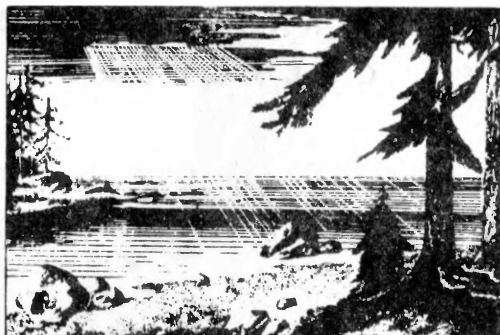


ИСТОРИЯ ОЗЕР

ИСТОРИЯ
ОЗЕР
СЕВЕРА
АЗИИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОЗЕРОВЕДЕНИЯ



ИСТОРИЯ ОЗЕР

Главны редактор

В. А. РУМЯНЦЕВ

Редакционная коллегия:

Д. В. СЕВАСТЬЯНОВ (ученый секретарь),

Г. И. ГАЛАЗИЙ, Н. Н. ДАВЫДОВА,

М. В. КАБАЙЛЕНЕ, Г. Г. МАРТИНСОН,

А. В. РАУКАС, О. Ф. ЯКУШКО

THE HISTORY OF LAKES OF NORTHERN ASIA

ИСТОРИЯ ОЗЕР СЕВЕРА АЗИИ

E d i t o r s :

**N. N. DAVYDOVA (Editor-in- Chief),
G G MARTINSON,
D. V SEVASTJANOV**

Р е д а к ц и о н н а я

**Н. Н. ДАВЫДОВА (отв. редактор),
Г Г МАРТИНСОН,
Д. В. СЕВАСТЬЯНОВ**



**Санкт-Петербург
«Наука»
1995**

ББК 26.22
И 90

УДК 551.8 : 551.86.87

История озер Севера Азии (Серия: История озер).
СПб.: Наука, 1995. 288 с.

Книга является седьмой в многотомном издании «История озер» и представляет собой крупное обобщение комплексных палеогеографических и палеолимнологических исследований. Рассматривается возникновение и развитие разнотипных озерных бассейнов в гумидных и аридных климатических зонах (территории Южного Урала, Западной и Восточной Сибири, Центральной Якутии, Таймырского полуострова, Прибайкалья и Забайкалья, Нижнего Приамурья и Южного Сахалина, Казахстана и Средней Азии), а также озер горного пояса Азии (Алтая, Памира, Тянь-Шаня и Кавказа). В книге освещается эволюция озерных систем на протяжении позднего плейстоцена и голоцена под влиянием природно-климатических факторов. Отмечается усиление антропогенного влияния на некоторые водоемы.

Книга представляет интерес для географов, геологов, лимнологов, палеоэкологов и гидробиологов.

Библиогр. 355 назв. Ил. 75. Табл. 19.

Рецензенты:

д-р геогр. наук **М. Я. Прыткова**,
д-р геол.-минер. наук **Н. Н. Верзилин**

Научное издание

ИСТОРИЯ ОЗЕР СЕВЕРА АЗИИ

Утверждено к печати Институтом озероведения РАН

Редактор издательства **Т. П. Жукова**. Художник **Л. А. Яценко**
Технический редактор **Л. П. Николаева**
Корректоры **Л. М. Бова**, **Э. Г. Рабинович** и **Г. А. Самаковская**

ЛР № 020297 от 27.11.91. Сдано в набор 14.12.94. Подписано к печати 05.07.95.
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 18. Уч.-изд. л. 21.2. Тираж 330 экз. Тип зак. № 3355. С 1157.

Санкт-Петербургская издательская фирма РАН
199034, Санкт-Петербург, Менделеевская лин., 1

Санкт-Петербургская типография № 1 РАН
199034, Санкт-Петербург, 9 лин., 12

И 1805040700-552
042(02)-95 162-94, II полугодие
ISBN 5-02-024787-1

© Коллектив авторов, 1995

© Российская академия наук, 1995

ПРЕДИСЛОВИЕ¹

Представленная книга, седьмая в ряду издающейся серии монографий «История озер», посвящена истории развития озер и озерных систем Севера Азии.

В первой книге этого монографического издания рассмотрены вопросы генезиса озер и методы изучения их истории (Общие закономерности..., 1986), вторая и третья книги содержат сведения об истории древних озер от позднего палеозоя до кайнозоя (История озер..., 1987; История озер позднего мезозоя..., 1988). В четвертой книге рассматривается история крупнейших озер гумидной зоны Евразии, в том числе Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки (История Ладожского..., 1990). Пятая книга посвящена истории больших озер аридной зоны: Севана, Балхаша, Зайсана, Иссык-Куля и Арала (История озер..., 1991). Последняя, шестая, книга содержит историю формирования и развития озер Восточно-Европейской равнины (История озер..., 1992). В предлагаемой, седьмой, книге рассматривается история многочисленных малых водоемов, расположенных на территории Севера Азии.

Малые озера, образующие обширные озерные районы, являются неотъемлемой частью многих ландшафтных зон. Их возникновение и развитие непосредственно связано с процессом формирования рельефа местности и изменением природно-климатических условий.

В книге приводятся данные по комплексному исследованию наиболее изученных и типичных для соответствующих регионов озер. При этом использовались результаты литологического, палинологического, диатомового анализов донных отложений и озерных террас, рассматривалось развитие их котловин в пространстве и времени. В монографии рассмотрены следующие крупные регионы: Южный Урал, Западная Сибирь, Восточная Сибирь и Среднесибирская платформа, Центральная Якутия, арктическая часть Азии, Прибайкалье

¹ Г. Г. Мартинсон, Н. Н. Давыдова.

и Забайкалье, Нижнее Приамурье и Южный Сахалин, а также Казахстан и Средняя Азия. Специально выделен раздел, посвященный истории озер горного пояса Севера Азии — Алтая, Тянь-Шаня, Памира и Кавказа.

Естественно, что такая обширная территория не является однородной в ландшафтном и климатическом отношении, что отразилось на характере многочисленных озерных бассейнов. К сожалению, имеющийся фактический материал далеко не всегда позволил с одинаковой полнотой проследить этапы формирования и развития озер в различных географических зонах Севера Азии. Особенно слабо изученными оказались тундровые озера Арктического сектора Азии и малые озера лесостепной и степной зон Западной Сибири и Казахстана. Тем не менее несмотря на отсутствие исчерпывающих сведений об истории озер некоторых регионов, приводимые в книге данные дают общие представления об этапах возникновения и развития малых водоемов на обширной территории Севера Азии.

Научное предвидение хода дальнейшей эволюции водоемов необходимо в целях разработки планов рационального природопользования озерных бассейнов и выяснению существующих тенденций их развития в будущем.

Часть I

ФАКТОРЫ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОЗЕР И ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СЕВЕРА АЗИИ¹

Глава I

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОЗЕР В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ПРИРОДНЫХ ФАКТОРОВ

Рассматриваемая территория охватывает всю азиатскую часть бывшего СССР, а также юго-восток Европейской России (Северный Прикаспий и Северный Кавказ с озерами Эльтон, Баскунчак и многими другими, не рассматривавшимися в предшествующем томе «Истории озер»). Эта огромная территория включает в себя такие крупнейшие регионы, как Урал и Зауралье, Западная Сибирь, Казахстан, Восточная Сибирь со Среднесибирским плоскогорьем, Центральная Якутия, Прибайкалье и Забайкалье, Дальний Восток (в том числе Хабаровский и Приморский края, Верхнее Приамурье, Камчатка, Сахалин) и Северо-Восток, включая Восточную Якутию, Колыму и Чукотку. Сюда же входят горные районы Южной Сибири (Алтай, Саяны, Тува и др.), Кавказ и Закавказье, горы Средней Азии (Тянь-Шань, Памир и др.) и ее равнинные пространства (Кара-Кумы, Кызыл-Кумы, Фергана и др.). Таким образом, протяженность рассматриваемой территории с запада на восток более 7.5 тыс. км, а с севера на юг — до 5000 км. Общая площадь ее составляет около 18 млн км², т. е. в два с лишним раза более, чем площадь таких крупнейших государств мира, как США, Китай или Канада. Естественно, что такая громадная территория не может быть однородной по климатическим, геоморфологическим и ландшафтным условиям. Не являются однотипными и озера, развитые в различных ее частях.

Учитывая главные факторы природной среды, мы с определенной долей условности выделяем три крупнейшие зоны Северной Азии: гумидную, аридную и семиаридную, а также горную. Первая из них включает в себя всю северную часть Азиатской России (север и центр Западной Сибири и Урала, Восточную Сибирь, Северо-Восток и Дальний Восток), вторая охватывает юг Западной Сибири и Зауралья, Казахстан, равнинные районы Средней Азии, Прикаспий и Северный Кавказ. В горной области рассматриваются Памир, Тянь-Шань, Кавказ, Закавказье, Алтай, Саяны (рис. 1).

¹ В. Ф. Шувалов.

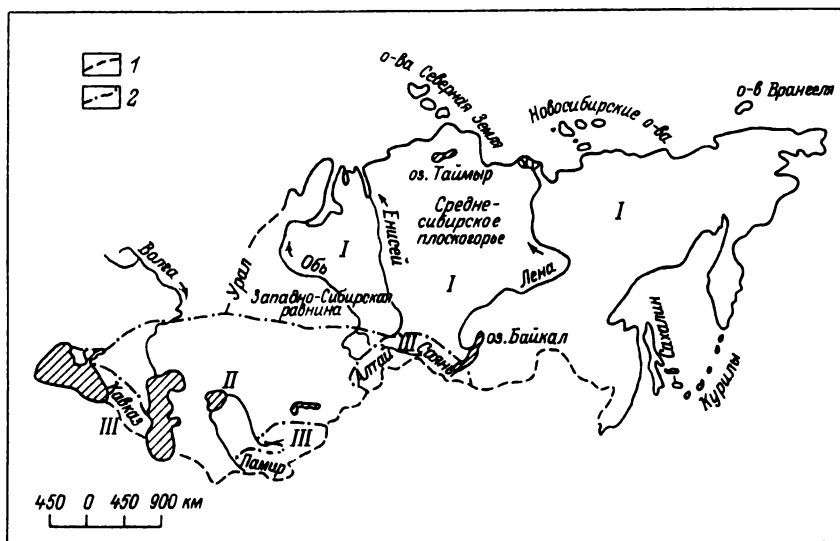


Рис. 1. Схематическая карта важнейших климатических областей Севера Азии.

I — гумидная зона; II — аридная и семиаридная зоны; III — горные области. 1 — границы Севера Азии, 2 — границы между зонами.

Безусловно, указанное подразделение лишь в первом приближении может отвечать поставленным задачам, так как в каждой из выделенных зон присутствуют элементы двух других, равно как неоднотипны и их озера. Однако в подавляющем большинстве случаев такое разделение, видимо, оправдано, так как климатический фактор несомненно является одним из ведущих, а нередко и определяющим озерность того или иного региона, равно как и характер самих озер. Несколько особняком стоят горные районы, где наряду с горизонтальной зональностью не меньшую, а чаще даже большую роль играет вертикальная климатическая поясность, во многом определяющая главнейшие особенности распространения озер и их важнейшие параметры.

Надо еще раз подчеркнуть, что климат наряду с рельефом является ведущим фактором природной среды, оказывающим первостепенное влияние на характер и количество озер в той или иной зоне. Так, при общей равнинности рельефа Западной Сибири климатический фактор играет главную роль в плане распределения озер (их обильности, размеров и др.) и их важнейших особенностей. Особенно четко это видно на примере приполярных ее районов, с одной стороны, и южной части — с другой. В Приполярье повсеместно развита многолетняя мерзлота и при более влажном, чем на юге, климате сосредоточено огромное количество небольших озер, причем все они пресные. В южной части Западной Сибири при семиаридном климате

озер меньше, но они, как правило, более крупные и нередко соленые или солоноватоводные, особенно в Барабинской и Кулундинской степях; это объясняется тем, что при бессточности озер испарение с их поверхности превышает во много раз таковое на севере. Если сравнивать озера таежной части Западной и Восточной Сибири, в частности Среднесибирского плоскогорья, то при влажном климате (в Восточной Сибири он, правда, несколько менее гумидный) в Западной Сибири озер значительно больше, чем в Восточной, что объясняется в первую очередь более высоким гипсометрическим положением Среднесибирского плоскогорья по отношению к Западно-Сибирской равнине и значительно большей эрозионной его расчлененностью.

Господствующий западный перенос влаги наряду с возвышенным положением Среднесибирского плоскогорья сказывается и на характере озер Центральной Якутии, расположенной к востоку от него. Если сравнивать озера Центральной Якутии (Лено-Вилуйской низменности) и Западной Сибири, то здесь климатические различия являются еще более определяющими, чем внутри Западной Сибири. Климат Якутии более засушлив и значительно более суров. Ввиду этого озер здесь хотя и много (десятки тысяч), но значительно меньше, чем в Западной Сибири, и они нередко солоноватоводные, что абсолютно не характерно для таежной полосы Западной Сибири, где соленых озер нет, а преобладают проточные и старичные, пресные.

Если сравнивать полярные и приполярные части Западной, Восточной и Северо-Восточной Сибири (вплоть до Чукотки), то обилие озер во всех этих регионах объясняется их открытостью к Северному Ледовитому океану, откуда и поступает основная влага, повсеместным распространением здесь многолетнемерзлых грунтов и относительной равнинностью этих территорий. Озер в тундре много (местами до 30% территории), но они пресные, невелики по площади, термокарстового, старичного и иного генезиса. Исключение составляют лишь наиболее крупные озера Таймыра, в первую очередь само оз. Таймыр. Эти крупные, проточные озера своим происхождением обязаны подпруживанию долин рек молодыми тектоническими поднятиями. В частности, оз. Таймыр образовалось в результате подпруживания р. Верхней Таймыры вздымающимися севернее горами Бырранга (Физико-географическое..., 1968).

Сходные черты с Таймырскими озерами обнаруживают и отдельные озера Нижнего Приамурья, в частности Болонь, Удыль, Кизи, Хумми (см. ниже), хотя расположены они на многие тысячи километров от Таймыра к юго-востоку. Более того, здесь и перенос влаги иной, а именно в основном с востока, т. е. со стороны Тихого океана. Однако увлажненность местности, характер рельефа и новейшей тектоники в обоих регионах сходные в первом приближении, что и сближает озера полярного Таймыра с озерами таежной полосы Приамурья по размерам, конфигурации, солености и ряду других признаков. В то же время расположение одних на Крайнем севере, а других на Дальнем Востоке накладывает своеобразный отпечаток на те и другие. В частности, если первые олиготрофные, то вторые — мезотрофные и даже эвтрофные водоемы в силу приуроченности их

к тайге и присутствия большого количества органического вещества в их водах (Баранов, 1961). Определенное сходство с ними имеют и некоторые озера Западного Приамурья, Прибайкалья, Забайкалья и Камчатки, а также некоторых других районов гумидной зоны Севера Азии. Что касается юга Забайкалья, то здесь, в области относительно засушливого климата (влажные ветры с северо-запада и запада задерживаются поднятиями Станового Нагорья, Яблоновым и другими хребтами) озер, хотя и много (тысячи), но они нередко пересыхающие, часто солоноватоводные (Торейские озера и др.), близкие по характеру к Северомонгольским и Манчжурским (Хух-Нур, Далай-Нор и др.), располагающимися в степной зоне (Лимнология..., 1994).

В целом распределение озер по площади той или иной зоны зависит от многих факторов, хотя важнейшими из них несомненно являются климат и рельеф. Как будет показано далее, на характер озер влияют история предшествующего развития территории, состав и структура подстилающих пород, источники питания (ледниковое, речное, подземное, атмосферные осадки и др.), наличие или отсутствие многолетней мерзлоты, особенности современной тектоники и мн. др. Далеко не всегда гумидность климата, равно как и его аридность, непосредственно сказываются на количестве, размерах и других особенностях озер. Так, например, в гумидной зоне Центральной Якутии озер хотя и много, но они нередко солоноватые и бессточные, что зависит от состава подстилающих пород и относительно небольшого количества выпадающих здесь атмосферных осадков, а также других факторов.

Солоноватость озер в Северном Казахстане и на юге Западной Сибири, в семиаридной зоне, обусловлена сильным испарением с поверхности озер в теплое время года, а их обилие обусловлено наличием большого количества понижений рельефа и характером подстилающих пород. Именно в западины рельефа и поступает основная масса воды рек и временных потоков, берущих начало на окружающих возвышенностях.

Наличие крупных и менее значительных озер в аридных районах Прибалхашья, Южного Алтая, Казахстана и Средней Азии находится в тесной зависимости от большого увлажнения соседних с ними горных сооружений (Алтай, Тянь-Шань, Памир и др.), где формируются основные реки, заканчивающиеся в крупных впадинах. Это же относится и к югу Восточного Забайкалья, озера которого питаются реками, берущими начало в хорошо увлажненных горах Хэнтэя, Даурии и Хингана. Все они входят в так называемую «озерную» зону Азии, протягивающуюся на многие тысячи километров с запада на восток через Южный Урал, юг Западной Сибири, Северный и Восточный Казахстан, Монголию и Китай. По мнению Э. М. Мурзаева (1966), они приурочены к северу семиаридной и аридной зон Азии.

Обилие небольших озер в тундровой полосе (особенно на равнинах Западной, Восточной и Северо-Восточной Сибири) обусловлено криолитогенными процессами. По мнению А. С. Любомирова (1990), изучавшего озера Чукотки, далеко не все они термокарстовые. Здесь он выделяет, кроме того, ледниковые озера, водно-ледниковые, мор-

ские и смешанного генезиса. Очевидно, это относится и к другим полярным областям Азии.

Глава 2

ГУМИДНАЯ ЗОНА

Наибольшим разнообразием ландшафтов отличается гумидная зона, самая крупная из всех зон. Разнообразие ее рельефа обусловлено сложнейшим предшествующим тектоническим и геологическим развитием входящих в нее регионов, таких как Западносибирская плита, Среднесибирское поднятие с Анабарским щитом, сложенным кристаллическими докембрийскими породами, Ленско-Вилуйская мезозойско-кайнозойская синеклиза, молодые горные поднятия Северо-Восточной Сибири (Верхоянское, Колымское и др.), Амуро-Зейская впадина, поднятия Забайкалья и Прибайкалья и др.

Так, Западносибирская плита, оформившаяся как область опускания еще в мезозое, продолжала нисходящее развитие и в кайнозое. В кайнозое древнее основание Западной Сибири совместно с мезозойскими ее депрессиями испытало общее опускание платформенного типа, приводившее к неоднократному проникновению сюда с севера морских вод, которые через Тургайский пролив иногда проникали в Казахстан и Среднюю Азию. Западная Сибирь в четвертичное время, как и сейчас, оставалась относительно опущенной территорией, что обусловило широчайшее развитие здесь четвертичных отложений и молодых озерных бассейнов, большая часть которых ведет свою историю с плейстоцена и раннего голоцена. В плейстоцене северные районы Западносибирской равнины подвергались морским трансгрессиям и оледенениям.

Многочисленные озера Западной Сибири (а их здесь сотни тысяч) своим происхождением и развитием обязаны не только равнинности и низкому гипсометрическому уровню территории, но и, как уже указывалось ранее, гумидности климата. Характер озер северной приполярной части Западной Сибири, включая полуострова Ямал и Гыдан, существенно отличен от озер ее центральной части. Если на севере выпадает до 300 мм осадков в год (несколько больше, чем на юге), то в центральной части — до 750 мм. Продолжительность залегания снежного покрова на севере достигает 260—270 дней, на юге — 170—180 дней. Мощность снежного покрова на севере в феврале составляет 20—40 см, а на юге — 70—80 см, местами до 100 см. Центральная часть Западной Сибири занимает промежуточное положение по этим параметрам. На севере Западной Сибири распространена повсеместно мощная многолетняя мерзлота. В долинах рек здесь преобладает боковая эрозия. Нередко в тундре и лесотундре реки проходят через цепочки озер. Много озер и на междуречьях, где они занимают моренные или термокарстовые котловины (Физико-географическое..., 1968). Крупных озер здесь нет, но количество их велико (десятки тысяч).

Центральная часть Западной Сибири представляет собой преимущественно таежную область, протянувшуюся с запада на восток от Екатеринбурга до Красноярска и с севера на юг от Салехарда и Игарки до Тюмени, Томска и Новосибирска. Это наиболее увлажненная область Западной Сибири; иногда ее называют лесоболотной. Широкое распространение болот обусловлено здесь плоским рельефом и близким к поверхности расположением водоупорных глинистых пород. Здесь наблюдается большое количество различных озер, преимущественно связанных с речной сетью (старичные, проточные и др.). За исключением некоторых районов (Сургут, Уренгой), озера остаются практически неизученными, равно как и озера более северных (тундровых) областей Западной Сибири.

Несколько особняком стоит район Предуральской равнины, расчлененной сетью относительно глубоких долин рек восточного склона Урала (Северная Сосьва, Тура, Лозьва, Пелыма и др.). Нередко долины этих рек заложены в обширных плоских межуальных понижениях, на дне которых располагаются относительно крупные (десятки квадратных километров) озера — «туманы»; размеры их существенно изменяются в течение года.

Наибольшее количество озер и болот в Западной Сибири находится на междуречье Иртыша и Оби (Васюганские болота), где они занимают до 48% территории: развиты грядово-мочажинные болота и старичные озера.

Озера юга Западной Сибири рассматриваются в разделе об аридной и семиаридной зоне Севера Азии (гл. 3).

Одним из крупнейших регионов Северной Азии является и Восточная Сибирь. Возможно, рассматриваемые в Восточной Сибири Забайкалье и часть Прибайкалья следует выделить в отдельную область, промежуточную между Дальним Востоком и Восточной Сибирью (нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974). Однако в данной работе мы считаем целесообразным рассматривать их как часть Восточной Сибири, хотя и специфическую, поскольку здесь наряду с таежными присутствуют и степные элементы ландшафтов монгольского типа (особенно в Читинской области), что сближает юг и юго-восток Забайкалья и Прибайкалья с Центральной Азией, точнее с ее северомонгольской частью.

Восточная Сибирь, как и Западная Сибирь, весьма неоднородна по климату и в геолого-геоморфологическом, и в ландшафтном отношении. Северная полярная и приполярная части Восточной Сибири с островами Северной Земли и Новосибирскими островами расположены в полосе тундры с мощной многолетней мерзлотой, которая оказывает наиболее существенное влияние на характер озер, особенно равнинных приморских пространств. Здесь повсеместно преобладают заболоченные низины и термокарстовые, реже старичные озера. Нередко площадь, занятая озерами и болотами, достигает 30% и более территории. На Северной Земле местами развито современное оледенение, вдоль края которого существуют озера, отличающиеся очень слабой минерализацией.

Несколько особняком стоит Таймырский полуостров с горами

Бырянга, где отмечаются довольно крупные подпрудные озера в долинах рек (Таймыр, Лабаз и др.), и плато Путорана, особенно его западная часть (см. ниже).

Озера западной части Путорана располагаются в тектонических трещинах-расселинах, днища которых нередко опускаются ниже уровня моря, а глубина озер достигает 50—300 м. Большинство этих озер имеет долинообразную форму, вытянуто на многие десятки километров. Долины, в которых они наблюдаются, имеют форму трогов, заложены в послеледниковое время, но не являются ледниковыми (Физико-географическое..., 1968, с. 365). Реки здесь многоводны, часто имеют зарегулированный озерами сток. Восточнее, в Анабарском массиве и прилегающих к нему частях плоскогорья, озер меньше и они мало чем отличаются от водоемов соседних районов Сибири.

В дельте Лены на многочисленных островах отмечается масса мелких термокарстовых озер. Западная часть Восточной Сибири в пределах Среднесибирского плоскогорья в целом бедна озерами, несмотря на достаточное увлажнение. Она сильно изрезана речной сетью, но переуглубленных участков здесь нет. Нет здесь и достаточно мощного покрова четвертичных отложений. Иная картина наблюдается в Центральной Якутии или Лено-Вилюйской низменности. Здесь, несмотря на более засушливый климат (около 250 мм осадков в год), озер огромное количество (десятки тысяч) и обусловлено это низменностью территории, широким развитием четвертичного покрова и почти повсеместным развитием «вечной» мерзлоты. Много аласных озер, болот (преимущественно низинных) и старичных озер. Процессы образования и таяния ископаемого льда создают здесь западинно-озерные ландшафты. В результате низменные районы с рыхлыми отложениями, развитыми на карбонатных породах различного возраста, испещрены озерами и луговыми полянами-аласами на месте высохших озер. Большинство озер, тем более усыхающих, имеет высокую минерализацию. Минерализация озерных вод и мутность рек являются отличительной особенностью Центральной Якутии от всех сибирских и дальневосточных регионов зоны. Озерки и протоки на поймах рек или озера на террасах, имеющих низкие берега, окружены болотами и редколесьями на торфяно-глеевых или заболоченных аллювиальных почвах. Многочисленные мелкие озера и реки зимой промерзают до дна. Бесчисленные озера термокарстового и старичного происхождения, развитые на низменности, весной нередко соединяются друг с другом протоками, не действующими летом.

В предсаянской южной части Восточной Сибири озер довольно много (тысячи), но они, как правило, невелики и непостоянны во времени.

В котловинах Тувы, большую часть которой занимают горы (Восточные и Западные Саяны и др.), озера также нередки; большая их часть связана с ледниковыми и послеледниковыми процессами, их следует отнести к озерам горных стран.

Много озер в Прибайкалье и Забайкалье. Большинство их приурочено к долинам крупных рек и тектоническим впадинам зоны Байкальского рифта и за его пределами (Гусиное озеро, Арахлейские

озера, оз. Кенон и др.). Особенно много (тысячи) озер на юге Забайкалья в лесостепной и степной полосах, близ границы с Монголией и Китаем (Торейские озера и др.). Нередко на месте бывших небольших озер здесь встречаются солончаки и солончаковые луга.

Северо-Восточная Сибирь, включая Чукотку, также разнообразна по своим природно-ландшафтным показателям. Северная ее часть, вдоль морей Северного Ледовитого океана, расположена в тундровой полосе и изобилует озерами термокарстового генезиса. Низменности вдоль морского побережья почти повсеместно покрыты мощной толщей четвертичных рыхлых отложений, главным образом озерных и аллювиальных, заключающих в себе горизонты подземных льдов. На междуречных пространствах здесь масса небольших котловин, образовавшихся в результате термокарстовых процессов; многие из них заняты озерами, соединяющимися друг с другом протоками. В низовьях Индигирки, где озера являются характерным элементом ландшафта, встречаются и довольно крупные (Солунтах, Моготоево, Бустах и др.), залегающие в термокарстовых котловинах. Широкие междуречные пространства обычно плохо дренированы и на них в неглубоких термокарстовых котловинах также развита масса мелких озер и болот.

На Чукотке озер очень много (десятки тысяч). Этому способствуют избыточная влажность, характер рельефа и многолетняя мерзлота. Количество озер и болот особенно велико на низменностях близ морских берегов. По происхождению озерных ванн озера самые различные — термокарстовые, лагунные, старичные, ледниковые (Любомиров, 1990). Для предгорных равнин характерны широкие террасированные долины, обильные западины, эрозионные и моренные гряды. Западины обычно заняты болотами и озерами. Небольшие озера системами проток соединены с реками, способствуя нередко изменению их русел.

Несколько южнее расположены горные районы Северо-Восточной Сибири (Верхоянский, Колымский, Момский, Черского и другие хребты). Здесь находится полюс холода северного полушария (Верхоянск, Оймякон) и повсеместно развита многолетняя мерзлота. При сильной изрезанности рельефа и малой мощности четвертичных отложений мерзлота на значительную глубину пронизывает коренные породы. Озер здесь меньше, чем в соседних равнинных районах, и они обычно малы по размерам. По долинам рек, особенно в верховьях, широко развиты болота. В целом эти районы изучены крайне слабо.

К востоку от Джугджурского хребта на равнине вдоль берега Охотского моря наблюдается ряд лагунных озер среди кос и дюн, а ближе к хребту — пойменные и термокарстовые озера и болота.

Дальний Восток — это громадная, обильно увлажняемая восточными муссонами таежная территория протяженностью с севера на юг на многие тысячи километров, с обилием горных хребтов и массивов (Сихотэ-Алинь, Ям-Алинь, Малый Хинган и др.), обширных межгорных впадин — равнин (Зее-Буреинская, Амуро-Зейская, Средне-амурская, Уссурийская, Нижнеамурская и др.), весьма разнообразных по степени обводненности и озерности.

Наибольшее количество озер, в том числе и довольно крупных (Кизи, Удыль, Орель, Эворон, Чукчагирское и др.), сосредоточено в Нижнем Приамурье (см. гл. VI), где небольшие горные массивы перемежаются с обширными плоскодонными депрессиями.

Значительно меньше озер в Амуро-Зейской области и в Уссурийской впадине. В первой из них на плоских междуречных пространствах и вдоль речных долин часто встречаются заболоченные участки с озерами овальной формы, частично термокарстового генезиса. Во второй основные озера, включая Ханку, развиты преимущественно на Приханкайской равнине, в полосе южной уссурийской тайги и в условиях избыточного увлажнения.

В Среднеамурской депрессии озер довольно много (тысячи), они разнообразны по характеру и генезису. Во время летних половодий Амура (вторая половина лета), в пониженных местах депрессии и в пойме Амура образуются многочисленные временные озера глубиной до 1,5—2 м. Наиболее пониженные части впадины заняты постоянными крупными проточными озерами, часто соединяющимися с Амуром, — Петропавловское, Болонь и др. Заболоченность территории здесь достигает 80%.

На Сахалине преобладают лагунные озера, сосредоточенные главным образом на востоке острова, на равнинах, вдоль морского побережья. Наиболее значительное из этих озер — Тунайча. В небольшом количестве такие озера есть и на Камчатке, для которой более характерны вулканические озера, занимающие кратеры потухших вулканов. Это небольшие, но глубокие, незамерзающие озера. Так, оз. Кроноцкое имеет глубину до 128 м, а Курильское — даже до 306 м (Комплексные исследования..., 1986). Однако эти озера изучены очень слабо.

Кратерные озера встречаются и на Курильских островах, в частности на Парамушире (Кольцевое озеро и др.). Изредка, как и на Камчатке, здесь наблюдаются ледниковые озера, подпруженные моренами в троговых долинах (Черные озера в долине р. Северянки и др.). Отдельные небольшие озера присутствуют здесь и в карах, в частности оз. Бирюзовое на Симушире. Все это пресные, слабоминерализованные водоемы, возникшие в послеледниковое время.

Г л а в а 3

АРИДНАЯ И СЕМИАРИДНАЯ ЗОНЫ

Распределение и характер озер аридной и семиаридной зон зависит от многих факторов, важнейшими из которых, как и в гумидной зоне, являются климат и рельеф. Равнинность и относительная пониженность таких ее регионов, как Юг Западной Сибири и Север Казахстана, благоприятны для широкого развития озер. Однако в силу относительной аридности климата здесь преобладают небольшие бессточные, часто соленые или солоноватоводные бассейны.

Существенная роль в их образовании принадлежит рекам, в древних долинах которых они чаще всего и развиты (Венус, 1985), а также временным водотокам, которые влияют на соленость, проточность или бессточность и на меняющиеся по временам года размеры озер. Во время половодий и во влажные годы целый ряд бессточных озер становятся проточными, пресными и резко увеличивают свои размеры. В происхождении некоторых озер определенную роль играет и подпруживающая роль золотых песков (в долинах временных потоков, реже рек). Более крупные озера (Чаны, Убинское и др.) развиты в наиболее увлажняемых районах юга Западной Сибири. Крупные размеры некоторых мелководных озер Казахстана, таких, например, как Тенгиз, обусловлены не столько величиной самой чаши озера, сколько обильным поступлением в них вод рек, берущих начало в более увлажненных районах. В целом в южных засушливых частях этой зоны озера, как правило, небольшие и мелководные. Озера центрального мелкосопочника Казахстана малочисленны и небольшие по размерам. Скопление относительно глубоких озер в районе курорта Борового — исключение, и их происхождение обусловлено местными тектоническими и ландшафтными причинами.

Обилие озер в Северном Приаралье, Прикаспии и на Северном Кавказе связано с низким гипсометрическим положением этих областей, их бывшей недавней связью с Аралом и Каспием, характером подстилающих пород (глинистые грунты, являющиеся водоупорами), питанием, временными и постоянными речными потоками. Здесь развиты преимущественно небольшие бессточные солоноватоводные и соленые озера. Сходный характер присущ и многим озерам Чуйской и Балхаш-Алакольской впадин (за исключением крупных озер Алаколь и Сасыкколь). Они также солоноватоводны и бессточны.

На юге Средней Азии, в Кара-Кумах и Кызыл-Кумах, озер крайне мало и они невелики по размерам. Объясняется это аридным климатом и песчаными грунтами пустынь. Солоноватоводные и пресные озера встречаются здесь в низовьях Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, в Марыйском оазисе и некоторых других местах. Своим происхождением они обязаны разливам рек и временных водотоков, сбрасывающих воды в котловины и западины рельефа во время половодий. В засушливые периоды они, как правило, пересыхают и перемещаются по площади, особенно в низовьях рек.

Соленые озера Приаралья и Прикаспия часто служат источником добычи различных солей, в первую очередь поваренной соли. Происхождение их, в частности Эльтона и Баскунчака, различными исследователями трактуется по-разному. Одни считают их реликтовыми — остатками древнего Каспия (раннехвалынской и раннехазарской трансгрессии), другие — сформировавшимися на месте размыва соляных куполов. Возраст этих озер не моложе позднелайстоценового, возможно, и более древний, так как скважины на Эльтоне и Баскунчаке не вышли из соленосных озерных отложений позднечетвертичного времени (Васильев, 1955). Каспийские трансгрессии в конце плейстоцена чередовались здесь с озерными бассейнами. Отложения континентального генезиса, подстилающие и перекрывающие морские слои, вскрыты

скважинами, пройденными в этих водоемах, т. е. озера сформировались здесь ранее каспийских трансгрессий. Вероятнее всего, они существовали непостоянно — то подтоплялись морскими водами, то резко сокращались в размерах и даже пересыхали в засушливые эпохи. По данным А. Н. Семихатова (1933) и Г. А. Васильева (1955), перерыва в соленакоплении в озерах Эльтон и Баскунчак в послехвалынское время, т. е. в последние 10 тыс. лет, в осадках этих озер не наблюдается.

Глава 4

ГОРНЫЕ ОБЛАСТИ

В горных областях Юга Сибири, Средней Азии и Кавказа озера в своем распространении подчиняются не только указанным ранее факторам, но и другим, связанным с вертикальной зональностью. Здесь ведущая роль нередко принадлежит ледникам и сейсмогенным обвалам, которые оказывают непосредственное влияние на возникновение, существование и характер многих озер. При этом ледниковые озера в значительно большей степени, чем другие, подчинены в своем распределении вертикальной климатической зональности. Особенно четко это прослеживается в горах Кавказа, Тянь-Шаня, Западного Памира, Алтая, Тувы, Саян, где ледниковые озера, подпруженные моренами, а также каровые, цирковые и другие сосредоточены во вполне определенных интервалах высот близ нижней границы снеговой линии. Естественно, эта граница не является постоянной в различных хребтах, да и в одном и том же горном сооружении. Так, в более увлажняемом Кавказе она ниже, чем в горах Памира, Алтая или Саян, расположенных в центре Азии. На северных, более увлажняемых склонах она ниже, чем на южных; в западных частях хребтов (при субширотном их простираии) она также несколько ниже, чем в восточных. Исключение составляет лишь Восточный Памир (по отношению к Западному), где, несмотря на сухой засушливый климат, озер больше, чем в Западном Памире, что объясняется сильной приподнятостью и относительной равнинностью Восточного Памира и обилием в его пределах бессточных котловин тектонического происхождения, в то время как более увлажняемый Западный Памир сильно изрезан долинами рек. Наиболее крупное озеро — Сарезское (на границе Восточного и Западного Памира) — возникло совсем недавно (1911 г.) в результате гигантского сейсмического обвала, в долине р. Мургаб.

В силу аридности климата Восточного Памира даже такие крупные его озера, как Караколь, — солоноватоводные (см. ниже), не считая менее значительных, что не характерно для горных озер, большинство из которых является проточными и пресноводными. Сходная с Восточным Памиром обстановка наблюдается на Армянском нагорье в Закавказье, где также нередко солоноватоводные

озера. На Большом Кавказе, Тянь-Шане, Алтае, Саянах наряду с ледниковыми широко развиты и тектонические озера (Телецкое на Алтае, Рица на Кавказе и др.). Большая их часть приурочена к переуглубленным участкам долин рек (Селегей В. В., Селегей Т. С., 1974, и др.). Тектоническое происхождение имеет и ванна одного из крупнейших озер Алтая — Маркаколь.

Особо отметим районы крупных межгорных впадин-низменностей между хребтами Большого и Малого Кавказа — Колхиду и Прикуринскую низменность.

Колхидская равнина образовалась на месте ранее затоплявшейся Черным морем Рионской межгорной впадины в результате общего поднятия Кавказа и Закавказья в плиоцен-четвертичное время. Низменный рельеф местности, обилие осадков и рек обуславливают широкое развитие здесь старичных озер и болот. На западе Колхиды у побережья Черного моря имеется довольно много озер — остатков морских лагун, таких как озеро Палеостоми (~18 км²).

Прикуринская низменность на востоке Закавказья, в зоне умеренно континентального субтропического климата степного и полустепного типов в значительной части ранее затоплялась водами Каспия. Вдоль берега Каспийского моря здесь также имеются озера-лагуны (наиболее часто они встречаются на Апшеронском полуострове и близ него). Озера преимущественно соленые, небольшие и бессточные. Некоторые из них во влажные эпохи соединялись с морем.

Глава 5

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Палеолимнологическое районирование теснейшим образом связано с лимнологическим. Однако, с нашей точки зрения, существуют и некоторые особенности первого из них, обусловленные временным фактором, а именно длительностью существования озер, временем заложения, существования озерных котловин, а в какой-то мере и их размерами. Более крупные озера в целом имеют и более длительную историю существования. Так, например, такие крупные озера, как Байкал или Зайсан, были заложены еще в палеогене (История Ладожского..., 1990; История озер..., 1991). Однако большая часть относительно крупных озер Севера Азии ведет свою историю с четвертичного времени, в основном с поздне- и послеледниковья. Тем не менее наиболее крупные из «молодых» озер (Телецкое, Маркаколь и др.) будут более древними по сравнению с малыми озерами тех же зон. В то же время Сарезское озеро на Памире глубиной до 500 м и протяженностью в несколько десятков километров возникло только в 1911 г. Постоянное возникновение и исчезновение озер наблюдается почти повсеместно в горах, в аридной и семиаридной и гумидной зонах.

В целом озера аридной и семиаридной зон несколько более древние, чем в гумидной зоне и в горах. В горах в силу более быстрого осадконакопления и развитой речной сети озерные ванны быстрее заполняются осадками, озера чаще спускаются реками, чем в других зонах. Здесь же и больше условий для возникновения новых озер (Севастьянов, 1985).

В гумидной зоне озера в целом более молодые, чем в аридной и семиаридной.

В аридных районах рассматриваемые в последующих главах озера возникли преимущественно в позднем плейстоцене, а некоторые из них (Чаны, Эльтон, Баскунчак, Алаколь, Тенгиз и др.) возможно даже в середине его. Такой же возраст, видимо, и у ряда озер Памира и Восточного Тянь-Шаня (Караколь, Четыркель, Сонкель), а также Алтая (Маркаколь и др.). В целом, чем менее затронута территория молодыми рельефообразующими (макро- и микро-) процессами, тем более древние озера в ней можно ожидать. Так, на слабо затронутом молодыми эрозионными процессами древнем выровненном и приподнятом Восточном Памире существуют и относительно древние озера, подобные Караколю.

Напротив, в горах и на низменностях Кавказа и Закавказья озера постоянно исчезают и возникают вновь в условиях высокой сейсмичности и эрозионно-аккумулятивной деятельности, а также антропогенного воздействия последнего времени.

Озера аридной зоны, не исчезая полностью, как правило, испытывают постоянные изменения своих размеров во времени, то расширяясь (во влажные эпохи), то сокращаясь до минимума в сухие периоды.

Естественно, палеолимнологическое районирование не ограничивается только временным фактором. Существенные изменения происходят в характере осадконакопления, солевом составе вод озер, в их биопродуктивности и т. п. Л. Л. Россолимо (1964) считает, что проблемы палеолимнологического районирования могут найти свое отражение именно на основе изучения озерного осадконакопления. При этом процессы формирования донных отложений озер рассматриваются как итог сложного взаимодействия гидрологических, химических и биологических процессов в озерных экосистемах. Озерные отложения содержат информацию о характере направленности и скорости функционирования экосистем озер в их историческом развитии, что, по мнению Л. Л. Россолимо, можно широко использовать при разработке типизации древних и современных озер. В целом развитие озер как в гумидной, так и в аридной зонах сопровождается их эвтрофикацией. В аридной и семиаридной зонах, местами и в гумидной зоне, также довольно отчетливо проявляется и процесс осолонения бассейнов.

По упоминавшимся выше показателям в гумидной зоне отчетливо можно выделить следующие группы озер.

Озера тундры и лесотундры, термокарстового и иного генезиса, небольшого, как правило, размера, пресные, олиготрофные и ультраолиготрофные, проточные и бессточные. Сформировались

они преимущественно в послеледниковое, реже в позднеледниковое время.

Озера таежной полосы, в первую очередь старичные. Местами они превратились в болота. В целом это тоже небольшие озера того же возраста, но мезотрофные и даже эвтрофные. В то же время среди них встречаются отдельные олиготрофные и дистрофные водоемы; глубина озер обычно не выходит за пределы первого десятка метров, чаще первые метры. Крупные озера здесь редки, за исключением Нижнего Приамурья и некоторых других регионов.

Озера лесостепной и степной полос. Эти бассейны во многом сходны с развитыми в аридной и семиаридной зонах, нередко солончаково-водные, существенно изменяющиеся по площади в разные времена года и разные эпохи. В основном это озера, возникшие в поздне- и послеледниковье, а наиболее крупные из них, такие как Торейские, возможно, даже в середине плейстоцена (Нагорья..., 1974).

Стоящие особняком озера Лено-Вилуйской впадины, или Центральной Якутии. Будучи расположенными в таежной полосе Сибири, они несут в себе черты первых трех типов. Располагаясь в области развития многолетней мерзлоты в условиях относительно засушливого климата, озера эти часто сильно минерализованы, невелики по размерам, во многих случаях имеют термокарстовое и старичное происхождение и различную степень трофности (от олиготрофных до эвтрофных). К повышенной минерализации озерных вод приводит в первую очередь относительная засушливость климата, а также особенности подстилающего субстрата (нередки карбонатные и соленосные породы). Мощности осадков этих озер измеряются первыми метрами, реже первыми десятками метров. Вокруг озер часто развиты осушенные луговые пространства (аласы). В связи с этим их можно отнести к аласному типу озер (Босиков, 1983).

Озера, выделенные в качестве самостоятельного типа — лагунные, приморские, развитые на Сахалине, Камчатке, Чукотке и ряде других районов. К таким озерам-лагунам следует отнести оз. Тунайча (на юге Сахалина), соединяющееся с океаном. Лагунный тип озер с водами различной солености, вплоть до пресных, характеризуется большими мощностями донных осадков, иногда до 40—50 м. Сформировались они в плейстоцене и голоцене, реже в более древнее время.

Озера вулканического происхождения, расположенные в старых кальдерах вулканов на Камчатке и Курилах. Обычно это глубокие (до 200 м и более), незамерзающие с илистым дном, небольшие по площади, округлой формы озера, расположенные на разных гипсометрических высотах.

В аридной и семиаридной зонах присутствуют крупные солончаковые озера, существующие десятки тысяч и даже миллионы лет (Каспий, Арал, Балхаш, Зайсан и др.), располагающиеся в тектонических впадинах относительно древнего заложения, заполненных многометровыми толщами донных отложений, со следами более высокого стояния их уровней в прошлом, с горизонтами погребенных торфяников, как это наблюдается, например, на Балхаше (Венус, 1985).

Другой тип озер — небольшие соленые озера Северного Прикаспия и Приаралья, в прошлом связанные с морскими бассейнами, где мощность соленосных толщ достигает многих десятков и даже сотен метров (Эльтон, Баскунчак и др.).

Весьма специфичны озера Северного Казахстана и Юга Западной Сибири. Их формирование связано с развитием речной сети этих регионов и возникновение нередко обусловлено ее позднейшим отмиранием. Озера эти возникли на разных этапах истории; для них характерны солоноватоводность, непостоянство водного режима, существенные колебания размеров по годам и в зависимости от влажности времен года (Шнитников, 1957). К таким озерам следует отнести Кулундинское, Солеты Тениз и многие другие. Сходны с ними и некоторые озера более южных районов Казахстана, например Тенгиз, и такие эвтрофные пресноводные водоемы, как «пульсирующее» озеро Чаны, Убинское и др., располагающиеся в зоне несколько большего увлажнения Юга Западной Сибири. Они проточны, как правило, но сильно варьируют в размерах в зависимости от сезонов и по годам. Особую группу составляют многочисленные эфемерные озера-блюдца, распространенные практически повсеместно в равнинных районах Казахстана, Западной Сибири, Приаралья и Прикаспия.

К особому типу горных озер относятся сравнительно молодые озера тектонических впадин-долин, дренируемых реками (Телецкое озеро, Рица и др.). Это пресноводные глубокие озера (свыше 100 м), проточные и в прошлом, и сейчас. Образовались сравнительно недавно (в плейстоцене и голоцене) в переуглубленных участках долин рек.

Еще более молодую группу горных озер составляют глубокие (до 500 м) подпрудные озера Памира, Кавказа и некоторых других хребтов. Часть их возникла на глазах человека, например Сарезское озеро, — в 1911 г.

Наиболее значительную группу горных озер представляют ледниковые (подпрудные конечно-моренные, каровые, цирковые и др.). Подавляющая их часть — это небольшие пресноводные, проточные водоемы, возникшие близ границы снеговой линии в конце плейстоцена или чаще в голоцене. Большая часть этих озер имеет ледниковое питание и располагается несколько ниже современной снеговой линии в долинах рек или на склонах гор. Самыми недолговечными из них являются подпрудные озера в долинах рек, хотя и все они достаточно эфемерны (Севастьянов, 1985).

Более детальная палеолимнологическая и лимнологическая типизация озер и их районирование могут быть получены только после их существенно иного, углубленного изучения в будущем.

Часть II

ИСТОРИЯ ОЗЕР ГУМИДНОЙ ЗОНЫ

Глава I

ЮЖНЫЙ УРАЛ. ОЗЕРО УВИЛЬДЫ¹

Урал представляет собой складчатую область меридионального простираения. Рельеф отличается большой расчлененностью. Горные поднятия разделены межгорными понижениями и хорошо разработанными речными долинами. Западные предгорья представлены невысокими кряжами и хребтами. Межгорные понижения заняты сланцевыми и карбонатными толщами. Восточные предгорья тянутся полосой останцовых поднятий со сложным рельефом. На востоке предгорья переходят в Зауральский пенецлен, протянувшийся до границ с Западно-Сибирской равниной.

Для Урала и прилегающих равнин характерны черты климата, связанные с особенностями взаимодействия воздушных масс с системами горных хребтов, характером подстилающей поверхности. В связи с меридиональным простираением Уральские горы затрудняют перемещение в Зауралье влажных воздушных масс с Атлантики. Основными чертами климата Урала являются: четко выраженная континентальность, короткий безморозный период, ранние осенние и поздние весенние заморозки. Для южной части территории характерно также малое и неустойчивое увлажнение. Континентальность климата увеличивается с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении возрастает суровость зимы. Низкие зимние температуры приводят к устойчивому и продолжительному ледоставу на водоемах и даже перемерзанию наиболее мелких из них. Достаточно жаркое лето способствует хорошему прогреванию воды в мелководных озерах.

Увлажнение на территории Урала уменьшается с севера на юг и от гор к прилегающим равнинам. Наибольшее количество осадков, до 800—1000 мм, выпадает на горных хребтах и склонах гор, способствуя активному стоку, хорошей проницаемости грунтов и как следствие — низкой минерализации озерных вод. На приуральских равнинах наблюдается значительное уменьшение осадков. Интенсивное испарение в сочетании с малым количеством осадков на Южном

¹ В. И. Хомутова, М. А. Андреева, Н. Н. Давыдова, И. Ю. Неуструева, В. Ю. Радаева, Д. А. Субетто.

Урале отрицательно сказывается на водном режиме поверхностных вод. Здесь распространены преимущественно бессточные озера с повышенной соленостью водных масс.

Уровни озер Урала испытывают значительные многолетние колебания с четко выраженной цикличностью. Длительность циклов в среднем составляет 20—25 лет. В маловодные годы многие мелководные озера пересыхают, а в наиболее соленых из них наблюдается садка соли.

Высокая дренированность реками горного Урала не способствовала образованию озерных котловин, поэтому озерность этих районов небольшая. Наоборот, в Зауралье, особенно в междуречьях Уй-Миасс-Исеть, при слабо развитой речной сети распространены многочисленные озера.

В пределах Среднего и Южного Урала насчитывается около 30 тыс. озер с суммарной площадью 8,8 тыс. км². Большая часть озер приходится на бассейн р. Тобол. Площадь их составляет примерно 93% общей площади уральских озер. Размеры озер в подавляющем большинстве незначительные. Доля очень малых озер, площадью менее 1 км², составляет примерно 96%. Озер с размерами зеркала более 1 км² насчитывается 1472. К самым крупным водоемам, площадь водного зеркала которых превышает 50 км², можно отнести всего несколько озер (Увильды, Иртяш, Айбыкуль, Уелги, Пелымский Туман и др.). Глубины озер изменяются от нескольких десятков сантиметров до 40—50 м. Наиболее глубокими являются озера Увильды, Тургойак, Бол. Кисегач, Банное.

Наибольшая озерность (14—15%) характерна для восточных предгорий Южного Урала. Высокой она остается и на Зауральском пенеппене, а также в междуречьях Тобол—Уй—Миасс—Исеть (5—10%). Высокая озерность восточных предгорий связана с новейшей тектоникой. Наличие тектонических нарушений и разломов способствовало образованию тектонических впадин, к которым приурочены наиболее крупные озера. В Зауралье под действием главным образом водно-эрозионных и водно-аккумулятивных процессов образовалось большое количество впадин, ныне занятых озерами.

На Среднем Урале достаточно высокая озерность присуща бассейнам рр. Исети и Тавды (1—5%), чему способствовали водноэрозионные и флювиогляциальные процессы. Озерные котловины по происхождению можно подразделить на тектонические, эрозионно-тектонические, древнедолинные, флювиогляциальные, пойменные, суффозионные, карстовые. Распределение генетических типов озер предопределено особенностями геолого-геоморфологического строения территории. Тектонические озера характерны для районов горного Урала и его восточных предгорий (озера Тургойак, Увильды, Б. Кисегач, Таватуй, Банное и др.).

На Зауральском пенеппене тектонически обусловленные впадины в дальнейшем были видоизменены под воздействием экзогенных процессов. Приуроченные к ним озерные котловины отнесены к эрозионно-тектоническому типу (озера Аргаяш, Шарташ, Смолино и др.).

На выровненной поверхности Зауралья образование многих озер связано с развитием речной сети (Еткуль, Селезян, Б. Учалы, Чебачье и др.). На Тура-Тавдинской равнине озерные котловины заложены в ложбинах стока флювиогляциальных вод. Приледниковые впадины в расширенных долинах рек заполнены озерами-туманами.

К провальному типу относятся широко распространенные в Зауралье озерные котловины суффозионного происхождения. Просадочным процессам способствуют равнинность поверхности, сложенной молодыми рыхлыми породами, и слабый поверхностных сток. Озера этого типа представляют собой неглубокие западины овальной формы (озера Подборное, Чекирево, Карасево, Пахомово и др.).

Многочисленны на Урале и карстовые озера, связанные с мощными толщами карстующихся пород. Наибольшей закарстованностью отличаются районы западного склона Урала и Предуральского прогиба. В левобережье р. Тобол распространены дефляционные котловины, связанные с деятельностью ветра. К этому типу относятся озера Окуневское, Чаша, Убиенное и др.

Гидрохимические особенности озерных вод чрезвычайно разнообразны. Наряду с пресными гидрокарбонатными водами значительное место занимают соленые воды сульфатного и хлоридного состава. Общая минерализация воды изменяется от 100—200 мг/л в лесной зоне до 30—50 г/л в степной. В отдельных озерах (Соленый Кулат, Лаврушино, Таузаткуль) соленость достигает 100—150 г/л. Распространенным типом донных осадков являются сапропели. Органические сапропели характерны главным образом для озер горно-лесной зоны. Нередки они и в пресноводных озерах Зауралья. Мощность сапропелей составляет 3—5 м, в отдельных мелководных озерах увеличивается до 8—10 м.

С возрастанием солености озерных вод в иловых отложениях сокращается содержание органического вещества и увеличивается присутствие минеральных коллоидов и солей. Мощность слоя минеральных грязей по сравнению с сапропелевыми илами небольшая и редко превышает 1.0—1.5 м.

Переходной формой от сапропелевых илов к минеральным грязям служат минерализованные сапропели. Распространены они в лесостепной части Зауралья и характерны для озер средней минерализации, с повышенной щелочностью воды. Минеральные грязи накапливаются в основном в соленых озерах юго-восточной части Зауралья, в пределах южной лесостепи и степи. Органические и минеральные грязи, а также щелочные воды уральских озер обладают ценными лечебными свойствами и представляют мощную базу для санаторно-курортного лечения. Широкое использование озер для лечебно-рекреационных целей сопровождается их интенсивным загрязнением.

Вопросы возникновения, эволюции озер Южного Урала, палеогеографические условия их развития интересовали многих исследователей (Герасимов, 1926; Благовещенский, 1940, 1943; Сукачев, Поплавская, 1946; Жузе, 1939; Кордэ, 1949; Нейштадт, 1957, и др.). Комплексные палеолимнологические исследования выполнены сотрудниками института озераведения РАН на оз. Б. Кисегач в 1972—1976 гг. (Ландшафтный фактор..., 1978; Сергеева, Хомутова, 1977; Драбова и др., 1981;



Рис. 2. Схематическая карта оз. Увильды.

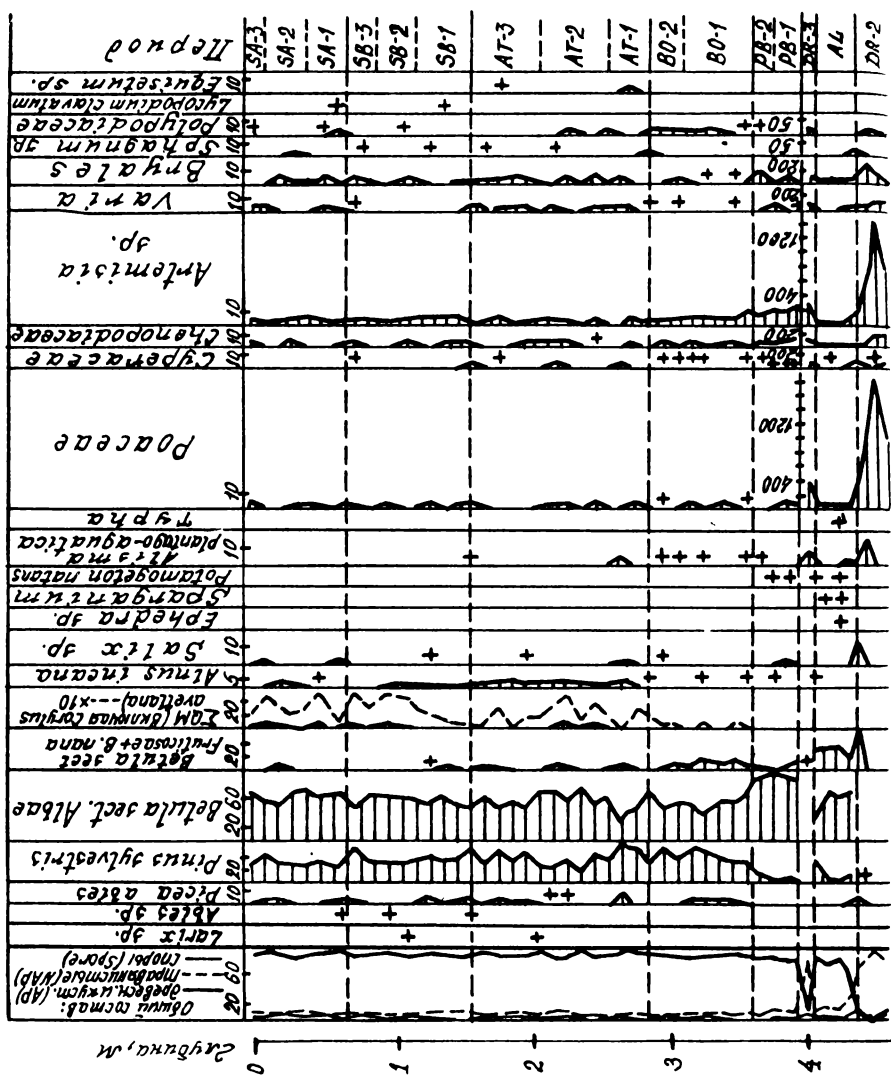
1—3 — изученные разрезы.

Davydova e. a., 1976, 1978, и др.). Среди многочисленных озер Зауралья одним из наиболее крупных водоемов является оз. Увильды, история развития которого авторами хорошо изучена.

Озеро Увильды (рис. 2) — крупнейшее озеро Урала — расположено в лесостепной зоне на восточном склоне Уральского хребта, на контакте с Зауральской холмисто-увалистой возвышенностью (275.2 м над ур. м.). Площадь его зеркала составляет 68 км², длина 13.5 км, ширина 9 км, длина береговой линии 117 км. Максимальная глубина 38.6 м, средняя 15.6 м. Котловина озера — тектонического происхождения, возникла в неоген-четвертичное время, имеет неровный рельеф с большим количеством каменистых россыпей, которые составляют около 10 % площади дна. Степень зарастания составляет 3 %, или около 2 км², наиболее заросшая — западная часть озера.

В прибрежной зоне оз. Увильды на глубине воды 3.5 м поршневым буром отобрана колонка донных отложений мощностью 455 см следующего строения (рис. 3):

0.0—3.25 м — сапропель, оливкового цвета, бескарбонатный, жидкий, текучей консистенции, алевроит-пелитового состава, однородный, без примесей.



- 3.25—4.28 м — сапропель, розоватый, белесый, карбонатный, плотный, пелит-алевритового состава, слоистый (переслаивание светлых слоев, насыщенных карбонатами, и темных, насыщенных гумусом), содержит большое количество включений раковин моллюсков и их обломков.
- 4.28—4.40 м — торф, бурого цвета, плотный, «сухой».
- 4.40—4.55 м — песок разнородный, серы"

Такое строение осадочной толщи характерно для озер Урала, где наблюдается смена фаций пресноводного мелководного водоема (торфонакопление) фациями мелководного высоко минерализованного водоема (карбонатакопление), а затем снова — фациями пресного, но уже более глубоководного бассейна (накопление кремнеземистого сапропеля). Гранулометрический состав озерных осадков в скважине достаточно однороден. Наблюдается некоторое погрубение осадка в нижней части разреза за счет увеличения алевритовой и песчаной фракций. Кремнеземистый сапропель имеет более тонкий гранулометрический состав (пелитовая фракция иногда превышает 50 %). Х. А. Арслановым с помощью радиоуглеродного метода определен возраст торфа с глубины 4.0—4.1 м: 9720 ± 380 (ЛУ; 15).

Разрез оз. Увильды охватывает весь голоцен и значительную часть позднеледниковья, причем поздне-последнеледниковая граница (примерно 10200 л. н.) проводится чрезвычайно четко на глубине 400—403 см (рис. 3).

Маркирующим горизонтом является слой аллередского межстадиала. Относящиеся к аллереду слои (AL) выделяются на глубине 410—437 см, причем нижняя граница проходит по контакту первого торфяного горизонта и подстилающих его песков. В отложениях аллереда обнаруживаются типичные позднеледниковые спектры, образованные сочетанием пыльцы растений, довольно различных по экологии. На фоне сравнительно небольшого содержания пыльцы травянистых растений и кустарничков выявляется преобладание древесной пыльцы (в первой половине интервала — березы, во второй половине — березы и сосны). Пыльца кустарничков и кустарничков представлена кустарниковыми видами берез, ивами и другими растениями. В группе травянистой пыльцы преобладают полынь, маревые, злаки. Показательно присутствие пыльцы водных, прибрежно-водных растений, осоковых.

Таким образом, по составу и количественным соотношениям данная флора является типично межстадиальной (Гричук, 1969). В развитии растительного покрова намечаются две фазы. Растительность первой половины (AL1), когда на плакорах было больше открытых мест, занятых лугами и болотами, формировалась в условиях более холодного и влажного климата. Лесные ассоциации второй половины аллереда (AL2) были сложены березой и сосной. Аллередский интервал позднеледниковья отвечает времени относительного потепления,

Рис. 3. Палинологическая диаграмма донных отложений оз. Увильды.

уменьшения континентальности климата «дриасовых» эпох, что и вызвало преобладание лесных формаций в составе позднеледникового комплекса растительности.

Фазе березово-сосновых лесов с элементами перигляциальной растительности на диаграмме донных осадков оз. Увильды, очевидно, соответствует фаза елово-лиственничных лесов на диаграммах озерно-болотных отложений района Среднего Урала (Сукачев, Поплавская, 1946; Хотинский, 1968, 1970; Панова, 1981). Возможно, что время формирования этой растительной формации относится именно к аллередскому потеплению, а не к интервалу 17 000—21 000 лет, как считали В. Н. Сукачев и Г. Н. Поплавская (1946), и не к одному из интервалов пребореального потепления (Хотинский, 1970). Во время аллередского потепления в исследуемом районе в отличие от многих районов Русской равнины распространение перигляциальных формаций было значительно меньшим, что может быть объяснено зональностью растительного покрова и значительной удаленностью территории Восточного Зауралья от центра валдайского оледенения.

Таким образом, по результатам спорово-пыльцевого анализа отложений оз. Увильды можно утверждать, что в наиболее древних из современных озер на Южном Урале накопление органогенных осадков началось в эпоху аллереда, около 12500 л. н.

По палинологическим данным четко выделяются «дриасовые эпохи» — верхнего или позднего дриаса (DR3) на глубине 400—410 см и среднего дриаса (DR2) на глубине 437—458 см. Спектры эпохи DR2 выявляются в разнотравных песках в слое первого торфяного горизонта, спектры эпохи DR3 — в ракушняковом горизонте. В составе спектров по сравнению с аллередом отмечаются резкий спад кривой пыльцы древесных пород, подъем пыльцы травянистой растительности, кустарниковых берез, увеличение содержания спор. «Дриасовые» эпохи отличались усилившимся похолоданием и резкой континентальностью климата, что привело практически к исчезновению лесных формаций, развитию перигляциальных степей и болот. При этом, видимо, в период «среднего» дриаса развитие болотообразовательного процесса шло более интенсивно, что нашло отражение в более высоких процентных показателях пыльцы кустарниковых берез и ивы.

Осадки среднего дриаса в озерных разрезах Южного Урала охарактеризованы методом спорово-пыльцевого анализа впервые. Верхняя граница позднего дриаса (DR3) проводится на уровне падения кривых пыльцы травянистых растений и кустарниковых берез. Данная перестройка спектров отражает коренные изменения в характере растительного покрова — переход от безлесных ландшафтов позднего дриаса к лесным фазам послеледниковья. Пребореальный период выделяется на глубине 365—400 см.

Пребореал — время господства на Южном Урале в условиях прохладного и сухого климата березовых (I половина периода) и березово-сосновых лесов (II половина). Осадки PB1 выделены на глубине 380—400 см. В составе спектров господствует пыльца древесных пород (до 84 %), значителен и процент пыльцы травянистой группы

(до 19 %), споры единичны. В группе древесных абсолютное большинство составляет пыльца березы. Осадки РВ2 отмечены на глубине 365—380 см, в составе спектров увеличивается содержание пыльцы сосны (до 12 %), несколько сокращается участие пыльцы травянистых растений.

Осадки бореального периода выделены на глубине 290—365 см. С этого времени растительный покров окончательно принял лесной характер. Климатические условия отличались сравнительной континентальностью и прохладностью. Спектры донных осадков характеризуются практически одинаковым участием пыльцы березы и сосны и отражают распространение сосново-березовых лесов — основных лесных формаций в это время. Для первой половины бореала показательно постоянное присутствие пыльцы ели, кустарниковых берез, ивы, что свидетельствует о более влажных условиях данного интервала. Во второй половине бореала в составе спектров помимо основных компонентов (сосна, береза) отмечены единичные зерна широколиственных пород.

Осадки атлантического периода выделяются в интервале 290—160 см. Для зоны в целом показательно господство в спектрах пыльцы сосны, березы с обязательным присутствием пыльцы широколиственных пород (вяз, дуб, липа, лещина) и ольхи. Наиболее часто среди пыльцы широколиственных деревьев отмечается пыльца вяза (до 4.5 %). Для спектров первой половины периода (АТ1, глуб. 290—260 см) характерны присутствие пыльцы ели, ивы, для средней части (АТ2, глуб. 260—210 см) — максимальное участие пыльцы широколиственных пород (до 80.0%), для спектров заключительной подзоны (АТ3, глуб. 210—160 см) — присутствие пыльцы ели и единичная встречаемость пыльцы широколиственных пород. Наиболее оптимальными следует считать условия произрастания лесов в середине периода (АТ2); начало периода (АТ1) было более влажным, а в конце (АТ3) отмечаются явное похолодание, выпадение из состава лесов широколиственных элементов.

Атлантико-суббореальный рубеж выделяется на глубине 160 см. Начало суббореального периода связано с похолоданием, что и вызвало присутствие в спектрах пыльцы кустарниковых берез, редкую встречаемость пыльцы широколиственных пород. По составу и изменениям спорово-пыльцевых спектров суббореала можно представить трехфазное изменение растительного покрова, что позволило выделить три подзоны. Для спектров SB1 показательно господство пыльцы березы и сосны с постоянным участием пыльцы берез кустарниковых форм. Единичны находки пыльцы ели и пихты. Для спектров SB2 характерно преобладание пыльцы тех же доминантов, что и в спектрах SB1, но с постоянным присутствием пыльцы широколиственных пород (до 6—7 %). Пыльца ели практически отсутствует, но единичны находки пыльцы пихты и лиственницы. Спектры осадков SB3 отличаются доминированием пыльцы сосны, меньшим участием пыльцы березы, постоянным присутствием в небольших количествах пыльцы ели. Оптимальные климатические условия, по-видимому, характерны для середины суббореала, когда на водораздельных про-

странствах произрастали сосново-березовые леса с постоянным участием широколиственных пород (дуб, вяз, липа, орешник). Заключительный этап связан с некоторым увлажнением климата, что вызвало появление в лесах ели.

Верхние слои илов (70—0 см) относятся к субатлантическому периоду. Климатические условия данного интервала также не были однородными, что вызвало по крайней мере трехфазное изменение растительного покрова. В спектрах SA1 показательны господство пыльцы березы, значительный процент участия пыльцы сосны; постоянно и в таком же количестве, как в SB3, присутствует пыльца широколиственных пород. Спектры SA2 отличаются следующими особенностями: при таком же составе доминантов в составе спектров (господство пыльцы березы и сосны) показательны уменьшение пыльцы широколиственных пород, увеличение пыльцы берез кустарниковых форм, присутствие пыльцы ольхи и ели. Спектры SA3 близки по составу к современным спорово-пыльцевым спектрам поверхностных осадков. В их составе присутствует пыльца березы древовидной, а также постоянно — пыльца широколиственных пород и ивы.

Диатомовый анализ колонки донных отложений оз. Увильды был выполнен по количественной методике. В отложениях раннедриасового времени DR1 (интервал 440—458 см) численность диатомей низкая, не превышает 600 тыс. в 1 г воздушно-сухого осадка (рис. 4, а, б). Видовой состав их обеднен. Доминирующий комплекс представлен индифферентами алкакифилами *Epithemia argus* (Ehr.) Kütz., *Navicula oblonga* Kütz. и алкакибионтами мезогалобами *Campylodiscus clypeus* Ehr., *Anomoeoneis sphaerophora* v. *pyrogramma* (Ehr.) Cl. Створки солоноводных диатомей мезогалобов составляют до 45 % их общего содержания в отложениях.

Состав диатомового комплекса показывает, что в эпоху раннего дриаса водоем в районе взятия колонки был мелководным, слегка солоноватоводным с довольно высокой щелочностью — pH в период вегетации порядка 8; условия обитания были достаточно суровыми.

В период последующего потепления AL (интервал 410—440 см) численность диатомей в отложениях резко возрастает и достигает 3.6 млн, встречено 35 видов и разновидностей. Как и ранее, в диатомовых комплексах преобладают бентосные диатомеи и единичные планктонные. Господствуют пресноводные диатомеи, индифференты, содержание солоноводных мезогалобов остается высоким (до 35 % створок). В доминирующий комплекс, как и ранее, входят два вида мезогалобов и пресноводная *Navicula oblonga*, но состав доминантов из числа пресноводных диатомей пополняется обрастателями *Fragilaria brevistriata* Grun., *F. lapponica* Grun. и донной *Amphora libyca* Ehr. Численность *E. argus* снижается.

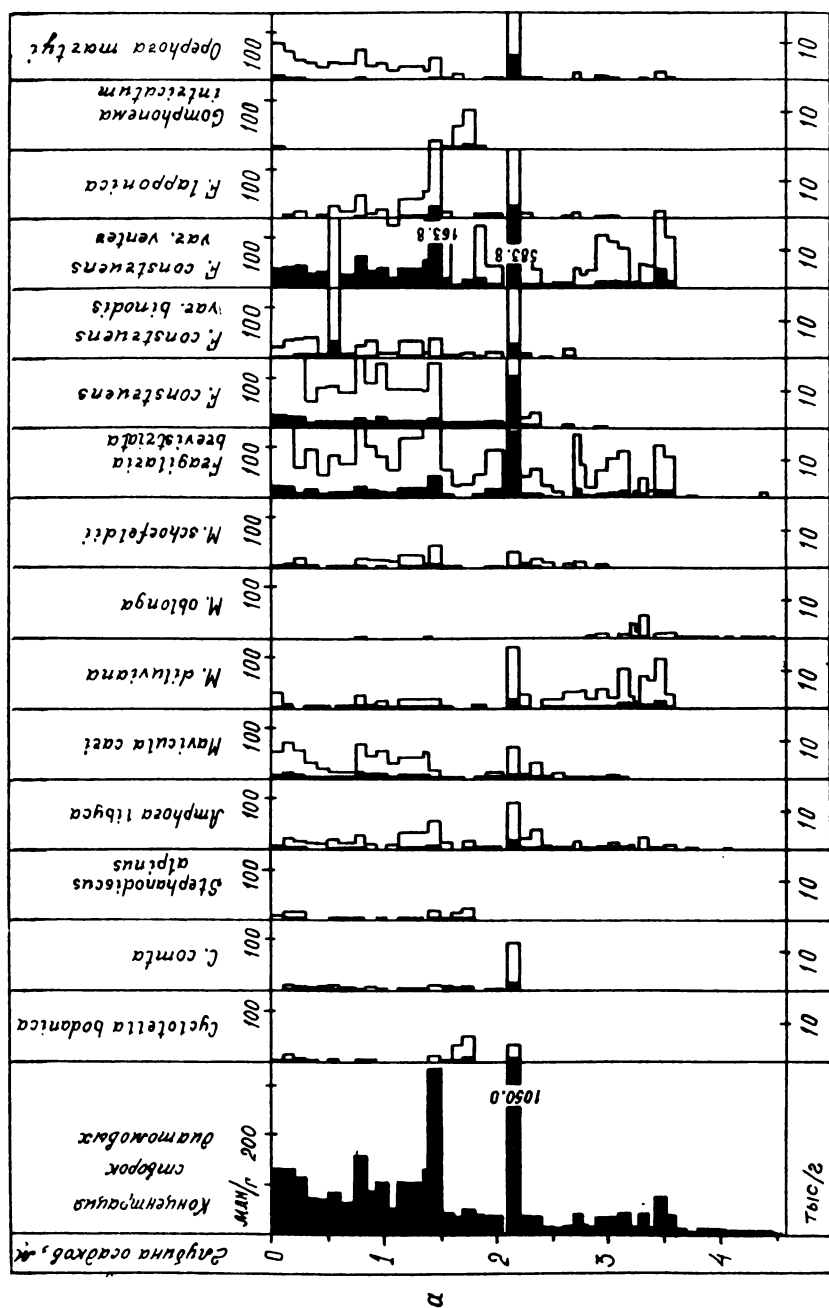
В целом в период аллередско-беллинского потепления водоем достигает значительной продуктивности, о чем свидетельствует высокая численность диатомей в отложениях; при этом в середине теплого времени обводненность котловины была ниже и сильнее сказывалось осолонение его прибрежных мелководий.

Наступление последнего плейстоценового похолодания времени позднего дриаса (интервал 400—410 см) сопровождалось снижением численности диатомей в осадках (до 0.8 млн створок) и обеднением состава доминантов, из которых на первое место по численности выходит солоноводный *Campylodiscus clypeus*. Общее видовое разнообразие осталось прежним. Вторым массовым солоноводным видом, как и во время раннего дриаса, является *Anomoeoneis sphaerophora* v. *polygramma*. Высокую численность сохраняют донные *Navicula oblonga*, характерная для позднеледниковья, и *Amphora libyca*. Общее содержание створок мезогалобов достигает 47 %. В это время сократилась численность обрастателей из рода *Fragilaria*. В осадках отмечено наивысшее для позднеледниковья содержание солоноводных диатомей, что свидетельствует о повышении минерализации прибрежных вод, низком стоянии уровня озера, сокращении зарослей макрофитов в условиях сухого и холодного климата. Следовательно, снизилась продуктивность экосистемы озера.

Пребореальное время (РВ, интервал 380—400 см) не было благоприятным для развития водорослевых сообществ в мелководной зоне озера, хотя и характеризовалось общим повышением его продуктивности, о чем свидетельствует рост содержания органического вещества в отложениях (с 47 до 62 %). Численность диатомей, среди которых абсолютно преобладали донные (91—93 %), не превышала 1 млн. Как и в позднем дриасе, в большом количестве развивались мезогалобы (23—60 % створок), не произошло существенных изменений в доминирующем комплексе. Следовательно, в пребореальную эпоху условия обитания диатомей в водоеме еще не претерпели больших изменений по сравнению с позднеледниковьем.

Наступление бореала (ВО, интервал 340—330 см) характеризуется ростом видового разнообразия и численности диатомей (до 75 млн). Характер донных отложений бореала, представляющих собой переслаивание богатых грубой органикой горизонтов со слоями, обогащенными известью и фрагментами раковин моллюсков, свидетельствует о колебаниях уровня воды при общей тенденции к росту глубины водоема. Состав диатомовых комплексов также соответственно изменяется. В нижнем интервале (ВО1, 370—380 см), представленном темно-зеленым илом, отмечено заметное содержание створок планктонных диатомей (до 14 %), а *Cyclotella radiosа* Grun. Lem. входит в число доминантов. Резко сокращается участие солоноводных видов (до 7.6 % створок). Формирование отложений происходило на значительной глубине при относительно слабом развитии прибрежных макрофитов, служащих субстратом для эпифитных диатомей, максимальную численность из которых имела *Epithemia hyndmanii*.

Следующая фаза бореала (ВО2, 360—370 см) характеризуется сокращением численности диатомей (до 0.8 млн), последней вспышкой развития солоноводных форм (до 17 % створок), появлением в составе доминантов мезогалоба *Anomoeoneis sphaerophora* v. *polygramma*, эпифитной *Fragilaria construens* v. *venter* (Ehr.) Hust. В это время водоем опять испытывает осолонение прибрежных мелководий.



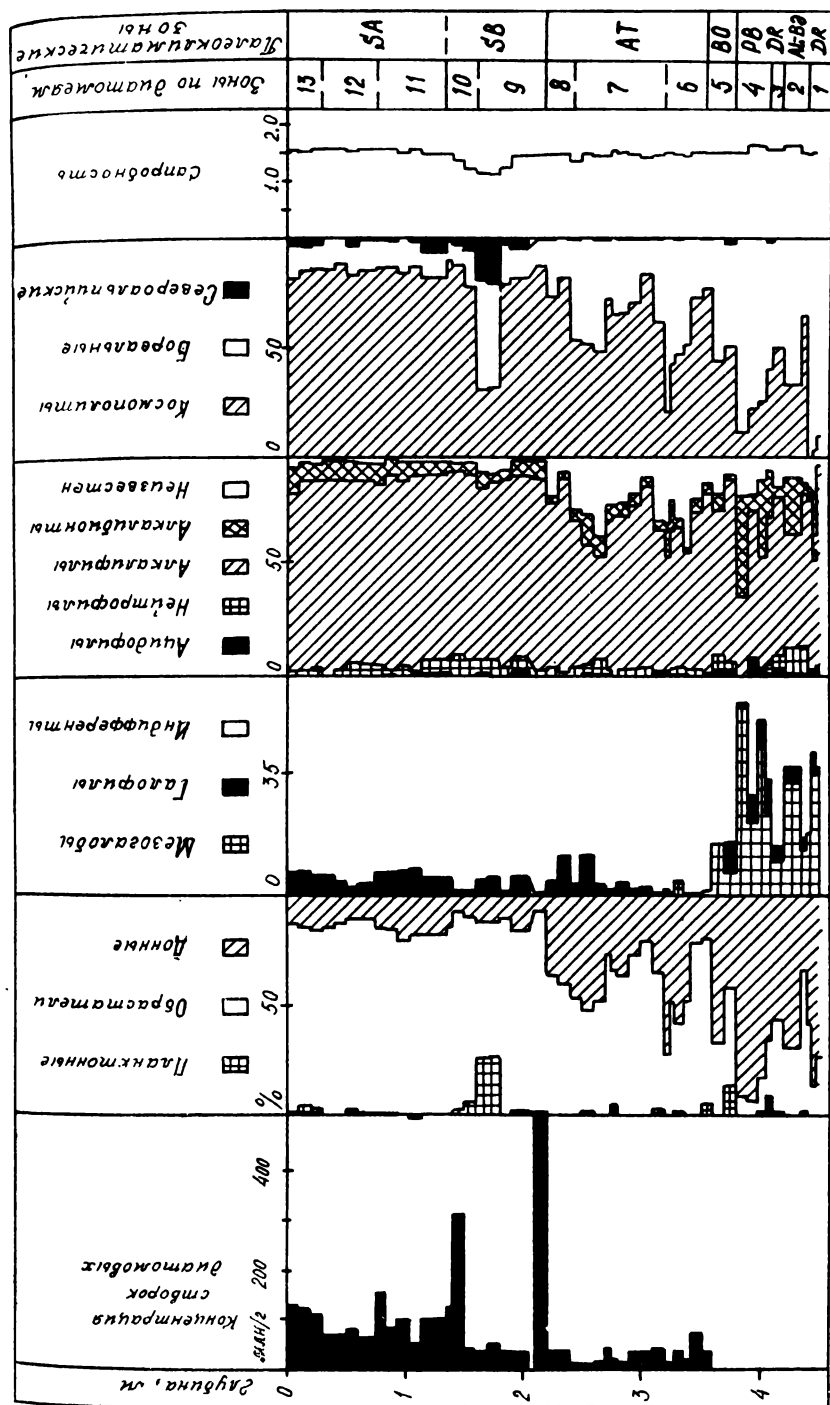


Рис. 4. Диагностическая диаграмма донных отложений оз. Увильды.
а — видовой состав, б — доминирующий комплекс.

В конце бореала (BO3, 340—360 см) численность диатомей возрастает на порядок (до 75 млн створок). В диатомовых комплексах господствуют пресноводные индифференты (98—99 % створок). Доминируют эпифитные *Fragilaria* и донная *Navicula diluviana* Krasske. Эпифитные диатомеи господствуют абсолютно (75—79 % створок).

Следовательно, во вторую половину бореала уровень увлажненности озерной котловины достиг такого предела, что явления засоления прекратились. На мелководьях развились мощные заросли макрофитов, что привело к увеличению на порядок общей численности диатомей в осадках в основном (до 79 %) за счет эпифитов.

Мощная толща отложений атлантики (интервал 220—340 см), представленная илами с высоким содержанием органического вещества, по строению диатомовых комплексов подразделяется на три интервала; при этом общее видовое разнообразие диатомовых возрастает незначительно. В начале атлантики (AT1, 320—340 см) численность диатомей существенно снижается, преобладают донные диатомеи, количество эпифитов ниже, чем в толще бореала (27—52 %). Видовой состав доминантов не изменяется, но происходит изменение количественных соотношений массовых диатомей: донные *Navicula* здесь более многочисленны, чем эпифитные *Fragilaria*, что, вероятно, отражает большую обводненность, при которой сокращаются заросли макрофитов, затеняющие дно, и активно развиваются донные диатомеи.

Во вторую фазу атлантики (AT2, 240—320 см) численность диатомей существенно не меняется (10—42 млн), господствуют эпифиты (до 79 %). Вероятно, природная обстановка способствовала развитию зарослей макрофитов.

В третью фазу атлантики (AT3, 220—240 см) численность диатомей достигает 34 млн при господстве эпифитов (до 64 %). Доминирующий комплекс представлен видами *Fragilaria*, к господствовавшим ранее добавляется *F. construens* (Ehr.) Grun. Последняя обычно появляется в условиях некоторого повышения минерализации воды.

В суббореальное время (SB, 135—220 см) отмечены наивысшая численность диатомей в отложениях колонки — 1 млрд створок и рост их видового разнообразия. При этом по-прежнему господствуют эпифиты (до 92 % створок), доминируют две характерные для среднего голоцена *Fragilaria*: *F. brevistriata* и *F. construens v. venter*. Условия суббореала не были монотонными. В отложениях выделяется горизонт 205—210 см, где более 63% створок принадлежит солоноводному *Campylodiscus clypeus*, что фиксирует кратковременное снижение уровня озера и осолонение прибрежий. Это последняя «вспышка» развития мезогалбов, по-видимому, соответствует времени резкого иссушения климата. Далее ситуация восстанавливается, в интервале 160—180 см отмечается повышение уровня озера — доминируют планктонная *Cyclotella bodanica* Grun. и обрастатель *Gomphonema intricatum* Kütz., резко снижается численность *Fragilaria*. Верхние горизонты суббореала (135—160 см) показывают стабильность условий.

Таким образом, на протяжении суббореала наблюдается изменение глубины озера, связанное, по-видимому, с колебаниями температуры и влажности климата.

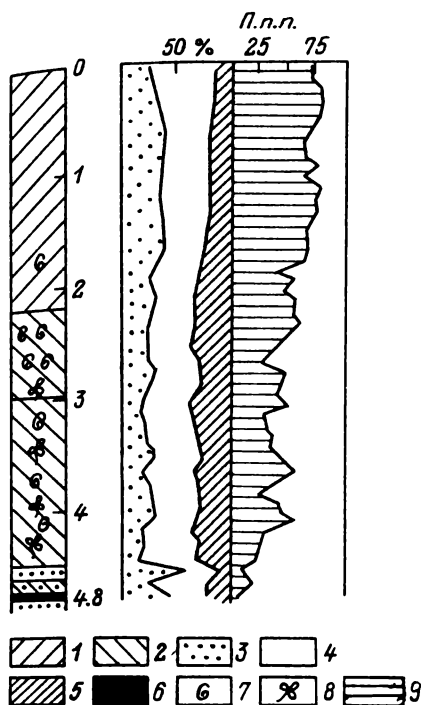


Рис. 5. Гранулометрический состав донных отложений оз. Забайного.

1 — сапропель; 2 — карбонатный ил; 3 — песок; 4 — алевроит; 5 — пелит; 6 — торфяная прослойка; 7 — остатки раковин; 8 — растительные остатки; 9 — потери при прокаливании (п. п. п.).

Отложения субатлантической эпохи (0—130 см), представленные сильно обводненным сапропелем, по составу диатомей разделяются на три интервала.

В первую половину субатлантики (SA1, 75—135 см) численность диатомей высокая (50—156 млн), господствуют, как и в последующие этапы субатлантики, эпифитные диатомеи (79—88 % створок). Доминируют три *Fragilaria* и ранее в массе накапливающаяся в отложениях донная *Navicula cari* Ehr. — галофильный вид, алкалифил. Донные диатомеи дают до 20 % створок в осадках. Состав диатомовых комплексов показывает, что в

первую половину субатлантики в условиях теплого и влажного климата экосистема озера достигала высокого уровня продуктивности, о чем свидетельствует как общее содержание створок в осадках, так и большой процент участия диатомей алкалифилов и алкалибионтов (до 95 % в сумме).

Во второй фазе субатлантики (SA2, 30—75 см) численность диатомей существенно ниже (52—72 млн), количество донных диатомей сокращается до 10—14 %, доминируют *Fragilaria*. Отложения этой фазы сформировались в период похолодания, называемый в Европе малым ледниковым XIII—XVIII вв. и характеризующийся высокой увлажненностью.

Верхний интервал отложений (0—30 см) охватывает время последних двух столетий, когда происходит постепенное изменение климата от холодного и влажного к более тепловому и сухому. В это время растет общее содержание створок (112—131 млн), остается высоким количество створок алкалифилов и алкалибионтов. Последние достигают своего максимума в поверхностном слое отложений (12%), где появляется характерный для эвтрофирующихся озер планктонный *Cyclotella dubius* (Fricke) Round. Возможно, здесь сказывается усилившееся антропогенное воздействие.

Остракоды из донных отложений были изучены по колонке, отобранной в северной части оз. Увильды (отшнуровавшийся залив, имеющий самостоятельное название — оз. Забайное). Был получен разрез мощностью 485 см (рис. 5) следующего состава:

- 0—220 см — сапропель оливкового цвета, желеобразный, хлопьевидный пелит-алевритовый с единичными включениями раковин моллюсков. Содержание органического вещества составляет в среднем 63 %.
- 220—294 см — сапропель оливкового цвета, пелит-алевритовый, содержащий большое количество растительных остатков и включений раковин моллюсков в виде прослоев. Имеет слоистость, выраженную по изменениям окраски (от более темных к более светлым тонам, п. п. п. — 28—61 %).
- 294—448 см — ил карбонатный пестроцветный, алеврит-пелитовый, имеет цветовую полосчатость, обусловленную слоями бурого, серого, розоватого, желтого, зеленого оттенков, с прослоями остатков раковин (п. п. п. — 20—55 %).
- 448—459 см — песок серый разнозернистый, с включениями органических остатков и раковин.
- 459—466 см — ил опесчаненный с раковинами моллюсков.
- 466—470 см — песок желтый мелкозернистый
- 470—476 см — песок серый глинистый.
- 476—480 см — торфовидный горизонт темно-бурой окраски, рыхлый с грубыми органическими остатками.
- 480—485 см — песок серый разнозернистый.

Разрез из оз. Забойного имеет сходное строение с разрезом из оз. Увильды: отложения, представленные сверху сапропелями с высоким содержанием органики (п. п. п. — 50—75 %) и подстилающими их снизу карбонатными илами с прослоями ракушняка и включениями растительных остатков (п. п. п. ниже (20—55 %)).

По данным спорово-пыльцевого анализа в донных отложениях выделены интервалы начиная с аллереда и до современных: 4.85—4.50 — AL; 4.50—4.25 — DR3; 4.25—3.70 — PB; 3.70—2.75 — BO; 2.75 —1.70 — AT; 1.70—0.70 — SB; 0.70—0.0 — SA.

