесной зоны европейской части СССР. — Краткие сообщ. Ин-та археологии, 1978, вып. 153, с. 7—13.
Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнитология. Л., 1982. 312 с.
Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., 1967. 252 с.
Хрусталев Ю. П., Резников С. А., Туровский Д. С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов н/Д, 1977. 159 с.
Хурсевич Г. К. История развития диатомовой флоры озер Нарочанского бассейна. Минск, 1976. 152 с.
Частные методы изучения истории современных экосистем. М., 1979. 261 с.
Чердынцев В. В. Уран-234. М., 1969. 324 с.
Шайкин И. М. Characeae верхнего карбона Донбасса. — В кн.: Ископаемые харофиты СССР. М., 1966, с. 154—160.
Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., 1969. 247 с.
Шешукова В. С. История водоемов Зауралья на основе изучения их диатомовой флоры. Сообщ. 1. Озера Камышловского района. — Тр. Лаб. сапропелевых отложений. 1951, вып. 5, с. 139—166.
Шешукова В. С. История водоемов Зауралья на основе изучения их диатомовой флоры. Сообщ. 2. Камыштымская и Челябинская группы озер. — Уч. зап. ЛГУ. 1955, вып. 191, с. 105—162.
Шилькрот Г. С. Причины антропогенного эвтрофирования водоемов. — В кн.: Общая экология. Биогеоценология. Гидробиология. Т. 2. Антропогенное эвтрофирование водоемов. М., 1975, с. 61—99.
Шилькрот Г. С. О возможности использования эмпирических зависимостей для прогноза эвтрофирования озер. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1981, № 1, с. 41—51.
Ширяев Г. И., Перфильев И. А. Ископаемый дуб в Вологодской губернии. — Тр. Ботан. сада Юрьевск. ун-та, 1912, т. 13, вып. 3—4, с. 188—189.
Ширяев Г. И., Перфильев И. А. Материалы для послеледниковой флоры Вологодской губернии. — Тр. Ботан. сада Юрьевск. ун-та, 1913, т. 14, вып. 2, с. 142—148.
Шнитников А. В. О внутривековых колебаниях уровня степных озер на юго-востоке центра европейской части СССР. — Тр. Лаб. озероведения АН СССР, 1953, т. 2, с. 93—107.
Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. М.; Л., 1957. 337 с.
Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., 1969. 245 с.
Шнитников А. В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки. — В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973, с. 7—38.
Шнитников А. В. Иссык-Куль: Природа, охрана и перспектива использования озера. Фрунзе, 1979. 85 с.
Шнитников А. В. Озеро Иссык-Куль. — В кн.: Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980, с. 5—69.
Шнитников А. В. История бассейна озера Чаны в эпоху позднего голоцена и историческое время. — В кн.: Пульсирующее озеро Чаны. Л., 1982, с. 25—33..
Шнитников А. В., Бердовская Г. Н., Земляницына Л. А., Лийва А. А., Севастьянов Д. В. История озера Иссык-Куль в голоцене. — В кн.: История озер в СССР. Таллин, 1983, т. 2, с. 213—215.
Шнитников А. В., Бердовская Г. Н., Севастьянов Д. В. Развитие биогеоценозов Тянь-Шаня в голоцене. — В кн.: Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М., 1981, с. 213—219.
Шорников Е. И. Функциональная морфология раковин остракод как палеоэкологический индикатор. — В кн.: Тез. III Всесоюз. коллоквиума по остракодам. Таллин, 1971, с. 36—39.

Шостакович В. П. Иловые отложения озер и периодические колебания в явлениях природы. — Зап. ГГИ, 1934, т. 13, с. 95—140.
Шувалов В. Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982, с. 18—80.
Шулия К. С. Абсолютная хронология голоцена Литвы. — Геохимия, 1971, № 12, с. 1459—1465.
Шулия К. С., Луянис В. Ю., Кибилда З. А., Банис Ю. Ю., Тенутене И. К. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений котловины озера Беброкас. — Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), 1967, вып. 5, с. 231—239.
Шульц С. С. Опыт генетической классификации речных террас. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1940, т. 72, № 6, с. 739—750.
Щербина В. Н. О методике массового определения карбонатности осадочных пород. — Тр. Ин-та геол. наук (Минск), 1958, вып. 1, с. 131—144.
Щукин И. С. Общая геоморфология. М., 1960, т. 1. 612 с.
Яковлева Л. В., Сергеева Л. В., Хомутова В. И., Драбкова В. Г. Послеледниковая история озерного осадконакопления в водоемах Латвии и его изменение под воздействием антропогенного фактора. — В кн.: Палеолимнологический подход к изучению антропогенного воздействия на озера. Л., 1981, с. 36—51.
Якубовская Т. В. Палеогеография лихвинского межледниковья Гродненского Понеманья (палеокарпологические исследования). Минск, 1976. 300 с.
Якушко О. Ф. Основные этапы развития озер Северной Белоруссии в голоцене. — В кн. Голоцен. М., 1969, с. 110—120.
Якушко О. Ф. Белорусское Поозерье. Минск, 1971. 335 с.
Якушко О. Ф. Озероведение: География озер Белоруссии. Минск, 1981. 223 с.
Якушко О. Ф., Богдель И. И., Калечиц В. А., Мельников О. К., Рачевский А. Н. Палеолимнологическая интерпретация стратиграфических комплексов озерных отложений Белоруссии в поздне- и послеледниковое время. — Вестн. Белорусск. ун-та. Сер. 2, 1978, № 2, с. 41—45.
Якушко О. Ф., Жуховицкая А. Л., Рачевский А. Н. Озерные отложения зоны смешанных лесов как источник органоминерального сырья. — В кн.: География и проблемы регионального развития Белоруссии. Минск, 1985, с. 23—27.
Якушко О. Ф., Калечиц В. А. Типы озерных котловин Белорусского Поозерья. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 310—314.
Якушко О. Ф., Карташевич З. К., Макрицкий А. М. Изменение седиментационных процессов в озерах Белоруссии под влиянием антропогенного фактора. — Вестн. Белорусск. ун-та. Сер. 2, 1982, № 1, с. 43—46.
Яновский Б. Н. Земной магнетизм. Л., 1978. 592 с.
Adams M. S., Guilizzoni P., Adams S. Sedimentary pigments and recent primary productivity in Northern Italian lakes. — Mem. Inst. Ital. Hydrobiol., 1978, vol. 36, p. 267—285.
Ambuhl H. Ein Gerät sur Entnahme ungestörter Sedimentgrossproben in Seen. — Schweiz. Z. Hydrol., 1969, Bd 31. 132 S.
Ambuhl H., Bührer H. Zur Technik der Entnahme ungestörter Grossproben von Seesediment: ein verbessertes Bohrlot. — Schweiz. Z. Hydrol., 1975, Bd 37, N 1, S. 175—186.
Anderson F. W., Barley R. A. B., Shepard-Thorn E. R. The sedimentary and faunal sequence of the Wadhurst Clay (Wealden) in boreholes at Wadhurst Park, Succex. — Bull. Geol. Surv. Gr. Brit., 1967, N 27, p. 171—235.
Angus R. B. Pleistocene Helophorus (Coleoptera, Hydrophilidae) from Borislav and Starunia in the western Ukraine, with a reinterpretation of M. Lomnicki's species, description of a new Siberian species, and comparison with British Weichselian faunas. — Philos. Trans. Roy. Soc. London (B), 1973, vol. 265, p. 299—326.
Applications of Ostracoda / Ed. Maddocks R. F. — Proc. 9th Intern. Sympos. on Ostracoda. Houston, 1983.
Ashworth A. C. Quaternary Coleoptera studies in North America: past and present. — In: Carabid beetles: Their Evolution, Natural History and Classifi-

cation / Eds. Erwen T. L., Ball G. E., Whitehead D. R. The Hague, 1979, p. 395—406.
Aspects of ecology and zoogeography of recent and fossil Ostracoda. — Proc. 6th Intern. Sympos. on Ostracoda. The Hague, 1977. 521 p.
Banarescu P. Principles and problems of zoogeography. Belgrade, 1975. 214 p.
Battarbee R. W. Preliminary studies of Lough Neagh sediments. II. Diatoms from the uppermost sediment. — Quaternary plant ecology. Oxford, 1973, p. 279—289.
Benson R. H. Form, function and architecture of Ostracodes shells. — Annual Review Earth and Planetary Sciences, 1981, N 9, p. 59—80.
Biology and paleobiology of Ostracoda. — Bull. Amer. Paleontology, 1975, v. 65, N 282, 636 p. (Proc. 5th Intern. Sympos. on Ostracoda).
Birks H. J. B. Late-Wisconsinan vegetational history at Wolf Greek, central Minnesota. — Ecol. Monographs, vol. 46, 1976, p. 395—429.
Broecker W. A. A preliminary evaluation of uranum series inequilibrium as a tool for tool for absolute age measurements on marine carbonates. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, p. 2817—2834.
Brückner E. A. Zur Frage der 35-jährigen Klimaschwankungen. — Petermanns Mitteilungen, 1902, Bd 48, S. 173—178.
Cailleux A. Contribution de la morphoscopie des sables à la géomorphologic de l'URSS et du Nord-West de la Chine. — Hans—Poser—Festschrift, Heft 60, Göttingen, 1972, S. 39—63.
Carbonel P., Colin J.-P., Danielopol D. L., Löffler H., Neustrueva I. The paleoecology of limnic Ostracodes, a review of some major topics. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1985, vol. 52, N 1—2, p. 38—93.
Chivas A. R., De Deckker P., Shelley J. M. C. Magnesium, strontium and barium partitioning in nonmarine Ostracode shells and their use in paleoenvironmental reconstructions — a preliminary study. — In: Applications of Ostracoda / Ed. R. F. Maddocks. Houston, 1983, p. 238—249.
Cleve-Euler A. Die Diatomeen als quartärgeologische Indikatoren. — Geol. Fögen. i Stockholm Förh., 1944, Bd 66, N 3, S. 383—410.
Cole D. W. Forest management and agricultural practices. — In: Impingement of Man on the Oceans. New York, 1971, p. 503—527.
Coope G. R. Late Cenozoic fossil Coleoptera: evolution, biogeography and ecology. — Ann. Rev. Ecol. Syst., 1979, vol. 10, p. 247—267.
Cowgill U. M., Goulden C. E., Hutchinson G. E. et al. History of Laguna de Petenxil. — Memoirs of the Connecticut Acad. of Sci., 1966, vol. 17, 126 p.
Craig H. The measurement of oxygen isotopic paleotemperatures. — In: Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Spoleto, 1965, p. 161—182.
Creer K. M., Valencio D. A., Sinito A. M., Tucholka P., Vilas J. F. A. Geomagnetic secular variations 0—14000yr BP as recorded by lake sediments from Argentina. — Geophys. J. R. Astr. Soc., 1983, vol. 74, p. 199—221.
Czeczuga B., Czerpak R. Investigations on vegetable pigments in postglacial bed sediments of lakes. — Schweitz. Zeitschr. Hydrolog., 1968, N 30, S. 217—231.
Dansgaard W., Clausen H. B., Aarkrog A. The ^{32}Si fallout in Scandinavia. A new method for ice dating. — Tellus, 1966, vol. 16, N 2—3, p. 187—191.
De Costa J. Species diversity of chydorid fossil communities in the Mississippi valley. — Hydrobiologia, 1968a, vol. 32, fasc. 3—4, p. 497—512.
De Costa J. The history of the chydorid (Cladocera) community of a small lake in the River Mountains, Wyoming, USA. — Arch. Hydrobiol., 1968b, vol. 64, N 4, p. 400—425.
De Deckker P. The limnological and climatic environment of modern halobiont Ostracodes in Australia. A basis for paleoenvironmental reconstruction. — In: Applications of Ostracoda / Ed. R. F. Maddocks. Houston, 1983, p. 250—254.
De Geer G. Om Scandinavies geografiska unveckling efter istiden. Stockholm, 1896, 160 S.