Остракоды встречаются в большом количестве и отличаются сравнительно высокой степенью разнообразия в интервале 476—178 см, представленном преимущественно карбонатными илами, в то время как в верхней части разреза (178—0 см), сложенной сапропелем, остатки остракод не обнаружены. Изменение состава остракод и количественного соотношения представителей отдельных родов позволило выделить пять комплексов (снизу вверх), отражающих изменение режима озера.

1-й комплекс (интервал 476—469 см) представлен видами *Candona rostrata* (Brady et Norman), *Cyprinotus salinus* (Brady), *Eucypris* sp., *Cyclocypris* aff. *ovum* (Jurine), *Cypridopsis aculeata* (Costa), *C. vidua* (Müller), *Limnocythere inopinata* (Baird), *Cyprideis* ex gr. *littoralis* (Brady), среди которых большую часть (58 %) составляет *Limnocythere inopinata* — обитатель пресных и слабосоленых водоемов с щелочной реакцией среды. Затем по количеству следуют представители рода *Cypridopsis* (35 %), обитающие в самых разнообразных водоемах, преимущественно пресноводных, хотя *C. aculeata*, отмеченный здесь, характерен для солоноватых вод (до 14 %). К солоноватоводным формам в этом комплексе относятся также виды *Cyprinotus salinus* и *Cyprideis* ex gr. *littoralis* (Бронштейн,

1947; Carbonel e. a., 1988). Их присутствие, хотя и в незначительном количестве (3—1 % соответственно), весьма показательно и дает основание считать, что бассейн, в котором они обитали, имел повышенную минерализацию и был относительно мелководным. Кандоны составляют лишь 6 %.

2-й комплекс (интервал 469—436 см) отличается отсутствием солоноватоводных форм, увеличением количества лимноцитер (до 85 %) и кандон (до 17 %). Единичными экземплярами представлены *Cypridopsis* и *Eucypris*, а в верхней части — редкие *Darwinula*, что свидетельствует об опреснении озера. Первый и второй комплексы близки по численности раковин остракод, которая колеблется от 200 до 500 экз. в 10 см³ породы.

Эти изменения происходили в позднеледниковое время (AI — DR3).

Для 3-го комплекса (интервал 436 — 369 см) также характерно доминирование вида *Limnocythere inoginata*, но в отличие от предыдущего здесь совершенно отсутствуют *Cypridopsis*, существенно увеличивается количество представителей *Darwinula stevensoni* (Brady et Robertson) (до 20 %) — обитателей средних и значительных глубин (от 2 до 10 м и более) пресноводных, реже — солоноватоводных озер. Наблюдается некоторое уменьшение содержания кандон и кандониелл (до 10—12 %), что свидетельствует об увеличении глубины озера по сравнению с предыдущей фазой и возможном повышении температуры. По палинологическим данным эта часть донных отложений сопоставляется с пребореалом.

4-й комплекс (369—274 см) характеризуется уменьшением доли лимноцитер (до 50 %) за счет увеличения количества кандон и кандониелл (до 40 %), что указывает на некоторое снижение глубины озера и понижение температуры, особенно заметно проявившееся в начале данного интервала (369—349 см), где отмечается резкое сокращение дарвинул (до 1—3 %). Однако выше по разрезу (до 274 см) отмечаются неоднократные незначительные изменения соотношения видов остракод, составляющих основной (4-й) комплекс; эти соотношения отражают некоторые колебания режима озера. Не останавливаясь детально на этих кратковременных флуктуациях, отметим лишь некоторые интервалы, где они выражены наиболее отчетливо. Так, в интервале 349—311 см наблюдается существенное увеличение дарвинул (до 10—15 %), что указывает на углубление озера, сменившееся позднее (интервал 311—274 см) новым понижением уровня, о чем свидетельствует уменьшение количества раковин *Darwinula stevensoni* до 1—3 %. Содержание видов других родов — *Cypridopsis* и *Cyclocypris* — более или менее постоянно и составляет в среднем 3—4%, редко более. В самых верхах интервала (287—274 см) в незначительном количестве (0.3 %) впервые появляются представители вида *Metacypris cordata* Brady et Robertson. Количество раковин остракод также изменяется по разрезу, но эти изменения не всегда совпадают с качественными изменениями, а как бы немного отстают от них. Так, максимум в 4-м комплексе отмечается в интервале 338—328 см и составляет 2280 экз. в 10 см³, фиксируя момент ста-

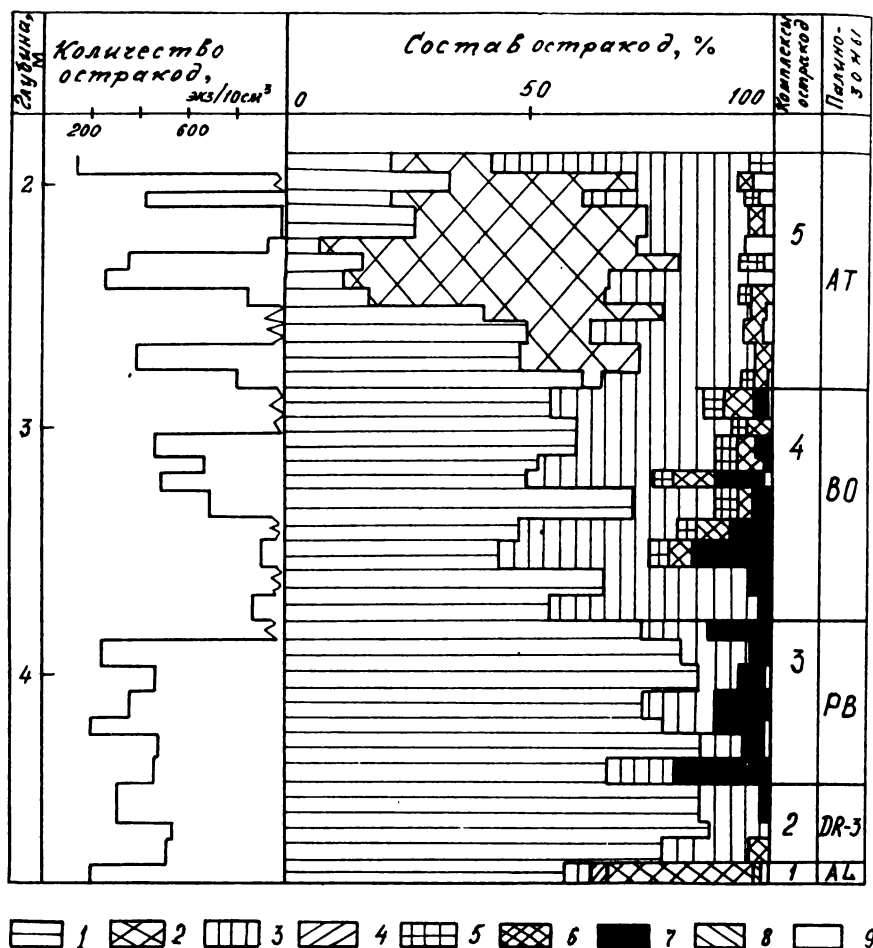


Рис. 6. Распределение раковин остракод в донных отложениях оз. Зabayкoгo.

1 — *Limnocythere*, 2 — *Metacypris*, 3 — *Candona*, 4 — *Cyprinotus*, 5 — *Cyclocypris*, 6 — *Cypridopsis*, 7 — *Darwinula*, 8 — *Cyprides*, 9 — представители родов, составляющие менее 3 % в комплексе остракод.

билизации довольно значительной глубины озера. Наименьшее количество раковин остракод (454 экз.) отмечено в интервале 304—294 см, совпадая с низким уровнем озера. Судя по количеству остракод и средней степени их разнообразия (5—7 видов), озеро в этот период было мезотрофным. Эти изменения остракод характерны для бореального периода.

В интервале 274—178 см, датируемом атлантикой, выделяется 5-й комплекс остракод, для которого характерно постепенное увеличение представителей вида *Metacypris cordata*, который начиная с глуб.

249 см и до 186 см становится доминирующим, как бы вытесняя предшествующий доминант — *Limnocythere inopinata* (рис. 6). Количество раковин последнего в некоторых слоях сокращается до 6 %. В рассматриваемом интервале, как и в предыдущем, отмечаются некоторые колебания количественного соотношения основных компонентов, а также резкое сокращение общего количества остракод (до 140 экз.) в верхней части (201—178 см), отражающее наступление неблагоприятных условий для обитания остракод. Выше по разрезу они уже не встречены. В целом особенности состава остракод 5-го комплекса позволяют сделать вывод о существенном изменении режима озера, по-видимому, связанного с увеличением степени трофности вследствие повышения температуры. Об этом свидетельствуют появление, а затем и доминирующее положение вида *Metacypripis cordata* — обитателя тепловодных озерных биотопов (Бронштейн, 1947; Зубович, 1978, 1983) с развитой водной растительностью.

В вышележащей части разреза SB—SA периоды (интервал 178—0 см), где донные осадки представлены обводненным сапропелем, остатки остракод почти не встречены (за исключением единичных неопределимых створок с разрушенным кальцитовым слоем на глуб. 178—162 см). Этот факт тоже может быть интерпретирован как существенное изменение режима озера. Возможно, что дальнейшее нарастание трофии привело к неблагоприятным условиям для обитания остракод в этой части оз. Увильды.

Проведенные комплексные исследования донных отложений оз. Увильды и заключенных в них палеонтологических остатков (диатомей, спор и пыльцы, остракод) позволили установить их возраст, восстановить историю озера, изменения его режима на протяжении поздне-последнеледниковья — от раннего дриаса до настоящего времени. Не останавливаясь детально на приведенных выше данных, отметим главные рубежи в развитии озера.

В позднеледниковье в условиях сухого холодного климата озеро было мелководным, имело повышенную минерализацию; температурный режим не был постоянным, отмечается некоторое потепление в аллереде. В среднем дриасе (DR2) озеро занимало, возможно, меньшую площадь, чем теперь, — вероятно, еще не существовало залива в северной части (Забойное), так как озерных осадков этого возраста колонкой не вскрыто. Наиболее древние осадки здесь датированы аллередом.

В начале голоцена, по данным диатомового анализа, экологические условия в озере были близки к условиям позднеледниковья. В Забойном в это время отмечается некоторое увеличение глубины. В бореальное время сохраняется тенденция увеличения глубины, хотя в середине периода отмечается некоторое снижение уровня. Вследствие потепления климата в атлантическое время увеличивается степень трофности, особенно в хорошо прогреваемых мелководных участках (Забойное).

Существенные изменения в гидрологическом режиме озера произошли в суббореальное время, когда из биоценозов исчезают остра-

коды, в то время как диатомеи достигают максимальной численности (1 млрд) и разнообразия. Возможно, это обусловлено увеличением трофности, ставшей критической для обитания остракод. В суббореальное время на фоне повышения уровня озера отмечается кратковременное его снижение (интервал 205—210 см). Колебания температуры, уровня озера и его трофности отмечаются и в субатлантическое время, в течение которого выделяется временное похолодание (XIII—XVIII вв.), а также некоторое потепление и увеличение трофности во время отложения верхних 30 см, особенно заметное в последние два столетия, что объясняется усиливающимся антропогенным влиянием.

Таким образом, благодаря комплексному исследованию донных отложений оз. Увильды с использованием литологического, палинологического и диатомового анализов, а также изучения остатков остракод были установлены последовательность изменения палеогеографических условий на протяжении послеледникового и голоценового периодов и история озера. В аналогичных условиях происходило возникновение и развитие целого ряда водоемов в обширном регионе Южного Урала и Зауралья.

Работа выполнена при поддержке Международного Фонда Сороса. (The research described in this publication was made possible in part by Grant NR 1700 from the International Science Foundation).

Г л а в а 2

ТАЕЖНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ¹

Озера таежной зоны Западной Сибири наименее изучены. Осадки современных озер не подвергались специальным исследованиям. Об истории озерных систем можно судить только по единичным разрезам древних осушенных и по морфологии современных водоемов.

В таежной зоне можно выделить четыре области, отличающиеся заозеренностью (Astakhov, 1987). Почти лишены озер приподнятые и расчлененные флювиальной эрозией интразональные возвышенности западного и восточного флангов Сибирских Увалов (рис. 7). Остальные области подчинены широтной географической зональности.

Севернее Сибирских Увалов вплоть до Полярного круга, а на Енисее и севернее, простирается подзона северотаежных разреженных лесов с пятнами тундры, приуроченная к подзоне прерывистой многолетней мерзлоты. Для нее характерно обилие мелких термокарстовых, частично заболоченных озер, среди которых попадаются крупные реликтовые водоемы, занимающие ледниковые и водноледниковые котловины и ложбины (бассейны Енисея и Таза).

¹ В. И. Астахов.



Рис. 7. Зональность озерных систем Западной Сибири (по Astakhov, 1987).

1 — расчлененные возвышенности с очень редкими озерами; 2 — северотаежная подзона с мелкими термокарстовыми озерами; 3 — пояс выпуклых верховых болот южной тайги с редкими озерами; 4 — наиболее заозерные равнины; 5 — более крупные озера.

Южнее Сибирских Увалов располагается пояс песчаных заболоченных полесий (Кондинское, Сургутское, Вахское) с множеством более крупных, но мелководных озер. Многолетняя мерзлота для полесий не характерна и встречается с поверхности только на торфяных массивах. Глубоко залегающий слой реликтовой мерзлоты (Земцов, 1976), по-видимому, не влияет на современную озерную систему. Полесья поросли большей частью разреженными сосняками (средняя тайга).

Южнотаежная подзона, простирающаяся до 56° с. ш., отличается преобладанием темновойной тайги в сочетании с обширным поясом агрессивных верховых болот нарымского типа (Васюганье). Крупные

озера практически не встречаются, а мелкие большей частью имеют торфяные берега и дно. Поверхностная мерзлота на юге отсутствует, но следы ее недавнего (10—11 тыс. л. н.) пребывания изобилуют по всей южнотаежной подзоне и далеко за ее пределами.

Само существование таежной зоны безусловно связано с избыточным увлажнением (осадков более 500 мм в год), однако широтная зональность озерных систем не может быть объяснена только различиями в испарении на разных широтах. Вполне очевидно также влияние палеогеографической зональности позднего плейстоцена — голоцена. К палеогеографическим событиям, в частности, относятся этапы эволюции многолетнемерзлых пород, темп которой сильно замедлен по сравнению с эволюцией гидрографической сети и почвенно-растительного покрова. Второй важный фактор — зональность наземного оледенения. Большая часть таежной зоны расположена в области среднеплейстоценового оледенения и в его перигляциальной зоне. Однако восточная часть северотаежной подзоны подверглась покровному оледенению и в позднем плейстоцене, что несомненно сказалось на ее озерности. Существующие классификации озерных котловин, хотя и считаются генетическими, но учитывают не столько историю водоемов, сколько их морфологию. Обычно выделяются три крупные категории озерных котловин: просадочные (термокарстовые и суффозионные), эрозионные (заполненные водой впадины первичного ледникового, флювиального и эолового рельефа), вторичные озера, обусловленные выделением избыточной влаги в крупных массивах верховых болот (Орлов, 1960; Нейштадт, 1971; Кузин, Рейнин, 1972).

Наиболее молодыми являются вторичные озера с торфяными берегами, особенно частые в Васюганских болотах, где мощность торфа местами превышает 5—7 м. Эта группа озер связана с поздней стадией процесса заболачивания междуречий, когда происходит саморазрушение верхового торфяного болота (Романова, 1974).

Подавляющая часть просадочных озер также имеет весьма недолгую историю, что обусловлено активной боковой миграцией термокарстовых котловин и неоднократными инверсиями термокарстового рельефа. Главная инверсия началась несколько позднее 11 тыс. л. н., когда в результате общего потепления и увлажнения климата верхняя кромка многолетней мерзлоты опускалась ниже слоя сезонного промерзания и основная толща многолетнемерзлых пород к югу от Полярного круга перешла в реликтовое состояние (Земцов, 1976). Произошла общая усадка лёссовой тундростепи, а ванны позднелестоценовых термокарстовых озер, заполненных минеральным материалом, превратились в овальные или круглые холмы 0.3—1 км в поперечнике (Астахов, 1989, 1990). Весь бассейн широтной Оби усеян такими инверсированными озерами, они нередко ошибочно принимаются за речные, подпрудно-лимногляциальные или даже ледниковые образования (Архипов и др., 1986; Волков, Казачук, 1990).

Разрезы правобережной Оби выше г. Меглона (рис. 8) однозначно демонстрируют термокарстовую природу тонкопесчаных озерных ритмитов, залегающих на абсолютных отметках 40—60 м, т. е. в самой

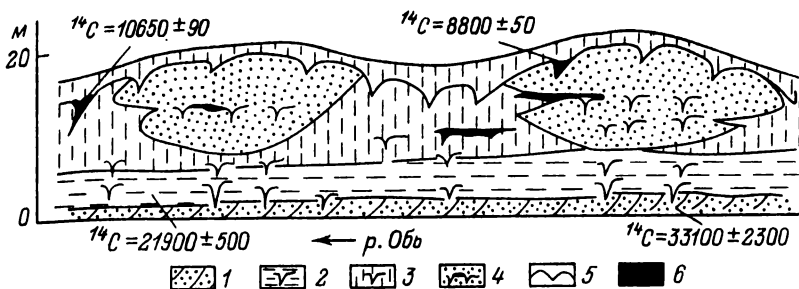


рис. 8. Схематизированный разрез древнеозерных отложений на протоке Мере (по Астахову, 1989).

1 — пески, 2 — аллювий, 3 — лёсс, 4 — озерные песчано-алевритовые ритмиты, 5 — псевдоморфозы по жилным льдам, 6 — почва.

глубокой части гипотетического приледникового озера-моря с уровнем до 120—130 м, реконструируемого некоторыми исследователями (Волков и др., 1978; Архипов и др., 1986). Характерно, что такие озерные осадки почти лишены органики, несут многочисленные следы микросбросовых нарушений, а кроме того, слагают наиболее высокие элементы рельефа плоской равнины. Разделяющие их понижения, как правило, сложены мощными лёссовидными суглинками (рис. 8). Особенно важным их признаком являются частые псевдоморфозы по сингенетическим ледяным жилам, которые прослеживаются и в подстилающем обском аллювии, и в перекрывающих его явно мелководных озерных ритмитах, и в толще лёссовидных суглинков, указывая на непрерывность осадконакопления. Совершенно ясным указанием локальности озерной седиментации позднего плейстоцена служат погребенные почвы с остатками крупных наземных млекопитающих, которые обнаружены в лёссовидных толщах алеврито-песчаных озерных формаций (Астахов, 1989). Этот вывод полностью подтвержден недавними детальными исследованиями разрезов левобережной Оби (Кривоногов и др., 1993).

Существенно, что имеющиеся радиоуглеродные датировки вместе с псевдоморфозами показывают, что основная фаза развития термокарстовых озер позднего плейстоцена следовала непосредственно за аккумуляцией пойменного аллювия Оби. Последний имеет радиоуглеродные датировки от запредельных до 21 тыс. л. н. (Архипов и др., 1980). Эти озера высохли не позже $10\,650 \pm 90$ л. н. (рис. 8). Все это не оставляет времени для образования осадков предполагаемого поздневалдайского озера-моря, именуемого Мансийским (Волков и др., 1978).

Анализ новейших геологических и изотопных данных показал, что сплошная ледниковая плотина поперек Западной Сибири не могла существовать позднее 50 тыс. л. н. (Astakhov, 1992), а следовательно, нет никаких оснований считать предшественником современных озер гипотетическое подпрудное озеро-море. Большинство мелких термокарстовых озер таежной зоны в голоцене развивалось по тому же типу, что и перигляциальные водоемы позднего плейстоцена, т. е. путем усадки

мерзлого дна термоабразии берегов. Однако голоценовые озера располагались, как правило, там, где в позднем плейстоцене была мерзлая суша, покрытая лёссовым плащом.

Неоднократная инверсия термокарстового рельефа с полным осушением не только позднелейстоценовых, но и раннеголоценовых озер зафиксирована в хорошо изученных разрезах Ледяной Горы на Енисее. Осохшие и превращенные в локальную террасу алевритовые осадки термокарстовых озер здесь содержат деляписные блоки торфа и стволы берез, датированные от 8150 ± 40 до 7080 ± 40 л. н. Современные озерные ванны врезаны как в реликтовые глетчерные льды ранневалдайского возраста, так и в голоценовые торфяники с датами от 5600 до 1400 л. н. (Астахов и др., 1986; Astakhov, Isayeva, 1988).

Активное торфообразование в Васюганье и на других верховых болотах началось в интервале 9200—9500 л. н. (Нейштадт, 1971; Глебов и др., 1974). Датировки порядка 9600—9800 л. н. относятся уже к подстилающим озерным осадкам с нижним максимумом ели (Кинд, 1974; Глебов и др., 1974; Пьявченко, 1983). Такие озерные осадки обычно выполняющие суффозионные, термокарстовые и дефляционные котловины предголоценового рельефа и перекрываются выпуклым щитом мощных верховых болот.

Следовательно, начало голоцена в Западной Сибири было эпохой множества мелких озер, развившихся при протаивании вечной мерзлоты. Торфонакопление носило локальный характер и ограничивалось мелкими прогалинами по полигональным льдам (рис. 8, дата 10650 ± 90). Сплошное заболачивание озер началось во второй половине пребореала и усиливалось на протяжении среднего и позднего голоцена — вплоть до появления вторичных озер, содержащих избыточную влагу деградирующих верховых болот. Интенсивность заболачивания снижается в северном направлении, к подзоне северной тайги, где до сих пор продолжается боковая миграция термокарстовых озер со скоростью 2—3 м в год (Земцов, 1976).

Помимо мелких термокарстовых озер в северной тайге попадают и крупные, очень глубокие водоемы явно другого происхождения (озера Маковское, Налимье, Советское). Зачастую они обрамлены крупными моренными грядами и, очевидно, связаны с деятельностью последнего покровного ледника. В тундре аналогичные котловины с крутыми высокими берегами (Ямбуто, Яррото, Тэтанто, Хасейнто, Войварето) также окаймлены дугами гляциодислокаций, а днища их нередко расположены ниже уровня моря. Обнажения реликтовых глетчерных льдов обычны по берегам таких озер. По всем признакам эти котловины образуют с соразмерными грядами гляциотектонопары, т. е. результаты ледникового выдавливании рыхлого глинистого субстрата (Архипов и др., 1980).

Однако вряд ли правильно на этом основании приписывать современным глубоким озерам ранневалдайский возраст. На протяжении большей части позднего плейстоцена ледниково-рытвинные котловины были, скорее всего, забиты мертвым глетчерным льдом, который начал интенсивно таять лишь в голоцене. К сожалению, пока нет

соответствующих разрезов донных осадков для проверки этого предположения. Имеются и косвенные указания на более длительную историю гляциокарстовых просядок в виде древнеозерных террас вокруг Советского и Маковского озер (Земцов, 1976). Интересно, что такие террасы не описаны на аналогичных озерах тундровой зоны, что позволяет предположить более древний возраст таежных озер в пределах того же ранневалдайского оледенения. Эрозионно-гляциокарстовые котловины редко встречаются даже в области последнего оледенения, что объясняется крайней рыхлостью субстрата, препятствующей сохранению резких форм локализованной ледниковой эрозии.

Необходимо остановиться на поясе сливающихся озер Обских полесий, своеобразие которых описал А. А. Земцов (1976), указавший на их повсеместную мелководность (1—3 м) при весьма значительной акватории (до 20 км в поперечнике). Характерна интенсивная боковая миграция полесских озер по песчано-торфянистым низинам: скорость абразионного разрушения берегов достигает 1—1.5 м в год. На противоположном агтрадирующем берегу остаются серии песчаных валов. Этот процесс ведет к слиянию соседних озер, часто соединенных мелкими протоками. Другое следствие — постоянное уничтожение прибрежных торфяников. Геологический результат боковой миграции озер — отсутствие мощных сапропелей и илов в донных отложениях. Таким образом, полесские озера обширнее и мелководнее водоемов северотаежной подзоны и, вполне возможно, моложе, если мерить их возраст летописью донных осадков.

Этот процесс блуждания озер удивительно похож на термокарстовый процесс в северной тайге, хотя в полесьях вечная мерзлота находится на большой глубине под слоем талых пород. А. А. Земцов (1976) склонен приписывать миграцию среднетаежных озер неотектоническим перекосам поверхности, но эта гипотеза не подтверждена фактическим материалом. Скорее всего, боковая миграция озер в обоих подзонах вызывается сходными причинами.

На это, в частности, указывает изрезанная в плане береговая линия среднетаежных озер, состоящая из комбинации правильных дуг, вполне соответствующих береговым линиям термокарстовых озер. В последнем случае правильная форма береговой линии, как известно, обусловлена термоабразией. Тот же процесс должен происходить и в среднетаежной подзоне, но в условиях глубокого сезонного промерзания грунтов. Разница только в том, что здесь не происходит, как в зоне вечной мерзлоты, углубления котловины из-за просадки оттаивающих пород. Именно концентрацией термической энергии среднетаежных озер на боковой эрозии и объясняется их мелководность при обширности акваторий. Активному боковому смещению котловин наряду с избыточным увлажнением способствует и сравнительно низкая скорость торфонакопления в разреженных сосняках на дренированных песчаных грунтах полесий. В южной темнохвойной тайге, где преобладают мощные верховые болота на суглинистом субстрате, скорость торфонакопления существенно выше. Поэтому

большая часть озер южной подзоны прекратила миграцию уже в среднем голоцене.

Таким образом, можно констатировать, что общее количество озер в таежной зоне, их глубина и возраст закономерно снижаются с севера на юг. В целом это обусловлено разными стадиями развития криосферы на севере и юге. Если в северной тайге еще сохраняются реликтовые льды ранневалдайского оледенения, а многолетняя мерзлота, хоть и прерывиста, но весьма мощна, то на юге таежной зоны отсутствуют даже погребенные многолетнемерзлые породы, а биогенное осадконакопление прошло гораздо более длительный путь. После исчезновения мощной и устойчивой многолетней мерзлоты существовавшие на ней озера имеют слишком мало шансов пережить инверсию рельефа и сохранить свои котловины в более теплом и влажном климате.

Современные озера иногда все же наследуют особо крупные эрозионные рытвины позднего плейстоцена. Однако даже в унаследованных котловинах трудно ожидать колонку донных осадков древнее голоцена. Из-за резкой смены природной обстановки на рубеже плейстоцена и голоцена поиск озерных котловин со сколько-нибудь продолжительной историей седиментации представляет собой нелегкую задачу. В этом смысле наиболее перспективной является восточная часть северотаежной подзоны (левобережье Енисея), где в рельефе сохранились реликтовые эрозионные неровности первой половины позднего плейстоцена. Южнее, в области среднеплейстоценового оледенения, древние впадины в подавляющем большинстве сnivelированы эоловой и биогенной аккумуляцией на протяжении позднего плейстоцена и голоцена. В пригляциальной зоне агрессивного заболачивания возраст вторичных озер, видимо, не выходит за пределы позднего голоцена.

Озеро Ямылимуяганто Долины р. Пура¹

Озеро Ямылимуяганто расположено на севере Западно-Сибирской низменности в левобережной части поймы р. Пура с абсолютными отметками 10—30 м. Рельеф территории — долинный, низкий, осложненный эрозионными останцами с многочисленными разнообразными мерзлотными формами. В геологическом разрезе долины с поверхности преобладают аллювиальные песчано-глинистые отложения. Надпойменные террасы сложены осадками сартанского, наргинского и казанцевского горизонтов верхнего плейстоцена, а пойма, где расположено озеро, представлена современными образованиями. На поверхности широко развиты современные озерно-болотные суглинки, торф мощностью до 3—5 м. Коренной геологической основой территории являются песчано-глинистые отложения палеогена, вскрытые на глубине 125 м.

Озеро расположено на абсолютной отметке 10.3 м и приурочено

¹ Д. А. Субетто, Х. А. Арсланов, Н. Н. Давыдова, М. Я. Пушенко, В. И. Хомутова.

к тыловой части высокой поймы р. Пур, вытянуто в северном направлении и имеет длину 4 км и ширину 1 км. Котловина озера представляет собой зону вытаивания с островами многолетней мерзлоты. Озеро мелководное, глубина не превышает 3 м, дно ровное, покрыто чехлом сапропелей мощностью 2—3 м, подстилаемым аллювиальными песчано-глинистыми отложениями.

Прибрежная полоса вокруг озера заболочена и заторфована, поросла кустарником и редким лесом. Отдельные участки торфяной залежи представляют собой сплавины, поднимающиеся и опускающиеся в зависимости от колебания уровня воды.

Озеро проточное, вода его гидрокарбонатно-натриевая с минерализацией до 0.2 %, с общей жесткостью 0.1—0.8 мг-экв./л, pH — 5.9—7.2.

В центральной части озера со льда (глубина воды 1.5 м) штанговым поршневым буром было пройдено 2.03 м озерных отложений, подстилаемых песком. Разрез имел следующее строение.

- 0—203 см — сапропель темно-бурый, насыщенный органикой, алевроит-пелитового состава с вкраплениями аутигенного вивианита.
- 203—213 см — песок серый, мелкозернистый, кварц-полевошпатовый

Возраст сапропелей с глубины 203 см по данным ^{14}C 2870 ± 160 (ЛУ — 15). По данным споро-пыльцевого анализа время формирования озерных отложений относится к концу суббореального периода.

Илы озера по содержанию органического вещества (классификация Н. В. Кордэ, 1960) относятся к категории бедных сапропелей или сапропелитов ($15 < \text{ОВ} < 50\%$), так как потери при прокаливании составляют в них 25—30%. Сапропели кремнеземистые (зольность $> 30\%$, кремнезема в золе $> 50\%$), богатые биогенами (P_2O_5 достигает 5.2 %) и микроэлементами Cu, имеют повышенные содержания MgFe, Mn и Co.

По характеру строения осадочной толщи озера можно выделить четыре этапа осадконакопления.

Первый этап (интервал 203—213 см) представлен кварцевыми песками и заиленными их разностями, являющимися аллювиальными отложениями р. Пур.

Второй этап (160—203 см) связан с возникновением котловины в результате термокарстовых процессов и заполнением ее водой. В озере накапливаются песчано-алеврит-пелитовые осадки, богатые органическим веществом болотно-озерного генезиса; в нижнем горизонте наблюдается максимум содержания органического вещества (п. п. п. — 40 %), а также Cu и Ni (0.01 и 0.019 % соответственно). На протяжении этого этапа происходит постепенное углубление водоема.

Третий этап (90—160 см) — период наибольшей проточности озера, что хорошо видно по характеру отложений, где увеличивается содержание песчано-алевритовых фракций. Сапропели этого времени имеют высокое содержание валового железа — до 16—18 %, что в 1.8 раза выше, чем ранее; в 2.5 раза возрастает среднее содержание фосфора, образуется вивианит.

На четвертом этапе (0—90 см) в связи с уменьшением проточно-

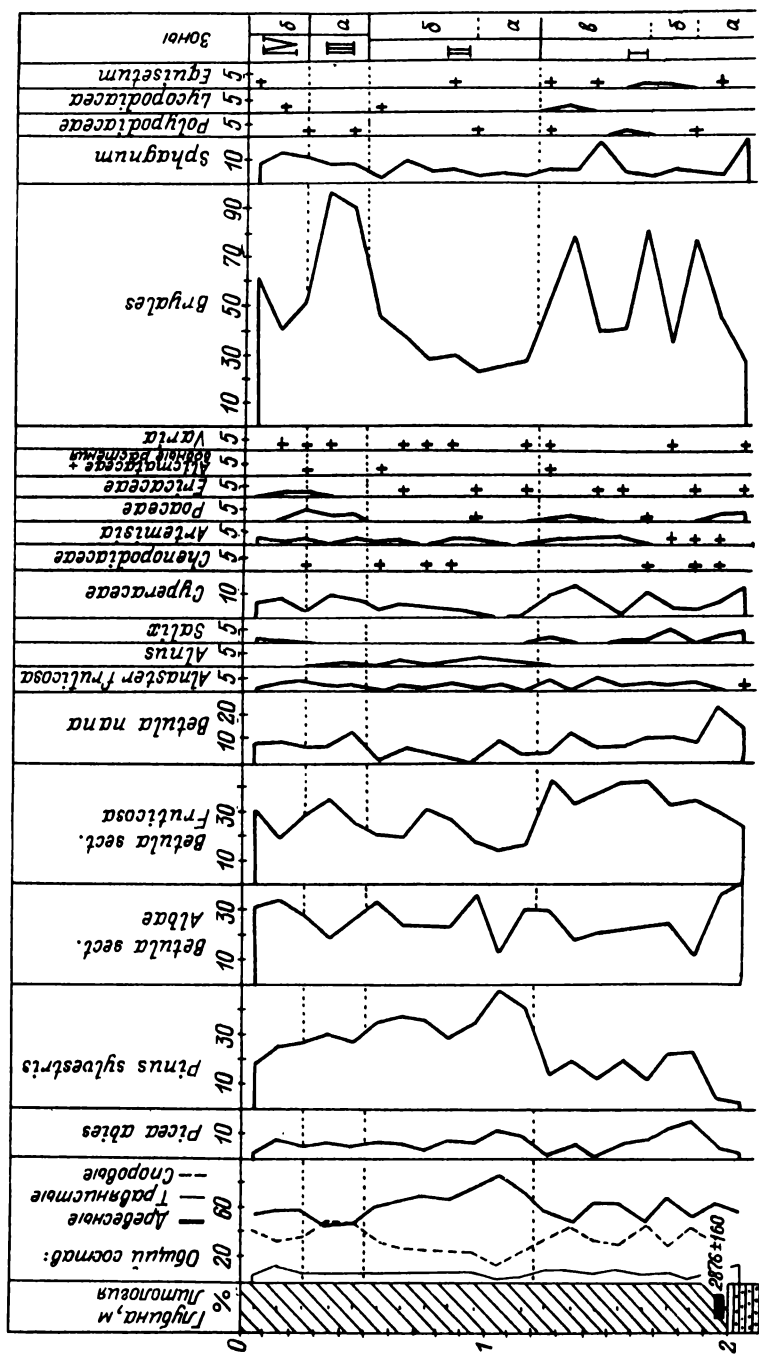


Рис. 9. Палинологическая и диатомовая диаграммы донных отложений оз. Ямылым, янтаро в долине р. Пур.

сти и ростом глубины озера происходит накопление тонких алевроит-пелитовых илов, богатых органическим веществом (п. п. п. до 35 %). При этом содержание фосфора снижается до 0.5—1 %, как и содержание Fe, Mg, Ti, Cu, Ni.

По данным палинологического анализа выделены три этапа в развитии растительного покрова (рис. 9). На I этапе (интервал 120—213 см) в общем составе доминирует пыльца кустарниковых берез, в том числе карликовой и приземистой, ольховника, ив. В группе травянистых много осок, полыни, встречаются маревые, единично — вересковые и злаки. В огромных количествах отмечаются споры зеленых мхов, много и сфагнома. Спорово-пыльцевые спектры данного этапа указывают на распространение в это время открытых, тундровых ландшафтов в условиях более суровых, чем современные.

На II этапе (интервал 120—50 см) преобладает пыльца древесных пород: сосны, березы древовидных форм, ели. Уменьшается содержание кустарников и кустарничков, особенно карликовых видов берез, ольховника. В целом уменьшается содержание пыльцы травянистых, особенно осок, злаков, разнотравья. Резко уменьшается количество спор зеленых и сфагновых мхов. Все это убедительно доказывает потепление климата, что привело к значительному сдвигу лесной границы и распространению наряду с тундровыми ценозами лесных формаций, состоящих из берез и хвойных пород (сосны и ели).

На III этапе (0.0—50 см) в составе спектров увеличивается содержание пыльцы и спор недревесных растений: пыльцы кустарниковых видов берез, осок, злаков, вересковых, полыни, водных и прибрежно-водных растений. Среди споровых господствуют зеленые мхи. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о новой волне похолодания и господстве тундровых ассоциаций. Четкая ритмика изменений в характере растительного покрова отражает и изменения климата этого времени. Потепление, отмеченное в начале SA-периода, относится ко времени субатлантического термического оптимума (II спорово-пыльцевой комплекс), а похолодание связано с малой ледниковой эпохой (III спорово-пыльцевой комплекс).

Выявленная нами ритмика изменений растительности и климата в субатлантике аналогична зафиксированной на спорово-пыльцевой диаграмме торфяника в бассейне р. Лонг-Юган (Малясова и др., 1991). Потепление, сопровождавшееся облесением территории, нашло отражение в составе спектров (высокий процент пыльцы сосны, березы древовидной). Похолодание конца субатлантики сопровождалось становлением открытых безлесных ландшафтов (лесотундра, тундра). В составе спектров господствует пыльца кустарников, кустарничков, травянистых растений и спор.

Данные других исследователей (Левковская и др., 1970; Хотинский, 1977) относятся к разрезам, расположенным юго-западнее (р. Северная Сосьва) и восточнее (рр. Енисей, Игарка) района наших работ. Спорово-пыльцевые диаграммы субатлантики менее детальны.

В отложениях озера по особенностям строения диатомовых комплексов выделяется пять этапов.

Первый этап (интервал 130—200 см) характеризуется высокой

численностью диатомей (до 10 млн створок в 1 г. осадка), менее трети из которых планктонные, треть — обрастатели, остальные (44 % створок) — донные. Около половины створок принадлежит видам алкалифилам и алкалибионтам, что свидетельствует о высокой продуктивности древнего озера на начальном этапе его существования. Выше по разрезу возрастает доля участия диатомей ацидофилов и ацидобионтов (с 23 до 40 %). Доминантами являются планктонная североальпийская *Aulacoseira italica* v. *valida* (Grun.) Sim., *Eunotia praerupta* Ehr., ацидобионт, голофоб, характерная для обрастаний в водоемах с кислыми водами и донные *Pinnularia brevicostata* Cl., ацидофил, предпочитающий водоем с низким pH, и алкалифильный *Stauroneis phoenicentron* (Nitzsch.) Ehr. В первую фазу осадконакопления водоем был неглубокий, с высокой прозрачностью, что обеспечило обильное развитие диатомей бентоса. Первоначально он пополнялся довольно богатыми биогенами, речными водами, а далее происходило постепенное увеличение поступления болотных вод.

Второй этап осадконакопления (интервал 70—130 см) характеризуется снижением содержания створок до 90 тыс. Планктонные диатомей в начале этого этапа составляют в осадках 13—16 % створок, постепенно доля их участия возрастает до 29 %. В бентосной группе на первое место по численности выходят диатомей обрастаний, дающие 15 % створок в начале данной фазы и около 40 % в ее конце. Количество донных диатомей остается примерно постоянным (26—35 %). Единственный доминант в отложениях — обрастатель *Eunotia praerupta*. Наивысшей численности в это время достигают диатомей кислых вод, ацидофилы и ацидобионты: на их долю приходится 57 % створок.

Во вторую фазу развития произошло обмеление водоема и изменение характера активной реакции воды со слабощелочной—нейтральной на слабокислую. Вероятно, увеличилась площадь зарослей макрофитов, а планктон развивался слабо.

Третья фаза (интервал 40—70 см) характеризуется увеличением вдвое содержания диатомей в осадках (до 6 млн), в том числе и содержания планктонных видов (36—45 %) при примерно равной доле участия обрастателей и донных (порядка 30 % — каждая группа). Растет содержание алкалифильных диатомей (до 50 %), доля ацидофилов не превышает 28 %. Доминантом в отложениях становится *Aulacoseira italica* (Ehr.) Sim. et var. *valida*, субдоминанты — *Eunotia praerupta* и *Pinnularia brevicostata*. На этом этапе значительно выросли продуктивность диатомей и трофический статус всей экосистемы, возросла щелочность воды, хотя не прекращалось и поступление кислых болотных вод.

Четвертый этап (интервал 10—14 см) — время наивысшей продуктивности водорослевых сообществ. Численность диатомей достигает максимума — 12,8 млн створок, содержание планктонных диатомей также максимально (32—49 %), обрастателей встречено до 43 %. Преобладают диатомей слабощелочных (до 60 %) и нейтральных вод, но количество ацидофилов остается значительным (до 38 %). Доминируют те же виды планктонных *Aulacoseira*, как и в предыдущую фазу, но состав субдоминантов пополняется за счет *alpigena* (Grun.) Krammer, *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz. Озеро было

продуктивным водоемом со щелочной реакцией воды, но в него поступали и болотные воды, хорошо развивались как планктон, так и бентосные сообщества диатомей, продолжался рост продуцирования органики, о чем свидетельствует высокое содержание мезосапробов (до 43 %).

Самые верхние горизонты отложений (интервал 0—10 см) выделены нами в отдельную фазу вследствие существенного изменения состава доминирующего комплекса диатомей. Содержание створок здесь ниже (8 млн), чем в предыдущую фазу, что, возможно, объясняется укрупнением вносимого в водоем осадочного материала. Соотношение планктонных, обрастателей и донных так же не изменяется (34, 43 и 23 %, соответственно), как и доля участия алкалифилов (56 %) и ацидофилов (25 %). Но единственным доминантом в осадках становится планктонная *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Sim., диатомея, в массе развивающаяся в эвтрофирующихся водоемах, которые подвергаются антропогенному воздействию.

Состав диатомового комплекса свидетельствует о значительном антропогенном воздействии на озеро и его водосбор, приведшем к эвтрофированию его экосистемы. Можно выделить следующие этапы развития оз. Ямылимуяганто.

Формирование озера относится к концу суббореального—началу субатлантического времени и связано с локальным протаиванием вечной мерзлоты на высокой пойме р. Пура. Осадконакопление происходило в мелководном бассейне. Развитие озера сопровождалось постепенным его обводнением, что нашло отражение в постепенной смене песчано-алевритовых разностей алеврит-пелитовыми. Климат в этот период был более суровым, чем современный. Озеро было достаточно продуктивным. Второй этап связан с потеплением климата и увеличением проточности озера, увеличением роли аллохтонного органического и минерального вещества в осадконакоплении. Трофический статус озера повышается. Последний этап, когда произошло новое похолодание и развитие тундровой растительности, характеризуется большей обводненностью при снижении доли участия речных вод в питании озера. Формируются алеврит-пелитовые сапропели с высоким содержанием органики преимущественно автохтонного генезиса. В настоящее время в озере проведены дноуглубительные работы для использования его как водоем-охладитель Уренгойской ГРЭС.

Озера Путорана¹

На северной окраине Средне-Сибирской платформы широкое распространение получили многочисленные озерные бассейны различного генезиса и величины. Особенно уникальным является плато Путорана, на котором в условиях горного рельефа и сурового климата сохранились мощные озерно-аллювиальные отложения, во многих местах выведенные на поверхность и хорошо доступные для изучения

¹ Г. Г. Мартинсон.

палеогеографических условий прошлого, изменения озерных систем, смены физико-химических и гидробиологических процессов, протекающих в них.

Озерный регион Путорана изучался в течение нескольких лет многими исследователями, а с 1968 по 1974 г. — комплексной экспедицией Лимнологического института СО АН СССР под руководством Ю. П. Пармузина. Экспедиция проводила исследования как самих озер и их донных отложений, так и многочисленных террас, расположенных в озерно-речных долинах (Природно-ландшафтные основы..., 1976; История больших озер..., 1981; Пармузин, 1959, 1960, 1975 и др.; Ендрихинский, 1975; Румянцев, 1976).

Севернее полярного круга, на окраине Средне-Сибирского плоскогорья, расположено обширное плато Путорана, приподнятое над уровнем океана на 500—1700 м. Территория плато отличается гористым ландшафтом с глубокими долинами, по которым протекают многочисленные реки, и поскольку этот регион расположен в поясе избыточной увлажненности, здесь создаются благоприятные условия для образования широкой сети озерных бассейнов, столь характерных для арктической и субарктической областей.

Крупных озер с площадью зеркала от 135 до 500 км² имеется 8; от 51 до 100 км² — 10; от 0.2 до 50 км² — 9493, озер с площадью менее 0.2 км² — более 9000. У некоторых озер дно лежит на 250—370 м ниже уровня моря.

Пожалуй, ни в одном регионе России нет столь контрастно построенной гидрографической сети, как в горах Путорана (рис. 10). Здесь сочетаются типичные горные водотоки, изобилующие порогами и водопадами, с глубоководными озерными бассейнами. Характерно обилие древних долин с явными следами неоднократной перестройки и изменения направления течения водотоков. Обращает на себя внимание тот факт, что базальтовое плато на северо-западе Сибирского плоскогорья со всех сторон обрамлено долинами крупных рек. Так, с запада — это широкая субмеридиональная долина Енисея, на юго-западе и юге в узкой долине течет р. Нижняя Тунгуска, отсекающая наиболее расчлененную и пониженную окраину базальтового плато. Протекая по системе впадин в субмеридиональном направлении, средняя и нижняя части р. Котуй ограничивают плато с востока. Северная окраина плато Путорана резко обрывается в долину р. Хеты, притока р. Хатанги, а западнее — р. Пясины, вытекающая из одноименного озера.

Таким образом, все Путоранское плато как бы заключено в неправильную четырехугольную рамку крупных долин, по которым стекают все реки, начинающиеся в горах Путорана. Возникновение речных долин вдоль обрывистого края связано, по мнению ряда ученых, с тектоническими швами, образовавшимися по краям поднимающейся структуры Путорана. Наиболее крупные озерные бассейны здесь расположены в долинах Эмбенчима-Аянской и Виви-Агатской. В результате интенсивного стока водообмен в озерах происходит довольно быстро, чаще всего в пределах года, а в относительно небольших водоемах — несколько раз в году, что приближает их к речному транзитному типу водообмена. Почти во всех долинах озер

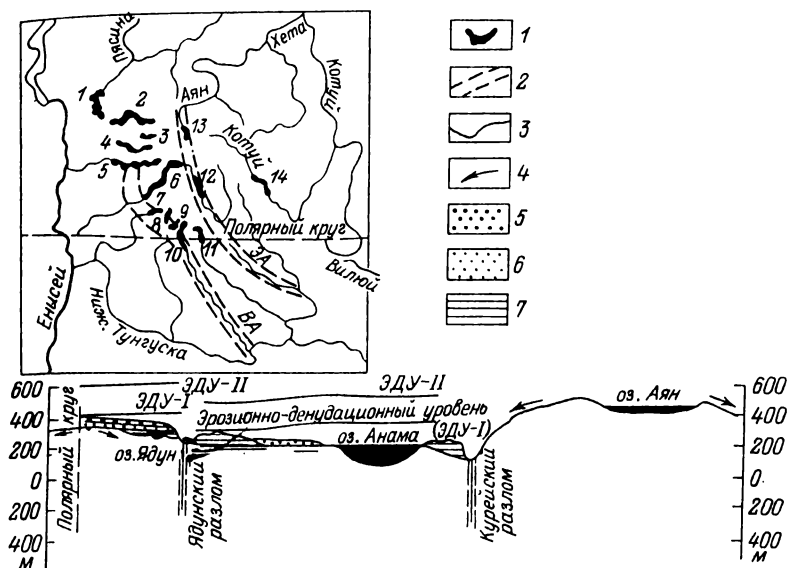


Рис. 10. Схематическая карта расположения озер на Путоранском плато и продольный профиль Эмбенчимо-Анамской сквозной долины (по Ендрихинскому, 1975).

Современные озера (цифры на схеме): 1 — Пясина, 2 — Лама, 3 — Собачье, 4 — Кета, 5 — Хангайское, 6 — Дюпкун-Курейский, 7 — Северное, 8 — Агата, 9 — Няшингла, 10 — Вива, 11 — Тобенчи, 12 — Анама, 13 — Аян, 14 — Дюпкун-Котуйский. Усл. обозн.: 1 — озера, 2 — контуры сквозных долин (ВА — Виви-Аятский, ЭА — Эмбенчимо-Анамский); 3 — тальвег Эмбенчимо-Анамской сквозной долины (на профиле); 4 — направление стока современных рек в сквозной долине; 5 — сартанские грубообломочные образования; 6 — картинские пески; 7 — остатки ископаемых озер Люма и Неко.

движение воды происходит за счет течения, которое преобладает над другими типами динамики вод. На втором месте стоит ветровое перемещение воды, направленное вдоль продольных осей долин.

Почти все котловины крупных путоранских озер морфологически не отличаются от структур долин втекающих и вытекающих из них рек. Быстрый водообмен, незначительная минерализация воды при высоком содержании кислорода в ней даже на глубинах 200—400 м делает озера Путорана перспективными для самого разнообразного водоиспользования. Ледостав на озерах начинается с первой декады октября и сохраняется до середины июля. Вскрытие озер и полное очищение их ото льда больше чем на месяц отстает от вегетации наземной растительности.

Более половины всей территории Путорана относится к поясу горных тундр и гольцов. Только часть этой площади занята кустарниками и тундровым разнотравием, а преобладает лишайниковый и моховой покров. Пояс редколесья, расположенный ниже горных тундр, закономерно сокращается к северу путоранской провинции и представляет собой довольно узкую полосу вдоль нижней части склонов долин или озерных котловин. Редколесье, преимущественно ли-

стенническое, оказывает большое задерживающее влияние на перенос обломочного материала. По данным спорово-пыльцевого анализа озерных отложений Н. В. Кулагиной (1981) установлено чередование холодных и более теплых климатических циклов.

Биологический круговорот в путоранских озерах изучен слабо, нет ясного представления о составе фито- и зоопланктона, об эффекте фотосинтеза, особенностях бентических ценозов. По мнению Ю. П. Пармузина (1976), развитие биоты в этих озерах ограничено суровыми природными условиями, что приводит к слабому биохимическому воздействию организмов на минеральную составляющую озерных отложений и обуславливает невысокую продуктивность озерных экосистем.

Озерные системы Путорана несомненно разновозрастны. Южная часть оз. Виви наиболее древняя и относится к плейстоцену. Значительно моложе оз. Някшингда, а озера Агата Нижняя и Северная оказываются наиболее молодыми, о чем свидетельствуют палинологические спектры и структурное положение террас.

На формирование состава гидробионтов большое влияние оказывали активные миграции. Так, состав рыб значительно менялся. Современная ихтиофауна представлена в озерах Путорана сигово-гольцовым комплексом, хотя, по данным Ю. П. Пармузина и Г. Н. Сиделева (1975), встречались и плотвично-окуневые комплексы, а также такие рыбы, как муксун и ряпушка. Смена ихтиофауны зависела от изменения миграционных путей в результате изменения системы речного и озерного стоков. Нельзя не отметить, что в течение плейстоцена и голоцена природа Путорана оставалась специфичной и отличалась исключительной суровостью, столь характерной для Субарктики.

Активный подъем территории путоранского куполообразного вздутья Тунгусской синеклизы еще в начале плейстоцена способствовал образованию обширных трещин расширения, переуглублению отдельных участков долин и речных русел, образованию удлинённых и глубоких озер. Крупнейшие озерные котловины являются как бы расширением речных долин. Благодаря дифференцированным подвижкам обширных блоков гидрографическая сеть часто перестраивалась, а озерные бассейны активно мигрировали.

Возникновение озерных котловин на плато Путорана трактовалось разными исследователями по-разному. Одни утверждали тектоническое их происхождение, другие были сторонниками влияния ледниковых процессов. По мнению Ю. П. Пармузина (1960, 1975), в результате интенсивного подъема плато произошла раздвижная дислокация, мощные эффузивные серии раздробились на ряд блоков, образовались трещины, в которых и возникли стремительные речные потоки и обширные ванны, заполненные крупными и глубокими озерными водоемами; дно некоторых из них расположено ниже уровня мирового океана.

Вследствие тектонической мобильности и интенсивного трещинообразования речная сеть неоднократно перестраивалась, продолжая меняться и в настоящее время. Остатки покинутых водотоками долин

на Путоране встречаются весьма часто на всех уровнях. О тектонической перестройке свидетельствует не только очертание речной сети, но и террасирование долин с аллювиальными и озерными отложениями в современных речных каньонах. Новые подвижки блоков и образования трещин растяжения обуславливали сужение и расширение озерных водоемов.

При возникновении полосы просядочных озер в зарождающихся трещинах растяжения в водораздельных пространствах Тембенчи и Северной, а также Тембенчи и Виви возникли линии с разнотипными озерами, которые расположены параллельно Виви-Агатской транспортной долине, широкой полосой протянувшейся вдоль западного края плато между оз. Виви на юге и оз. Лама на севере. Некоторые из этих глубоких озер, возникшие еще в плейстоцене, сохранились и до настоящего времени.

Сторонники теории тектонического происхождения озерных котловин и речных долин не отрицают влияния ледников и их воздействия на образования котловин и рельеф местности, но считают их не решающими. Они полагают, что тектонические трещины являются свидетельством образования озера и после формирования даже самых низких, явно послеледниковых террас.

Имеются и сторонники теории ледникового формирования рельефа котловин. В одной из своих работ А. С. Ендрихинский (1976) отмечает, что предположение о связи речных долин и озерных котловин может быть только тесно взаимосвязано с деятельностью и влиянием плейстоценовых ледников. Деятельность мощных ледников в горах Путорана не контролировалась горообразовательными процессами столь жестко, как это было в горах других районов Сибири и Забайкалья.

В период деградации ледников вследствие размыва и переотложения ледниковых осадочных образований на основных участках магистральных речных долин возникли мощные аллювиально-пролювиальные конусы выноса. Палеолимнологические исследования в горах Путорана позволили связать тектоническое происхождение плейстоценовых и современных озер с развитием речной сети и с деятельностью плейстоценовых ледников (Крюков, 1969; Гольдберг и др., 1971).

Большое количество малых озер расположено по поймам и низким, а иногда и высоким террасам старичного происхождения. Благодаря избыточной влажности старичные озера сохраняются на длительные отрезки времени, не высыхая. Они исчезают только будучи спущенными в результате таяния мерзлого грунта или внутригрунтового стока и врезания временных водотоков.

Термокарстовые озера обычно небольшого размера сосредоточены, так же как и старичные озера, в долинах с более или менее мощными рыхлыми отложениями. Количество термокарстовых озер резко возрастает в отложениях Норильской долины у подножья западного склона Путорана.

Вздымание путоранского купола усиливалось от нижнего плейстоцена к голоцену, на что указывает рост крупности обломочного ма-

териала вверх по разрезу четвертичных отложений. Образование новых трещин и заполнение их озерными водами происходит и до настоящего времени. Полоса просадочных водоемов в зарождающихся трещинах растяжения намечается на междуречьях системы р. Северной, водораздельном пространстве Темпенчи и Северной, а также Темпенчи и Виви, в верховьях бассейна Хатанги. Эта линия возникающих разноглубинных озер тянется параллельно Виви-Агатской транспуторанской долине и широкой полосе наиболее крупных озер, сосредоточенных вдоль западного края плато Путорана, между оз. Виви и оз. Лама.

Интенсивное осадконакопление происходило в глубоких озерах Путорана еще начиная с плейстоцена и продолжается до настоящего времени. Донные осадки в этих водоемах представлены валунами, галькой, гравием, песком разной крупности, алевритами и глинистыми илами. В связи с тем что ванны озер врезаны в кристаллические породы, по их берегам широко распространены валунные и галечные валунные скопления. Местами эти отложения прерываются глыбами береговых кристаллических пород. Галька и гравий часто встречаются вместе с песками, образуя пляжи. Пески разной крупности иногда покрывают значительные площади. Так, например, северный берег озера Ядун сложен мощными песчаными отложениями, связанными с выносом рек. Такие дельтовые участки встречаются в виде конусов выноса при впадении р. Курейки в оз. Агата Нижняя. В некоторых прибрежных частях озер верхний слой осадков сложен довольно тонкими илами, которые при сильном волнении, возникающем под воздействием ветра, уносятся в глубинные части озера.

Пески озер, расположенных в Виви-Агатской долине, тонкозернистые, хорошо отсортированные. Основную массу отложения составляют пелиты; содержание алевритов колеблется от 0.41 до 6.75 % и только на отдельных участках превышает 9 %. В вертикальном разрезе озерных отложений при абсолютном преобладании пелитовой фракции можно заметить относительное поглубение осадков в некоторых горизонтах. Так, в оз. Някшингда отмечено увеличение алевролитов в интервале 20—75 см; одновременно увеличивается содержание песка, что в целом не характерно для осадков этого озера.

Наибольшим содержанием алевритов отличаются отложения оз. Агата Верхнее, где в отдельных горизонтах колонки замечается повышение содержания фракции 0.1 мм, появляется также фракция 1—0.5 мм. Аналогичное распределение осадков наблюдается и в других озерах Виви-Агатской долины. В составе минеральных фракций преобладает тяжелая фракция (от 25 до 50 %), где основную долю составляют пироксены (диопсит—агвит), меньшее количество приходится на черные рудные минералы (гематит+магнетит+ильменит). Основным компонентом легкой фракции являются полевые шпаты (до 90 %), имеется также примесь кварца. Такое соотношение фракций характерно для осадков всех изученных в этом регионе озер. Термический анализ фракции 0.01 мм в осадках Виви-Агатской и Эмбенчима-Аянской долин показал преимущественно монтморило-

нитовый состав глин (Ендрихинский, 1975б). Содержания валового кремния, окиси железа и алюминия в озерах довольно высокие, существует определенная последовательность: $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3$. Валовое содержание CaO и MgO находится примерно в одних и тех же пределах и в среднем составляет 4.79—6.61 %. Среднее содержание Na_2O примерно в три раза превышает содержание K_2O . Валовое содержание P_2O_5 и MnO минимальное (в среднем 0.19—0.21 %). Химический состав осадков по изученным колонкам в целом меняется незначительно.

Содержание органического вещества в озерных осадках низкое (до 7 %). В донных отложениях оз. Аян (Выхрыстюк, 1981) распределение органического вещества ($C_{\text{орг}}$) в различных типах осадков весьма неравномерное. Наибольшее его скопление отмечено в глинистых илах — до 3.70 %, в мелкоалевритовых — до 2.88 %, в песках и крупных алевритах — от 0.81 до 2.44 %. Среднее содержание органического углерода в отложениях озера 2.17 %.

Поступающий в озеро аллохтонный, довольно стойкий к биохимическому окислению органический детрит не успевает разложиться в водной толще благодаря холодноводности и глубинам озера, поэтому органическое вещество захороняется в осадках в малоразрушенном состоянии. Таким образом, в озерах, расположенных в резкоконтинентальном субарктическом климате, благоприятствующем интенсивному выветриванию коренных пород, создаются особые условия формирования донных отложений и органического вещества в них. Для поверхностного слоя донных отложений озер характерна их сравнительная однотипность: 80—90 % площади дна обычно занято глинистыми илами и только 10—20 % — песчано-алевритовыми отложениями. Осадки отличаются низкой степенью сортировки как в прибрежных районах, так и в глубоководных центральных частях, что обусловлено особенностями рельефа и размерами площади водоемов. Чередование седиментационных стадий с господством алевритов и с преобладанием глин довольно часто совпадает с известными палеоклиматическими веками Сибири. Стадии алевритов соответствуют холодным векам, а стадии глин — сравнительно теплым (Ендрихинский, 1975а).

В процессе полевых исследований в Эмбенчине-Аянской и Виви-Агатской долинах Н. В. Калугина (1918) выяснила, что в различных частях Путоранского региона состав палинологических спектров несколько отличался друг от друга, что связано с ландшафтными и климатическими особенностями южных и северных частей Сибирского плоскогорья. Следует отметить, что спорово-пыльцевые спектры центральной части Путоранского плато отражают слабую облесенность района. Основными лесообразующими породами являются лиственница, кустарниковые виды берез, ольховника и ивы; из травяно-кустарниковых растений — вересковые, разнотравье, полыни, осоки и споровые.

В осадочных толщах озер Путоранского плато встречаются створки диатомовых водорослей, являющиеся прекрасными индикаторами окружающей среды. В состав диатомей отложений путоранских озер

входят планктонные, бентосные формы и представители обрастаний. По данным Г. П. Черняевой (1981), видовой их состав в разных водоемах этого региона довольно богат, но встречаются и такие озера, как Дюпсун, Люксина и Харамга, в которых комплекс этих водорослей оказался очень беден.

В количественном отношении виды родов *Melosira*, *Cyclotella* и *Stephanodiscus* являются наиболее характерными. Доминирующей формой среди планктонных диатомей являются *Melosira italica* и ее разновидности (11.8—37.6 %). Из рода *Cyclotella* обнаружены *C. keutzingiana* и *C. kissilevii*. Створки *Stephanodiscus* присутствуют в осадках почти во всех озерах, но в весьма малом количестве (до 7 %). Основная же часть в видовом составе водорослей приходится на бентосные формы (54.8 %). Среди сем. *Naviculaceae* встречаются представители родов *Diploneis*, *Stauroneis*, *Pinnularia*, *Neidium*, *Caloneis*, *Amphora*, *Nitzschia*. Особенно распространен и разнообразен род *Navicula*. Значительная часть видов в озерных осадках представлена формами обрастания. На их долю приходится от 35.2 (оз. Ядун) до 55 % (оз. Харинча), а в целом они составляют 37.2 % всех обнаруженных здесь диатомей. Можно отметить роды *Gomphonema*, *Cymbella*, *Achnanthes*, *Cocconeis*, *Synedra*, *Fragilaria*, *Eunotia*. Особенности видового состава диатомей в осадках озер Путорана является наличие большого количества форм, характерных для текучих вод. Их присутствие в донных осадках свидетельствует о том, что озера во время формирования донных отложений были проточными.

По географическому распространению большинство диатомей (48.1 %) в осадках озер Путорана относится к космополитам. Северные и бореальные виды составляют до 47.7 %.

В зависимости от активной реакции воды (рН) среди диатомовых в осадках озер Виви-Агатской и Эмбенчине-Аянской долин индифферентные виды составляют большинство (39.6 %). Второе место занимают алкалофилы (30.6 %). Видовое разнообразие диатомей в осадках озер уменьшается с запада на восток. Наибольшее разнообразие и максимальное количество их створок отмечается в осадках озер Виви, Някшингда, Северное, Агата Верхнее и Агата Нижнее. Минимальное же количество встречается в озерах Анама, Ядун, Дюпкун, Люксина и Хирпича. В изученных колонках донных осадков некоторых озер общая численность диатомей увеличивается снизу вверх, что отражает смену холодного климата на более теплый.

Соотношение планктонных, донных и эпифитных видов в разрезе колоннок позволяет считать, что характер котловин и геоморфология района в целом существенно не менялись. Анализ состава спор и пыльцы, а также диатомовых водорослей позволяет убедиться в неоднозначности климатической обстановки во время формирования озерных отложений. Географическое положение Путорана, обуславливающее короткий вегетационный период, наличие многолетней мерзлоты, отсутствие макрофитов сильно лимитируют поступление питательных веществ в водоемы и тем самым обеспечивают условия олиготрофности.

В отличие от большинства озер Евразии озерная система Путора-

на не испытывает губительного воздействия антропогенного процесса; небольшие изменения происходят только под влиянием природных факторов и не связаны с деятельностью человека.

Пойменные озера великих рек Сибири¹

Пойменные озера — это особый тип озер, возникновение и развитие которых тесно связано с деятельностью рек. Они многочисленны в речных долинах, особенно в долинах таких крупных рек азиатской части России, как Обь, Енисей, Лена и их притоки.

Пойменные озера-старицы возникают из отрезка русла, оставленного рекою, или бокового рукава, которые отделяются песчаной отмелью. На этой стадии развития водоем открыт вниз по течению реки. Затем он изолируется с обоих концов и вступает в озерную стадию развития. При этом водоем либо связан с рекой в периоды половодья, либо полностью от нее изолирован. Далее озеро постепенно заполняется осадками, зарастает и превращается в болото. В зависимости от стадии развития старичного водоема происходит изменение гидрологического, гидрохимического режима, меняется и тип осадков. При меандрировании реки существование озера может быть прервано в результате размыва и спуска вод на любой стадии его развития. Несмотря на широкое распространение старичных озер на поймах и надпойменных террасах рек Сибири, сведения по их истории немногочисленны. Они получены, как правило, при изучении геологического, геоморфологического строения террасовых комплексов речных долин (Лаврушин, 1961; Мизеров и др., 1971; Архипов, 1973; Кинд, 1974). История и условия формирования пойменных озер зафиксированы в старичных отложениях разрезов пойм.

Пойма р. Енисей достигает ширины 1.5—2.5 км и высоты 5—12 м. Мощность речного аллювия, по данным бурения, около 35—40 м (Лаврушин, 1961).

В основании поймы залегают русловые отложения мощностью 20—25 м. Они представлены мелкозернистыми, желтовато-серыми, косо- и горизонтально слоистыми, хорошо промытыми песками, обогашенными у подошвы гравием, галькой, валунами.

Изучен разрез (рис. 11), расположенный на левом берегу р. Сургутихи, в 2.2 км выше устья, где мощность отложений достигает 12 м. Русловой аллювий в этом разрезе характеризуется крайне бедным составом диатомей (рис. 12). Отмечено всего 15 видов и разновидностей, которые встречаются только с оценкой «единично», т. е. не более 10 экземпляров на препарат. Преобладают литоральные формы грунтов и обрастаний.

Небольшое количество диатомей в русловой фации объясняется прежде всего значительными скоростями течения (0.8—1.2 м/с).

Осадки озера-старицы, возникшего на месте древнего русла, всегда залегают на русловом аллювии. В приведенном разрезе они пред-

¹ З. Б. Алешинская, Л. Т. Пирумова.

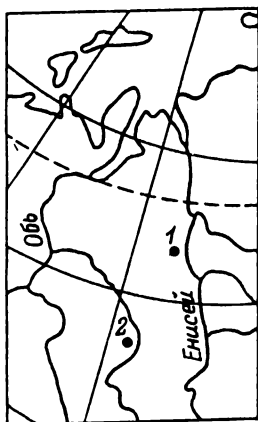


Рис. 11. Схема расположения разрезов.

1, 2 — разрезы.

ставлены двумя литологическими разностями: торфом и сизовато-серыми суглинками с растительными остатками мощностью около 35 м. Старичный аллювий характеризуется богатым комплексом диатомовых водорослей. В суглинках встречается около 170 видов и разновидностей, в торфах — более 11. Количественная оценка многих видов колеблется от «нередко» до «часто» и «в массе», т. е. более 1000 экземпляров на препарат. Это в основном озерно-болотные донные литоральные формы, характерные для неглубоких, сильногумусированных заболоченных водоемов.

В торфах значительно возрастает количество стеногалинных кальцефобных, типично болотных форм из рода *Eunotia*. Такое большое количество и разнообразие диатомовых водорослей в старичной фации аллювия объясняется обилием питательных веществ в старичных водоемах.

Наряду с озерно-болотными диатомовыми присутствует значительное количество речных видов, имеющих в старичном комплексе подчиненное значение, а также планктонные формы Енисея: *Cyclotella baicalensis* f. *ornata*, *C. minuta*.

Наличие в старичном аллювии типичных речных форм диатомовых является одним из основных отличий отложений пойменных озер от осадков озер, не имеющих связи с рекой.

Судя по литологии и комплексу диатомей, неглубокое, хорошо прогреваемое, заболоченное старичное озеро постепенно заросло и превратилось в болото, осадки которого были перекрыты пойменными отложениями, возникшими в периоды половодий. В изученном разрезе они имеют мощность 7 м и представлены буровато-коричневыми линзовидными скрытослоистыми супесями и суглинками. В отличие от старичных пойменные осадки характеризуются разнородным в экологическом отношении составом диатомовых. Помимо озерно-болотных отмечено присутствие типичных почвенных диатомовых: *Navicula mutica*, *N. contenta*, *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxys*; возрастает разнообразие реофильных форм, представленных бентосными *Meridion circulare*, *Cocconeis pediculus*, *Didymosphenia geminata*, *Gomphonema lanceolatum*, *Cymbella sinuata*, *Ceratoneis arcus*.

Отмечается определенная приуроченность холодноводных диатомей к нижней части разреза (*Aulacoseira italica* var. *valida*, *Navicula semen*, *N. amphibola* и др.). Выше по разрезу их количество уменьшается и несколько возрастает роль тепловодных *Cymbella ehrenbergii*, *C. cymbiformis*.

О более суровом климате по сравнению с современным свидетель-

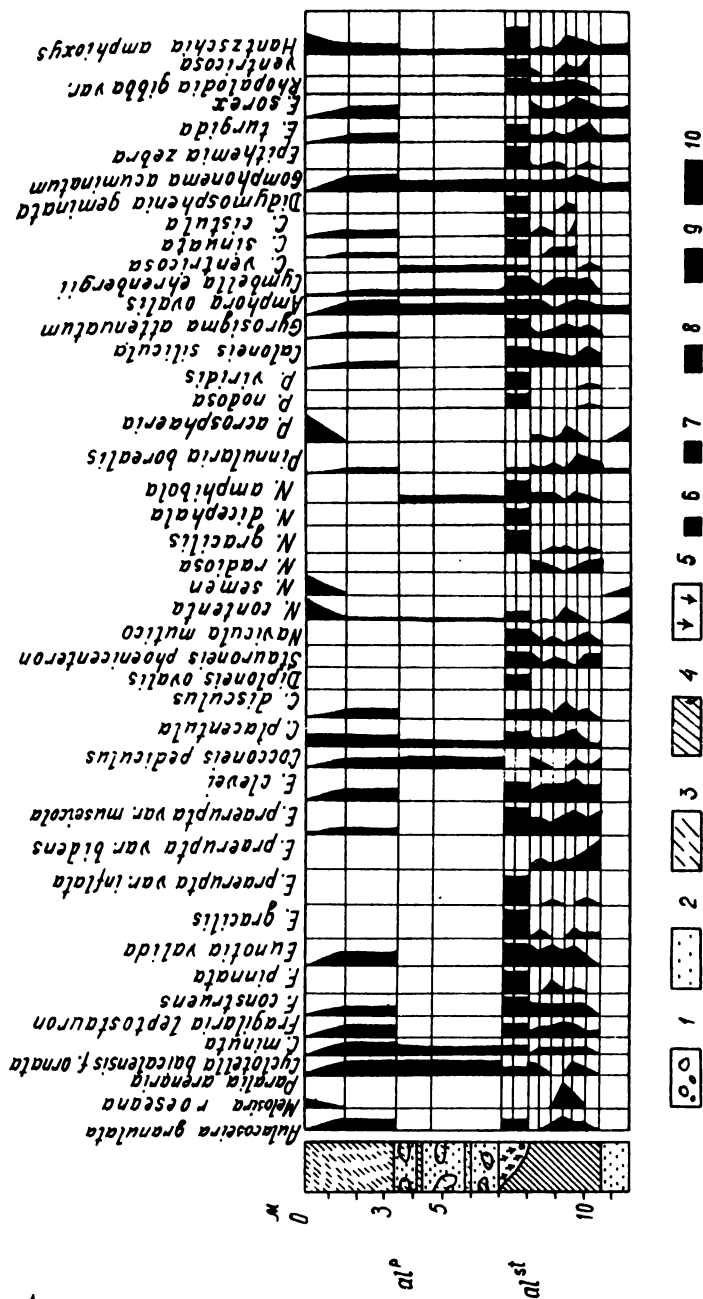


Рис. 12. Диатомовая диаграмма отложений поймы р. Енисей (рис. 11, разрез 1).

Состав отложений: 1 — гравий, галка; 2 — песок; 3 — супесь; 4 — суглинок; 5 — торф. Встречаемость диатомовых: 6 — единично, 7 — редко, 8 — нередко, 9 — часто, 10 — в массе.

ствуют псевдоморфозы по ледяным жилам (Лаврушин, 1961) и спорово-пыльцевые данные (Коренева, 1960).

Аллювиальные пески, подстилающие старичные осадки, характеризуются господством в спорово-пыльцевом спектре пыльцы кустарничковых растений. Доминирует пыльца кустарничковой березы (Коренева, 1960). Среди травянистой растительности преобладает пыльца полыней, а в группе спор — зеленые мхи.

В старичных отложениях напротив преобладает пыльца древесных пород. При этом наблюдаются значительные колебания в соотношении пыльцы ели, кедровой сосны, березы и ольхи. Изменение в составе спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о том, что отложения формировались в суровых климатических условиях. Старичные отложения накапливались во время значительного потепления климата и увеличения влажности в атлантическое время.

Ширина р. Оби колеблется от 2—5 км на юге до 60—80 км на севере у пос. Березово. Относительная высота поймы от 0.3 до 6.0 м, средняя высота 4—5 м (Мизеров, 1953). Поверхность поймы ровная, плоская, осложненная прирусловыми валами, сильно заболочена, расчленена многочисленными протоками и озерами-старичами. По данным буровых скважин, подошва аллювия поймы опущена ниже уровня Оби на 15—30 м. Мощность аллювиальных отложений достигает 30—35 м (Лазуков, 1960). В основании аллювиальной свиты залегает русловой аллювий, представленный гравийно-галечниково-валунным материалом, выше по разрезу сменяющимся разнозернистыми песками с гравием, а затем мелко- и тонкозернистыми песками серого или желто-серого цвета. Мощность руслового аллювия колеблется от 10—12 до 20—25 м. Разрез 2 скв. 16 расположен на левом берегу Оби, в 2 км ниже по течению, у с. Мельниково (рис. 13). Русловые отложения характеризуются бедным видовым составом диатомей: отмечено 39 видов и разновидностей. Все они встречаются с оценкой «единично». Доминантами являются литоральные *Cyclotella meneghiniana*, *Pinnularia major*, *Navicula radiosa*, *Gyrosigma attenuatum*, *Cymbella ehrenbergii*, *C. aspera*, *Epithemia turgida* и др.

Небольшое количество диатомовых в русловом аллювии объясняется прежде всего значительными скоростями течения в реке (1—1.5 м/с).

В старичных суглинках (интерв. 7.00—11.00 м) видовое разнообразие и количественное развитие диатомовых резко возрастает: встречено 104 вида и разновидности, многие из них с оценками встречаемости «нередко», «часто» и «в массе», т. е. от 500 до 2 000 и более экземпляров на препарат. Господствующими являются *Cyclotella meneghiniana*, *Cocconeis placentula*, *Navicula radiosa*, *Amphora ovalis* и мн. др. Широко представлены эпифиты: *Epithemia zebra*, *E. turgida*, *E. sorex*, *Rhopalodia gibba*. Отмечен один планктонный вид *Aulacoseira granulata* с оценкой встречаемости от «единично» до «нередко».

Обилие диатомовых водорослей в старичном аллювии определяется избытком питательных веществ в старичных водоемах и благоприятными условиями захоронения. Однако последнее не всегда име-

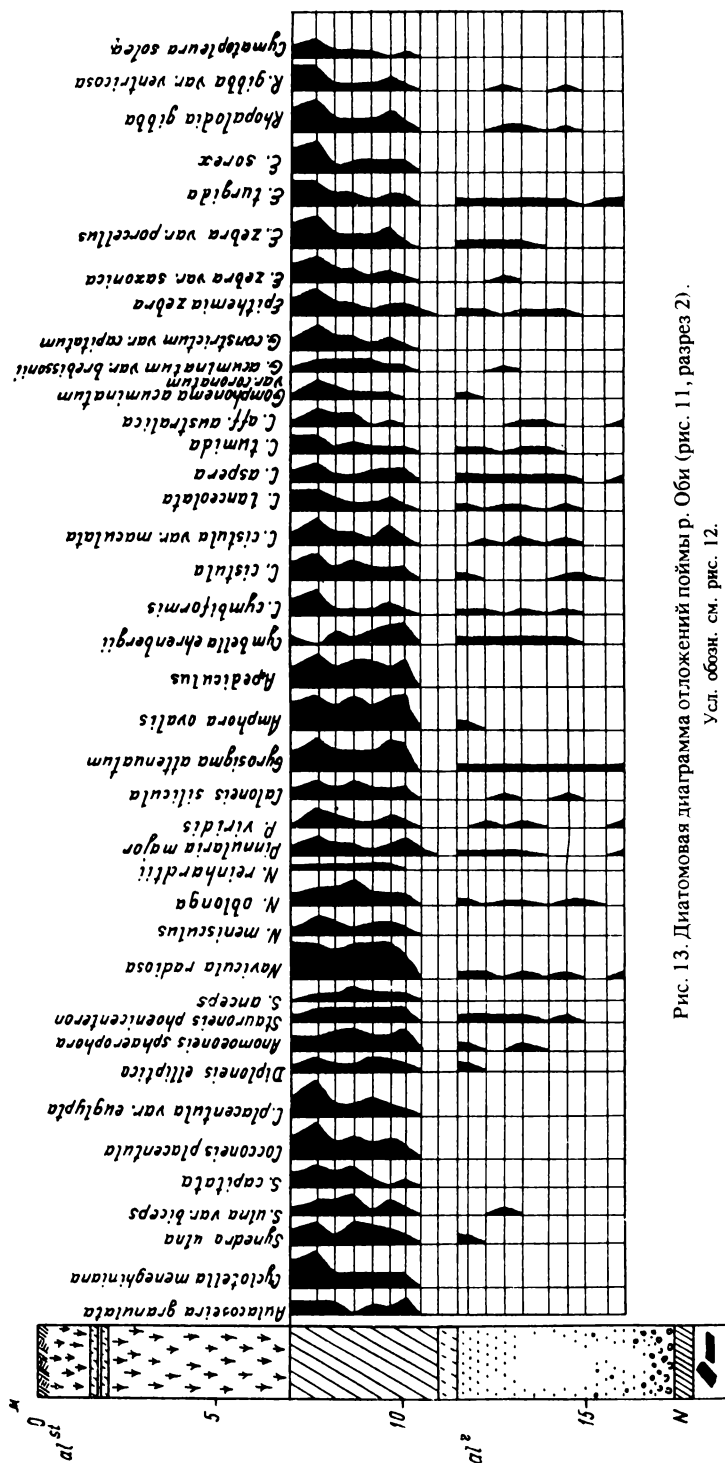


Рис. 13. Диагеновая диаграмма отложений поймы р. Оби (рис. 11, разрез 2).
Усл. обозн. см. рис. 12.

ет место: старичные отложения, представленные торфом (глуб. 0.00—7.00 м), диатомовых не содержат, что может быть объяснено геохимическими процессами, способствующими растворению их кремневых панцирей.

В климатическом отношении охарактеризованный диатомовый комплекс является умеренно-тепловодным. Значительным развитием пользуются такие южнобореальные виды, как *Anomoeoneis sphaerophora*, *Stauroneis acuta*, *Navicula oblonga*, *N. diluviana*, *Cymbella ehrenbergii*, *C. cymbiformis*. Наибольшего видового разнообразия и количественного развития они достигают в средней части суглинков в интервале 7.50—9.10 м. Ниже и выше этого интервала их количество уменьшается, проявляется арктобореальный вид *Navicula amphibola*.

Во время осадконакопления суглинков, содержащих максимальное количество тепловодных диатомей, по данным спорово-пыльцевого анализа, господствовали березовые леса с примесью сосны, сибирского кедра и с небольшим участием ели и пихты (Бронзов, 1930; Гричук, 1961).

Абсолютный возраст по ^{14}C этого периода: 4500 ± 100 — 7900 ± 200 л. н. (Кинд, 1974). Описанные выше старичные озера, закончившие свое существование в постатлантическое время, судя по широкому распространению их осадков, типичны для пойм крупных сибирских рек.

В связи с тем что Великие сибирские реки, протекая с севера на юг, пересекают несколько географических зон (от степной до арктической тундры), пойменные озера оказываются в различных физико-географических условиях. Этим объясняется чрезвычайное разнообразие их гидрохимического и гидробиологического режимов.

Глава 3

АРКТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ. ОЗЕРО ТАЙМЫР¹

Азиатская часть Арктического региона охватывает огромную территорию, где в условиях суровой климатической обстановки на тундровых и лесотундровых пространствах расположены многочисленные озера. К сожалению, до настоящего времени эти разнообразные водоемы не подвергались лимнологическому и палеолимнологическому исследованиям, об их эволюции почти ничего не известно.

Среди разнотипных озер на Таймырском полуострове выделяется самый крупный водоем, второй по величине в арктическом секторе Восточной Сибири,— пресноводное оз. Таймыр, расположенное в районе горной гряды Быранги (74—75° с. ш.).

Водосборный бассейн озера ($F = 44$ тыс. км²) располагается пол-

¹ А. Н. Егоров, В. И. Хомутова.

Рис. 14. Гранулометрический состав донных отложений оз. Таймыр.

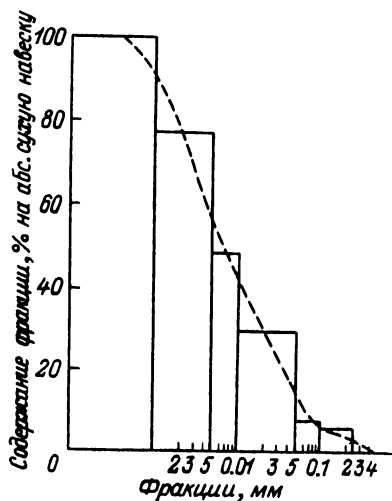
ностью в пределах Северо-Сибирской (Таймырской) низменности, сложенной мощной толщей четвертичных песчано-глинистых отложений и характеризующейся полого-увалистым равнинным рельефом. В. Н. Грезе (1957) на основании гидробиологических данных сделал вывод о том, что оз. Таймыр — реликтового происхождения и в недавнем прошлом район озера находился в зоне морской трансгрессии. Почвы на водосборе тундровые, арктические, лежащие на многолетнемерзлых породах. Растительность тундровая, озеро находится в зоне арктической пустыни и полупустыни.

Климат суровый и от приморских районов севера отличается континентальностью, сухостью и сравнительно малым количеством осадков (115—230 мм в год).

После наступления ледостава ледяное пространство озера долгое время совсем лишено снежного покрова, сдуваемого ветрами. Полярная ночь здесь длится около трех месяцев.

По данным В. Н. Грезе (1947), площадь озера сильно менялась в зависимости от уровня (4650—4000 км²) и в настоящее время считается равной 4560 км² (Краткая географическая энциклопедия, 1964). Максимальная глубина 26 м, а средняя 2.8 м. Длина озера около 200 км, ширина от нескольких до 80 км. Берега сильно изрезаны мелководными заливами и бухтами. Южный берег пологий, северный — крутой. Прозрачность воды очень мала во время паводка (до 25 см), в течение летнего периода доходит до 1.5—2.0 м. Период открытой воды длится около трех месяцев, с июня до сентября.

Материалы по истории озера были получены в результате экспедиционных работ Института озераведения АН СССР в 1982 г. (Егоров, Хомутова, 1983; Егоров и др., 1985). Палеогеографические и палеоэкологические данные получены на основе исследований физико-химического, фаунистического и флористического анализов иловой толщи донных отложений. Для этого в центральной, наиболее глубоководной части оз. Таймыр с помощью грунтовой трубки ГОИН (длина 1 м) было отобрано 10 колонок донных отложений длиной 76—95 см. Все полученные образцы визуально имели темный, серо-зеленый оттенок, мягкую консистенцию, не обладали выраженной слоистостью и на ощупь не содержали песчаных или других твердых включений. Мощность слоя иловых отложений в месте взятия проб была не менее 1.5 м. Глубина на станции составляла 17.5 м. По мере



приближения к северо-западному берегу мощность иловых отложений уменьшалась и в 4 км от берега не превышала 10 см при глубине на станции 4.0 м.

Полученный материал был подвергнут гранулометрическому, палинологическому, минералогическому и зоологическому анализам.

Гранулометрический анализ позволил оценить фракционный состав (рис. 14), потери органического вещества при прокаливании (п.п.п.) и естественную влажность исследуемых донных отложений озера. Величина потерь при прокаливании изменяется по длине колонки от 5.70 до 6.45 %, составляя в среднем 6.12 %, что позволяет оценить коэффициент теплоемкости при расчете теплозапаса грунтов. Верхний метровый слой донных отложений глубоководной части оз. Таймыр представлен в основном мелкоалевритовыми и пелитовыми фракциями (более 95 %). Какой-либо закономерности в распределении фракции донных осадков с глубиной не выявлено.

Из полученной грунтовой колонки 19 образцов, отобранных по слойно, были подвергнуты спорово-пыльцевому анализу. Верхние 10 см анализировались через каждый сантиметр. Из остальной части колонки образцы отбирались через 5—10 см (рис. 15). Во всех спектрах озерных осадков оценена концентрация пыльцы и спор (содержание микрофоссилий в 1 г осадка естественной влажности), присутствующих в огромном количестве: наименьшие значения — 800 зерен, средние — 2000—3000, максимальные — 8000 зерен.

Характерной особенностью всех спорово-пыльцевых спектров колонки является присутствие в большом количестве переотложенных дочетвертичных форм. Отмечена пыльца *Coniferae*, *Pinaceae*, споры *Cyatheaceae*, *Osmundaceae*, *Leiotriletes* sp. Часто отмечаются деформированные зерна, особенно пыльцы хвойных (*Picea abies* и *Pinus sylvestris*), встречаются клетки *Pediastrum boryanum* и его разновидности, растительные остатки, панцири диатомовых водорослей, споры грибов.

Спектр верхнего образца, отобранного из неконсолидированного илового горизонта, является субрецентным. Основу современного спорово-пыльцевого комплекса составляют пыльца и споры современных растений, но много и переотложенных мезозойских форм. В общем составе основных компонентов доминирует пыльца древесных и кустарников (66.2 %). Среди древесных пород отмечена пыльца березы, сосны обыкновенной, сосны сибирской, ели, ольхи, а в группе кустарников — березы карликовой, березы кустарниковой, ивы, ольховника. В группе травянистых растений преобладают осоковые (10 %), полынь (12 %), в меньших количествах отмечена пыльца злаков (5 %), гвоздичных (3 %), маревых (3 %), вересковых (2 %). Спор в спектре мало — в основном сфагнум (7 %), кочедыжниковые (5 %). Таким образом, современный спорово-пыльцевой спектр донных осадков центрального района оз. Таймыр состоит из заносной пыльцы и спор. Открытость окружающего озера ландшафта (отсутствие древостоя, разреженность кустарничного и травяного яруса, сомкнутого не более чем на 20—30 %), большие размеры озера, большие скорости ветра способствуют активному заносу пыльцы рас-

тений, произрастающих в южных районах тундры, а также в таежной зоне озера. Район оз. Таймыр в ботаническом отношении входит в подзону арктической тундры. Главнейшими компонентами зональных сообществ являются осоки и мхи. Из кустарничков присутствуют различные виды ив. Из пыльцы растений, произрастающих в районе оз. Таймыр, отмечена в небольшом количестве пыльца нескольких видов ив, представителей семейства злаковых, осоковых, а также споры различных видов сфагнома и зеленых мхов.

Ввиду специфических особенностей формирования спорово-пыльцевых спектров (неадекватности отражения в спектрах характера современной растительности) в условиях арктического севера интерпретировать и датировать ископаемые спорово-пыльцевые спектры донных отложений озера чрезвычайно сложно. Можно только обозначить несколько этапов изменения климатической обстановки при формировании толщи донных отложений. Так, в разрезе грунтовой колонки оз. Таймыр довольно четко выделяются четыре палинологические зоны.

I зона (85—35 см) отличается господством в спектрах пыльцы березы (кустарниковая форма — 22—51 %, древовидная форма — 12—25 %) и пыльцы хвойных пород. Характерно постоянное присутствие пыльцы ели (1—6 %) и сосны различных видов (до 35 %). В группе травянистых доминирует пыльца осоковых (13—38 %). В небольшом количестве отмечена пыльца полыни (4—6 %), злаковых (3—10 %), гвоздичных (1—5 %). Среди споровых в небольших количествах присутствуют споры зеленых мхов (16—75 %), кочедыжниковых (5—69 %), сфагнома (3—12 %), плаунов (до 6 %).

II зона (35—10 см) характеризуется спектрами с преобладанием пыльцы березы: древовидной — 32—56 %, кустарниковой — 3—46 %. Флористический состав и количественные соотношения компонентов травянистой группы такие же, как и в спектрах предыдущего комплекса. Споровая часть комплекса представлена зелеными мхами — 10—45 %, сфагнумом — 10—30 %.