De Geer G. Geochronologia Suecica principles. Stockholm, 1940. 367 S.
Deevey E. S., Jr. Cladoceran populations of Rogers Lake, Connecticut, during late- and postglacial time. — Mitt. Intern. Verein. Limnol., 1969, Bd 17, S. 56—63.
Digerfeldt G., Lettevall U. A new type of sediment sampler. — Geol. Fören. i Stockholm Förh., 1969, vol. 91, N 3.
Dillon P. J., Rigler F. H. A test of a simple nutrient budget model predicting the phosphorus concentration in lake water. — J. Fish. Res. Board Can., 1974, vol. 31, N 11, p. 1771—1778.
Dolukhanov P. M. Ecology and economy in Neolitic Eastern Europe. London, 1979. 212 p.
Dominik J., Mangini A., Müller C. Determination of recent deposition rates in Lake Constance with radioisotopic methods. — Sedimentology, 1981, vol. 28, p. 653—677.
Donner J. J., Junger H., Vasari Y. The hard-water effect on radiocarbon measurements of samples from Säynäjälampi, north-east Finland. — Comm. Phys. Math. Soc. Sci. Fenn., 1971, vol. 41, p. 307—310.
Donner J. J., Junger H. Errors in radiocarbon dating of deposits in Finland from the time of deglaciation. — Bull. Geol. Soc. Finland, 1974, vol. 46, N 2, p. 139—144.
Edmondson W. T. Microstratification of Lake Washington sediments. — Verh. Intern. Ver. Limnol., 1975, Bd 19, S. 770—775.
Ehrmann P. Mollusken (Weichtiere). Leipzig, 1933, 264 S. (Die Tierwelt Mitteleuropas, Bd 2, Lief 1).
Eicher U. Die 180/160 and $^{13}C/^{12}C$ Isotopenverhältnisse in spätglazialen Suesswasserkarbonaten und ihr Zuzammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. Bern, 1979. 205 S.
Eicher U., Siegenthaler U. Palynological and oxygen isotope investigations on late-glacial sediment cores from Swiss lakes. — Boreas, 1976, vol. 5, p. 109—117.
Eronen M. The history of the Litorina Sea and associated Holocene events. — Comment Phys.-Math. Soc. Sci. Fenn., 1974, vol. 44, N 4, p. 79—195.
Fletcher R., Grant J. A., Heblen H. D. The calculation of linear best LP approximations. — Computer J., 1971, vol. 14, N 3, p. 276—279.
Flössner D. Kiemen und Blattfüsser, Branchiopoda. Fischläuse, Branchiura. — Tierwelt Deutsch., 1972, Bd 60. 501 S.
Francis C. W., Brinkley G. S. Preferential adsorbtion of ^{137}Cs to micaceous minerals in contaminated fresh-water sediment. — Nature, 1976, vol. 260, p. 511—513.
Frey D. G. Remains of animals in quaternary lake and bog sediments and their interpretation. — Arch. Hydrobiol., Beih. Ergebn. Limnol., 1964, N 2. 114 S.
Fritts H. C. Tree rings and climate. London; N. Y., 1975. 307 p.
Fuji N., Horie S. Palynological study on 200-m core sample of Lake Biwa in Japan. — Proc. Japan Acad., 1972, vol. 48, p. 500—504.
Geyer D. Unsere Land- und Süsswasser-Mollusken. Stuttgart, 1927. 224 S.
Goldberg E. D. Geochronology with lead-210. — In: Symp. Radioactive Dating I. A. E. A., Athens, Nov. 1962. Vienna, 1963, p. 121—130.
Gorham E., Lund I. W. C., Sanger I. E., Dean W. E. Some relationships of algal standing crop, water chemistry and sediment chemistry in the English lakes. — Limnol. and Oceanogr., 1974, vol. 19, p. 601—617.
Goulden C. E. The history of the Cladoceran fauna of Esthwaite Water (England) and its limnological significance. — Arch. Hydrobiol., 1964, Bd 60, N 1, S. 1—52.
Goulden C. E. The animal microfossils. — In: The history of Laguna de Petenxil. Boston, 1966, p. 84—120. (Mem. Conn. Acad. Arts and Sci., vol. 17).
Goulden C. E. Interpretative studies of Cladoceran microfossils in lake sediments. — Mitt. Intern. Verein Limnol., 1969, N 17, S. 43—55.
Gray P., Wess G. The use of polyvinyl alcohol and its derivatives as microscopical mounting media. Part 1: Water miscible mounting media. — J. Roy. Microsc. Soc., 1950. Ser. III, vol. 20, N 3, p. 287—291.
Haas F. Superfamily Unionacea. — In: Treatise on invertebrate paleontology, Kan-