III зону (10—5 см) составляют спектры с господством пыльцы березы древовидной (10—45 %) и кустарниковой (2—34 %). Основное отличие спектров этой зоны от предыдущей заключается в большем содержании пыльцы сосны (13—43 %), ели (1—23 %). В малых количествах отмечена пыльца кустарников: карликовой березы (1—5 %), ольховника (3—7 %). Флористический состав пыльцы в группе травянистых растений разнообразен и принадлежит растениям различных экологических групп: эфедры (1—6 %), осоковых (5—11 %), злаковых (1—7 %), гвоздичных (1—3 %), вересковых (1—3 %), полыни (1—7 %). В группе споровых доминируют зеленые мхи (25—68 %), сфагнум (10—43 %), кочедыжниковые (15—56 %).

IV зону (5—2 см) характеризуют спектры с массовым содержанием спор (15—35 %). В группе древесных и кустарников сокращается участие пыльцы хвойных пород и возрастает содержание пыльцы березы (15—38 %). В группе травянистых увеличивается содержание пыльцы осоковых (13—31 %). Количественный и флористический состав споровых тот же, что и в предыдущей зоне.

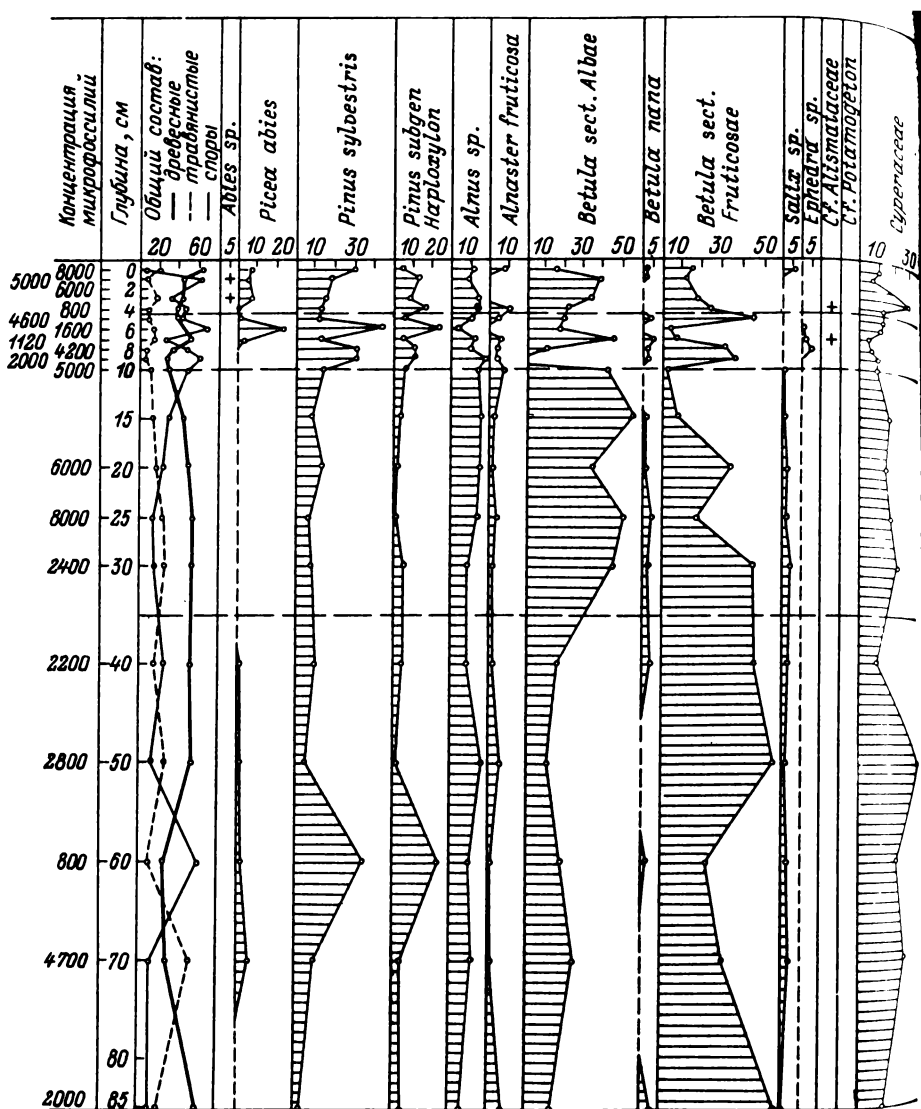
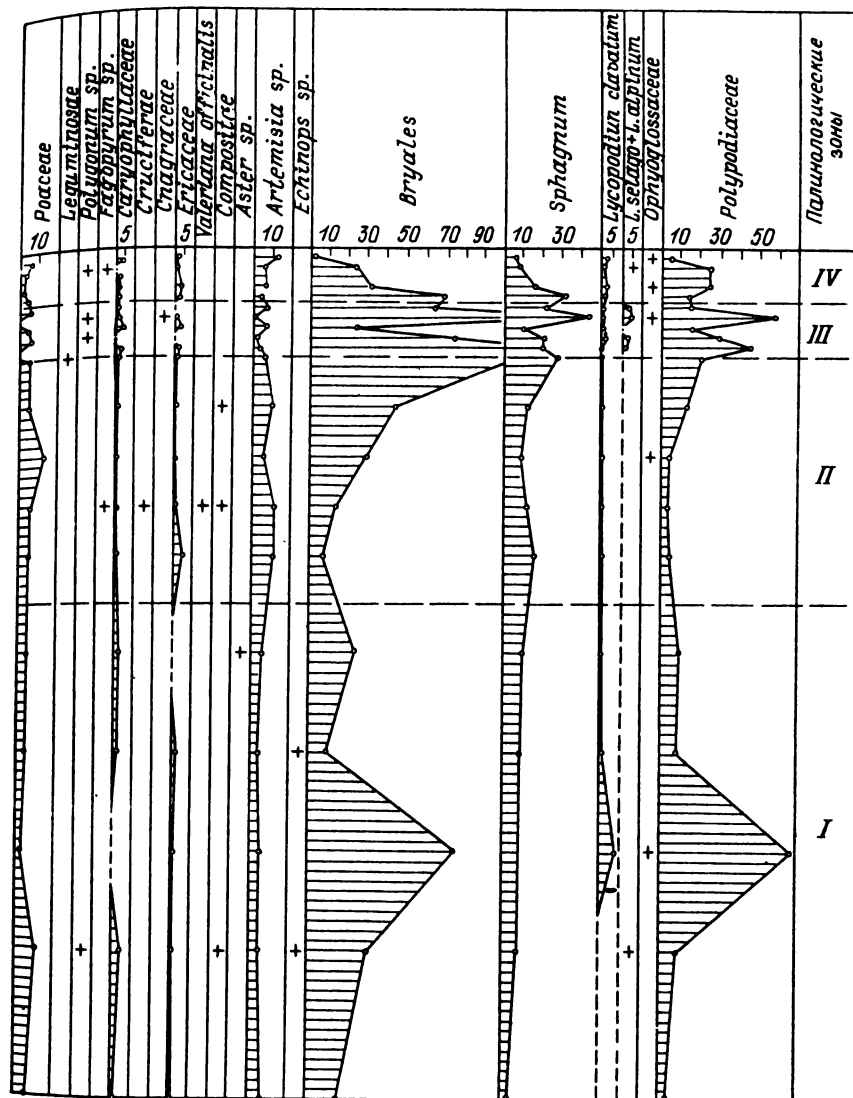


Рис. 15. Палинологическая диаграмма

Исходя из описанных флористических характеристик зон и их сравнения с современным спорово-пыльцевым спектром, можно предположить, что наиболее благоприятные климатические условия, теплее современных, в этом районе существовали во время формирования осадков II зоны. Именно в спектрах данной зоны преобладает пыльца древесных пород, следовательно, граница леса в этот период проходила севернее современного положения. Климат при формиро-



донных отложений оз. Таймыр.

вании I и III палинологических зон был холоднее современного, так как в составе спектров преобладает пыльца кустарников и споровых.

Спорово-пыльцевой анализ донных осадков оз. Таймыр осуществлен впервые. Весьма условно можно предположить, основываясь на сопоставлении данных, изложенных в данной работе и полученных другими исследователями (Белорусова, Украинцева, 1980; Никольская, 1982), что накопление осадков I палинологической зоны отно-

сится, возможно, к бореальному периоду, II — к атлантическому, III — к суббореальному и IV — к субатлантическому.

В донных отложениях озер накапливаются остатки фауны, представляющие собой своеобразную летопись развития водоема. В них сохраняются фрагменты *Cladocera*, *Chironomidae* и других гидробионтов, а также *Protozoa*, *Ostracoda*, *Bryozoa*, спикеры губок и остатки червей (Кордэ, 1960). Зоотанатоценоз в оз. Таймыр изучался Н. А. Шляховой (Егоров и др., 1985). На всем протяжении колонки найдены спикеры губок *Spongilla lacustris* большей частью в виде обломков. Как указывает Н. В. Кордэ (1960), остатки губок в грунте свидетельствуют о хорошей аэрации водоема, его проточности, отсутствии сильной взмученности воды и достаточно большом присутствии силикатов. В. Н. Грезе (1957) отмечал, что в зоопланктоне оз. Таймыр 50 % составляют коловратки, 35 % — копеподы, а кладоцеры имеют очень небольшое развитие. В результате подсчета остатков животных на 1 см³ максимально обводненного грунта получены следующие данные (по горизонтам от поверхности грунта): 0—2 см — 1000, 4—6 см — 1400, 25—30 см — 2800, 45—50 см — 600, 50—55 см — 800, 65—70 см — 700, 70—76 см — 1500 экз./см³.

Обращает на себя внимание присутствие в грунте многочисленных панцирей диатомовых водорослей, главным образом планктонных.

При анализе изменения численности остатков губок по разрезу установлено, что максимальное распределение спикер этих животных приходится на самый теплый интервал времени (II зона, 10—35 см). Вероятно, в этот период голоцена оз. Таймыр было глубже, аэрация водоема больше и оно было теплее.

Таким образом, смена споро-пыльцевых комплексов и фаунистических остатков в пределах иловых толщ оз. Таймыр свидетельствовала об изменении климатического режима в данном регионе в голоцене, преобразовании ландшафтной обстановки и характера экологического режима в озера.

Глава 4

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ¹

Начало формирования Центрально-Якутской низменности относится к мезозою (Леонов и др., 1971). На протяжении мезозоя и в начале кайнозоя она была зоной морской аккумуляции, и только в палеогене ее территория стала сушей. В неогене низменность представляла собой почти идеально плоскую равнину. В эоплейстоцене в связи с большим поднятием территории начинается интенсивное врезание рек, повлекшее за собой формирование II и отчасти I надпойменных террас рек, которые частично перекрыты плащом делювиаль-

¹ А. А. Андреев, С. К. Аржакова, И. И. Жирков, К. П. Иванов, А. М. Ларионова, Л. А. Пестрякова, Т. П. Трофимова.

но-солифлюкционных образований. В это время шли криогенные процессы, происходило промерзание грунтов, захоронение льда, образование жильных льдов. В голоцене окончательно формируются I надпойменная терраса и пойма.

Центральная Якутия целиком относится к криолитозоне. Озера и их водосборы, расположенные в области распространения многолетней мерзлоты, испытывают воздействие процессов криогенного выветривания и криолитогенеза. Поэтому своеобразные закономерности происхождения и развития озерных комплексов, установленные для Центральной Якутии, являются в той или иной степени достоверными для всей территории криолитозоны.

Центрально-Якутская низменность сложена сильнольдистыми многолетнемерзлыми озерно-аллювиальными отложениями, эоловыми песками и лёссовидными суглинками, содержащими жильные льды. Огромная мощность многолетнемерзлых пород (с. Намцы — 468 м, г. Якутск — 210—250 м) при почти полном отсутствии межмерзлотных таликов свидетельствует о весьма длительном процессе промерзания и о его постоянстве (Леонов и др., 1971). По данным Т. Н. Каплиной (1987), многолетнемерзлые породы в Якутии появились около 2 млн лет назад. Увеличение мощности многолетнемерзлых пород продолжалось и в позднелейстоценовое (сартанское) и в настоящее время.

Для современного рельефа Центральной Якутии типичны процессы пучения, термокарстовые и солифлюкционные морфоскульптуры, представленные в виде полигональных образований, бугров пучения, гидролакколитов и многочисленных термокарстовых озер и аласов. Развитие термокарста связывают с оживлением эрозионно-денудационных явлений в позднеледниковое время и в голоцене (Соловьев, 1959; Каплина, 1987). Результатом термокарстовых процессов является характерный для Центральной Якутии котловинно-озерный рельеф.

Климат Центральной Якутии резкоконтинентальный с максимальными для северного полушария годовыми колебаниями температуры при сравнительно малом количестве выпадающих осадков.

Необычна большая годовая продолжительность солнечного сияния (4538 ч в Якутске) в сочетании с повышенной прозрачностью атмосферы и с малой облачностью (Гаврилова, 1973). Продолжительность холодного периода достигает 220 дней. Столь суровая погода нигде, кроме Якутии, в северном полушарии не наблюдается.

Летом, наоборот, характерны исключительно высокие для этих широт температуры воздуха. Абсолютный зарегистрированный максимум 39°. Поглощенное тепло расходуется на испарение.

Сумма температур выше 10° в среднем составляет 1200—1600. Продолжительность безморозного периода составляет в среднем 95 дней.

По годовому количеству осадков (250—300 мм) Центральная Якутия приближается к степным и полупустынным районам. Количество осадков убывает в направлении с юго-запада на северо-восток. На теплый период года (апрель—октябрь) приходится 75—85 % го-

дового количества осадков (Гаврилова, 1973). Сочетание высоких температур с незначительным выпадением осадков в летний период способствует усыханию замкнутых термокарстовых озер в аласной стадии их развития.

С поверхности озер Центральной Якутии испаряется за сезон открытой воды до 350—400 мм влаги. В среднем за сезон с озер Центральной Якутии испаряется в 2—4 раза, а в засушливые годы в 6—7 раз больше воды, чем количество выпавших осадков, а в отдельные месяцы даже больше, чем в 10 раз (Гаврилова, 1969).

Центральная Якутия в природно-климатическом отношении целиком расположена в среднетаежной подзоне светлохвойных лесов; на мерзлотно-таежных осолоделых почвах на 92 % территории растут лиственница даурская (Уткин, 1965) и совершенно отсутствуют хвойно-широколиственные леса, несмотря на то что южная часть региона находится на одной широте с дубовыми лесами Московской области; встречаются небольшие по площади фрагменты лесостепи, отдельные пятна степных сообществ солончаков (Караваев, Скрыбин, 1991); в долинах рек и на аласах широко распространена луговая растительность (Кононов, 1982).

Характерной чертой речной сети Центральной Якутии является весьма незначительная ее густота, в среднем $0.2\text{--}0.3\text{ км/км}^2$. Самых низких значений она достигает на Лено-Амгинском междуречье, где широко представлены аласные формы рельефа: до 0.007 км/км^2 .

На территории Центральной Якутии насчитывается около 106 тыс. озер с суммарной площадью 1 млн га. Общий объем водных ресурсов озер данного региона составляет 180 млрд м^3 , наибольшей озерностью характеризуются поймы и низкие надпойменные террасы Лены, Нижнего Вилюя, наименьшей — высокие современные денудационные равнины Приленского плато, где неотектоническими движениями приподняты до дневной поверхности нижнепалеозойские отложения.

И. И. Жирков (1983) разработал следующую генетическую классификацию озерных котловин Центральной Якутии. Первая группа — термокарстовые озера — по конфигурации близки к округлым, имеют преимущественно небольшие размеры (до $4\text{--}5\text{ км}^2$), незначительные глубины порядка 1.5—13 м. Отложения профундали маломощные, до 0.5—0.6 м, представлены гумусированными глинами или суглинками. Зольность 85—90 %. Их развитие связано с вытаиванием повторно-жильных льдов. Отложения литорали представлены продуктами обрушения бортов котловины, преимущественно суглинками мощностью 1.00—1.20 м, зольность — 70—75 %.

В стадии «усыхания» аласных озер между урезом воды и подножием склона котловины образуется аласное кольцо, сложенное глинистыми илами, переслаивающимися кремнеземистыми сапропелями. Мощность отложений 1.5—1.8 м, зольность 60—70 %. Среди озер этой стадии встречаются содовые озера, где осаждается самосадочная сода (оз. Абалах).

Вторая группа — водно-эрозионные озера — сформировалась в результате миграции рек при расчленении русел на несколько протоков с последующим отделением внешней протоки в результате отложения наносов реки. Таким путем произошло формирование большин-

ства вытянутых озер древних и современных долин региона. Петле-видные старицы в регионе характерны только для мелких рек и речек. Отложения состоят из русловых песков, перекрытых различной мощности глинистым илом, зольность 60—70 %. Широко распространены сильно вытянутые в длину и слабо изогнутые в плане протоковые старицы, формирующиеся при отшнуровывании протоковых староречий.

Долины крупных рек Центральной Якутии несут три комплекса террас. Верхний комплекс высотой от 80—120 до 200—240 м имеет неоген-раннечетвертичный возраст и включает в себя расчлененные террасы. Средний комплекс высотой от 30—40 до 70—80 м образовался при интенсивном врезании рек. Нижний комплекс имеет высоту от 2—3 до 20—25 м и включает две надпойменные террасы и пойму.

В пределах древних долин крупных рек на террасах среднего и верхнего комплексов расположены почти все наиболее крупные озера региона. Эрозионные озера по мере поднятия на более высокие гипсометрические уровни теряют свои явные признаки эрозионного происхождения. Поэтому ранее эрозионными считались только те озера, которые находились на современной пойме и низких террасах, а озера или системы озер, находящиеся на древних террасах среднего и высокого уровней, считались термокарстовыми, хотя заложение озерных котловин террасовых комплексов среднего уровня в результате воздействия древних русловых потоков не вызывает сомнений. Ледниковые и межледниковые отложения среднечетвертичного возраста и, частично, дьячанские древнеледниковые, а также верхнечетвертичные отложения террас большей частью являются льдонасыщенными и подвержены термокарстовым просадкам. Поэтому берега крупных долгоживущих реликтовых эрозионных озер и склоны котловин оказались переработанными термокарстовыми процессами, в результате чего озера приобрели округлые и округло-удлиненные очертания в плане. Такие озера выделены в эрозионно-термокарстовый морфогенетический тип. Они являются, видимо, наиболее древними в Центральной Якутии, о чем свидетельствует максимальная мощность донных отложений (до 4.5—5.5 м). Отложения — коричневые глинистые илы мощностью до 80 см, зольность 70—75 %.

Весьма своеобразными аazonальными природными комплексами Центральной Якутии являются массивы перевеваемых в дюны песков, широко распространенные в бассейне нижнего течения Вилюя, в бассейне Средней Лены, которые по местному называются «тукуланы» и характеризуются высокой степенью озерности. Большое количество озер расположено в межрядовых понижениях, в котловинах выдувания и в котловинах навевания тукуланов. Донные отложения — тонкодетритовые сапропели мощностью 4.5—5.5 м, с зольностью 25—40 %, залегающие на кремнеземистых сапропелях или на опесчаненных илах.

В западной переклинали Вилюйской синеклизы находится ослабленная глубинными разломами мобильная зона, являющаяся местом классического проявления соляной тектоники, представленной соляными дислокациями, антиклиналями, куполами. В сводах открытых

соляных куполов расположены многочисленные озера соляного карста, образовавшиеся в результате энергичного размыва соляных тел и просядок.

В пределах Приленского плато широко распространен карбонатный карст. Карстующимися породами здесь являются синийские и нижнепалеозойские известняки. Озера, связанные с карбонатным карстом, имеют очень малые размеры и глубину. Провальные озера карбонатного карста в пределах Центральной Якутии неизвестны.

Весьма своеобразную группу водоемов представляют собой трапповые озера, генетически связанные с бронирующими трапповыми покровами западной части региона. Котловины озер находятся на поверхности крупных, вскрытых денудацией пластовых интрузий траппов Верхнего Вилюя. Склоны котловин нередко заняты обломками траппов.

В пределах Центральной Якутии широко распространены техногенные озера, применяемые в качестве водохранилищ в мелиоративных системах. Такие антропогенные озера, преимущественно плотинные, создаются в долинах малых рек с эпизодическим и сезонным стоком. Чаше они встречаются на Лено-Амгинском междуречье.

Уровенный режим озер Центральной Якутии характеризуется весенним подъемом, обусловленным притоком воды от снеготаяния. Подъем уровня начинается в начале мая. Интенсивность подъема в различные годы неодинакова и зависит от метеорологических условий весны. Максимальные уровни на озерах наблюдаются в июне. С июля на озерах наблюдается падение уровня, обусловленное потерями воды на испарение. Спад уровня воды происходит постепенно, однако в летний период бывают кратковременные подъемы, вызываемые выпадением осадков. Наименьшие уровни воды наблюдаются в зимний период, в ноябре—декабре.

Температура воды озер в поверхностном слое начинает повышаться во второй декаде мая. Самая высокая температура воды приходится на июль. Осенью с понижением температур воздуха начинается охлаждение воды озер. Первые ледяные образования на озерах Центральной Якутии отмечаются в третьей декаде сентября, ледостав наступает во второй декаде октября. Средняя продолжительность ледостава составляет 230—240 дней.

Гидрологический режим озер зависит от стадии развития термокарстовых котловин (начальная, зрелая, старение), так как каждой стадии соответствуют свои условия формирования подозерных таликов. В начальную и зрелую стадии с увеличением площади озера увеличиваются его глубины, соответственно увеличивается и мощность подозерного талика. В этот период взаимосвязь подземных вод талика с озерными наиболее тесная. В стадии старения озера интенсивно усыхают, что способствует промерзанию и уменьшению мощности таликов. В результате таликовые подземные воды изолируются от озера мерзлыми породами и между ними прекращается активный водообмен. С течением времени вследствие промерзания подозерный талик полностью поглощается мерзлотой.

В Центральной Якутии наиболее распространены пресные озера с

гидрокарбонатно-натриевыми водами, минерализация которых колеблется от 100 до 400 мг/л.

Летом в связи с мелководностью для большинства водоемов характерны высокая прогреваемость и гомотермность толщи воды. В глубоких озерах наблюдается обратная стратификация. Зимой мелководные водоемы промерзают до дна. Глубокие озера имеют температуру воды 1—3 °С.

В зимний период в озерах наблюдается острый дефицит растворенного кислорода, наиболее остро выраженный в пределах Лено-Амгинского междуречья, где содержание кислорода достигает лишь 5—19 % насыщения. В содержании CO_2 наблюдается избыток — 12.7—220 мг/л.

Важной частью химического состава воды в озерах являются биогенные и органические соединения. В чистых с малой минерализацией озерах содержание биогенов очень незначительно (не более сотых долей миллиграмма на литр). При сбросах городских, промышленных, сельскохозяйственных стоков показатель биогенных элементов возрастает от 0.5 до 4.5 мг/л. Содержание ионов аммония NH_4 достигает 1.5 мг/л (оз. Андылах), 3.87 мг/л (оз. Ытык-Кюель).

Почти все озера Центральной Якутии можно отнести к гидрокарбонатному типу. Наименьшую минерализацию воды имеют воды Ниджилинской группы озер, расположенной на песчаных террасах р. Вилюй. Повышенной минерализацией отличаются озера восточной части Центральной Якутии, приуроченные к области распространения карбонатных суглинков.

С усилением антропогенного эвтрофирования озер в целом наблюдается тенденция роста общей минерализации воды (до 2 г/л).

Донные отложения озер являются важнейшим источником информации о характере и темпах развития озера. Как известно, обводненность озер Центральной Якутии, особенно аласных, подвержена циклическим колебаниям. Донные отложения высохших озер минерализуются, подвергаются интенсивным почвообразовательным процессам и постепенно зарастают. Затем следует новый период обводнения. При вторичном затоплении котловины водой некоторые минеральные вещества растворяются, изменяя химический состав воды; одновременно возобновляется интенсивная термоабразионная переработка берегов и отложение терригенного материала преимущественно в прибрежной зоне. Следовательно, процессы переработки берегов, связанные с колебаниями уровня озер Центральной Якутии, имеют циклический характер (Арэ и др., 1974). В дальнейшем, когда уровень воды в озере стабилизируется или идет на убыль, процесс разрушения берегов постепенно заканчивается, в процессе осадконакопления преобладающую роль начинают играть автохтонные осадки. Неоднократные циклические колебания водообильности озер обуславливают сложное слоистое строение донных отложений.

В разнотипных озерах Центральной Якутии процессы седиментации протекают неодинаково. Донные отложения реликтовых эрозионно-термокарстовых озер имеют органическое происхождение и обладают значительной мощностью. Отложения термокарстовых озер отличаются малой мощностью и представлены автохтонным сло-

истым материалом. Именно для термокарстовых озер весьма характерна цикличность в развитии, о которой было упомянуто выше. Донные отложения молодых и развивающихся термокарстовых озер сложены терригенным материалом. В усыхающих озерах биогенные отложения мощнее. Большая мощность органогенных отложений характерна для озер древних тукуланов, где обнаружены значительные запасы сапропелей. Мощность сапропелей достигает 4 м в оз. Лаабыда, около 5 м в оз. Арыылаах (Гаврильев и др., 1981). Донные отложения озер Центральной Якутии дифференцировали на следующие группы: минеральные, органо-минеральные и органические (Лукашев К. И., Лукашев В. К., 1975; Жирков, 1983).

Группа минеральных отложений представлена песками, песками заиленными, глинами и глинами гумусированными. Для этой группы отложений характерна высокая зольность — 94.48 % в гумусированных глинах, 99.45 % — в песках. По сравнению с другими типами осадков наблюдается повышенное содержание Fe_2O_3 (в гумусированных глинах до 5.94 %) и MgO (до 4.18%).

Глины залегают в основании отложений термокарстовых озер, пески — в основании осадочных толщ озер эрозионно-термокарстового типа и озер тукуланов.

Илы можно считать переходным типом отложений от минеральных к органо-минеральным. Они широко распространены во всех исследованных озерах. Наиболее распространены илы глинистые. Они характерны для термокарстовых и эрозионно-термокарстовых озер. Илы опесчаненные присутствуют в составе отложений озер тукуланов. Зольность глинистых илов в среднем составляет 84.89 %, опесчаненных — 79.23 %. Характерным для глинистых илов является повышенное содержание Fe_2O_3 и MgO (4.39 %).

К органо-минеральной группе отложений относятся кремнеземистые сапропели, средняя зольность которых составляет 60.38 %, п.п.п. — 39.63 %. Для этого типа отложений характерно пониженное содержание K_2O и Na_2O , примерно такое же, как в песках. Основу химического состава, как и у предыдущих типов осадков, составляют SiO_2 и Al_2O_3 (38.43 и 8.75 % соответственно). Наибольшие отложения кремнеземистых сапропелей содержатся в усыхающих и зрелых термокарстовых озерах.

К группе органических осадков относятся малозольные тонкодетритовые и грубодетритовые сапропели. В реликтовом эрозионно-термокарстовом оз. Унаардаах сапропели коричневого цвета с повышенным содержанием CaO (в среднем 7.05 %).

Озеро Улахан-Чабыда

Озеро расположено на левобережной Приленской эрозионно-аккумулятивной равнине, в 20 км западнее г. Якутска. По морфогенетической классификации (Жирков, 1983) оно относится к типу озер древних тукуланов (закрепленных песков). Площадь озера равна 2.1 км², максимальная глубина — 0.8 м. Длина озера 1.84 км,

максимальная ширина 1.07 км. Котловина озера вытянута с севера на юг, высота ее над урезом р. Лены 200 м. Водосборный бассейн озера с площадью 11.68 км² на 85 % покрывают леса, 1.6 % — луга и 19.4 % — озерки и болота. Северный и западный берега используются в качестве сенокосных угодий. Озеро бессточное. Котловина озера заполнена сапропелевыми отложениями, максимальная мощность которых достигает 10 м, а запасы — 3 млн т при влажности 60 %.

Колонка донных отложений имеет следующее строение:

- 0.09—9.20 — сапропель светло-оливковый, постепенно переходящий в темно-оливковый с многочисленными растительными остатками.
- 9.20—9.40 — алевроит серо-оливковый с растительными остатками.
- 9.40—10.0 — песчанистый алевроит, серый с прослойками темного песка.

По данным палинологического анализа, осадочная толща содержит непрерывный разрез отложений начиная с аллереда и до современности (рис. 16). Полученные датировки по ¹⁴C подтверждают правильность геохронологического расчленения (Андреев, Климанов, 1989а).

Озеро начало формироваться в позднеледниковое время: с аллереда и до настоящего времени развитие озерной экосистемы шло непрерывно. К аллереду относятся слои с высоким содержанием карбонатов — песчаные алевроиты. Для этого времени характерны малое содержание ОВ, наименьшая концентрация створок диатомей. Озеро было мелководным, на окружающих территориях преобладали сообщества с островками березовых и лиственничных лесов. Выше по разрезу маломощные алевроитовые отложения сформировались в позднеледниковую эпоху. Численность диатомей резко сокращается, в отложениях господствуют планктонные диатомеи, полностью исчезают донные. Продуктивность озера наименьшая. В растительном покрове возрастает роль степных сообществ.

С наступлением голоцена в условиях существенного потепления климата, пребореального времени происходит изменение характера осадконакопления: в озере формируются сапропели с высоким содержанием ОВ. Продуктивность экосистемы озера возрастает на порядок: резко увеличивается численность диатомей. В пресноводных диатомовых комплексах появляются диатомеи мезогадобы (табл. 1). Повышение летних температур сопровождается ростом минерализации воды озера. Увеличиваются площади лиственнично-березовых лесов. Водоем становится более глубоким в результате протаивания многолетней мерзлоты. На протяжении ВО уровень воды в озере несколько раз менялся. Отличительной особенностью бореальных отложений является расцвет донных видов диатомей, достигающих своего максимума (до 70 %). Озеро было достаточно глубоким. Площадь зарослей макрофитов значительно сократилась. Идет дальнейшее сокращение площади степных сообществ. В составе лесной растительности появляются сосна и ель, оптимум развития которых был 8.5 тыс. л. н. Климатические реконструкции показывают, что темпе-

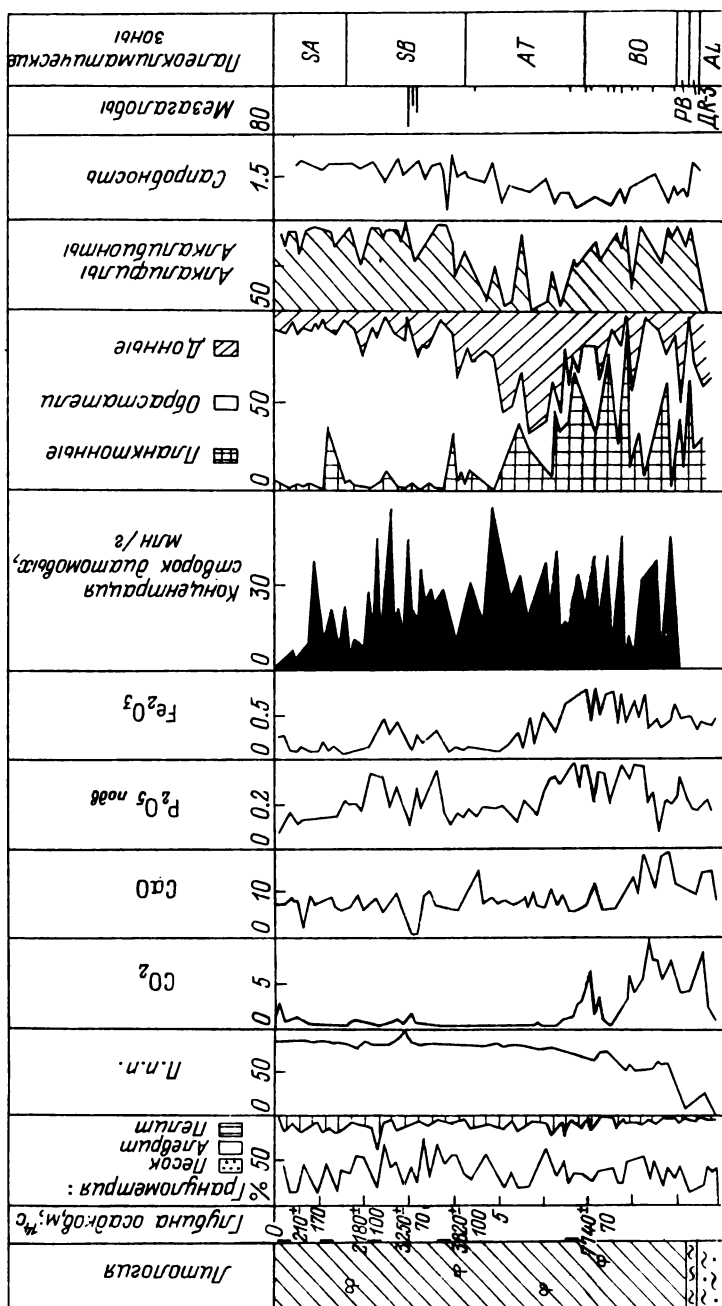


Рис. 16. Диатомовая диаграмма донных отложений оз. Улахан-Чабыда.

Массовые диатомеи в донных отложениях оз. Улахан-Чабыда

Климатические зоны (глубина, м)	Максимальное число диатомей, млн	Содержание планктонных диатомей, %	Доминанты	Субдоминанты
SA (0—1.5)	13	5.0	<i>Fragilaria construens et v. venter</i>	<i>Navicula radiosa</i> <i>Nitzschia denticula</i>
SB (1.5—3.2)	37	37	То же	<i>N. denticula</i>
AT (3.2—7.0)	55	34	<i>F. brevistriata</i> <i>Aulacoseira italica</i> <i>Navicula radiosa</i> <i>Cyclotella radiosa</i> <i>F. fragilaria brevistriata</i>	<i>Cyclotella radiosa</i>
			<i>F. construens et v. venter</i> <i>F. brevistriata</i> <i>Navicula radiosa</i> <i>Cyclotella radiosa</i> <i>Aulacoseira granulata</i> <i>Navicula crucicula</i> <i>N. diluviana</i> <i>N. oblonga</i>	<i>Cymbella ehrenbergii</i> <i>Navicula laterostrata</i> <i>Nitzschia denticula</i>
BO (7.0—8.8)	43	67	<i>Fragilaria construens v. venter</i> <i>Cyclotella radiosa</i> <i>Navicula diluviana</i> <i>N. oblonga</i> <i>Fragilaria brevistriata</i>	<i>Navicula radiosa</i> <i>Cymbella aequalis</i> <i>Achnanthes clevei</i> <i>Fragilaria construens</i> <i>Amphora pediculus</i> <i>A. libyca</i> <i>Achnanthes linearis</i> <i>Fragilaria brevistriata</i> <i>Pinnularia microstauron</i> <i>Fragilaria ulna</i>
PB (8.8—9.2)	43	91	<i>Cyclotella radiosa</i> <i>Fragilaria construens v. venter</i> <i>Navicula diluviana</i> <i>Anomoeoneis sphaerophora f. costata</i> <i>Fragilaria brevistriata</i> <i>Diatoma elongatum</i> <i>Navicula radiosa</i> <i>N. oblonga</i>	<i>Cyclotella meneghiniana</i> <i>Nitzschia denticula</i> <i>Cocconeis pediculus</i> <i>Fragilaria construens</i>

Таблица 1 (продолжение)

Климатические зоны (глубина, м)	Максимальное число диатомей, млн	Содержание планктонных диатомей, %	Доминанты	Субдоминанты
PB (8.8—9.2)	43	91	<i>Epithemia zebra</i> <i>Fragilaria leptostauron</i>	<i>Cyclotella operculata</i> <i>Synedra berolinensis</i>
DR (9.2—9.5)	0.02	64	<i>Cyclotella radiosa</i> <i>Fragilaria construens</i> v. <i>venter</i> <i>F. brevistriata</i>	
AL (9.5—10.0)	1.0	30	<i>Navicula radiosa</i> <i>Diatoma elongatum</i>	
			<i>Fragilaria construens</i> et v. <i>venter</i> <i>F. brevistriata</i>	

ратура воздуха в июле была ниже на 0.5—2.0°. Осадков выпадало на 50—75 мм меньше (Андреев, Климанов, 1989б).

Атлантическая эпоха климатического оптимума характеризуется погрубением гранулометрического состава отложений, ростом содержания органической составляющей, высокой численностью диатомей, господством эпифитов. Степные сообщества почти исчезают. В растительном покрове господствовали лиственничники с примесью березы, изредка сосны и ели. Особенно теплым и влажным был период 4500—6000 л. н., когда температуры воздуха были на 1.5° выше современных и максимальное развитие получили еловые леса в поймах рек.

В период климатического оптимума в своеобразных условиях Центральной Якутии возрастает испарение с поверхности воды в летнее время, что приводит к повышению минерализации воды и отчетливо проявляется в увеличении роли солоноводных диатомей — мезогалобов в донных отложениях.

Суббореальная эпоха характеризуется ухудшением климата: температура июля на 1.5° ниже современных, осадков выпадало на 50 мм меньше. Господство эпифитных диатомей при резком сокращении планктонных видов свидетельствует об обмелении озера и о развитии в нем зарослей макрофитов. При этом общая продуктивность озерной экосистемы оставалась высокой. В суббореальном периоде господствовали лиственничные леса с существенной примесью сосны и березы, чередующиеся с участками степной растительности.

В субатлантике растительный покров близок к современному: основную массу лесов составляли лиственничные и лиственнично-березовые, на песчаных почвах — сосновые, а в поймах рек — еловые. В периоды похолоданий увеличивались площади остепненных лугов. Начало субатлантики характеризуется увеличением содержания планктонных диатомей, что, по-видимому, связано с ростом глубины озера.

В дальнейшем, как и сейчас, в водоеме преобладали эпифитные диатомеи. Глубина не превышала 1—1.5 м. В настоящее время глубина озера 0.8 м, т. е. его котловина практически заполнена осадками.

Таким образом, на примере оз. Улахан-Чабыда можно увидеть полный цикл развития термокарстового озера на песчаных массивах, существующего около 12 тыс. лет.

Глава 5

ОЗЕРА ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ

ПРИБАЙКАЛЬЕ¹

Рассматривая всю совокупность озер, расположенных по берегам Байкала, нельзя не отметить различный их характер и генезис. Еще Б. И. Дыбовский и В. И. Годлевский (1877) делили эти озера на три группы: мелководные водоемы, находящиеся почти у самой береговой полосы Байкала и отделенные от него песчаными валами или болотистыми низменностями; водоемы, лежащие в стороне от современного Байкала на десятки километров, но связанные с ним реками; небольшие водоемы, расположенные в верховьях рек, впадающих в Байкал. Этой классификации Прибайкальских озер придерживался и Г. Ю. Верещагин (1918), более подробно обосновавший их генезис.

Наиболее распространенной, по мнению Г. Ю. Верещагина, являлась первая из выделенных озерных групп. Такие водоемы образовывались в результате динамики водных масс, прибрежных течений и ветров, создававших намывные валы и бары, которые отделяли их от Байкала. Эти мелководные водоемы не достигали больших размеров и имели вытянутую вдоль береговой полосы форму. Водоемы, соединявшиеся непосредственно с Байкалом (соры), постепенно полностью отделялись от основного озера и превращались в самостоятельные водные объекты, генетически связанные с Байкалом. Среди таких озер можно назвать оз. Рангатуй, отпочковавшееся от Чивыркуйского залива Байкала в голоцене.

Озера второй группы, расположенные в стороне от Байкала, по мнению Г. Ю. Верещагина (1918), а позже В. В. Ламакина (1968), К. И. Пантелеева (1927) и др., представляли собой обширные заливы древнего Байкала во время значительного повышения его уровня вод в плейстоцене и раннем голоцене.

Дальнейшие исследования подтвердили эту гипотезу. Так, на западном берегу озера, в прибрежных террасах, на уровне 60 м были обнаружены спикеры байкальских губок, свидетельствовавшие о высоком уровне вод Байкала в антропогене (Думитрашко, Мартинсон, 1940). Древние террасы с остатками байкальских эндемиков были

¹ Г. Г. Мартинсон.

обнаружены и в озерных котловинах на восточном побережье Байкала (Данилевский, 1938). При комплексных исследованиях современных Прибайкальских озер выяснилось, что в некоторых из них наряду с сибирскими элементами фауны и флоры обитают и байкальские эндемики, в том числе бычки-подкаменщики, мшанки, гаммариды, губки и диатомовые водоросли. Объясняя присутствие этих байкальских форм в современных изолированных озерах Прибайкалья, Г. Ю. Верещагин еще в 1918 г. отметил: «На представителей эндемичного байкальского населения, встреченных в водоемах двух вышеуказанных озерных групп (по Дыбовскому), можно смотреть двояко: либо как на иммигрантов, активно проникших из Байкала, либо как на реликты, т. е. элементы населения, сохранившиеся в озерах с тех времен, когда эти водоемы составляли одно целое с Байкалом» (с. 102).

Многие озерные котловины испытали смену периодов оледенения и межледниковья, которая проходила на фоне активных тектонических подвижек. К этой второй группе водоемов относятся крупные озера — Духовое, Фролиха, Котокель и ряд других.

Третья группа Прибайкальских озер, расположенных в верховьях рек, впадающих в Байкал, генетически не связана с Байкалом и имеет ледниковое происхождение, отличаясь мелководностью и низкими температурами.

Исследовав озерные илы прибайкальских водоемов, отложения террас и торфяных болот, Е. В. Безрукова (1986) на основании спорово-пыльцевого анализа и радиометрических данных установила бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический возраст этих отложений. Проведенные в последнее время детальные исследования фациального состава донных отложений некоторых, наиболее крупных озер Прибайкалья, состава их ископаемых организмов позволили восстановить последовательность изменения характера озер, их историю возникновения и развития. Наиболее изученными и интересными оказались два крупных озера — Фролиха и Котокель.

Озеро Фролиха¹

Одно из самых живописных озер прибрежной полосы Байкала — Фролиха — расположено на северо-восточном побережье против губы Аяя, в 8 км от береговой линии. Это крупный водоем бассейна Байкала, площадь которого 16.54 км². Занимая часть двух горных долин в узле их слияния, озеро в плане имеет форму бумеранга. Длина озера 8 км, средняя ширина 1.7 км, максимальные глубины достигают 80 м (Атлас Забайкалья, 1967). Отметка среднего уровня воды равна 517 м, что почти на 73 м выше уровня Байкала. Заливы и бухты немногочисленны, большая часть береговой линии прямолинейна и крутые береговые склоны спускаются непосред-

¹ Н. В. Игнатова, А. Г. Трофимов.

венно в воду под углом 15—25°. По распределению глубин и рельефу дна оз. Фролиха делится на три основные впадины (Кожов, 1942). В долинных частях озера глубины достигают 75—80 м. Центральная часть озера, также глубоководная, отделяется от межгорных котловин подводными возвышенностями, простирающимися поперек озера. Дно этой котловины неровное, осложнено долинообразными понижениями.

В глубоководной части озерной котловины дно покрыто буровато-красным илом с остатками раковин моллюсков и панцирями диатомей; лишь против устьев рек имеются песчаные участки, постепенно заиливающиеся с глубиной (Дорогостайский, 1924).

Баргузинский хребет, у подножия которого расположено озеро, представляет собою препятствие на пути движения западных влаго-содержащих масс. Годовая сумма осадков составляет здесь около 500 мм. Основной источник вод оз. Фролихи — реки, стекающие с Баргузинского хребта, — Левая и Правая Фролиха, Давачанда и Тыктыканчи. Вода озера пресная, бедная минеральными солями, прозрачность 18 м, активная реакция воды нейтральная или слабощелочная (7—6.8 на поверхности), кислотность повышается с увеличением глубины (до 50—75 м). В летние месяцы температура воды на поверхности озера 17—19.7 °С, у дна в открытой части 4.1—4.4°. Глубинные слои воды прогреваются летом медленнее по сравнению с Байкалом. Это объясняется слабой вертикальной циркуляцией, так как котловина озера закрыта горами от господствующих ветров.

Котловина оз. Фролиха имеет сложное геологическое строение. Она располагается в зоне сочленения трех разломов, активных в кайнозое: Левофролихинский разлом северо-западного простиранья, по которому заложена одноименная долина и прилегающая часть озера; ортогональный ему Правофролихинский разлом северо-восточного простиранья и секущий их оба субширотный разлом, прослеживающийся от бухты Аяя на Байкале до зал. Хобот на оз. Фролиха. В современном рельефе разломы выражены прямолинейными крутыми уступами склонов и выходами термальных вод в нижнем течении р. Фролихи. К узлам пересечения разломов приурочены глубокие впадины в пределах акватории озера. В первой половине плейстоцена существовали две отдельные долины. Левая Фролиха впадала в Байкал в районе устья р. Бирая, о чем свидетельствует обширная подводная дельта в прибрежной полосе Байкала между устьями рр. Хакусы и Бирая. Правая Фролиха впадала в Байкал в районе бухты Аяя. При дегляциации среднеплейстоценовых ледников, спускавшихся с Баргузинского хребта, сформировались конечно-моренные комплексы, выполняющие ныне древние долины в верховьях рр. Аяя и Бирая. В начале верхнего плейстоцена в Северном Прибайкалье проявилась тийская фаза крупномасштабных тектонических деформаций (Мац и др., 1988), приведших к образованию долины-грабена нижнего течения р. Фролихи и изменивших направление стока рек с субширотного на северо-западное. С деградацией долинного ледника зырянского времени связано образование конечно-моренного комплекса, перегородившего долину (Кожов, 1972; Галкин, 1961, и др.).

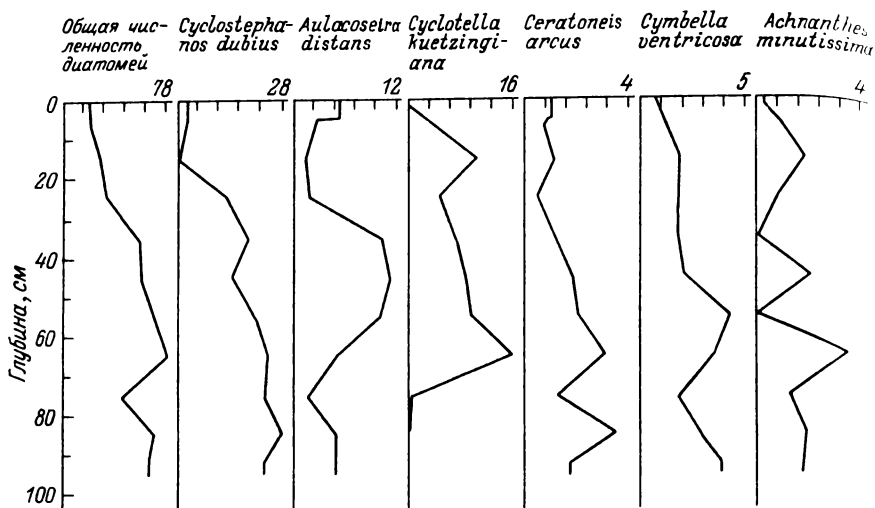


Рис. 17. Численность диатомовых водорослей в оз. Фролиха.

На рубеже верхнего плейстоцена—голоцена проявилась еще одна фаза тектонической активизации (Агафонов, 1975). В это время морфоструктурный план территории приобретает современные очертания.

Для исследования диатомовых водорослей в толще донных отложений в центральной части оз. Фролиха с глубины 40 м была взята колонка длиной 95 см.

В изученном разрезе осадочной толщи обнаружено 217 видов и разновидностей пресноводных диатомей, в их числе 20 планктонных, 72 донных вида и разновидности и 125 обитателей обрастаний. 50 % составляют бореальные диатомеи — обитатели водоемов умеренных широт. В их числе — массовые диатомеи планктона *Cyclostephanos dubius* (Fricke) Round. и *Cyclotella kuetzingiana* Thw. с разновидностью. На долю североальпийских диатомей приходится 30 %. Из массовых диатомовых водорослей к ним относятся планктонная *Aulacoseira distans* (Ehr.) Kütz. с разновидностями и представитель обрастаний *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kütz. Космополиты составляют 20 %, из них массовые — обрастатели *Achnanthes minutissima* Kütz. и *Cymbella ventricosa* Kütz.

Диатомеи были встречены во всей осадочной толще, но их численность различна на разных горизонтах. Минимальное содержание диатомей (около 20 млн створок в 1 г воздушно-сухого осадка) отмечено в поверхностном слое 0—3 см (рис. 17). Численность диатомовых водорослей возрастает в них по разрезу, достигая максимального значения около 80 млн створок/г в интервале 60—70 см. Высокая численность достигается за счет планктонных диатомей, что свидетельствует о глубоководности водоема во время формирования изу-

ченных отложений. В состав доминантов (рис. 17) входят диатомеи современного планктона стоячих и медленно текущих водоемов. Количество створок доминирующих видов составляет от 40 до 60 % общего содержания диатомовых водорослей.

В планктоне оз. Фролиха обнаружены: *Aulacoseira distans* с разновидностью, *Cyclotella comta* Ehr., *Cyclostephanos dubius* и *Synedra acus* Kutz. Наиболее распространена из них, но в небольшом количестве, *Aulacoseira distans* с разновидностью. Остальные виды встречаются единично. Состав планктонного комплекса подобен комплексу диатомовых водорослей в осадках, что свидетельствует о молодом возрасте исследованных отложений.

Диатомовый комплекс оз. Фролиха существенно отличается от диатомового комплекса Байкала, отсутствием в нем байкальских эндемиков, что свидетельствует о ледниковом происхождении оз. Фролиха, представляющем собой молодое образование.

Озеро Котокель¹

Озеро Котокель расположено на восточном побережье Байкала. Площадь его 68.9 км², длина 15 км, средняя ширина 4.60 км, глубина 12—14 м (Атлас Забайкалья, 1967). От Байкала озеро отделено горной грядой, высота которой 750—770 м, но имеет связь с ним через систему рек Исток — Коточик — Турка. Южная оконечность озера прилегает к долине р. Кика и отделена от русла последней холмистой и сильно заболоченной низменностью. В озеро впадает девять небольших водотоков. Береговая линия осложнена наличием заливов и ограничивающих их мысов. Вода оз. Котокель очень мягкая, ее жесткость в два раза меньше, чем в Байкале. Поверхностные слои насыщены кислородом, а у дна отмечается его дефицит. Летом воды озера прогреваются до 25 °С. Вследствие сильного развития планктона прозрачность воды в это время понижается до 0.6—0.8 м, в то время как зимой она составляет 5 м.

Котокельская межгорная впадина, в северной части которой находится озеро, расположена у подножия обширного сводового поднятия хр. Улан-Бургасы. Впадина начала формироваться в неогене (Иметхенов, 1987).

В начальную стадию дифференциации рельефа юго-восточного Прибайкалья шло накопление нижних грубообломочных фаций, выполняющих формирующиеся отрицательные структуры.

Далее накапливались красноцветные глинистые породы в условиях неглубоких озер или лагун за счет близкого переотложения пород охристой песчано-галечной толщи. В плейстоценовое время впадина была занята обширным озерным водоемом. Судя по наличию террас высотой 60 м и более (Данилевский, 1938), площадь палеозера была значительно больше современной: оно занимало всю Котокельскую и, возможно, Нижнетуркинскую впадины и являлось по сути заливом

¹ А. Г. Трофимов, Г. П. Черняева, В. А. Мишарина.

древнего Байкала, связь с которым осуществлялась через понижения рельефа в устьях рр. Кика, Турка и в урочище Ярцы, где современный водораздел высотой 12—15 м сложен озерно-аллювиальными песками. На наличие такой связи между озерами указывает присутствие скелетных игл байкальских губок в отложениях 60-метровой террасы Котокеля (Кожов, 1972).

По данным А. Б. Иметхенова (1987), отложения 60—80-метровых террасо-увалов юго-восточного Прибайкалья датируются средним плейстоценом и соответствуют верхам кривоярской свиты Забайкалья. Верхняя часть разреза 10—12-метровой террасы Байкала и аллювий 7—9-метровых террас рр. Селенги, Итанцы и их притоков имеют каргинский возраст. Следовательно, оз. Котокель обособилось от Байкала в конце верхнего плейстоцена.

В 1990 г. по программе международных исследований, связанных с изучением палеолимнологии Байкала, проведено бурение на берегу оз. Котокель. Получена скважина мощностью 160 м.

Пробы на диатомовый анализ отбирались по всему разрезу скважины. В этих же горизонтах изучалась пыльца. В составе диатомей выявлено 194 таксона видовой и внутривидовой принадлежности. Доля планктонных видов очень незначительна (4.6). В их составе встречаются виды и разновидности рода *Aulacoseira*: *A. italica* (Ehr.) Sim. et var. *valida* (Grun.) Sim., *A. granulata* (Ehr.) Sim., *A. distans* var. *alpigena* (Grun.) Sim. Основная же роль в составе диатомей принадлежит бентосным сообществам — обитателям дна и обрастаний, соответственно составляющим 55.2 и 40.2 %. Здесь отмечены разнообразные представители 31 рода, относящиеся к классу *Pennatophyceae*. Наиболее часто встречаются виды родов *Eunotia*, *Navicula*, *Pinnularia* и *Cymbella*.

Распределение диатомей по разрезу скважины характеризуется неравномерностью, когда диатомосодержащие слои чередуются со слоями, практически не содержащими остатков водорослей. Таким образом, выделяется несколько периодов в развитии палеоводоема и соответственно диатомовой флоры.

Наиболее насыщенным створками диатомей является нижний интервал 106—77 м (рис. 18), где, хотя и в незначительном количестве, присутствуют планктонные виды *Aulacoseira italica*, *A. distans* var. *alpigena*, *Cyclotella meneghiniana* Kütz., *Stephanodiscus rotula* (Kütz.) Hendey; богаты и разнообразны по составу пенатные диатомы. Минимальное количество планктонных видов и обилие сообществ дна и обрастаний характеризуют палеоводоем как неглубокий, со спокойными условиями осадконакопления. Вода имела несколько повышенную минерализацию, на что указывает состав диатомей — большинство встреченных видов относится к галофильным и индифферентным.

В спорово-пыльцевом комплексе отложений преобладает пыльца древесных, среди которых доминирует пыльца хвойных пород — разнообразные ели, сосна сибирская, сосна обыкновенная, постоянно присутствуют пихта, кедровый стланник (рис. 19). Из мелколиственных в комплексе отмечаются береза, ольха, ива. Травянистый покров

состоит из злаковых, осоковых и разнотравья. Споры представлены сфагнумом, многожковыми, в небольшом количестве присутствуют плауны и плаунки. Данный спектр свидетельствует об умеренно теплом и влажном климате. На горизонте 93.5 м в составе спорово-пыльцевого комплекса резко падает общее количество пыльцы, в том числе и древесных пород. В результате наступившего похолодания появляется пыльца *Betula sect. Nanae*. Диатомеи на изменение климата отреагировали уменьшением числа видов и численности створок.

Далее происходит иссушение водоема, и диатомеи в это время отсутствуют. В этих отложениях содержание диатомовых створок меньше, чем в предыдущем диатомосодержащем слое. Происходит сокращение как численности створок, так и числа видов. Отсутствуют планктонные виды, уменьшается разнообразие бентосных диатомей, исчезают многие бореальные виды, одновременно увеличивается роль североальпийских. Этот период жизни палеоводоема фиксируется как более мелководный.

На ухудшение условий в палеоводоеме повлияло, очевидно, резкое похолодание климата, что нашло отражение в составе спорово-пыльцевого комплекса, где резко сокращается количество пыльцы древесных пород, в частности хвойных (до 6 %), значительно увеличивается (до 80 %) количество пыльцы трав. Среди них доминируют осоковые, злаковые, маревые, полыни, эфедра и разнотравье; спектр характеризует растительность с редким древостоем и большой долей безлесных пространств.

Выше (35—28 м) восстанавливается роль хвойных лесов, как и прежде состоящих из ели, сосны сибирской и обыкновенной, пихты, кедрового стланника с небольшой примесью лиственницы, березы, ольхи и ивы при минимальном количестве трав.

Такой же спектр, но с большим количеством пыльцы ели и мелколиственных пород характеризует и период времени, в течение которого формировалась толща в 28—10 м.

Диатомеи в этом интервале встречены на двух горизонтах (26 и 10 м) и представлены бентосными *Pinnularia viridis* с разновидностями, *Navicula amphibola*, *Amphora ovalis*, *Didymosphenia geminata*, многочисленны представители родов *Eunotia*, *Cymbella*. На последнем этапе (9 м и выше) среди диатомей вновь, хотя и единично, появляются планктонные виды: *Aulacoseira italica*, *A. granulata*. Состав диатомей этого периода имеет много общих видов с первым периодом, но количество их створок заметно беднее. Абсолютным доминантом на этом горизонте является *Didymosphenia geminata*. В составе палинокомплекса опять наметилась тенденция к сокращению пыльцы древесных пород и соответственно увеличению пыльцы трав.

Таким образом, данные по диатомеям и пыльце указывают на неоднократно изменяющуюся обстановку осадконакопления в палеоводоеме, последовательное чередование теплых и холодных климатических фаз.

Выявленные климатические колебания и изменяющиеся в связи с этим условия в палеоводоеме несомненно связаны в плейстоцене со сменой периодов оледенений и межледниковий, которые в Прибай-

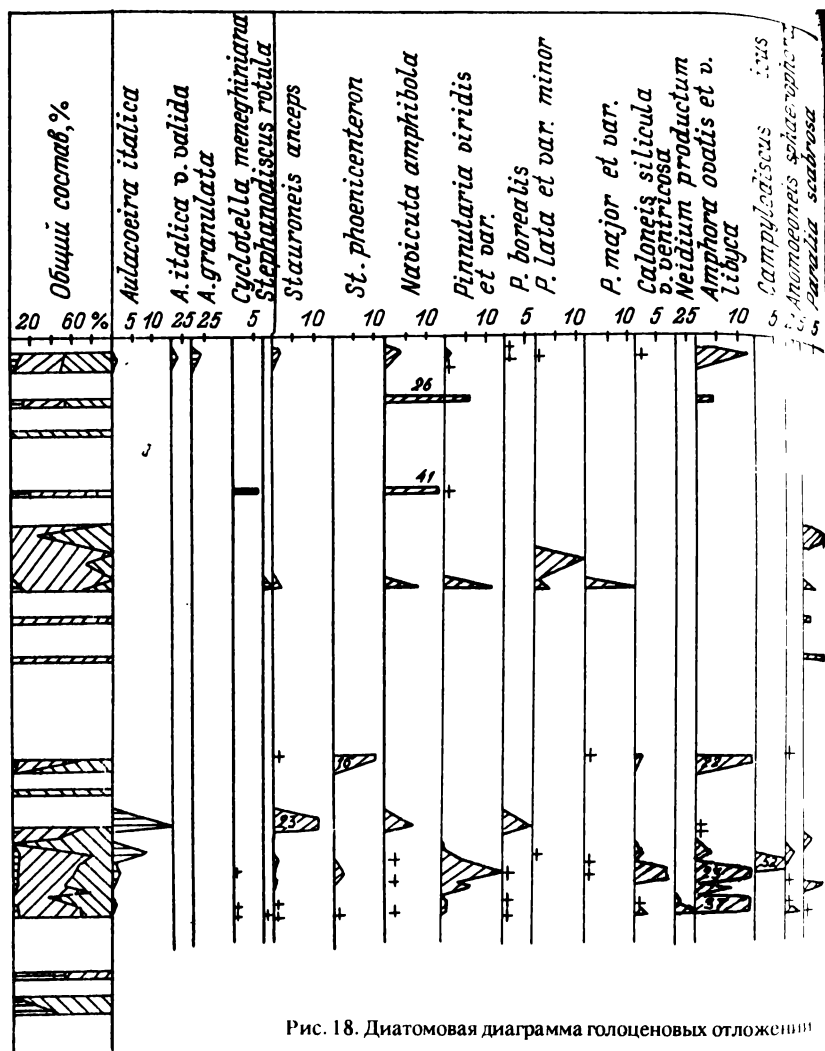
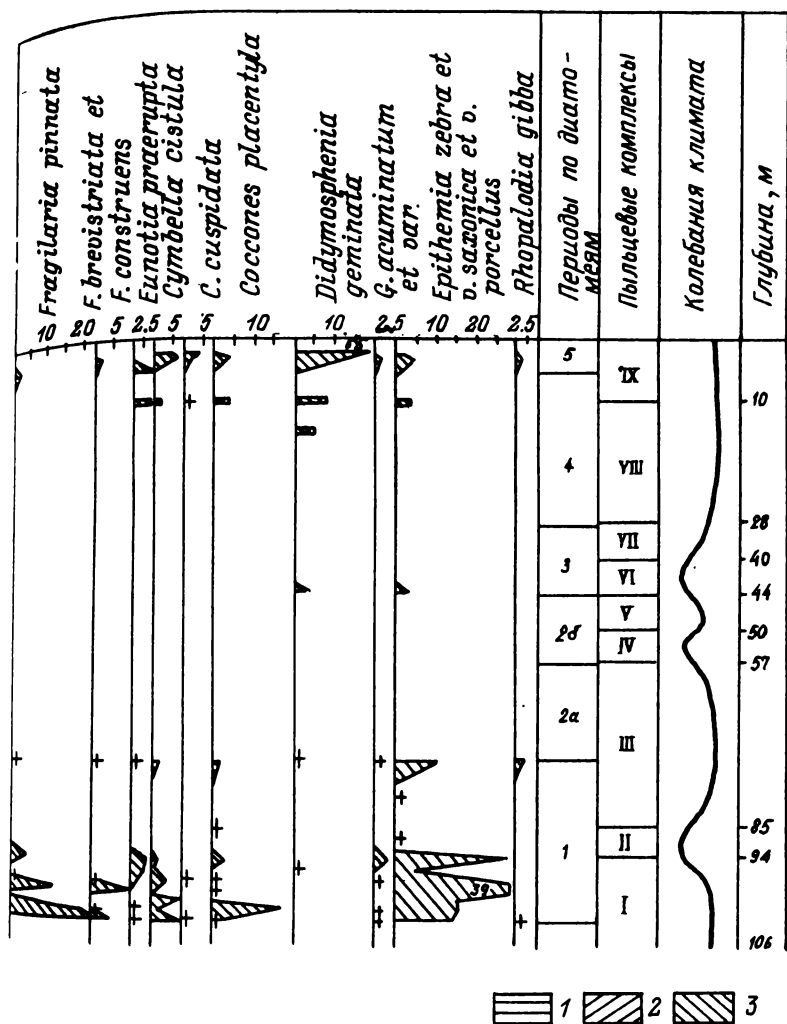


Рис. 18. Диатомовая диаграмма голоценовых отложений

— планктонный

калье проходили на фоне активных тектонических подвижек. Учитывая приближенность озера к акватории Байкала, можно предположить тесную зависимость уровня воды в оз. Котокель в плейстоцене от такового в Байкале.

Н. В. Кордэ (1968) исследована шестиметровая колонка донных осадков комплексным биологическим методом. Колонка прошла голоцен, достигнув пребореала. В приведенном списке диатомовых водорослей указано 100 таксонов, среди которых отмечено присутствие байкальского эндемика — *Cyclotella baicalensis* Skv.



оз. Котокель Северо-Восточного Прибайкалья.

2 — обростатели, 3 — донные.

По результатам альгологического и палинологического анализов (Кордэ и др., 1968) удалось установить, что на протяжении голоцена в этом регионе неоднократно менялись фазы теплого и холодного климата, происходило снижение и повышение уровня озера Котокель. Верхние горизонты свидетельствуют об обмелении водоема в результате заполнения его осадочным материалом и зарастания дна макрофитами.

До недавнего времени оз. Котокель имело важное рыбопромысловое значение (Егоров, 1950), однако увеличение антропогенной на-

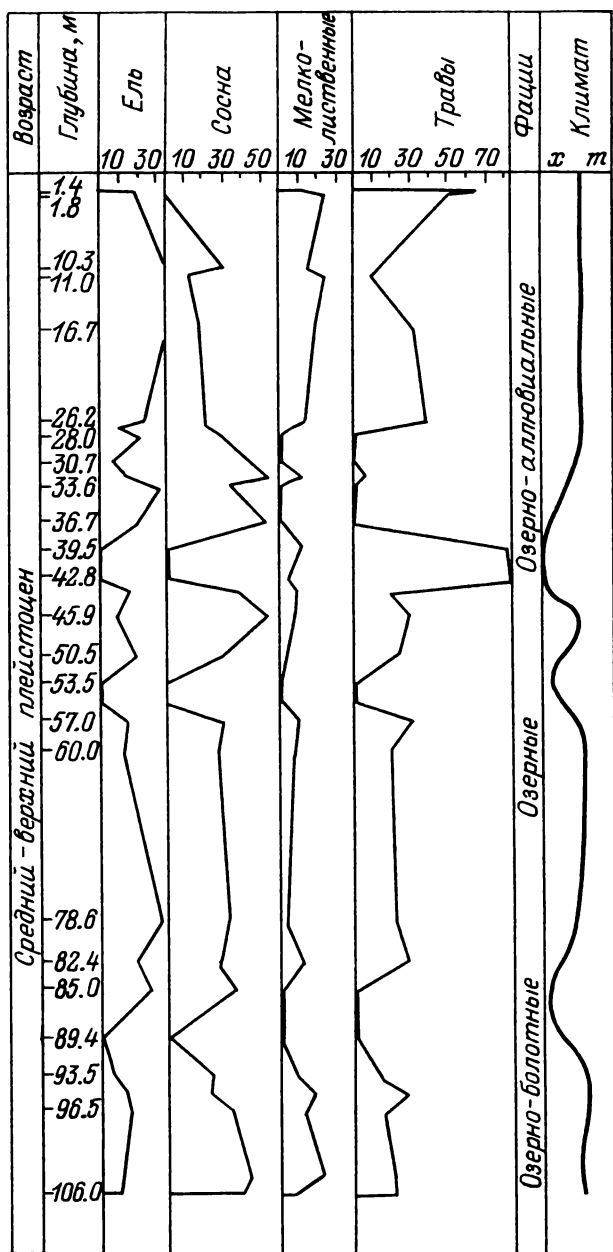


Рис. 19. Палинологическая диаграмма голоценовых отложений оз. Котокель.

грузки привело к значительному сокращению улова, и в настоящее время возрастает рекреационное значение этого водоема.

ЗАБАЙКАЛЬЕ¹

К востоку от Байкала простирается обширная горная страна — Западное Забайкалье, в котловинах и речных долинах которой в настоящее время расположены разнотипные озерные бассейны. Эта территория окружена со всех сторон горными хребтами, являющимися не только орографическими барьерами, но и границами различных климатических, ландшафтных и биогеографических зон. Западное Забайкалье находится между двух климатических областей — Северо-Сибирской холодной арктической и Южной полупустынной и жаркой аридной. Таким образом, Западное Забайкалье по своей природе весьма неоднородно. Многочисленные озера на этой территории по своему географическому положению, истории, происхождению и физико-химическим свойствам воды образуют три специфические группы: Гусино-Удинскую, Витимского плоскогорья и Олёкмо-Витимской горной области.

Озеро Гусиное

На самом юге Западного Забайкалья наряду с небольшими мелководными сильно минерализованными (гуджирными) водоемами выделяется одно из самых крупных в этом регионе Гусиное озеро, известное в древние времена как Хул-Нор. Гусино-Удинская впадина, в которой расположено современное озеро, ограничивается двумя параллельными хребтами (Обручев, 1929) — Хамбинским, примыкающим с северо-запада к самому озеру, и Монотойким, юго-восточного направления, являющимся водоразделом между озерной котловиной и долиной р. Селенги (рис. 20).

Длина Гусинового озера достигает 24,5 км, наибольшая ширина 8 км, глубина 16—25 м (Шостакович, 1916). Форма озера овальная, вытянутая с юго-запада на северо-восток. Плавные очертания его местами нарушаются песчаными косами, конусами выноса временных потоков и отдельными неглубокими заливами. На северо-западном берегу озера вдается широкий треугольный мыс Чаны, который в этом месте сужает поперечник озера до 5,1 км. Вдоль крутых восточных обрывов берега находятся каменистые отмели, усеянные щебнем и галькой, тогда как южные и юго-западные берега и примыкающие к ним подводные склоны сложены тонкими глинисто-песчаными отложениями. Берега озера практически лишены какой-либо растительности, и лишь на склонах Хамбинских гор произрастают лесные массивы сосны, ели, лиственницы и березы. Озеро проточное и питается главным образом за счет небольшой речки Цаган-Гол и притока Темник, стекающих с Хамбинского хребта.

¹ Г. Г. Мартинсон.

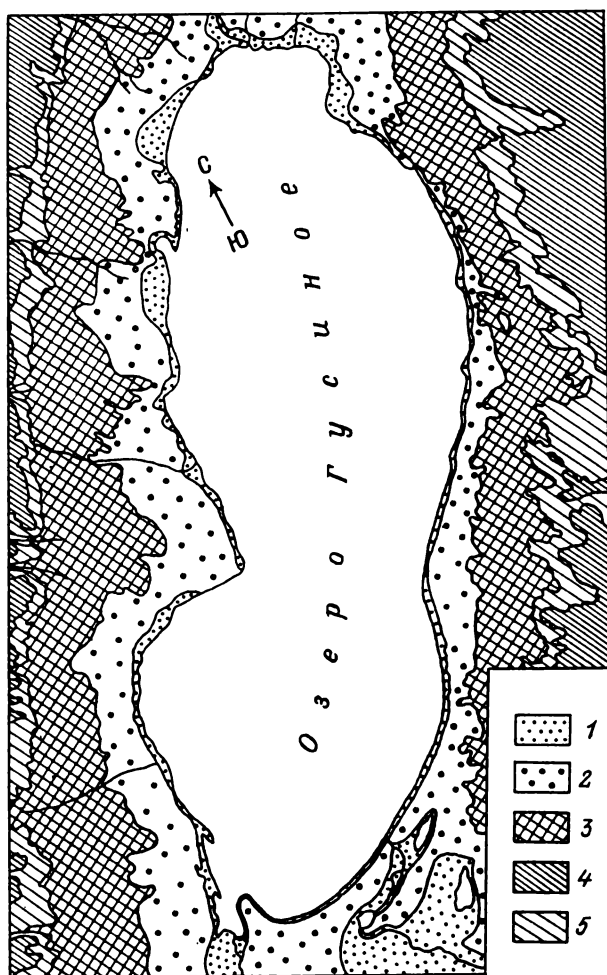


Рис. 20. Схематическая геоморфологическая карта Гусиного озера (по Флоренсову, Лариной, 1937). Масштаб: 1 : 200 000.

1 — затопляемое побережье, 2 — нижние террасы, 3 — верхние террасы, 4 — склоны с остатками 200-метровой террасы, 5 — склоны и плоские водоразделы.

Вода озера, по данным А. А. Захваткина (1932), пресная; более поздние исследователи (Франк-Каменецкий, Ваксберг, 1933) отмечали наличие в воде Na_2O и CO_2 , что характеризует его как содовое озеро, находящееся в стадии значительного опреснения. Установлено, что концентрация солей в озере менялась весьма часто в зависимости от проточности и динамики водных масс. Планктон и бентос здесь мало изучен, из рыб наиболее промысловыми являются окуневые.

Геологическим бурением вскрыты мощные пласты древних озер-

но-аллювиальных отложений, что свидетельствует о древности озерной котловины, однако древние водоемы ничего общего с современным озером не имели. Древняя синклинальная депрессия на протяжении всей геологической истории имела тенденцию к прогибанию с накоплением рыхлых континентальных осадков мощностью до 2000 м. Вертикальные колебательные движения для окружающих хребтов носили характер поднятий, а для межгорных долин — преимущественно опусканий. Этим и объясняются неустойчивость осадконакопления и смена фаций в древних озерах. В результате разнонаправленных тектонических движений озера временами расширялись, обводнив соседнюю Загустайскую долину, временами сильно мелели, зарастали, образуя торфяные и угольные пласты (Флоренсов, Ларина, 1937). Колебательные движения происходили почти непрерывно, начиная с верхнего мезозоя, и продолжаются до настоящего времени. Исследования молодых четвертичных отложений, представленных глинами, озерными илами и галечниками, по литологическим данным и спорово-пыльцевым спектрам подтверждают молодость современного озера. Ряд исследователей прошлого века (Бестужев, 1854; Лисовский, 1898, и др.) утверждали, что современное Гусиное озеро возникло лишь в 1720 г. На его месте находились якобы два небольших водоема, которые благодаря тектоническим процессам и опусканию дна соединились в единое озеро. Это утверждение в последнее время некоторыми геологами оспаривается.

В итоге строительства Гусиноозерской тепловой электростанции озеро испытывает возрастающее антропогенное воздействие.

Озера Витимского плоскогорья¹

Северо-восточнее Гусино-Удинской впадины, отнесенной Д.-Б. Базаровым (1986) к аридной зоне, находится обширное Витимское плоскогорье с признаками повышенной увлажненности, на котором расположен целый ряд озерных бассейнов, заполняющих многочисленные впадины (рис. 21). Площадь Витимского плоскогорья 120 тыс. км². Озерные системы образуют цепочки водоемов, связанных между собой протоками или небольшими речками. К наиболее южным озерным районам относится Ивано-Арахлейская группа водных бассейнов, включающая озера Шакшинское, Арахлейское, Иваново и Тасей (рис. 22); северо-западнее находится более древняя система Еравнинских озер: Большое и Малое Еравнинское, озера Харго и Исингинское (Ендрихинский, 1974). Как Арахлейские, так и Еравнинские озера мелководные, с низкими илистыми, местами заболоченными берегами. Вода — несколько повышенной минерализации.

На протяжении кайнозоя озерные бассейны на Витимском плоскогорье возникали и развивались в условиях дифференцированных тек-

¹ Г. Г. Мартинсон.

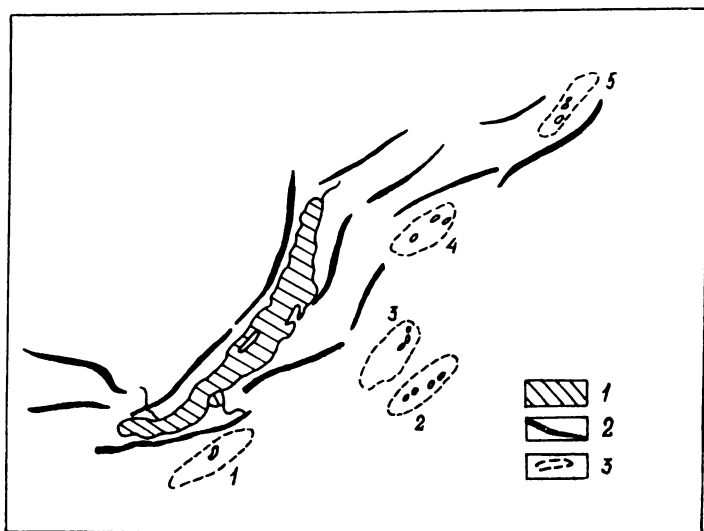


Рис. 21. Расположение озерных районов в Западном Забайкалье (по Лут, 1982).

1 — акватория оз. Байкал, 2 — горные массивы, 3 — озерные районы (на схеме): 1 — Гуино-Удинский, 2 — Ивано-Арахлейский, 3 — Еравнинский, 4 — Баунтовский, 5 — Олёкмо-Витимский.

тонических движений, составляя обязательный элемент ландшафта. По мнению Н. А. Логачева (1974), наиболее древней является система Еравнинских озер, которая в настоящее время продолжает сильно деградировать. Помимо названных крупных озер на Витимском плоскогорье повсеместно встречаются небольшие мелководные, бессточные, сильно засоленные (гуджирные) водоемы, не содержащие какой-либо биоты. У подножия Южно-Муйского хребта находится Баунтовская впадина длиной в 240 км и шириной 30 км, в которой расположены озера Баунт, Бусони и Кипылкши. Наиболее типичным для этих мест является оз. Баунт, изученное Н. А. Флоренсовым (1960), Е. А. Черемисиновой (1973) и другими исследователями. Озеро длиной более 25 км имеет языкообразную форму и вытянуто с юго-запада на северо-восток. На севере оно ограничено крутыми обрывами Южного Муйского хребта. Изучение донных отложений и состав диатомовых водорослей свидетельствуют о древности озера. Нижние горизонты глин, песков и гравия (мощностью около 200 м) отнесены к олигоценному возрасту покрываются миоценовыми озерными отложениями — алевролитами, аргиллитами и диатомитами. На них лежат плиоценовые базальты, покрытые красноцветными отложениями плейстоцена и мощной толщей современных илистых песков. Е. А. Черемисинова (1973) выделила два этапа развития оз. Баунт.

Первый этап характеризуется накоплением аргиллитов с прослоями алевролитов (глуб. 11—22,5 м), содержащих *Melosira jousiana* Moiss., *M. praeolistans* Jouse, *M. praegranulata* Jouse, *M. praeislandica*

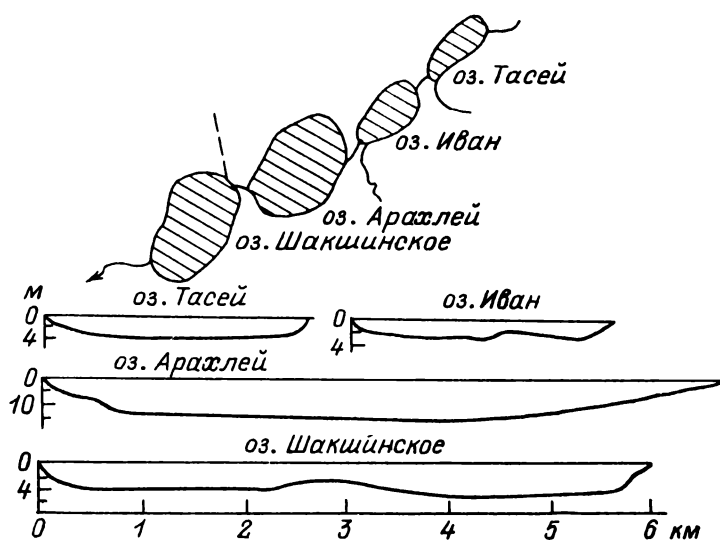


Рис. 22. Схема расположения и типичные профили озер в Ивано-Арахлейской котловине (по Лут, Агафонову, 1968).

Jouse, *M. scabrosa* Östr., *M. undulata* (Ehr.) Kütz. и *Thalassiosira* sp. Массовое развитие планктонных диатомей в нижней части разреза свидетельствует о значительных глубинах озера и наиболее высоком его уровне в неогене.

Второй этап развития озера характеризуется образованием многослойной толщи, в которую входят переслаивающиеся алевроиты, пески и илистые пески (глуб. 00—11.1 м), и отличается комплексом диатомей следующего состава: *Melosira praedistans* Jouse, *M. scabrosa* Ostr., *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun., *T. lacustris* Ralfs., *Didymosphenia geminata* (Lyngb.) M. Sale. В этом комплексе количество диатомей резко снижается, многие массовые планктонные формы исчезают или встречаются в меньшем количестве, нет бентосных форм. Все это указывает на значительную смену гидрологического режима и характера осадконакопления в озере. Глубоководные фации со спокойной седиментацией (аргиллиты) сменяются мелководными песчанисто-слоистыми фациями, что, по-видимому, связано с воздействием тектонических перестроек. Современное озеро, судя по составу диатомовых водорослей и фауне беспозвоночных, сохраняет некоторые эндемичные формы. Значительное обмеление водоема связано с интенсивным заполнением его котловины осадочным материалом.

Озера Олёмко-Витимского нагорья¹

Олёмко-Витимское нагорье, сформировавшееся к началу оледенения, имеет целую систему озерных бассейнов. Наиболее значительная группа олиготрофных водоемов включает Большое и Малое Леприндо, Леприндакан и Давачан, расположенные на водоразделе рр. Куанды и Чары. Несколько в стороне расположено оз. Орон, прилегающее к р. Витим. Здесь в отличие от сильно пенеппенизированного рельефа Витимского плоскогорья в глубоких котловинах большей частью ледникового и тектонического происхождения расположен ряд довольно крупных озер (Лут, Агафонов, 1968).

Озера Леприндо (рис. 23), Леприндакан и Давачан находятся в юго-западной оконечности Чарской тектонической впадины. Вершины гор поднимаются над долиной на 1500—1800 м. Дно долины изрыто ледниками, оставившими после себя холмы и гряды морен, между которыми рассеяна масса небольших бессточных озер. Склоны гор покрыты редкоствольной лиственной тайгой, пышным моховым и лишайниковым покровом, а также зарослями кустарниковых березок, болотного богульника. На повышенных местах господствует кедровый стланник.

Вода в озерах пресная, прозрачность ее от 7 до 8 м; М. М. Кожов и А. А. Томилов (1949) установили довольно богатый состав планктона. Водная растительность развита слабо. Каменистое дно в прибрежной полосе совершенно лишено макрофитов. Из бентосных животных встречаются моллюски, олигохеты, байкальская полихета, нематоды, личинки ручейников. Озера довольно богаты рыбными запасами. По водной флоре и фауне перечисленные озера мало чем отличаются друг от друга, а возникновение их было связано с ледниковым периодом.

Несколько иными свойствами обладает оз. Орон, входящее также в группу озер байкальской рифтовой зоны. В плане оно вытянуто с юго-востока на северо-запад и сообщается с р. Витим посредством протоки длиной в 1 км.

С юга и востока к озеру подступают массивы Олёмко-Витимского нагорья, с запада и севера — горы Делюн-Оронского хребта. Котловина оз. Орон по форме и общим морфологическим признакам имеет характер типичного трога с симметричными склонами. Следы деятельности ледников, хорошо сохранившиеся на каменистых берегах, позволяют считать котловину озера если не выпаханной, то переуглубленной ледником. Большая глубина в верхнем конце озера, крутые и обрывистые склоны гор юго-восточного берега свидетельствуют об интенсивных тектонических процессах, имевших место при формировании озерной котловины. Длина озера равняется 23,8 км, площадь с островами — 4550 км². Пятидесятиметровая изобата удалена от берега местами не дальше 100 м.

Грунты озера в мелководной части представлены рыжевато-бурым

¹ Г. Г. Мартинсон.

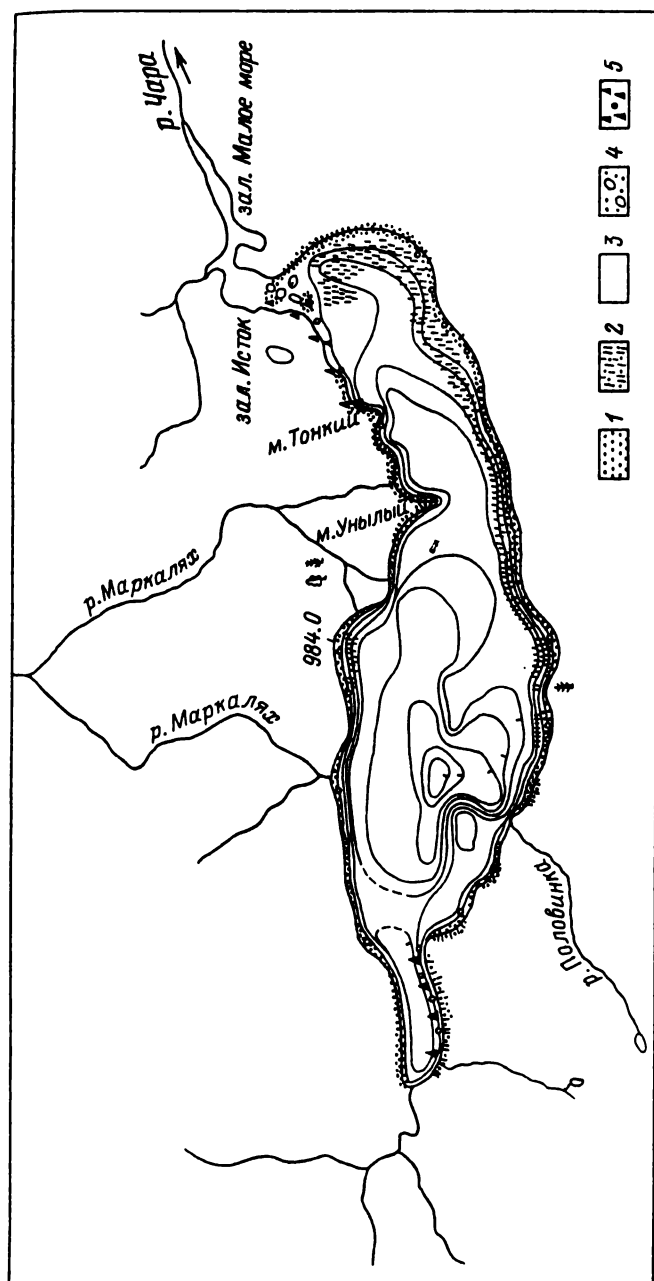


Рис. 23. Схематическая карта оз. Леприндо (по Тамилову, 1954).

1 — песок, 2 — заиленный песок, 3 — ил, 4 — камни на песке, 5 — камни и валуны.

и зеленовато-бурым илом с примесью очень мелкого песка, который местами сменяется мелким заиленным голубовато-серым песком. Вседно озерного ложа на глубинах покрыто темно-серым, тонкоструктурным илом, занимающим площадь в 36.14 км².

Дно мелководных участков почти сплошь покрыто густым ковром мхов *Sphagnum*, *Drepanocladus*. Совершенно отсутствуют макрофиты.

Вода в озере голубовато-зеленого цвета, прозрачность ее достигает 7—8 м. Летом температура поверхности на открытом пространстве находится в пределах от 12.1° до 16.4°. Вода очень слабо минерализована и отличается исключительной мягкостью. Видовой состав планктона довольно беден. Единичными экземплярами представлены водоросли *Fragilaria*, *Tabellaria* и *Surirella*, а из животного планктона господствуют веслоногие раки. В бентосе преобладают олигохеты, полихеты, турбеллярии, моллюски, хирономиды и ручейники.

Несомненно, что глубокие олиготрофные озера Олёкма-Витимской горной страны и северная часть Витимского плоскогорья генетически связаны с системой тектонических впадин байкальской рифтовой зоны. Вмешательство ледников сыграло большую роль в формировании этих озерных котловин.

К концу плейстоцена значительно увеличивается акватория озер в Баунтовской, Ципиканской, Еравнинской и других впадинах. По мнению А. С. Ендрихинского (1974), на рубеже плейстоцена и голоцена завершилось формирование современных озерных бассейнов Витимского плоскогорья.

Глава 6

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Нижнее Приамурье¹

Нижнее Приамурье представляет собой огромную малонаселенную территорию площадью свыше 250 тыс. км², лежащую на восточной окраине Евразийского материка в нижнем течении р. Амура между 50 и 54° с. ш. (рис. 24). Характерной ее особенностью является обилие озер, преимущественно мелких, которых насчитывается 23 тысячи. Озер площадью свыше 100 км² среди них немного, но именно им принадлежит основная роль в воспроизводстве рыбных богатств. Площадь зеркала большинства крупных озер приближается к 300 км² (табл. 2). Однако их средняя глубина очень мала и не превышает 2.5 м. Почти на всех озерах преобладают глубины 1—2 м, кроме Чля и Чукчагирского, где доминируют глубины 2—3 м (рис. 24).

Очертаниями крупные озера напоминают овалы размером 10 × 30 км, вытянутые в северо-восточном направлении в соответст-

¹ Ю. А. Микишин.

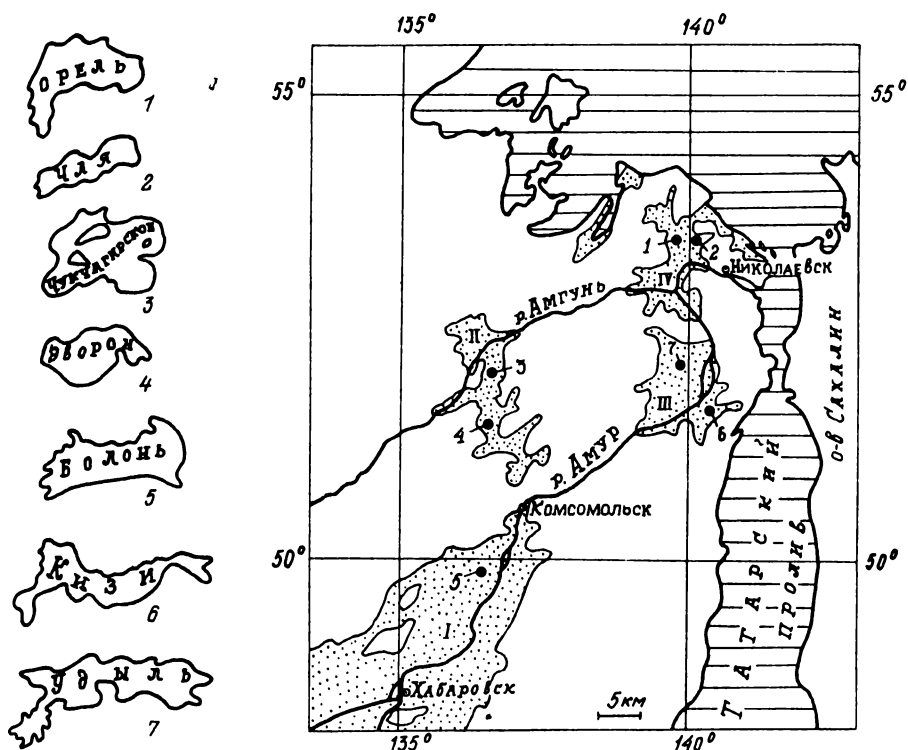


Рис. 24. Расположение больших озер (1—7) в Нижнем Приамурье.
Впадины: I — Среднеамурская, II — Эврон-Чукчагарская, III — Удиль-Кизинская, IV — Нижнеамурская (Амуро-Амгуньская).

вии с простираанием геологических структур, что подчеркивает их тектоническое происхождение. Лишь озера Удиль и Кизи имеют более сложные очертания береговой линии и состоят из 3—4 плёсов, связанных между собой довольно узкими проливами. Анализ геологических и геоморфологических структур позволил обосновать тектоническое происхождение озерных котловин, которые возникли в самом начале кайнозоя (Варнавский, 1971). Характерная черта всех этих впадин — блоковое строение, выраженное сочетанием грабенов и грабеноподобных погружений и разделяющих их горстов и выступов. Поднятые блоки докайнозойского фундамента часто выступают на поверхность в виде небольших островных гор среди аккумулятивных равнин либо островов среди озер.

Большая часть горных областей водосборов образована породами мезозоя: шире других развиты верхнеюрские породы, представленные кремнистыми, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, ритмично переслаивающимися с алевролитами, песчаниками и гравелитами (водосборы озер Эврон, Удиль, Болонь и Орель). Впадины

Таблица 2

Морфометрические характеристики больших озер Нижнего Приамурья

Озера	Площадь, км ²		Удельный водосбор	Длина, км		Ширина, км		Глубина, м		Открытость, 1/км ²	Объем, млн. м ³	Высота уровня (Набс.), м
	акватория	водосбор		озеро	береговая линия	макс.	ср.	макс.	ср.			
Чукотинское	376	690	1.8	31.6	112	22.4	11.9	7.0	2.4	157	900	69.60
Удиль	345	12000	34.8	49.0	224	11.0	7.0	3.9	1.3	265	460	4.30
Болонь	339	12600	37.2	35.0	159	15.0	9.7	5.0	0.8	424	270	17.75
Орель	305	4800	15.7	35.0	100	13.0	8.7	3.4	2.0	152	600	2.10
Кизи	282	4900	17.4	51.0	163	9.2	5.5	3.9	1.3	217	370	3.57
Эворон	230	5500	23.9	24.0	73	11.7	9.6	2.0	1.3	177	300	73.50
Чля	143	400	2.8	23.5	68	8.6	6.1	3.6	2.2	65	320	0.88

заполнены кайнозойскими отложениями озерного, озерно-аллювиального, аллювиального генезиса мощностью от 200—500 до 2600 м. Плейстоценовые отложения представлены аллювиальными, озерными и озерно-аллювиальными осадками разного гранулометрического состава. Мощность их обычно не превышает 100—110 м. На равнинах межгорных депрессий отмечаются серии аккумулятивных террас озерного, озерно-речного и речного происхождения. Самый низкий гипсометрический уровень (1—3 м) образует позднеголоценовая пойма рек, достигающая у Амура ширины 10—40 км. Первая надпойменная аккумулятивная терраса занимает наибольшие площади. Высота ее колеблется от 3—5 до 8—10 м. На побережьях больших озер первая терраса имеет озерное происхождение и сложена преимущественно верхнеплейстоценовыми голубовато-серыми глинами и алевроитами с прослойками песков. Вторая аккумулятивная терраса имеет относительную высоту 8—15 м и постепенно повышается к тыловому шву до 20 м. Часто наблюдаются плавные переходы террас от низких к высоким.

Основные черты климата Нижнего Приамурья определяются его положением в умеренных широтах и муссонной циркуляцией атмосферы. Зимой в результате действия сибирских антициклонов район находится под влиянием холодных и сухих воздушных масс, выносимых из внутренних областей материка. Количество осадков в это время невелико и составляет 10—20 % годовой нормы. Высота снежного покрова не превышает 60 см. Весна обычно холодная и затяжная. Положительные среднемесячные температуры воздуха устанавливаются в мае и только на юге (оз. Болонь) — в апреле. Наиболее теплые месяцы — июль—август. Выпадение осадков нередко носитливневый характер, особенно при прохождении циклонов и тайфунов, и приводит к резкому повышению уровня воды в реках и озерах.

Гидрологический режим озер определяется водным режимом их притоков и Амуром, сообщение с которым происходит по широким протокам, за исключением озер Эверон и Чукчагирского. Резкое преобладание дождевого питания — характерная черта водного баланса рек бассейна Амура: на него приходится 60—85 % годового стока. Снеговое питание составляет от 5 до 20 %, подземное — 10—20 % (Ресурсы..., 1975).

Термический режим озер во многом определяется р. Амуром. График изменения температуры воды в озерах повторяет таковой в р. Амуре. Минерализация воды озер очень низкая — 20—50, реже 90—120 мг/л с преобладанием бикарбонатных и хлористых солей натрия, кальция и магния (Щербаков, 1971). Вода большинства озер летом имеет слабокислую и нейтральную реакцию, реже — слабощелочную. Насыщение озерных вод кислородом обычно возрастает от 60 % в июле до 70—112 % в сентябре и октябре. Зимой и в начале весны количество кислорода в воде во всех озерах резко падает (Лебедев, Зубец, 1979). Прозрачность воды очень низкая. Весной, сразу после разрушения ледового покрова, она составляет 1.5 м, летом из-за резкого увеличения притока мутных вод и частых волнений уменьшается до 0.2—0.4 м. Цвет воды в связи с высоким содержи-

Баланс наносов и средняя скорость осадконакопления в озерах

Озеро	Наносы, тыс. т				Средняя скорость осадконакопления, мм/год
	поступающие с водосбора	поступающие из Амура	выносимые из озера	отлагающиеся на дне	
Болонь	180	194	142	232	0.36
Кизи	70	175	118	127	0.24
Чля	6	70	51	25	0.09
Чукчагирское	10	—	1	9	0.01

ем гуминовых кислот темно-желтого и желтовато-коричневого цвета. В период массового цветения водорослей вода приобретает зеленоватый оттенок. Особенности гидрохимического режима озер во многом отражаются и на химическом составе донных отложений. Низкое содержание кальция в отложениях объясняется незначительным его количеством в воде. Соответственно высокая концентрация железа в воде впадающих рек приводит к накоплению его в осадках. Преобладающая кислая среда озерных вод и высокая насыщенность их кислородом определяют окислительную среду осадконакопления.

Основная масса обломочного материала поступает в озера с речным стоком — из р. Амура. Размыв береговых уступов и глинистых бенчей дают незначительную часть наносов. Осадки попадают в озера главным образом во взвешенном состоянии. Реки поставляют преимущественно песчано-алевритовые и алеврито-пелитовые осадки. Для расчета баланса твердого стока были использованы следующие данные: количество взвешенного материала, поступающего с водосбора, 10—16 т/км² (Прыткова, 1960); количество влекомого — 10 % объема взвешенного; мутность вод притоков — 20—50 г/м³, Амура — 70 г/м³ (Ресурсы..., 1975).

За год на дне озер отлагается от 9 до 230 тыс. т осадков. При плотности озерных отложений алеврито-пелитового состава 1.9 г/см³ (Сохина, Цеквава, 1975) средняя скорость осадконакопления для озер, лежащих в пойме Амура, приблизится к десятым долям миллиметра (табл. 3), а для малопроточного оз. Чукчагирского, потерявшего связь с р. Амгунью около 60 лет назад, составляет всего одну сотую миллиметра. Сравнение средней глубины каждого озера, для которого производились расчеты, со средней скоростью седиментации показало, что они связаны обратной зависимостью (Микишин, 1983). Характеристика донных осадков дается на основе гранулометрических анализов (табл. 4).

Валунно-глыбовые отложения (> 100 мм) встречаются на всех озерах, занимая незначительные (0.3—1.5 %) площади и формируются на бенчах и пляжах абразионных берегов. Галечники (10—100 мм) поступают в озера в результате абразии берегов, сложенных коренными породами, и в небольших количествах поставляются ре-

Таблица 4

Гранулометрический состав современных отложений больших озер Нижнего Приамурья

Тип отложений	Содержание, %					Медианный диаметр	Коэффициент сортировки
	Галька	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит		
Гравий песчанистый	1.0—5.0	50.0—87.0	11.0—39.0	0.3—0.7	—	1.20—2.40	1.5—2.6
Песок гравелистый	0.5—11.0	11.0—42.0	50.0—89.0	0.3—16.0	—	0.29—0.80	1.5—3.2
Песок среднезернистый	1.0—5.0	7.0—9.0	84.0—99.0	0.1—2.3	—	0.17—0.40	1.2—1.6
Песок мелкозернистый		0.8—1.1	90.0—99.0	0.5—9.0	0.5—1.0	0.17—0.25	1.15—1.4
Песок алевритовый		0.3—0.7	47.0—82.0	16.0—41.0	1.10—11.0	0.10—0.17	1.2—1.8
Алеврит крупный		0.1—0.5	20.0—41.0	47.0—66.0	16.0—25.0	0.06—0.09	1.6—3.2
Алеврит мелкий		—	3.0—25.0	45.0—76.0	16.0—46.0	0.018—0.055	2.1—3.9
Пелит		—	1.0—4.0	15.0—47.0	51.0—84.0	0.0015—0.009	2.6—3.9

ками. Гравийники (1—10 мм) и гравелитовые пески выносятся малыми реками и накапливаются на берегах озер, где ими сложены приустьевые аккумулятивные выступы, реже — пляжи, косы и пессыпи. Пески среднезернистые (0.5—0.25 мм) развиты исключительно на пляжах. Мелкозернистые пески широко распространены на прибрежных отмелях озер Болонь, Удыль, Кизи, имеющих небольшую среднюю глубину. Пески алевритовые чаще залегают глубже мелкозернистых, но иногда замещают их вместе с алевритами на прибрежных мелководьях вблизи устьев рек и протоков. Алевриты (0.1—0.01 мм) вместе с алевритовыми песками занимают большие площади дна озер Орель, Болонь, Удыль и Кизи, вблизи устьев рек. Пелиты (< 0.01 мм) накапливаются в условиях спокойной седиментации на полого-вогнутых днищах озер на глубине более 1.5—2 м и в небольших лагунах. Пелиты центральных частей озер имеют светло-, зеленовато-серый цвет и незначительную примесь мелкозернистого песка.

Главным фактором, обуславливающим формирование и распределение донных осадков по крупности, служит глубина озер, определяющая наряду с открытостью степень волнового воздействия на дно, а также местоположение мощных источников обломочного материала.

Геохимическая характеристика озерных отложений с использованием валового химического анализа, определения органического углерода, аутигенного кремнезема и pH водной вытяжки свидетельствует, что в отложениях всех типов резко преобладают кремнеземы, окись алюминия и окись железа (табл. 5). Содержание органического вещества в осадках озер сильно изменяется и контролируется их гранулометрическим составом, причем в каждом типе возможны значительные колебания. Такая же закономерность прослеживается в распределении органического углерода и аутигенного кремнезема (табл. 5). Минимальное количество органического вещества (< 1 %) фиксируется в средне- и мелкозернистых песках, слагающих пляжи и мелководья озер. В пелитовых илах, выстилающих дно небольших лагун, обнаружено максимальное (20 % и более) содержание органики, органического углерода (свыше 7 %) и аутигенного кремнезема (до 8.5 %). Обилие органики в лагунах объясняется расположением их в приустьевых областях рек, выносящих много растительного детрита. Большие величины потерь при прокаливании (12—14 %), органического углерода (3—5 %) и аутигенного кремнезема (4—6 %) характерны и для пелитов открытых частей озер.

Определение pH озерных отложений показало, что формирование большинства их типов происходит в слабокислой среде, а среднезернистых песков, накапливающихся на пляжах, — в нейтральной среде (табл. 5). Окислительная обстановка обусловлена гидрохимическим режимом, обеспечивающим высокое насыщение воды кислородом. Величины pH хорошо согласуются с отношением окисного железа к закисному ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$). Аутигенный кремнезем в отложениях представлен главным образом створками диатомовых водорослей. В современных отложениях больших озер обнаружено 196 таксонов диато-

Таблица 5

Среднее содержание органического вещества (в %), аутигенного кремнезема, pH и окислительно-восстановительный коэффициент ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) в донных отложениях озер Нижнего Приамурья

Осадок	Сорг.	SiO_2 аутиг.	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	pH водной вытяжки
Песок	0.17	1.58	4.77	6.05
Алеврит	0			
крупный	0.68	3.70	3.15	5.90
Алеврит				
мелкий	1.43	3.92	3.04	5.63
Пелит	3.61	5.48	2.84	5.47

мей рангом ниже рода (Микишин, 1980). Планктонные диатомеи составляют всего 5 % общего количества таксонов, но они получили массовое развитие в озерах и преобладают в донных осадках. В отложениях всех озер доминирует *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Sim., реже встречаются *A. distans* var. *alpigena* (Grun.) Sim., *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz., *C. stelligera* Cl. et Grun. и *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz. Бентосно-планктонные диатомеи встречаются редко (не более 3 %) и не достигают большого разнообразия. Чаще других отмечаются *Cyclotella operculata* (Ag.) Kütz., *Melosira varians* Ag., *Synedra ulna* (Nitzsch). Ehr. Наибольшее видовое разнообразие принадлежит бентосным диатомеям, составляющим 92 % от числа всех таксонов: *Navicula* (30 таксонов), *Pinnularia* (24), *Fragilaria* (19), *Eunotia* (20), *Cymbella* (12), *Stauroneis* (11) и *Gomphonema* (10). Створки бентосных форм встречаются в осадках не часто, обычно менее 1 % (каждый вид). Чаще других отмечаются *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun. с вариантами, *F. pinnata* Ehr., *Amphora ovalis* Kütz. и *Navicula lanceolata* (Ag.) Kütz. Массовое развитие бентосные диатомеи получают лишь в прибрежных частях оз. Эворон, где на их долю приходится до 75 % створок в осадке. Обилие их, скорее всего, связано с распространением здесь зарослей камыша, служащих субстратом для обрастаний.

Пресноводные виды — олигогалобы — индифференты, составляют 78.2 % от числа таксонов. Обитатели слабоминерализованных вод (галофобы) занимают второе место по числу видов — 13 %, но не достигают большого количественного развития.

Галофильные диатомеи составляют 7.7 %, но заметного развития достигает лишь *Fragilaria pinnata* Ehr. В современных отложениях найдены единично два типичных мезогалоба, встречены *Nitzschia punctata* (W. Sm.) Grun. в пляжных песках оз. Орель и *Brebissonia boeckii* Ehr. — в илах оз. Удыль.

По географическому распространению 43 % диатомей в осадках — бореальные виды, характерные для умеренных широт, 18 % — северные и североальпийские, достигающие массового раз-

вития в горах и водоемах высоких широт, и 38.2 % — космополиты, живущие в пресных водоемах всех природных зон. Содержание створок диатомей в озерных отложениях изменяется в очень больших пределах: от 3.8 тыс. до 127 млн на 1 г сухого вещества. Поскольку створки имеют малые размеры, минимальные концентрации створок отмечаются в грубообломочных отложениях береговой зоны, а максимальные — в тонких илах зон спокойной седиментации.

В позднем плейстоцене озера Нижнего Приамурья вступают в трансгрессивную фазу, которая лучше всего просматривается в опорном разрезе озерных отложений «Сарапульское» (Ахметьева, 1977; Сохина и др., 1978). Характер отложений разреза свидетельствует о большой длительности трансгрессивной фазы, продолжавшейся в течение межледниковья и, возможно, первого похолодания позднего плейстоцена.

В Эворон-Чукчагирской депрессии следы Сарапульской трансгрессии сохранились на окраинах впадины в виде узких полосок террас (высотой 15 м и более) и многочисленных разбросанных повсеместно плосковершинных холмов или вытянутых гряд длиной 2—3 км и шириной несколько сотен метров. Относительная высота их 2—7, реже 8—10 м (севернее оз. Эворон — до 14 м). Литологический состав разнообразен и отражает все озерные фации: песок, галечники, сцементированные песком, суглинки и супеси.

В Удыль-Кизинской и Амуро-Амгуньской впадинах озерные осадки Сарапульской трансгрессии залегают в нижней части разреза 5—20-метровых террас на побережьях озер Удыль, Кизи, Орель и Чля и представлены глинами и тонкослоистыми суглинками с включениями древесных остатков. Их спорово-пыльцевые спектры представлены пылью берез (54 %), хвойных — (до 20 %) и широколиственных пород: лещины, липы, дуба, ильма, ореха и граба (в сумме до 7 %). Мощность отложений составляет 8—14 м.

Сарапульская трансгрессия сменилась регрессивной фазой, охватившей большинство больших озер, за исключением, возможно, водоема, существовавшего на месте опорного разреза «Сарапульское». Регрессия совпала с верхнеплейстоценовым похолоданием, сопоставляемым с зырянским в Сибири и лазовским в Приморье.

Озеро, существовавшее в Эворон-Чукчагирской депрессии, было, возможно, полностью спущено. Активная эрозия рек, блуждавших по впадине, привела к почти полному размыву поверхности начала позднего плейстоцена, от которой и остались лишь небольшие островные массивы в долинах рек на западном побережье оз. Эворон. Они слагают верхнюю (1.5 м) часть 5—12-метровых террас и содержат, по данным Н. К. Осиповой, проводившей здесь геологическую съемку, «холодные» спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы кустарниковых видов берез (35 %) и ольховника (17 %).

В Удыль-Кизинской и Амуро-Амгуньской впадинах осадки, отвечающие регрессивной фазе, залегают в средних частях 10—20-метровых террас (интервал 5—11 м) и образованы средне-крупнозернистыми, реже мелкозернистыми песками. Для их спорово-пыльцевых спектров характерно преобладание пыльцы березы, ольхи и высокое

содержание кустарниковых берез *Betula exilis*, *B. ovalifolia* (район мыса Бавай и Кизи). На оз. Удыль это глины, суглинки и мелкозернистые пески, на оз. Чля — вязкие глины и илы, переслаивающиеся с песками, на оз. Кизи — глины с маломощными (10—15 см) прослоями глинистых песков. Спорово-пыльцевые комплексы представлены в них пылью деревьев (54 %), среди которой преобладают *Picea* sect. *Omorica* (16—46 %), *Abies* (3—11 %), *Picea* sect. *Eupicea* (3—5 %), *Pinus* s/g *Haploxyton* (5—25 %), *Betula* sp. (древовидная) — 7—16 %, *B. sect. Costatae* (1.5—7 %), а также *B. sect. Nanae* (7—29 %), и ольхой — 8—17 %. Пыльца широколиственных *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Corylus* составляет в сумме 4—3.2 %. В группе трав и кустарников преобладают злаки, осоки и вересковые. Среди споровых основная роль принадлежит папоротникам и сфагновым мхам. Озерный генезис осадков подтверждается составом диатомей, среди которых доминируют планктонная *Aulacoseira granulata* (15—54.5 %) и бентосная *Eunotia sudetica* O. Mull. (2—22 %).

В конце позднего плейстоцена озера Нижнего Приамурья вступили в регрессивную фазу, продолжавшуюся длительное время, почти до позднего голоцена. Регрессия началась еще в конце теплой (каргинской — черноручьинской) эпохи, о чем свидетельствует радиоуглеродная датировка 25800 ± 820 лет (ГИН-627) древесины из почвенного горизонта разреза озерных отложений «Сарапульское» (Ахметьева, 1977).

Озера Эворон, Кизи, Орель и Чля сократились в размерах по сравнению с периодом чукчагирской трансгрессии, но все же имели площади немного больше современных (рис. 25). Об этом свидетельствует узкая (0.5—1 км) прибрежная полоса озерной террасы, в пределах которой вскрываются озерные осадки конца позднего плейстоцена. В оз. Эворон накапливались глины, слагающие низкую (1—2 м) террасу на западном берегу. Они имеют малый удельный вес, представлены мелкими пелитами; содержание аутигенного кремнезема в них составляет 14.5 %, что в два с лишним раза больше, чем в осадках современных озер. Формирование отложений происходило в окислительных условиях: отношение $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 7.2$, $pH = 5.2$. Содержания алюминия, железа и титана почти равны, кальция, марганца и фосфора — в два раза меньше, чем в современных осадках оз. Эворон (Микишин, Ивлева, 1989), а магния почти в три раза больше. Спорово-пыльцевые спектры глин, по данным Н. К. Осиповой, отражают растительность с большим преобладанием кустарниковых берез над древесными.

Озерные осадки позднеледниковья на берегах оз. Кизи и Чля слагают самые верхи (0.7—1 м) 5—20-метровой террасы (в первом случае) и ее цоколь (во втором), представлены глинами. Характер диатомовой флоры в этих глинах свидетельствует об их накоплении в холодном заболочивающемся озере (рис. 26). В разрезах террас оз. Кизи доминирует *Neidium iridis* f. *vernale* Reich. (22 %), субдоминантом выступает *Eunotia parallela* Ehr. (13.6 %). Часто встречаются *Pinnularia brevicostata* Cl., (5.4 %), *P. isostauron* Grun. (4.7 %), *P. microstauron* (Ehr.) Cl. (6.5 %), *Eunotia triodon* Ehr. (3.9 %), *E.*

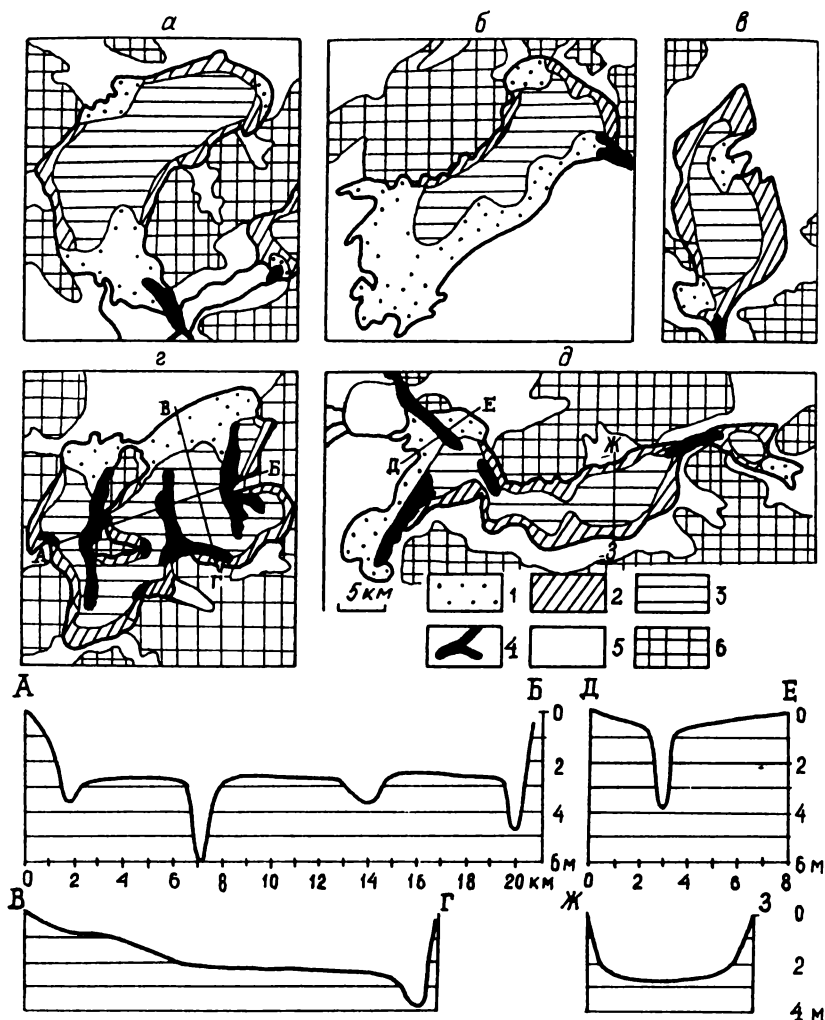


Рис. 25. Геоморфологические схемы и профили котловин больших озер.

Озера: а — Орель, б — Болонь, в — Эворон, з — Чукчагирское, д — Кизи.

1 — шлейфы выноса рек и амурских проток; 2 — склоны озерных котловин, 3 — аккумулятивная равнина дна котловин, 4 — эрозийные ложбины, 5 — аккумулятивные надводные равнины и террасы, 6 — горные массивы. АБ, ВГ, ДЕ, ЖЗ — профили озер.

praerupta var. *inflata* Grun. (8.4 %) и др. Содержание галофобов, обитателей кислых болотных вод, достигает 40 %; велико также и количество североазиатских диатомей, подтверждающих холодные климатические условия. Близкий по характеру комплекс диатомей определен Е. И. Царько и в интервале 2.0—3.5 м отложений террасы, на берегу оз. Чля (Микишин и др., 1987). В нем преобладают бентосные *Pinnularia* и *Eunotia*, среди которых господствуют

Pinnularia lata Breb.) W. Sm. (33—54 %), *P. borealis* Ehr. (18—22 %), *P. viridi* (Nitzsch.) Ehr. (до 17 %), *Eunotia praerupta* Ehr. (13—17 %), а также *E. suecica* A. Cl. и *E. bigibba* Kütz. (рис. 26). Результаты изучения диатомей, гранулометрического и геохимического состава озерных глин свидетельствуют о неоднократных колебаниях уровня а. палео Чля, предшествовавших, очевидно, следующей фазе регрессии, при которой уровень понизился на 3—5 м. Наиболее значительное расширение акватории озера зафиксировано в отложениях в интервале 2.6—3.2 м от поверхности террасы. В них существенно (до 25 %) увеличивается содержание планктонных диатомей рода *Aulacoseira* (*A. granulata* и др.), причем большинство их створок искривлено, что свидетельствует о хорошем прогреве воды в летний период (иногда таких створок отмечается в современных осадках наиболее южного оз. Болонь). Увеличивается в осадках и содержание коллоидных частиц: с 34 до 48 %. Окислительно-восстановительный потенциал этого слоя глин также снижается, что связано с увеличением глубины водоема.

Детальное радиоуглеродное датирование верхней части разреза террасы оз. Чля проведенное Г. Г. Разовой в последнее время, позволило уточнить время следующей фазы регрессии, при которой произошло осушение прибрежной полосы озер, занятой водами в позднеледниковые. Приведенная датировка — 9320 ± 120 лет, ДВГУ-ТИГ-14А (Микишин, 1983) была получена для стволов лиственницы, погребенных под слоем торфа. Возраст же веток и коры деревьев, отобранных из гумусового слоя древней почвы, которые лежат непосредственно на озерных глинах, оказался несколько древнее — 13412 ± 1916 , ДЗГУ-108.

В течение большей части голоцена осадконакопление в озерах протекало исключительно в пределах современных акваторий и, возможно, на более ограниченных площадях, если учесть, что период низкого положения базиса эрозии закончился около 5 тыс. лет назад (Левинтов, 1975). Проведенный анализ многочисленных спорово-пыльцевых диаграмм и спектров цурфов, скважин и обнажений позволяет утверждать, что озерных террас, сложенных ранне- и среднеголоценовыми отложениями, в Нижнем Приамурье нет. Отложения, вскрывающиеся в 3—5-метровых уступах (а иногда и в 1—2-метровых террасах озер Эворон и Чукчагирского, имеют позднеледниковый возраст и образовались либо в период каргинского оптимума (Q_{III}^3), либо в эпоху сартанского похолодания (Q_{II}^4). К голоцену относится лишь горизонт торфа, перекрывающий террасы слоем 1—3 м.

В позднем голоцене озера Нижнего Приамурья охватила небольшая и кратковременная трансгрессия, названная нами Удыльской. Возраст трансгрессии 2083 ± 85 лет — ДВГУ-ТИГ-43 (Микишин, 1983). В это же время (2230 ± 100 , МГУ-410) происходило и повышение уровня Амура (Сохина и др., 1978). Трансгрессия привела к формированию аккумулятивных форм: кос, пересыпей, мощных береговых валов, находящихся ныне в стадии консервации. На дне озер

она запечатлена в небольшом (0.4 м) слое илистых осадков, которые обладают исключительно пресноводной флорой диатомей, трансгрессивно залегающих на прибрежных отложениях (следы трансгрессии сохранились кое-где и на склонах холмов, примыкающих к берегам озер в виде маломощных пляжных осадков — гравий, галька). Они залегают на высоте около 3 м над уровнем современного пляжа на южном берегу оз. Удиль и по восточному берегу оз. Орель. Высоту подъема уровня, исходя из этих фактов, можно принять в 3 м. Примерно на такой же высоте находятся и вершины аккумулятивных береговых образований.

Современное состояние озер можно оценить как начало новой регрессивной фазы, наступившей после трансгрессии конца суббореала—начала субатлантики. Характер береговых процессов убедительно это подтверждает: наблюдается затухание аккумулятивных процессов и ослабление абразионных (господство отмирающих клифов); на озерах Чля и Кизи осушаются и зарастают лагуны.

Позднеголоценовый этап развития озер протекает под большим влиянием Амура, поставляющего в них массы обломочного материала, что приводит к обмелению. Низкие (высотой 0.6—2 м) озерно-аллювиальные равнины, примыкающие к озерам со стороны амурских протоков, свидетельствуют о значительном сокращении озерных акваторий.

Уменьшились площади озер Орель и Чля, составлявших в прошлом единый бассейн. Озеро Орлик, бывшее еще 300—500 лет назад заливом оз. Орель, в настоящее время почти занесено амурскими наносами, заросло растительностью и находится на последней стадии деградации.

Результаты изучения донного рельефа также свидетельствуют, что заполнение озер речными наносами продолжается. В местах впадения в озеро амурских протоков и других крупных рек сформированы мощные шлейфы выноса, своеобразные подводные дельты, вызывающие обмеление водоемов. Заносимости озер несомненно способствует резко усилившаяся хозяйственная деятельность человека в Нижнем Приамурье. Уменьшается залесенность водосборных бассейнов озер. Так, с начала века и до середины 60-х годов лесистость водосбора оз. Эворон понизилась с 60 до 51 % в результате заготовки древесины (Шейнгауз, 1971). Лесные вырубки и пожары сильно размываются ливневыми дождями. Особенно значительны площади вырубленных лесов на водосборе оз. Кизи. Своеобразной чертой ландшафтов территорий, прилегающих к населенным пунктам вокруг оз. Удиль, стали брошенные участки полей. Подобные издержки освоения земель в будущем приведут к повышению мутности рек и усилению заносимости озер (Микишин, 1980).

Таким образом, большие озера Нижнего Приамурья вступили в очередную регрессивную фазу, а главной тенденцией их современного развития является сокращение акваторий в результате заполнения котловин речными наносами. Имеющийся материал позволяет считать тектонический фактор главной причиной трансгрессивных и регрессивных этапов в развитии озер.

Южный Сахалин. Озеро Тунайча¹

Среди водоемов Сахалина самым крупным и глубоким является оз. Тунайча, занимающее северную, наиболее пониженную часть Муравьевской низменности, вытянутое параллельно береговой линии зал. Мордвинова в Охотском море. С морем озеро соединяется узкой и мелководной протокой Красноармейской. Очертаниями оно напоминает овал неправильной формы размером 28 × 10 км, с длиной береговой линии 84 км, наибольшей глубиной 39.0 м и площадью водосбора 554 км.

По морфологическому облику на озере выделяются два плёса — западный (Малая Тунайча) и восточный (Большая Тунайча). Граница между ними проходит по линии мыс Макарова — о-в Птичий — мыс Меньшикова. Западный плёс меньше и мельче восточного, глубина его не превышает 15—20 м, причем наибольшие отметки встречаются у о-ва Птичьего. Максимальная глубина восточного плёса — 39 м — отмечена в 500 м южнее мыса Меньшикова. Котловина озера имеет тектоническое происхождение и представляет собой локальную впадину, в пределах которой отмечено резкое увеличение мощности кайнозойских отложений с 300—400 до 500—1000 м (Мельников, 1970). Озеро Тунайча имеет типичную корытообразную форму с плоско-вогнутым дном (рис. 27). На северном и восточном побережьях озера и на берегах больших бухт распространены террасы и крупные береговые валы, сложенные грубыми песками с гравием и галечниками максимальной мощностью до 40 м.

Большую часть (77 %) водосборного бассейна оз. Тунайча занимает аккумулятивный и денудационный рельеф с абсолютными отметками, не превышающими 100—150 м. В строении нижнего яруса рельефа (0—40 м) выявлено несколько уровней террас, образование которых, вероятно, связано с позднеголоценовым повышением уровня моря, происходившим 1.5 тыс. лет назад. Возраст древесины, найденной на границе илистых песков и торфа (на глубине 0.60 м), составил 1340 ± 470 лет (ДВГУ-196). К этому времени, очевидно, относится и формирование песчаной косы, перекрывавшей широкий пролив в устье протоки Красноармейской. Определение возраста других образцов древесины, отобранных на участке к западу от моста с глубины 0.8 м, составил 1200 ± 470 лет (ДВГУ-220).

Озеро Тунайча по происхождению является лагунным водоемом и несколько тысяч лет назад имело активный водообмен с Охотским морем через широкий и глубокий пролив, перекрытый в дальнейшем прибрежно-морскими наносами. Морские воды в озеро в настоящее время не проникают, что подтверждается гидрохимическим составом его вод, уровнем режимом, а также составом фауны и флоры. Сток воды с водосбора составляет 3000 мм, осадки на зеркало озера дают 1035 мм и испарение с него — 400 мм. Годовая амплитуда колебаний уровня не превышает 50 см.

¹ Ю. А. Микишин, В. Ф. Рыбаков, П. Ф. Бровко.

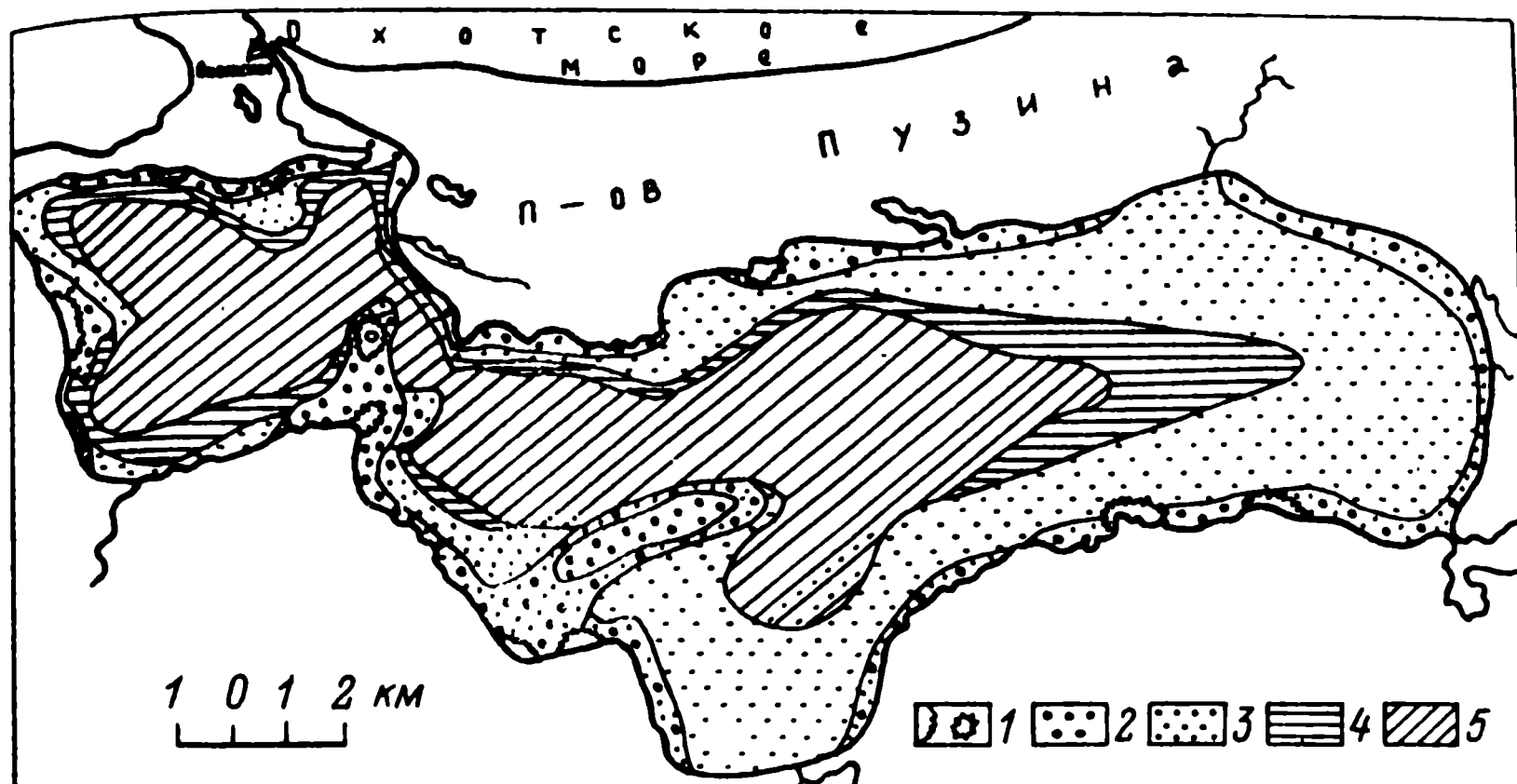


Рис. 27. Донные отложения оз. Тунайча.

1 — выходы коренных пород; 2 — галька, гравий; 3 — пески; 4 — алевриты; 5 — пелиты.

Озеро Тунайча относится к солоноватоводным бассейнам. Вода в нем по составу является хлоридной магниевой-натриевой и представляет собой разбавленную морскую. Содержание катионов магния и кальция в зависимости от сезона колеблется в пределах 213—280 и 67—74 мг/л. Характерна устойчивая хемотратификация: верхний слой воды имеет соленость 4.4—5.5 ‰, которая практически не меняется по акватории. В интервале глубин 15—20 м соленость резко возрастает до 16—17 ‰. Глубже увеличение солености замедляется, и в придонном слое (20—30 м) восточного плёса она достигает 19—22 ‰. Верхний слой в летнее время прогревается до 20—25 °С, ниже слоя скачка температура воды остается почти постоянной в течение года в пределах 5—8 °С. Наличие стратификации свидетельствует о слабом водообмене озерных вод, что подтверждается также уменьшением содержания растворенного кислорода с глубиной и присутствием сероводорода в придонных слоях. Максимальная толща льда достигает 1 м, продолжительность ледостава колеблется от 130 до 170 дней.

Прибрежная полоса озера (за исключением волноприбойной зоны) шириной в несколько сотен метров занята густыми зарослями макрофитов, произрастающих на глубине от 0.5 до 5—8 м. Преобладают рдесты и уруть колосовидная, на которых развиваются зеленые нитчатые водоросли. Зарослевая фауна представлена сообществами амфипод, изопод, гастропод, двустворок и хирономид, плотность которых превышает 60 тыс. экз./м². Средняя плотность бентосных организмов на грунтах, поросших макрофитами, достигает 83 тыс. экз./м², а на участках без растительности — 2 тыс. экз./м². Наиболее бедны жизнью илистые грунты, где средняя плотность равна 2 тыс. экз./м², биомасса — 2 г/м². Зообентос илов состоит из нематод, олигохет и личинок хирономид. На песчаных грунтах обитают фораминиферы,

нематоды, олигохеты, гарпактициды и двустворки. Основная масса донных организмов озера эвригалинные. В зоопланктоне озера наиболее массовыми видами являются веслоногие рачки. Максимальная численность их в июле составляет несколько десятков тысяч экземпляров на квадратный метр. Общая биомасса планктона, по данным Н. В. Тяпкиной, в начале 90-х годов была равна 2—4 мг/м³ в мае.

Для фитопланктона характерно интенсивное развитие синезеленых водорослей, особенно в период «цветения» в июле—августе, при температуре воды выше + 20 °С. Диатомовые водоросли развиты слабее.

В оз. Тунайча обитает 29 видов рыб, среди которых такие ценные промысловые, как сима, горбуша, кета, сахалинский таймень, относящиеся к семейству лососевых.

Изучение донных отложений водоема свидетельствует о смене характера седиментационного процесса, отражающего эволюцию озерного бассейна. Удалось установить, что вдоль абразионных берегов на подводных продолжениях мысов распространены выходы коренных пород преимущественно в виде останцов и бенчей. Между ними встречаются галечно-гравийные отложения и пески. Средняя глубина зоны их распространения 2—3 м. Галечные и гравийные осадки, характерные для верхней части подводного склона и пляжа озера, сортированы, лишены песчаного заполнителя.

Пески в озере распространены достаточно широко, особенно в восточной части Большой Тунайчи. Тонкозернистые пески практически полностью оконтуривают илистые осадки. Ширина зоны их распространения, как и мелкозернистых песков, четко связана с уклоном дна и достигает максимальных значений на пологих склонах зал. Обручева и в восточной части озера.

Алевритовые илы представлены терригенными обломочными и в меньшей мере глинистыми компонентами. Они являются уже типичными илами зеленовато-серого цвета с консистенцией от текучепластичной в поверхностном слое до мягкопластичной на глубине более 1—3 см. Алевритовые илы оконтуривают самые тонкие осадки как в Большой, так и в Малой Тунайче.

Максимальные площади распространения алевриты получили в восточной части озера. Для них характерно разнообразие бентоса, которого почти полностью лишены более тонкие осадки.

Пелитовые илы, выделенные по явному преобладанию пелитовых фракций, по сравнению с другими типами осадков имеют самые обширные площади распространения и занимают глубины от 13—15 м в Малой и до 20—39 м в Большой Тунайче. Как правило, это темно-серые до черного цвета илы, жидкие на поверхности и с явным запахом сероводорода. Содержание органики в поверхностном слое возрастает от 15—17 % в крупнопелитовом до 20—25 % в мелкопелитовом иле. Минеральная составляющая илов представлена гидрослюдой, хлоритом, смешаннослойными минералами, вермикулитом и в меньшей степени — монтмориллонитом. Содержание терригенного обломочного материала не превышает 10—20 %.

Основными источниками поступления этого осадочного материала в озеро являются береговая абразия и твердый сток рек.

Колонковое опробование показало, что верхний горизонт мелкопелитового ила до 25 см черный, а ниже переходит в зеленовато-серый. Верхние 15—25 см имеют текучепластичную консистенцию, постепенно переходящую в мягкопластичную. Мощность черного горизонта максимальная в наиболее глубокой части озера. Анализ granulометрического состава колонок показывает заметное уменьшение крупности частиц осадка в верхнем слое озера мощностью 15—20 см, что свидетельствует о значительном изменении режима на последнем этапе развития (примерно 300 лет назад), связанном с ослаблением водообмена озера с морем, в результате чего вынос мелкопелитовых частиц в море резко уменьшился и большая их часть стала аккумуляроваться в озере.

Почти по всей площади дна озера грунтовыми трубками был вскрыт прослой вулканического пепла мощностью от 0.5 до 1 см и по своему составу аналогичный пеплу вулканов о-ва Хоккайдо. Возраст прослоя пепла предварительно датируется 1500—1800 лет. Средняя скорость осадконакопления пелитовых илов составляет 0.2—0.4 мм в год.

В донных осадках оз. Тунайча сохранились створки диатомовых водорослей (Усова и др., 1980). В поверхностном слое этих осадков нами обнаружено 125 таксонов диатомовых водорослей. Подавляющее их количество относится к современной флоре. Из вымерших и ныне переотложенных в осадках встречены *Stephanopyxis schenckii*, *Actinocyclus ingens*, *Hyalodiscus radiatus*, *Aulacodiscus* sp., *Kittonia* sp., составляющие около 5 % от числа всех таксонов. Часть переотложенных диатомей характерна для миоценовых пород курасийской свиты (Шешукова—Порецкая, 1967), распространенных на водосборе Тунайчи, а *Hyalodiscus radiatus* и *Kittonia* sp. для Южного Сахалина не указываются и описаны из более древних, эоценовых отложений (Диатомовые..., 1974).

Планктонные диатомеи составляют всего 8.1 % общего числа таксонов (кроме переотложенных), массовое развитие получают лишь *Coscinodiscus jonesianus*, *Chaetoceros brevis*, *Ch. affinis* и *Achnanthes taeniata*. *Coscinodiscus jonesianus* ранее был отмечен И. А. Киселевым (1931, 1937) в опресненных и теплых водах Амурского лимана.

Наибольшее видовое разнообразие принадлежит бентосным диатомеям, составляющим 91.9 % общего количества таксонов: *Pinnularia* (12 видов и разновидностей), *Navicula* (11), *Cymbella* (8), *Diploneis* (7), *Eunotia* (10), *Gomphonema* (5).

Господствующее число диатомей (свыше 70 %) принадлежит к типичным пресноводным видам — олигогаломам и встречается в прибрежных участках, находящихся под влиянием речного стока.

Мезогалобы, типичные обитатели солоноватоводных континентальных водоемов и опресненных участков морей, каким и является оз. Тунайча, составляют 14 % от числа всех живущих ныне таксонов. К ним относятся литоральные *Melosira juergensii* *Achnanthes brevipes*, планктонная *Thalassiosira baltica*.

Морские диатомеи составляют 8.2 %; к ним относятся все массовые планктонные диатомеи: *Coscinodiscus jonesianus*, *Chaetoceros*

brevis, *Ch. affinis*, *Ch. didymus*, *Achnanthes taeniata*. Из бентосных морских чаще других встречаются *Cocconeis scutellum*, *Diploneis subcincta*, *D. interrupta*, *Synedra tabulata* и *Nitzschia granulata*.

Таким образом, в донных осадках оз. Тунайчи выделяются два диатомовых комплекса — прибрежно-морской и собственно озерный. Для первого характерно преобладание створок холодолюбивых бентосных эвригалинных мезогалобов, галофилов и пресноводных диатомей, попадающих со стоком речных вод.

Собственно озерный диатомовый комплекс развит на подножьях склонов котловины и днище озера, сложенных наиболее тонкими пелитовыми и алевроито-пелитовыми осадками. Основное ядро комплекса составляют теплолюбивые планктонные морские виды *Coscinodiscus jonesianus*, *Chaetoceros brevis*, *Ch. affinis*.

На основании изученного материала можно сказать, что история озера тесно связана с голоценовым повышением уровня Охотского моря. В течение позднеледниковья и начала голоцена тектоническая котловина Тунайчи переживала континентальный режим развития. Наиболее опущенная часть впадины, возможно, была занята пресноводным водоемом. Колонки, отобранные на глубинах 5—6 м в восточном плёсе озера (ст. 118), свидетельствуют о существовании здесь в конце пребореала—начале атлантики мелководного дистрофного водоема, развивавшегося в холодных условиях. Под тонким чехлом песчано-гравийных осадков вскрыты маломощные озерно-болотные отложения, обогащенные органическим детритом. Из этих отложений описан комплекс диатомовых водорослей с резким (70 %) преобладанием холодолюбивых североальпийских видов *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D. T. и *Eunotia robusta* Ralfs et var. *diadema* (Ehr.) Ralfs. Первая из них характерна для литорали дистрофных озер, вторая — для сфагновых болот. Из других холодолюбивых встречены *Eunotia veneris* (Kütz.) O. Mull. и *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kütz. Все диатомеи пресноводные, большинство их — галофобы — обитатели слабоминерализованных вод. Абсолютный возраст отложений, определенный радиоуглеродным методом, составил 7200 ± 1800 л. н. (ДВГУ-230). Бедный спорово-пыльцевой спектр, определенный И. Г. Гвоздевой в этих осадках, свидетельствует о произрастании в тот период голоцена березовых лесов с участием ольхи, ивы и ольхового стланика.

Проникновение морских вод в котловину озера произошло, скорее всего, в среднем голоцене, когда уровень Мирового океана стал близким к современному. В то время отсутствовала коса, перегораживающая устье протоки Красноармейской, и ширина пролива, соединявшего озеро с морем, составляла 2 км. Учитывая глубины протоки (10—13 м), можно предположить, что «морской» этап в развитии озера начался около 7000 лет назад, когда уровень океана достиг отметки -10 м. В течение последующих 2—2.5 тыс. лет происходило заполнение котловины Тунайчи морскими водами и оформление озера в его современном виде.

При максимальном подъеме уровня Охотского моря, по нашим данным имевшем место на побережье южной части о-ва Сахалин около 5900—4700 л. н., сформировались системы береговых валов и

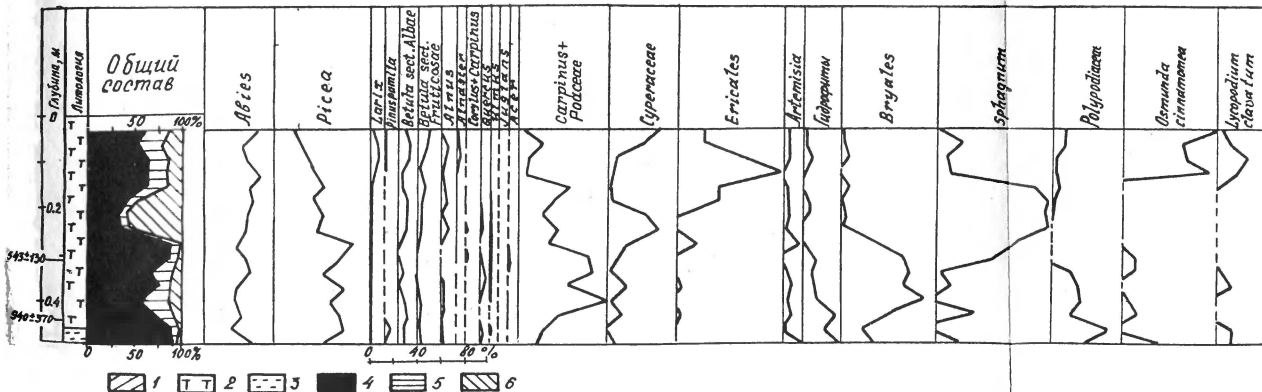
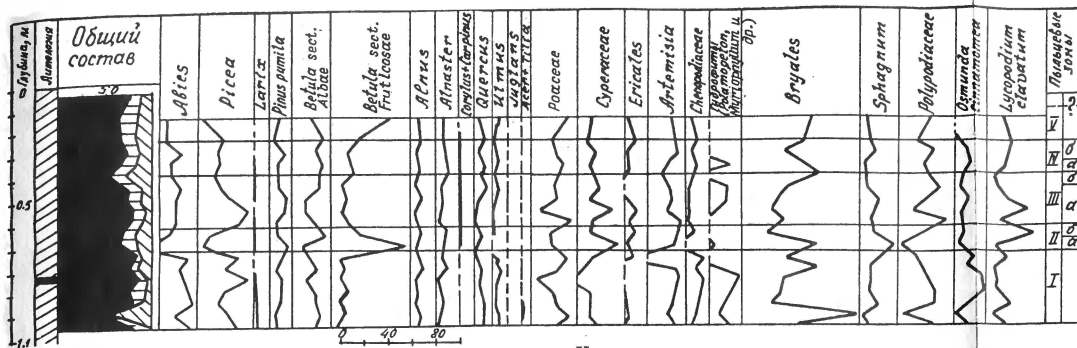


Рис. 28. Палинологические диаграммы донных отложений оз. Тунайча, ст. 134 и торфяника «Седых» (анализ А.Н. Александровой).
1 — ил пелитовый, 2 — торф, 3 — вулканический пепел, 4 — пыльца деревьев и кустарников, 5 — пыльца трав и кустарничков, 6 — споры мхов и папоротников.

пересыпи, отчленившие от Тунайчи ряд заливов. Тогда же, очевидно, сформировалась широкая (до 1 км) пересыпь в горловине пролива, соединявшего озеро с морем, после чего он приобрел размеры, близкие к современной протоке Красноармейской. После этого события, по нашему мнению, озеро вступило в следующий, «лагунный», этап своей истории, поскольку водообмен через узкую протоку значительно уменьшился и началось опреснение верхнего 15-метрового слоя водной массы.

Следующий этап развития водоема — «солончатое озеро», протекавший по крайней мере с начала субатлантики, запечатлен в колонках донных осадков, поднятых нами с центральной части дна котловины и маломощного торфяника «Седых» (рис. 28).

Анализ спорово-пыльцевой диаграммы показал, что в общем составе спектров разреза резко преобладает пыльца древесных пород (48—86 %), свидетельствуя о существовании в течение всего периода накопления осадков растительности лесного типа, преимущественно темнохвойной тайги с участием широколиственных пород и белоберезовых лесов. В разрезе выделяются пять пыльцевых зон: две холодные, две теплые и одна, близкая к современному состоянию. Была предпринята попытка связать смену растительных ассоциаций с климатическими колебаниями в субатлантике, отмеченными историческими (летописи) и археологическими данными (Монин, Шишков, 1979; Масатоси, 1983). Своеобразным репером при этом послужил верхний «холодный» горизонт (15—20 см), который мы связываем с «малым ледниковым периодом» Европы, похолоданием, закончившимся 150 л. н., начавшемся в Японии около 400 л. н.

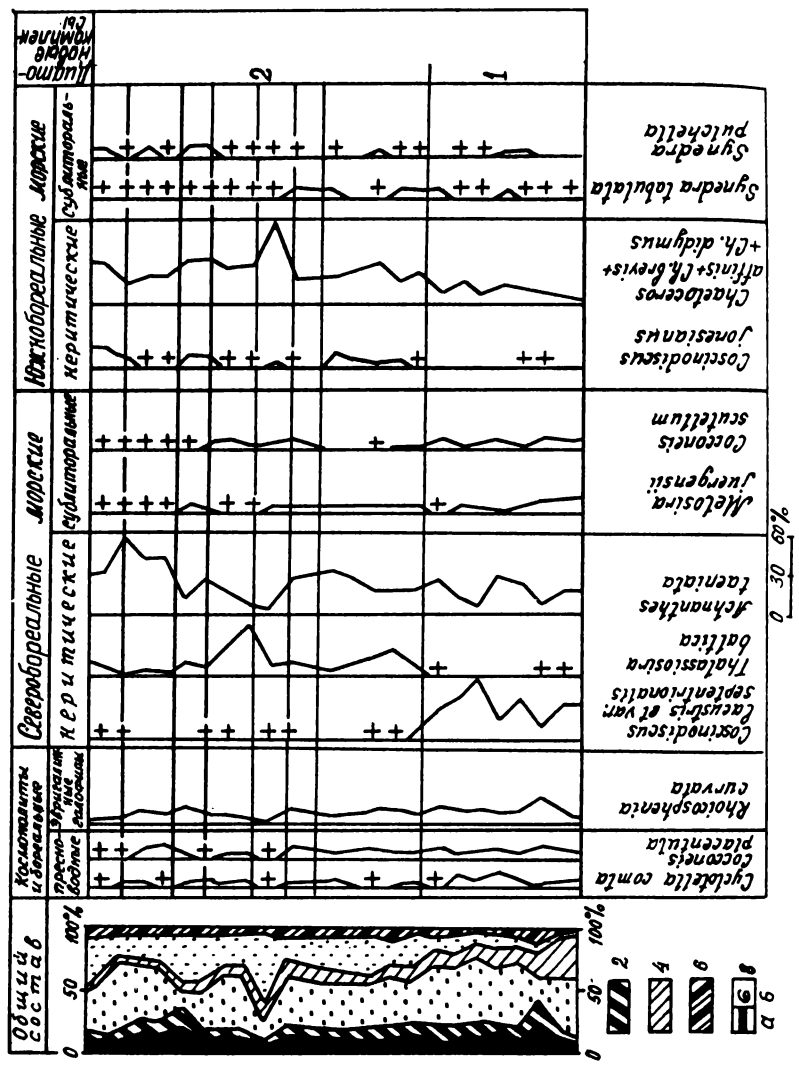
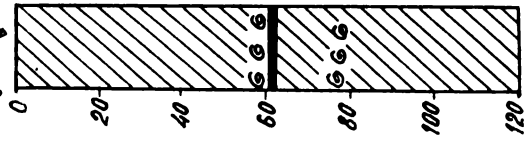
Нижележащий слой (20—40 см) с растительностью, близкой к современной, неплохо увязывается с возрастным интервалом 400—1100 л. н., для которого Масатоси указывает периоды: 500—700 л. н.— холодные зимы, но теплое лето; 800—1000 л. н.— некоторое похолодание в отличие от Европы, где эти годы были теплыми; 1000—1100 л. н.— условия, близкие к современным. Этап более холодного климата, возможно, запечатлен в интервале 35—40 см, в котором наблюдается увеличение содержания пыльцы кустарничковой березы и уменьшение роли ели и пихты.

Верхний «теплый» слой осадков на глубине 40—60 см отвечает третьей фазе развития растительности с темнохвойными лесами со значительным участием широколиственных пород; отлагался, скорее всего, в период значительного потепления второй половины VIII—IX веков (1100—1250 л. н.).

Фаза развития растительности (слой 60—70 см), характеризующая наиболее холодные климатические условия вскрытого отрезка субатлантики, возможно, формировалась около 1250—1450 л. н., когда в Японии отмечался период холодного климата.

Фаза темнохвойных лесов со значительным участием широколиственных пород (слой 70—105 см) отвечает периоду потепления, происходившему 1450—1800 л. н., сопоставляемому И. Масатоси (1983) с «построманским» Европы. К этому отрезку времени, возможно, приурочен выброс вулканического пепла, прослеженный на большей части дна озера.

Заглубка, см



0 30 60%

Исключительно слабая насыщенность осадков колонки створками диатомей не позволила провести параллельный анализ изменения диатомовых комплексов и фаз развития растительности с одних и тех же горизонтов. Анализ изменений характера диатомовой флоры проведен по колонке осадков ст. 188 (рис. 29). Прослой вулканического пепла, встреченный здесь на глубине 61—62 см, дал возможность примерно оценить время этих изменений. Следует сразу же отметить, что периоды потеплений климата необязательно должны отразиться в увеличении количества створок теплолюбивых диатомей, так как первые сопровождаются повышением уровня моря, при котором в озеро могли поступать значительно большие массы холодных морских вод (прилегающие районы Охотского моря имеют очень низкие температуры, часто даже во вторую половину лета не превышающие + 10 °C).

Один из таких периодов имел место в данном районе около 1678 ± 85 (ДВГУ-137)— 1476 ± 74 (ДВГУ-136) л. н., при котором уровень моря превышал современный по крайней мере на 1—1.5 м. Наибольшее проникновение холодных морских вод в озеро происходило лишь на первых этапах трансгрессии, до образования песчаной косы в устье протоки Красноармейской. Воды Тунайчи тогда были более солеными и холодными, нежели современные, о чем свидетельствует состав диатомовой флоры зоны 1 (интервал 117—80 см), содержали холодолюбивые морские планктонные (*Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*, *Achnanthes taeniata*) и сублиторальные (*Melosira juergensii*, *Cocconeis scutellum*) диатомеи, на долю которых приходится от 50 до 62 % створок. Теплолюбивые морские *Chaetoceros affinis*, *Ch. didymus*, *Ch. brevis*, *Synedra tabulata*, *S. pulchella* содержатся в гораздо меньшем количестве — 5—21 %. Самый теплолюбивый средиземноморский вид *Coscinodiscus jonesianus* либо вообще не отмечается, либо встречается не чаще 0.3—0.9 % (интервал 100—110 см).

Состав диатомовой флоры (зона 2) вышележащих горизонтов колонки свидетельствует о том, что она развивалась в условиях, близких к современным, без заметного влияния морских вод. Для нее характерно значительное уменьшение содержания холодолюбивых видов (до 49 %) и резкое увеличение теплолюбивых диатомей (до 62 %). Северный морской *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* почти не встречается выше 75 см, а содержание южного эвригалинного *Coscinodiscus jonesianus* увеличивается до 8 %. Возросла роль других морских эвригалинных видов, могущих жить в значительно опресненных водах, в первую очередь *Thalassiosira baltica*, количество которой в отдельных горизонтах доходит до 38 %. Изменения в составе флоры могли быть вызваны лишь уменьшением водообмена

Рис. 29. Диатомовая диаграмма донных отложений оз. Тунайча, ст. 188 (анализ Ю. А. Микишилина).

1 — пресноводные, 2 — эвригалинные галофилы, 3 — морские неритические, 4 — сублиторальные, 5 — морские южнобореальные, 6 — сублиторальные южнобореальные; литология: 7 — ил пелитовый, 8 — включения (а — вулканический пепел, б — раковины моллюсков).

Знак плюс — встречаемость < 3 %.

озера с морем, произошедшим после образования косы в устье протоки Красноармейской. Дальнейшие изменения состава диатомей происходили, очевидно, только под влиянием климатических изменений при незначительных колебаниях солености воды. Благоприятные условия, способствовавшие хорошей прогреваемости озерных вод в летнее время, отмечались в интервалах глубин 55—80, 40—45, 20—30 и 0—10 см. Содержание в них створок теплолюбивого вида *Coscinodiscus jonesianus* повышается до 8—12 %. Верхний интервал несомненно отвечает последним 100—150 годам, последующие происходили в период развития III и IV фаз растительности, а нижний пришелся на заключительные этапы существования лесов (рис. 29).

Периоды похолоданий (II и V фазы) зафиксированы в осадках на глубине 45—50 и 10—20 см снижением содержания *Coscinodiscus jonesianus* до 1.5—2.4 % и теплолюбивых видов рода *Chaetoceros*, а также резким возрастанием холодолюбивого аркто-бореального *Achnanthes taeniata*. Содержание последнего особенно велико (41—56 %) в горизонте 10—20 см, формирование которого, вероятно, происходило во время «малого ледникового периода» — 400—150 л. н. Как отмечалось, к этому же отрезку времени относится начало уменьшения крупности донных осадков Тунайчи, что могло быть вызвано, по нашему мнению, ослаблением водообмена с морем. Изменений в составе диатомей в соответствующем горизонте осадков не отмечено. Возможно, что в данном случае произошло отчленение оз. Изменчивого, бывшего ранее плёсом Тунайчи. Сейчас на месте пролива, соединявшего их, находится низменный заболоченный перешеек шириной 300—500 м.

В последние десятилетия резко увеличилось антропогенное воздействие на оз. Тунайча. Сильно вырублен лес на многих участках водосбора, что несомненно приведет к увеличению скорости накопления донных осадков из-за повышенной мутности притоков. Кроме того, в середине 70-х годов был построен мост через приустьевую часть протоки Красноармейской у с. Охотского; при этом большая ее часть была просто засыпана грунтом, что вызвало резкое обмеление устьевой зоны и полное прекращение доступа морских вод в озеро. К 90-м годам по сравнению с данными конца 60-х годов произошло некоторое опреснение озерных вод: в слое скачка на горизонте 15—20 м соленость изменялась раньше с 6 до 16—17 ‰, в 1990 г. — с 4.0 до 13.2 ‰. Для восстановления природного равновесия в озере необходимо углубление протоки Красноармейской, без которого затруднен проход лососевых рыб на нерест в реки водосборного бассейна Тунайчи.

Часть III

ИСТОРИЯ ОЗЕР СЕМИАРИДНОЙ И АРИДНОЙ ЗОН

Глава I

ОЗЕРА ЛЕСОСТЕПНОЙ И СТЕПНОЙ ЗОН ЗАПАДНОЙ СИБИРИ¹

Обширная территория Западно-Сибирской низменности является северной частью Срединного региона Азии. Этот регион образует величайшее в мире равнинное пространство, протягивающееся с юга на север почти от субтропиков до северных тундр и Ледовитого океана. Зональная структура природных условий в пределах этой территории четко подразделяется на две разнотипные области — южную и северную. Зоны и подзоны прослеживаются более или менее широтно и последовательно сменяют друг друга при движении с юга на север. Баланс тепла и влаги является одной из причин существования и динамики развития этих ландшафтных зон. Для лесостепной и степной зон на юге Западной Сибири характерен аридный и семиаридный климат.

Рельеф южной части низменности отличается обилием замкнутых котловин различных очертаний, размеров и глубин, часть которых занята бессточными, сильно минерализованными озерами. Большинство этих водоемов находится в низовьях древних водотоков, стекавших в прошлом с северо-восточных склонов Кокчетавской возвышенности и Казахского мелкосопочника. Между некоторыми озерами (Калибек, Алатоба, Кашкарой, Теке и др.) встречаются руслообразные понижения, свидетельствующие о том, что во влажные эпохи они затопливались озерными водами, а сами озера становились сточными.

По своей конфигурации многие небольшие замкнутые котловины отличаются правильной округлой формой, в них скапливаются воды временных потоков (рис. 30). Значительные колебания уровня воды в озерах Западной Сибири способствовали озерной абразии, разрушению их берегов и донных отложений. На аэрофотоснимках местности четко прослеживаются береговые и прибрежные формы рельефа и осадочные толщи былых озер. Так, например, ясно видны береговые абразионные уступы, прибрежные и береговые валы, косы, дельтовые образования в долинах. Следы этой древней озерной деятельности позволили установить основные крупные этапы динамики озер в послеледниковье и голоцене.

¹ И. А. Волков, В. С. Волкова, Г. Г. Мартинсон.

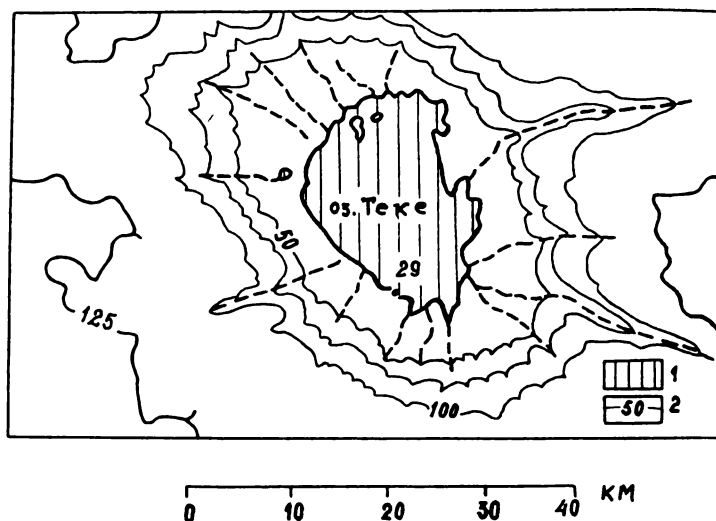


Рис. 30. Характерная форма мелководных озер Западно-Сибирской низменности. Озеро Теке.

1 — зеркало озера, 2 — изогипсы.

Для восстановления истории озер на юге Западно-Сибирской низменности большое значение имело исследование развития водных бассейнов, расположенных в обширных котловинах Камышловского Лога, оз. Чаны и в Сулимском займище в Барабе.

В древней долине р. Камышловки, именуемой Камышловским Логом и протягивающейся в восточном направлении от северного склона Кокчетавской возвышенности, расположен ряд замкнутых котловин, которые в конце позднеледниковья (14—10 тыс. лет назад) превратились в озера. Об их существовании свидетельствуют рельеф местности, абразионные уступы и донные отложения озер. Эти водоемы являлись характерной чертой озерного ландшафта в конце плейстоцена. Озера Камышловского Лога в настоящее время переживают стадию регрессии. Они имеют горько-соленую воду, а их береговая линия почти всюду удалена от древних береговых уступов, некогда выработанных озерной абразией (Волков, Волкова, 1982).

Хорошим примером динамики развития водоемов в Камышловском Логе является оз. Таранкуль, расположенное в верхней части этого Лога. Основные этапы его развития таковы: накопление на дне котловины (еще до возникновения озера) покровного субаэрального лёссовидного суглинка; высокое (на 3 м выше современного) стояние уровня озера, во время которого образовался береговой абразионный уступ (рис. 31, а); длительное стояние озера на уровне, близком к современному; новейшее резкое поднятие уровня озера по крайней мере на 2—2.5 м, образование прибрежных кос и валов, сложенных грубыми наносами; регрессия вод до современного положения уровня оз. Таранкуль (Волков, Волкова, 1982).

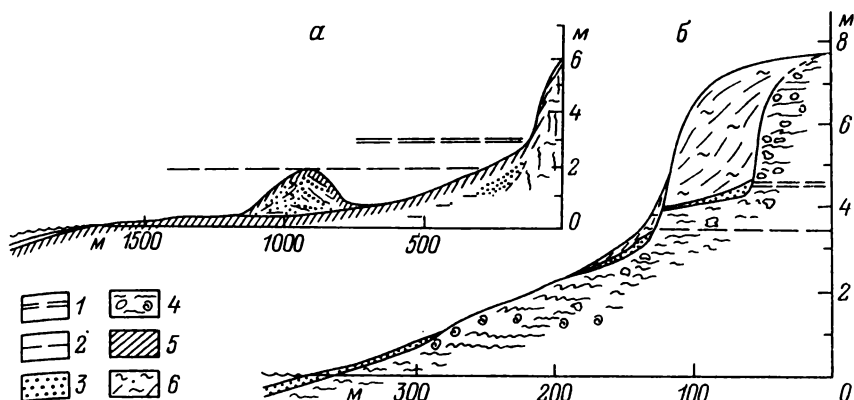


Рис. 31. Строение склонов озерных котловин Камышловского Лога (по Волкову И. А. и Волковой В.С., 1982).

a — южная часть котловины оз. Таранкуль. *б* — южная часть котловины оз. Камышловского

1 — максимальный уровень озер в древнюю трансгрессию; 2 — то же в максимум новейшей трансгрессии озер; 3 — древние озерные валы, сложенные песками и галькой; 4 — плиоценовые глины с раковинами моллюсков; 5 — слой древней почвы; 6 — лёссовый суглинок.

Вторым примером является история развития другого крупного внутриводораздельного озера — Камышловского, расположенного в средней части долины, южнее ст. Ганькино. Современное озеро ограничено с юга низменной наклонной поверхностью, внешним краем которой служит древний озерный абразионный уступ. Эта поверхность, так же как и уступ, имеет абразионную природу. Она выработана в плиоценовых глинах с мергельными конкрециями, в которых расположен богатый комплекс пресноводных моллюсков. В канавах, шурфах, расчистках, скважинах, в области древнего абразионного уступа и вблизи него вскрыты два прослоя грубозернистого (песчано-гравийного) берегового озерного наноса, примыкающих к древним породам (рис. 31, б). Древний прослой сформировался при максимальном уровне озера, во время которого возник сам уступ. Он выклинивается на высоте около 4.5 м над современным озером и перекрыт мощным слоем делювия, отлагавшимся в течение длительного времени. Верхний слой образовался при стоянии уровня озера на высоте порядка 4 м и сформировался недавно.

Есть все основания считать, что палеогеографические этапы, установленные для озер Таранкуль и Камышловского, были едины для большинства озер котловин Камышловского Лога, образовавшихся в голоцене.

Самым крупным естественным водоемом на юге Западно-Сибирской низменности является оз. Чаны, расположенное в лесостепной зоне центральной части Барабинской степи. Озеро имеет сложную конфигурацию и состоит из двух частей — Больших Чанов с примыкающим оз. Яркуль и Малых Чанов. Озеро имеет большое количество заливов, часть которых в настоящее время обособлена. Берега озера сравнительно низкие, выступающие над акваторией на 1—2 м и лишь

местами — на 3—4 м. Длина оз. Чаны 82,5 км, ширина 36 км. Максимальная глубина на Ярковском плёсе 8,5 м, основная же часть прибрежной зоны отмеляя, глубина нарастает здесь постепенно, и 30 % площади озера приходится на участки с глубиной до 1 м. Для мелководных плёсов характерны низкая прозрачность и хорошая перемешиваемость вод. Площадь водосбора равна 29 930 км² (Пульсирующее..., 1982).

Крупные озерные бассейны в районе современного оз. Чаны возникали в плейстоцене неоднократно, следы их сохранились лишь в виде толщ озерных отложений, залегающих под верхнечетвертичными осадками (Волков, Волкова, 1982).

Установлено широкое распространение в оз. Чаны песков, алевритов и пелитовых илов. Песчаные отложения распространены в прибрежных частях и имеют желтовато-серую, иногда черную окраску. Алевритовые илы слагают центральные зоны плёсов. Осадки пелитового типа преимущественно встречаются в узких заливах и в районах островов (Пульсирующее..., 1982). В Тагано-Казанцевском и Ярковском плёсах встречаются выходы плотных глин серовато-палевой окраски более древнего возраста. Основными компонентами химического состава донных отложений являются карбонаты, терригенный материал и органическое вещество. За весь период накопления осадков не происходило существенных изменений их вещественного состава, заметны только небольшие колебания в составе карбоната кальция и органического вещества. Более подробные сведения об истории развития оз. Чаны приводятся в следующей главе, посвященной этому водоему.

На основании палинологических анализов донных осадков и прибрежных террас озер юга Западной Сибири палеогеографическая граница между атлантическим и суббореальным периодами фиксируется на глубине 150 см осадочных толщ и датируется по ¹⁴C 3500 ± 80 лет (ТА-1390). С этого времени начинается аридизация климата в регионе. Среди пыльцы травянистых растений усиливается роль ксерофитов, главным образом маревых, которые указывают на господство в новейшее время степных формаций и существенное уменьшение увлажненности климата.

Исходя из концепции многовековой изменчивости общей увлажненности материков, А. В. Шнитников (1957, 1968) выделил эпохи трансгрессии и регрессии озер на юге Западной Сибири, связанные с изменениями климата: атлантическая трансгрессия — 4—4,3 тыс. л. н., суббореальная регрессия — 2,8—3,5 тыс. л. н., последняя субатлантическая трансгрессия — 1,8—2,8 тыс. л. н. Снижение общей увлажненности в современную эпоху приводит к усыханию озерных систем Барабинской и Кулундинской степей.

Озеро Чаны¹

Самым крупным естественным водоемом на юге Западной Сибири является оз. Чаны, расположенное на границе лесостепной и степной зон, крупнейший пресноводный бессточный водоем Западной

¹ П. Е. Тарасов.

Сибири. Барабинская равнина, большую часть которой занимает Чанская депрессия, представляет собой плоскую, слабо расчлененную поверхность, с преобладающими абсолютными высотами 105—120 м. В пределах Чанской депрессии рыхлые континентальные отложения представлены мощной толщей неогеновых и четвертичных глин и песков в основном озерно-аллювиального генезиса; толща перекрыта покровом лёссовидных суглинков, на которых в свою очередь залегают новейшие позднеледниковые и голоценовые озерные и речные осадки (Волков, Волкова, 1982). Характерной чертой рельефа являются вытянутые с северо-востока на юго-запад гряды (гивы), четко прослеживающиеся и на акватории озера в виде островов (их около 70) и мелей. Последние, как правило, представляют собой гивы, «переработанные» озером в результате колебаний его уровня (Пульсирующее..., 1982). О непостоянстве положения уровня в прошлом можно судить по широкому распространению озерных осадков, образующих две достаточно ясно выраженные террасы, древняя из которых достигает высоты 3.5 м над уровнем озера. Более низкие, чем современный, отметки уровня прослеживаются на аэрофотоснимках (Волков, Волкова, 1982).

Климат отличается континентальностью: средняя температура июля + 18.3°, января – 19.7 °С, среднегодовое количество осадков — около 380 мм/год.

Зональным типом растительности Чанской депрессии являются луговые степи. Леса в настоящее время практически сведены и сохранились лишь в межгивных понижениях.

Озеро Чаны имеет сложную конфигурацию (рис. 32). Оно состоит из двух частей — Больших Чанов и оз. Яркуль, соединенного с Большими Чанами в 1911 г. посредством двух каналов, и Малых Чанов, которые по узкой протоке Кожурла сообщаются с Большими Чанами. По картам 1961 г. площадь водной поверхности озера составляла 2268.8 км² при средней глубине около 2.1 м. Максимальная глубина достигала 5.5 м в Яковском плёсе и 8.5 м в оз. Яркуль. Общая длина озера равна 82.5 км. К 1971 г. для сохранения рыбопромыслового значения озера было закончено строительство земляной плотины, отделившей Юдинский плёс от остальной акватории озера. Искусственное сокращение площади оз. Чаны на 700 км² заметно сказалось на его уровне и режиме и нарушило стабильность озерной экосистемы (Пульсирующее..., 1982).

Площадь водосбора оз. Чаны составляет 29 935 км². С северо-востока в озеро впадают рр. Каргат и Чулым. В настоящее время озеро бессточное, однако в паводковые периоды, когда его уровень поднимался выше абсолютной отметки 109 м, излишек воды, по мнению А. В. Шнитникова (1957), мог перетекать на запад в р. Иртыш.

Размеры оз. Чаны неоднократно менялись уже в историческое время, о чем убедительно свидетельствуют данные инструментальных наблюдений и картографические материалы. В конце XVIII столетия бассейн озера представлял систему трех крупных, соединяющихся между собой озер и ряда более мелких, общая площадь которых составляла 10—12 тыс. км². Трансгрессивное состояние озер Чанской депрессии сохранялось до 1820—1830 гг. Инструментальные

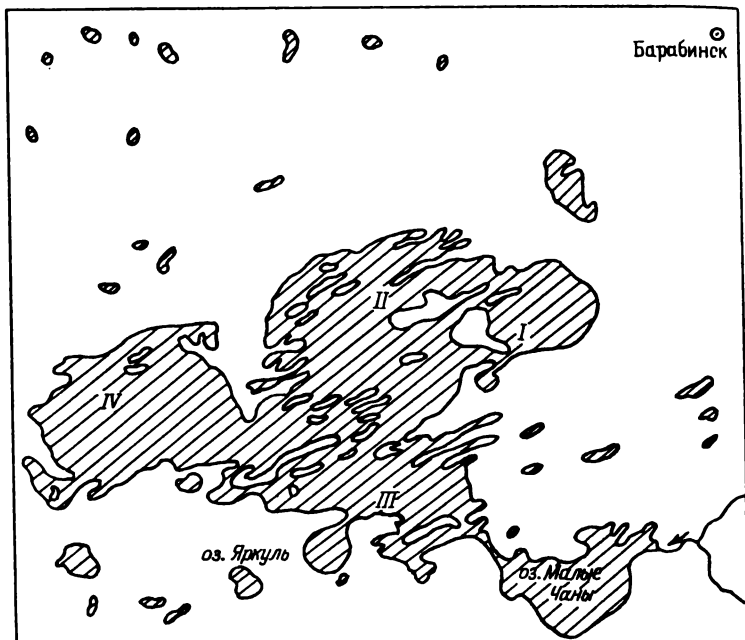


Рис. 32. Схематическая карта озера Чаны и его бассейна.

Плёсы: I — Ярковский, II — Тагано-Казанцевский, III — Чинияжинский, IV — Юдинский.

наблюдения, проанализированные А. В. Шнитниковым, подтверждают наличие внутривековых колебаний уровня озера: с 1899 по 1914 г. он повысился на 1.58 м, затем к 1937 г. снизился на 2.80 м и вновь вырос на 1.98 м между 1938—1950 гг. Падение уровня оз. Чаны в период 1899—1970 гг. составило 1.10 м, что привело к сокращению его площади почти в полтора раза.

Строение толщи рыхлых отложений, среди которых широко представлены озерные осадки неоген-четвертичного возраста, свидетельствует о том, что крупный водоем в районе современного оз. Чаны возникал в прошлом неоднократно.

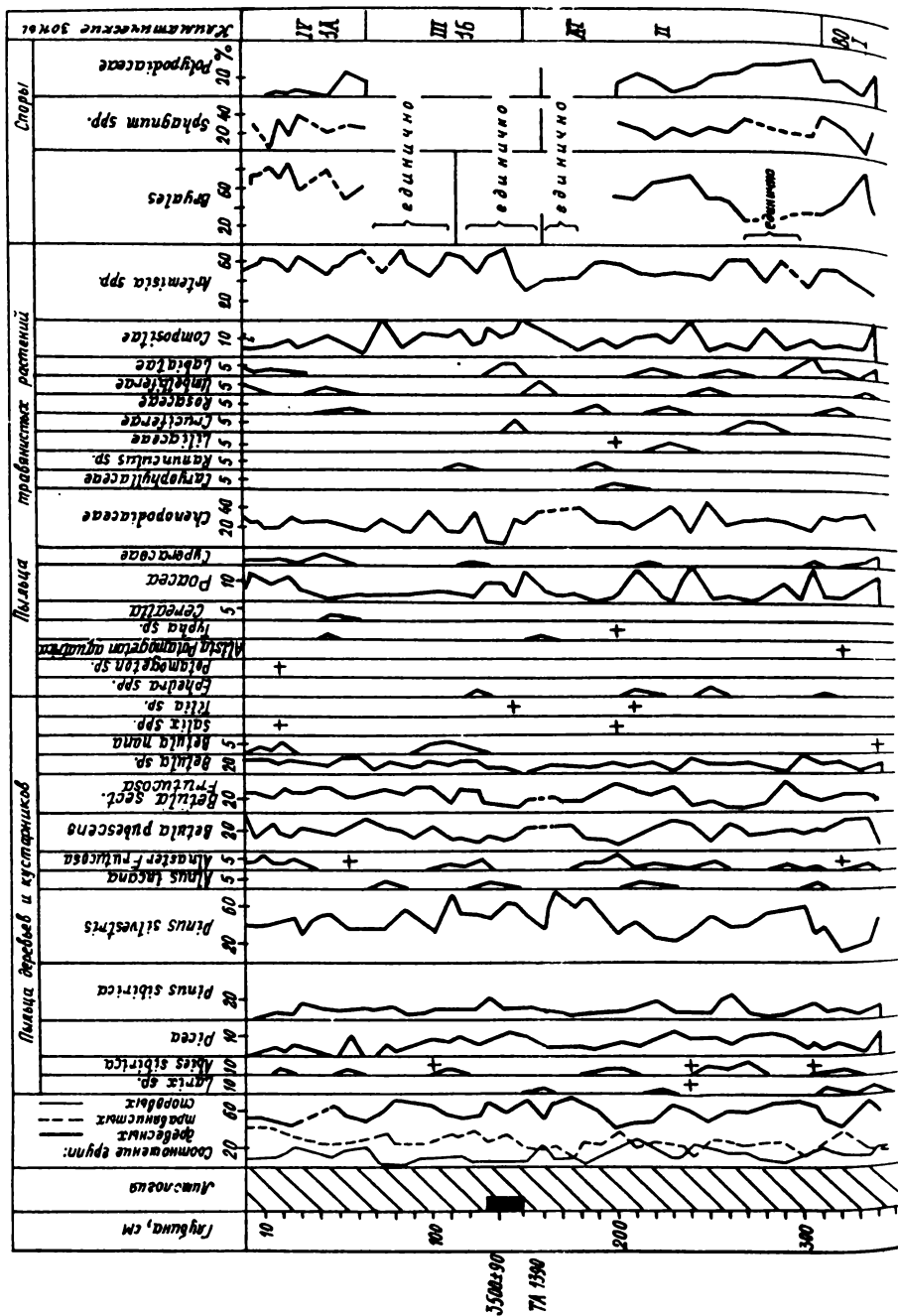
И. А. Волков (Волков, Волкова, 1982) пришел к выводу, что широко распространенные в пределах Чанской депрессии лёссовидные отложения, слагающие многочисленные линейно вытянутые гривы, имеют эоловое происхождение и сформировались в сухой и холодной обстановке второй половины сартанской стадии оледенения. Самыми молодыми отложениями, на которых развит этот лёссовидный покров, являются образования вторых надпойменных террас, возраст которых, судя по множеству радиоуглеродных датировок, полученных из аллювия (Волков, 1973; Волков, Архипов, 1978, и др.), составляет 30—20 тыс. лет. Ряд дат свидетельствует о позднеледниковом—раннеголоценовом возрасте (13—10 тыс. л. н.) первых

надпойменных террас в речных долинах и озерных котловинах. На верхний возрастной предел формирования первых террас указывают радиоуглеродные датировки из основания развитых на них торфяников — в интервале 9.5—9 тыс. л. н. (Волков, 1973; Панычев, 1979). Таким образом, вполне логичным является вывод о формировании золотого гривного рельефа в период между 19 и 14 тыс. л. н. Широкое развитие субазральных, в основном золотых отложений на дне современного озера свидетельствует о значительной аридизации климата и сухости озерной котловины в это время. Обводнение территории и начало озерного осадконакопления вероятнее всего совпадает с началом формирования аллювия первых террас, т. е. приходится на позднеледниковое время. Этот вывод хорошо согласуется с данными по озерам Северного Казахстана (Бердовская, 1989; Тарасов, 1992).

Один из характерных разрезов, в котором следы позднеледниковой озерной деятельности обнаруживаются на абсолютных отметках 109.5 м, расположен в северной части акватории оз. Чаны у западной оконечности п-ова Зеленчак (Волков, Волкова, 1982). Анализ разреза позволяет с уверенностью говорить о двух высоких уровнях озера — «позднеледниковом» (слой озерных песков с гравием в его основании, выклинивающийся на высоте около 3.5 м над современным уровнем озера) и «позднеголоценовом» (песчаный прослой, выклинивающийся на высоте 2.5 м над современным уровнем). Анализ общей палеогеографической ситуации в регионе позволяет считать время существования наиболее высоких уровней оз. Чаны периодом 13—10 тыс. л. н.

Более полную информацию о голоценовой истории оз. Чаны можно извлечь из результатов спорово-пыльцевого анализа донных осадков, выполненного Г. Н. Бердовской (Пульсирующее..., 1982). Колонка отложений, представленных пелитовыми илами, была взята в центральной части Ярковского плёса и имела первоначальную мощность 5 м. Образцы для анализа отбирались из высохшей колонки, длина которой сократилась до 3.5 м (рис. 33). Радиоуглеродная датировка 3500 ± 80 л. н. (ТА-1390) была получена из слоя 130—150 см. Экстраполяция данных радиоуглеродного анализа с учетом средней скорости осадконакопления позволяет оценить возраст осадков около 8750 л. н. Для реконструкции колебаний уровня озера мы воспользовались изменениями в составе пыльцы водных и прибрежно-водных растений. Анализ спорово-пыльцевой диаграммы позволяет также заключить, что начиная с бореального периода голоцена в окрестностях озера состав растительности практически не менялся, а ландшафтная обстановка была близка к современной.

Слой ила в основании колонки (3.0—3.5 м), в котором присутствует пыльца осоковых и частухи, вероятно, накапливался в условиях довольно низкого положения уровня в период 7550—8750 л. н. Осадки на глубинах 2.2—3.0 м, в которых пыльца макрофитов отсутствует, накапливались, наоборот, в более влажную фазу первой половины атлантического периода, датируемую интервалом 5500—7550 л. н. Во второй половине голоцена уровень озера испытал неоднократные колебания. Согласно выполненным палеореконструкциям, фазы с от-



носителем низкими уровнями, соответствующие эпохам аридизации климата Барабы, приходится на следующие отрезки времени: 5500—5250 (глуб. 2.2—2.1 м), 4100—3800 (глуб. 1.6—1.5 м), 3250—2750 (глуб. 1.3—1.1 м), 1450—900 л. н. (глуб. 0.6—0.35 м) и с 700 л. н. (глуб. 0.27 м) до настоящего времени (с периодом обводнения около 300—500 л. н.). Временные границы интервалов, основанные на экстраполяции единственной датировки, не претендуют, естественно, на высокую точность, тем не менее представляются нам существенными как для понимания вековой изменчивости уровня оз. Чаны, так и для сравнения с результатами, полученными по другим данным.