sas-City, 1969, part II, vol. 1, p. 411—466.
Hakannson S. Radiocarbon activity in submerged plants from various South Swedish lakes. — In: Radiocarbon Dating. Los Angeles, 1979, p. 437—443.
Harnisch O. Rhizopodenanalyse der Moore. — Biol. Zentralbl., 1948, Bd 67, H. 11/12, S. 551—562.
Hofmann W. Die postglaciale Entwicklung der Chironomiden und Chaoborus-Fauna (Dipt.) des Schönsees. — Arch. Hydrobiol., 1971, Suppl., Bd 40, N 1/2, S. 1—74.
Holland P. W., Welsch R. E. Robust regression using iterative reweighted least squares. — Comm. Statist., 1977. Ser. A, vol. 6, p. 813—827.
Horn af Rautzien H. Recent charophyte fluctuations and their relations to fossil charophyte gyrogonites. — K. Svensk Vet. Ackad. Arkiv für Botan., 1959. Ser. 2, vol. 4 (7), H. 2—4, S. 165—332.
Hutchinson G. E. A treatise on limnology. New York, 1957, vol. 1. 1015 p.
Hutchinson G. E. An account of the history and development of the Lago di Monterosi, Latium, Italy. — Trans. Amer. Philos. Soc. held at Philadelphia. New ser., 1970, N 4. 178 p.
Huttunen P., Meriläinen J. New freezing device providing large unmixed sediment from lakes. — Ann. Bot. Fennica, 1975a, vol. 15, p. 128—130.
Huttenen P., Tolonen K. Human influence in the history of Lake Lovojarvi, South Finland. — Finsk. Museum, 1975b, 40 p.
Hütt G., Punning J.-M., Smirnov A. The potential use of TL dating method in chronological studies of Late-Pleistocene. — In: Second Nordic conf. on the application of sci. methods in archaeology, 1982, vol. 1, p. 105—114.
Irving E. Paleomagnetism and its application to geological and Geophysical problems. New York; London; Sydney, 1964. 399 p.
Kajak L., Hillbricht-Ilkowska A., Pieczynska E. The production processes in several Polish lakes. — In: Productivity problems of freshwaters. Warszawa; Krakow, 1972, p. 129—148.
Kellerhals R., Shaw J., Arora V. K. On grain size from thin sections. — J. Geol.. 1975. vol. 83. N 1, p. 79—96.
Kerfoot W. C. Net accumulation rates and the history of Cladoceran communities. — Ecology, 1974, vol. 55, N 1, p. 51—61.
Klimovicz H. Tentative classification of small water bodies on the basis of the differentiation of the molluscan fauna. — Polske arch. hydrobiol., 1959, vol. 6, p. 85—103.
Krishnaswamy S., Lal D., Martin J. M., Meybeyk M. Geochronology of lake sediments. — Earth and Planet Sci. Letters, 1971, vol. 11, p. 407—414.
Kukkonen E., Tynni R. Die Entwicklung des Sees Pyhäjarvi in Südfinnland im Lichte von Sediment und Diatomeen Untersuchungen. — Acta Botan. Fenn., 1970, Bd 90, 30 S.
Lattin G. de. Grundriss der Zoogeographie. Jena, 1967. 602 S.
Lee G. F., Jones R. A., Rast W. Availability of phosphorus to phytoplankton and its implications for phosphorus management strategies. — In: Phosphorus Management Strategies for Lakes Michigan. Chicago, 1980, p. 259—308.
Lister K. R. Temporal changes in a pleistocene lacustrine Ostracode association; Salt Lake basin, Utah. — In: Structure and classification of paleocommunities / Eds. Scott R. W., West R. R. Stroudsburg (Pennsylvania), 1976, p. 193—211.
Löffler H. Ostracode analysis. — In: Palaeohydrological change in the temperate zones in the last 15 000 years / Ed. B. E. Berglund. Lund, 1979, p. 329—340.
Lowright R. N. Environmental determination using Hydraulic equivalence studies. — J. Sed. Petr., 1973, vol. 43, N 4, p. 1143—1147.
Lozek V. Klic československych mekkyzu. Bratislava, 1956. 373 s.
Lund S. P., Banerjee S. K. Paleosecular variations from lake sediments. — Rev. Geophys. a. Space Phys., 1979, vol. 17, N 2, p. 244—249.
Mackereth J. H. A portable core sampler for lake deposits. — Limnol. a. Oceanogr. 1958, vol. 3, N 2, p. 181—191.
Mackereth J. H. On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetism in lake sediments. — Earth. a. Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 12, N 3. p. 332—338.