Степень достоверности выполненных реконструкций можно контролировать, используя данные геолого-геоморфологических исследований и радиоуглеродного датирования прибрежных отложений в юго-восточной части Чановского бассейна вблизи с. Широкая Курья, где были изучены (Орлова, Панычев, 1985) осадки озерного вала, удаленного на 500—800 м от оз. Малые Чаны. Относительная высота вала над уровнем озера около 3 м, а его подножие располагается на однометровой отметке. Шурф, заложенный на внутреннем, обращенном к озеру склоне (около 1.5 м над современным уровнем), вскрыл 3.4-метровую толщу отложений. По разрезу получено восемь радиоуглеродных датировок, позволяющих надежно определить возраст слоев прибрежно-озерных осадков, а следовательно, трансгрессий и регрессий. Экстраполяция датировки торфа 5530 ± 210 л. н. (СОАН-2090) (глуб. 2.75—2.90 м) позволяет установить время начала осадконакопления по разрезу — около 700 л. н.

В основании разреза залегает сильно опесчаненный ил зеленовато-серого цвета, накапливавшийся 5800—7000 л. н. В это время, судя по составу осадков, площадь озера была больше, а уровень выше современного. Вышележащий слой хорошо разложившегося торфа (2.75—2.90 м) накапливался в условиях болотного режима при понижении уровня водоема не менее чем на 1.5 м относительно современного. Благодаря радиоуглеродной дате 5530 ± 210 л. н. возраст слоя определен довольно точно — 5800—5100 л. н. В образце торфа с глубины 2.8 м С. К. Кривоноговым (устное сообщение) были изучены карпалогические остатки, состав которых в общих чертах характеризует современную растительность Чанской депрессии.

На глубине 2.30—2.75 м торфяно-болотные отложения вновь сменяются прибрежно-озерными осадками, представленными горизонтально-волнисто-слоистыми супесями с остатками раковин моллюсков, что свидетельствует о повышении уровня в суббореальное время 5100—2400 л. н. В указанный период имели место более мелкие колебания уровня, что хорошо видно из результатов интерпретации палинологических данных. Л. А. Орлова и В. А. Панычев (1985), используя данные археологических изысканий В. И. Молодина (устное сообщение) и ряд косвенных свидетельств, считают наиболее значительным поднятие уровня оз. Чаны около 3.5 тыс. л. н. По их мне-

Рис. 33. Палинологическая диаграмма донных отложений Яркового плёса оз. Чаны (анализ выполнен Г. Н. Бердовской).

нию, в это время он превышал современные отметки на 3.5—4 м. Такая оценка кажется нам, однако, несколько завышенной.

Начало субатлантического периода отличалось уменьшением увлажненности, что привело к новому снижению уровня. Радиоуглеродные даты 2385 ± 35 (СОАН-2091), 2410 ± 50 (СОАН-2091 Б) и 2265 ± 40 л. н. (СОАН-2091 В), полученные по гуминовым кислотам из горизонта недоразвитой почвы (2.25—2.30 м), позволяют установить регрессивную фазу около 2400—2200 л. н. Вышележащий горизонт (1.70—2.25 м) вновь представлен прибрежными супесчаными осадками с остатками раковин моллюсков, накапливавшимися в трансгрессивную фазу — около 2200—1400 л. н. Перекрывающая его торфяно-болотная почва (1.55—1.70 м) формировалась, судя по датировкам, из верхней части органогенного горизонта A_0 — 1070 ± 35 (СОАН-2092 А), 1180 ± 50 (СОАН-2092 Б) и 1035 ± 40 л. н. (СОАН-2092 В), в период 1400—1000 л. н. Карпологиический анализ (глуб. 1.6 м) показал присутствие во флоре ксерофитов из семейства маревых и отсутствие семян околородных растений, что может свидетельствовать об аридизации климата и редукции лесных сообществ в окрестностях озера. Это подтверждается и результатами спорово-пыльцевого анализа (рис. 33). Вслед за фазой низкого стояния уровня наступает период некоторого улучшения климатических условий и подъема уровня озера, о чем свидетельствует накопление выше по разрезу бурого озерного ила с остатками коры и мелких веточек (1.30—1.55 м), а затем — на глубине 0.55—1.30 м — прибрежных супесчаных осадков с остатками камыша, перекрытых прослоем мелко-среднезернистого песка (0.40—0.55 м) с раковинами моллюсков. Возраст раковин по радиоуглероду — 820 ± 120 лет. Эта трансгрессия датируется интервалом 1000—700 л. н.

Формирование недоразвитой почвы (0.30—0.40 м), в профиле которой отчетливо выражен только гумусовый горизонт, указывает на низкий уровень озера 700—400 л. н. Озерные осадки на глуб. 0.05—0.30 м, представленные главным образом песком с раковинами пресноводных моллюсков, — свидетельство последней, ближайшей к нам трансгрессии оз. Чаны, имевшей место 400—100 л. н. и достаточно хорошо описанной в литературе (Шнитников, 1957; Пульсирующее ..., 1982, и др.). Уровень озера в этот период, по всей вероятности, был не менее чем на 2.5 м выше современного. Верхние 5 см разреза представляют современный почвенный горизонт.

Комплексный анализ палеогеографической информации по оз. Чаны позволяет несколько дополнить и уточнить существующие представления. В ледниковый этап, приходящийся на вторую половину сартанской стадии оледенения (19—14 тыс. л. н.), характеризующийся формированием эолового гривного рельефа на дне Чанской котловины в условиях холодного и сухого климата, озера не существовало. В позднеледниковье (13—9.5 тыс. л. н.) произошло обводнение котловины и началась озерная седиментация. Позднеплейстоценовая трансгрессия озера проходила в условиях потепления и увлажнения климата, озеро имело высокие уровни и дважды подходило к

отметкам 109.5 м. Бореально-атлантическое время (9—5.2 тыс. л. н.) может быть в целом охарактеризовано как маловодное: уровни озера преимущественно низкие и средние (минимальные отметки на 1.5—1 м ниже современных). В суббореальное время (5.2—2.4 тыс. л. н.) озеро находилось в основном в трансгрессивном состоянии, преобладали высокие и средние уровни (до 3 м над современным). Субатлантическое время (последние 2.4 тыс. лет) характеризовалось снижением обводненности Чанской депрессии: уровни находились на низких и средних отметках, а новейшая (400—100 л. н.) трансгрессия была, скорее, исключением из общего ряда.

Глава 2

ОЗЕРА КАЗАХСТАНА¹

На обширной территории Казахстана встречаются многочисленные озерные бассейны — как большие, так и малые. Природные условия Казахстана очень разнообразны и характеризуются главным образом недостаточной увлажненностью, засушливостью и резким континентальным климатом, что является основным фактором формирования озерных ландшафтов.

О существовании озер в прошлом Казахстана свидетельствуют археологические находки ранних поселений человека на берегах водных систем. Письменные документы об изучении и освоении озер известны с XIII—XVII вв. В них содержатся преимущественно сведения о крупных водоемах, озерах Балхаше, Алаколе, Зайсане и др. Малые же озера в течение многих десятилетий оставались почти неизученными. В 1734 г. был составлен первый Атлас России, где указаны крупные озера Казахстана — Зайсан, Алаколь, Балхаш, Сасыколь и др.

С середины XIX в. отмечается поток переселенцев из Европейской России в Казахстан, рост промышленности и сельского хозяйства, началось освоение свободных земельных угодий и разнообразных водоемов. Начиная с 1954 г., со времени освоения целинных и залежных земель резко увеличилось внимание к малым озерам (Валяшко, 1952; Посохов, 1955; Шнитников, 1975; Муравлев, 1973, 1981).

Огромное количество озер, расположенных неравномерно на территории Казахстана, значительно отличаются историей возникновения и дальнейшего развития. Выделяется восемь озерных областей (рис. 34), отличающихся по своему географическому положению, геологическому строению котловин, климатическим показателям, объему общего стока, особенностям осадконакопления и составу биоты.

Преобладающее число озер Казахстана имеет площади акватории в пределах 1 км², их берега чаще всего плоские, береговая линия малоизрезанная, рельеф дна ровный, глубина около 2—3, реже 4—5 м.

¹ Г. Г. Муравлев.

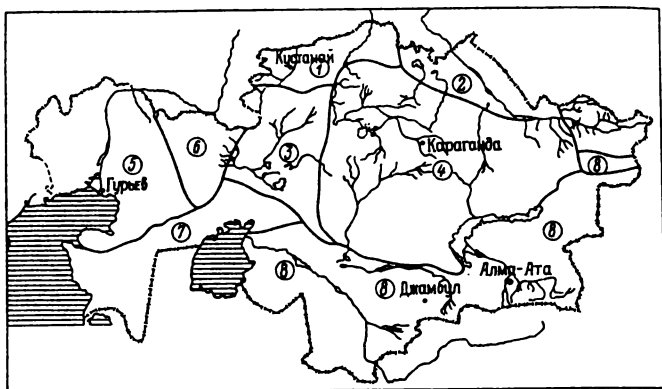


Рис. 34. Схематическая карта озерных областей.

1 — Таболо-Ишимская, 2 — Иртышская, 3 — Тургайская, 4 — Центрально-Казахстанская, 5 — Прикаспийская, 6 — Мугоджарская, 7 — Приаральско-Мангышлакская, 8 — Предгорная.

Площади акваторий, очертания береговой линии, глубины и минерализация воды изменяются в течение года у большинства озер в значительных пределах, особенно в обширных впадинах и плоских равнинах.

К озерам, расположенным в обширных впадинах, относятся Алаколь, Бийлюколь, Тенгиз-Нуринское, Селгитенгиз, Улькенкара и др., имеющие большие водосборы. Соленость воды в озерах различна, в некоторых из них происходит садка солей (Индер, Кызылкок), другие — чисто пресноводные (Бийлюколь). Озера, расположенные в низовьях рр. Нуры, Тургая, Эмбы, Таласа, Чу, Или и др., обычно связаны с ними постоянными притоками, а их водно-солевой режим зависит от степени этой связи.

Озера, расположенные на ровных участках междуречий в северных районах, в пределах лесостепной и степной зон, отличаются небольшими размерами, округлой формой, мелководностью (2—5 м), бессточностью. Котловины этих озер имеют эрозионное или просадочное происхождение. Водно-солевой режим весьма неустойчив, питание озер зависит от поверхностного стока и характера водораздела. Примером таких мелководных озер являются Сулуколь, Большой и Малый Косколь (рис. 35).

Озера долинные или долинно-пойменные типичны для долин рр. Иртыша, Урала, Или, Ишима и др. Они обычно имеют продолговатую форму, питание получают от рек и подрусловых подземных вод. Водно-солевой режим их очень не стабилен.

Межсочный тип озер наиболее распространен в Центральном Казахстане, в районе Кокчетавского массива, Каркаралинском и Баянаульском районах. Наиболее типичными для таких межсочных озер являются Боровские озера, озера Тургайбыр, Жасыбай (рис. 35), Себинские. Это непересыхающие озера, со сравнительно большими глубинами.

Озера лагунного типа встречаются редко. Они связаны с побережьем Каспийского моря, а также с южной частью Балхаша.

На возникновение котловин большинства крупных и некоторых малых озер основное влияние оказывали тектонические процессы. Среди малых озер, расположенных в районах мелкосопочника, возникших в результате тектонических движений, можно считать Баянгульские и Кокчетавские. Чаше всего озерные котловины по площади во много раз превышают водную поверхность современных озер. На склонах котловин заметны следы древних террас или береговых валов, свидетельствующие о бывшей более широкой обводненности.

Ряд озерных котловин, преимущественно малых, образовался в результате проседания грунтов в рыхлых песчано-галечниковых или суглинистых отложениях в сравнительно недавнее время. Они обычно размещаются на плоских поверхностях междуречий — в зонах степей и лесостепи. Некоторые котловины малых озер образуются в результате дефляции (деятельности ветра), они характерны для зоны пустынь. Встречаются озерные котловины, возникшие в голоцене в результате протавивания или таяния погребенных льдов. Такие котловины формировались в северных районах.

В озерах Казахстана донные отложения представлены осадками разнообразного состава как минерального, так и органического происхождения. Мощность осадконакопления очень различна — от нескольких сантиметров до десятков метров. В озерах плоских междуречий преобладают илистые и песчаные отложения разной мощности, торфяные и сапропелевые отложения редко достигают здесь одного метра. В озерах речных разливов и долинно-пойменных распространены как минеральные, так и органические отложения. В озерах плоских междуречий, имеющих округлую форму, отложения нередко размещаются довольно закономерно: у берегов более грубые, затем песчанистые и ближе к центральной части преобладают илистые. Та же последовательность осадков наблюдается и в обширных впадинах: Тенгиз, Селеты-Тенгиз, Карасор и др. В озерах южной половины Тургайской депрессии преобладают песчаные отложения с примесью гальки и грубообломочного материала, принесенные сюда постоянными и временными потоками. Эти рыхлые отложения состоят из продуктов выветривания гранитов и других кристаллических пород из примыкающих горных массивов.

Органические отложения в виде торфа сохраняются только в озерных водоемах с относительно устойчивым уровнем воды, например в таких озерах, как Алаколь, Сасыкколь, в отдельных водоемах Тургайской котловины, в некоторых плёсах Сарыколя, в северных районах — в озерах Кособа и др.

Накопления сапропеля встречаются в озерах с устойчивым водно-солевым режимом, например в Кокчетавской области, севернее г. Кокчетав, в некоторых озерах Кустанайской области, в водоемах, отчленившихся от оз. Балхаш.

Возраст отложений в большинстве мелководных озер определяется в несколько тысяч лет. Более древние отложения встречаются лишь в более крупных озерах, например Сасыкколе, в Себинских озерах, в некоторых озерах межсочного типа.

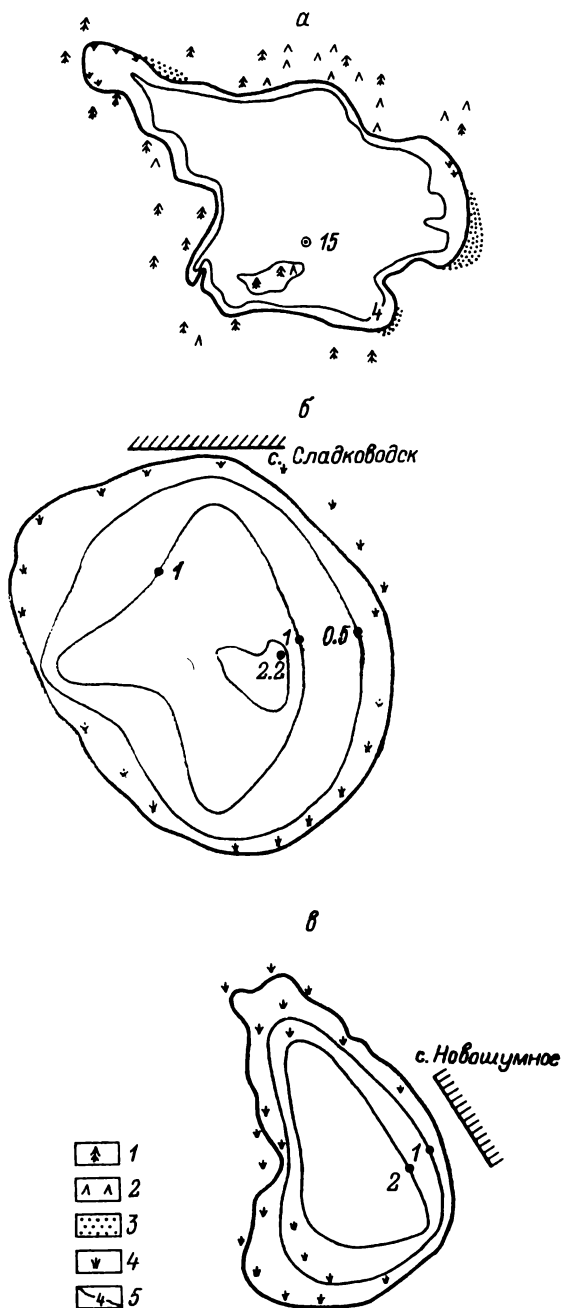


Рис. 35. Характерные типы озер междуречных равнин.

а — оз. Жасыбай, б, — оз. Сулуколь, в — оз. Бол. Косколь.

1 — лес, 2 — каменистые участки, 3 — песчаные пляжи, 4 — болота, 5 — изогипсы.

Экосистемы современных озер очень сильно подвергаются изменениям под влиянием деятельности человека, что хорошо прослеживается на оз. Чаглы (на границе Кокчетавской и Северо-Казахстанской областей). Оно имело в прошлом площадь водной поверхности до 250 км², пресную воду с богатой биотой. На его берегах до освоения целины существовало 12 поселков. Озерными ресурсами пользовалось местное население. В настоящее время озеро и его ресурсы оскудели, воды сохранилось мало, так как из водотоков, питающих озеро, забирается вода на орошение полей.

Часть озер в северных областях угасает, особенно расположенных на плоских междуречьях, в местах интенсивного освоения сельскохозяйственных земель. На их месте возникают болотные лиманные комплексы, солончаки. Отмирает много озер в районах речных разливов. В связи с увеличивающейся распашкой водосборов ускоряется заиление озер, что приводит к сокращению площади водоемов и их глубин.

В некоторых озерах, даже значительных по площади, накапливающаяся весной вода летом высыхает, обнажается ложе и донные отложения подвергаются выветриванию. Встречаются озера, на дне которых после испарения воды образуются корочки солей.

Перспективы изменения озерных водоемов Казахстана под влиянием антропогенного фактора еще далеко не полностью выяснены. Даже естественный ход их развития учеными определяется по-разному. Одни считают, что процесс усыхания и сокращения озер в Казахстане является не периодическим явлением, а постоянно прогрессирующим фактором, который прослеживается и в других районах земного шара, в частности в Центральной Азии и Северной Америке, о чем свидетельствуют древние террасы, береговые валы и границы береговых линий, нанесенные на старых картах. Другие же признают эти природные изменения только временными, периодическими, связанными с колебаниями климата.

Озеро Пашенное¹

На огромной территории Казахстана встречаются обширные области, занятые многочисленными пресноводными и солоноватоводными озерами. Один из таких озерных районов расположен на востоке страны, в пределах Казахского мелкосопочника Карагандинской области. Среди этих озер наиболее типичным является пресноводное оз. Пашенное, история развития которого хорошо изучена.

Озеро Пашенное (на некоторых картах — Пашино) занимает одну из тектонических котловин в Каркаралинском низкоротном массиве, расположенном на востоке Карагандинской области. С трех сторон оно окружено горами с абсолютными высотами около 1000 м, сложенными преимущественно гранитами, сильно выветрелыми. С южной стороны, там, где горное обрамление отсутствует, из озера вытекает р. Куруузек.

Озеро имеет овальную форму, длинная ось вытянута с северо-запада на юго-восток. Площадь открытой водной поверхности не пре-

¹ П. Е. Тарасов.

вышает 30 га. Средние глубины составляют 4—5 м. Абсолютная отметка уреза воды 871 м.

В настоящее время озеро стало активно зарастать сплавиной, мощность которой достигает 1.5 м. В зависимости от возраста она представляет собой либо рыхлый «ковер», образованный отмершими водными растениями, покрытый хвощом и осокой, либо значительных размеров островки с упругой кочковатой поверхностью, заросшие кустами ивы, березой и осиной, со слабо развитым мохово-травянистым ярусом. В 1990 г. более половины площади озера было занято сплавиной.

Гребни хребтов и крутые, расчлененные склоны гранитных сопков покрыты редколесной растительностью из сосны обыкновенной с примесью березы бородавчатой (Горчаковский, 1987). В нижних частях склонов на бурых горно-лесных почвах произрастают сорняки с сильно развитым кустарниковым ярусом, состоящим из шиповника, малины, кизильника, и богатым травянистым покровом, в котором преобладает ксеромезофильное разнотравье. Каркаралинский массив является одним из самых южных в степной зоне Казахстана районов произрастания островных сосновых боров, с которыми связан целый комплекс бореальных растений. Окружающие равнины заняты караганово-типчаково-ковыльными степями с участием эфедры на темно-каштановых маломощных, часто щебнистых почвах.

Климат района континентальный: средние температуры июля в окрестностях г. Каркаралинска равны +18—19 °С, января -14—15°, года — около +2 °С; среднегодовое количество осадков составляет 300 мм (Справочник по климату СССР, 1966).

Для выяснения истории развития оз. Пашенного и окружающих его ландшафтов были исследованы донные осадки из скважины, пробуренной со сплавины, которая представлена осоковым низинным слабо разложившимся торфом; скважина прошла 2.25-метровую толщу воды и вскрыла следующие слои озерных отложений:

0.0—2.5 м — органо-глинистый сапропель буро-коричневого цвета с включениями растительных остатков, а в нижних горизонтах — раковин моллюсков (*Pisidium* (*Eupisidium*) *amnicum* (Müller), *Radix lagotis* (Schränk), *Gyraulus gredleri* (Gredler)).

Минеральная часть сапропеля состоит преимущественно из остатков диатомей (40—80%), в нижнем 30-сантиметровом слое преобладают хлорококковые водоросли (до 70%) и остатки высших растений.

2.5—3.3 м — озерные глины сизого цвета, с включениями гранитной дресвы и раковин моллюсков (кроме уже упоминавшихся отмечены *Planorbis* sp., *Limnaea* sp.). В верхних горизонтах глин содержание органики довольно значительно.

С глубины 3.3 м количество гранитной дресвы резко возрастает, что, вероятно, связано с близостью коренного ложа.

Донные отложения озера по всей вскрытой толще засолены: сумма ионов водной вытяжки варьирует в небольших пределах от 1.009 до

Рис. 36. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Пашенного (центральная часть озера).

1 — органо-глинистый сапропель, 2 — глина, 3 — дресва, 4 — раковины моллюсков, 5 — места отбора проб на ^{14}C анализ, 6 — пыльца и споры единичные, 7 — пыльца споры, неподсчитанные.

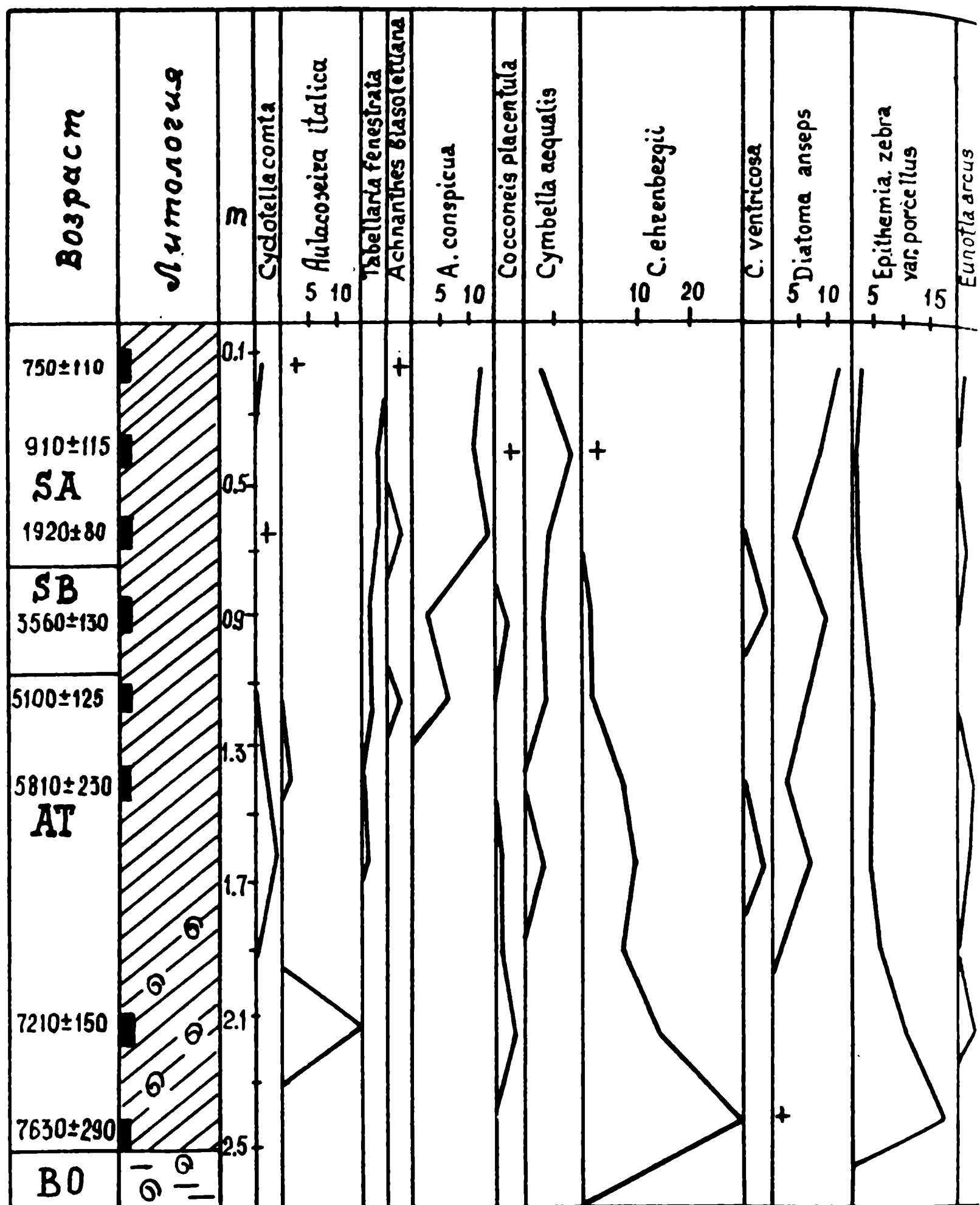
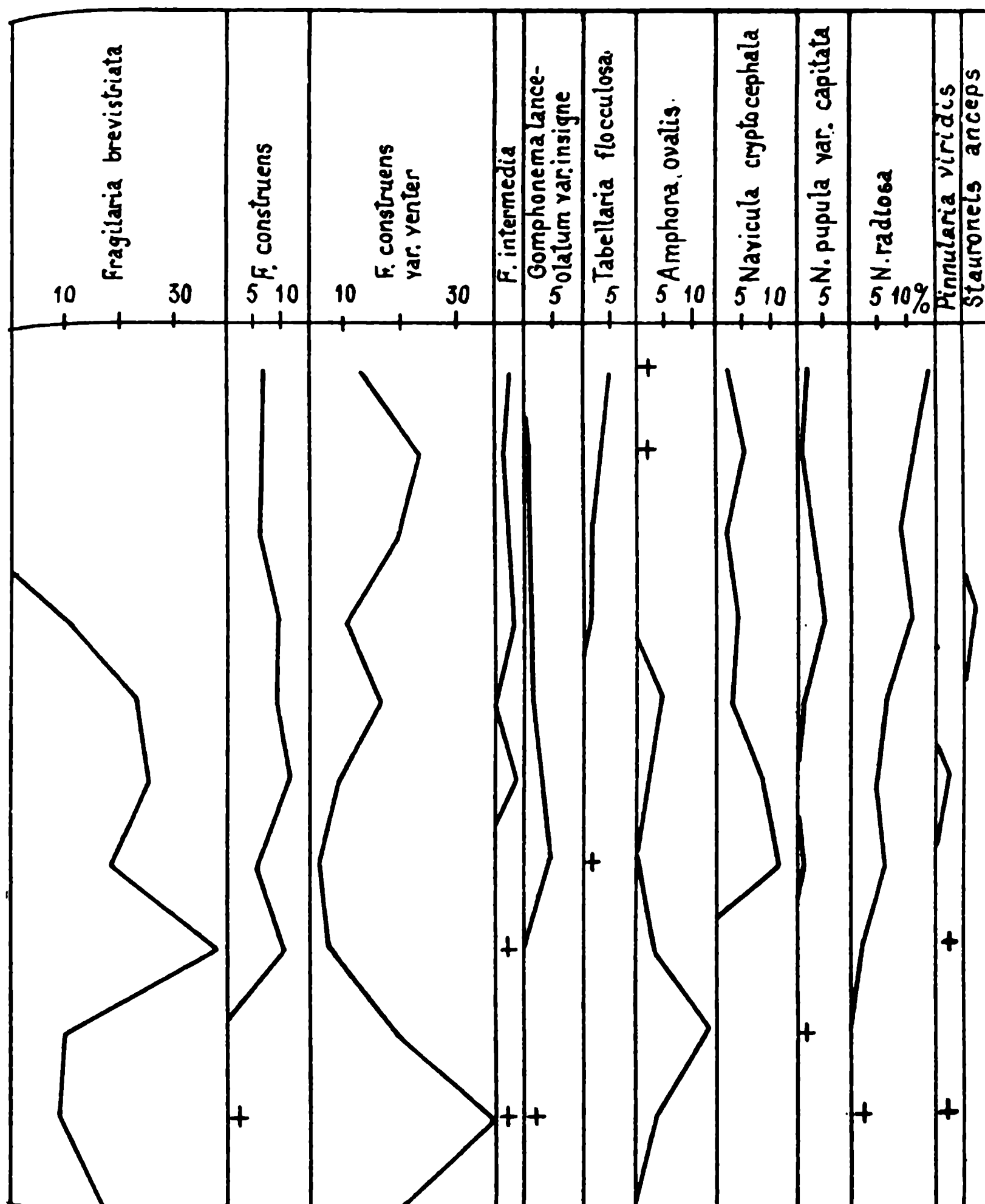


Рис. 37. Диатомовая диаграмма донных отложений оз. Пашенного.

2.52 %. Следовательно, как и в настоящее время, в течение голоцена ландшафтные условия, в которых развивалось озеро, были степные или полупустынные.

В составе водной вытяжки преобладают ионы SO_4 и Ca , что присуще водоемам семиаридного пояса, питающимся пресными (кальциевыми) водами и не имеющим стока. Характер соленакопления в грунтах стабилен, однако гидрохимический режим озера не был неизменным. Нижняя часть толщи в интервале 1.6—2.7 м характеризуется стабильным солесодержанием и составом ионов ($SO_4 > Ca > Mg$), нейтральной и слабощелочной реакцией (pH 6.8—7.5) — показателя-



ми, типичными для минерализованных бессточных озер с отсутствием заболачивания и тенденцией к обмелению (равномерное повышение суммы ионов водной вытяжки снизу вверх по интервалу).

Интервал 1.1—1.6 м характеризуется наибольшей изменчивостью геохимических показателей: в составе водной вытяжки среди анионов остается один ион SO_4 , в катионной части заметно увеличивается абсолютное содержание иона Mg. Вероятно, слой 1.1—1.2 м соответствует наиболее низкому уровню воды в озере. Принципиально снижается pH (4.2—4.9) — следствие процесса заболачивания.

Интервал 0.0—1.1 м характеризуется уменьшением содержания солей (сходство с нижней частью толщи), но при низких значениях

рН (4.9—5.4) реакция кислая и слабокислая, что говорит об увеличении роли органического вещества в гидрохимическом режиме озера.

Вся изученная толща характеризуется спорово-пыльцевыми спектрами степного типа. Лишь в верхнем 30-сантиметровом слое сапропеля пыльца древесных и кустарниковых растений составляет 40—50 %, что отражает широкое распространение в бассейне озера лесных ценозов (рис. 36, 37).

Имеющиеся различия в составе спорово-пыльцевых спектров позволили выделить ряд этапов в развитии растительности и климата, для реконструкции которых использованы информационно-статистический (Климанов, 1976) и археологический (Гричук, 1969) методы. Учитывались также ^{14}C -датировки (Лаборатория ИГ РАН) и данные радиоуглеродного датирования по другим разрезам озерных отложений в степной зоне Казахстана (Бердовская, 1989; Тарасов, 1992). Нами выделен холодный и относительно влажный пребореально-бореальный этап (8.0—10.3 тыс. л. н.), характеризующийся широким распространением так называемых холодных степей с обилием маревых, полыней, сложноцветных, крестоцветных и эфедры. Роль древесной растительности была невелика. Редколесные сообщества из березы с примесью хвойных пород существовали лишь в наиболее благоприятных местообитаниях по долинам рек и озер. На протяжении этапа средние температуры года были ниже современных на 1.5—4.5°, а количество осадков в пребореале приближалось к современному и увеличивалось на 25 мм в год во время бореального оптимума голоцена.

Озеро Пашенное существовало как пресноводный водоем с довольно высоким уровнем. Шло интенсивное заполнение его котловины минеральными осадками, снесенными со склонов. На берегах была развита довольно густая травянистая и кустарниковая растительность. Последняя была представлена облепихой, жимолостью, ивой.

Раннеатлантический этап (7.0—8.0 тыс. л. н.) — относительно более теплый и сухой; в это время произошло увеличение площадей степной растительности, представленной ксерофильными и мезоксерофильными степями с широким участием злаков, полыней, маревых и довольно бедным составом разнотравья. Из состава спектров практически исчезает древесная пыльца, что отражает почти полную деградацию древесной растительности в окрестностях озера. Среднегодовые температуры впервые за голоцен превысили современные значения (на 1°), а сумма годовых осадков снизилась на 50—75 мм, что сопровождалось обмелением озера, заболачиванием его берегов и началом заполнения озерной ванны сапропелем.

Голоценовый оптимум в истории ландшафтов и климата Каркаралинского низкогорного массива приходится на период 3.6—7.0 тыс. л. н. Для этого этапа характерно оптимальное сочетание тепло- и влагообеспеченности: температуры июля были близки к современным, а январские несколько возрастали, количество атмосферных осадков превышало современные значения в среднем на 100 мм/год. Исключением является кратковременная фаза иссушения климата 4.5—5.0 тыс. л. н. Смягчение климата отразилось на растительном покрове. Степи приобрели более мезофильный облик, увеличилась доля разнотравья. Среди островных сосновых и сосново-березовых лесов появились более влаголюбивые — липа, дуб, вяз, ольха.

Уровень озера на данном этапе достигал максимальных за голоцен отметок, как и других озер Северного и Центрального Казахстана (Драверт, 1930, Шнитников, 1957).

Позднеголоценовый этап начался 3.6 тыс. л. н. Он характеризуется неустойчивым состоянием увлажнения на фоне резких колебаний температур, обеднением состава растительности и в первую очередь — исчезновением из лесных массивов широколиственных пород. Это явилось следствием аридизации климата (уменьшение количества осадков на 50—75 мм/год по сравнению с современностью), что прослеживается по всей степной зоне Северного и Центрального Казахстана (Тарасов, 1992).

Колебания уровня озера находятся в тесной зависимости от климатических колебаний, но вряд ли уровень достигал высоких отметок периода голоценового оптимума. Окружающая озеро растительность приобрела современный облик, что в основном связано с расселением сосны обыкновенной на горных склонах.

В настоящее время развитие оз. Пашенного определяется значительным усилением антропогенной нагрузки на его экосистему. Строительство пансионата, Дома отдыха, пионерского лагеря, водозабор и сток хозяйственных отходов привели к активному зарастанию водной поверхности и обмелению озера. Строительство дамбы, отгородившей часть акватории, лишь усилило процесс зарастания и умирания одного из красивейших пресноводных озер Центрального Казахстана.

Старичное озеро в долине Иртыша¹

Одним из районов широкого распространения старичных отложений является долина Иртыша, где сосредоточено значительное количество старичных котловин, многие из которых в настоящее время полностью заполнены озерно-болотными отложениями и покрыты мелколистственным лесом, т. е. превратились в торфяные болота.

Болотный массив Озерки (Актюбинская согра) располагается в пределах степной зоны Центрального Казахстана (50° 24' с. ш., 80° 28' в. д., 210 м над у. м.) и занимает узкое, древнее старичное понижение у тылового шва второй надпойменной террасы правобережья р. Иртыша. Плоская, слегка наклоненная в сторону Иртыша поверхность первой и второй террас сложена аллювиальными песками и супесями. Растительность представлена поlynно-разнотравными лугово-степными сообществами. Рельеф третьей надпойменной террасы осложнен скоплениями песчаных дюн серповидной формы, покрытых сосновым бором паркового типа с весьма разреженным травянистым покровом.

Впервые торфяник был исследован А. А. Смиренским (1946). Его площадь составляет около 500 га. Мощность торфяно-сапропелевых

¹ П. Е. Тарасов.

отложений колеблется от 40 см до 4.5 м. В центральной узкой части болотного массива сохранилось остаточное озеро, откуда вытекает небольшая речка Актюба, впадающая в Иртыш. Озеро имеет глубину около 4 м и интенсивно зарастает тростниково-осоковой сплавиной. В пределах торфяника развит густой осиново-березовый лес с богатым кустраниковым ярусом и разреженной травянистой растительностью.

Климат в окрестностях болотного массива отличается сухостью и континентальностью: средняя температура года составляет $+2-3^{\circ}\text{C}$, января -16.5° , июля -22°C , среднегодовое количество осадков колеблется от 250 до 300 мм/год (Справочник..., 1966).

В восточной части болотного массива (рис. 38) вскрыты 4.7-метровые озерно-болотные отложения. В основании разреза залегают плотные пески, возможно, континентального происхождения. Выше (4.45—4.7 м) вскрыты суглинистые отложения палевого цвета с тонкими песчаными прослоями, бедные органикой. В составе пыльцы водных и околоводных растений спорадически попадает пыльца водных растений. Осадконакопление происходило в довольно глубоком водоеме с чистой водой и бедной водной растительностью. Абсолютное преобладание в составе спектров пыльцы травянистых растений свидетельствует о широком распространении злаково-полынных степей и обилием маревых на незадернованных песчаных участках. В составе древесной пыльцы кроме доминирующей березы встречается пыльца ели, сосны обыкновенной и сибирской, лиственницы и пихты, что позволяет считать, что по берегам озер и в долинах рек произрастали разреженные березняки с примесью ели и ольхи. На песчаной террасе Иртыша могли существовать редколесные ассоциации сосны и ели с примесью лиственницы и сибирского кедра. Очевидно, распространение древесной растительности и заполнение озерных котловин произошло в условиях некоторого потепления и увлажнения климата. В настоящее время леса такого типа широко распространены на Алтае. Экстраполяция радиоуглеродной датировки 11710 $\pm$ 90 л. н. (ТО-3026) с глубины 4.3—4.5 м свидетельствует о начале озерной седиментации в конце позднего плейстоцена и позволяет датировать данный горизонт интервалом 13 600—12 000 л. н.

Вышележащий слой (4.10—4.45 м) представлен тонкослоистыми глинами сизого цвета с включениями корневищ водных растений и раковин моллюсков, среди которых П. В. Матекиным определены *Pisidium (Eupisidium) amnicum*, *Planorbis*, *Radix lagotis*. Обнаруженные виды типичны для Северной Евразии и обитают в пойменных озерах, в стоячей или слабопроточной воде, на слегка заиленном дне (Жадин, 1952). Встреченная пыльца водных растений свидетельствует о некотором снижении глубины и проточности. В спорово-пыльцевых спектрах снижается доля пыльцы хвойных пород, связанных со снижением увлажненности климата. Горизонт датируется интервалом 12 000—10 100 л. н., т. е. осадконакопление шло в условиях похолодания и иссушения климата эпохи позднего дриаса.

На глубине 4.1 м происходит смена осадков: в условиях глобального потепления голоцена в водоеме начинается накопление сапро-

пеля. Остатки водной растительности позволяют предположить начало интенсивного зарастания и заболачивания окраинных частей озерного водоема при сохранении глубин в центральной его части в период около 10 100—9000 л. н. Датировка 9280±380 л. н. (МГУ-1320), полученная с глубины 3.9—4.0 м, подтверждает надежность определения возраста. На глубине 3.0—3.8 м в осадках исчезает пыльца водных рдестов и урути, что на фоне увеличения содержания осок свидетельствует о снижении уровня озера между 9000 и 7500 л. н. При этом из состава спектров исчезает пыльца древесных пород, за исключением березы, которая вместе с ивой широко заселяла осушившиеся участки. Верхняя часть слоя сапропеля (2.4—3.0 м) вновь характеризуется появлением пыльцы урути, что может свидетельствовать в пользу некоторого увеличения обводненности в период 7500—6500 л. н.

Верхний горизонт отложений (0.0—2.4 м) представлен тростниковым низинным торфом с примесью остатков березы, что свидетельствует о переходе значительной части водоема в фазу субазерального осадконакопления после 6500 л. н. Для торфяного горизонта получены две радиоуглеродные датировки — 3920±160 (МГУ-1319) и 1470±60 л. н. (МГУ-1318) с глубины 0.9—1.0 и 0.4—0.5 м соответственно. Спорово-пыльцевой анализ образцов торфа позволяет выделить во второй половине голоцена несколько фаз иссушения и увлажнения климата (Тарасов, 1992), которые, однако, не повлияли на процесс отмирания старичного озера, ставший необратимым.

Следовательно, заполнение озерной котловины осадками привело к деградации, заболачиванию озера в конце атлантического времени.

Озера заповедника «Боровое»¹

Кокчетавский горный массив, расположенный среди сухих степей Северного Казахстана, богат озерами (рис. 39). Небольшие пресные озера встречаются в понижениях среди гор. Примером таких озер может служить оз. Карасье (табл. 6). У подножия гор на границе лесных и степных ландшафтов в глубоких котловинах выдувания лежат более минерализованные озера — Щучье и Боровое. Много озер разбросано в степной части заповедника, большинство из них — солоноводные, как и изученное нами оз. Майбалык.

Заповедник «Боровое» создан на базе Боровского лесничества, основанного в 1898 г.; позднее возник курорт с грязелечебницей, использующей соленые грязи степных озер. Живописность местности, обилие озер и разнообразие ландшафтов сделали «Боровое» одним из популярных рекреационных центров Казахстана.

Озера заповедника привлекают внимание многих исследователей, в ряде работ имеются сведения о строении донных отложений и освещаются вопросы их истории (Анисимова, 1951; Кордэ, 1951; Шнитников, 1975). Нами по инициативе Д. Д. Квасова проведены

¹ Н. Н. Давыдова, Г. Н. Сердюковская, И. Ю. Неуструева, М. Я. Пушенко, Д. А. Субетто.

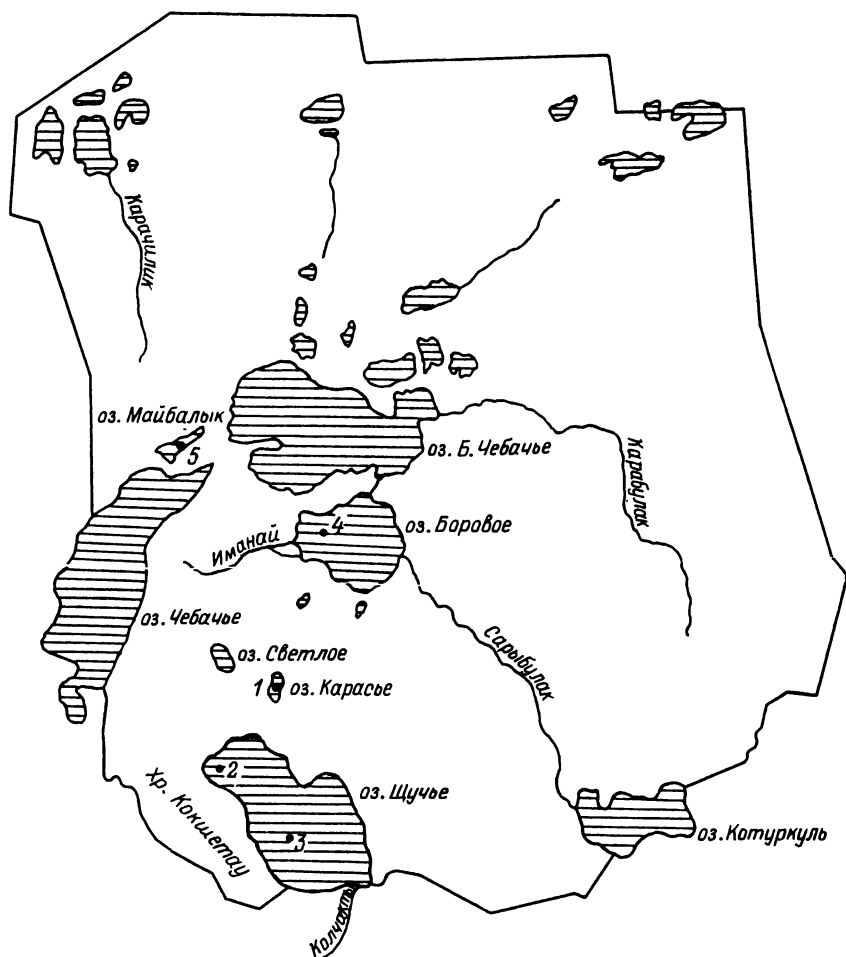


Рис. 39. Расположение озер в заповеднике «Боровое» и станций отбора в них колонок донных отложений.

1—5 — изученные разрезы.

комплексные палеолимнологические исследования озер Карасьего, Щучьего, Борового и Майбалык.

Озеро Карасье. Озеро Карасье расположено в лесной зоне Боровского заповедника в пределах Кокчетавского гранитного массива. Оно занимает межгорную котловину, окружено песчаными склонами, заросшими сосновым лесом (табл. 6).

Озеро дистрофное, заморное, имеет небольшой водосбор. В летний период сток из него почти полностью прекращается. Питание озера происходит за счет атмосферных осадков и подземных вод. Донные

Природные характеристики озер заповедника «Боровое»

Озера	Абс. высота, м	Площадь, км ²	Длина	Ширина	Глубина, м		Минерализация, г/л	pH	Соленость
			км	км	макс.	ср.			
Карасье	435	0.2	0.65	0.4	16	1.30	—	—	Пресное
Щучье	398	17.7	6.5	3.8	31	13.5	0.39 (1957)	8.6	
Боровое	321	10.2	4.3	3.9	7	3.2	0.14 (1957)	7.2	Соленое
Майбалык	306	1.0	1.3	0.3	5	2.1	19.5 (1957)		
					1.5 (1931)				

отложения представлены сапропелями, средняя мощность которых равна 3 м, максимальная — 5.2 м.

Нами изучена колонка донных отложений длиной 4 м, отобранная в центре водоема, на глубине воды 1.3 м, имеющая следующее строение:

0—3.8 м — сапропель темный, оливково-бурый, алевроит-пелитовый, в нижней части разреза — опесчаненный, с большим количеством растительных остатков (рис. 40).

3.8—4 м — дресва с серой глиной. Интервал 370—380 см датирован по ¹⁴C, имеет возраст 6970 ± 90 лет, т. е. осадконакопление в котловине началось около 7 тыс. л. н.

На спорово-пыльцевой диаграмме выявлены четыре палинозоны (рис. 41).

Характерной чертой спектров I зоны является равное содержание пыльцы древесных и травяно-кустарничковых растений. В составе пыльцы деревьев преобладает береза (80—100 %). Среди пыльцы трав отмечены злаковые, полыни и сложноцветные, единично — водные растения: рдест и кувшинка. Состав спектров указывает на господство в районе озера лесостепных группировок: березовых и листовенных редколесий и злаковых и разнотравно-полюнных степей. Отложения данного интервала сформировались в атлантическое время, что подтверждается и радиоуглеродным методом.

Во II зоне преобладает пыльца древесных пород: доминирует сосна обыкновенная, меньше — береза, постоянно отмечается лиственница, спородически — сосна сибирская и ель. Единично встречена пыльца широколиственных пород — орешника, дуба, вяза; отмечено увеличение пыльцы мезофитного разнотравья и наличие пыльцы культурных злаков, что свидетельствует о благоприятных климатических условиях и развитии земледелия.

Колебания содержания основных компонентов спорово-пыльцевых спектров позволили выделить три подзоны.

В III зоне возрастает содержание пыльцы березы до 60—100 %. Среди трав по-прежнему доминирует пыльца полыни, злаковых и

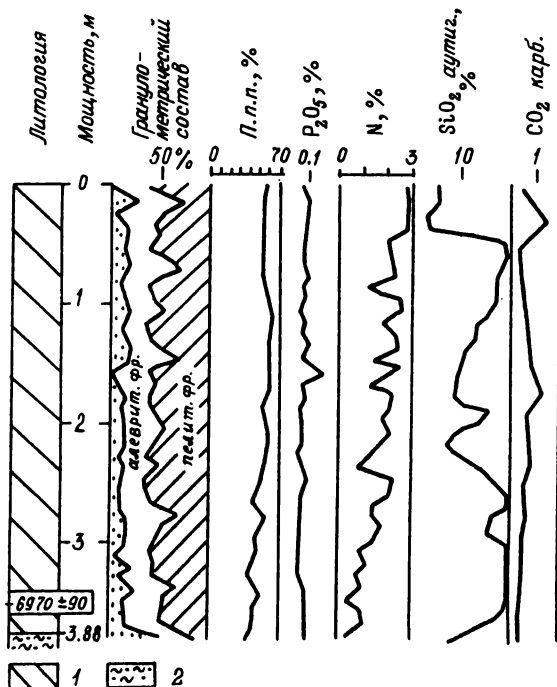


Рис. 40. Гранулометрический и химический состав донных отложений оз. Карасьего.

1 — сапропель, 2 — глина с древесной.

сложноцветных. Показательно уменьшение пыльцы осоковых и мезофитного разнотравья и наличие пыльцы макрофитов. По колебаниям содержания пыльцы полыни и злаковых выделены две подзоны. Более влажный климат, судя по составу спектров, присущ времени формирования осадков третьей подзоны. На протяжении всего среднего голоцена господствовала лесная растительность — сосновые и березовые леса.

В IV зоне увеличивается содержание пыльцы травяно-кустарниковых растений. Выделено три подзоны. Судя по составу спектров наиболее влажные климатические условия отмечались в период формирования осадков, когда в спектрах увеличилось содержание пыльцы полыни, уменьшилось количество злаковых и маревых, возросло количество пыльцы сосны.

Резкое изменение состава спектров фиксируется в верхних слоях колонки, где доминирует пыльца травяно-кустарниковых растений, злаковых и сложноцветных. Среди древесных пород абсолютно преобладает пыльца березы (90—100 %).

По составу и характеру диатомовых комплексов в колонке отложений озера выделено восемь зон (рис. 42, а, б). Результаты диатомового анализа хорошо сопоставимы с данными климатостратигра-

фических этапов, установленных по палинологическим данным, подтвержденным радиоуглеродным датированием.

В нижних горизонтах колонки (зона I) содержание диатомей низкое — 7 тыс. створок в 1 г воздушносухого осадка. Господствуют обитатели бентоса (86 % створок), доминирует донная *Navicula radiosa* Kütz., широко распространенная в водоемах умеренной зоны с нейтральной реакцией воды, β -мезосапроб. Эта диатомея господствует в отложениях озера на протяжении всего периода осадконакопления, что свидетельствует об относительной стабильности природной обстановки. Субдоминанты — бентосные *N. pupula* Kütz. и *Stauroneis phoenicentron* (Nitzsch.) Ehr., также массовые во всей толще отложений. На протяжении фазы первоначального обводнения котловины происходил рост глубины бассейна, возрастала роль планктонных диатомей: численность субдоминанта достигла планктонная *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz. Среда в водоеме была слабощелочная, близкая к нейтральной.

Зона II характеризуется существенной перестройкой диатомовых комплексов: на порядок возрастает общая численность диатомей, достигая 7 млн створок; ведущими (до 61 %) становятся планктонные диатомеи. Доминантом является *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Sim., характерная для планктона мезотрофных и эвтрофных вод. Выше по разрезу она практически не встречается. В состав массовых форм кроме указанных для первой фазы входят в качестве субдоминантов живущие в обрастаниях *Fragilaria brevistriata* Grun. и *Opephora martyi* Herib., что свидетельствует о большом развитии зарослей макрофитов. Растет доля участия алкалифильных видов, т. е. повышается щелочность воды. Вся совокупность данных говорит о том, что 7 тыс. лет назад озеро в условиях климатического оптимума было высокопродуктивным и сравнительно глубоким водоемом. Это фаза наибольшей обводненности озерной котловины.

На следующем этапе (зона III) численность диатомей возрастает до 12 млн створок, но резко сокращается содержание диатомей планктона (с 13 до 2 %). Абсолютным доминантом остается *Navicula radiosa* (до 60 % створок). Субдоминанты — *N. pupula*, *Neidium iridis* (Ehr.) Cl. и обрастатель алкалифил *Cymbella cesatii* (Rabenh.) Grun. Формирование отложений происходило в высокопродуктивном, зарастающем бассейне.

Во вторую половину среднего голоцена в суббореальное время (зона IV) численность диатомей снижается до 8 млн; среди доминантов — планктонная *Cyclotella comta*, обитатели дна водоемов: *Navicula radiosa*, *N. pupula* (доминанты), *N. laterostrata* Hust. и *Stauroneis phoenicentron* (субдоминанты). По-прежнему преобладающей группой остаются диатомеи алкалифилы (52 % створок). Озеро было высокопродуктивным неглубоким водоемом.

В субатлантическое время (зона V) численность диатомей снижается вдвое (до 3,2 млн), содержание планктонных диатомей возрастает (до 17 %), планктонная *Cyclotella comta* наряду с бентосными *Navicula* становится одним из доминантов.

Далее (зона VI) продуктивность экосистемы озера оставалась на прежнем уровне, но водоем был в регрессивной фазе — в доминиру-

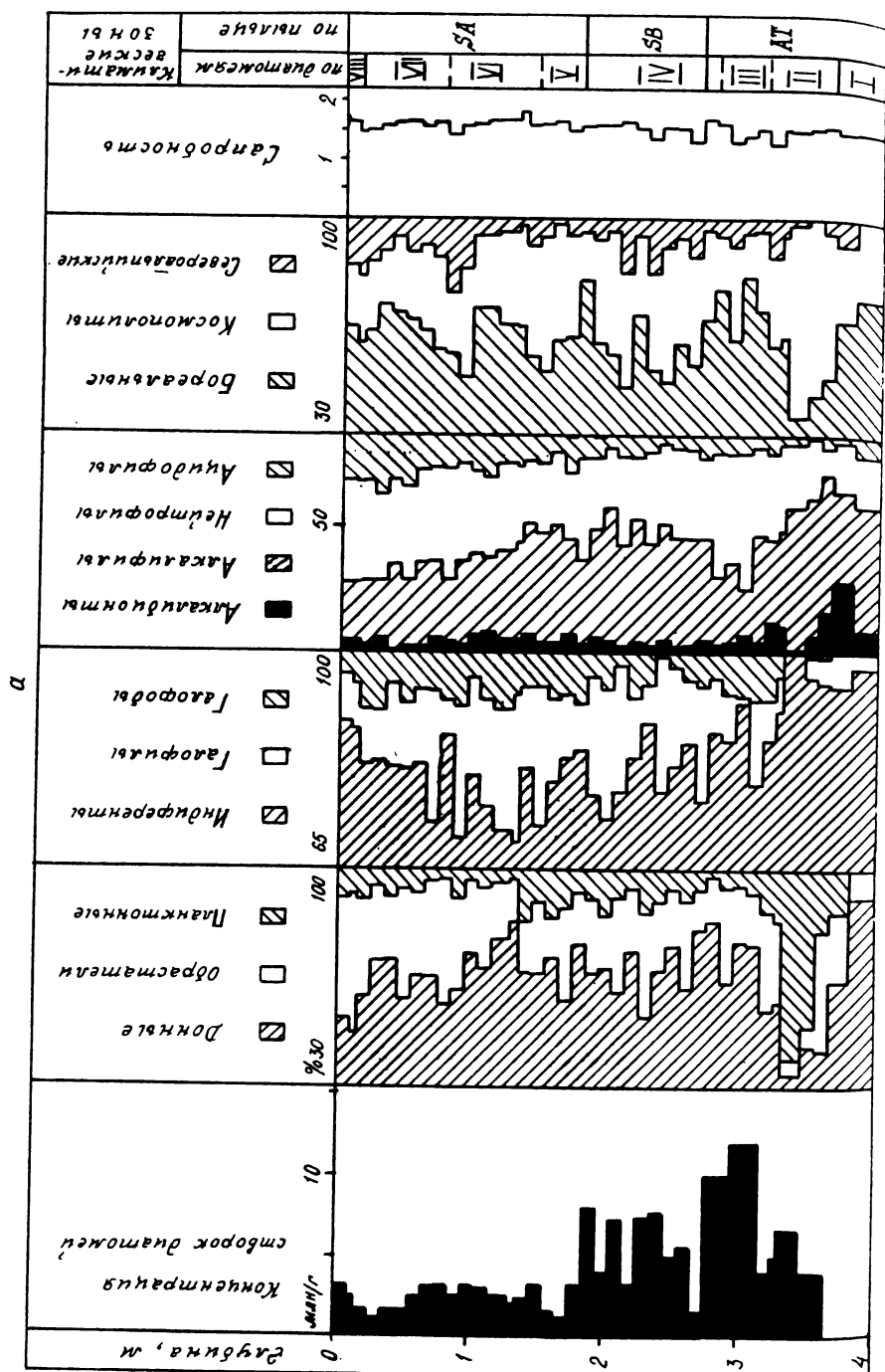
ющем комплексе господствовали донные *Navicula radiosa*, *N. pupula* (доминанты), *Stauroneis phoenicentron*, обрастатели *Cymbella aequalis* W. Sm., *C. cesatii* и планктонная *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz. (субдоминанты). Содержание створок планктонных диатомей в среднем 4 %. Постепенно возрастает роль диатомей-ацидофилов и снижается количество алкалифилов, активно развивается примыкающий к озеру болотный массив, откуда поступают подкисленные воды.

Зона VII характеризуется снижением содержания диатомей до 2.5 млн и возрастанием роли планктона до 8 %. При общем доминировании бентосных диатомей субдоминантом становится *Cyclotella comta*, доминанты — *Navicula*, *Stauroneis* и *Cymbella aequalis*, указанные для предшествующей фазы. Регрессия сменилась постепенным поднятием уровня воды озера. Наряду с *C. comta* субдоминант — планктонная *Tabellaria fenestrata*, остальные массовые диатомеи — бентосные *Navicula radiosa*, *Cymbella aequalis*, *C. angustata* (W. Sm.) Cl. Возрастает значение ацидофилов — до 24 % створок. Это время соответствует малому ледниковью Европы, но, по-видимому, здесь не наблюдалось существенного роста увлажненности.

Верхний горизонт отложений (зона VIII) соответствует современной эпохе, когда на фоне заметного иссушения климата усилилось антропогенное воздействие на водоем, что выразилось в росте общей численности диатомей в отложениях (до 15.3 млн), слабом развитии планктона (до 2.5 % створок). Доминирующий комплекс по составу тождествен с предыдущей фазой, но из него исчезает *Cyclotella comta*.

Таким образом, обводнение котловины и процесс осадконакопления в оз. Карасьем начались более 7 тыс. лет назад. Время среднеголоценового климатического оптимума сопровождалось развитием на водосборах лесной растительности с преобладанием сосны и березы. Это был период, когда озеро становится относительно глубоководным мезотрофно-эвтрофным. В следующую, наиболее теплую эпоху в лесах появляются широколиственные породы — дуб, вяз, осина. В это время водоем достигает максимума продуктивности. В суббореале распространены сосново-березовые леса, продуктивность экосистемы несколько снижается. Субатлантическое время характеризуется развитием березовых лесов с участием сосны. Озеро находится в трансгрессивной фазе, продуктивность его экосистемы снижается. В современную эпоху наблюдается аридизация климата, увеличение роли степных элементов. В самом верхнем горизонте отложений при скачкообразном росте численности диатомей до 13 млн изменения в структуре диатомового комплекса незначительны; это показывает, что экосистема озера, испытывающая в настоящее время сильное антропогенное воздействие, находится пока в устойчивом состоянии. Для характеристики современного состояния озерной экосистемы были изучены диатомовые водоросли в поверхностном слое отложений (рис. 42), где в значительном количестве накапливается *Navicula subtilissima* Cl. — характерный обитатель горных озер с кислой реакцией воды, так как в озеро поступают воды с заболоченной части котловины.

В отложениях в диатомовых комплексах доминируют те же диа-



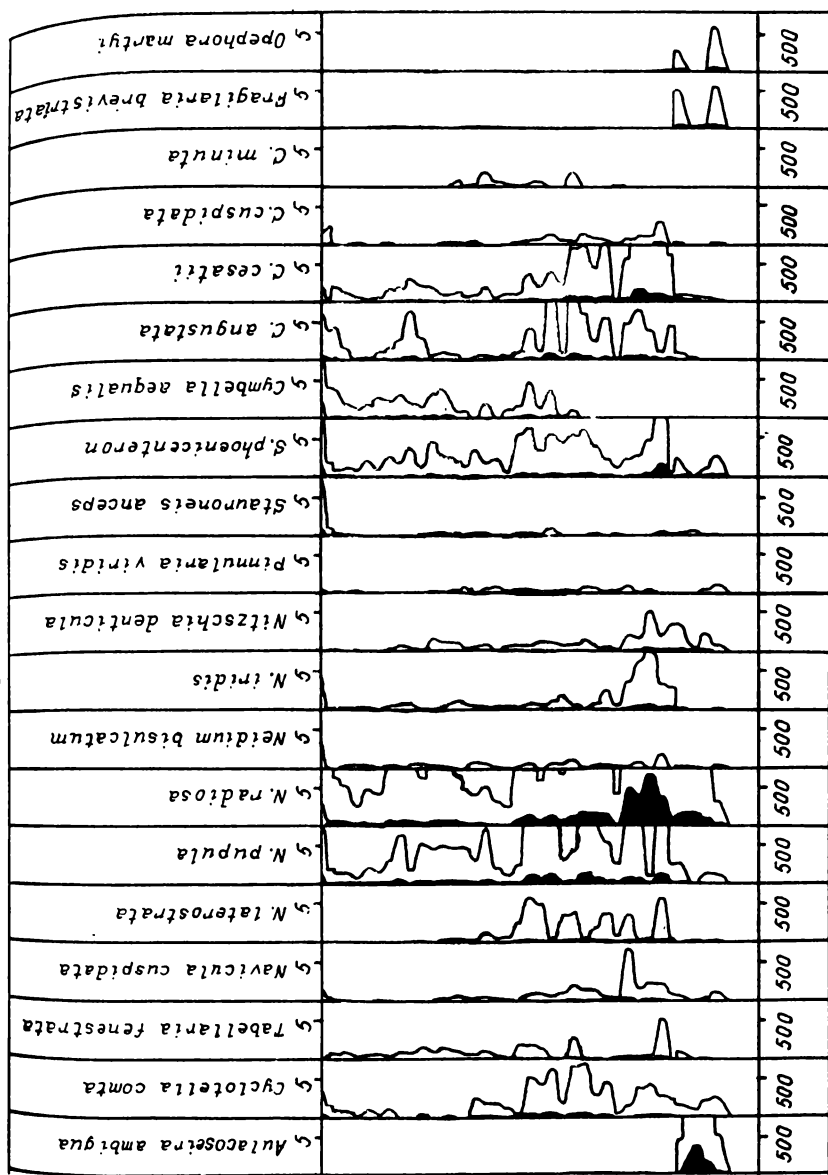


Рис. 42. Диатомовая диаграмма донных отложений оз. Карас'ею.

а — экологическая характеристика диатомовых комплексов; б — состав массовых форм диатомей.

томеи, что характерны для осадочной толщи — *Navicula radiosa* и *N. pupula*. Как и ранее, господствуют обитатели бентоса (до 93 % створок). Максимальное количество створок накапливается в более глубоких участках котловины. Различия в условиях обитания и седиментации диатомей отражены в величинах суммарных индексов сапробности диатомовых комплексов (Давыдова, 1985). Хотя все они находятся в пределах β -мезосапробности, самый высокий индекс 1.73 приурочен к глубоководной станции, которая, по-видимому, испытывает влияние сточных вод и рекреационной активности у южного побережья. В поверхностных осадках встречены диатомеи α -мезосапробы, ранее не характерные для озера: *Stephanodiscus hantzschii* Grun., *Nitzschia communis* Rabenh., увеличивается количество *Navicula cryptocephala* Kütz., что можно расценивать как ухудшение экологического состояния озерной экосистемы.

Озеро Щучье. Озеро расположено у подошвы хр. Кокчетау в пределах лесной зоны. Главный источник питания озера — грунтовые воды, а также притоки и талые воды. Озеро окружено тремя береговыми валами, что свидетельствует о снижении его уровня. Сообщается Л. Л. Цеебом, что с 1902 по 1937 г. оно обмелело более, чем на 2 м. Ранее озеро было сточным; его воды по р. Колчакты поступали в оз. Копя. В настоящее время сток озера используется для водоснабжения г. Щучинска, поверхностного стока из озера нет. Дно озера на большой площади песчаное, иловые отложения распространены в глубокой центральной области.

Планктон, по данным лета 1931 г. (Анисимова, 1951), беден по составу. В нем господствуют коловратки и перидинии, диатомеи немногочисленны и представлены факультативно-планктонными обитателями бентоса — *Amphora pediculus* (Kütz.) Grun. и *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll. Из истинно планктонных обычна *Cyclotella comta*, встречены также планктонные *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Sim., *Stephanodiscus rotula* v. *minutula* Rossa. Slims, *Tabellaria fenestrata* и *Fragilaria capucina* Desm. Из обростателей обильны *Epithemia zebra* v. *saxonica* (Kütz.) Grun. Всего в планктоне встречено 22 вида и разновидности диатомей.

В 1931 г. был изучен состав диатомей в иловом монолите из центральной части озера длиной в 81 см. Содержание диатомей в нем оказалось низким; найдено 24 вида и разновидности, более часто встречались *Cyclotella comta*, *Epithemia sorex* Kütz., *Amphora pediculus* и *Cyrosigma attenuatum* (Kütz.) Rabenh. Отмечены следы растворения створок.

В 1985 г. нами изучена колонка донных отложений, взятая у северного берега озера с глубины 2.2 м (рис. 43). Разрез отложений был пройден на 50 см и имел следующее строение:

- 0—46 см — ил серовато-бурый пелит-алевритовый с примесью песка, заметно слоистый (чередование тонких буроватых и серых слойков), с включениями обломков раковин моллюсков и растительных остатков, насыщен карбонатами. Интервал 35—37 см — прослой торфа темно-бурого цвета.
- 46—50 см — ил темно-серый пелитовый, плотный, слоистый (чередование серых и темно-серых слойков), с редкими включениями мелких раковин моллюсков.

Спорово-пыльцевым методом установлено, что в общем составе

преобладает пыльца древесных пород (50—75 %), доминирует сосна обыкновенная, березы насчитывается от 8 до 25 %, единично встречаются лиственница, пихта, ель и сосна сибирская. В группе травяно-кустарничковых наибольшее значение имеют злаковые (до 30 %) и полыни (от 20 до 55 %), меньше сложноцветных и маревых.

Состав спорово-пыльцевого комплекса позволяет отнести осадки к позднему голоцену (HL4), выделено четыре подзоны, характеризующие изменения климатических условий.

Первая подзона характеризуется значительным содержанием пыльцы полыни. Во 2-й подзоне — преобладание в составе пыльцы злаковых. 3-я подзона отличается повышением содержания пыльцы березы, встречена единично пыльца ели. В 4-й подзоне увеличен процент пыльцы злаковых (до 30 %).

Климатические условия в позднем голоцене изменялись от влажных (1-я подзона) к более сухим (2-я подзона), затем более влажным (3-я подзона) и вновь к сухим (4-я подзона). Вероятно, увеличение увлажненности климата во время формирования осадков 3-й подзоны связано с малой ледниковой эпохой.

В отложениях указанной колонки встречено 73 вида и разновидности пресноводных диатомей и единично — створки солоноводных видов, мезогалобов: *Campylodiscus clypeus* Ehr., *Gomphonema salinarum* (Pant.) Cl. и *Synedra pulchella* (Rubfs) Kütz. Господствуют представители бентоса (70 видов), из планктонных найдены *Aulacoseira ambigua*, *Cyclostephanos dubius*, *Cyclotella comta*, *C. quadriipunctata* (Schröt.) Keisl. и *Synedra parasitica* (W. Sm.) Hust.

В интервале (рис. 44) содержание створок в нижнем образце незначительно — 3 тыс. в 1 г воздушносухого осадка, встречены единично бентосные *Paralia arenaria* Moore, *Epithemia zebra* (Ehr.) Kütz., *Fragilaria brevistriata*. Далее оно резко возрастает (до 600 тыс.), обильно развиваются донные диатомеи (до 56 % створок), доминируют *Navicula tuscula* v. *minor*, *Amphora ovalis*, *A. libyca* и эпифит *Fragilaria brevistriata* Grun. Из планктонных обильны *Cyclotella comta* и *C. bodanica* Grun. Осадконакопление происходило в условиях роста обводненности котловины, вода озера отличалась высокой прозрачностью, заросли макрофитов были развиты слабо.

В отложениях II зоны, содержащих большое количество грубых остатков макрофитов и раковин моллюсков, численность диатомей достигает 4 млн, господствуют, как и ранее, донные диатомеи; состав доминантов практически не меняется, но появляются мезогалобы — *Campylodiscus clypeus* и *Synedra pulchella*, растет количество галофилов (более 13 % створок). Так в составе диатомовых комплексов отразился период иссушения климата, приведший к регрессии озера и легкому осолонению прибрежных мелководий.

Третья зона характеризуется самым высоким содержанием створок (до 5 млн) при существенном преобладании диатомей обрастаний (60—71 %). Мезогалобы отсутствуют, численность галофилов небольшая (до 6 %), господствуют эпифитные *Fragilaria*: *F. construens* v. *venter* (Ehr.) Grun. и *F. brevistriata*. В значительных количествах встречены диатомеи прозрачных олиготрофных озер — *Paralia arenaria*, *Navicula diluviana*

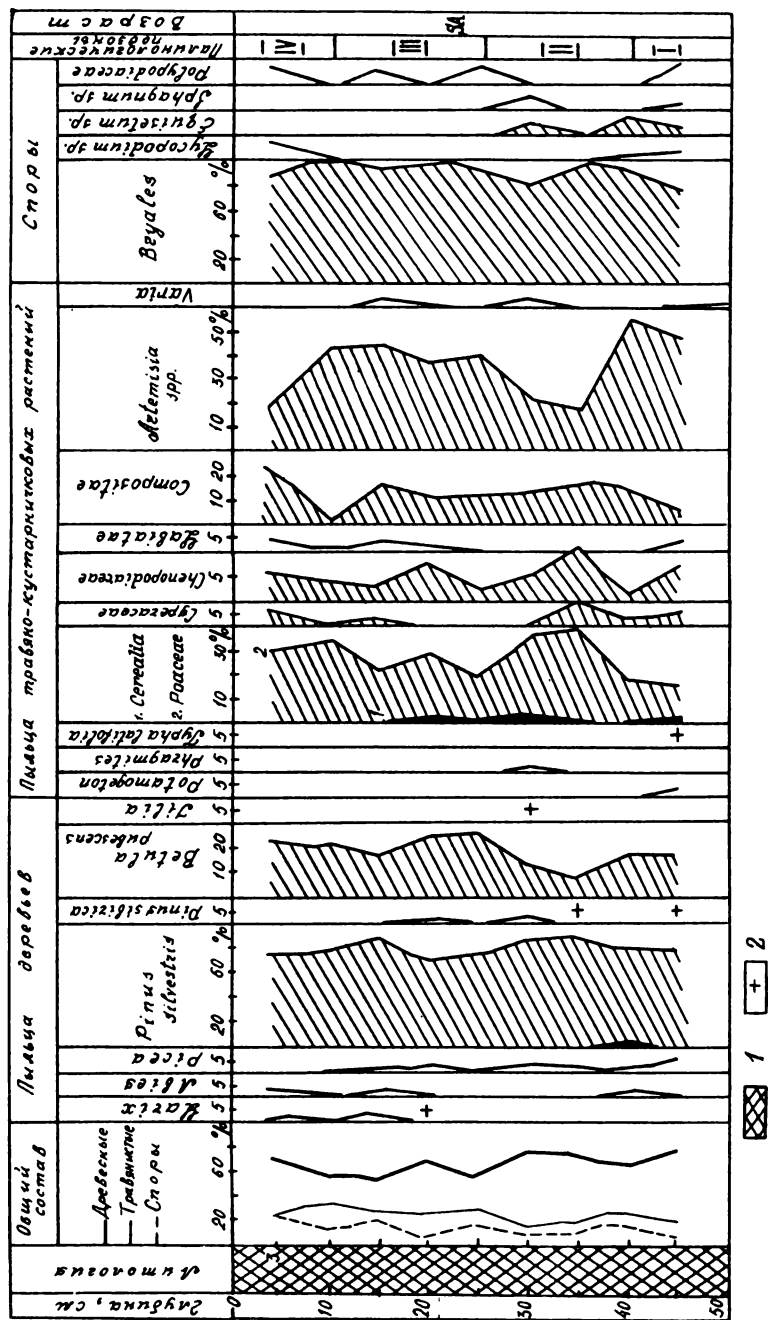


Рис. 43. Палинологическая диаграмма донных отложений оз. Щучьего (рис. 39, разрез 2).

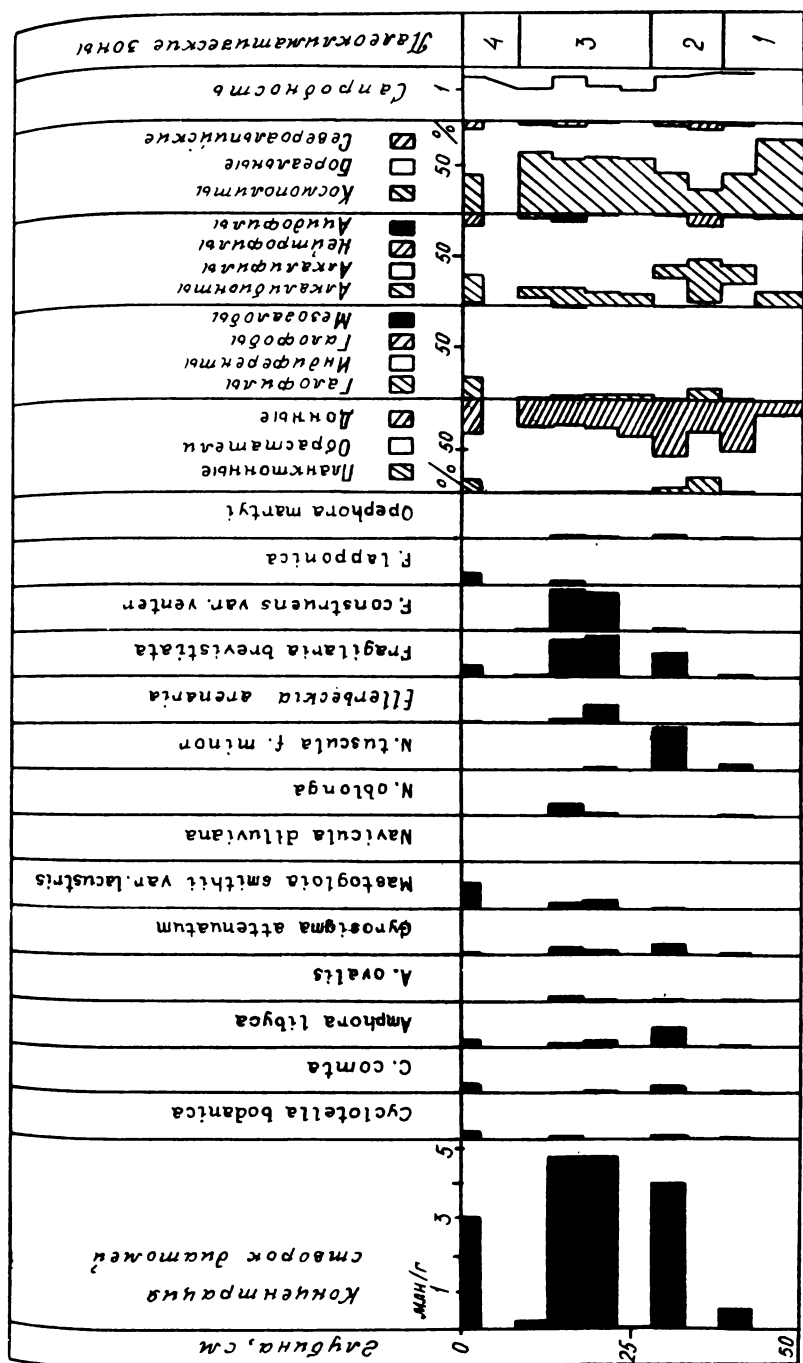


Рис. 44. Диагнотическая диаграмма донных отложений оз. Щучьего (рис. 39, разрез 2).

Krasske, *N. oblonga* Kütz. Отложения оформились в период «малого ледникового», когда в условиях холодного и влажного климата, характерного для Северной Европы в XIII—XIX вв., озеро было в трансгрессивной фазе; в его прибрежной зоне разреженные заросли макрофитов чередовались с участками открытого грунта, где развивались донные диатомеи. В литораль попадали планктонные *Cyclotella* из более глубоких областей озера.

Верхний горизонт отложений характеризует усиление аридизации климата и регрессию озера в конце XIX и в XX вв., сопровождающуюся ростом минерализации воды. Численность диатомей остается высокой (3 млн) при почти равном накоплении створок эпифитов и донных. Доминантом становится донная галофильная *Mastogloia smithii* v. *lacustris* Grun., створки галофилов составляют более 25 % от их общего содержания. Содоминанты — эпифиты *Fragilaria lapponica* Grun. и *F. brevistriata*. Единично отмечен мезогалоб *Gomphonema salinarum*.

В верхнем жидком неконсолидированном слое отложений — пелогене (рис. 45) — в прибрежной и центральной частях озера на глубине 15 м встречено 60 видов и разновидностей пресноводных диатомей, а на прибрежной станции единично — створки донного мезогалоба *Campylodiscus clypens*.

Массовыми в современных отложениях в центральной части озера являются эпифиты *Fragilaria brevistriata* и *F. construens* (Ehr.) Grun., а также планктонная *Aulacoseira ambigua*; створки эпифитов составляют 62 %, обитателей дна — 25 %, планктонных диатомей — 13 %. Кроме *Aulacoseira* в небольшом количестве встречены планктонные *Cyclotella comta*, *C. bodanica* и *Tabellaria fenestrata*. Следовательно, в глубоководной области озера диатомовый комплекс формируется в значительной степени за счет диатомей бентоса. Состав и строение диатомовых комплексов показывают существенные изменения природной обстановки за 55 лет, прошедшие со времени первых исследований диатомей в оз. Щучьем в 1931 г. (Анисимова, 1951). Изменения состава массовых форм свидетельствуют об увеличении зарослей макрофитов, субстрата для развития эпифитных *Fragilaria*, а наличие среди доминантов *Aulacoseira ambigua*, характерной для планктона мезотрофных и эвтрофирующихся водоемов, говорит о повышении трофического статуса озерной экосистемы, что вызвано как усилившимся антропогенным воздействием, связанным с превращением побережий озера в рекреационную зону (строительство санаториев и домов отдыха, рост численности населения г. Щучинска), так и ростом минерализации озера в условиях аридизации климата.

Остракоды в донных отложениях озера изучены из восьми поверхностных проб, взятых по продольному профилю на различных глубинах. Обильный и разнообразный по видовому составу комплекс обнаружен на глубине 2.2 м: *Candona neglecta* Sars., *C. caudata* Kaufmann, *C. ex gr. candida* Müller, *Cypria lacustris* Sars, *Ilyocypris* ex gr. *brady* Sars, *Limnocythere inopinata* (Baird), *L. ex gr. flexa* Neg.-Nik., *Cytherissa lacustris* Sars, *Darwinula stevensoni* (Brady et Robertson). Доминирующими среди них являются кандоны (60 %), субдоминанты — дарвинулы (12 %); приблизительно в одинаковых количествах присутствуют цип-

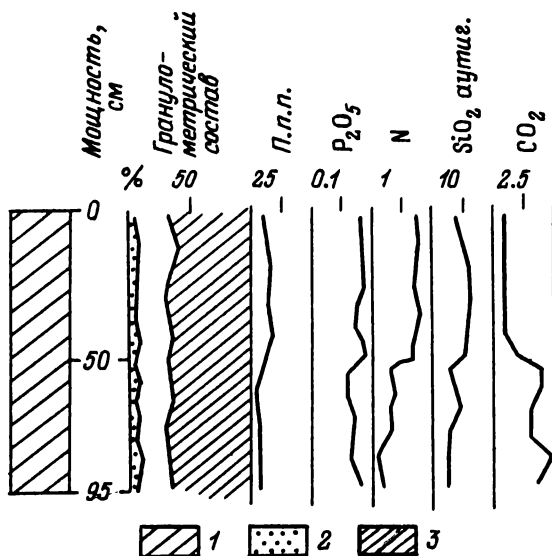


Рис. 45. Гранулометрический и химический состав донных отложений оз. Щучьего (колонка 3, глуб. 20 м).

1 — ил, 2 — алевроитовая фракция, 3 — пелитовая фракция.

рии, илиоциприсы и лимноцитеры (8—9 %); в единичных экземплярах встречены цитериссы. Близкий видовой состав обнаружен на глубине 4 и 6 м, но здесь увеличивается доля раковин *Cytherissa lacustris* Sars (до 28—25 % соответственно), общее количество раковин составляет несколько сотен экземпляров.

На небольших глубинах ассоциации остракод менее разнообразны и беднее в количественном отношении. Так, на глубине 15 м обнаружено 55 экз., среди которых преобладают лимноцитеры (35 экз.), в равных количествах присутствуют цитериссы и кандоны; на глубине 17 м — всего 12 экз., из них 6 лимноцитер, 4 — цитерисс и 2 — кандоны. На глубине 25 и 24 м остракоды представлены единичными створками и обломками цитерисс и кандон.

Таким образом, наибольшее разнообразие и количество остракод приурочено к мелководным участкам озера (до 10 м) и уменьшается с увеличением глубины. В мелководных участках доминируют кандоны, на средних глубинах — кандоны и лимноцитеры, а на глубинах более 10 м — цитериссы.

Остракоды в колонках отложений из мелководной и глубоководной (рис. 46) частей озера представлены родами *Candona*, *Ilyocypris*, *Limnocythere*, *Cytherissa*, количественное соотношение которых изменяется по разрезу. Так, в колонке, взятой на глубине 2.2 м в интервале 46—50 см, отмечается комплекс остракод, состоящих из видов *Candona neglecta* Sars, *C. ex gr. candida* Müller, *Ilyocypris ex gr. brady* Sars, *Limnocythere ex gr. flexa* Neg.-Nik., *L. inopinata* (Baird), *Cytherissa lacustris* Sars, среди которых до-

минируют лимноцитеры (66 %), а субдоминантами являются кандоны (25 %). Остальные виды содержатся в незначительном количестве. *Limnocythere inopinata* обычна для пресных, реже — солоноватоводных мезотрофных водоемов и особенно характерна для щелочных карбонатных вод на глубинах от 1.5 до 15 м (Коваленко, 1976; Зубович, 1983; Carbonel e. a., 1988, и др.). *Candona neglecta*, по данным З. С. Бронштейна (1947), относится к стенотермично холоднолюбивым видам, обитающим преимущественно в пресноводных, реже — солоноватоводных озерах. Остальные виды также типичны для пресноводных водоемов. Эти сведения позволяют сделать вывод о пресноводном характере озера со средними глубинами, карбонатными водами и щелочной реакцией среды.

В интервале 39—46 см, где осадок представлен серым илом, отмечается значительное увеличение в ассоциациях *Cytherissa lacustris* (до 86 %). Представители родов *Candona* и *Limnocythere* составляют соответственно 7.5 и 6.5 %. Увеличение количества представителей *Cytherissa lacustris*, характерного обитателя олиготрофных озер, свидетельствует о повышении общего уровня озера, о снижении степени трофности и, возможно, температуры по сравнению с предыдущей стадией. Эта фаза развития озера выделяется и по данным диатомового анализа.

Выше — прослой (5 см) растительности без следов разложения, свидетельствующий о периоде осушения и зарастания данного участка озера, сопоставимый с интервалом 52—56 см разреза глубоководной колонки, охарактеризованным III комплексом остракод, в котором преобладают лимноцитеры и резко сокращается количество цитерисс, что указывает на регрессию озера. По данным диатомового анализа также установлено падение уровня в период аридизации климата. Далее отмечается резкое увеличение вида *Cytherissa lacustris* (74 %) — обитателя олиготрофных озер с прохладной водой и высоким содержанием кислорода. Этот горизонт сопоставляется с IV комплексом остракод в глубоководной колонке, с трансгрессивной фазой развития озера, фиксируемой данными диатомового анализа, которая соответствует периоду «малого ледникового».

Верхняя часть разреза характеризуется общим сокращением количества раковин остракод, среди которых преобладают кандоны, отмечается небольшое количество лимноцитер и отсутствуют цитериссы. Доминирование кандон может служить индикатором некоторого снижения уровня озера по сравнению с предшествовавшей фазой его развития.

В центральной части озера на глубине 20 м была взята колонка длиной 95 см, имеющая следующее строение (рис. 46, б).

0—22 см — ил бурый пелитовый с включениями растительных остатков.

22—95 см — ил зеленовато-серый пелитовый тонкослоистый (чередование темных слоев, насыщенных органикой и гидротроилитом, и более светлых).

Выделенные в отложениях комплексы остракод сходны с комплексами в литоральной колонке (рис. 46, а). Так, I комплекс выделен в интервале 73—95 см, где насчитывается по несколько сотен экземпляров, среди которых доминируют лимноцитеры — *Limnocythere inopinata* и *L. ex gr. flexa*, составляющие 85—99 %, реже встречаются кандоны (15—0.5 %). По доминированию лимноцитер и неболь-

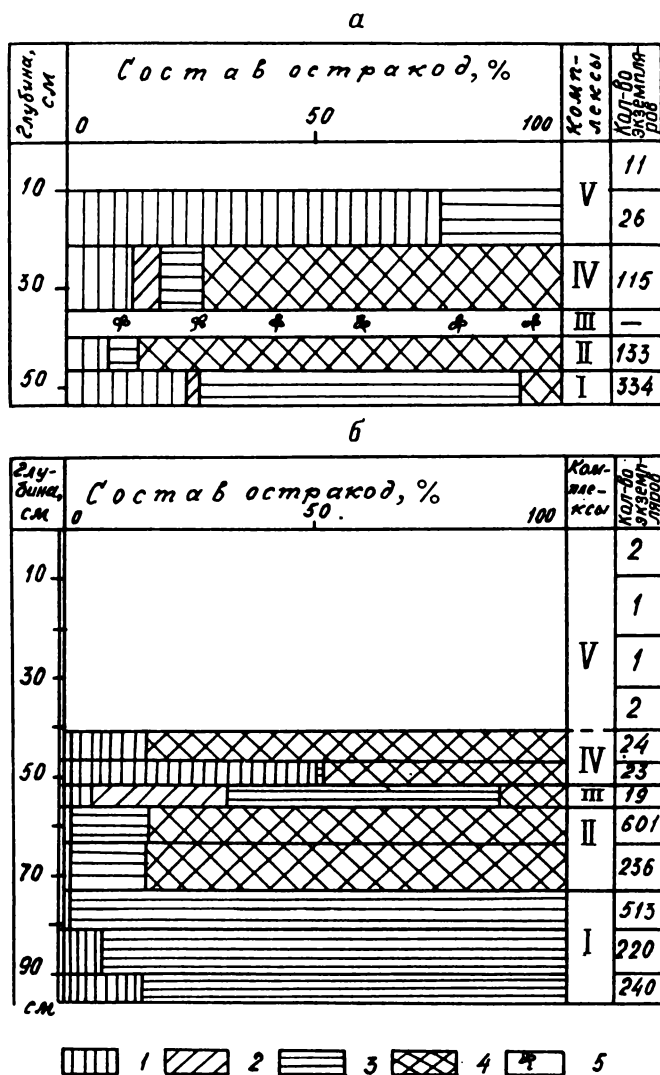


Рис. 46. Состав и количество остракод в донных отложениях оз. Щучьего.