Matthews J. V. Quaternary environments at Cape Deceit (Seward Peninsular, Alasca): evolution of a tundra ecosystem. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, p. 1353—1384.
Matthews J. V. Tertiary Coleoptera fossils from the North American Arctic. — Coleopt. Bull., 1977, vol. 31, p. 297—308.
Megard R. O. Biostratigraphic history of Dead Man Lake, Chuska Mountains, New Mexico. — Ecology, 1964, vol. 45, N 3, p. 529—546.
Megard R. O. A chemical technique for disarticulating the exoskeletons of chydorid Cladocera. — Crustaceana, 1965, vol. 9, N 2, p. 208—210.
Meriläinen J., Huttonen P. The liquid nitrogen method in sampling of the uppermost lake sediments. — Polsk. Arch. Hydrobiol., 1978, vol. 25, p. 287—290.
Mikulski J. Value of some biological indices in case histories of lakes. — Verh. Intern. Verein theoret. und angew. Limnol., 1978, Bd 20, N 2, S. 992—996.
Mikulski J., Adamska A. Limnological postglacial history of a lake of complicated origin. — Verh. Intern. Verein theoret. und angew. Limnol., 1972, Bd 18, S. 1056—1062.
Miller G. Carbon dioxide-bicarbonate: accumulation effects on various plant metabolic reactions and possible relations to lime induced clorosis. — Soil Sci., 1960, vol. 89, p. 241—245.
Mölder K. Studien über die Ökologie und Geologie der Bodendiatomeen in der Pojo-Bucht. — Bull. Comm. Geol. Finl., 1943, Bd 127. 204 S.
Morgan A. V., Morgan A. Faunal assemblages and distributional shifts of Coleoptera during the Late Pleistocene in Canada and the northern United States. — Can. Entomol., 1980, vol. 112, p. 1105—1128.
Morgan N. C. Productivity studies at Loch Leven (a shallow nutrient rich lowland lake). — In: Productivity problems of freshwaters. Warszawa; Krakow, 1972, p. 183—206.
Morrison J. P. E. The relationships of Old and New World Melanians. — Proc. U. S. Nat. Mus., 1954, vol. 103, p. 357—394.
Myers G. S. Freshwater fishes and West Indian zoogeography. — Smithsonian rep., 1938 (for 1937), p. 339—364.
Myers G. S. Salt-tolerance of freshwater fish groupe in relation to zoogeographical problems. — Tierkunde, 1949, Bd 28, S. 315—322.
Naumann E. Einführung in die Bodenkunde der Seen. Stuttgart, 1930. 126 S.
Ohle W. Ontogeny of the Lake Grosser Ploner See. — In: Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene. Osaka, 1979, vol. 7, p. 3—33.
Olsson I. U. A warning against radiocarbon dating of samples containing little carbon. — Boreas, 1979, vol. 8, p. 203—207.
Paléoécologie des Ostracodes. (Colloque sur la Paléoécologie des Ostracodes.) — Bull. Centre de Rech. Pau — SNPA, 1971, vol. 5, Suppl. 953 p.
Paleohydrological changes in the temperate zone in the last 15 000 years. Subproject B. Lake and mire environments. B. C. / Ed. Berglund. Lund, 1979—1982, vol. 1, 123 p.; vol. 2, 168 p.; vol. 3, 163 p.
Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene. Osaka, 1972—1981, vol. 1—9.
Penck A. Morphologie der Erdoberflähce. Stuttgart, 1894, 2. Teil. X + 696 S.
Peypouquet J. P., Carbonel P., Heizelin K. de. Les ostracodes indicateurs de l'évolution des environnements lacustres de la fin du Cénozoique dans la branche orientale du Rift Africain. — Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine, 1979, N 25, p. 201—219.
Procedures in sedimentary petrology. New York; London; Sydney; Toronto, 1971. 654 p.
Punning J.-M., Raukas A. The age of tills: problems and methods. — In: Tills and related deposits. Genesis. Petrology. Application. Stratigraphy. Rotterdam, 1983, p. 357—364. (INQUA Symposia on the Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, USA, 1981, Argentina, 1982).
Purdy E. G. Sediments as substrates. — In: Approaches to Paleoecology. / Eds. Imbrie J., Newell N. F. New York, 1964, p. 238—271.
Ravera O., Parise G. Eutrophication of Lago Lugano «read» by means of