а — колонка 2, б — колонка 3. 1 — *Candona*, 2 — *Ilyocypris*, 3 — *Limnocythere*, 4 — *Cytherissa*, 5 — растительные остатки.

шому количеству кандон этот комплекс соответствует нижнему комплексу из литоральной колонки. II комплекс выделяется в интервале 56—73 см. Остракоды здесь также встречаются в больших количествах (до 600 экз. в пробе); доминирующей является *Cytherissa lacustris* Sars., характерная преимущественно для олиготрофных озер Евразии и Америки, являющаяся индикатором высокого содержания кислоро-

да в придонных слоях и обитающая на глубинах от 10 до 40 м, а иногда и более в холодных водах (Бронштейн, 1947; *Cytherissa* 1990, и др.). Этот вид составляет в данном комплексе 83—84 %. Кроме него присутствуют *Limnocythere* ex gr. *flexa* Neg.-Nik. (15—16 %) и единичные кандоны. Приведенные данные свидетельствуют о том, что во время формирования отложений произошло углубление озера, снижение уровня трофии и, возможно, температуры воды по сравнению с предыдущим этапом развития озера. III комплекс характеризуется общим сокращением количества остракод, преобладанием среди них лимноцитер, сокращением доли цитерисс (до 12 %). Вероятно, эти изменения связаны с увеличением степени трофии и понижением уровня озера, отмеченном также в литоральной колонке. В IV комплексе вновь увеличивается процентное содержание *Cytherissa* (49—83 %). Этот факт свидетельствует о снижении трофности и повышении уровня озера. Сходный комплекс остракод отмечается в колонке 2 в интервале 21—34 см. В верхнем интервале колонки (0—41 см) остатки остракод представлены единичными экземплярами *Candona*, *Limnocythere* или *Cytherissa*. Редкость находок позволяет лишь весьма условно по качественному составу остракод наметить чередование периодов то более мелководного (32—41 см), то более глубоководного (по присутствию цитерисс) режима озера (инт. 20—32 см). В верхнем слое осадка (0—20 см) вновь появляются кандоны и лимноцитеры, свидетельствующие о некотором понижении уровня озера по сравнению с предыдущим интервалом.

Установленная по колонкам донных отложений последовательность комплексов диатомей и остракод прослеживается как в глубоководной, так и в мелководной частях озера. Колонка в глубоководной части охватывает, судя по комплексам остракод, осадки, приблизительно синхронные вскрытым колонкой в его мелководной части, но мощность отдельных прослоев в глубоководной части больше, чем в мелководной. Особенно это относится к нижнему слою в глубоководной части. Выявленная последовательность комплексов остракод отражает колебания уровня озера за последние 2—2.5 тыс. лет, которые в общих чертах совпадают с выводами, полученными в результате диатомового анализа.

Озеро Боровое. Озеро Боровое расположено у северного подножия Кокчетавского хребта. К его северным, западным и южным берегам подходят сильно выветренные гранитные массивы, восточный берег — отлогий песчаный с хорошо выраженным береговым валом. Общая минерализация воды по материалам 1939 г. составляла 80.6 мг/л, содержание кислорода — 10.45 мгО/л, pH — 7.2—8.1. Ложе озера выравнено и имеет постепенный уклон к северу, где из него вытекает р. Громотуха, впадающая в оз. Б. Чебачье. Сток зарегулирован шлюзом, дно до изобаты 3 м выстилают илы, прибрежная зона — песчаная.

Как показали наши исследования, в поверхностном слое иловых отложений потеря при прокаливании составляет 30 %, содержание аутигенного кремнезема — 21, P_2O_5 ~ 0.1 %, N ~ 2 %. По гранулометрическому составу они алеврит-пелитовые (фракция 0.005 мм составляет до 75 %).

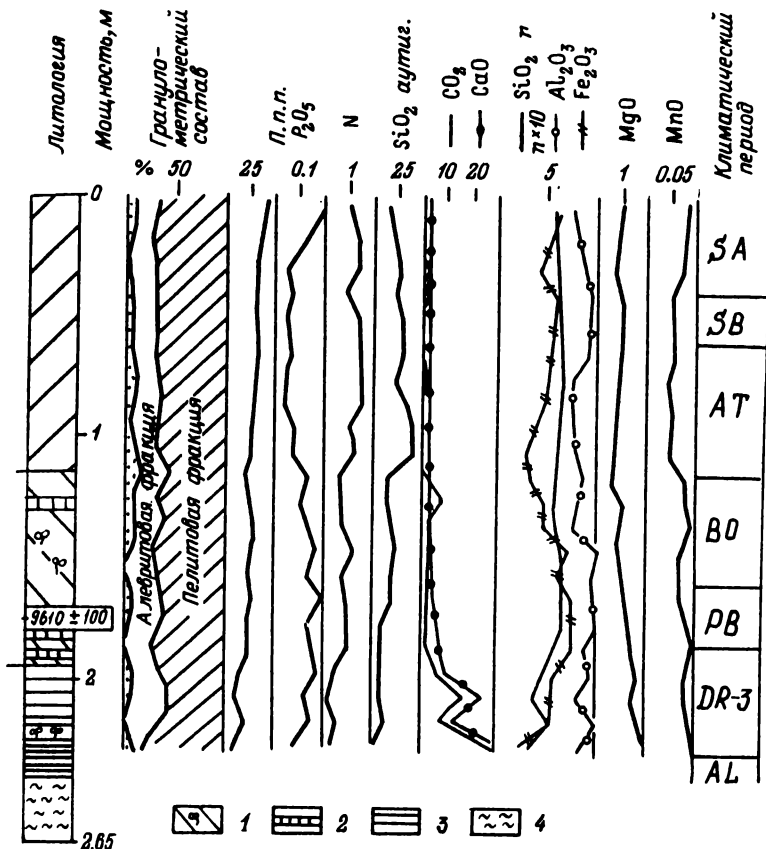


Рис. 47. Гранулометрический и химический состав донных отложений оз. Борового.

1 — ил с растительными остатками; 2 — прослой озерной извести; 3 — слоистая глина; 4 — суглинок.

Колонка донных отложений, взятая на глубине 3.5 м в северо-западной части озера, вскрыла следующий разрез отложений (рис. 47):

- 0—115 см — ил зеленовато-бурый, алеврит-пелитовый, органический, с растительными остатками и отдельными включениями гидротроилита.
- 115—194 см — ил бурых, зеленоватых, серых оттенков, алеврит-пелитовый, с большим количеством растительных остатков, слоистый (чередование темно-бурых органогенных и светло-бежевых карбонатных прослоев). Нижняя граница резкая по смене окраски.
- 194—241 см — серая глина алеврит-пелитовая, внизу есть примесь органических остатков. Глина плотная с раковистым изломом. Нижний контакт резкий по смене структуры осадка.
- 241—260 см — глина серая, рыхлая, комковатая, с включением песка, гальки.
- 260—265 см — глина темно-серая, алевритовая, очень плотная, «сухая», распадается на кубиковидные отдельности.

Возраст насыщенного органикой образца отложений в интервале 175—195 см, определенный методом ^{14}C , оказался равным 9610 ± 100 л. н.

Спорово-пыльцевым методом в отложениях выделено шесть палинозон (рис. 48).

В I зоне в общем составе превалирует пыльца травяно-кустарничковых растений (70—90 %); пыльца деревьев (сосна, береза) составляет до 15 %, споры — от 8 до 15 %. Среди травянистых растений доминирует полынь (около 50 %), пыльцы маревых отмечено вдвое меньше, злаковых — до 10 %, разнотравье представлено единично.

Во II зоне увеличивается содержание пыльцы деревьев, главным образом — березы. Климат данного периода более сухой и холодный, что подтверждается минимальным содержанием в осадках органики.

В III зоне возрастает содержание пыльцы древесных пород. Среди травяно-кустарничковых преобладает пыльца полыни — до 40 % и маревых — до 40 % (наибольшие значения). Различия в строении спектров позволили выделить две подзоны.

Состав спектров свидетельствует о широком распространении сухостепных формаций, с березовым редколесьем. Граница между III и IV зонами, т. е. между отложениями бореального и атлантического времени выражена в резкой смене спектров и в доминировании пыльцы древесных пород сосны и березы; присутствует пыльца сосны сибирской, лиственницы, липы (единично). Следует иметь в виду, что наличие даже единичных пыльцевых зерен лиственницы свидетельствует о распространении лиственничков в исследуемом регионе. Увеличивается содержание пыльцы разнотравья, но доминирующая роль принадлежит пыльце полыни и злаковым, что в известной мере определяется их ветровым заносом из степной зоны. Отмечена пыльца культурных злаков, что указывает на появление земледелия. Присутствие пыльцы рдеста и тростника говорит об увеличении площади зарослей макрофитов.

В составе IV зоны выделено три подзоны. Для подзоны 1 характерны преобладание пыльцы березы, повышенное содержание пыльцы маревых до 32 %. Во 2-й подзоне возрастает содержание пыльцы сосны, отмечено появление пыльцы ели и сосны сибирской. Среди трав абсолютно доминирует пыльца полыни, определена пыльца культурных злаков, отмечается уменьшение содержания пыльцы злаковых и маревых и увеличение мезофильного разнотравья. В 3-й подзоне увеличивается общее содержание пыльцы деревьев, в основном сосны обыкновенной, появляется пыльца лиственницы и ольхи серой.

В целом атлантическое время можно охарактеризовать как влажное и теплое — это климатический оптимум голоцена. В растительном покрове господствовали сосновые боры, площади степных ценозов значительно сокращались. Наиболее влажные условия имели место в середине атлантики (2-я подзона).

V зона характеризуется максимумом содержания пыльцы сосны обыкновенной, увеличением количества пыльцы злаковых и маревых. Отмечена пыльца эфедры, что свидетельствует о наступлении аридной эпохи.

Данная палинозона может быть соотнесена с суббореальной фазой голоцена. Незначительная мощность осадков связана с аридизацией климатических условий.

Осадки верхних слоев колонки накопились в субатлантическое время, в них выделяются две подзоны.

Подзона 1 характеризуется повышенным содержанием пыльцы полыни, постоянным участием в спектрах пыльцы осоковых и мезофильного разнотравья. Среди древесных содержание пыльцы сосны и березы равное, единично присутствует пыльца ели и сосны сибирской. Состав спектров свидетельствует о более влажных климатических условиях, чем в суббореале. Подзона 2 отличается увеличением количества пыльцы травяно-кустарничковой группы, уменьшением пыльцы полыни и мезофильного разнотравья, что связано с усилением аридизации климата.

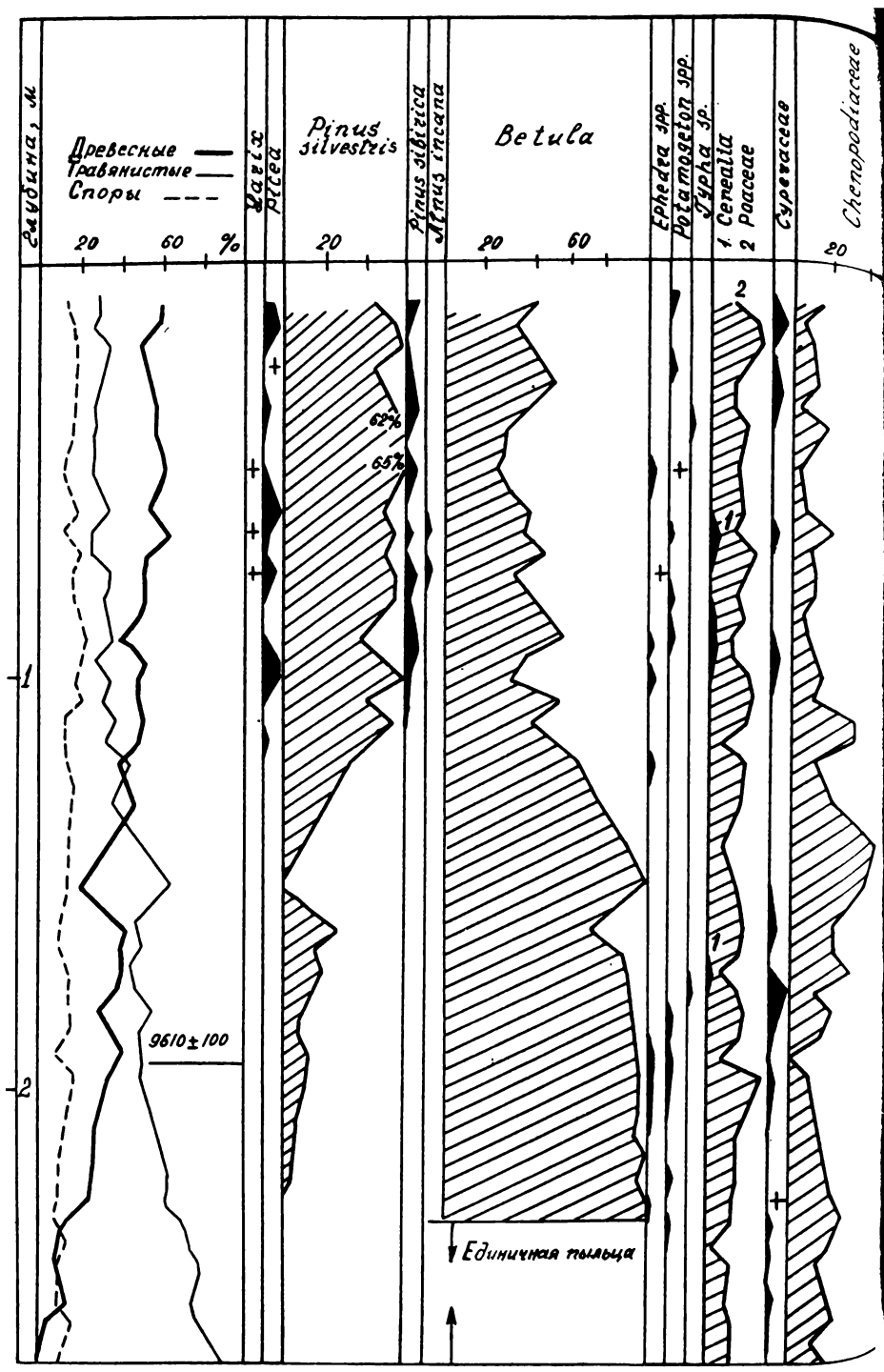
В колонке донных отложений определено 133 вида и разновидностей диатомовых водорослей, из них только шесть обитателей планктона. Подавляющее большинство составляют пресноводные диатомеи, олигогалобы, единично встречено четыре солоноводных вида мезогалоба.

Границы зон, выделенных в отложениях по составу диатомовых комплексов (рис. 49, а, б), практически совпадают с палинозонами и подзонами, за исключением позднего голоцена, где подразделение по составу диатомей более дробное.

В глинистых отложениях раннего голоцена количество створок возрастает вверх по разрезу, достигая 2.8 млн, господствуют донные диатомеи (до 64 %), но существенно и содержание створок планктонных водорослей (до 37 %). В доминирующий комплекс наряду с планктонной *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz. входят представители бентоса: *Fragilaria brevistriata*, *Pinnularia microstauron* (Ehr.) Cl. *Epithemia argus* (Ehr.) Kütz., характерная для позднеледниковых отложений озер Южного Урала (Давыдова, 1978), и *E. zebra*. В периоды развития планктона отмечено нахождение в осадках диатомей мезогалобов (*Anomoeoneis sphaerophora* v. *polygramma*, *Mastogloia smithii* Thw. и *Nitzschia apiculata* (Greg.) Grun.), сумма створок которых не превышает 2 % общего содержания створок в осадках.

Осадконакопление происходило в пресноводном бассейне с развитым планктоном и бентосом, довольно низкопродуктивным, прибрежные мелководья которого местами имели повышенную минерализацию воды. Далее, в позднем дриасе численность диатомей в глинах снижается (0.45—1 млн), изменяется состав доминантов: на первое место выходит обитатель прибрежных мелководий олиготрофных озер *Ellerbeckia arenaria* (Moore) Crawford. Озеро было более мелководным, низкопродуктивным, олиготрофным. Это эпоха позднего дриаса.

С начала голоценового времени активизация продукционных процессов приводит к изменению в озере характера осадконакопления — в глубоководной части котловины начинают формироваться илы. В интервале 165—194 см, которые, по нашему мнению, соответствуют пребореальному времени (возраст слоя 175—194 см по ^{14}C ~ 10 тыс. л. н.), численность диатомей достигает 17 млн при господстве эпифитов (до 83 %). Доминанты — эпифитные *Fragilaria*, донная *Amphora pediculus* (Kütz.) Grun. В диатомовых комплексах в качестве субдоминанта впервые появляется планктонная *Aulacoseira italica* (Ehr.) Sim., диатомея, характерная для мезотрофных водоемов.



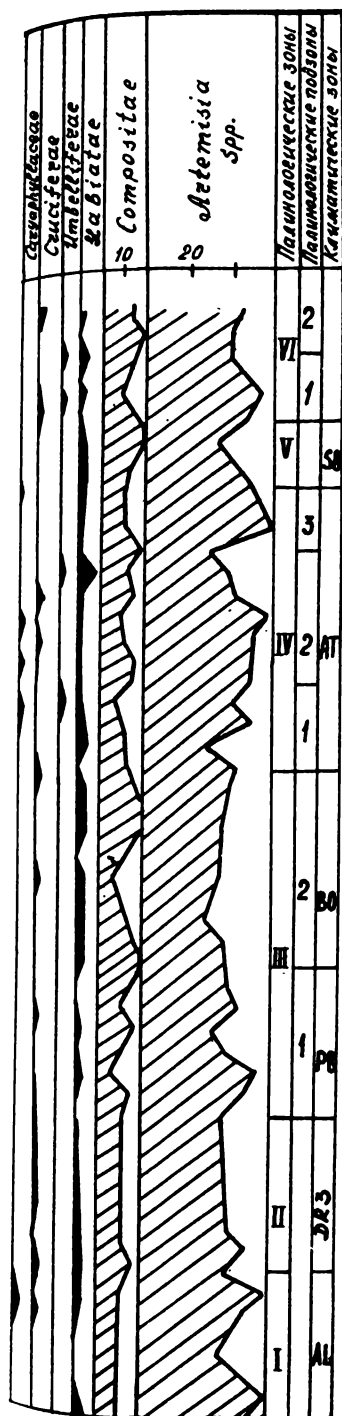


Рис. 48. Палинологическая диаграмма донных отложений оз. Борового.

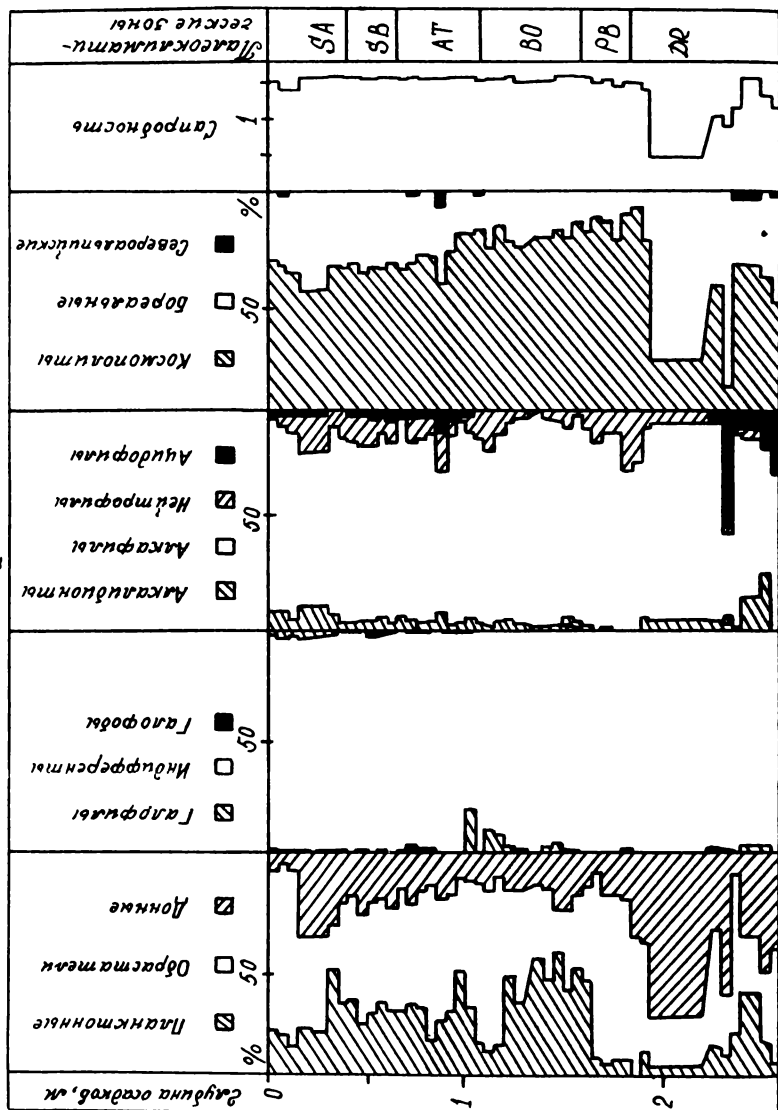
Озеро было мелководным мезотрофным бассейном, что подтверждается и величиной суммарных индексов сапробности диатомовых комплексов. В позднеледниковых отложениях они были в пределах олигосапробности: 1.16 — в аллереде, 0.45—1 — в дриасе, а в пребореале возросли до 1.5, т. е. вышли на нижний предел β -мезосапробности.

В бореальных отложениях происходит дальнейший рост численности диатомей (до 19 млн) при увеличении роли планктонных сообществ и доминировании *A. italica*. Содоминанты — обростатели из рода *Fragilaria*, что указывает на широкое, как и в пребореале, развитие зарослей макрофитов.

Атлантическое время климатического оптимума характеризуется максимальным по разрезу содержанием створок в отложениях и примерно равной долей участия диатомей планктона, обростателей и донных, что отражает расцвет жизни как в водной толще, так и на дне, а также в прибрежных зарослях макрофитов. Особенно высокой продуктивности экосистема озера достигла в первую фазу атлантики, когда численность диатомей была 40 млн. Во вторую фазу развитие планктона было максимальным, росла глубина водоема.

В суббореале (зона VI) при низком темпе осадконакопления содержание створок в отложениях остается высоким, первое место по численности в диатомовых комплексах занимают обростатели. Суммарные индексы сапробности, как и на протяжении атлантики, находятся на нижнем пределе β -мезосапробности (1.55—1.57).

Субатлантическая эпоха по строению диатомовых комплексов в осадках подразделяется на три интервала. В SA1 содержание створок в осадках по сравнению с SB сокращается вдвое (до



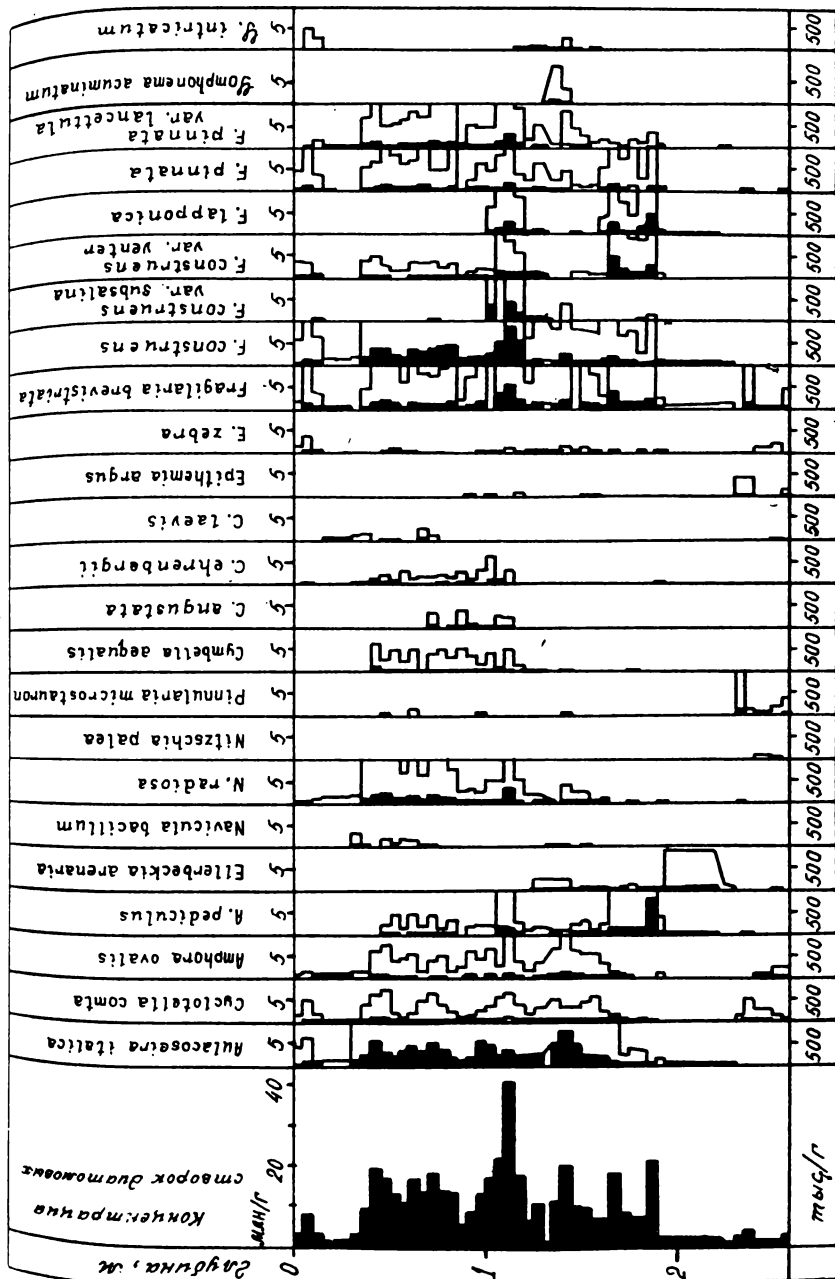


Рис. 49. Диатомовая диаграмма донных отложений оз. Борового.

а — экологическая характеристика; б — состав массовых форм диатомей.

8.5 млн), растет доля участия планктонных диатомей (до 48 % створок), доминирует, как и ранее, *Aulacoseira italica*. Далее (SA2) численность диатомей снижается (0.8—1 млн) до уровня их содержания в холодную фазу позднеледниковья (DR3); снижается доля участия в комплексе планктонных диатомей (до 20 %), как и уровень воды в озере. Выше по разрезу (SA3) содержание створок в осадках увеличивается (до 7 млн), господствуют обрастатели, из планктонных заметной численности достигает лишь *Cyclotella comta*, характерная ранее для осадков позднеледниковья. Суммарные индексы сапробности снижаются до 1.40, т. е. водоем становится олиготрофным. Эта фаза соответствует «малому ледниковью» Европы и характеризуется более холодным климатом.

Для суждения о состоянии экосистемы озера в современную эпоху диатомеи были изучены в слое наилка на пяти станциях в диапазоне глубины от 2 до 4 м.

В 300 м от южного берега на глубине 3 м дно выстилает ил пелитовый, зеленовато-бурого цвета с примесью песка и грубой органики, растут редкие харовые водоросли. Встречено 48 таксонов диатомей, из них только 5 планктонных, дающих в сумме 10 % створок. Содержание створок составляет 17.5 млн в 1 г воздушносухого осадка. 94 % створок — диатомеи-индифференты. По отношению к pH воды ведущее положение принадлежит алкалифилам (76 % створок) и алкалибионтам (9 % створок). Индекс сапробности диатомового комплекса составил 1.2, т. е. водоем в этом пункте имеет олигосапробную характеристику. В доминирующем комплексе преобладают диатомеи обрастаний, наиболее многочисленна *Gomphonema intricatum* (табл. 7).

Севернее на глубине 3 м, в зарослях харовых водорослей, отложения представлены жидким зеленовато-бурым сапропелем с примесью растительных остатков, на контакте вода—дно—жидкий черный наилкок. Встречено 54 таксона диатомей, господствуют диатомеи обрастаний (63 % створок), а общая численность диатомей несколько выше — 20 млн створок. Экологическая характеристика диатомового комплекса тождественна с предыдущей станцией. Индекс сапробности оказался ниже, чем на прибрежной станции.

В центральной части озера на глубине 4 м, в зоне распространения тех же илов, в зарослях харовых и рдеста суммарный индекс сапробности диатомового комплекса (1.51) находится на нижнем пределе β -мезосапробной стадии. Доминирующий комплекс представлен бентосными диатомеями, общая численность диатомей в отложениях — 11 млн створок.

В северной части озера на глубине 3.5 м в жидких органических илах содержание створок составляет 20 млн, планктонная *Aulacoseira ambigua* входит в состав субдоминантов наряду с диатомеями обрастаний. Индекс сапробности составил 1.57, т. е. станция находится в β -мезосапробной зоне.

В заливе у скалы Сфинкс на глубине 2 м, в бурых жидких органических илах с черным наилком, в зарослях харовых водорослей и урути общая численность створок оказалась максимальной — 60 млн

Таблица 7

**Доминирующие комплексы диатомей в современных дон-
ных отложениях
оз. Борового**

Доминанты	Субдоминанты
Южная часть	
<i>Gomphonema intricatum</i>	<i>Cyclotella comta</i>
<i>Fragilaria construens</i>	
<i>F. brevistriata</i>	
Центральная часть	
<i>Fragilaria brevistriata</i>	<i>Opephora martyi</i>
<i>F. construens</i>	<i>Fragilaria construens</i>
	<i>v. venter</i>
	<i>Amphora libyca</i>
Северная часть	
<i>Fragilaria construens</i>	<i>Opephora martyi</i>
<i>F. brevistriata</i>	<i>Fragilaria lapponica</i>
	<i>F. virescens v. elliptica</i>
	<i>Aulacoseira ambigua</i>

в 1 г. Диатомовый комплекс сходен по составу с описанным на ст. 4, где господствуют бентосные диатомеи, индифференты-алкалифилы; индекс сапробности 1.55 — немного ниже, чем на предыдущей станции. В целом северная часть озера относится к β -мезосапробной зоне, а южная, расположенная дальше от пос. Боровое, — к олигосапробной.

Озеро Майбалык. Озеро Майбалык расположено в лесостепном ландшафте с относительно пологим рельефом, между Большим и Малым Чебачьими озерами. Эти три озера составляли ранее один бассейн, который вследствие понижения уровня распался на три плёса. Как самостоятельное оз. Майбалык описывается лишь с 1888 г. До настоящего времени идет процесс усыхания озера, которое не имеет стока. Вода в нем соленая — 15 г/л, состав хлоридно-натриевый; кальций в воде почти отсутствует, среди катионов высоко содержание магния (35.5 %). С 1935 по 1957 г. уровень озера понизился на 2 м.

Колонка озерных отложений мощностью 155 см отобрана с глубины 1.3 м в восточном плёсе озера, имела следующее строение (рис. 50):

0—155 см — ил слоистый, представляющий собой чередование темно-серых и светлых, обогащенных карбонатами, слоев, алевроит-пелитовый с растительными остатками, перекрыт черным наилком с запахом сероводорода.

Спорово-пыльцевым методом в отложениях выделены три палинозоны (рис. 51).

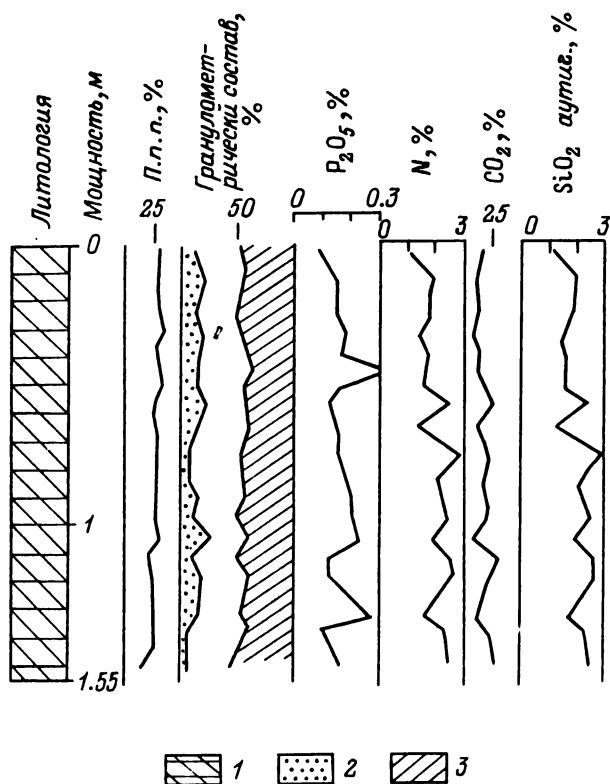


Рис. 50. Гранулометрический и химический состав донных отложений оз. Майбалык.
1 — ил слоистый; 2 — алевритовая фракция; 3 — пелитовая фракция.

В I зоне содержание пыльцы древесно-кустарничковых пород и травяно-кустарничковых растений равно, преобладает пыльца сосны (50—70 %), несколько меньше пыльца березы (30—50 %), постоянно отмечается пыльца лиственницы, единично — ели и липы. В составе трав наибольший процент имеет пыльца полыни (до 40 %) и злаковых (до 30—35 %), в том числе — культурных злаков, постоянно присутствует пыльца разнотравья. В составе спор доминируют споры зеленых мхов, единичны — хвоща, папоротников и лишайников.

Судя по составу палиноспектров, в районе исследования значительные площади занимали лесостепные сообщества — лиственничные и березовые редколесья, а среди степных группировок преобладали злаково-полынные и злаково-разнотравные. Климат был достаточно влажным и теплым и сопоставляется с атлантической эпохой.

II зона характеризуется преобладанием пыльцы травяно-кустарничковых: наибольший процент составляет пыльца полыни и злаковых, содержание пыльцы мезофильного разнотравья сокращается.

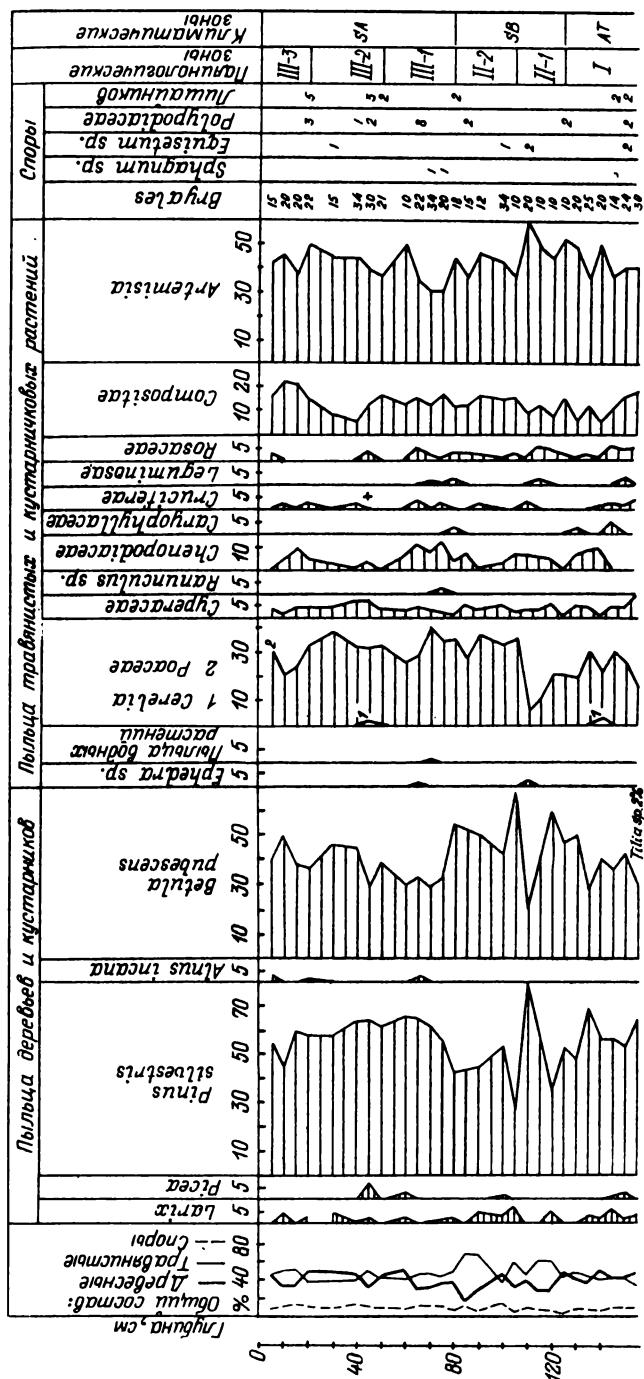


Рис. 51. Палинологическая диаграмма донных отложений оз. Майбальк.

Выделяются две палинологические подзоны. В подзоне 1 доминирует пыльца сосны и березы, присутствует пыльца лиственницы. По-видимому, большое количество пыльцы деревьев, особенно сосны, является заносным из сосновых боров, произрастающих на возвышенных участках региона. Среди пыльцы трав повышается процент пыльцы полыни (от 45 до 70 %). В подзоне 2 несколько больше отмечено пыльцы березы и лиственницы, возрастает процент злаковых и сложноцветных.

Характер спектров II зоны свидетельствует о большом участии в растительном покрове степных группировок и, следовательно, большей сухости климата.

III зона характеризуется увеличением пыльцы древесных пород, доминирует пыльца сосны; процент пыльцы березы также значителен. В составе пыльцы трав отмечаются колебания процентного содержания основных компонентов спектра, что дает возможность выделить три подзоны. Для подзоны 1 характерно увеличение в общем составе пыльцы деревьев, встречена пыльца ели и ольхи серой, что свидетельствует о расширении лесных сообществ; отмечено до 10 % пыльцы маревых, возрастает процентное содержание разнотравья, что говорит об увеличении увлажненности климата. В спектрах подзоны 2 наибольшее содержание имеет пыльца злаковых и полыни, следовательно, происходит расширение степных сообществ. В 3-й подзоне преобладает пыльца травяно-кустарничковых растений, доминирует пыльца полыни и злаковых. Пыльцы маревых отмечено до 10 %. Судя по изменению в составе спектров, степные группировки занимали значительные пространства.

В отложениях озера в большом количестве встречаются остатки остракод, часто они насчитывают по несколько сотен экземпляров (в 10 см^3) и представлены видами *Candona neglecta* Sars, *Eucypris* ex gr. *virens* (Jurine), *Cypridopsis vidua* (Müller), *Limnocythere inopinata* (Baird), *Cyprideis littoralis* (Brady) (рис. 52).

Нижний интервал отложений 155—122 см, соответствующий, по данным спорово-пыльцевого анализа, атлантической эпохе, охарактеризован видами *Candona neglecta* Sars, *Limnocythere inopinata* (Baird) и *Cyprideis littoralis* (Brady), количество которых колеблется от 12 до 55 %; около 3 % в некоторых слоях составляют раковины *Eucypris* sp. и единично встречаются *Cypridopsis vidua* (Müller). Отмеченное соотношение представителей указанных родов позволяет сделать вывод об умеренной глубине озера. Значительное количество *Cyprideis littoralis* свидетельствует о повышенной солености, а *Limnocythere inopinata* — о щелочной реакции среды.

Комплекс в интервале 100—122 см характеризуется увеличением доли лимноцитер (до 64 %) за счет уменьшения количества кандон и ципридейсов, что, возможно, связано с уменьшением минерализации воды. Выше в суббореальных отложениях увеличивается содержание ципридейсов (до 29 %) и мелководных эуциприсов (до 36 %), что указывает на увеличение солености и уменьшение глубины озера.

Для комплекса с глуб. 60—83 см характерно увеличение кандон, что может быть связано с некоторым понижением температуры. В

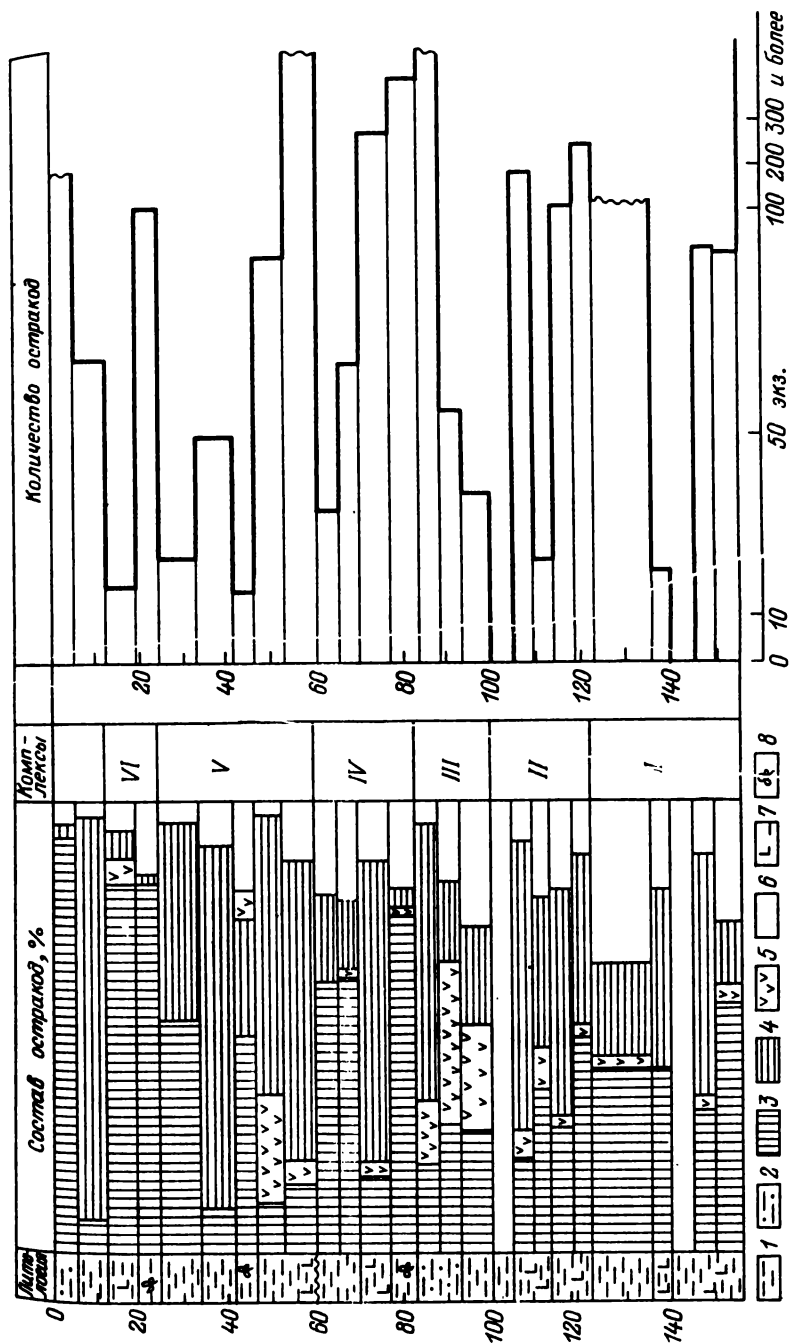


Рис. 52. Состав и количество остракод в донных отложениях оз. Майбалык.

1 — ил; 2 — песчаный ил; 3 — *Sandona*; 4 — *Limnocythera*; 5 — *Eucypris*; 6 — *Cyprideis*; 7 — карбонатные включения; 8 — растительные остатки.

этом интервале выделяется прослой белесого алевропелитового ила с песком и включением карбонатов (70—77 см), в котором преобладают лимноцитеры, что указывает на кратковременное падение уровня озера.

В интервале 24—60 см вновь уменьшается количество кандон, увеличивается содержание лимноцитер (до 80 %), появляется эуциприс, что указывает на увеличение щелочности и карбонатов в воде. Уменьшение количества ципридейсов (до 10—4 %) в низах интервала свидетельствует о временном снижении степени минерализации.

Выше в интервале 12—24 см отмечается резкое увеличение кандон, отражающее понижение температуры водоема. По данным ^{14}C возраст отложений 280 ± 50 л. н., что соответствует похолоданию «малого ледникового периода».

В верхних 10 см резко меняется соотношение количества лимноцитер и кандон, которое отражает колебания температуры и глубины, возможно, отмечающие отделение Майбалыка, т. е. распадение единого в прошлом бассейна на три озера, существующих ныне.

Выявленные на основании изучения остракод уровни, на которых фиксируются изменения в режиме озера, совпадают с границами, отмеченными по данным спорово-пыльцевого анализа. На протяжении изученного отрезка времени хотя и происходили изменения уровня и температуры, в целом озерный режим был достаточно устойчивым, о чем свидетельствует сохранение на протяжении всего разреза основной ассоциации родов и видов остракод. Уровень трофии, судя по степени разнообразия остракод и их количеству, колебался от мезотрофного до эвтрофного.

Изучение истории развития четырех озер заповедника «Боровое» показало, что расположенные в одном регионе водоемы прошли разный путь развития. В горном озере Карасьем, расположенном в межгорной котловине, осадконакопление началось только в период климатического оптимума среднего голоцена, в теплую и влажную атлантическую эпоху, когда произошло обводнение впадины. Водоем с момента своего возникновения был мезотрофным, уровень трофности повышался на протяжении атлантического времени, когда озеро стало эвтрофным; в сухую суббореальную эпоху озеро мелеет, в настоящее время котловина его в значительной мере заполнена осадками, озеро испытывает сильное антропогенное воздействие за счет рекреации — загрязняется и эвтрофируется.

Имеющиеся материалы позволяют охарактеризовать лишь относительно небольшой отрезок истории оз. Щучье, расположенного у южного склона Кокчетавского горного массива, а именно — субатлантическую эпоху, когда в озере наблюдались неоднократные изменения уровня, связанные с колебаниями общей увлажненности климата региона.

В настоящее время природный режим озера нарушен, так как весь сток из озера идет на водоснабжение г. Щучинска. Уровень трофности его экосистемы возрастает за счет использования его прибрежий для рекреации.

Наиболее интересные результаты получены по истории развития оз. Борового, расположенного к северу от горного массива на границе со степью. Изучение донных отложений озера показало, что обводнение его котловины произошло в аллереде. Время аллередского потепления явилось, по-видимому, той эпохой, когда в конце плейстоцена климат становится теплее и влажнее, вытаивает мерзлота, древние котловины у подножия Кокчетавского массива и степные понижения заполняются водой, возникают озера. Экосистема озера достигла наивысшей продуктивности в период климатического оптимума в атлантическое время.

В суббореале озеро мелеет, но остается высокопродуктивным. В субатлантике ярко проявилось время «малого ледникового», когда резко снижается содержание в отложениях створок диатомей в условиях похолодания и некоторого иссушения климата.

В современную эпоху озеро испытывает значительное антропогенное воздействие, особенно сильное в его северной части, где расположен пос. Боровое.

Степное озеро Майбалык было в недавнем прошлом частью обширного водоема, включавшего в себя озера Большое и Малое Чебачье. Обводнение котловины оз. Майбалык произошло в атлантике вследствие повышения уровня воды в этих крупных озерах.

Режим озера неоднократно менялся — озеро было пресным во влажные климатические эпохи и осолонялось в сухие, когда уровень воды снижался и происходило осолонение прибрежных мелководных участков древнего крупного водоема.

Глава 3

ОЗЕРА ПУСТЫНЬ СРЕДНЕЙ АЗИИ¹

Озера пустынной зоны равнин Средней Азии немногочисленны, но представляют собой уникальные объекты природы, существующие в экстремально аридных условиях и с древних времен являющиеся центрами оазисов, к которым тяготели поселения человека и древние караванные пути. Возникновение озер в условиях недостаточного увлаженных равнинных территорий связано в основном с подземным и грунтовым питанием этих водоемов, образующихся в понижениях рельефа котловин выдувания, древних речных долин, пойм и дельтовых участков. В текущем столетии существенно возрастает число озер, питаемых возвратно-сбросными водами, поступающими в понижения рельефа в результате развития ирригационных сетей. За исключением крупных озер, таких как Арал и Балхаш, которые являются водоемами конечного стока транзитных рек, стекающих с гор, большинство озер этой территории — это остаточные водоемы, реликты некогда более крупных бассейнов. Эти озера испытывают значительные колебания уровней и минерализации воды

¹ Д. В. Севастьянов

и являются чувствительными индикаторами изменчивости природных процессов на обширных территориях окружающих ландшафтов.

Контрастность природных условий и большая вариабельность элементов водного баланса во времени обусловили широкую изменчивость экосистем этих озер. Современное состояние водоемов пустынной и полупустынной зон, их морфология, гидрофизические, гидрохимические и гидробиологические черты — итог длительного эволюционного развития озерных геосистем и свидетельство их устойчивости к процессам аридизации климата и опустынивания равнинных территорий под влиянием как природных, так и антропогенных факторов.

Так, история озер дельты Амударьи, рассматриваемая ниже, хорошо иллюстрирует закономерности развития дельтовых озер под воздействием естественных колебаний водности питающей их реки в условиях возрастающих антропогенных воздействий на речной сток. Реконструкция водного баланса древних Лявляканских озер в южных Кызылкумах позволяет выявить тенденции общей аридизации и иссушения природного климатического фона.

Дельта Амударьи¹

Амударья является самой большой рекой в Средней Азии. Она берет начало в Горной области Памира и Гиндукуша на высоте более 5000 м над уровнем моря. Низовья Амударьи приурочены к обширной депрессии палеозойского ложа, в северной части которой расположено Аральское море. В структурном отношении эта территория представляет собой впадину глубиной более 142 м (Рубанов, 1978). Образование котловины относится к концу третичного периода и связывается с интенсивными тектоническими процессами, происходящими в то время на обширной территории — от Нижнего Поволжья до Кызылкумов. Имеются разные точки зрения на историю формирования дельты Амударьи (Лопатин, 1957; Рогов, 1957; Акулов, 1960; Кесь, 1969, 1983; Мамедов, 1991, и др.). В данной статье предлагается более детальное рассмотрение этапов формирования дельты и водоемов этой территории. История низовьев Амударьи заключается в непрерывной аккумуляции наносов и заполнения ими котловин. Древняя Амударья, заполнив наносами всю восточную часть Каракумов, образовала эрозионную долину прорыва севернее Чарджоу и направила свой сток на север, в сторону Хорезмской, Сарыкамышской и Аральской котловин (Лопатин, 1957; Лопатин и др., 1958).

Вершина дельты, находящаяся в южной части депрессии, упирается в Туямуонскую теснину. Начало образования дельты относится к четвертичному периоду. За прошедшее время на ее территории сформировались три крупные разноразмерные дельты: 1) Хорезмо-Акчадарьинская, 2) Сарыкамышская, 3) Приаральская, или современная, дельта (рис. 53).

Внутренними границами отдельных частей дельты Амударьи надо считать те перемычки несмещенных горных пород, которые разделя-

¹ С. Ембергенов.

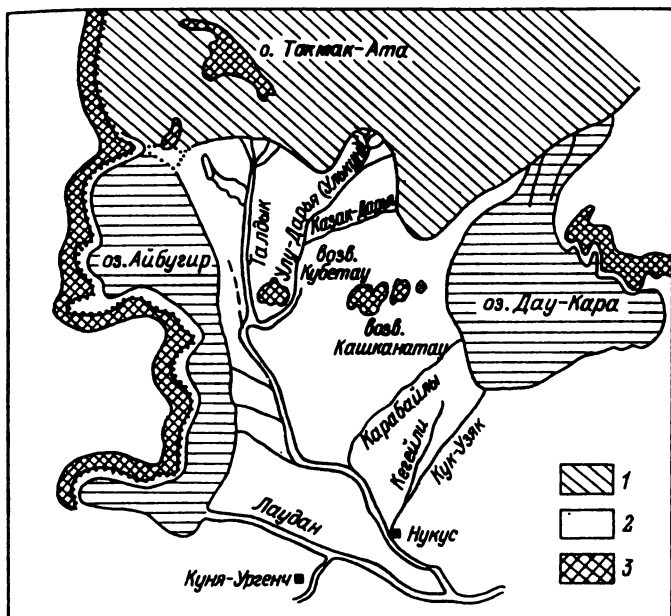


Рис. 53. Гидрографическая сеть дельты Аму-Дарьи в 1842 г. по материалам Г. Н. Данилевского (по Г. В. Лопатину, 1957).

1 — солоноватоводная акватория Аральского моря; 2 — пресные водоемы; 3 — выходы коренных пород.

ли всю систему Арало-Сарыкамышских впадин на отдельные ранее изолированные котловины: Хорезмскую — 25 тыс. км², Акчадарьинскую — 5—10 тыс. км², Сарыкамышскую — 3 тыс. км² и Приаральскую, которая состоит из трех районов Южного — 16 тыс. км², Северного — 9 и подводного — 17 тыс. км².

Сарыкамышская дельта расположена в восточной части Сарыкамышской котловины, она существовала до поворота р. Амударьи на север в сторону Аральского моря. Судя по объему отложенных наносов, общая продолжительность образования Сарыкамышской дельты равна 17—18 тыс. лет. Остальные части Амударьинской дельты были образованы около 5 тыс. лет назад.

Историю формирования дельтовой области Амударьи можно разделить на четыре этапа.

Первый этап характеризуется образованием озер Хорезмской котловины и Акчадарьинской низменности (хорезмо-акчадарьинский этап). Продолжительность этапа приблизительно 5 тыс. лет. Общая площадь поверхности воды этой системы озер составляла первоначально 35—40 тыс. км² вместе с озером, расположенным в юго-западной части современной приаральской дельты. Приток воды из р. Амударьи был больше, чем испарение с поверхности озера. Сброс избытка воды в рассматриваемый период происходил, по всей вероятности, из Акчадарьинской низмен-

ности в сторону Аральской котловины и составлял около 3—9 км³. Создавшееся равновесие водного баланса озер рассматриваемого этапа постепенно нарушалось вследствие заиливания Хорезмской котловины, которое начиналось с южной части, куда поступает вода р. Амударьи. В результате непрерывного и усиливающегося разрушения берегов озера в конце первого этапа была прорвана перемычка из несмещенных горных пород, отделявшая Хорезмскую котловину от Сарыкамышской, и на месте последней образовалось Сарыкамышское озеро.

В начале второго этапа существовали Хорезмское и Сарыкамышское озера. Хорезмское озеро продолжало заиливаться, площадь его уменьшилась на одну треть, а Акчадарьинское озеро почти полностью высохло. Как показывают воднобалансовые расчеты, общая площадь зеркала новой системы озер составляла около 31 тыс. км²; из них Хорезмское озеро — 19 тыс. км², а Сарыкамышское — около 12 тыс. км². Приток воды во втором этапе составлял в среднем около 1650 м³/с, или 52.2 км³ в год, а испарение с поверхности озера было около 40.4 км³. Поступление воды в озеро превышало потери ежегодно на 11.9 км³, уровень воды должен был соответственно повышаться. В результате накопления воды в южной части и перелива через порог стока образовался эрозийный врез и произошел сброс по нему излишков воды в Сарыкамышскую котловину. Это и явилось причиной возникновения древней р. Узбой, русло которой сохранилось до настоящего времени. Непрерывное отложение речных наносов в Сарыкамышской котловине уменьшило объем котловины и площадь водной поверхности, что привело к уменьшению потери воды на испарение. В результате постоянного увеличения уровня воды в озере в конце второго этапа произошел прорыв перемычки, отделявшей Хорезмскую котловину от впадины, располагавшейся на месте теперешней юго-восточной части Амударьинской дельты. В дальнейшем перемычки были уничтожены волнами. В результате образовалось озеро Южноприаральской дельты с площадью 9—11 тыс. км². К этому времени Хорезмская котловина почти полностью заилена, площадь озера сократилась до 3 тыс. км². Озеро в Сарыкамышской котловине, отделенной от устья Амударьи, уменьшилось на 1 тыс. км². Общая площадь зеркала новой системы озер составляла в начале третьего этапа около 30 тыс. км².

Третий этап может быть назван хорезмо-сарыкамышско-аральским. Продолжительность его составляет около 5 тыс. лет. Окончился он в первой половине первого тысячелетия до н. э. В это время была прорвана вторая перемычка несмещенных горных пород, располагающаяся по направлению возвышенности Кусханатау, Кубетау и Бельтау. К тому времени Хорезмская котловина была уже заилена полностью, заполнились наносами Сарыкамашская котловина и котловина Южно-Аральского озера.

Четвертый этап начинается с прорыва северной перемычки, когда открылся свободный доступ Амударьинской воды в основную часть Аральской котловины, имевшую площадь около 78 тыс. км². Образовалось Аральское озеро, которое могло поглотить большое количество воды.

Озера дельты р. Амударьи очень неустойчивы в своем распространении. Это связано с характером пород, слагающих данный район.

а также с количеством взвешенных наносов, транспортируемых рекой. Происхождение и исчезновение русел реки и озер в дельтовых участках Амударьи зависит от величины стока реки, являющегося основным источником питания водоемов дельты.

На основе литературных и картографических источников известно, что сток р. Амударьи в 1830—1862 гг. направлялся в два огромных разлива: в западной части дельты — Айбугирский, а в восточной — Даукаринский. Площадь этих разливов составляла около 4800 км². Остальная часть стока реки поступала по двум главным рукавам — Улькундаре и Талдыку непосредственно в Аральское море. Уровень Аральского моря в связи со значительными потерями стока реки в разливах дельты на 0.9 м был ниже современного.

По сведениям А. А. Каульбарса (1873), канал Кегейли, бывший начало в верховьях Куванышожарме, в 1853 г. почти полностью пересох. В это же время наблюдался самый низкий уровень Даукаринских озер. Заметное увеличение водности р. Куваныш-Джармы отмечалось с 1857 г., после перекрытия протоки Лаудан. С 1863 г. с уменьшением Даукаринского разлива произошло почти полное высыхание Айбугирского озера и возникли новые разливы к югу от возвышенности Кашканатау в центральной части дельты. Общая площадь разливов в это время составляла 1600—2400 км².

В 1880—1890 гг. площадь разливов только центральной дельты достигала 1800 км², что явилось одной из причин большой потери речного стока в дельте и дальнейшего снижения уровня Аральского моря на 0.6 м. За промежуток времени 1892—1904 гг. разливы переместились на север к центральным разливам. Общая площадь разливов уменьшилась до 900—100 км². Сокращение площадей разливов привело к уменьшению испарения с поверхности воды, поэтому уровень воды в море повысился на 2.4 м. В 1905—1910 гг. площадь внутридельтовых водоемов увеличивалась до 1700—1900 км². В связи с этим уровень Аральского моря вначале повысился на 0.3—0.4 м, затем стабилизировался, а в конце рассматриваемого периода понизился на 0.75 м. В 1920 г. разливы существовали в центральной и западной частях дельты. Их общая площадь уменьшилась на 300—400 км².

В 1931—1933 гг. водоемы дельты Амударьи исследовали Г. В. Никольский, В. Я. Панкратова и С. И. Ягудин. В годы их исследований оз. Судочье было пресноводным и рыбным, другие водоемы, кроме Восточного Кара-Тереня, также были в хорошем состоянии. Восточный Кара-Терень оказался высыхающим водоемом, акватория которого уменьшилась к 1930 г. от 40 до 20 км².

В 1946—1947 гг. водоемы дельты Амударьи исследовали сотрудники Зоологического института АН СССР (В. И. Жадин, 1950). В эти годы водоемы дельты были в хорошем состоянии, кроме оз. Восточного Кара-Тереня, площадь которого сократилась до 4 км². Первое картографирование дельтовых ландшафтов для составления топографической крупномасштабной карты изучаемого района выполнено в 1948 г. Было показано, что в дельте Амударьи находились многочисленные озера и болота. Гидроморфные геосистемы занимали 32 % площади дельты, которая располагалась в центральной и севе-

ро-западной частях современной дельты. Морская акватория в 50-х годах нашего столетия ограничивалась абсолютной отметкой 53 м. В 1951—1958 гг. водоемы дельты Амударьи исследовали сотрудники Института озераведения АН СССР (Деньгина, 1954, 1957; Лопатин, 1957; Лопатин и др., 1958). По данным Лопатина и др. (1958), общая площадь нижней дельты Амударьи была равна 7100 км². Из них площадь суши — 2892 км² (41 %), водоемов — 1663 км² (23 %), зарослей тростника — 2545 км² (36 %).

Все водоемы дельты Амударьи можно разделить на четыре района.

1. Западный район — на западе ограничен Чинком плато Устюрт, на севере — о-вом Токмаката, на востоке — Кипчакдарьей до возвышенности Кызылджар и на юге доходит до г. Кунград. Площадь этой территории 3028 км². Здесь расположены две системы озер: на западе — Судочьинская, на востоке — Машанкульско-Караджарская. Их территория 923 км² суши (30 %), 879 км² водоемов (29 %) и 1226 км² (41 %) тростниковых зарослей.

2. Центральный район от Кипчакдарьи до Токмаката на западе и до Акдарьи на востоке. Площадь этого района равна 1036 км². Из них разливы — 335 км² (32 %), водоемы — 226 км² (22 %), тростники — 475 км² (46 %).

3. Восточный район с востока примыкает к центральному району, с южной стороны ограничивается возвышенностью Кашканатау, на востоке до устья Казакдарьи. Общая площадь района 2020 км², из них 937 км² (47 %) — разливы, 393 км² (19 %) — открытые плёсы, 690 км² (34 %) — тростниковые заросли.

4. Южный район — на севере ограничен возвышенностью Каканатау, с западной и южной сторон — руслом р. Амударьи, на востоке — протоком Шортанбай. Площадь 1016 км², из них 697 км² — разливы (69 %), 165 км² (16 %) — водоемы, 154 км² (15 %) — тростниковые заросли.

С 1960—1961 гг. в связи с антропогенным воздействием и уменьшением стока Амударьи ландшафты Амударьинской дельты вышли из состояния равновесия. На незначительных площадях дельтовых равнин начали развиваться процессы опустынивания. Естественные рукава, функционировавшие до 1961 г., к настоящему времени высохли. Существует лишь Казакдарья, а русло р. Раушан превращено в искусственные каналы. На западе дельты сохраняются Судочьинская и Западно-Каратереньская системы озер, в центре — Машанкульско-Караджарская, между р. Раушан и возвышенностью Кызылджар находилась Муртакульская система озер. В северной части дельты располагаются многочисленные приморские и внутридельтовые пресноводные и солоноватоводные озерные системы, такие как Долмалакская, Аккалинская, Казакдарьинская, Акпеткинская. Во внутридельтовых водоемах произошли большие изменения. Оз. Восточный Каратерень стало небольшим, а Дауткульская система озер — маловодной.

При исследованиях в 1962—1963 гг. было установлено, что площадь Машанкульско-Караджарской системы озер уменьшилась, а Муртакульская система и другие озера у Кызылжарской возвышенности полностью

высохли. Судочинская система озёр сократилась примерно на 30—40 %, а Машанкульско-Караджарская — на 20—30 % общей площади 1959—1960 гг.; вода осталась только в глубоководных плёсах этих систем. Исчезли мелководные водоемы и разливы между Кунядарьей и Казакдарьей, приморские береговые водоемы, а также водоемы устья Кокдарьи и Казакдарьи. Из внутридельтовых водоемов высохли озера, расположенные между Дауткульской системой и возвышенностью Кашканатау.

С 1963 г. на орошаемых посевных площадях в северных районах Каракалпакии начали проводить коллекторно-дренажную сеть, что изменило положение уровня грунтовых вод. За счет коллекторно-дренажных вод образовались новые водоемы, а некоторые высохшие водоемы восстановились.

В 1963—1964 гг. гидрология водоемов нижней дельты р. Амударьи была исследована М. М. Роговым, С. С. Ходкиным и С. К. Ревинной (1968). По их данным, общая площадь нижней дельты была равна 8990 км², из них площадь суши — 5070, водоемы — 3920 км². В сравнении с данными Г. В. Лопатина и др. (1958) плёсы уменьшились более чем на 1000 км², а площадь открытой воды стала на 1033 км² меньше, чем по данным М. М. Рогова и др. (1968).

Таким образом, можно отметить, что за последние 30 лет в дельте Амударьи произошли следующие грандиозные изменения природных условий, обусловленные антропогенным перераспределением.

1. Усохли южные водоемы дельты общей площадью 366 км². Из них в настоящее время остались только Дауткульское водохранилище площадью примерно 30—40 км² и небольшие озера Кокшиел и Каракемир. Дауткульское водохранилище после завершения в 1974 г. строительства гидросооружения Тахиаташ к 1978 г. тоже высохло, но с конца 1978 г. сюда начали поступать коллекторно-дренажные воды из рисоводческих совхозов, и в настоящее время восстановилась прежняя площадь акватории.

2. В юго-западном районе дельты, между руслом Раушандарьи и возвышенностью Кызылжар в настоящее время освоены площади для сельскохозяйственных угодий.

3. В центральной части дельты, в междуречье Акдарья—Улкендарья—Кипчакдарья большинство водоемов с 1973 по 1982 г. высохли, но с 1983 г. по настоящее время вновь стали заполняться речными водами, и сейчас их площадь составляет 25—30 % первоначальной.

4. Водоемы северо-западного района дельты, озера Судочье, Каратерень и ряд других в период с 1954 по 1964 г. сократились более чем на 100 км². С 1964 г. поступление воды в водоемы Судочинской системы полностью прекратилось, к 1967 г. они обсохли, но с 1968 г. сюда начали поступать воды Кунградской коллекторной системы; озера восстановились примерно на 40—50 % площади. Из Караджарской системы озёр в настоящее время остались только более глубоководные.

5. В Восточном районе, ограниченном р. Акдарьей, в связи с прекращением поступления речной воды в 70-х годах все водоемы полностью высохли.

Начиная с 1964—1966 гг. за счет коллекторно-дренажных вод площадь оз. Восточный Каратерень увеличилась от 13 до 30—40 км².

В связи с регулированием речного стока начиная с 1961 г. основной сток проходил через дельту транзитом по руслу Акдарьи—Ордабай. Естественные рукава, функционировавшие до 1961 г., к настоящему времени высохли, существуют лишь Раушан и Казакдарья, но они превращены в искусственные каналы с зарегулированным стоком. Кроме того, снижение уровня моря привело к углублению на 2—4 м от русла р. Амударьи—Акдарьи так, что в настоящее время оно местами на 8—10 м ниже окружающих равнин. Вода стала проходить транзитом по всей территории северной части дельты; общий уклон в сторону Аральского моря увеличился, что привело к скоплению коллекторно-дренажных и сбросных вод в озерах Судочьем, Восточном Каратерень, на обсохшем дне зал. Жалтырбас, в устье Кокдарьи. В естественных понижениях дельты образовались вторичные озера. Их площадь более 70 тыс. га.

В 1964—1966 гг. продолжалось снижение уровня воды в Аральском море. Высохли озера, расположенные на большом удалении от главного русла реки. Уровни всех существующих озер понизились, кроме Дауткульского водохранилища и Восточного Каратерень.

В 1970 г. посевные земли в бассейне Амударьи достигли 2,2 млн га. Водозабор из Амударьи составил 53,9 км³. Однако воды на орошение посевных земель в нижней части дельты уже не хватало. Началось интенсивное перераспределение стока по рукавам дельты и строительство новых оросительных и коллекторно-дренажных систем. К этому времени значительное количество возвратного стока (коллекторной воды) прибавилось к стоку р. Амударьи, начался полив смешанными водами.

В 1972 г. у возвышенности Кызылжар была возведена земляная перемычка, позволившая обеспечить бесперебойную подачу воды к населенным пунктам, а также обводнить около 50 тыс. га нерестилищ и более 100 тыс. га пастбищ.

В 1974 г. весенние паводковые воды в озера дельты Амударьи уже не поступали, а из естественных озер остались только внутريدельтовые Ахшакуль, Восточный Каратерень, оз. Сарыкамыш, которые пополнялись коллекторно-дренажными водами. На территории нижней дельты практически исчезли все болота, высохли приморские внутريدельтовые, а также морские заливы юга Аральского моря. Изменение режима поверхностных вод дельты повлекло за собой падение уровня грунтовых вод до 5—7 м в усыхающей части дельты. На разных участках минерализация грунтовых вод увеличилась до 2—3 г/л и более.

К 1975 г. почти полностью обсохли разливы междуречья Акдарьи и Кипчакдарьи, междуречья Улкендарьи, а в левобережной части дельты — озерные системы Машанкуль—Ходжакуль—Илменкуль—Кеусер. Озеро Судочье существует за счет сброса коллекторно-дренажных вод Кунградского оазиса.

Обсыхание произошло в основном по береговой части Аральского моря. Несмотря на мероприятия, проведенные с целью сохранения тростниковых фитоценозов, площадь разливов в дельте и в озерах с 1975 по 1980 г. уменьшилась более чем на 200 км². Площадь обсыхания водоемов дельты составила 633,8 тыс. га.

В 1984 г. было перегорожено русло Акдарьи ниже впадения в него

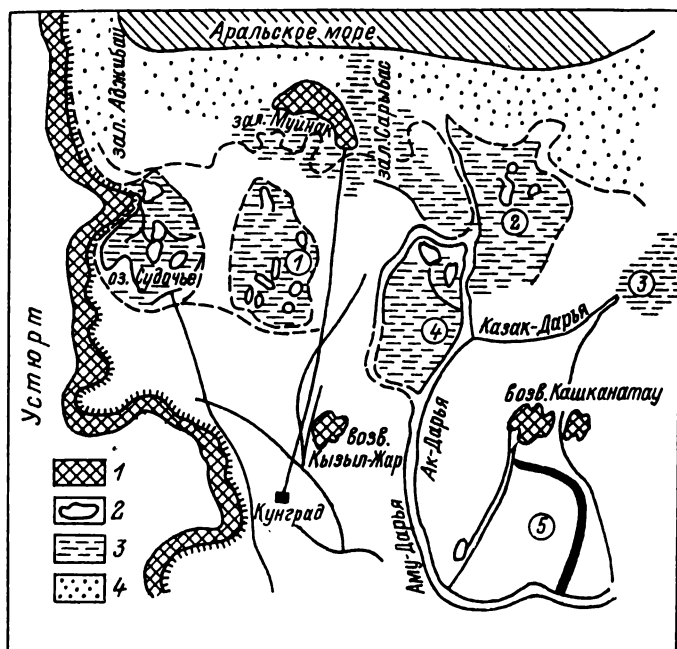


Рис. 54. Схематическая карта озер дельты Аму-Дарьи в 1991—1992 гг.

1 — выходы коренных пород; 2 — открытые плёсы водоемов; 3 — разливы и тростниковые заросли; 4 — пески и солончаки в зоне осушки Аральского побережья. Цифры в кружках — водохранилища (системы озер): 1 — Ходжакульско-Каражарская, 2 — Домалакская, 3 — Тогиз-Торсинская, 4 — Междуречья, 5 — Дауткульское.

Кипчакдарьи. Восстановилась обширная акватория междуречья Кипчакдарьи и Акдарьи. Кроме того, восстановились Домалакская, Аккалинская и Моренген-Махпалкульская системы озер.

В период 1970—1985 гг. в результате завершения строительства крупных водохранилищ в бассейне Арала степень зарегулированности стока рр. Сырдарьи и Амударьи достигла 94—86 %. Об этом свидетельствует увеличение емкости речных водохранилищ на 19 км³, в том числе только в пределах Сырдарьи на 10.5 км³; появились водохранилища емкостью 70 км³ воды, которая используется для орошения. В течение 1981—1988 гг. средний сток Амударьи в нижней дельте сократился до 7.4 км³, что на 44.6 км³ меньше среднего многолетнего. В последние годы количество поступающей воды по реке увеличивалось и она затопила все окрестности южнее о-ва Токмаката: Сарыбасский и Муйнакский заливы и связанные с ними озера. С 1991 г. через Сарыбасский залив в небольшом количестве амударьинская вода поступала в Аральское море (рис. 54).

Возрастающее поступление насыщенных пестицидами и солями коллекторно-дренажных вод в водоемы дельты оказало отрицатель-

ное воздействие на биопродуктивность водоемов. Из более 354 видов зообентоса, ранее обитавших в этих водоемах, в настоящее время живут не более 50 % видов. Благодаря происшедшим изменениям условий среды исчезли представители пресноводных (стеногалинных) животных и растений, живущих при минерализации воды до 3 г/л, а также солоноватоводные (эвригалинные) организмы, обитающие при минерализации воды до 10 г/л. В настоящее время соленость воды в водоемах дельты колеблется в пределах от 3 до 9 г/л. В озерах, питающихся коллекторно-дренажной водой, сохранились только мезогалинные обитатели, способные существовать при данной минерализации; другие виды флоры и фауны исчезли.

С изменением видового состава гидробионтов изменились состав и продуктивность рыбного населения водоемов. Ранее в дельтовых озерах и приустьевых частях моря обитали шип, язь, красноперка, аральский усач, лещ, чехонь, сазан, шемая, карась, жерех, щука, судак, окунь, сом и др. Было акклиматизировано более 17 видов промысловых рыб: в Аральском море — севрюга, салака, камбала; случайно завезены атерина, бычки, бубыр, кругляк, песчанник, цуцик, головач, ширман. В дельтовых водоемах р. Амударьи были акклиматизированы белый и черный амур, белый и пестрый толстолобик, белый лещ, змееголов и др. В настоящее время еще встречаются в море камбала, салака и несколько видов бычков, а в дельтовых водоемах — толстолобик, белый амур, белый лещ, змееголов, изредка — пестрый толстолобик и черный амур; остальные виды исчезли. Из аборигенов в озерах обитают сазан, карась, лещ, вобла, чехонь, жерех, щука, судак, сом и др. Некоторые виды находятся на грани исчезновения.

Южные Кызылкумы¹

Водное пространство, внезапно открывающееся среди песков, — самое поразительное зрелище в пустыне. Естественные водоемы здесь крайне редки и выглядят как случайные, чуждые современной природной обстановке элементы. Возможно поэтому, за исключением Арала и Балхаша, озера среднеазиатских пустынь не рассматривались в качестве объекта самостоятельного изучения. Исключением является оз. Султансанджар в Северной Туркмении, довольно полно исследованное (Дзенс-Литовский, 1939, Дзенс-Литовская, 1941). В Каракумах, Кызылкумах и на Устюрте еще в начале нынешнего столетия были обнаружены геологические, геоморфологические, палеонтологические и другие свидетельства исчезнувших озер. Одним из первых исследователей, обнаруживших следы древних озерных бассейнов в среднеазиатских пустынях, был А. Д. Архангельский (1915). Такой бассейн, по его мнению, существовал в Мынбулакской впадине в Кызылкумах, на склонах которой имеются террасы, а на дне впадины встречаются раковины *Dreissena polymorpha* Pallas, а позднее собраны раковины *Limnea peregra* (Müll.)

¹ Э. Д. Мамедов, Г. Н. Трофимов.

(Мамедов, Трофимов, 1986). Признаки древних озер в кызылкумских впадинах — террасы, древнеозерные отложения — отмечал и И. П. Герасимов (Герасимов, Чихачев, 1931).

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 экологической обстановкой и расселением первобытного человека было, в частности, отмечено в районе Лявляканской группы озер в Южных Кызылкумах. Чтобы объяснить это несоответствие, были проведены специальные комплексные исследования (Виноградов, Мамедов, 1975).

Лявляканские озера расположены в восточной части Каракатинского прогиба, ограниченного с севера горами Сангрунтау и Бельтау, а с юга — горами Кульджуктау и Каратау (Нуратинские горы) (рис. 55). Климат этой части пустыни сухой, с жарким летом и не слишком холодной зимой. Отрицательные значения средних месячных температур отмечаются только в январе, средняя температура которого составляет от -1.9 до -2.4 °C. С марта температура воздуха резко возрастает и достигает своих наивысших значений в июле, когда изотермы располагаются концентрически, образуя область наибольших температур (от 29 до 31 °C), окружающую район Каракатинской впадины. По интенсивности летней жары это один из самых жарких районов Евразии (Челпанова, 1963).

Все озера, которых здесь насчитывается около 20, находятся внутри довольно крупной бессточной чаши, возникшей на контакте пролювиальной равнины гор Сангрунтау с песчаными массивами Каракатинского прогиба. С севера и северо-запада чашу резко ограничивает высокий (15—20 м) уступ пролювиальной равнины. На юге и востоке граница менее отчетлива и пологий склон чаши незаметно переходит во всхолмленную поверхность песчаной равнины. Наиболее низкая отметка дна озерной впадины -193.4 м.

Внутри впадины залегает сильно перевеянная с поверхности толща желтовато-серых мелкозернистых песков и слабосвязанных песчаников с примесью гравия и мелкой гальки. Поверхность песков имеет глубокорасчлененный рельеф. Между озерами Лявлякан и Лакмаген вершины крупных песчаных холмов лежат на высоте 20—25 м над берегом Лявлякана. Между холмами расположены многочисленные замкнутые котловинки.

К югу от Лявлякана песчаная равнина имеет более спокойную поверхность с полупустынной растительностью (песчаная акация, джужгун, саксаул, полынь, злаки).

Лявляканские 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. Ширина озера составляет лишь 0.5 км, и только на западе оно расширяется до 1 км. На высоте около 6 м над его дном имеется плохо сохранившаяся терраса (рис. 55).

Второе по величине, расположенное восточнее Лявлякана оз. Казген достигает в поперечнике 2 км и имеет округлую форму при

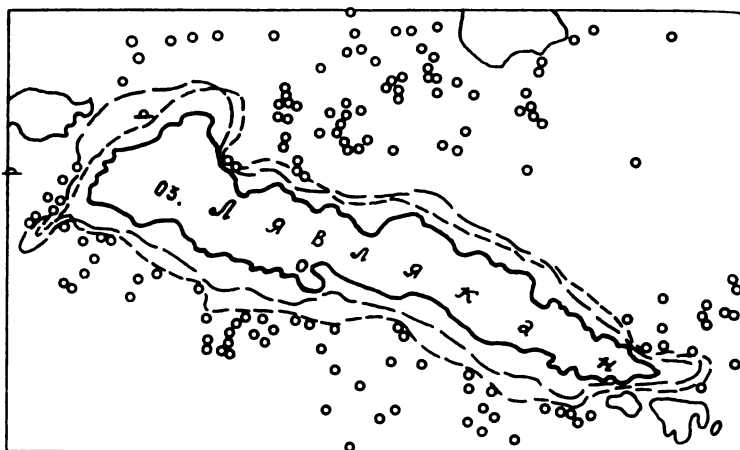


Рис. 55. Современные и древние береговые линии оз. Лявлякан.

1 — современная береговая линия; 2 — древняя — по инструментальным профилям; 3 — древняя — по положению археологических памятников; 4 — памятники первобытной эпохи; 5 — курганные могильники.

крайне изрезанных очертаниях береговой линии. Третье крупное озеро — Лакмаген по своим размерам значительно уступает предыдущим. Оно овальной формы и простирается по широте на 800 м. Остальные озера имеют в поперечнике 500, а в большинстве случаев даже 200 м, овальной формы. В связи с неровностью водонепроницаемого ложа озера лежат на разных гипсометрических уровнях: смежные озера подчас имеют разницу высот в 10 м и более. Слой воды, которая появляется в озерах с осени, равен 1—1,5 м. Вода сильно минерализована, плотный остаток достигает 100 и даже 246,9 г/л. Химический состав ее во всем районе независимо от времени года сульфатно-хлоридный, магниевый-натриевый (Рубанов, 1964). В летние месяцы озера пересыхают и на дне появляется пласт или корка соли.

Район Лявляканских озер является крупнейшим скоплением памятников каменного века во внутренних, бессточных районах пустынь. На берегах этих озер было найдено более четырехсот стоянок и пунктов с отдельными находками, относящимися к разным периодам каменного века, в основном к неолиту (Виноградов, Мамедов, 1975; Виноградов, 1981). Наличие по берегам всех озер множества неолитических памятников на высокой (6 м) террасе и ряд других признаков свидетельствуют, что в прошлом (9—4 тыс. лет назад) озера получали большее, чем в современную эпоху, питание и опреснялись. Эта фаза высокого стояния озерных вод соответствовала увлажнению климата, получившему название лявляканского плейстоценового голоцена.

Таблица 8

**Морфометрические характеристики оз. Лявлякан
(Рубанов, 1964)**

Характеристики водоема	Ранне-средний голоцен	Современная эпоха
Глубина, м	6.35	0.77
Длина береговой линии, м	16.0 10^3	11.6 10^3
Площадь зеркала, м ²	4.75 10^6	2.75 10^6
Боковая поверхность, м ²	88.9 10^3	8.93 10^3
Объем воды, м ³	24.7 10^6	4.87 10^6

Г. Н. Трофимов сделал попытку рассчитать прежний водный баланс самого крупного оз. Лявлякан. С этой целью и реконструировали морфометрические характеристики палеозера. На нескольких инструментальных профилях древняя береговая линия проявляется достаточно определенно (рис. 55). Отметка уровня воды ранне-среднеголоценового водоема была 199.48 м над уровнем моря (табл. 8).

Кроме того, древняя береговая линия была восстановлена по археологическим данным. Контур озера был прочерчен по неолитическим стоянкам, занимающим самое низкое гипсометрическое положение (рис. 55). Длина береговой линии в этом случае должна быть меньше истинной, так как не учитывается рельеф местности, а площадь зеркала должна получиться больше истинной, так как человек селился на 1—2 м выше уреза воды. В целом же расхождения при определении длины береговой линии и площади зеркала озера тем или иным способом малы (8—14 %), и для дальнейших расчетов нами приняты характеристики озера, соответствующие отметке на местности около 200 м над уровнем моря.

Расчет притока подземных вод в палеозеро был произведен по известным формулам (Штернлихт, 1984).

По А. В. Виноградову, Э. Д. Мамедову (1975), в районе озер имеются два потока грунтовых вод с уклонами 0.0001 (незначительный поток) и 0.0009 — основной поток, питающий непосредственно оз. Лявлякан. Древний уклон подземного потока, определенный по положению горизонтов древних гидроморфных почв над поверхностью палеоводоема, равен 0.0016. С учетом величины боковой поверхности древнего озера, равной $88.9 \cdot 10^3 \text{ м}^2$ (табл. 9), расход воды оказался равным $0.0853 \text{ м}^3/\text{с}$, или 85.3 л/с. Годовой объем стока, расходующийся практически только на испарение, равен $2.69 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Тогда испарение с площади зеркала, соответствующей отметке 200 м над уровнем моря (табл. 9), равно 536 мм в год. Если учесть годовую сумму атмосферных осадков в размере примерно 200 мм, то годовое испарение составит 735 мм. Отметим, что ранее нами было оценено

Таблица 9

Водный баланс оз. Лявлякан

Статьи водного баланса	Ранне-средний голоцен	Современная эпоха
Расход воды, м ³ /с	0.0853	0.0048
Годовой объем стока, м ³	2.69 · 10 ⁶	0.15 · 10 ⁶
Годовой слой испарения (без учета осадков), мм	536	55
Слой испарения с учетом годовых осадков, мм	735	192

Примечание. Слой воды существует с ноября по март—апрель.

годовое испарение с Древнеаральского водоема в размере 780—810 мм (Мамедов, Трофимов, 1991). Таким образом, оценки испарения отличаются на относительно малую величину — около 8 %.

В настоящее время осенью в связи с понижением температуры и уменьшением испарения воды, а также благодаря периодическим выпадениям осадков уровень грунтовых вод поднимается выше днищ озерных впадин (Виноградов, Мамедов, 1975). К весне вода испаряется. С учетом характеристик грунтового потока, приведенных выше, и боковой поверхности современного кратковременно существующего водоема с глубиной 0.77 м (из них 0.27 м слой галита) был рассчитан расход воды, который составил 0.0048 м³/с, или 4.8 л/с). Объем годового стока, соответствующий этому расходу, равен 0.15 · 10⁶ м³, а испарение с площади озера, примерно равной современному солончаку, — 55 мм и с учетом годовых осадков (137 мм) — 192 мм. Очевидно, этот слой воды испаряется к весне, и большую часть года на поверхности корки соли вода отсутствует. По метеофакторам ст. Машикудук рассчитано потенциальное испарение для данного района (табл. 10). Как видно из этой таблицы, испарение в раннем—среднем голоцене было в 1.5 раза меньше современного. В дальнейшем, используя связь между среднемесячными температурами воздуха и месячным испарением, были рассчитаны среднемесячные температуры воздуха для лявляканской плювиальной фазы. Среднегодовая температура была ниже современной на 4.5°, а среднемесячные температуры января на 0.8°, июля на 4.5° ниже современных. Эти оценки в целом неплохо согласуются с полученными ранее другими способами оценками климата в лявляканскую плювиальную эпоху (Виноградов, Мамедов, 1975).

Ранне-среднеголоценовые плювиальные озера существовали, по археологическим данным, до рубежа III и II тысячелетия до н. э. На общую аридизацию природных условий в последующее время указывает резкое сокращение численности населения в районе Лявлякана

Некоторые климатические характеристики в районе Лявляканских озер

Метеоэлементы	Месяцы												За год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Современные													
Температура воздуха, °С	−2.9	0.8	15.0	15.0	22.8	28.1	31.0	25.8	19.8	12.4	6.3	1.5	Ср. 14.4
Испарение, мм	15.9	25.4	35.6	70.8	126	168	236	200	107	52.1	34.8	14.0	1085
Испарение, %	1.46	2.35	3.20	6.47	11.6	15.4	21.8	18.4	9.90	4.80	3.32	1.30	100
В раннем—среднем голоцене													
Температура воздуха, °С	−3.7	−0.2	3.4	10.8	17.4	21.5	26.5	21.8	15.8	6.8	3.7	−4.9	9.9
Испарение, мм	10.8	17.3	23.6	47.6	85.3	113	160	135	72.8	35.4	24.5	9.7	735

и вообще в бессточных районах Кызылкумов. Стоянки бронзового века (II тысячелетие до н. э.) в окрестностях озера малочисленны и бедны: скотоводы I тысячелетия до н. э. и I тысячелетия н. э. оставили небольшие временные стоянки, не связанные непосредственно с озерами (Виноградов, Мамедов, 1975).

В то же время не получившим пока разъяснения фактом является наличие на северном берегу оз. Казген средневекового укрепленного караван-сарая Курганкак. Появление его здесь можно, конечно, объяснить некоторым улучшением климата в период так называемого средневекового пльвиала, однако каких-либо признаков изменения режима озера для этого времени до сих пор не обнаружено.

Лявляканские озера — уникальный природный и археологический памятник мирового значения. Исследование его еще далеко не завершено. Между тем здесь происходит интенсивное техногенное изменение ландшафтов. Поэтому нельзя не высказаться в пользу создания в этом районе государственного заповедника. Такое предложение уже вносилось (Джуракулов и др., 1987).

В целом история Лявляканских озер, расположенных в крайне аридном районе южных Кызылкумов, представляет огромный научный интерес, так как позволяет выявить не только закономерности климатических колебаний в прошлом, но и уточнить масштабы этих колебаний, выяснить причины изменений численности населения в оазисах Средней Азии и основных миграционных путей в прошлом.

Часть IV

ИСТОРИЯ ОЗЕР ГОРНОГО ПОЯСА СЕВЕРА АЗИИ¹

Горный пояс Азии протягивается с запада на восток вдоль южных границ России и сопредельных государств и включает горные системы — Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Алтай, достигающие высот до 5—7 тыс. м над уровнем моря, несущие мощное современное оледенение, многочисленные и разнообразные по генезису озера. Разнообразие ландшафтно-климатических условий и контрасты рельефа в горном поясе Азии обуславливают значительные различия в характере эволюционного развития озерных геосистем, изменениях гидрофизических, гидрохимических, гидробиологических особенностей водоемов на протяжении времени их существования, а также в их современном состоянии (Севастьянов, Селиверстов, 1993).

Вопросы горной лимнологии и палеолимнологии до настоящего времени еще не получили достаточного освещения в научной литературе. Однако горные территории, обладающие динамичными и специфическими природно-климатическими особенностями, требуют особого подхода при изучении эволюции природной среды: учета высотно-зональных различий, тектонической активности территорий, интенсивности древнего и современного оледенения гор.

Лимногляциальный комплекс гор является важным элементом ландшафтной структуры горных стран и охватывает всю совокупность озерных, аллювиальных, ледниковых и переходных форм рельефа, типов континентальных отложений и ландшафтов. Горные озера, ледники и соединяющие их водные потоки составляют наиболее динамичную часть лимногляциального комплекса, обладают способностью создавать специфические формы рельефа и формировать уникальные по составу и строению отложения, индикаторные свойства которых широко используются в практике ландшафтно-геоморфологических и палеогеографических исследований.

Генетическая связь большинства высокогорных озер с ледниками и важное свойство озерных геосистем сохранять информацию об из-

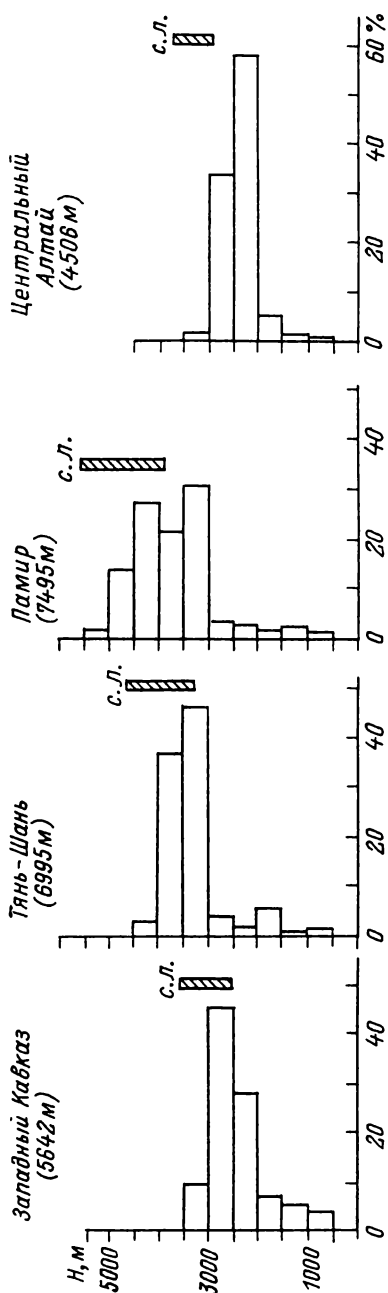
¹ Д. В. Севастьянов.

рис. 56. Распределение озер по высоте в горных странах.

с. л. — интервал положения снеговой линии.

менениях окружающей среды в рельефе и осадках озерных котловин дает богатый материал для дешифрирования и реконструкции региональных палеогеографических условий и чрезвычайно сложных многокомпонентных ландшафтных структурах горных стран. При этом выявляются существенные различия в условиях формирования и динамике развития озерных геосистем и окружающих ландшафтов на протяжении поздне- и послеледникового времени в западных и восточных районах Кавказа, Памира, Алтая, а также в различных по степени увлажненности частях Тянь-Шаня.

Таким образом, история развития лимногляциального комплекса гор Азии отражает ландшафтно-климатические изменения, происходившие на протяжении времени существования озер как в региональном, так и в глобальном масштабе. Наглядно это проявляется на крупных озерах внутригорных тектонических котловин, которые имеют наиболее длительную историю развития, таких как Севан на Кавказе, Иссыккуль на Тянь-Шане, Каракуль на Памире, Телецкое и Маркакуль на Алтае. История первых двух из перечисленных озер была подробно рассмотрена в отдельном издании данной серии (История озер..., 1991). Особенности возникновения и эволюции других озер горного пояса Азии в позднем плейстоцене и голоцене рассматриваются в настоящей книге. Следует обратить внимание, что пространственное распределение современных озер в горах обнаруживает тесную связь прежде всего с формами древнеледникового рельефа и современными ледниками. В



высотном положении горных озер, которые лежат выше 500 м над уровнем моря, выделяются интервалы высот, где встречаемость озер наибольшая. Выше и ниже этих высотных интервалов количество озер резко убывает. Такие «озерные пояса» располагаются в горах Кавказа на высотах от 2000 до 3500 м (83 % всех озер), на Памире — от 3000 до 5000 м (93 %), Тянь-Шане — от 3000 до 4000 м (84 %), Алтае — от 2000 до 3000 м (Севастьянов, 19866).

Таким образом, в настоящее время наибольшее количество горных водоемов сконцентрировано в областях, примыкающих к зонам современного оледенения; они располагаются преимущественно в гляциально-нивальном, альпийском и субальпийском поясах гор (рис. 56).

Анализ особенностей высотного положения горных озер показывает, что их распределение подчинено высотно-зональным закономерностям, аналогичным широтным, наблюдаемым в распределении равнинных озер. Верхней границей распространения озер в горах является снеговая линия. В общих чертах с подъемом в горы происходит переход от аридных и семиаридных условий к гумидным и нивальным. В соответствии с этим проявляются закономерности тепло- и влагообеспеченности ландшафтов, а также особенности функционирования и эволюции озер.

Следует обратить внимание на то, что пространственное распределение современных озер в горах обнаруживает тесную связь прежде всего с формами древнеледникового рельефа и современными ледниками.

В итоге изменения в современном состоянии высокогорных озерных геосистем, которые прослеживаются нами от приледниковых озер, развивающихся в гляциально-нивальном поясе, до среднегорных водоемов, существующих в условиях субальпийского, лесного или степного поясов, как бы моделируют ход эволюции горных озер в течение послеледникового времени, что является благоприятным фактором для выявления общих закономерностей развития озер в голоцене.

В целом необходимо отметить, что изученность истории озер в горных областях Азии остается явно недостаточной. Собранные вместе в настоящем издании материалы пока не позволяют перейти к крупным обобщениям, но сопоставление региональных особенностей происхождения горных озер и выявление основных тенденций их эволюции представляет существенный научный интерес и вносит новый вклад в развитие горной лимнологии и палеолимнологии.

Глава 1

КАВКАЗ¹

Кавказ — молодое горное сооружение альпийской зоны с разнообразным по генезису рельефом, который создан в основном новейшими тектоническими движениями, сопровождающимися позднеорогенным вулканизмом. Согласно геоморфологическому райониро-

¹ Ю. В. Ефремов, Э. В. Квавадзе.

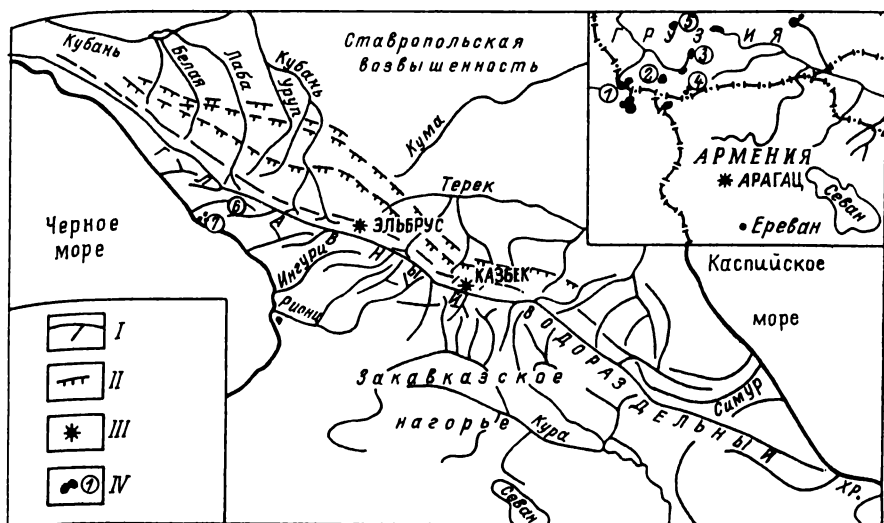


Рис. 57. Схема расположения озер Большого Кавказа и Закавказья (на врезке).

I — основные водоразделы; II — куэсты; III — главные вершины; IV — озера: 1 — Хазалити, 2 — Ханчли, 3 — Сагамо, 4 — Табаскури, 5 — Бол. и Мал. Рица, 6 — озера Пизунды, 7 — Палеостомы.

ванию, здесь выделяются провинции Большого Кавказа, хребты Малого Кавказа и Армянского вулканического надгорья, Закавказская межгорная депрессия, которые в свою очередь подразделяются на ряд областей (рис. 57). Каждая из них имеет сложное геологическое строение и разнообразный рельеф. Для Большого Кавказа характерны зональное распределение горных пород разного возраста и состава, ярко выраженная поясность рельефа и современных геоморфологических процессов, широкое развитие оледенения в прошлом и в настоящее время (Милановский, 1968).

Армянское вулканическое нагорье имеет сложный рельеф высокогорных массивов, хребтов, плато и тектоно-вулканических депрессий. Для этого района характерно повсеместное распространение трех комплексов четвертичных лав. Большую роль в структуре вулканического рельефа играют молодые разломы и трещины, увенчанные вулканами, шлаковыми конусами и липаритовыми куполами. Высокогорная часть нагорья имеет ярко выраженные следы четвертичного оледенения. Эти особенности нашли отражение в происхождении, распространении и развитии озерных водоемов.

При наличии благоприятных геолого-геоморфологических факторов климатические условия в значительной степени определяют существование озер.

По данным наших исследований (Ефремов, 1984) и по материалам книги «Водные ресурсы Закавказья» (1938), в настоящее время на территории Кавказа насчитывается около 2810 озер с общей пло-

Распределение озер по отдельным провинциям и областям Кавказа

Провинция, область	Число озер	Площадь, км ²	Объем, км ³
Большой Кавказ:	1852	95.84	483.04
Северный склон	1311	17.50	150.0
Южный склон	416	11.84	230.1
Куба-Апшеронская	125	66.5	102.94
Закавказская депрессия:	140	358.7	866.27
Колхидская низменность	18	21.1	62.59
Кура-Алазанская впадина	58	41.4	105.76
Нижнекуринская	40	275	653.38
Ленкорано-Талышская	24	21.2	44.54
Малый Кавказ и Армянское вулканическое нагорье	818	1369	33775.75
Всего	2810	1823.5	35125.06

Примечание. Площади озер и объемы воды в них для Закавказского нагорья даны с учетом оз. Севан (площадь водного зеркала 1253 м², объем воды 33.0 км³).

щадью 1823.5 км² и запасом вод 35125.1 км³. В расчет принимались озерные водоемы площадью более 500 м², кроме карстовых областей, включая все водоемы. Не учитывались эфемерные озера, возникшие при лавинно-селевой деятельности, и водоемы на поверхности ледников.

Озера различаются по форме, размерам и очертанию котловин. Размеры озер колеблются в широком диапазоне — от десятков квадратных километров до нескольких квадратных метров. В подавляющем большинстве озера имеют площадь зеркала менее 0.005 км² (59.5 %). Наряду с малыми водоемами встречаются и крупные с площадью более 10 км². Самое большое озеро на Кавказе — Севан (1253 км²). Наиболее крупные озера сосредоточены на Малом Кавказе, такие как Паравани (37.5 км²), Карцахи (26.3 км²), Табацкури (14.2 км²), Ханчали (13.3 км²) и др., а также встречаются в пределах Колхидской низменности (Палеостомы — 18.2 км²) и Кура-Алазанской долины (Джандари — 10.6 км²). На Большом Кавказе озер с площадью более 1 км² всего четыре: Казенойам (1.7 км²), Абрау (1.6 км²), Бол. Рица (1.49 км²), Келиста (1.28 км²).

Озера различаются по глубине — от нескольких десятков и даже сотен метров (Цериккель — 368 м, Бол. Рица — 101 м, Севан — 79 м, Мал. Рица — 76 м и др.) до нескольких десятков сантиметров (ряд малых и мелководных озер). Некоторые озера, расположенные в засушливых районах Восточной Грузии и Азербайджана, летом пересыхают и заполняются водой только в период снеготаяния или дождей. Наибольшее распространение имеют гляциально-нивальные озера (78.6 %) и карстово-суффозионные (12 %). Для южного склона Центрального и Западного Кавказа характерны обвальное-запрудные озера (7.3 %) (Ефремов, 1980).

Распределение озер по территории крайне неравномерное (табл. 11), что объясняется исключительным разнообразием основных природных факторов, влияющих на формирование озер — климата, оледенения, рельефа и геологического строения. Наибольшее количество озер (69.9 % общего числа) расположено в пределах Большого Кавказа (табл. 11). Здесь большинство озерных водоемов сконцентрировано на северном склоне в высокогорных областях, примыкающих к зонам современного оледенения гор (77.1 %), т. е. в зоне формирования стока в высотном интервале 2000—3500 м (рис. 57). В преобладающем большинстве это сравнительно мелкие ледниковые озера, лежащие в карах, цирках и на дне троговых долин и занимающие всего 5.3 % общей площади озер.

Довольно многочисленны озера Армянского нагорья (29.1 %). По площади водного зеркала (75.1 %), коэффициенту озерности (0.7 %) и запасу пресных вод (96 %) этот район занимает первое место. Закавказская межгорная депрессия сравнительно бедна озерными водоемами. Здесь сосредоточено 140 озер, т. е. 5 % общего числа.

В зависимости от высоты расположения озер питание их осуществляется за счет талых ледниковых, снеговых, подземных, дождевых вод. Поскольку большая часть озер, за исключением юго-восточных районов Кавказа, примыкающих к Каспийскому морю, находится в зоне избыточного увлажнения, все они, по классификации Б. Б. Богословского (1960), относятся к сточно-проточным. Годовой ход уровней во многих озерах подвержен резким колебаниям, особенно у обвально-запрудных (оз. Ашткели до 40 м, Бол. Рица — 1.6 м), и в меньшей мере они выражены у гляциогенных озер (оз. Туманлыкель — 15—20 см). Небольшие уровни отмечаются в период таяния ледников и снежников (июль—август) или при интенсивном выпадении осадков (оз. Зеркальное — 120 см). Наименьшие уровни наблюдаются в декабре—январе для высокогорных озер и в июле—августе для низко- и среднегорных озер.

Температурный режим озер разнообразен в зависимости от высоты их расположения. В высокогорных и среднегорных озерах температура воды колеблется летом от 2 до 25 °С, зимой они покрываются льдом на 3—10 месяцев. Температура воды в озерах на Черноморском побережье не бывает ниже 3—4 °С и лишь в суровые зимы падает до 0 °С, максимальная же достигает 28—30 °С. Термический режим озер Кура-Араксинской низменности и Апшеронского полуострова характеризуется интенсивным нагреванием водной поверхности. Температура воды некоторых озер достигает 30—32 °С, а зимой может понижаться до 5—7 °С (Водные ресурсы..., 1988).

В гидрохимическом отношении воды озер Кавказа характеризуются слабой минерализацией — 10—200, реже 500—600 мг/л (Рица, Табацкури, Паравани и др.), среднегорных озер — от 158 до 2080 мг/л. Озера низкогорной и низменной зоны (Кура-Араксинская и Колхидская низменности, Апшеронский полуостров) характеризуются высокой минерализацией, достигающей 10—12 г/л. К ним относятся озера Кюрдаканы, Бинагады, Зых, Кала и др. Согласно классификации О. А. Алекина (1970), по сочетанию главных компонен-

тов ионного состава природных вод на Кавказе выделяются три гидрохимических типа: гидрокарбонатно-кальциевые, натриевые и магниевые; сульфатно-натриевые; хлоридно-кальциевые.

Флора и фауна горных озер, за редким исключением, изучена слабо. Донная растительность, фитопланктон и зообентос высокогорных озер очень бедны или совсем отсутствуют. Среднегорные и низкогорные озера отличаются лучшим развитием флоры и фауны, а также более богаты фитопланктоном и зообентосом (Рылов, 1931).

Донные отложения в озерах высокогорной приледниковой зоны каменистые, песчаные, илстые, в низкогорной и среднегорной — илстые. Многие из озер заболачиваются. Скорость седиментации меняется во времени и пространстве от 0.25 до 4.5 мм/год (Ефремов, 1984).

Образование горных озерных котловин в рассматриваемом регионе находится в тесной связи с геологическим строением, геоморфологическими процессами, с влиянием современного и древнего оледенения. Наиболее благоприятные условия для образования озер складываются при сочетании факторов избыточного увлажнения, водонепроницаемой породы и наличия замкнутых котловин. Такие условия существуют в зонах Главного, Бокового хребтов Большого Кавказа, где сосредоточено 90 % горных озер, а также на Армянском вулканическом нагорье. Решающее значение для образования высокогорных озер имеет рельефообразующая роль ледников, т. е. процессы экзарации, нивации, эрозия ледниковыми водами, подпруживание льдом или моренным материалом, просадки при вытаивании мертвого льда.

Исследования в различных горных районах показывают, что возраст высокогорных озер колеблется в пределах нескольких тысяч лет. Индикатором возраста может являться высотное положение озера относительно современного ледника, лежащего в верховьях реки, питающей озеро. Чем ближе озеро лежит к леднику, тем оно моложе. Согласно существующим представлениям, процесс формирования и развития ледниковых озер в высокогорных районах, в том числе и на Кавказе, есть следствие климатической изменчивости, выраженной в стадийности распада оледенения. По мере его деградации происходило сокращение как площади, так и числа ледников. На месте исчезнувших ледников в горах при благоприятных геоморфологических условиях образуются гляциогенные озера (Севастьянов, 1980, 1983; Ефремов, 1984).

Палинологическое изучение серии разрезов озерных отложений голоцена, вскрытых в альпийском поясе Кавказского биосферного и Лагодехского заповедников, позволило выявить основные этапы эволюции горных озер и реконструировать палеогеографические условия в провинции Большого Кавказа (Квавадзе, 1990).

Наиболее полный разрез озерных отложений вскрыт в истоках р. Закан (левый приток р. Бол. Лаба) на восточной границе Кавказского биосферного заповедника. Здесь, в зоне юрской депрессии, разделяющей Главный и Боковой хребты, на высоте 2428 м расположено Луганское болото. Оно находится в районе одноименного перевала,

который приурочен к узкой синклинальной полосе, сложенной нерасчлененной толщей верхне- и среднеюрских песчаников, глинистых сланцев и мергелей, являющейся составной частью огромного многокамерного и многоступенчатого цирка в верховьях р. Закан.

На перевальной седловине расстилается ровное травянистое поле без следов ледниковых отложений с небольшими заболоченными участками, а самое значительное болото лежит вблизи перевальной линии с восточной стороны. В результате бурения было вскрыто четыре слоя озерных отложений, перекрываемых торфяниками (рис. 58).

Мощность изученной нами толщи 250 см. Методом спорово-пыльцевого анализа изучено 28 образцов. Абсолютный возраст торфа с глубины 192—195 см по ^{14}C равен 4200 ± 80 л. н. Характер спорово-пыльцевых спектров основания разреза и их сравнение со спектрами других слоев надежно датированных отложений позволяет относить рассматриваемую толщу к бореальному времени (Серебрянный и др., 1984) — палинозона I. Климат был холодным, растительность произрастала скудная, субнивальная. На месте современного Луганского болота в то время лежал каровый ледник. В нижней части разреза обнаружено значительное количество переотложенной пыльцы, хорошо отличающейся от основного комплекса более темной окраской и таксонометрическим составом. Гляциальные образования в основании разреза представлены голубыми глинами с включениями камней и валунов.

С глуб. 230 см эти отложения сменяются твердыми глинами серого цвета без включений, мощностью до 35 см. Состав спорово-пыльцевых спектров указывает на потепление климата. В окрестностях Луганского озера, образовавшегося на месте бывшего ледника, существовали сначала верхнеальпийские, а затем нижнеальпийские луга с очень богатой растительностью. Следует отметить, что при реконструкции растительности нами в качестве эталонного использовался материал по изучению современных озерных отложений из каждого отдельно взятого вертикального пояса (Квавадзе, 1990). Исходя из особенностей спектров палинозоны II, мы утверждаем, что озерная толща была образована в атлантическое время, когда потепление климата сопровождалось значительным возрастанием количества осадков по сравнению с бореальным периодом. Вместе с тем в середине атлантического времени мы допускаем частичный спуск озера в результате прорыва запруды. Это могло произойти в середине атлантики или во времени ее оптимума. Именно поэтому палинозона II подразделяется не на три, а только на две подзоны.

Суббореальное похолодание оказало большое влияние на питание озера, которое, видимо, целиком было ледниковым, в результате чего начало зарастать и 4200 л. н. полностью исчезло. В ландшафте стали преобладать болотные формации, на что указывает доминирование пыльцы осок в спектрах. Менее богаты по таксономическому составу и прилегающие луга, которые, скорее всего, имели верхнеальпийский характер с элементами субнивальной растительности и были низкотравными.

Своего расцвета Луганское болото достигло в середине субборе-

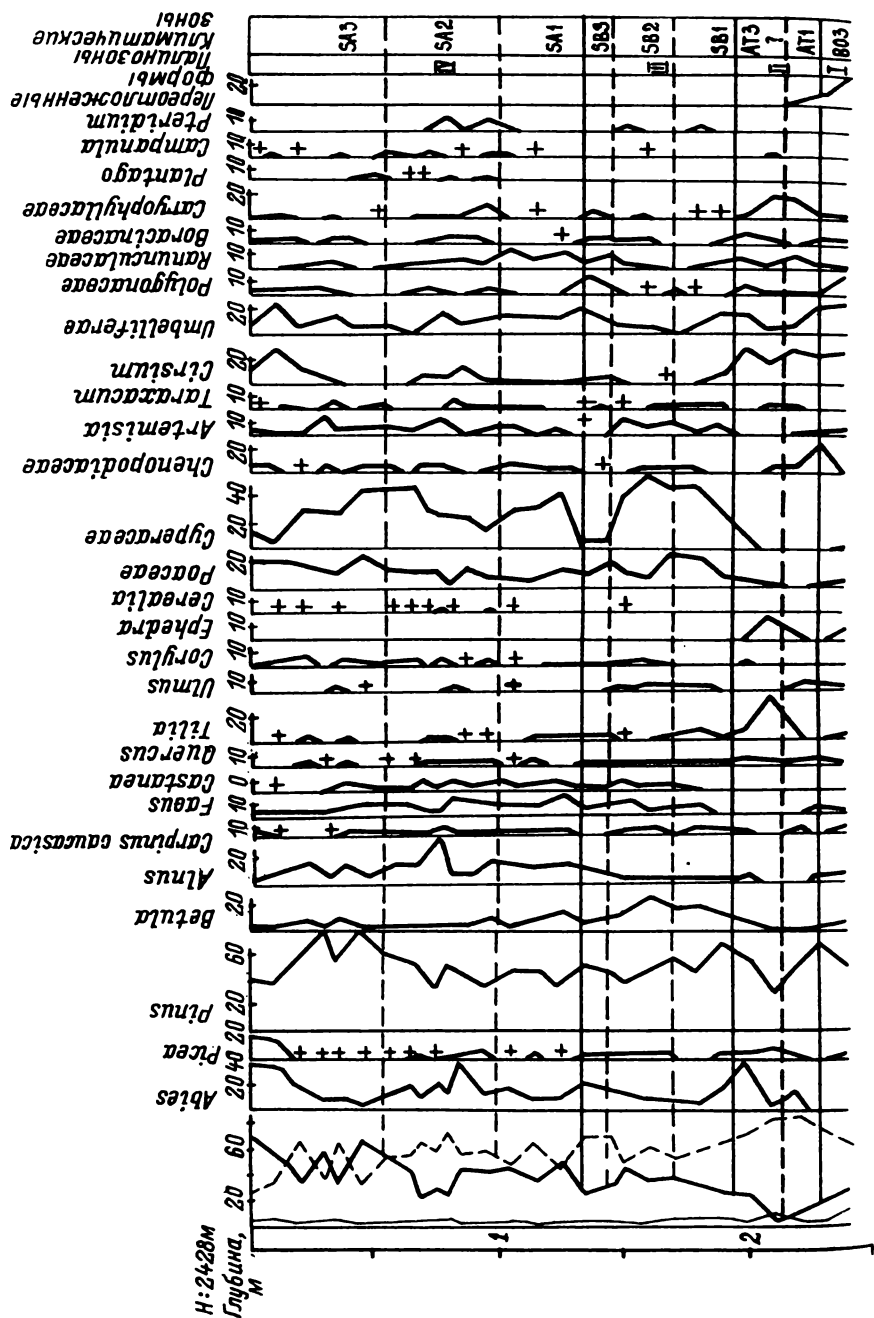


Рис. 58. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза отложений Луганского озера-болота (Западный Кавказ)

ального периода (SB₂), однако к концу указанного времени здесь вновь появляется озерный водоем. Событие это было результатом потепления климата в SB₃, сопровождаемым увеличением влажности. Аналогичная картина наблюдается во многих местах Западного Закавказья, датируется это потепление в пределах 3200—2800 л. н.

Площадь болот на исследуемом участке резко сокращается. Содержание осок в спектрах падает до минимума (до 4 %), в то время как в SB₂ оно достигало почти 90 %. В альпийских лугах вновь появились элементы растительности нижних Альп, пыльца которых становится доминантной. Судя по небольшой мощности прослой глини, озерный водоем существовал не более 400—500 лет.

Повторное похолодание климата, имевшее место в начале субатлантического времени, по всей вероятности, лишило питания озера, и вновь возобновилось торфонакопление. Процесс этот был прерван к концу SA₂, примерно 1000 лет назад. В это время помимо потепления спектрами фиксируется и повышение увлажненности. Луганское болото превратилось в озеро, по размерам значительно уступающее предыдущим бассейнам. Подобное озеро существовало и в районе Дзитарского болота в истоках р. Мал. Лаба западной части Кавказского биосферного заповедника. Возраст торфяников, подстилающих озерные отложения, по ¹⁴C равен 1315±80 лет.

Во время похолодания «малого ледникового периода» озеро исчезло, а площадь болот вновь увеличилась. В последний раз наиболее значительное озерное зеркало существовало здесь примерно 400—500 л. н. в результате потепления климата и увеличения увлажненности. После этого водоем зарос, а территория заболоченных участков стала сокращаться в связи с постепенным уменьшением выпадения осадков.

В восточной части Большого Кавказа на территории Лагодехского заповедника, в осевой зоне Главного водораздельного хребта, на высоте 2750 м изучены озерные отложения, датируемые по палинологическим данным субатлантическим временем. Разрез расположен в истоках рек Лагодехсцкали и геоморфологически находится на нижней ступени цирка бывшего ледника. Мощность изученной нами толщи 110 см (рис. 59). Основание разреза (110—80 см) здесь также характеризуется наличием гляциальных образований, состоящих из суглинков желтого цвета с включением камней. Средняя часть (30—40 см) состоит из глини, а верхняя — из суглинков и современной почвы.

Для пылевых спектров нижней части диаграммы характерно присутствие большого количества пыльцы, которая была переотложена ледником из относительно мягких коренных пород юрского времени. Спектры указывают на существование очень холодного климата. Растительность скудная, субнивальная. Эту толщу на первых этапах наших исследований мы отнесли к SA₁, однако в результате дальнейших работ выяснилось, что похолодание начала SA₂ было более значительным и имело место примерно 1600—1700 л. н. (Квавадзе и др., 1992). Возникновение котловины озера, таким образом, произошло в самом начале SA₂. К концу подпериода, пример-

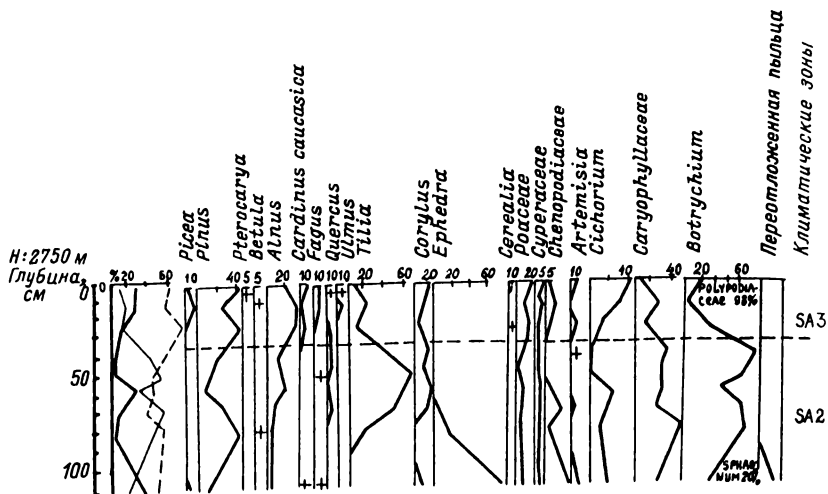


Рис. 59. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза отложений горного озера в Лагодехском заповеднике (Восточный Кавказ).

но 1000 л. н., здесь, так же как и в районе Луганского и Дзитанского болот, образовалось озеро, существовавшее всего несколько столетий. Возрастание тепла и увлажнения климата хорошо видно по пыльцевым спектрам (рис. 59). В окрестностях озера развиваются альпийские луга с богатым составом разнотравья. Зафиксированы спектры и поднятия лесных высотных поясов (количество заносной пыльцы липы в спектрах достигает 60 %).

Похолодание «малого ледникового периода» лишило питания озера и в высокогорьях Лагодехи. Однако в отличие от западной части Кавказа, где осадков выпадает почти в три раза больше, в Лагодехи исчезновение озер шло несколько иным путем: они просто пересыхали.

Таким образом, можно отметить, что в высокогорьях Бол. Кавказа ледниковые озера могут возникать только в условиях теплого и влажного климата. Например, во время бореального оптимума, имевшего место в ВО₁ и характеризовавшегося сухим и теплым климатом, озера не могли образоваться. Аналогичная картина характерна и для оптимума SA₁, когда примерно 2000 л. н. среднегодовая температура превышала современные показатели почти на 2.5°, но осадков выпало в Западном Закавказье почти на 250—300 мм меньше, чем теперь (рис. 59). В это время в высокогорьях также не могли сформироваться озерные водоемы.

Сопоставление наших данных с литературными показало их значительную согласованность. Так, например, из разреза Приют-2, расположенного в Нижнеальпийском поясе Центрального Кавказа на высоте 2250 м, видно, что озеро перестало существовать именно в

суббореальное время и вновь образовалось в период потепления и увлажнения климата, имевшего место примерно 500 л. н. В Безенгийской долине, в урочище Курноят, а также в разрезе Халдесчиали нами прослеживаются аналогичные закономерности (Серебрянный и др., 1984).

В позднем голоцене, после окончания Малой ледниковой эпохи, в связи с сокращением размеров оледенения возникли благоприятные условия для образования озерных водоемов. Анализ литературных источников (Буш, 1905; Виноградов, 1977; Иванов, 1932) и топографических карт 1895—1910 гг., дешифрирование аэрофотоснимков различных лет показали, что на месте многих каровых озер в конце прошлого столетия существовали ледники. По мере их деградации возникли многочисленные озерные водоемы. Подтверждением этому служит лихенометрическая съемка, проведенная нами в бассейнах многих озер данного региона. При этом за основу принята зависимость максимального диаметра лишайника от возраста, установленная Л. Р. Серебрянным и др. (1984), В. А. Голодковской (1971), а также в результате наших исследований, проведенных на Западном Кавказе.

Образование гляциальных (приледниковых) озер продолжается и сейчас по мере отступления концов ледников. Так, за последние 50 лет возникло около 150 новых приледниковых озер, среди которых наиболее крупные Аманаузское, Восточно-Клухорское, Далар, Бол. Азау. Инструментальные наблюдения показали, что при отступании ледниковых языков размеры озер увеличиваются на 1.5—15 м в год.

Колебания ледников и возникновение гляциальных озер носят циклический характер. Образование озер за последние 100 лет соответствует периодам ускорения таяния ледников, т. е. с 1890—1908, 1915—1929, 1935—1938, 1940—1955, 1955—1977 гг. При замедлении отступления ледников темпы образования озерных водоемов снижались. Время образования озер других генетических типов представлено в табл. 12.

Особую потенциальную угрозу для человека представляют собой озера, подпруженные наступающим ледником. При прорыве их всегда возникают катастрофические селевые паводки (Виноградов, 1977; Голодковская, 1971). Для Большого Кавказа сведения о прорыве таких озер многочисленны, особенно в прошлом и начале нашего веков в районе Эльбруса и Казбека (Герасимов, 1909; Ковалев, 1967; Тушинский, 1968). Немало таких озер существует и теперь (приледниковые озера в районе ледников Бол. Азау, Башкара (р. Баксан), а также в верховьях р. Бол. Зеленчук — ледники горы Псыш и др.).

На основании сведений о строении озерных котловин, гидрологическом режиме озерных водоемов и степени их деградации можно прогнозировать дальнейшее развитие озер с учетом тенденций ледниковой активности в ближайшие десятилетия (рис. 60).

Согласно концепции А. В. Шнитникова (1968, 1975), в современной регрессивной фазе оледенения уровни озер понижаются. Однако развитие гляциальных озер Кавказа имеет свои особенности, отличающие их от равнинных и низкогорных. При деградации оледенения

Время образования некоторых озер различных генетических типов

Озеро	Район	Генетический тип	Время образования, л. н.	Литературный источник
Абрау	Черноморское побережье	Сейсмо-гравитационное	~2000	Хромовских, Солоненко, 1979
Лиманчик	То же	То же	~2000	То же
Сладкое	» »	» »	~2000	» »
Змеиное	» »	» »	~2000	» »
Ахцу	Бол. Кавказ, южный склон	Обвальное-запрудное	1968	Лозовой и др, 1968
Келасури	То же	То же	1973	По рассказам местных жителей
Инкити	Колхидская низменность	Лагунное	1500	Балабанов, Островский, 1979
Анишхцара	То же		1500	То же
Имнати	» »		1500	» »
Бол. Рица	Бол. Кавказ, южный склон	Обвальное-запрудное	250—300	Когошвили, 1970; Ефремов, 1984
Мал. Рица	То же	То же	250—300	То же
Амткели	» »	» »	250—300	Мгеладзе, 1939
Кведское	» »	» »	1981	Маруашвили, 1941
Джандари	Кура-Алазанская впадина	Запрудное восстановленное	1928	Алхазова, 1975
Рыбное	Бол. Кавказ, северный склон	Ледниковое восстановленное	1941	По рассказам местных жителей
«Гейгель»-каскад из 8 озер	Армянское нагорье	Обвальное-запрудное	1139	Мамедов, и Трофимов, 1991

первоначально происходит сокращение площади и количества ледников и соответственно образование новых озер до тех пор, пока не наступит равновесие между климатом данной эпохи и размерами ледников. Далее наступает активная фаза деградации озер, что и наблюдается сейчас во всей низко- и среднегорной зоне описываемого района (Ефремов, Панов, 1985).

На южном склоне Большого Кавказа в пределах яруса эрозионно-денудационных форм рельефа во внеледниковой зоне распространены обвальное-запрудные озерные водоемы. Их возникновению способствует повышенная сейсмичность (8—9 баллов) этой территории. Здесь все озера приурочены к определенным сейсмическим зонам: поперечному Анапско-Новороссийскому поднятию и зоне активно опускающихся периферийных участков Черноморской впадины (озера п-ова Абрау), а также к Рице-Шемахинскому продольному сейсмическому поясу и Ткварчельской флексурной зоне Большого Кавказа.

Образование озер на п-ове Абрау связано со смещением гранди-

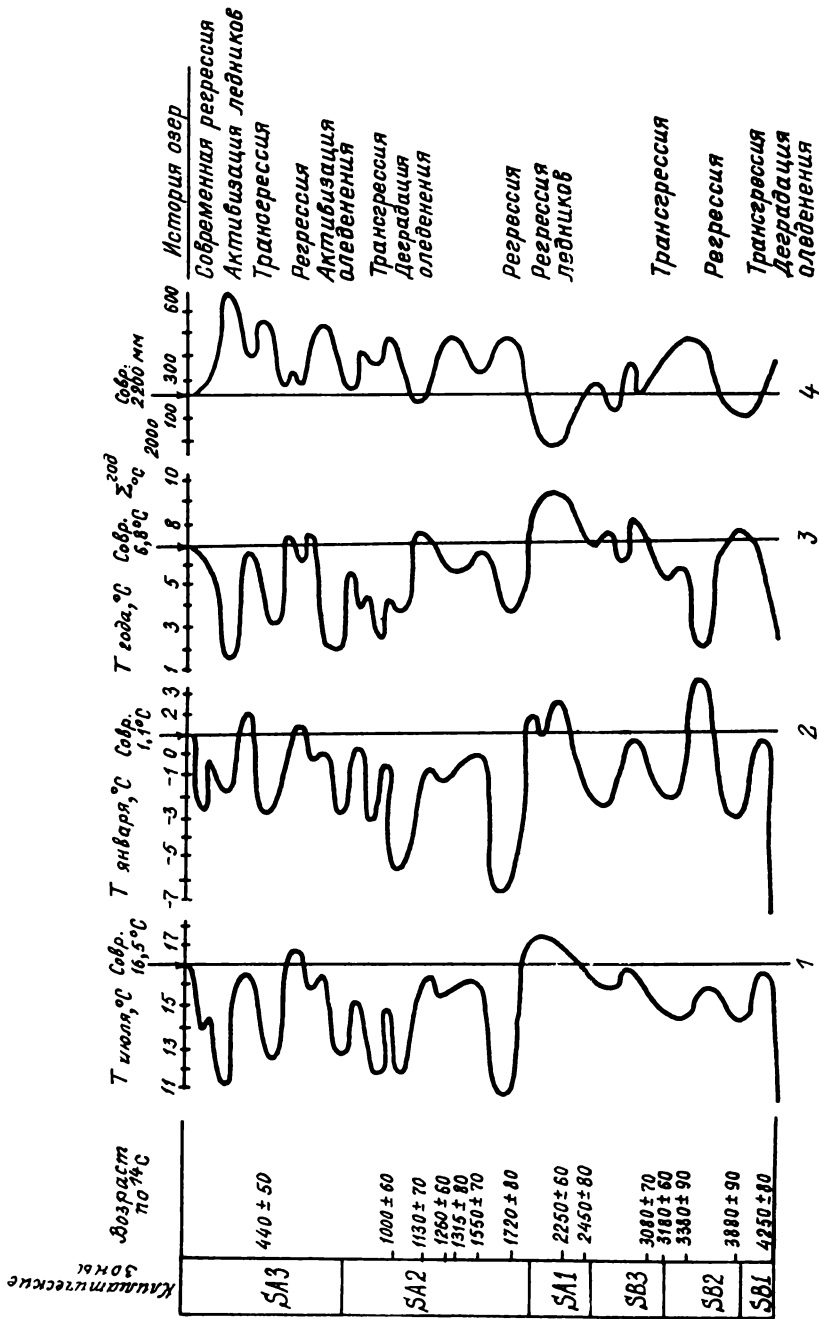


Рис. 60. Изменчивость показателей тепло- и влагообеспеченности климата в последние 4000 лет.

озных масс коренных пород с крутых склонов хребтов в связи с проявлением неотектонической и сейсмической активности, завершившейся в недавнем геологическом прошлом — ориентировочно 2—7 тыс. л. н. (Хромовских и др., 1979). Здесь сосредоточено 10 озерных водоемов, среди которых самое крупное оз. Абрау (площадь 1.6 км², длина 2.9 км) и второе по площади на Большом Кавказе. Максимальная глубина его 10 м (вблизи завала). Оно подпружено гигантским сейсмо-гравитационным оползнем длиной около 1 км и шириной до 200 м, перегородившим р. Абрау.

Другие, меньшие по размерам озерные водоемы (Лиманчик, Сладкое, Змеиное), за исключением Сухого Лимана, расположены в пределах береговой полосы Черного моря и также обязаны своим происхождением сейсмогравитационным процессам.

Рице-Шемахинский продольный разлом приурочен к Главному кавказскому надвигу и характеризуется высокой степенью потенциальной сейсмичности (9—10 баллов). Эта зона начинается от оз. Рица и простирается на юго-восток вдоль южного склона Главного хребта. Озера, возникшие вдоль Рице-Шемахинского разлома, сравнительно молодые и образовались в разное время. Совсем недавно 16 07 1963 при 9-балльном Чхалтинском землетрясении наблюдались крупные обвалы и оползни на площади около 80 м². Наиболее крупный из них — Ацгарский — на левом склоне долины Чхалты (правый исток р. Кодори) имел длину около 2 км, ширину до 400 м, объем более 3 млн м³. Обвальный конус высотой до 300 м перекрыл р. Чхалту, создав подпруды высотой до 30 м, за которой возникло озеро, через три дня прорвавшее завал (Хромовских и др., 1979).

Подпрудные озера возникали и ранее по продольным долинам рр. Сакени, Ингури и Риони. На одно из них, расположенное в долине р. Сакени (левый приток р. Кодори) в интервале высот 1460—1550 м, указывал Л. И. Серебрянный и др. (1984). В настоящее время на этом месте лежит заболоченная равнина, которая в прошлом (1130±70 л. н.) была обширным водоемом, подпруженным сейсмогравитационным обвалом.

Таким же образом возникли известные многим озера Бол. и Мал. Рица. Площадь водного зеркала первого озера 1.49 км², второго — 0.10 км². На основании морфотектонического анализа Л. В. Кошвили (1970) доказал, что эти водоемы, возникшие 250—300 л. н., явились следствием подпруживания р. Лашипсе мощным завалом, возникшим в результате обрушения круто наклоненных к северу оксфордлузитанских известняков, слагающих гору Пшегишхву. Наши данные лихенометрического анализа, как и народные предания, подтверждают это предположение. В тридцатые годы нашего столетия можно было еще наблюдать вдоль берегов оз. Большая Рица стоящий в воде мертвый лес.

Более многочисленны современные озерные водоемы, приуроченные к Ткварчельской флекуре. Она является пограничной морфоструктурой между интенсивно погружающейся Рионской впадиной и воздымающейся Абхазско-Сванетской ступенью Центрального Кав-

каза (Милановский, 1968). Эта зона, по оценке В. С. Хромовского и В. П. Солоненко (1979), имеет потенциальную сейсмичность 8 баллов и более. Она простирается от района Сухуми (бассейна Гумисты) до истоков рр. Риони—Рача Лечхумского прогиба.

К указанной зоне приурочена серия мощных сейсмо-гравитационных обвалов и оползней, которые при подпруживании рек образовали озерные водоемы. Среди них наиболее крупный — оз. Амткели (площадь 0.58 км², максимальная глубина 65.0 м), расположенное в 25—27 км на северо-восток от г. Сухуми. В результате сильного землетрясения (до 9 баллов в 1891 г.) в узком глубоком ущелье р. Амткели рухнула часть левобережного склона горы Малый Схопач, образовав крупный обвал объемом около 100 млн м³, подпрудивший реку и образовавший горное озеро на высоте 512 м над у. м. Тело обвала простирается вниз по ущелью на 4 км и состоит из нагромождения огромных каменных блоков и глыб, достигающих 100—200 м по длинной оси при ширине до 50—60 м, высоте 15—20 м. Высота обвальной дамбы-плотины, из-под которой вытекает р. Амткели, около 200 м. При таких же обстоятельствах возникли озера Келасури в Абхазии (1978 г.) и оз. Кведское (1896 г.) в левых истоках р. Риони в Западной Грузии, описанное Л. И. Маруашвили (1941).

Все указанные озерные водоемы, за исключением уже исчезнувшего оз. Ахцу и практически заиленного Келасури, стабильно существуют за счет прочных плотин-завалов. Заметных антропогенных изменений озерных водоемов не наблюдается. Озера Мал. Рица, Келасури, Кведское находятся вдали от шоссейных дорог и сравнительно труднодоступны. В то же время оз. Бол. Рица испытывает на себе сильный антропогенный «пресс». Однако ввиду больших глубин (максимальная 101 м) и огромной массы воды (94 млн м³) признаков деградации озера пока не обнаружено (Апхазава, 1975).

В соответствии с прогнозом развития оледенения, учитывая современные данные о ледниковых озерах, можно сделать вывод о том, что количество озер на Большом Кавказе до 2025 г. будет увеличиваться при некотором уменьшении объема воды в них. Особенно значительным будет увеличение числа озер на северном склоне Большого Кавказа, в пределах его центральной части. На периферийных участках Кавказа, как на востоке, так и на западе, количество озер сократится.

В результате инструментальных наблюдений за скоростью заиления различных по генезису горных озер установлено время их дальнейшего существования. Наиболее долговечными (тысячи лет) окажутся крупные каровые озера, расположенные в верховьях долин и возникшие в период деградации ледников последней стадии (Фернау). Менее долговечными (десятки или сотни лет) будут мелкие каровые, моренно-запрудные и моренные озера, лежащие ниже, в троговых долинах. Усиление лавинной и селевой деятельности будет способствовать образованию эфемерных озер, прорыв которых может нанести ущерб народному хозяйству.

Памир — одно из высочайших нагорий мира, где средняя высота рельефа составляет 4700 м над ур. м., что на 1200—1400 м выше средней высоты центральных районов Тянь-Шаня. Территорию Памира обычно подразделяют на Западный Памир (или Бадахшан) и Восточный Памир. Граница между ними в пределах Таджикистана определена тектоническим строением и условно проводится с севера на юг по меридиональному хр. Академии Наук, Усойскому завалу, подпруживающему Сарезское озеро, по плотине оз. Яшилькуль и далее до слияния рр. Памир и Вахандарья (рис. 61).

Западный Памир отличается контрастным рельефом, крутым падением и глубоким врезом речных долин. Глубина эрозионного расчленения рельефа достигает 4000 м. Рельеф Восточного Памира характеризуется сглаженными формами, наличием обширных равнинных внутриворонных котловин, небольшим падением рек. Эрозионное расчленение рельефа не превышает 1500—2000 м.

За исключением субмеридиональных хребтов Академии Наук, Зулумарт и Сарыкол, на Памире преобладают складки субширотного простирания. Горные вершины хребтов Петра Первого, Дарвазского, Ванчского, Язгулемского, Рушанского, Шутанского, Шахдаринского — в пределах Западного Памира и хребтов Заалайского, Танымас, Музкол, Северо- и Южно-Аличурских, Ваханского — в пределах Восточного Памира — достигают высот от 5500 до 7000 м. Высшие точки Памира — пик Коммунизма (7495 м) в хр. Академии Наук и пик Ленина (7134 м) в Заалайском хребте.

Большие абсолютные высоты и расположение хребтов способствуют развитию мощного горного оледенения на Памире, площадь которого достигает 8000 км², что составляет 70 % площади оледенения гор Средней Азии. Снеговая граница повышается от 3600 м на Западном Памире до 5000—5800 м на Восточном (Атлас Тадж. ССР, 1969; Котляков, Кренке, 1991).

Реки Памира — Муксу, Ванч, Язгулем, Мургаб, Бартанг, Аличур, Гунт и др. — принадлежат бассейну Пянджа — Аму-Дарьи. Кроме того, для Восточного Памира характерно наличие местных бессточных бассейнов, расположенных в обширных внутриворонных котловинах — Каракульской, Сарыкольской и др., где заканчиваются рр. Музкол, Акджилга, Караджилга, Зорбурулюк (рис. 61).

В климатическом отношении горная территория Памира подразделяется на две части, граница между которыми в общих чертах соответствует геоморфологической границе, обусловленной тектоникой. Западный Памир входит в Переднеазиатскую область сухого климата с умеренносуровой зимой и умереннотеплым летом. Восточный Памир относится к Центрально-Азиатской области сухого климата с суровой малоснежной зимой и холодным летом.

Для высокогорий Западного Памира (Анзобский перевал) средняя

¹ Д. В. Севастьянов.

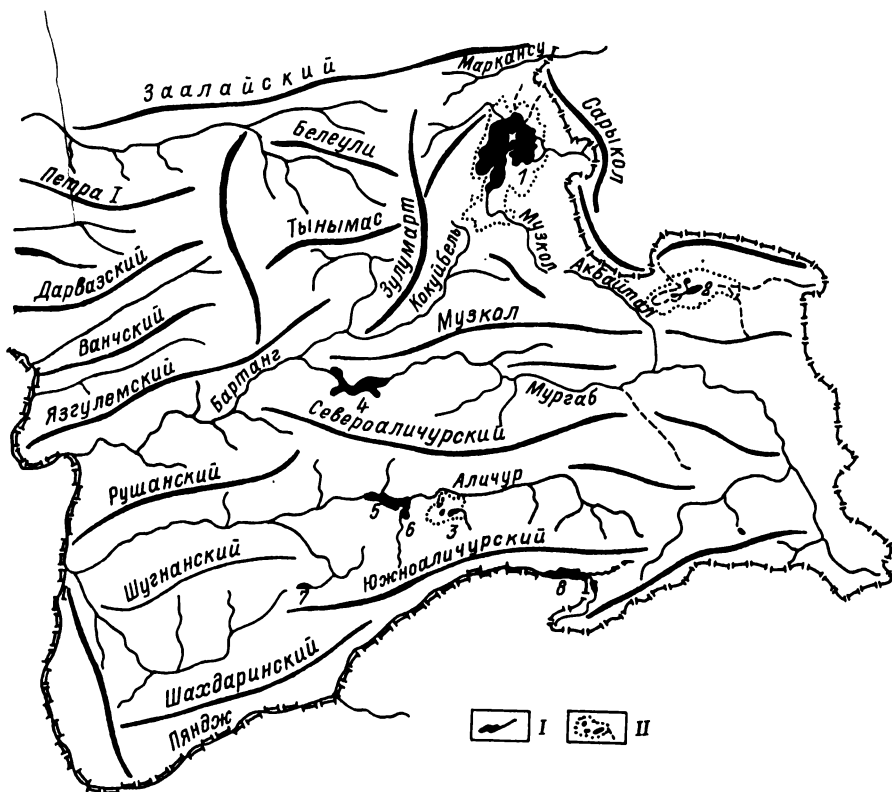


Рис. 61. Орографическая схема Памира.

I — озера (на схеме): 1 — Каракуль, 2 — Ранкуль и Шоркуль, 3 — Сасыкуль, 4 — Сарез, 5 — Яшилкуль, 6 — Булункуль, 7 — Турумтайкуль, 8 — Зоркуль; II — границы древних озер.

температура июля $+9.7^{\circ}\text{C}$, января -1.2°C , средняя годовая температура воздуха -2°C . Для Восточного Памира (Мургаб) средняя температура воздуха в июле $+13.5$, в январе -18°C , а средняя годовая температура -7°C . Осадков на Западном Памире выпадает в среднем 350—450 мм, а на Восточном всего 70—100 мм в год с максимумом в мае (Справочник по климату, 1969).

Снежный покров во внутригорных котловинах Памира ничтожен, но на ледниках горных хребтов количество осадков превышает 1000—1200 мм, что способствует развитию современного оледенения и поддержанию обильного стока рек. Мощное современное оледенение Памира и мерзлота, наличие древнеледниковых форм рельефа и высокая сейсмичность территории, достигающая 9 баллов, являются благоприятными факторами лимногенеза, обуславливающими существование древних и формирование молодых озер в многочисленных котловинах преимущественно ледникового и завального происхождения.

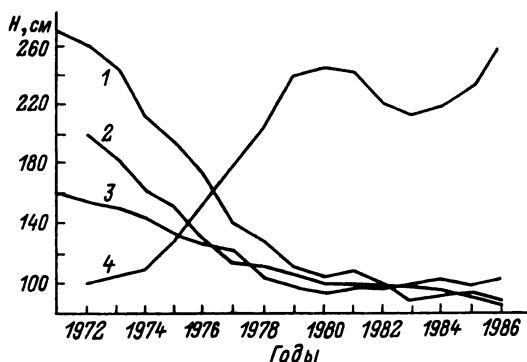


Рис. 62. Изменение уровней некоторых высокогорных озер Средней Азии за последние десятилетия.

1 — Иссык-Куль, 2 — Сонкёль, 3 — Чатыркёль, 4 — Каракуль.

Современные озера Памира, история их развития представляют исключительный интерес ввиду широкого распространения древних озерных отложений во внутригорных котловинах, что свидетельствует о значительно большей увлажненности этой территории в прошлом.

На территории Памира насчитывается более 1500 озер общей площадью 680 км². В основном это озера с площадью поверхности менее 1 км² (97.5 % общего количества). В целом озерность Памира оценивается в 0.92 %. Основное количество озер сосредоточено в бассейне рр. Пяндж и Вахш. Озерность бассейна Пянджа 0.42, а Вахша 0.07 %. Пяндж дренирует большую часть территории Восточного Памира, а Вахш — Западного. Относительно высокая озерность Восточного Памира объясняется большим количеством малых термокарстовых и моренно-запрудных озер, происхождение которых связано с деградацией древнего и современного оледенения. Кроме того, в бассейне Пянджа расположено несколько крупных озер обвальнo-запрудного и моренно-запрудного происхождения, а также озера тектонических впадин, сравнительно недавно потерявшие сток, как например озера в бассейне Аличура и р. Памир.

Наибольшей озерностью (5.4 %) отличается область внутреннего стока Восточного Памира, где расположены такие водоемы, как Каракуль, Рангкуль и Шоркуль (Никитин, 1975, 1986).

На Памире наблюдается значительная концентрация озер в интервале высот от 3000 до 5000 м над ур. м. (рис. 56). В этом высотном интервале, который соответствует альпийскому и гляциально-нивальному поясу гор, расположено свыше 93 % всех озер Памира (Севастьянов, 1986а). В «озерном поясе» Памира можно различить две зоны повышенной численности озер: от 3000 до 3500 м и от 3500 до 4500 м. Первая из них обусловлена распространением озерных котловин преимущественно обвальнo-запрудного и сложного обвальнo-моренно-запрудного генезиса, расположенных в основном в области Западного Памира. Вторая «зона озерности» наблюдается главным образом в связи с широким распространением озер моренно-запрудного и карового типов, а также термокарстовых и реликтовых бессточных озер в области Восточного Памира.

Современные морфометрические характеристики некоторых озер Памира (по данным разных авторов, 1988 г.)

Озеро	Высота над у.м., м	Площадь поверхности, км ²	Объем, км ³	Длина, км	Ширина, км		Глубина, м	
					ср.	макс.	ср.	макс.
Каракуль	3915	381.0	27.0	32.5	12.0	23.5	70.0	239.0
Ранкуль	3785	7.8	0.005	6.5	1.3	2.3	0.7	3.5
Шоркуль	3778	2.5	0.02	2.8	0.7	1.5	1.7	4.0
Сасыкуль	3825	8.9	0.03	4.5	1.9	2.2	3.0	5.3
Сарезское	3263	79.6	16.1	56.0	1.4	3.3	202.0	508.0
Яшилкуль	3734	36.1	0.5	24.2	1.5	3.7	1	50.2
Зоркуль	4125	38.9	0.1	20.0	1.95	4.0	2.6	5.0
Булункуль	3767	3.5	0.007	3.6	0.96	1.5	1.9	3.2
Турумтай-куль	4213	9.8	0.13	7.0	1.4	2.7	13.6	27.5
Хавраздара	3992	2.2	0.04	3.6	0.6	1.1	19.0	40.5
Шива	3100	15.0	1.6	14.0	1.1	—	106.5	250.0
Риваккуль	3803	1.3	0.01	2.5	0.5	1.4	8.4	16.3

На территории Памира можно выделить четыре основные генетические группы озер (Никитин, Шарабаев, 1982): тектонические, гляциогенные, гидрогенные и завальные (гравитационные).

Наиболее крупные озера обвально-запрудного (гравитационного) происхождения — Сарезское и Яшилкуль — расположены на границе Западного и Восточного Памира в зоне тектонических разломов и перехода от глубокорасчлененных форм рельефа к сглаженным денудационно-аккумулятивным формам. Эти озера имеют относительно молодой возраст; их происхождение связано с интенсивными землетрясениями, которые происходили в течение последних веков. Сарезское озеро возникло в результате обвала, перегородившего долину р. Мургаб в 1911 г., и к настоящему времени отметка его уровня достигла 3263 м, площадь поверхности 80 км², объем воды 16 км³, причем эти цифры имеют тенденцию к увеличению. Озеро Яшилкуль имеет несколько больший возраст; судя по арабским надписям над озером, оно возникло в XII в. в результате обвала. Озеро расположено на высоте 3734 м, площадь его поверхности превышает 36 км², наибольшая глубина 50 м, объем воды около 0.5 км³ (Котляков, 1977; Никитин, 1986; Глазырин и др., 1986).

Озера Шива, Харваздара, Риваккуль и ряд других в бассейне р. Пяндж имеют сложное обвально-моренно-запрудное происхождение (или гравитационно-гляциогенное), при котором плотина, запруживающая озеро, состоит из отдельных генераций обвального и моренного материала.

Наибольшее количество высокогорных озер представлено гляциогенными образованиями — моренно-запрудными и каровыми озера-

ми, крупнейшими из которых на Памире являются Карадара, Турум-тайкуль, Зоркуль. Самыми крупными бессточными и потому солончатоводными и солеными озерами Памира являются водоемы, расположенные на дне обширных внутригорных котловин, такие как Каракуль, Ранкуль, Шоркуль, Сасыккуль, Тузкуль и др. (табл. 13).

Таким образом, отмеченная разница в тектоническом строении Западного и Восточного Памира, степени расчлененности рельефа, различия в высоте снеговой границы и положении ледников, распределения осадков и испарения определяют условия озерообразования и особенности эволюции озер в этих областях Памира.

Основная масса озер Западного Памира располагается на меньших абсолютных высотах, чем озера Восточного Памира, где средняя высота рельефа превышает 4600 м. В связи с этим на диаграмме распределения озер по высоте проявляется два «пика озерности» — нижний для Западного, верхний — для Восточного Памира. Верхняя граница «озерных поясов» регламентируется высотой положения снеговой линии и концов современных ледников.

Рельеф внутригорных котловин Памира, наличие древних морен и серий береговых озерных террас указывают на неоднократное изменение размеров ледников и озер в соответствии с изменениями природных условий в прошлом.

История озер Памира изучена на примере бессточных озер Каракуль, Ранкуль, Шоркуль, Сасыккуль, расположенных во внутригорных котловинах Восточного Памира.

В нашем исследовании использованы материалы спорово-пыльцевых анализов, выполненных З. В. Алешинской, М. М. Пахомовым, Г. М. Шумовой (МГУ) и Г. Н. Бердовской (Институт озероведения РАН), и радиоуглеродные датировки, полученные А. А. Лийва (Институт зоологии и ботаники Эстонии, г. Тарту).

Озеро Каракуль

Оз. Каракуль расположено на дне одноименной котловины в северо-восточной части Памира. Это самое высокогорное бессточное озеро в горах Средней Азии. Высота уреза озера составляет 3915 м над у. м., общая минерализация воды достигает 7,5 г/л (1984 г.). Озеро имеет преимущественно ледниково-снежный тип питания. В него впадают четыре крупные реки, стекающие с ледников горного обрамления. Площадь современного оледенения в бассейне озера достигает 385 км², т. е. 9 % площади водосбора. Среднее годовое количество осадков на ледниках составляет 800—1000 мм, а на поверхности озера — 70—108 мм (Кренке, 1973).

Современные ландшафты Каракульской котловины представляют собой холодные высокогорные пустыни с преобладанием в растительности разреженных терескеновых сообществ с участием нагорных ксерофитов, среди которых повсеместно встречается эндемик христолея памирская, широко распространены полынные группировки. В увлажненных речных поймах обнаружены луговые формации, пред-

ставленные осоковыми и злаково-разнотравными ассоциациями. В составе спорово-пыльцевых спектров поверхностных проб (Шумова, 1973) заносная пыльца древесных растений составляет 1—13 %, а среди травянистых преобладают маревые — 9—72 %, осоковые (1—39 %), полынь (5—39 %), эфедра (5—32 %), разнотравье (9—61 %). Вблизи озера в зоне выклинивания грунтовых вод развиты засоленные участки с выцветами кристаллической соли, а также термокарстовые формы рельефа — бугры пучения и воронки.

Сведения о современной морфометрии оз. Каракуль и колебаниях его уровня были впервые обобщены Н. Л. Корженевским (1933), который отметил, что в 1880 г. площадь озера была 255.8 км², а в 1928 г. — уже 364.2 км². Скорость подъема уровня озера была оценена в 0.039 м/г. В течение последних 60 лет подъем уровня озера продолжается со средней скоростью 0.059 м/г, площадь его увеличилась более чем на 19 км², а уровень поднялся почти на 3 м, при этом только с 1972 по 1988 г. — на 1.5 м (рис. 62). Это явление объясняется сильным возрастанием ледникового стока в озеро и деградацией мерзлоты в озерной котловине в связи с увеличением средней летней температуры воздуха в высокогорье и значительным подъемом снеговой границы (Кренке, 1973; Севастьянов, 1986а; Котляков и др., 1991). Суммарный эффект подъема снеговой линии во второй половине текущего столетия вызывает особенно значительное увеличение площадей абляции на ледниках Центральной Азии, возрастание ледникового стока в летний период и подъем уровней высокогорных бессточных озер (Макаревич, 1985; Диких, 1982; Shi Iafeng, Ren-Yawen, 1991).

Озеро Каракуль является водоемом преимущественно ледникового питания, его водный баланс определяется величиной ледникового стока. Особым источником питания является интенсивное таяние погребенных льдов на берегах озера. Наиболее яркое проявление вытаивания погребенных льдов отмечается на юго-восточном побережье, где участок берега на протяжении нескольких километров подвергается интенсивной абразии. В образовавшемся обнажении под двухметровой толщиной озерных и пролювиальных отложений залегает толща погребенных (инъекционных) льдов видимой мощностью 4—6 м. Обнажение этого берега обследовано нами в 1983—1985 гг. и названо «Айсберг», поскольку в результате термоабразионного воздействия волн из этого обнажения обрушиваются массы льда, которые в виде айсбергов лежат и плавают у берега и быстро тают в хорошо прогреваемой воде.

Проблема происхождения и эволюции озера Каракуль остается спорной. Большинство авторов указывают на тектоническую природу озерной котловины. Одни видят причины возникновения озера в интенсивных вертикальных тектонических движениях Восточного Памира, проявившихся в середине плейстоцена—голоцене и изменивших структуру климата и стока (Сидоров, 1979; Максимов, 1992). Другие считают котловину импактной структурой и рассматривают озеро как водоем, образовавшийся в начале плейстоцена в метеоритном кратере, который позднее был препарирован ледниковой эрозией (Гуров и др., 1992). Третьи, на основании палеомагнитных и споро-

во-пыльцевых данных относят начало возникновения озерного режима в межгорной Каракульской котловине ко времени от 3 до 1 млн лет назад, когда климатические условия значительно отличались от современных (Пахомов, 1961; Никонов и др., 1979).

Необходимо отметить, что в раннем плейстоцене абсолютная высота Каракульской котловины, вероятно, была значительно ниже современной, в ее пределах были распространены горные сосново-березовые леса, сменившиеся в период раннеплейстоценового оледенения степями с преобладанием поlynно-разнотравных группировок (Пахомов, 1961). К началу среднего плейстоцена — 0.5—0.3 млн лет назад (Никонов и др., 1979) в результате интенсивных вертикальных тектонических движений и относительного опускания дна котловины на 300—500 м завершилось ее морфологическое оформление.

Вопрос о продолжительности существования оз. Каракуль в литературе дискутируется в связи с количеством и размерами древних оледенений этого района Памира. Исследованиями К. К. Маркова (1935) и Р. Д. Забирова (1955, 1958) было установлено, что в период максимального распространения оледенения Памира, по-видимому, в среднем плейстоцене Каракульская котловина могла захватываться ледниками полностью или частично. С наибольшей достоверностью следы среднеплейстоценового оледенения фиксируются в северной и восточной частях котловины, где они перекрываются озерными осадками. В южной части котловины озеро могло подпруживаться ледниками северного склона хр. Зорташкол.

Позднеплейстоценовое оледенение гор Средней Азии было меньшим, однако ледники выходили из горного обрамления котловины, приближаясь к современной береговой линии озера, о чем свидетельствуют морены Караарта и Кокчукурбаши.

Изменчивость состояния оледенения и ледникового стока в бассейне озера на протяжении плейстоцена и голоцена отражена в береговых формах рельефа и сериях террас на склонах Каракульской котловины, которые указывают на существование в прошлом эпох более высокого положения уровня озера, чем в настоящее время.

Обобщая наблюдения К. К. Маркова (1936), Н. Л. Корженевского (1926), Л. Ф. Сидорова (1979) и других исследователей можно выделить серию высоких террас: 280—290, 170—180, 80—90, 50—60 м, которые относятся к эпохам раннего—среднего плейстоцена, и серию более молодых террас озера: 35—40, 25—30, 16—18, 10—12, 7—8, 4—5, 1—1.5 м. Высокие террасы преимущественно абразионные, нижние — аккумулятивные, сложены озерными и аллювиально-пролювиальными отложениями. Высота современного водораздела Каракульской котловины с бассейном р. Кокуйбель не превышает 35 м над уровнем оз. Каракуль, поэтому можно отметить, что проточный режим озера прекратился со времени понижения его уровня ниже террасы высотой 35—40 м.

Озерные отложения в теле 17-метровой террасы (Никонов и др., 1983), имеющие возраст старше 44 тыс. л. н. характеризуются межледниковыми спорово-пыльцевыми спектрами: содержание пыльцы древесных пород, хвойных и широколиственных 30—80 %. К более

позднему времени — 32—23 тыс. и, вероятно, 17—16 тыс. л. н. — относится толща озерных осадков с внедрениями линз погребенного льда, которая содержит до 10 % пылицы древесных пород (береза, ольха, сосна, можжевельник, единично кедр, ель, дуб, вяз, лещина). Средняя часть этой толщи, по мнению А. А. Никонова, З. В. Алешинского и Г. М. Шумовой, может быть соотнесена с периодом последнего оледенения котловины.

Более молодые, перекрывающие их, в основном безледные озерные суглинки содержат лишь единичную пыльцу древесных. В них доминирует пыльца пустынно-степных элементов травянистой растительности.

Как показывают результаты литологических и спорово-пыльцевых анализов отложений, перекрывающих льдистые толщи осадков на юго-восточном берегу озера (обнажение «Айсберг»), в период от 16 до 12 тыс. л. н. природные условия в Каракульской котловине сменились в сторону наибольшей континентальности и аридности. Уровень озера в этих условиях, вероятно, понижался, оно теряло проточность, но озерный режим в котловине не прекращался (Севастьянов и др., 1986б, 1992).

Образцы древней водной растительности, отобранной нами из ледяных прослоев, содержащих илистые озерные осадки с обильными включениями водной растительности, по результатам радиоуглеродного датирования показали абсолютный возраст 16.7—17.5 тыс. л. н. Из основания озерных отложений, перекрывающих ледяной монолит, с глубины 240 см от поверхности обнажения был отобран и датирован образец погребенной водной растительности, который показал возраст этого материала $17\,250 \pm 150$ л. н. (ТА—1678).

Полученные датировки указывают на существование в позднем плейстоцене более обширного озера на месте нынешнего Каракуля, поскольку указанные образцы донных отложений с погребенной водной растительностью располагаются на 2.5—3 м выше современного уровня озера. Внедрение инъекционного льда в озерные отложения произошли, по-видимому, значительно позже, когда озерные осадки, перекрывающие в настоящее время описанное выше ледяное внедрение, вышли на поверхность и субаквальные условия их существования сменились субаэральными. Наиболее вероятный интервал времени, когда произошло понижение уровня озера ниже современного и обозначился перерыв в озерном осадконакоплении, 11—9 тыс. л. н. Это могло быть климатическим следствием значительного иссушения и похолодания на территории Памира, обусловленного с одной стороны тектоническими подъемами территории, а с другой — сдвигом к северу траектории циклонов, увлажнявших горы Средней Азии (Серебрянный и др., 1980; Агаханянц, 1980).

И. П. Герасимов (1964 г.) впервые обратил внимание на то, что именно сухой и холодный климат высокогорий Памира в позднем плейстоцене—древнем голоцене обусловил незначительный ледниковый сток и слабую речную эрозию, что способствовало удивительной сохранности ледникового и водно-аккумулятивного рельефа. По-видимому, проточный режим оз. Каракуль прекратился на

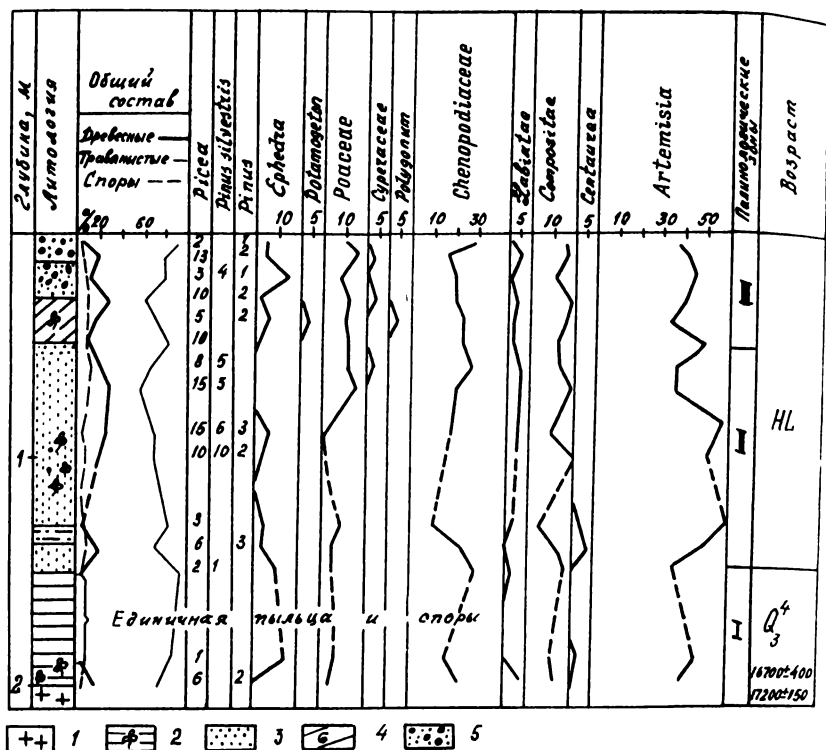


Рис. 63. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Каракуль (обн. «Айс-берг»).

1 — ледяной монолит; 2 — озерные суглинки с включениями водных растений; 3 — песчанстые илы; 4 — илы с включениями раковин моллюсков; 5 — аллювиально-пролювиальные отложения.

рубеже позднего плейстоцена-голоцена. В условиях аномально высоких значений испарения с водной поверхности озера и с ледников бассейна в голоцене озеро имело преимущественно отрицательный водный баланс. Многовековые и вековые колебания уровня озера происходили на фоне нисходящей тенденции развития общей увлажненности, обусловленной интенсивными подъемами территории и аридизацией климата.

Спорово-пыльцевая диаграмма, выполненная Г. Н. Бердовской, показывает (рис. 63), что в основании обнажения льдистых озерных суглинков, лежащих на ледяном монолите, отмечаются лишь единичная пыльца и споры как древесных, так и травянистых растений.

Палинозона I выделена в интервале от 200 до 250 см от поверхности обнажения и характеризуется обедненным составом пыльцы и спор, большинство из которых, по-видимому, является заносными. Данный интервал, судя по имеющимся датировкам и серовато-голубоватому цвету высокольдистых озерных суглинков, относится ко времени мак-

симального похолодания и иссушения Каракульской котловины, на что указывает также присутствие значительного количества пыльцы маревых, эфедры и полыни, а также спор зеленых мхов.

Палинозона II выделена в интервале осадков 150—50 см от поверхности, представлена песчанистыми илами, включающими единичную пыльцу ели, кедра, сосны, березы. В составе травяно-кустарниковой группы растений преобладает пыльца маревых (до 28 %), полыней (60—45 %), относительно небольшое количество пыльцы злаков (от 9—3 % в нижней части палинозоны до 14—12 % в верхней части). Отмечается сокращение доли пыльцы эфедры (до 11 % и менее). Эта палинозона характеризует отрезок времени от древнего до среднего голоцена, когда на фоне послеледникового потепления и увлажнения Восточного Памира значительно повышалась верхняя граница леса, а в долинах рек высоко в горы проникали тугайные заросли березы, облепихи со значительным участием разнотравья.

Палинозона III в интервале от 50 см до поверхности обнажения характеризует состав пыльцы и спор в пролювиальных отложениях, перекрывающих озерные осадки. В спорово-пыльцевых спектрах этих субэразальных осадков отмечено значительное количество пыльцы маревых (до 30 %), полыней (до 40 %), участие разнотравья и увеличение доли эфедры (до 8—10 %), злаков. Повсеместно присутствует единичная пыльца древесных и кустарниковых растений. Спектры этой палинозоны указывают на тенденцию к увеличению засушливости климата в Каракульской котловине с конца среднего голоцена.

В нижней части отложений, лежащих на ледяном образовании в пределах I палинозоны, вероятен перерыв в осадконакоплении, что вполне может быть объяснено позднеплейстоценовым похолоданием, развитием оледенения в бассейне озера, сокращением стока и глубокой регрессии озера. Вполне вероятно значительное уменьшение водной массы, промерзание мелководных частей водоема до дна и даже превращение Каракульской котловины в ледоем. В настоящее время морены Караарта в северо-восточной части озерной котловины лежат на уровне озера, а наиболее древние из них, вероятно, размывы озерными водами в результате раннего голоценовой трансгрессии, которая уже не достигала порога стока на юго-запад в р. Кокуйбельсу.

Верхняя часть обнажения, в пределах 50 см, значительно отличается по составу и строению от лежащих ниже типичных озерных суглинков. Здесь отмечены косослоистые плохосортированные озерно-аллювиальные (дельтовые) осадки с включениями раковин моллюсков, которые перекрываются с поверхности размывом слоем (10—15 см) пролювиальных отложений. Отложения III палинозоны соответствуют периоду смены субаквальных условий осадконакопления субэразальными, связанными с регрессией озера в позднем голоцене в результате аридизации природных условий.

З. В. Алешинской и др. (1985) в южной части Каракульской котловины, вблизи устья р. Музкол, впадающей в озеро, исследован разрез «Южный» мощностью 6 м. Озерно-аллювиальные и озерные осадки насыщены остатками погребенной водной растительности,

возраст которой по ^{14}C был 8700—12 000 л. н. Скорость осадконакопления по этим датировкам равна 0.3 мм/год, а верх разреза, сложенного озерными суглинками, имеет возраст примерно 3500 лет. Нижние слои обнажения могут иметь возраст 17—20 тыс. лет, поскольку скорость накопления грубых отложений должна быть выше средней расчетной скорости озерного осадконакопления. Показательно также, что осадки, имеющие возраст ~16—17 тыс. л. н. и древнее, содержат большое количество инъекционного льда, вероятно, одновозрастного с обнажением «Айсберг», поскольку основание этого «Южного» обнажения находится примерно на уровне 3915 м, т. е. почти соответствует современному урезу озера. Однородные озерные суглинки с остатками водной растительности в средней и верхней частях разреза интерпретируются З. В. Алешинской и коллегами (1985) как отражение стабильного высокого стояния уровня озера примерно 9—4 тыс. л. н., после чего началась регрессия, в результате которой русло р. Музкол врезалось в эти озерные осадки.

Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения «Южное» показывает небольшое участие в спектрах пыльцы древесных растений (5—15 %), главным образом сосны, березы, ольхи, что может указывать на их близкое к озеру произрастание в отдельных благоприятных местобитаниях Памиро-Алая и Дарваза, откуда эта пыльца могла быть занесена. Пыльца широколиственных и хвойных пород, возможно, могла быть переотложена из осадков предшествующего межледникового (Никонов и др., 1979). Наибольшее число компонентов дендрофлоры отмечено в отложениях, датированных около 17 тыс. л. н. (Севастьянов и др., 1992).

Как следует из спорово-пыльцевой диаграммы (Алешинская и др., 1985), в нижней части разреза, на глубине от 7 до 5 м в составе пыльцы травянисто-кустарничковой растительности преобладает пыльца польни и разнотравья. Выше, до глубины 3 м от поверхности, возрастает содержание пыльцы маревых и крестоцветных. В верхней части разреза преобладающей становится пыльца сложноцветных и разнотравья, в том числе гигрофитов (рогоз, рдест, уруть и др.).

Таким образом, нижняя часть толщи осадков накапливалась в период 20—16 тыс. л. н. в условиях преобладания в бассейне озера пустынь и степей с марево-полюнными и разнотравными группировками. Вблизи озера и по долинам рек могли произрастать береза, ольха, ива, барбарис и можжевельник.

В целом растительность котловины, по-видимому, была более мезофильной, чем в настоящее время.

Средняя часть осадочной толщи, которая накапливалась в интервале времени от 16 до 9 тыс. л. н., характеризуется ксерофитизацией растительности. Сокращаются разнотравные и полюнные группировки при одновременном расширении маревых, таких как терескено-сведовые ассоциации на сухих солончаковых почвах, которые распространены в прибрежной зоне оз. Каракуль и в настоящее время (Агаханянц, 1963; Шумова, 1973). Характер растительности и климатические условия были близки к современным, пустынным.

Верхняя часть разреза накапливалась в период от 9 до 3 тыс. л. н. при существенном сокращении маревых ассоциаций и разрастании

разнотравных альпийских сообществ, что соответствует некоторому увеличению увлажненности бассейна озера. В составе спорово-пыльцевых спектров отмечено разнообразие состава водных растений, таких как рогоз, рдест, ежеголовник, уруть, что указывает на относительно мелководные условия накопления осадков и пресноводность озера.

Уменьшение ксерофитных группировок в составе растительности в интервале времени от 9.5 до 7 тыс. л. н. наблюдается и в спорово-пыльцевой диаграмме, характеризующей разрез «Ошхона» к северу от Каракульской котловины в долине р. Уйсу, на высоте 4100 м (Пахомов и др., 1977), а также в ряде других разрезов разновозрастных отложений Северного и Восточного Памира.

Сокращение количества маревых и господство разнотравных ассоциаций в Каракульской котловине в интервале от 9 до 4 тыс.л. н. можно рассматривать как свидетельство заметного увлажнения климата Северного Памира в этот период (Алешинская и др., 1985).

Палеогеографический парадокс Памира, его палеогляциологические, палеоботанические и палеолимнологические особенности трудно объяснить без учета колоссальных возмущений этой горной страны с середины плейстоцена до настоящего времени. По мнению различных исследований, вертикальные неотектонические движения Восточного Памира оцениваются от 500 до 800 м со времени среднеледникового оледенения (Величко, Лебедева, 1974; Никонов и др., 1979) или даже от 500 до 1000 м за голоцен (Ранов, Сидоров, 1965; Сидоров, 1979; Максимов, 1972, 1992, и др.). Смена растительности Каракульской котловины от хвойно-широколиственных лесов до современных группировок холодных высокогорных пустынь за последние 40 тыс. лет, отмеченная на основе спорово-пыльцевых анализов озерных отложений, а также расположение на высоте 4100 м у южных склонов Заалайского хребта известной открытой стоянки «Ошхона» с культурными слоями, жилищами и очагами, сохранившими угли из березы, арчи и терескена (абс. возр. 9530 ± 130 л. н.), свидетельствует о былом существовании тугайных зарослей по долине р. Уйсу, т. е. условиях климата более благоприятных, чем в настоящее время на этих высотах. Аномально малые для голоцена депрессии снеговой границы и концов ледников в горах Восточного Памира, по сравнению с другими районами гор Средней Азии, дали основание Е. В. Максиму (1992) оценить подъем горного обрамления Каракульской котловины в 700—760 м за 9—10 тыс. лет. При этом относительное проседание дна котловины составило 300—500 м.

Новейшие дифференцированные блоковые вертикальные движения Памира в плейстоцене и голоцене были причиной быстрых изменений климата. Резкая аридизация климата и сокращение ледникового стока привели к прекращению проточного режима озера в конце плейстоцена и обособлению Каракульской котловины.

В целом можно отметить, что озерный режим в Каракульской котловине, по-видимому, не прекращался в течение последних 45 тыс. лет, поскольку для этого отрезка истории озера имеются озерные осадки, насыщенные остатками водной растительности. Исключение составляет период максимального похолодания в позднем

Таблица 14

Реконструкция водного баланса оз. Каракуль (по И. М. Лебедевой, 1982)

Элементы водного баланса	Этапы оледенения		
	современный	позднеплейстоценовый	среднеплейстоценовый
Сток в озеро, мм	400	1200	4200
Сток в озеро, км ³	0.16	0.91	3.19
Испарение, мм	500	300	1100
Испарение, км ³	0.20	0.23	0.80
Осадки, мм	100	100	220
Осадки, км ³	0.04	0.08	0.16
Площадь озера, км ²	380	760	760
Абсолютная отметка уреза, м	3914	3960	3960
Средний летний расход воды, стекавшей из озера, м ³ /с	0	100	160

плейстоцене, между 16 и 12 тыс. л. н., когда озеро значительно сокращало площадь, о чем свидетельствует перерыв в озерном осадко-накоплении на юго-востоке котловины.

Реконструкция вещественного баланса ледников Памира (Лебедева, 1982) позволила оценить водный баланс оз. Каракуль в эпоху максимума среднеплейстоценового, позднеплейстоценового и современного оледенения (табл. 14).

Установлено, что климатические условия Восточного Памира в среднем плейстоцене отличались значительной увлажненностью. В котловине оз. Каракуль годовое количество осадков более чем вдвое превышало современную величину, а ледниковый сток в озеро должен был быть в 10—15 раз больше, чем в настоящее время. Поэтому сток из озера в бассейн Бартанга из Каракульской котловины, несмотря на значительное испарение с поверхности озера, был сравним с современным средним годовым расходом воды р. Бартанг при его впадении в Пяндж. В позднем плейстоцене сложился холодный аридный климат.

Колебания уровня озера в позднем плейстоцене и голоцене происходили в бессточной котловине. В условиях аномально высоких значений испарения с поверхности ледников бассейна и с поверхности озера в озерной котловине установился преимущественно отрицательный водный баланс.

Согласно палинологическим данным различных авторов (Пахомов и др., 1961, 1977; Никонов и др., 1979; Алешинская и др., 1985; Севастьянов и др., 1986), эпоха от 16 до 9 тыс. л. н. в бассейне оз. Каракуль характеризовалась растительностью наиболее ксерофильного облика. На первом этапе этого периода озеро имело регрес-

сивный режим, акватория его значительно сокращалась. Уровень озера понижался, возможно, до высоты современной 7—8-метровой террасы или ниже, что способствовало сильному промерзанию мелководных участков и формированию мерзлотных форм рельефа в прибрежных районах. Этому периоду соответствуют перерывы в осадконакоплении озерных толщ в районах исследованных разрезов отложений на юго-восточном и южном берегах озера. Максимальное распространение ледников, вероятно, происходило между 16 и 12 тыс. л. н.

Ранний—средний голоцен (от 9 до 4 тыс. л. н.) характеризовался новой незначительной трансгрессией, не достигавшей порога стока из озера. В растительности котловины этот период отмечен увеличением количества мезофитов, разрастанием альпийских сообществ при сокращении доли ксерофитов, возрастании количества прибрежно-водных растений, что соответствует увеличению площади мелководий и ингрессионных заливов, а также более благоприятному прогреву вод и увеличению продуктивности озерной экосистемы.

Наконец, вторая половина голоцена или поздний голоцен может быть охарактеризован как период преимущественной аридизации климата и регрессионного развития озера. Есть основания полагать, что уровень озера понижался ниже современного, обнажая толщи озерных отложений с линзами древних инъекционных льдов. Минерализация озерных вод могла превышать современную в период максимальной регрессии.

Наблюдаемая в настоящее время трансгрессия озера продолжается в течение последних 100—150 лет и вызвана интенсивным таянием ледников в бассейне озера, что соответствует фазе многовековой изменчивости общей увлажненности по А. В. Шнитникову (1957, 1985).

Озера Ранкуль и Шоркуль

Озера Ранкуль и Шоркуль расположены на дне обширной Сарыкольской котловины, которая ограничена с севера и востока отрогами хр. Сарыкол, а с юга — хр. Музкол. Озера соединены между собой протокой Узюк-Дарья, по которой осуществляется сток из оз. Ранкуль, лежащего на высоте 3785 м, и оз. Шоркуль, урез которого на 6 м ниже. Это создает условия проточности в верхнем озере и определяет процесс засоления нижнего бессточного оз. Шоркуль.

Общая минерализация вод оз. Ранкуль составляет 1.1—1.5 г/л, по ионному составу оно относится к гидрокарбонатно-магниевого классу. Минерализация вод оз. Шоркуль достигает 5.8—6.2 г/л (1985) — сульфатно-магниевый класс.

Первые сведения об этих озерах были приведены Н. Л. Корженевским (1926). В 60-х годах Л. О. Кеммерик (1978) определил площадь оз. Шоркуль, равной 15.7 км², а оз. Ранкуль — 7.8 км². А. М. Никитин (1975) отметил, что в 1959 г. оз. Шоркуль представляло собой один водоем. В результате усыхания уровень озера за последние 13 лет понизился на 2.5 м.

Наши исследования в 1985 г. показали, что западный плёс оз. Шоркуль полностью высох, а восточный сократился до 2.3 км². Таким образом, только за последние 25 лет акватория оз. Шоркуль сократилась в 6 раз. При относительном постоянстве размеров оз. Ранкуль, которое имеет преимущественно грунтовое питание, оз. Шоркуль интенсивно усыхает и превращается в солончак на протяжении всего текущего столетия в соответствии с общеклиматической тенденцией к уменьшению увлажненности Казахстана и Средней Азии (Шнитников, 1975; Севастьянов, 1986а).

В Сарыкольской котловине выявлены два общих для озер Ранкуль и Шоркуль террасовых уровня: на высоте 1.5—2.0 м и 5—6 м над урезом оз. Ранкуль. Верхняя терраса образует 12-метровый уровень над урезом оз. Шоркуль и совпадает с уровнем порога стока из единого древнего озера в р. Акбайтал. Площадь этого древнего, существующего с середины плейстоцена проточного водоема превышала 300 км². Он получал питание с ледников горного обрамления котловины.

В настоящее время ледников в бассейне озера нет, оно имеет преимущественно грунтовое питание. Небольшие реки Зорбурулюк и Карасу, несущие свои воды с востока, теряются в песках не доходя до оз. Нагкуль 10—15 км. На дне озера происходит интенсивная садка карбонатов и образование карбонатных кор.

Современный растительный покров Сарыкольской котловины соответствует поясу высокогорных холодных пустынь. Растительность представлена терескеновыми и полынно-солянковыми ассоциациями, развитыми на пустынных такыровидных почвах. Проективное покрытие не превышает 10 %. В восточной части озерной котловины распространены заболоченные осоково-кобрезневые луга.

Изучение разрезов, вскрывающих древние озерные отложения, дало возможность реконструировать палеогеографические условия, в которых развивалось древнее озеро в Сарыкольской котловине (Севастьянов и др., 1992).

В обнажении «Остров» мощностью 4 м вскрыты озерные отложения, верхняя часть которых насыщена погребенными остатками водной растительности, обломками раковин моллюсков.

Средняя расчетная скорость осадконакопления, полученная на основе радиоуглеродных датировок (табл. 15), составляет 0.8—1.2 мм/год и позволяет определить время прекращения субаквального накопления осадков и выхода останца «Остров» на поверхность около 3000 л. н. В основании этого обнажения вскрываются наиболее древние осадки голоценов. Для расчленения голоценовых отложений горных районов Средней Азии нами принята схема М. И. Нейштадта (1983). Как показали результаты выполненных Г. Н. Бердовской спорово-пыльцевых анализов озерных отложений, во всех палинозонах в общем составе микрофоссилий преобладает пыльца травяно-кустарничковых растений, составляющая свыше 80 %.