planktonic remains in the sediment. — Schweiz. Zeitschr. Hydrol., 1978, Bd 40, N 1, S. 40—50.
Renberg I. Improved methods for sampling photographing and varve-counting of varved lake sediments. — Boreas, 1982, vol. 10, p. 255—258.
Renberg I., Degerström U. Applications of varved lake sediments in palaeoenvironmental studies. — Wahlenbergia, 1981, vol. 7, p. 125—137.
Robbins J. A., Edington D. M. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using ^{210}Pb and ^{137}Cs. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975, vol. 39, p. 285—304.
Saarnisto M., Huttonen P., Tolonen K. Annual limitation of sediments in Lake Lovojärvi, southern Finland, during the past 600 years. — Ann. Bot. Fenn., 1977, N 14, p. 35—45.
Satake K. A small handy corer for sampling of lake surface sediment. — Jap. J. Limnol., 1983, vol. 44, N 2, p. 142—144.
Schell W. R., Neviss A. Sedimentation in lakes and reservoirs. — In: Guidebook on Nuclear Technique in Hydrology. Vienna, 1983, p. 163—176.
Schindler D. W. A hypothesis to explain differences and similarities among lakes in the Experimental Lakes Area, North-Western Ontario. — J. Fish. Res. Board Canada, 1971, vol. 28, N 2, p. 195—301.
Shapiro J. The core-freezer and new sampler for lake sediments. — Ecology, 1958, vol. 39. 758 p.
Simola H. Sedimentation in a eutrophic stratified lake in S. Finland. — Ann. Bot. Fenn., 1977, vol. 18, p. 23—36.
Simola H. Population dynamics of plankton diatoms in a 69-year sequence of annualy laminated sediment. — Oikos, 1984, vol. 43, p. 30—40.
Sladeček V. The measure of saprobility. — Verh. Intern. Verein Limnol., 1969, Bd 17, S. 546—559.
Sladeček V. Stanoveni saprobniho indexu. Praha, 1976. 181 p.
Sladečkova A., Sladeček V. Periphyton as indicator of the reservoir water quality. 1. True periphyton. — Sbor. Vysok. Školy čhem.-technol., ser. technol. vody, 1964, sw. 7, N 1, s. 507—561.
Smith J. N., Watten A. Sediment accumulation rates and geochronologies measured in the Saguenay Fjord using the ^{210}Pb dating method. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1980, vol. 44, p. 225—240.
Sohn Y. G. Chemical constituents of Ostracods: some application to paleontology and paleoecology. — J. Paleont., 1958, vol. 32, N 4, p. 730—736.
Stapor F. W. Heavy mineral concentrating processes and density (shape) size equilibria in the marine and coastal dune sands of Apalachicola, Florida Region. — J. Sed. Petr., 1973, vol. 43, N 2, p. 396—407.
Starobogatov J. I. Zoogeographic characteristic of the freshwater malacofauna of the northern Eurasia. — In: Abstr. 8th Intern. Malacolog. Congress. Budapest, 1983, p. 136.
Stockner J. G. Preliminary characterization of lakes in the Experimental Lakes Area, North-Western Ontario, using diatom occurences in sediments. — J. Fish. Res. Board Canada, 1971, vol. 29, N 2, p. 265—275.
Stockner J. G. A freezing core method for describing the vertical distribution of sediment in a streamband. — Limnol. a. Oceanogr., 1972, vol. 17, p. 136—138.
Stockner J. G. Phytoplankton heterogeneity and paleolimnology of Babine Lake, British Columbia, Canada. — Verh. Intern. Verein theoret. und angew. Limnol., 1975, Bd 19, N 3, S. 2236—2250.
Stolf R., Meneres J., Fritz P., Salati E. Water budget of a dam in the semi-arid noth-east of Brazil (based on oxygen-18 and chlorius content). — In: Isotopes in lake studies. IAEA, 1979, p. 57—66.
Strong L., Cordes L. D. A coring method for lake surface sediments. — Can. J. Earth Sci., 1976, vol. 13, N 9, p. 1331—1333.
Stuckenrath R., Miller G. H., Andrews J. T. Problems of radiocarbon dating Holocene organic-bearing sediments, Cumberland peninsula, Baffin island, N. W. T., Canada. — Arctic a. Alpine Res., 1979, vol. 11, N 1, p. 109—120.

Stuiver M. Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climatic indicators. — J. Geophys. Res., vol. 75, 1970, p. 5247—5257.
Thinemann A. Limnologie: Eine Einführung in die biologischen Probleme der Süsswasserforschung. Breslau, 1926. 108 S.
Tidelski F. Untersuchungen über spät- und postglaziale Ablagerungen in Recken der kuppigen Grundmoränenlandschaft Schleswig—Holsteins. — Arch. f. Hydrobiol., 1929, Bd 20, N 3, S. 345—397.
Tynni R. The development of Lovojärvi on the basis of its diatoms. — Aqua Fenn., 1972, p. 70—82.
Vallentyne I. R. Sedimentary chlorophyll determination as a paleobotanical method. — Can. J. Bot., 1955, vol. 33, p. 304—313.
Vollenweider R. A., Rast W., Kerekes J. The phosphorus loading concept and great lakes eutrophication. — In: Phosphorus Management Strategies for lakes. Michigan, 1980, p. 207—234.
Wenz W. Allgemeiner Teil und Prosobranchia. — In: Handbuch der Paläozoologie, herausg. Von O. H. Schindewolf. Bd 6. Gastropoda, t. 1. Berlin, 1938—1944. 1639 S.
Wenz W., Zilch A. Euthyneura. — In: Handbuch der Paläozoologie, herausg. Von O. H. Schindewolf. Bd 6. Gastropoda, t. 2. Berlin, 1959—1960. 835 S.
Wetzel R. I. Limnology. Philadelphia, 1975. 743 p.
Whiteside M. C., Harmsworth R. V. Species diversity in chydorid (Cladocera) communities. — Ecology, 1967, vol. 48, p. 664—667.
Whiteside M. C. Chydorid (Cladocera) remains in surficial sediments of Danish lakes and their significance to paleolimnological interpretations. — Mitt. Intern. Verein Limnol., 1969, Bd 17, S. 193—201.
Wintle A. G., Huntley D. Thermoluminescence dating of deep-sea sediment cores. — Nature, 1979, vol. 279, p. 710—712.
Wintle A. G., Huntley D. Thermoluminescence dating of sediments. — Quatern. Sci Rev., 1982, vol. 1, p. 31—53.
Wright H. E., Jr. Cores of soft lake sediments. — Boreas, 1980, vol. 9, N 2, p. 107—114.
Züllig H. Ein neues Lot zur Untersuchung der obersten Schlammschichten zur Messung des Sedimentabsatzes und zur Erfassusung bodennaher Wasserschichten. — Schweiz. Zeitschr. Hydrol., 1953, Bd 15, S. 275.
Züllig H. Das kombinierte Ramm-Kolben-Lot, ein leichtes Bohrgerät zur vereinfachten Gewinnung mehrere Meter langer ungestörter Sedimentprofile. — Schweiz. Zeitschr. Hydrol., 1956, Bd 18, S. 208.

MAIN FEATURES OF ORIGIN AND EVOLUTION OF LAKES. METHODS OF LAKE HISTORY INVESTIGATIONS

SUMMARY

Institute of Limnology of Academy of Sciences of the USSR is publishing the special serial of monographs «Paleolimnology of the USSR». The first volume of it includes the theoretical part of paleolimnology and description of different methods of study of the lake history. The general data on paleolimnology of Paleozoic, Mesozoic, Tertiary and Pleistocene lakes on the USSR territory will be summarized in the second and third volumes. In the next volumes there will be a description of the history of great lakes of the USSR (Ladoga, Onega, Pskovskoye, Chudskoye, Baikal, Aral, Balkhash, Issyk-Kul, Zaisan, Sevan), the small lakes and lake districts of the European part of USSR, Syberia and Middle Asia.

The modern lakes were originated at the end of Pleistocene and the beginning of Holocene Time. But several great lakes are known to exist from the early geological epoch. Such kind of lakes at the Soviet Union are Zaisan, Baikal, Issyk-Kul, Chanka, Sevan and some others. Two main processes are responsible for lake origin: the increasing humidification of climate in early Holocene time and melting of dead ice and permafrost. The birth of lakes is taking place during Holocene and in modern time, but the amount of dead lakes now is greater than newly originated ones. The modern flora and fauna of lakes were formed at the beginning of Holocene Time. Only several old lakes have some ancient elements in their flora and fauna. The brilliant example of this is Lake Baikal. The success of modern limnology is the basis of some new directions in paleolimnology which are connected with productivity during evolution of lake ecosystems.

The geological, geomorphological, hydrological and hydrobiological data can be used.

Paleolimnological investigations are based on the study of lake sediments. The thickness of sediments can be determined by geoacoustic methods accompanied by boring or coring of sediments. Several methods are used for the determination of the edge of sediments (absolute geochronology on ^{14}C and others, paleomagnetic and varvametrical data) and also their mineralogical, granulometrical, chemical characteristics and remnants of plants and animals.

The aim of paleolimnological investigations of lake sediments is to reconstruct the lake ecosystem, the changes of lake size and level, temperature, mineralization and biological productivity of different communities and trophical state of ecosystem during environmental changes of the Holocene and other geological epochs.

The detailed investigation of the uppermost layers of lake sediments demonstrates the human impact on the lakes during the last 9 thousands years.

For the characteristic of lake ecosystem development during the last two centuries it's possible to use some archaeological, historical data and even the hydrometeorological ones.

In paleolimnological reconstructions it is necessary to take into account the differences in hydrological regime of lakes in humid and arid environment. In arid zones the lake level changes take place due to the humidity and temperature changes. It has to be emphasized that the results of lake history study confirm that the climate during the late Pleistocene was cold and dry on nearly all territory of the USSR which cause the decrease of water level of deep lakes and disappearance of the small ones.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 5

Часть I. Общие закономерности возникновения и развития озер 7

Введение (*Д. Д. Квасов*) 7

Глава I. Обзор исследований по истории озер (*Д. Д. Квасов*) 10

Глава 2. Происхождение котловин современных озер и их классификация (*Д. Д. Квасов*) 20

Глава 3. Эволюция озер под влиянием развития их экосистем (*В. Г. Драбкова*) 27

Глава 4. Фауна озер как источник сведений об их истории (*Я. И. Старобогатов*) 33

Глава 5. Полезные ископаемые, формирующиеся в озерах (*Д. Д. Квасов*) 51

Часть II. Методы изучения истории озер 56

Введение (*Н. Н. Давыдова*) 56

Глава 1. Геоморфологические и геологические методы 57

История озер по геологическим данным (*Н. Н. Верзилин, В. Ф. Шувалов*) 57

Древние береговые линии (*Б. Г. Венус, Д. Д. Квасов, Б. И. Кошечкин*) 63

Развитие береговой зоны озер (*Г. В. Дружинин*) 66

Глава 2. Отбор образцов и определение мощности озерных отложений 69

Геоакустическое зондирование (*Б. Г. Венус, Б. Г. Федоров*) 69

Отбор образцов донных отложений (*Б. П. Власов, Н. Н. Давыдова, Г. В. Дружинин, Д. А. Субетто*) 73

Глава 3. Литолого-минералогические и геохимические исследования 84

Гранулометрический анализ (*Н. Н. Верзилин*) 84

Минералогический анализ (*Н. Н. Верзилин*) 89

Геохимические исследования 94

Основные химические компоненты (*А. А. Жуховицкая*) . . . 94

Определение содержания растительных пигментов (*И. С. Трифонова*) 101

Глава 4. Геохронологические и палеотемпературные исследования . . . 104

Изучение микрослоистости осадков (*Н. Н. Давыдова, Д. Д. Квасов, И. И. Краснов*) 104

Геохронологические изотопные методы (*Я.-М. К. Пуннинг, А. В. Раукас*) 107

Палеомагнитный метод (*С. А. Писаревский*) 114

Изотопные палеотемпературы (*Я.-М. К. Пуннинг, А. В. Раукас*) 116

Глава 5. Палеонтологические исследования 119

Палеоботанические методы (*Н. Н. Давыдова*) 119

Спорово-пыльцевой анализ 120

Методы спорово-пыльцевого анализа (*М. В. Кабайлене*) 120

Особенности спорово-пыльцевого анализа озерных отложений аридной зоны (*Г. Н. Бердовская*) 128

Карпологический анализ (*Т. В. Якубовская, Э. В. Крутоус*) 129

Изучение макроостатков растений (*Э. В. Крутоус*) 132

Диатомовый анализ (*Н. Н. Давыдова*) 135

Харовые водоросли (*Н. П. Кянсеп-Ромашкина*) 143

Другие водоросли (*О. Н. Успенская*) 146

Изучение остатков животных (*Н. Н. Смирнов*) 151

Моллюски (*Я. И. Старобогатов, Н. В. Толстикова*) 156

Остракоды (*С. Ф. Зубович, И. Ю. Неуструева*) 165

Насекомые (*С. В. Киселев*) 170

Позвоночные (*А. Н. Мотузко*) 173

Глава 6. Историко-археологические методы 178

Археологические методы (*П. М. Долуханов, Б. И. Кошечкин, Э. Д. Мамедов, Д. В. Севастьянов*) 178

Историко-географические методы (*Д. В. Севастьянов*) 187

Отражение истории озер в их названиях (*Г. В. Дружинин*) 192

Глава 7. История озер по данным гидрометеорологических наблюдений 194

Использование данных гидрометеорологических наблюдений и косвенных индикаторов колебаний природных процессов (*Д. В. Севастьянов*) 194

Методы статистической обработки палеолимнологических данных (*В. А. Румянцев*) 198

Глава 8. Влияние деятельности человека на развитие озер 205

Донные отложения озер как показатель антропогенного воздействия (*Н. Н. Давыдова, О. Ф. Якушко*) 205

Влияние на развитие озер хозяйственной деятельности на водосборах (*И. С. Коплан-Дикс*) 213

Глава 9. Обобщение материалов, полученных разными методами (*Д. Д. Квасов, В. А. Румянцев*) 216

Глава 10. Перспективы дальнейших исследований (*Д. Д. Квасов, В. А. Румянцев*) 219

Литература 224

Summary 248

Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер.

Утверждено к печати
Институтом озероведения АН СССР,
Советской рабочей группой проекта 158 МПГК
(«Палеогидрология умеренной зоны»)

Редактор издательства Г. Л. Кирикова
Художник Л. А. Яценко
Технический редактор Р. А. Кондратьева
Корректоры Г. Д. Адейкина, Л. М. Егорова
и Л. Б. Наместникова

ИБ № 21380

Сдано в набор 07.07.86. Подписано к печати 11.10.86.
М-18895. Формат $60\times90^{1}/_{16}$. Бумага офсетная № 1.
Гарнитура литературная. Фотонабор. Печать офсетная. Усл. печ. л. 16. Усл. кр.-отт. 16. Уч.-изд. л. 18.07.
Тираж 1150. Тип. зак. 609. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство «Наука». Ленинградское отделение.
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская линия, 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства «Наука».
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

**КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ В МАГАЗИНАХ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОНТОРЫ «АКАДЕМКНИГА»,
В МЕСТНЫХ МАГАЗИНАХ КНИГОТОРГОВ
ИЛИ ПОТРЕБИТЕЛЬСКОЙ КООПЕРАЦИИ**

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117192 **Москва,** Мичуринский пр., 12, магазин «Книга — почтой»
Центральной конторы «Академкнига»;

197345 **Ленинград,** Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой»
Северо-Западной конторы «Академкнига»

или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой»:

480091 **Алма-Ата,** ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);
370005 **Баку,** ул. Джапаридзе, 13 («Книга — почтой»);
232600 **Вильнюс,** ул. Университето, 4;
690088 **Владивосток,** Океанский пр., 140;
320093 **Днепропетровск,** пр. Гагарина, 24 («Книга — почтой»);
734001 **Душанбе,** пр. Ленина, 95 («Книга — почтой»);
375002 **Ереван,** ул. Туманяна, 31;
664033 **Иркутск,** ул. Лермонтова, 289 («Книга — почтой»);
420043 **Казань,** ул. Достоевского, 53;
252030 **Киев,** ул. Ленина 42;
252142 **Киев,** пр. Вернадского, 79;
252030 **Киев,** ул. Пирогова, 2;
252030 **Киев,** ул. Пирогова, 4 («Книга — почтой»);
277012 **Кишинев,** пр. Ленина, 148 («Книга — почтой»);
343900 **Краматорск,** Донецкой обл., ул. Марата, 1 («Книга — почтой»);
660049 **Красноярск,** пр. Мира, 84;
443002 **Куйбышев,** пр. Ленина, 2 («Книга — почтой»);