В I палинозоне 400—300 см от поверхности обнажения доминирует пыльца маревых (30—42 %), содержание пыльцы полыни достигает 18—30 %, а пыльцы эфедры — 20—25 %. Отмечается постоянное присутствие пыльцы злаковых (1—6 %), сложноцветных (до

Датировки озерных отложений Восточного Памира

Озеро и место отбора	Абсолютные датировки по водной растительности	Положение образцов выше уровня озера, м
Озеро Шоркуль		
Шурф на террасе	1600 ± 100 (ТА-1668)	1.5
Озеро Ранкуль		
Обн. «Остров»	3470 ± 70 (ТА-1713)	3.8
	3570 ± 80 (ТА-1714)	3.7
	3800 ± 70 (ТА-1642)	3.5
	4250 ± 80 (ТА-1669)	3.2
Обн. «Гидролакколит»	3760 ± 100 (ТА-1636)	1.5
	4040 ± 60 (ТА-1635)	1.0
Озеро Каракуль		
Термокарстовая воронка, сев. берег	6010 ± 50 (ТА 1721)	1.8
Обн. «Северное», сев. берег	18720 ± 150 (ТА-1681)	2.0
	24050 ± 300 (ТА-1820)	1.5
	32820 ± 200 (ТА-1819)	1.0
Обн. «Южное» у устья р. Музкол, южн. берег	8750 ± 250 (МГУ-ИОАН-88)	6.3
	12000 ± 200 (МГУ-ИОАН-87)	5.3
Обн. «Айсберг», юго-вост. берег	16700 ± 400 (ТА-1824)	3.0
	17200 ± 500 (ТА-1680)	2.9
	17430 ± 120 (ТА-1679)	2.5
	23300 ± 700 (ИГАН-172)	7—8
	27700 ± 700 (МГУ-257)	6
	32200 ± 500 (ИГАН-173)	1—2
	44000 — (МГУ-0258)	10—16
Оз. Сасыкуль		
Обн. 1	22630 ± 400 (ТА-1821)	3.5
	22900 ± 400 (ТА-1822)	2.5
	24800 ± 400 (ТА-1823)	2.0

10 %), спорадически встречается пыльца крестоцветных и губоцветных. Единично встречается пыльца древесных и кустарниковых растений (рис. 64).

Преобладание в составе спорово-пыльцевых спектров пыльцы ма-ревых наряду с высоким процентным содержанием пыльцы эфедры указывает на относительно сухие и теплые климатические условия. Некоторое увеличение содержания органического вещества

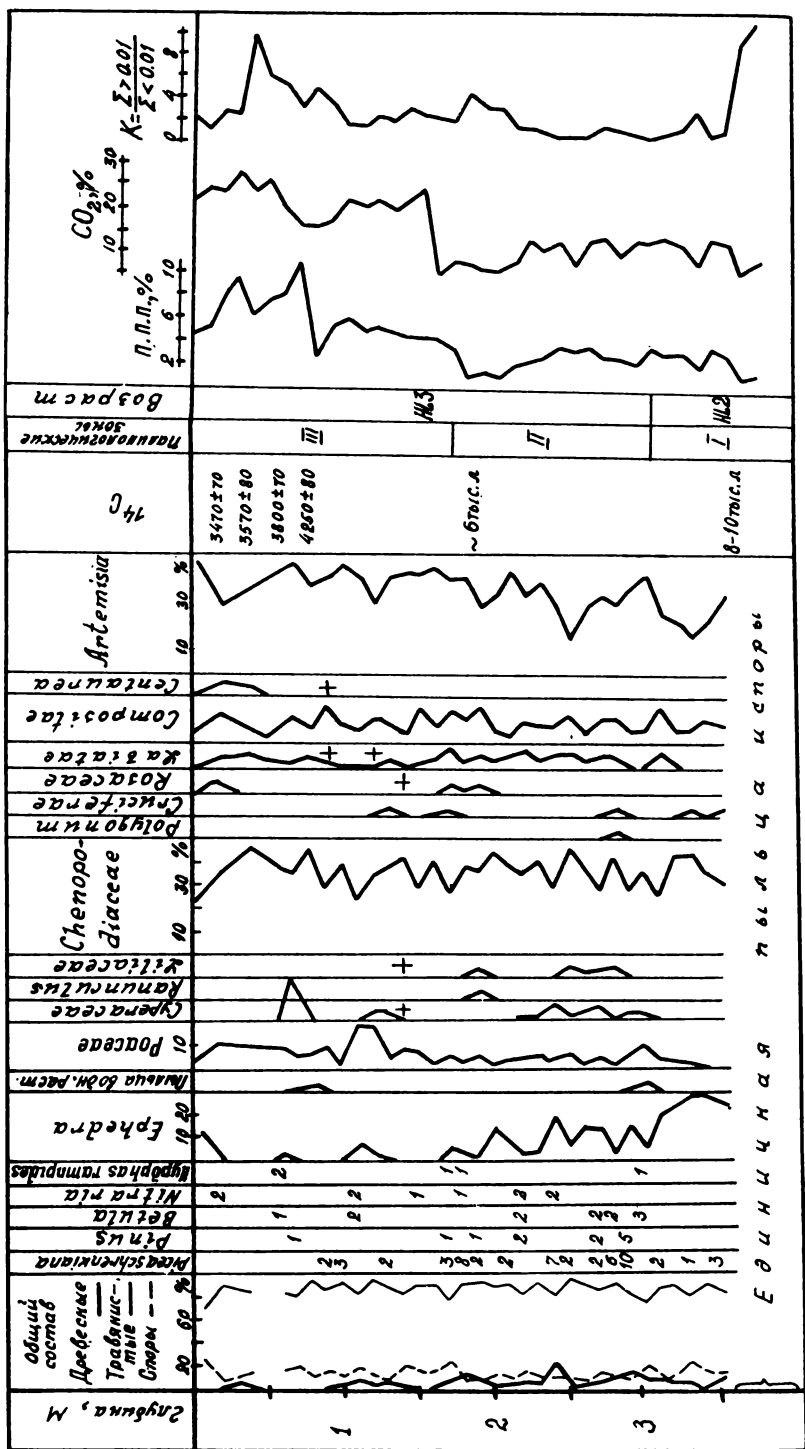


Рис. 64. Спорово-пыльцевые и литологические диаграммы озерных осадков в обн. «Остров» (оз. Ранкуль).

(п. п. п., %) и карбонатов (CO_2 , %) в осадках второй половины голоцена свидетельствует об увеличении прогрева вод древнего озера. Уменьшение крупности осадков, смена песчано-алевритовых отложений на алевропелитовые указывают на существенное увеличение глубины озера в конце раннего голоцена вследствие таяния ледников в бассейне озера.

Для II палинозоны (300—180 см от поверхности разреза) характерно присутствие в спектрах единичной пыльцы ели, сосны, березы, селитрянки, облепихи. В составе травяно-кустарничковой группы растений доминирует пыльца маревых (27—45 %) и полыни (15—44 %). Содержание пыльцы злаковых 2—7 %, а эфедр — 3—13 % при постепенном сокращении ее участия в спектрах.

Появление в спектрах заносной пыльцы древесных и кустарниковых пород может быть связано с подъемом верхней границы леса в горах, продвижением тугайных зарослей по долинам рек в начале среднего голоцена и увеличением заноса древесной пыльцы в котловину. Увеличение разнообразия мезофитного разнотравья (розоцветные, крестоцветные, губоцветные), пыльцы полыни, а также уменьшение количества пыльцы эфедр свидетельствует о некотором повышении увлажненности в Сарыкольской котловине. На это же указывает возрастание крупности озерных отложений (К) и некоторое сокращение количества карбонатов и органического вещества в донных отложениях озера. Таким образом, в начале среднего голоцена можно отметить общее возрастание увлажненности и увеличение стока в Сарыкольскую котловину, возможно, возобновление малых ледниковых форм в горном обрамлении озера.

III палинозона (с глубины 180 см до поверхности обнажения) характеризуется доминированием пыльцы полыни (до 45 %) и маревых (до 42 %). Пыльца злаковых составляет 8—10 %, пыльца эфедр встречается спорадически. Отмечено значительно меньшее количество пыльцы деревьев и кустарников, чем во II палинозоне. Эту зону можно отнести к суббореальной фазе голоцена.

Характерной чертой данной зоны является резкое возрастание количества органического вещества и карбонатов в озерных отложениях, что может быть связано с увеличением температуры воды озера. Возрастание крупности осадков (К) обусловлено увеличением твердого стока вследствие интенсивного таяния остаточных ледников в горном обрамлении котловины, а также усилением эоловых процессов в окружающих котловинах. По совокупности аналитических данных можно предполагать, что III палинозона характерна относительно теплыми условиями. Период от 4 до 3.5 тыс. л. н. можно считать наиболее благоприятным для озерных экосистем Восточного Памира.

В интервале времени от 3500 до 3000 л. н. твердый сток в озеро резко сократился, экологические условия изменились, содержание органического вещества в донных отложениях значительно уменьшилось. Поверхность останца «Остров» в этот период выходит из-под воды. Надвигающийся с северного берега обширный конус выноса способствует расчленению древнего озера на два водоема, соединенных протокой. Об этом свидетельствует положение зоны контакта пролювиальных и озерно-аллювиальных отложений.

Иной характер отложений вскрыт в обнажении «Гидролакколит» на северном берегу оз. Ранкуль. Мощность разреза осадков 200 см.

Средняя расчетная скорость осадконакопления, полученная на основе радиоуглеродных датировок, составляет 1.3 мм/год, что в целом несколько больше, чем в районе обнажения «Остров».

В основании обнажения вскрываются высокольдистые озерные суглинки, перекрывающие ледяное ядро бугра пучения. Верхняя часть разреза мощностью 180 см представлена озерными осадками с прослоями, насыщенными остатками погребенной водной растительности.

Прекращение субаквального осадконакопления в районе обнажения «Гидролакколит» наступило около 3000 л. н. в результате регрессии озера и активизации мерзлотных процессов.

Осадки позднего голоцена исследованы по колонке донных отложений мощностью 80 см, отобранной в центральной части оз. Ранкуль. Исходя из особенностей состава пыльцевых спектров и средней расчетной скорости осадконакопления (0.8—0.9 мм/год), можно полагать, что данная колонка вскрывает осадки, отложенные в озере за последнюю тысячу лет (рис. 65).

Нижние 30 см осадков характеризуются относительно малым содержанием органического вещества (около 5 %) и карбонатов (10—12 %) и значительным преобладанием песчано-алевритовых фракций над пелитовыми. В составе спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца травяно-кустарничковой группы (более 80 %). Преобладает пыльца полыни и маревых (до 50 %), пыльца злаков составляет менее 5 %, эфедры — 2—5 %. В спектрах присутствуют единичные зерна пыльцы древесно-кустарниковых растений.

Верхние 50 см отложений отличаются уменьшением крупности осадка, увеличением содержания органического вещества (до 14 %) и карбонатов (до 20 %). В спорово-пыльцевых спектрах отсутствует пыльца древесно-кустарниковых растений, доминирует пыльца маревых и полыни (до 50 %), спорадически присутствует пыльца эфедры. Совокупность данных дает основание полагать, что нижняя часть осадков формировалась в более влажную и прохладную эпоху, характеризовавшуюся постоянным стоком в озеро. Озеро Ранкуль в это время имело проточный режим. Верхняя часть отложений сформировалась в эпоху большей аридности климата котловины и дальнейшего сокращения акватории озера. Современные условия характеризуются интенсивным накоплением коры карбонатов на дне озера, минерализацией остатков водной растительности. Таким образом, период от 9 до 4 тыс. л. назад в бассейне оз. Ранкуль был относительно влажным и теплым. Происходило таяние ледников в бассейне озера; реки, впадавшие в единый обширный водоем, несли много взвешенных наносов, а озеро имело проточный режим и сток в р. Мургаб. В поймах рек существовали тугайные заросли.

В позднем голоцене от 4 тыс. лет и до настоящего времени усиливается аридизация климата, исчезают ледники, сокращается поверхностный сток в озеро, уровень его падает, площадь акватории уменьшается, усыхают реки, исчезает тугайная растительность. На фоне этих тенденций проявляются колебания увлаженности, стока

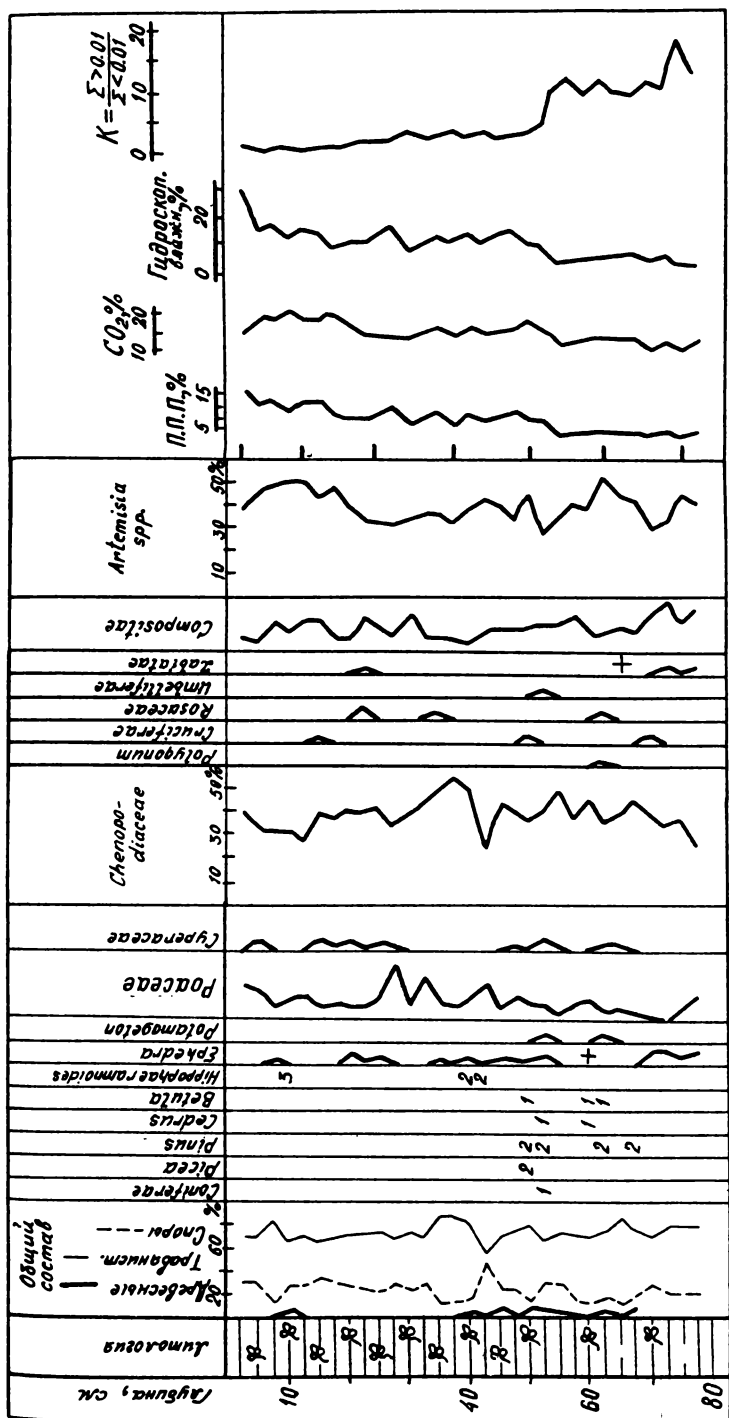


Рис. 65. Спорово-пыльцевая и литологическая диаграммы донных отложений оз. Рангкюль.

Усл. обозн. см. на рис. 63.

рек и уровней озер в соответствии с многовековым развитием ландшафтной оболочки (Шнитников, 1985).

Палеогляциологические исследования, проведенные в горном обрамлении Сарыкольской котловины, позволили установить, что по сравнению с Каракульской котловиной здесь древнее оледенение было незначительным и носило каровый и карово-долинный характер. Абсолютная высота положения каров и морен в горном обрамлении озера не превышает 4000—4300 м, а стратиграфическое положение ледниковых отложений позволяет предположить, что еще около 4000 л. н. в бассейне озера существовали ледники. Данные гранулометрического анализа озерных отложений указывают на резкое увеличение крупности осадков в этот период, а спорово-пыльцевые их характеристики свидетельствуют о некотором увеличении увлажненности бассейна оз. Ранкуль.

Около 3500 л. н. началось значительное сокращение площади озера, выход некоторых участков дна на поверхность в результате развития криогенных процессов, протекавших на мелководье. Обозначилось разделение оз. Ранкуль на два отдельных водоема вследствие надвигания с севера мощного конуса выноса, сложенного относительно мелким пролювием, перекрывающим озерные отложения, которые содержат остатки водной растительности возраста 1600 ± 100 л. н. (табл. 15).

Следовательно, уже около 1500 л. н. оз. Ранкуль обмелело и было окончательно разделено на два отдельных водоема — Ранкуль и Шоркуль.

Выполненные исследования дают основание заключить, что первая половина голоцена в Сарыкольской котловине отличалась достаточной увлажненностью бассейна озера. Во второй половине голоцена оледенение бассейна исчезло, сократился поверхностный сток, уровень озера постепенно понизился, оно превратилось в бессточный водоем, значительно сократилось в размерах и было расчленено на два плёса. В позднем голоцене западная часть водоема — оз. Шоркуль — превратилась в осолоняющийся водоем-испаритель. На фоне общей направленности к усыханию бассейна озера проявлялись циклы повышенной увлажненности, которые фиксируются изменениями гранулометрического состава отложений и спорово-пыльцевых спектров.

Обобщение имеющихся данных о возрасте, составе и строении озерных отложений из разных районов Восточного Памира позволяют прийти к выводу, что в позднем плейстоцене увлажненность и теплообеспеченность этого региона были более значительными, чем в настоящее время. Широкое распространение и специфика состава озерных отложений показывают, что озера Каракуль, Ранкуль и Сасыккуль в ту эпоху имели проточный режим. Уровень оз. Каракуль был на 30—35 м выше современного, а площадь почти в 2 раза больше. Уровень оз. Ранкуль был на 12 м выше, а площадь примерно в 30 раз больше современной. Уровень оз. Сасыккуль был на 10—12 м выше современного, оно объединяло несколько озер в бассейне р. Аличур и было значительно больше современных размеров.

Природные условия конца плейстоцена—начала голоцена (16—

12 тыс. л. н.) характеризовались активизацией вертикальных тектонических движений, изменением гидрографической сети, общим похолоданием и иссушением климата, обособлением высокогорных котловин Восточного Памира, регрессией озер и значительным сокращением их акваторий.

Первая половина голоцена (9—4 тыс. л. н.) отличалась относительным потеплением, деградацией оледенения, увеличением стока и повышением общей увлажненности территории, подъемом верхней границы леса в долинах. Этому периоду соответствовало увеличение озерности горных территорий, повышение уровней озер Средней Азии (Севастьянов, 1979, 1986). В Каракульской котловине наблюдались трансгрессия озера, абразия и размыв ледниковых отложений, однако озеро оставалось бессточным. Озеро Рангкуль имело сток в р. Акбайтал, оз. Сасыккуль — в р. Аличур.

Вторая половина голоцена (последние 4 тыс. лет) на Памире отличалась проявлением активных дифференцированных вертикальных движений по разломам, нарастающей аридизацией климата и общим иссушением Каракульской, Сарыкольской и Сасыккульской котловины. В горных долинах возникает много молодых завальных озер, происхождение которых обусловлено высокой сейсмичностью территории. Колебания уровней озер были разнонаправленными в связи со значительными изменениями теплообеспеченности этой высокогорной области, сокращением размеров оледенения и колебаниями ледникового стока, питающего озера. Эту разнонаправленность хода уровней озер в горах Средней Азии мы наблюдаем и в настоящее время (рис. 62).

Глава 3

ТЯНЬ-ШАНЬ¹

Тянь-Шань — горная складчато-глыбовая страна, лежащая на юге Средней Азии между 43 и 39° с. ш. Характерными особенностями этого района являются сильная расчлененность и значительная высота местности над уровнем моря, достигающая абсолютных отметок 6995 м — пик Хан-Тэнгри и 7439 м — пик Победы. Высота территории увеличивается с запада на восток, от 500—1000 м в Ферганской долине, до 3000—3500 м на сыртах Внутреннего Тянь-Шаня и далее — к ледниковым массивам юго-восточных горных цепей, достигающих высот 5000—6000 м и более.

Территорию Тянь-Шаня в физико-географическом плане принято подразделять на четыре крупных района: Северный, Западный и Внутренний, или Центральный, Тянь-Шань и Южный, или Гиссаро-Алай (Павлова, 1979). Общей чертой Тянь-Шанской высокогорной страны является преобладание субширотного простиранья хребтов.

¹ Д. В. Севастьянов.

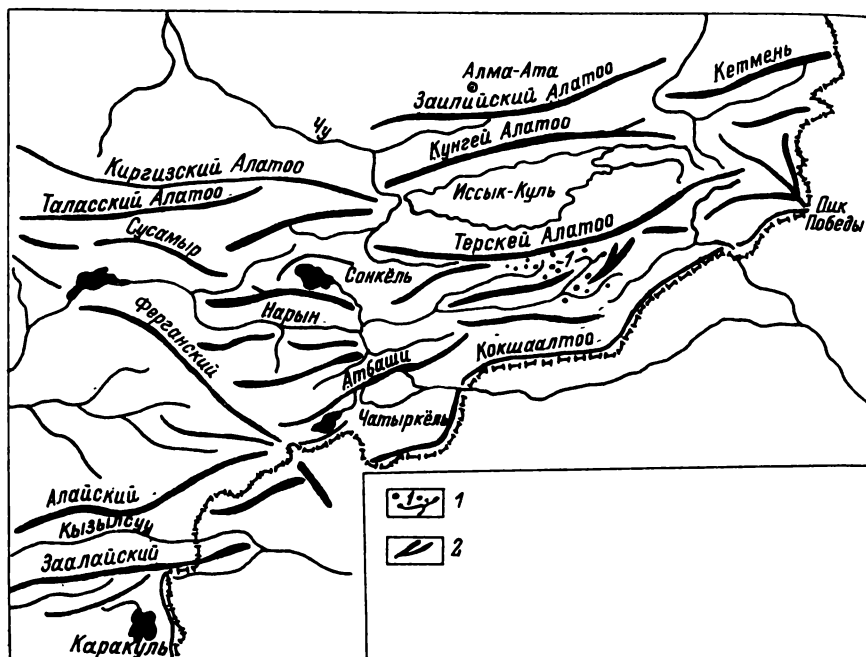


Рис. 66. Орографическая схема Тянь-Шаня.

1 — озеро Арабельских сыртов; 2 — основные горные хребты.

Исключением являются хребты Западного Тянь-Шаня, а также орографическая линия северо-западного простираения с хребтами Каратау и Ферганским, которые приурочены к гигантскому Таласо-Ферганскому разлому, отделяющему Северный и Центральный Тянь-Шань от Западного и Южного (рис. 66).

Самым высоким является Внутренний, или Центральный, Тянь-Шань, представляющий собой высокое нагорье, расположенное между хребтами Терсей Алатоо на севере, Ферганским на западе, Кокшаалтоо на юге. В восточной части Внутреннего Тянь-Шаня располагаются крупнейшие ледниковые узлы массивов Ак-Шийрак, Борколдой, Хан-Тэнгри.

Тянь-Шанская горная область располагается в секторе с резкоконтинентальным климатом. Вследствие преобладания в этих широтах западных, относительно влажных воздушных масс более увлажненными оказываются хребты Западного Тянь-Шаня и западные отроги Южного Тянь-Шаня, где в среднегорных и высокогорных частях выпадает 600—1000 мм осадков в год. Меньше всего осадков (200—400 мм) получают сырты Внутреннего Тянь-Шаня, находящиеся в ветровой тени, а также замкнутые внутригорные депрессии. Преобладающее субширотное простираение высоких хребтов Северного и Внутреннего Тянь-Шаня обуславливает границу между умеренным и субтропическим климатическими поясами. К умеренному поясу

относятся Северный и Внутренний Тянь-Шань, а к субтропическому — Западный, Южный Тянь-Шань и Ферганская впадина.

Основное количество озер на Тянь-Шане располагается в интервале высот от 3000 до 4000 м, т. е. в альпийском и гляциально-нивальном поясах гор (рис. 56). Большинство горных озер расположено в бассейне рр. Сырдарьи, Чу, Талас. По данным А. М. Никитина (1987), около 70 % общего числа озер сосредоточено в бассейне р. Нарын. Озерность бассейна этой реки составляет 0.52 %. Наибольшей озерностью характеризуется Внутренний Тянь-Шань — 0.89 %, что объясняется широким распространением высоко поднятых, выровненных пространств сыртов, обилием гляциальных форм рельефа и сплошным развитием многолетней мерзлоты. Большинство озер этого района имеет гляциальный генезис и связано с эрозионными и аккумулятивными формами послеледникового рельефа (ледниковые, каровые, моренные, термокарстовые озера).

Помимо гляциального фактора, значительную роль в образовании озер на Тянь-Шане играет и высокая сейсмичность территории, способствующая образованию обвалов, перегораживающих речные долины и возникновению гравитационных (обально-запрудных или завальных) озер, как например оз. Сарычелек в Чаткальском хребте, озера Карасу и Капкаташ, Бол. и Мал. Кулун в Ферганском хребте, оз. Коль-Укок в хр. Терской Алатау и др. (табл. 16).

Кроме того, в некоторых хребтах Тянь-Шаня (Кураминском, Чаткальском, Ферганском, Кокшаалтоо) встречаются карстовые озера, а в других — Таласском, Сусамыртоо — снеголавинные. На дне многих широких сыртовых долин Внутреннего Тянь-Шаня встречаются гидрогенные (старичные и пойменные) озера.

Озера котловины чисто тектонического происхождения на Тянь-Шане встречаются редко. Это Иссыккуль, Сонкель и Чатыркель, озера, имеющие наибольшие размеры, непосредственную связь с современным и древним оледенением, самую продолжительную историю существования (Севастьянов, 1980).

Последнее оледенение Тянь-Шаня носило характер горнодолинного и в эпоху своего максимального развития в позднем плейстоцене (Q_{III}) по площади было значительно больше современного. Ледники спускались по долинам до абсолютной высоты 2500—2000 м, депрессия концов ледников составляла от 500 до 1500 м (Забиров, 1956; Максимов, 1972; Диких, 1982; Трофимов, 1984; Никонов, 1982, и др.).

Распад оледенения с позднего плейстоцена до современности имел возвратно-поступательный характер. На фоне общего отступления ледников в связи с развитием многовекового ритма климатической изменчивости были временные наступания и стационарирования концов ледников, которые сопровождались отложением конечных морен. Последующие отступления ледников от своих кончюморенных образований обычно приводили к формированию моренно-запрудных озер, а днища каров, освободившиеся от льда, становились вместилищами каровых озер. В начале каждой регрессивной фазы в развитии горного оледенения проявлялся цикл озерообразования (Севастьянов, 1979, 1980). В межстадиальное время, в период отступления

Современные морфометрические характеристики некоторых озер Тянь-Шаня на 1988 г.

Озеро	Высота над у.м., м	Площадь поверхности, км ²	Объем, км ³	Длина, км	Ширина, км		Глубина, м	
					ср.	макс.	ср.	макс.
Иссыккуль	1607	6235	1738	178	35	60	278	668
Сонкёль	3016	270.5	2.8	28	9.7	17	9.7	13.5
Чатыркёль	3530	160.0	0.6	22	6.9	10.2	3.8	19.6
Сарычелек	1858	5.0	—	6.2	1.8	2.8	—	234
Карасу	1998	4.2	0.22	7.5	0.9	1.5	53.2	153
Каратоко	2876	1.5	—	2.0	0.4	0.8	—	103
Капкаташ	2305	0.96	0.02	2.3	0.4	0.7	22	50.0
Бол. Кулун	2856	3.5	—	4.6	0.7	0.9	—	91
Коль-Укок	3050	1.6	0.03	2.7	0.5	0.8	22.5	63.0
Ледник Петрова	3640	2.2	0.01	1.7	1.2	1.6	—	24.0

ледников, широкое развитие получают разнообразные гляциогенные озера:

— непосредственно ледниковые и ледниково-подпрудные озера, возникшие в понижениях рельефа на поверхности глетчеров либо в котловинах, образующихся между ледяным языком и горными склонами или моренами;

— приледниковые моренно-подпрудные озера, занимающие понижения рельефа между концом ледника и конечной мореной, отложенной в трансгрессивную фазу оледенения, в период стационарного положения конца ледника. Такие озера могут обладать значительными размерами, например, оз. Мерцбаера на леднике Иныльчек, озеро у конца ледника Петрова в массиве Ак-Шийрак, озеро у конца ледника Колпаковского в хр. Терской Алатау и др. (Севастьянов, Фунтиков, 1981);

— моренно-котловинные озера, в изобилии возникающие в замкнутых понижениях моренного рельефа. Их образование может быть связано и с термокарстовыми просадками на поверхности морен и речных террас в приледниковых областях, как это наблюдается в настоящее время в высокогорных сыртовых долинах Тянь-Шаня.

Гляциогенные озера недолговечны. Часть их относительно быстро исчезает вследствие размыва рыхлого моренного материала плотины, подпруживающей сток, другие существуют более длительное время, постепенно заполняясь продуктами выветривания, водно-ледниковой и водно-эрозионной деятельности. Все они имеют голоценовый возраст и могут быть соотнесены со стадийной хронологией дегляциации гор.

Известная концепция ритмической изменчивости общей увлажненности материков Северного полушария А. В. Шнитникова (1957,

Хронология стадий деградации позднеплейстоценового оледенения
(по А. В. Шнитникову, 1963, 1985)

Стадии горно-долинного оледенения		Приближенная абсолютная хронология, л. н.
Альпийская терминология	Индексы стадийальных морен	
Фернау	VII	100—300 (XVII—XIX вв.)
Эгезен	VI	Около 2000
Даун	V	3900—4000
Гшниц	IV	5700—6000
Бюль	III	7600—7800
Аммерзее	II	9400—9600
Шлирен	I	11200—11500
Макс. Вюрма	Макс.	13000—13500

1969, 1985, и др.) объясняет механизм многовековых колебаний природных процессов в ходе развития ландшафтной оболочки. В частности, эта концепция теоретически обосновывает хронологию стадий распада последнего горного оледенения и в принципе позволяет определить временные рамки формирования той или иной стадийальной морены, расположенной в горно-ледниковой долине (табл. 17).

Отсчет ведется от самых молодых, незадернованных морен, расположенных под современными ледниками. Установлено, что такие морены образованы в последнюю фазу трансгрессии оледенения в XVII—XIX вв. или в так называемую малую ледниковую эпоху, которая проявилась повсеместно в горных странах, несущих оледенение (Тушинский, 1960; Максимов, 1972; Kasser, 1981). Ниже по долинам на различном расстоянии одна от другой располагаются более древние стадийальные морены, отложенные в результате пульсационного сокращения ледников в ходе проявления многовекового 1800—1900-летнего ритма изменчивости общей увлажненности.

Следовательно, озерные котловины, так или иначе связанные с разновозрастными формами гляциогенного рельефа, должны иметь определенные возрастные различия, а озерные экосистемы — обладать характерными для них возрастными особенностями, которые обычно выражаются в уровне биологической продуктивности водоемов и степени заполненности озерных котловин аллохтонными и автохтонными осадками.

Для характеристики разновозрастных озер приледниковых горных областей в качестве интегрального показателя их зрелости может использоваться процент содержания органического вещества в поверхностном слое осадка, который рассматривается как итог жизнедеятельности озерной экосистемы на уровне ее современного развития. Изучение возрастной динамики озер хр. Терской Алатоо и района Арабельских сыртов Внутреннего Тянь-Шаня с применением этого

критерия показало, что по мере удаления озер от ледников и увеличения возраста озерных экосистем возрастает содержание органического вещества в осадках современных озер (п. п. п. %) от 2 до 26.5 %. Пропорционально этому показателю увеличивается и сортированность озерных отложений.

На основе радиоуглеродного датирования удастся определить абсолютный возраст озер, а с использованием величины содержания органического вещества в поверхностном слое донных отложений и относительной энтропии гранулометрического состава осадков открывается возможность перехода к качественной и количественной оценкам возрастной динамики водоемов (Севастьянов, 1980, 1986б). Историю развития озер Тянь-Шаня можно проследить на примере озер Чатыркель и Сонкель.

Озеро Чатыркель

Озеро Чатыркель расположено во внутригорной котловине тектонического происхождения на абсолютной высоте 3530 м в юго-западной части Внутреннего Тянь-Шаня. Современная площадь озера около 153 км², максимальная глубина 20 м, объем водной массы 0.6 км³. Котловина озера ограничена с севера хр. Атбаши, с юга — хр. Торугарт, с запада — невысокой моренной возвышенностью Тузбель (абс. выс. 3550—3580 м), а с востока — холмистой мореноподобной грядой на междуречье Кекайгыр и Кенсу. Абсолютная высота восточного водораздела с бассейном р. Тарим не превышает 3560 м. Озерная котловина имеет протяженность с юго-запада на северо-восток на 75 км. Общая площадь бассейна озера Чатыркель составляет около 1050 км² (Озера Тянь-Шаня..., 1980).

Горные хребты, обрамляющие озерную котловину, возвышаются над озером на 1000—1600 м, достигая максимальной высоты 4756 м в хр. Атбаши и 5108 м в хр. Торугарт. Расположение бассейна озера на абсолютных высотах, превышающих 3500 м, и экранирующее влияние субмеридионального Ферганского хребта, который перехватывает влажные воздушные массы, приходящие с запада, обуславливают резкую континентальность и аридность климатических условий, сильное выхолаживание, наличие мощного слоя многолетнемерзлых грунтов и относительно небольшое оледенение окружающих горных хребтов.

Основным водотоком, который питает оз. Чатыркель, является р. Кекайтыр, впадающая в озеро с востока. Эта река берет начало с ледников южного склона хр. Атбаши и имеет протяженность около 45 км. С юга в озеро впадают ручьи, берущие начало с ледников и снежников северного склона хр. Торугарт, а также протока из Малого озера, имеющего термокарстовое происхождение. Сток из озера отсутствует.

Годовое количество осадков в котловине озера составляет 230 мм, причем только 10—12 % этой суммы выпадает в холодное время года (с октября по март), величина испаряемости достигает 557 мм, дефицит влажности воздуха в летнее время составляет 5—7 мб. Средняя

годовая температура воздуха отрицательная -5.6°C , летние осадки выпадают преимущественно в виде снега.

Ландшафты Чатыркельской котловины в настоящее время имеют полупустынный характер с преобладанием полынно-злаковых ассоциаций в растительном покрове. Как отмечает Г. Н. Бердовская, в котловине наблюдается присутствие различных по экологии центральноазиатских флористических элементов — караган, типчак, эдельвейс, эфедра, полыни, злаки. На большей части приозерной равнины проективное покрытие травостоя не превышает 10—20 %, преобладают пустынные группировки из полыни розовой. Характерно чередование полынных и сухостепных ассоциаций, в которых господствуют типчак, эдельвейс, хвойник и др. Наряду с типчаковыми степями встречаются участки птилагростисовых и овсецовых степей, подушечников и осоковых ассоциаций и др. Выше, в горном обрамлении котловины в зоне морен и ледников преобладают горные тундры, чередующиеся с участками осоковых альпийских лугов с сообществами из кобрезии (Озера Тянь-Шаня..., 1980).

Современное оледенение бассейна оз. Чатыркель представлено реликтовыми формами — небольшими карово-долинными, каровыми, висячими ледниками. Наибольшая площадь оледенения, около 2.8 км^2 , сосредоточена в верховьях р. Кекайтыр на южном склоне хр. Атбаши. Несколько небольших каровых и висячих ледников в пределах бассейна существуют на северном склоне хр. Торугарт. Общая площадь современного оледенения в бассейне оз. Чатыркель не превышает 4 км^2 , что составляет всего 0.38 % площади бассейна. В то же время к востоку от Чатыркельской котловины, на южном склоне хр. Атбаши площадь оледенения достигает в бассейнах р. Кенсу 10.0 км^2 , р. Кош-Караташ — 19.8 км^2 , р. Мустакас — 20.4 км^2 (Севастьянов, 1977, 1979; Севастьянов, 1980).

По данным Р. Д. Забирова (1958) и А. П. Горбунова (1987), основанным на результатах бурения в районе оз. Чатыркель, толщина четвертичных отложений в котловине достигает 250—300 м, глубина распространения многолетнемерзлых пород в Чатыркельской котловине — более 200 м, а в горном обрамлении — 100—150 м. Центральная и наиболее пониженная часть Чатыркельской котловины выполнена озерными отложениями плейстоценового возраста, распространенными к югу и востоку от современного озера на расстояние от 5 до 15 км. Граница распространения типичных озерных суглинков отбивается береговым аккумулятивным валом, высота которого составляет 12 м над уровнем современного озера. По периферии котловины озерные отложения переходят в озерно-аллювиальные и пролювиальные, выше они сменяются ледниковыми и делювиальными (рис. 67).

Граница распространения озерно-аллювиальных и пролювиальных отложений отбивается на высоте около 25 м над уровнем современного озера. В северо-восточной и юго-западной частях котловины на этой высоте наблюдается переход к ледниковым отложениям. Начиная с этой высоты зандры и морены фиксируются у подножия и в трогах хребтов Атбаши и Торугарт вплоть до современных ледников, расположенных в бассейне оз. Чатыркель на высотах 3900—4100 м.

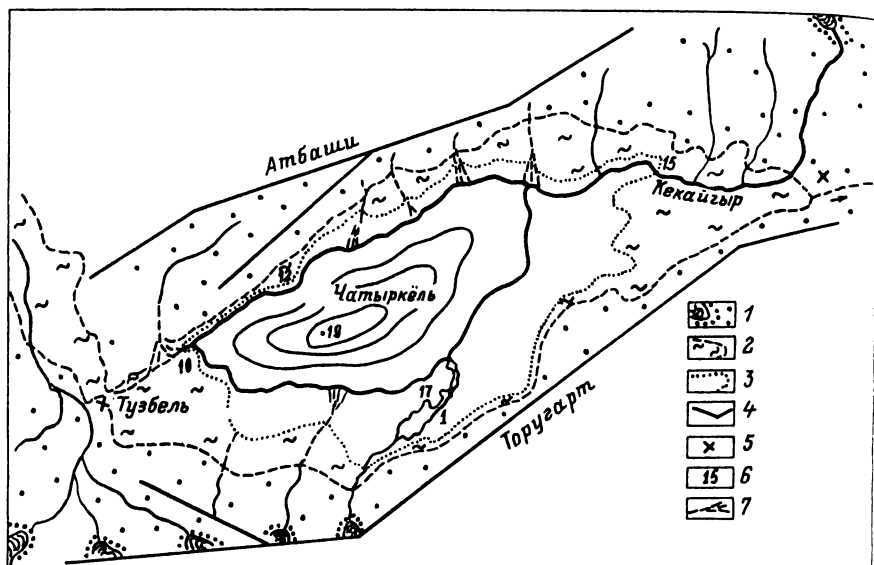


Рис. 67. Распространение четвертичных отложений в котловине оз. Чатыркель.

1 — ледники и морены, флювиогляциальные и делювиальные отложения; 2 — аллювиально-пролювиальные; 3 — озерные; 4 — линии водоразделов; 5 — перевалы; 6 — местоположение исследованных разрезов; 7 — конусы выноса.

Распространение ледниковых отложений в бассейне оз. Чатыркель имеет ряд особенностей. К западу от р. Кекайгыр, вдоль южного склона хр. Атбаши наблюдается сокращение видимой площади ледниковых отложений и уменьшение стадийных конечных морен в трогах, выходящих в котловину озера. Обратная особенность проявляется на северном склоне хр. Торугарт, где ледниковые отложения постепенно исчезают в направлении понижения хребта с запада на восток. Однако, по данным геологического бурения в южной части Чатыркельской котловины, в районе Малого озера, под слоем озерных суглинков залегает толща ледниковых отложений мощностью более 180 м (Ромах, 1955).

Возникновение озера Чатыркель может быть отнесено к середине плейстоцена, когда в результате развития оледенения и дифференцированных блоковых движений в древней речной долине между современными хр. Атбаши и Торугарт возникла депрессия.

Отложения 12-метровой террасы, представленные осадками позднего плейстоцена и голоцена, были изучены на западном, северном и восточном побережьях озера. Разрез мощностью более 5 м был изучен на р. Кекайгыр, в 15 км к востоку от озера. Обнажение 15, названное «Дальним», вскрывает толщу осадков различного генезиса; возраст остатков водной растительности из горизонтов с глубины 370 и 440 см от поверхности обнажения оказался соответственно равным $19\,850 \pm 400$ (ТА-825) и $21\,060 \pm 500$ (ТА-826). По спорово-пыльце-

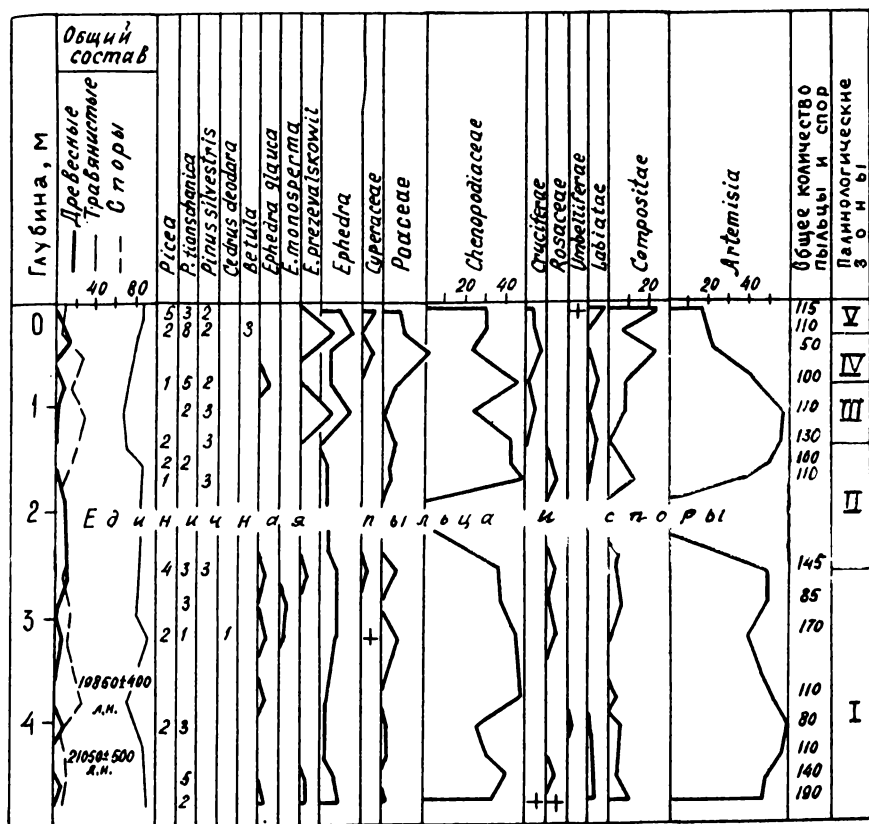


Рис. 68. Спорово-пыльцевая и литологическая диаграммы обн. 15 («Дальнее»).

вым данным Г. Н. Бердовской выделено пять палинологических зон, имеющих биостратиграфическое значение (рис. 68).

Зона I (интервал 500—240 см) представлена сизовато-серым суглинком с включениями растительных остатков. Для нее характерно преобладание пыльцы трав и кустарничков, господствует пыльца полыни (40—60 %) и маревых (22—65 %). Пыльца эфедры, злаковых, сложноцветных и губоцветных составляет менее 10 %, отмечена единичная пыльца розоцветных и крестоцветных. В спектрах присутствует также пыльца древесных пород: ели тяньшанской, сосны, березы, кедра, которая, по мнению Г. Н. Бердовской, является заносной.

В зоне II (250—180 см) отмечено присутствие единичных микрофосилий, которые содержатся в рыжем песчанистом материале, включающем большое количество гальки и валунника, по-видимому, ледниково-пролювиального происхождения, соответствующего времени наибольшего похолодания.

Выше по разрезу представлены осадки голоценового возраста, которые подразделяются на III, IV и V зоны.

Ранее в районе обнажения «Дальнего», но ниже по течению р. Кекайгыр в 6.5 км от ее устья в той же террасе правого берега Г. М. Шумовой (1974) были получены радиоуглеродные датировки озерных отложений по погребенной водной растительности: $16\ 300 \pm 420$ (МГУ-350) и $18\ 380 \pm 200$ л. н. (МГУ-352). В спорово-пыльцевых спектрах позднего плейстоцена была выявлена пыльца древесных и кустарниковых растений. Пыльца ели, сосны, кедра была признана заносной, но наличие в спектрах позднего плейстоцена пыльцы березы, ивы, облепихи, по мнению Г. М. Шумовой, может указывать на развитие тугайных зарослей в долине р. Кекайгыр и в пределах Чатыркельской котловины, которые существовали вплоть до периода наибольшего похолодания в конце позднего плейстоцена (Вюрм-III).

В озерных отложениях из разрезов северного, западного и южного берегов оз. Чатыркель также отмечено значительное количество пыльцы древесно-кустарниковой растительности в осадках позднеплейстоценового возраста. Радиоуглеродные датировки погребенной водной растительности из нижних горизонтов вскрытых разрезов показали возраст: $21\ 500 \pm 400$ (ТА-627), $21\ 140 \pm 600$ (ТА-731), $20\ 200 \pm 500$ (ТА-734), $20\ 000 \pm 500$ л. н. (ТА-735) и др. (Озера Тянь-Шаня..., 1980). Большое количество пыльцы древесно-кустарниковой группы растений объяснялось повышением верхней границы леса в горах и расширением площади хвойных лесов в позднем плейстоцене в связи с более высокой температурой воздуха.

В целом для осадков позднего плейстоцена в Чатыркельской котловине характерно повсеместное преобладание в общем составе пыльцы трав и кустарничков, среди которых доминирует пыльца маревых и полыни, постоянно присутствует пыльца эфедры, разнообразная пыльца злаков, сложноцветных, осоковых, зонтичных, губоцветных и прибрежно-водных растений, что свидетельствует об относительно теплых и более влажных условиях той эпохи по сравнению с современными.

Для комплекса пыльцы древесно-кустарниковой растительности характерно значительное количество микрофоссилий ели тянь-шанской, ели Шренка, сосны, облепихи, нитрарии, березы, что указывает на относительно близкое к озеру произрастание древесно-кустарниковых пород.

В настоящее время древесная растительность во Внутреннем Тянь-Шане представлена преимущественно фрагментами ельников, которые произрастают в высотном интервале от 2500 до 2900 м над у. м. и проникают по долине р. Сары-Джаз до северных склонов хр. Кокшаалтоо (Орозгожоев, 1981).

В Чатыркельской котловине на Тянь-Шане (высота 3530—3550 м) и в Каракульской котловине на Восточном Памире (высота 3915—4000 м) в составе спорово-пыльцевых спектров озерных отложений позднего плейстоцена проявляется удивительное сходство, выражающееся в обилии пыльцы древесно-кустарниковых растений, трудно объясни-

мое для современных абсолютных высот этих высокогорных котловин.

В конце позднего плейстоцена на рубеже с древним голоценом (по Нейштадту, 1983) в ряде разрезов осадков Чатыркельской котловины наблюдается перерыв в озерном осадконакоплении. Спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о похолодании и аридизации климата после 18—16 тыс. л. н., когда началось понижение уровня озер (позднеплейстоценовая регрессия). К этому времени относится активизация горного оледенения и выход ледников к подножию горного обрамления котловины, где были отложены мощные конечно-моренные комплексы, «чукуры», сформированные слившимися ледниковыми языками, которые выходили из соседних долин. Как полагают Л. Г. Бондарев (1982) и А. А. Никонов (1982), ледники в горном обрамлении Чатыркельской впадины не распространялись до дна котловины, и потому нет оснований считать, что в эпоху позднеплейстоценового похолодания в котловине возникал ледоём. В конце этой эпохи происходило значительное понижение уровня озера, что способствовало развитию криогенных процессов на его берегах и, вероятно, полному промерзанию мелководного бассейна до дна и временному прекращению озерного режима в котловине. Об этом, в частности, свидетельствуют перерывы в озерном осадконакоплении, обнаруженные в ряде разрезов на границе позднего плейстоцена и голоцена (Озера Тянь-Шаня..., 1980).

Конец позднего плейстоцена в Чатыркельской котловине характеризовался изменением климатических условий от относительно теплых и влажных к более холодным и сухим, на что указывают палинологические материалы Г. М. Шумовой (1974). Значительное похолодание, аридизация климата и опустынивание ландшафтов Чатыркельской котловины не могут быть объяснены без учета интенсивных вертикальных движений территории Внутреннего Тянь-Шаня, которые активизировались на рубеже позднего плейстоцена и голоцена.

По мнению Е. В. Максимова (1992), в конце позднего плейстоцена днище Чатыркельской котловины находилось на 700—800 м ниже, хвойные леса располагались в западной, более увлажненной части котловины, а к востоку по долине р. Кекайгыр и далее в долине Аксаия были широко распространены тугайные заросли, на что указывает существенная разница в одновозрастных спорово-пыльцевых спектрах из западной и восточной частей котловины.

История оз. Чатыркель в голоцене раскрыта на основе изучения береговых форм рельефа, состава и строения донных отложений озера, вскрытых в обнажениях, шурфах и глубоководных колонках (Озера Тянь-Шаня..., 1980). Разрез голоценовых озерных отложений мощностью 3,7 м, расположенный в южной части озерной котловины, на левом берегу протоки из Малого озера (рис. 69), позволяет наглядно представить основные этапы в голоценовой истории этого озера, характеризующиеся разными климатическими и седиментационными условиями.

Первый период (H1₂) (Бердовская, 1980), соответствующий I палинозоне (7—6 тыс. л. н.), охватывает время накопления осадков в

кальция в озерных отложениях и их высокую карбонатность по всему разрезу (Озера Тянь-Шаня..., 1980; рис. 34).

Второй период (H13), соответствующий II палинозоне (6—3 тыс. л. н.), относится ко времени накопления осадков в интервале от 320 до 120 см от поверхности обнажения и отличается преобладанием группы трав и кустарничков, среди которых доминирует пыльца полыни (до 40—45 %) и маревых (до 26 %); пыльцы эфедры отмечено до 18 %. По сравнению с III палинозоной в период 5400—3500 л. н. заметно увеличивается содержание пыльцы злаковых, осоковых и разнотравья, а также количество заносной пыльцы ели тяньшанской, ели Шренка, сосны сибирской и обыкновенной, березы, облепихи, селитрянки и некоторых других пород. Это обусловлено подъемом верхней границы леса и увеличением общей облесенности гор Тянь-Шаня в середине голоцена, когда климат отличался относительно большей влажностью и потеплением, что подтверждают данные геохимических анализов.

Изменение содержания химических элементов в разрезе озерных отложений показывает изменение ниже средних концентраций большинства элементов, особенно активных водных мигрантов, таких как железо, марганец, кобальт, титан. Их подвижность резко возрастает в восстановительных (глеевых) условиях, как и никеля, ванадия, меди, цинка, подвижных в окислительной среде и инертных в восстановительной (Назаров, 1974). Резкие колебания их концентраций в озерных отложениях на протяжении второго периода (H13), по-видимому, были обусловлены частыми сменами восстановительных условий окислительными в субаквальных урочищах. Возрастание миграционной способности большинства химических элементов в Чатыркельской котловине происходило в условиях повышения увлажненности климата и потепления. Оптимум голоцена для озерной экосистемы проявился в увеличении ее биологической продуктивности и накоплении значительного количества органического вещества в донных отложениях (массовое развитие водорослей *Vaucheria* sp. и моллюсков *Radix* sp.).

Третий период (H14, I палинозона) охватывает промежуток времени за последние три тысячи лет и отличается тенденцией к аридизации и относительно похолоданию климата, что фиксируется спорово-пыльцевыми и геохимическими спектрами, увеличением содержания ксерофитов, представленных эфедрой (до 10—25 %), маревыми (до 22 %) при значительном количестве пыльцы полыни (35—40 %). По мнению Г. Н. Бердовской, единичные находки пыльцы деревьев и кустарников в палинологических образцах указывают на ее заносный характер и позволяют предполагать снижение верхней границы леса и уменьшение облесенности гор Внутреннего Тянь-Шаня в позднем голоцене. Ксерофитизация климата сказалась и на изменении условий миграции химических элементов. В верхней части разреза отмечено увеличение концентраций железа, никеля, кобальта, меди, алюминия, титана и других элементов в донных отложениях озера при относительно сокращении концентраций марганца, кальция и общего количества органического вещества в осадках.

Таким образом, климат Тянь-Шаня в позднем голоцене становится менее увлажненным и теплым, чем в среднем голоцене. В Чатыркельской котловине формируются ландшафты холодных высокогорных пустынь, уровень озера понижается, биологическая продуктивность озерной экосистемы значительно уменьшается.

Озеро Сонкель

Озеро Сонкель — второе по величине на Тянь-Шане после оз. Иссыккуль — расположено в высокогорной области Внутреннего Тянь-Шаня на пересечении западных отрогов хребтов Сонкультоо, Молдотоо и Байдула, которые сформировали замкнутую котловину. Ложе этой внутригорной депрессии является донеогеновой поверхностью денудации. Интенсивные складчато-глыбовые движения неоген-четвертичного времени, которые проявились на всей территории Тянь-Шаня, создали основу современного рельефа в бассейне озера (Шульц, 1948).

С северо-запада бассейн озера ограничен невысоким хребтом Сонкультоо (3400 м), отделяющим его от Минкуш-Кекемеренской межгорной впадины. Южные цепи горного обрамления в хр. Молдотоо имеют высоту гребней до 3800—3900 м. С севера скалистый хр. Байдула достигает 4000 м. С востока озерная котловина переходит в Кумбельское плато — древнюю денудационную поверхность, препаированную ледниками, высотой 3200—3800 м. Склоны гор, окружающих котловину, переходят в пологовогнутую, слабовсхолмленную равнину, в центре которой располагается оз. Сонкель.

Абсолютная высота поверхности озера 3016 м, площадь 270 км², объем водной массы 2.64 км³ при максимальной глубине 13 м.

Четвертичный чехол Сонкельской котловины представлен озерными, аллювиально-пролювиальными и ледниковыми отложениями мощностью в несколько сотен метров. Южная часть котловины срезается Южносонкельским разломом, с которым связано образование эрозионного ущелья р. Кекджерты; по нему озеро имеет сток в р. Нарын. Наиболее низкая часть котловины, прилегающая к озеру, сложена озерными отложениями, в значительной степени заболочена, изобилует термокарстовыми формами рельефа. Молодые озерные отложения распространены на 8—10 м над современным уровнем воды и отражают сравнительно недавнее высокое стояние озера. На уровне около 40 м над урезом озера в южной части котловины аллювиально-пролювиальные отложения сменяются преимущественно ледниковыми (рис. 70).

Пониженные участки дна Сонкельской котловины представляют собой слаборасчлененную озерно-аккумулятивную равнину с конусами выноса временных водотоков, аккумулятивными озерными террасами и валами. Развитие термокарстовых явлений и солифлюкции обусловлено протаиванием многолетнемерзлых грунтов. Свежие просадки, обнажающие криогенные текстуры, широко распространены вблизи юго-восточных берегов озера. Многолетнемерзлые грунты и термокарст прослеживаются и на дне мелководной лагуны (Малый Сонкель), которая отделяется в юго-восточной части озера двумя

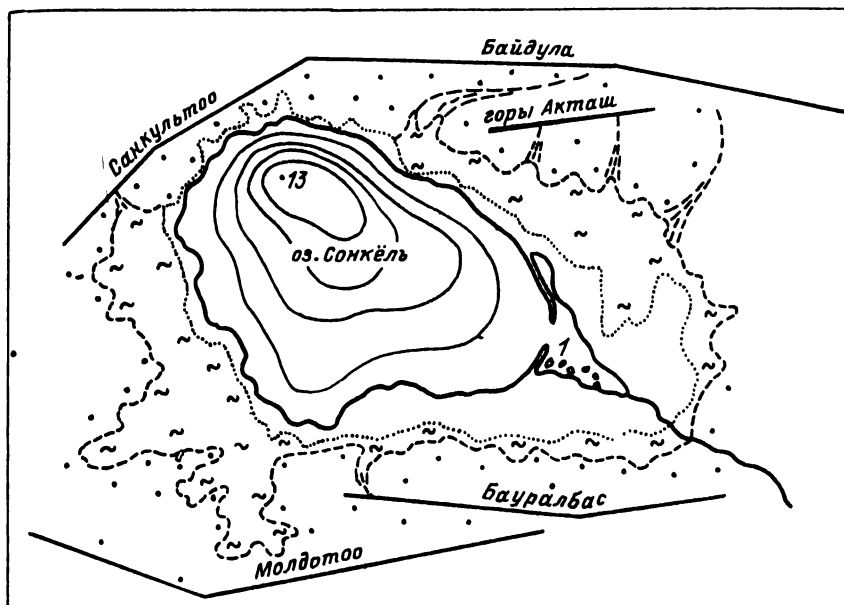


Рис. 70. Схема распространения четвертичных отложений в котловине оз. Сонкель.
Условные обозначения см. на рис. 67. 1 — место положения разреза.

аккумулятивными косами. Дно лагуны неровное, наблюдается перепад глубин от 0.5 до 3.0 м в западинах, которые несомненно имеют термокарстовое происхождение и свидетельствуют о деградации мерзлоты в районе Сонкельской котловины.

Профилирование берегов озера позволило выделить четыре низких террасы с превышениями над урезом воды соответственно: 0.5—0.7, 1.5—2.0, 3.0—3.5 и 5.6—6.2 м. Кроме того, на скалистом северо-западном побережье озера, где оно подступает к подножию хр. Сонкультоо, хорошо различимы абразионные уступы на высотах 10—12, 18—20 и около 30 м. Плоская поверхность многочисленных островов в лагуне возвышается над водной поверхностью на 2—3 м. В береговых обнажениях на этих островах хорошо прослеживаются слоистые озерные суглинки с прослоями, насыщенные остатками водной растительности. Распространение озерных отложений в котловине и наличие береговых террас указывают на бывшее, более высокое стояние уровня озера. Имеются сведения о наличии подводного террасового комплекса, сформированного озером при относительно недавнем более низком положении его уровня (Букин, 1977).

Все изложенное свидетельствует о значительных колебаниях водности озера в прошлом, что может являться индикатором изменчивости общей увлажненности бассейна.

Эволюция оз. Сонкель в голоцене теснейшим образом связана с историей оледенения его бассейна, хотя современного оледенения

хребты горного обрамления котловины не несут, а самые высокие пики не достигают уровня современной снеговой линии. Следы древнего оледенения ярко выражены в бассейне озера. На широкое распространение ледниковых отложений непосредственно на берегах озера указывали многие исследователи (Краевский, 1869; Мушкетов, 1917; Шульц, 1948; Чупхин, 1964).

Наши исследования в бассейне озера показали, что следы древнего оледенения имеют наибольшее распространение в восточной половине котловины и на плато Кумбель, где был сосредоточен основной узел оледенения бассейна оз. Сонкель.

Вероятно, в эпоху наибольшего развития оледенения ледники, перекрывавшие Кумбельское плато и стекавшие с северных склонов хр. Бауралбас, сливались в районе истока из озера р. Кекджерты, запруживали сток из озера и его уровень стоял выше современного не менее чем на 30—40 м, а возможно, и на 100—150 м (Севастьянов и др., 1980). Деградация оледенения в голоцене привела к постепенному снижению уровня озера, что было связано как с понижением порога стока и разрушением ледяной запруды, так и с общим сокращением размеров ледников, питавших озеро своими тальми водами. Существование террас на различных высотных отметках над современным уровнем озера указывает на направленное понижение его уровня на протяжении послеледниковое время, что отмечено еще Д. И. Мушкетовым (1917).

Изучение озерных отложений дало возможность получить новые сведения об изменчивости физико-географических условий в бассейне оз. Сонкель в голоцене.

Детально изучено одно из береговых обнажений на острове в районе южной косы, где толща отложений видимой мощностью 2 м представлена озерными суглинками с прослоями, насыщенными остатками водной растительности и раковинами моллюсков. Образцы погребенной водной растительности, отобранные с глубины 1.6—1.7 и 0.6—0.7 м от поверхности обнажения, показали возраст соответственно 2980 ± 80 (ТА-945) и 1540 ± 70 (ТА-944) л. н.

Датировки, полученные по растительному детриту, заключенному в донных отложениях и состоящему из остатков прибрежно-водной растительности, свидетельствуют о том, что обильное развитие водной растительности происходило в эпохи потепления и уменьшения общей увлажненности бассейна оз. Сонкель, что хорошо подтверждается и данными спорово-пыльцевых анализов (рис. 71).

В слоях, обогащенных растительными остатками, обнаружено большое количество мелких двустворчатых и спиралевидных раковин моллюсков. В нижнем горизонте встречены раковины *Radix* sp., *Odhneripisidium stewarti* Preston; *Valvata cristata* Müller, а в верхнем, более молодом, преобладают *Radix lagotis* (Shram) (определения Л. С. Старобогатова и Н. В. Толстиковой).

Большинство из них, развиваясь в условиях прогреваемых мелководий, выдерживает непостоянство водного и кислородного режимов. Следовательно, интенсивное развитие растительных и животных организмов происходило в эпохи улучшения экологических условий, связанных с общеклиматическими потеплениями. Состав отложений, а также получен-

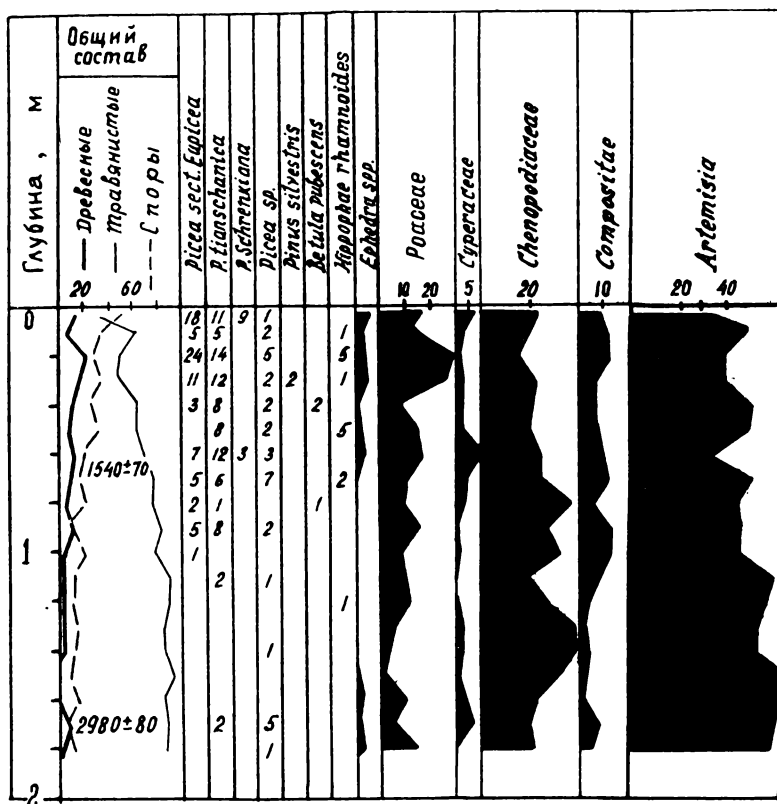


Рис. 71. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза № 1, оз. Сонкель.

ные датировки позволяют утверждать, что относительные улучшения условий жизни организмов происходили на фоне распада оледенения в бассейне озера и приурочены к относительно теплым межфазиалам последних двух многовековых циклов изменчивости общей увлажненности.

Данные палеогеохимических исследований показывают, что вверх по разрезу озерных отложений уменьшаются валовые концентрации циркония, титана, кремния и алюминия, которые обычно находятся в горных породах и почвогрунтах в труднорастворимых формах и отличаются слабой миграционной способностью. Это может быть связано с постепенным затуханием во времени процессов чисто механического выветривания на водосборе и как следствие — с уменьшением поступлений в озеро обломочного материала в виде грубых взвесей (кластогенной составляющей), а также с уменьшением в отложениях общего содержания этих малоподвижных элементов. Роль химического выветривания неуклонно возрастала, многие химические элементы полнее освобождались из минералов и переходили в доступные

для растений формы, что, естественно, благоприятно сказывалось на общем развитии растительности в озерной котловине.

Явление общего затухания процессов механического выветривания может быть связано с направленным потеплением климата, быстрой деградацией ледников и уменьшением их эрозионной деятельности, с тенденцией к увеличению органической составляющей в осадках озера и уменьшением показателя относительной энтропии гранулометрического состава донных отложений (Нr).

В интервале 110—150 см от поверхности обнажения отмечено значительное и весьма резкое увеличение валовых концентраций ванадия, циркония, кремния, алюминия и натрия, т. е. повышение подвижности этих относительно инертных элементов (Озера Тянь-Шаня..., 1980; рис. 51). Объяснением данному явлению может быть возрастание в это время общей увлажненности бассейна и соответствующее увеличение миграционной способности элементов.

По данным палинологического анализа, выполненного Г. Н. Бердовской, в общем составе спектров преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений, составляющая в среднем 60—70 %. Пыльца деревьев и кустарников в интервале глубин от 200 до 90 см встречается единично и спорадически, выше по разрезу ее содержание возрастает до 10—20 %. Споры зеленых мхов в общем спектре составляют 10—15 %, лишь с глубины 50 см их процент увеличивается до 30 %. Результаты анализа спорово-пыльцевых комплексов представлены на диаграмме (рис. 71).

I зона (интервал 200—150 см от поверхности) характеризуется господством пыльцы полыни (до 60 %), маревых (до 20 %), злаковых (до 10 %), эфедры (до 2 %), сложноцветных (до 10 %).

II зона (интервал 150—70 см) характеризуется повышением содержания пыльцы маревых до 40 % и отсутствием пыльцы эфедры. Пыльца полыни по-прежнему господствует в составе травянистых растений (40—50 %).

В III зоне (интервал 70—20 см) отмечается увеличение содержания пыльцы деревьев и кустарников до 20 % и спор зеленых мхов до 40 % при господствующей роли пыльцы травянистых и кустарничковых растений. В составе пыльцы древесно-кустарниковой группы определена пыльца разных видов елей, причем наибольшее количество форм принадлежит двум видам — ели Шренка и ели тянь-шанской. Единично присутствует пыльца сосны обыкновенной, березы, жимолости, семитрянки и облепихи.

Из травянистых и кустарничковых растений доминирует пыльца злаковых, среди которых определены культурные злаки и пыльца полыни. Для спектров III зоны характерно постоянное участие пыльцы эфедры (до 5 %) и пыльцы группы разнотравья. В составе последней определена пыльца гвоздичных, гречишных (единично), губоцветных и сложноцветных. IV палинозона (интервал 20—0 см) отражает современный состав растительного покрова Сонкельской котловины.

В настоящее время в котловине оз. Сонкель распространены пустынные и степные растительные ассоциации. В современных спектрах поверхностных отложений отмечается единичная пыльца деревьев и кустарников, преобладает пыльца травянистых и кустарничковых расте-

ний — 80—92 % (Азыкова, 1978). Логично предполагать занос пыльцы деревьев и кустарников из лесного пояса гор, из долин и в разные отрезки голоцена. Увеличение заносной пыльцы деревьев и кустарников наблюдается примерно с 1400—1500 л. н., что указывает на подъем верхней границы леса на Тянь-Шане, сопутствовавший общему потеплению климата, подъему снеговой линии и отступанию ледников. В это же время возрастает процентное содержание пыльцы ксерофитов, в том числе эфедры, а также солянок и пыльцы злаковых, что свидетельствует об уменьшении влагообеспеченности исследуемого района.

Результаты спорово-пыльцевого анализа озерных осадков из обнажения I позволяют говорить о направленной аридизации климата в котловине оз. Сонкель в верхнем голоцене, а сравнение этих данных с разновозрастными отложениями оз. Чатыркель и других озер показывает, что процесс направленной аридизации климатических условий в позднем голоцене имел место на территории всего Внутреннего Тянь-Шаня.

Увеличение общего содержания органического вещества (от 4 до 15.5 %) и изменение показателя относительной энтропии гранулометрического состава древних донных отложений (от 0.83 до 0.51), характеризующее повышение степени их сортированности, свидетельствуют также о тенденции к потеплению и аридизации климата в Сонкельской котловине. Уменьшения показателя относительной энтропии (H_r) связаны с теплыми сухими эпохами, когда значительно уменьшались поверхностный сток и внос в озеро различных по крупности наносов. Эти данные хорошо коррелируются с результатами геохимического анализа отложений.

Таким образом, при общей направленности природных процессов в сторону аридизации климатические условия в течение рассматриваемого отрезка времени характеризовались значительной изменчивостью. Относительно засушливые и теплые условия (I палинозона, около 3000 л. н.) сменились более влажными и холодными (II палинозона, около 2000 л. н.), затем вновь фиксируются потепление и иссушение климата (III палинозона, от 1500 л. н. до современности). Известное увеличение увлажненности (стадия фернау) и похолодание XVII—XIX вв. (Шнитников, 1985) нами не выявлены, так как в это время уровень озера был уже близок к современному и участок, на котором расположен объект нашего изучения, вышел из-под воды, субаквальные условия седиментации сменились субаэральными, начались почвообразовательные процессы. Верхние 20 см в исследованной толще представлены почвой, а не озерными отложениями.

Особый интерес представляет подтвержденный нашими исследованиями факт существования около 1500 л. н. эпохи, более теплой и сухой, чем современная. Наличие остатков древних ирригационных каналов (арыков) на берегах оз. Сонкель, на которые обратили внимание еще Девис и Хантингтон в 1903 г. (Huntington, 1907), свидетельствуют о распространении земледелия в прошлые эпохи, хотя в настоящее время оно невозможно.

Наши исследования, проведенные в котловине озера Сонкель, подтвердили предположение Хантингтона о существовании в этом районе около 1500 лет назад климата более сухого и теплого, при

котором здесь было возможно земледелие, и позволили охарактеризовать отдельные этапы развития природной обстановки в бассейне озера Сонкель на протяжении послеледникового времени.

1. Эпоха максимального развития последнего горного оледенения в бассейне озера была отмечена преобладанием долинных и карово-долинных ледников, спускавшихся с хребтов горного обрамления вплоть до дна котловины. Основной узел оледенения бассейна был сосредоточен в его восточной части. При депрессии снеговой линии на 400—500 м в древнем голоцене (Н1₁) поверхность Кумбельского плато покрывалась ледниками. В восточной части котловины, по-видимому, сформировался ледник предгорного типа, а само озеро было подпружено и оттеснено им к западу. К этому времени может быть отнесено и наивысшее стояние уровня озера — на отметке более 30 м выше современного. Сток из озера в эпоху максимума оледенения остается проблематичным.

2. Распад оледенения в Сонкельской котловине в раннем—среднем голоцене (Н1₂—3) сопровождался стадияльным отступанием ледников и отложением конечных морен, которых в трогах горного обрамления котловины обнаружено от трех до шести. Прекращается подпруживающее действие ледников и возобновляется сток из озера в восточном направлении, происходит постепенное снижение уровня озера и уменьшение площади его акватории.

3. В позднем голоцене (Н1₄), около трех тысяч лет назад, вероятно в эпоху регрессивной фазы стадии даун, климат отличался большей увлажненностью и был более теплым, чем в настоящее время, преобладали разнотравно-полянны группировки. В горном обрамлении происходило интенсивное таяние ледников. В прибрежной, хорошо прогреваемой зоне озера интенсивно развивались растительные и животные организмы, но преобладало накопление аллохтонных осадков.

4. В историческое время (около 2 тыс. л. н.) на исследованной территории наблюдалось развитие каровых ледников в хребтах Бауралбас и Байдула. В растительности котловины преобладали те же, что и ранее, группировки, однако в период наибольшего похолодания отмечено исчезновение или значительное сокращение количества эфедры, злаков и разнотравья. В донных отложениях в этот период наблюдаются сокращение общего содержания органического вещества и ухудшение сортированности осадков, а также резкое увеличение накопления малоподвижных, инертных элементов, что указывает на относительно быстрое возращание стока в озеро.

5. Регрессивная фаза оледенения происходила в первое тысячелетие нашей эры и сопровождалась в Сонкельской котловине значительным потеплением и иссушением территории. В растительном покрове преобладали полянно-злаковые группировки при общем возрастании количества злаков и эфедры. Тают и, вероятно, полностью исчезают ледники в горном обрамлении котловины. В прибрежной зоне озера обильно развиваются растительность и животные организмы. В донных отложениях возрастает содержание органического вещества и биогенных элементов. Уровень озера понижается, и оно становится бессточным. Климатические условия в Сонкельской кот-

ловине в это время были благоприятнее современных настолько, что, вероятно, позволяли заниматься земледелием.

6. Похолодание и увеличение увлажненности XVII—XIX вв. не вызвало значительных изменений в природной обстановке на территории бассейна. Ледники в карах горного обрамления озера, по-видимому, не возобновлялись. Характер растительности был аналогичен современному. Сток в озеро был больше, а уровень на 1.5—2.0 м выше современного.

Выявленная направленность в развитии природной среды позволяет полагать, что в обозримом будущем общая увлажненность бассейна оз. Сонкель будет уменьшаться, наблюдавшаяся на протяжении позднего голоцена тенденция к аридизации климата будет продолжаться, сток в озеро будет сокращаться, развиваемое в настоящее время искусственное орошение пастбищ Сонкельской котловины будет способствовать увеличению испарения и росту безвозвратных потерь влаги. В результате уровень озера будет иметь тенденцию к понижению, а при падении его на 0.6 м ниже современного озеро Сонкель потеряет сток. Это приведет к ускорению процессов эвтрофикации водоема, росту его минерализации, а также к понижению уровня грунтовых вод и ксерофитизации растительности Сонкельской котловины.

Эволюция горных озер Тянь-Шаня в позднем плейстоцене—голоцене происходила в результате сложного взаимодействия климатических изменений, динамики ледников и колебаний стока рек. В табл. 18 приведены абсолютная хронология и история озер Тянь-Шаня, построенные на основе радиоуглеродных датировок, полученных по остаткам озерной растительности, которая была отобрана из донных отложений озер Чатыркель, Сонкель и озер Арабельских и Кумторских сыртов. Массовое развитие водных растений и образование слоев, насыщенных органическим веществом, происходило в периоды относительно теплых межстадиальных регрессивных фаз развития оледенения в голоцене (Шнитников, 1985). Построенная нами кривая относительных колебаний теплообеспеченности в целом соответствует теоретической схеме многовековой изменчивости общей увлажненности материков Северного полушария (Шнитников, 1957, 1985; Севастьянов и др., 1990). Фазы похолоданий и трансгрессивных стадий оледенения прерывали накопление органических осадков, формируемых водной растительностью высокогорных озер. Максимум позднеледникового оледенения на Тянь-Шане отмечен в интервале времени от 16 до 13 тыс. л. н. Этот период как на Тянь-Шане, так и на Памире отличался тектонической активностью, наибольшим похолоданием, распространением ледников и угнетением или полным исчезновением наземной и водной растительности.

Распад оледенения в горах Средней Азии в голоцене носил ритмический стадийный характер. На общем фоне потепления и отступления ледников, увеличения озерности горных территорий проявлялись фазы похолоданий и кратковременного наступания оледенения, которые угнетали растительность и прерывали обильное накопление органических остатков. Основные массивы радиоуглеродных датировок погребенной водной растительности приходятся на теплые межстадиальные эпохи голоцена, что подтверждает применимость теоретических построений

**Датировки озерных отложений Тянь-Шаня и схема колебаний
теплообеспеченности климата гор**

Геохронология голоцена (по Нейштадту, 1983)	Хронология холодных экстре- мумов — стадий оледене- ния (по Шнитникову, 1985), л. н.	Абсолютные датировки по остаткам озерной раститель- ности, л. н.
Поздний голоцен	200—300, VII	580 ± 10
		810 ± 80
		1010 ± 70
		1500 ± 80
		1640 ± 80
	Около 2000, VI	2980 ± 80
		3100 ± 120
		3450 ± 150
Средний голоцен	3800—4000, V	3580 ± 150
		4060 ± 200
		4450 ± 150
	5700—6000, IV	4950 ± 160
		5300 ± 150
		5440 ± 200
Ранний голоцен	7500—7800, III	6550 ± 150
	9300—9500, II	7260 ± 130
		8950 ± 150
		9500 ± 500
Древний голоцен	11 100—11 300, I	9540 ± 150
		10460 ± 400
Поздний плейстоцен	Около 13 000, макс.	12900 ± 180

А. В. Шнитникова (1957, 1985) и Е. В. Максимова (1972а, 1983) к палеогеографии позднечетвертичного времени в горах Средней Азии.

Основным палеолимнологическим следствием климатических изменений в голоцене было изменение размеров ледникового стока, уровня режима озер и развития их экосистем. Холодные и сухие условия конца позднего плейстоцена сменились более теплыми и влажными в раннем голоцене, что вызвало импульс озерообразования в горах и трансгрессию крупных озер. Периоды аридизации климата до начала среднего голоцена не вызывали значительных изменений уровней озер вследствие обильного речного стока, поступающего в озера от деградировавших ледников.

Ко времени оптимума голоцена основная масса горных ледников, по-видимому, значительно сократилась, снеговая линия поднималась до современного уровня и выше. Общее потепление среднего голоцена было относительно слабее последующего, поскольку в горах оно со-

проводилось значительной увлажненностью климата, когда в питании озер более существенную роль начинают играть атмосферные осадки. Биологическая продуктивность озерных экосистем в этот период была максимальной, что определяет значительное содержание органического вещества в донных отложениях озер и, соответственно, наибольшую скорость осадконакопления в озерах.

Поздний голоцен отличался меньшими размерами оледенения гор и сокращением доли ледникового стока в питании большинства озер, общим сокращением озерности. На фоне преобладающей аридизации климата уровни большинства озер понижались, увеличивалось число бессточных и минерализованных горных озер.

Исторические и археологические материалы свидетельствуют о том, что сухими условиями на Тянь-Шане отличалась эпоха с IV по XV в. н. э. В это время в котловинах оз. Сонкель и Иссыккуль наблюдались усыхание озер и аридизация ландшафтов (Озера Тянь-Шаня..., 1980).

В XVI—XVIII вв. н. э. на озерах Тянь-Шаня и Памира проявилась трансгрессия, связанная с увеличением увлажненности, похолоданием и активизацией ледников (стадия фернау, или «малая ледниковая эпоха»), когда уровень оз. Сонкель был на 2 м выше современного, оз. Чатыркель — на 4 м, а уровень оз. Иссыккуль — на 12 м выше, однако размеры оз. Каракуль были значительно меньше современных (Севастьянов, 1986б) вследствие большой высоты положения озера и преимущественно ледникового питания.

Состояние озер Тянь-Шаня и Памира в текущем столетии отличается преимущественной тенденцией к снижению уровней, что связано с глобальным потеплением, увеличением испарения с поверхности озер и деградацией оледенения. В некоторых районах гор, где специфика локальных условий определяет превышение стока талых вод в озеро над испарением (например, оз. Каракуль, Сарез) уровень воды в водоемах поднимается.

Глава 4

АЛТАЙ¹

Алтай — горная область, расположенная на юге Западной Сибири, где высота рельефа возрастает от 450 до 4600 м над у. м. На северо-востоке Алтай соприкасается с Кузнецким Алатау и Западным Саяном, к юго-востоку от него отходит горная цепь Монгольского Алтая, а на востоке он граничит с хр. Танну-Ола и Тувинской котловиной.

Характерные черты природы Алтая — резко континентальный климат и значительное современное оледенение. Наиболее крупным горным узлом и одним из центров оледенения Алтая является погра-

¹ Н. Н. Михайлов.

нический с Монголией и Китаем горный массив Табын-Богдо-Ола, расположенный в верховьях р. Аргут и достигающий высоты 4653 м. Наиболее высокие хребты — Катунский, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский — расположены в центральной и юго-восточной частях Алтая, они несут современное оледенение. Высшая точка центрального Алтая — гора Белуха — имеет высоту 4506 м и расположена в Катунском хребте. Хребты северо-западной части Алтая имеют высоту в пределах 1900—2800 м и не достигают современной снеговой границы, однако содержат следы значительного древнего оледенения.

Современный складчато-глыбовый рельеф Алтая — следствие сложной геологической истории этой горной страны, подвергшейся неоднократно складкообразованию, тектоническому дроблению и оледенениям. Альпийский ландшафт Алтая представлен высоко поднятыми плоскими плато — остатками древнего пенепплена, которые подвергнуты длительному морозному выветриванию и ледниковой экзарации. Каровые лестницы, узкие извилистые гребни хребтов, глубокие троговые долины и мощные морены создают благоприятную основу для существования высокогорных озер.

Для Алтая характерны неравномерное распределение ледников и существование нескольких центров оледенения: Катунский хребет, Южно-Чуйский, Биш-Иирду, восточная часть Южного Алтая и Табын-Богдоула. Снеговая линия и верхняя граница леса на Алтае повышаются от северо-западной периферии на юго-восток, соответственно от 2300 и 1900 м в хр. Холзун до 3250 и 2400 м в хр. Чихачева. В этом же направлении усиливается континентальность климата, повышаются летние температуры воздуха и уменьшается годовое количество осадков (Окишев, 1982).

Климат горных районов Алтая в целом благоприятен для озераобразования. Летом вследствие наличия высокогорных цепей с вечными снегами и льдами, высоких холодных плато и глубоких влажных лесных долин Алтай является прохладным «островом» по сравнению с окружающими его степными равнинами: средняя температура июля в Чуйской степи -14.4°C , а в котловине оз. Маркакуль — 13.5°C , на высоте 2000 м — 8°C . Зимой в результате существующих здесь температурных инверсий горные районы остаются более теплыми, чем окружающие территории и межгорные котловины. Крупные озера оказывают обогревающее влияние на окружающие котловины. Наиболее мягкая зима на Алтае — в котловине Телецкого озера (средняя температура января — 9°C , в котловине оз. Маркакуль — 25.5°C . В распределении осадков наблюдается уменьшение их количества с запада на восток: от 1800 мм в Малой Ульбе до 200—300 мм на плато Укок и в юго-восточных хребтах Алтая; в горах и котловинах Тувы Центральный Алтай увлажнен умеренно, среднее годовое количество осадков 500—600 мм (Суслов, 1947).

Таким образом, рельеф и климат Алтая в целом способствуют поддержанию современного оледенения в горах, а также функционированию многочисленных озерных бассейнов, являющихся важным элементом горных ландшафтов.

На северо-западе Алтая озера сосредоточены преимущественно в альпийском поясе гор. По данным Т. Н. Шипуновой (1972), наибольшей озерностью в этом районе отличаются Башелакский и Коргонский хребты, где преобладают озера гляциального генезиса, карового и моренно-подпрудного типов. На склонах северо-восточной экспозиции водоемы этого типа располагаются в интервале высот от 1660 до 1900 м, а на юго-западных склонах — от 1980 до 2180 м. Все озера имеют небольшие размеры, их площадь не превышает 0.3 км².

В центральной и юго-восточной частях Алтая количество озер существенно увеличивается в соответствии с возрастанием масштабов оледенения гор, а также повсеместным развитием эрозионно-аккумулятивных ледниковых образований, благоприятных для формирования озер. Возрастают здесь и размеры водоемов гляциального генезиса, достигающих площадей в несколько квадратных метров (Аккемское, Тайменье, Акколь). Наибольшее количество озер в этой части Алтая располагается в гляциально-нивальном, альпийском и лесном поясах гор, на высотах от 1900 до 3000 м над у. м. (около 92 % всех озер). Кроме того, здесь расположены и такие крупные озера, как Телецкое, Маркаколь, Джулуколь, которые лежат в котловинах тектонического происхождения.

История озер Алтая пока не получила достаточного освещения. Внимание исследователей чаще всего было обращено к Телецкому озеру, к вопросу происхождения его котловины и самого озера (Обручев, 1916; Яковлев, 1916, 1939; Бубличенко, 1937, 1946; Сапожников, 1949; Рагозин, 1958; Бондаренко, 1971; Малолетко, 1980). Существует несколько работ о происхождении других озер (Лунгерсгаузен, Раковец, 1968; Селедцов, 1963а, 1967; Попов, 1967; Малолетко и др., 1970). История озер Алтая тесно связана с историей его оледенения. Изучение истории озер играет важную роль при реконструкции природных обстановок прошлого, а также позволяет улавливать существующие тенденции их природного развития, предвидеть ход дальнейшей эволюции водоемов и ландшафтов, что в свою очередь необходимо для разработки вариантов рационального природопользования в бассейнах озер.

Телецкое озеро (Алтынколь)

Телецкое озеро — одно из крупнейших озер Сибири. Расположено оно на северо-востоке Алтайских гор, на высоте 434 м над у. м.

Озеро имеет вытянутую руслообразную форму и состоит из двух частей: южной меридиональной, протяженностью 50 км и северной, имеющей широтное направление (28 км). Обе эти части озера разнообразны по морфологическим характеристикам, строению дна, берегов, а также по климатическим, ледово-термическим и другим особенностям режима.

Телецкое озеро окружено горами высотой 600—1300 м над у. м. в широтной части и 1700—2400 м — в меридиональной. Острова и полуострова практически отсутствуют. Берега сложены крупными

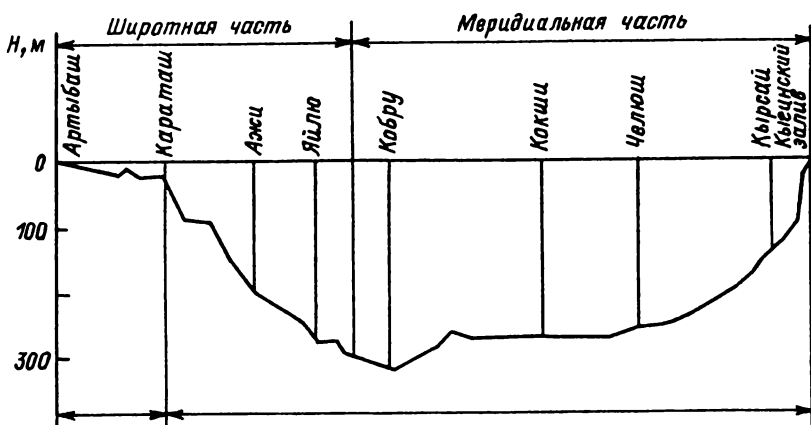


Рис. 73. Продольный профиль Телецкого озера по форватеру (по: Селегей В. В., Селегей Т. С., 1978).

валунами и обломочным материалом, часто скальные, обрывистые. Площадь зеркала 223 км². Средняя глубина 174 м, максимальная 325 м (рис. 73).

Многие особенности режима Телецкого озера определяются формой котловины, которая в основном представлена правильной трапецией. По строению дна, распределению глубин на озере можно выделить два плёса: глубоководный — с глубинами 100—325 м от устья р. Чулышман до мыса Караташ и мелководный — от м. Караташ до истока р. Бии с глубинами 10—40 м (Селегей В. В., Селегей Т. С., 1974).

Донные осадки в озере формируются под воздействием выноса твёрдого материала реками, селевыми потоками, лавинами, оползнями. Однако мощность осадков пока окончательно не оценена. Материалы электрозондирования в дельте р. Чулышман свидетельствуют о 200—400-метровой мощности рыхлых отложений. С учетом того, что дельта Чулышмана занимает только начальную часть озерной котловины, можно ожидать большей мощности осадков (до 900 м).

В прибрежной зоне Телецкого озера выделяется 13 террас, которые возвышаются над озером на высоту от 60 до 250 м. Образование трех главных террас — Яйлинской, Ижонской и Белинской — В. А. Обручев (1916) и С. А. Яковлев (1916) связывают с процессами образования грабена, считая, что после возникновения провала близлежащие массы отвесных берегов соскользнули на дно озера и образовали озерные террасы. По мнению Н. Л. Бубличенко (1937), эти террасы образовались благодаря эрозионной и аккумулятивной деятельности ледника. Эти два взгляда на происхождение террас отражают две основные точки зрения на происхождение самой котловины Телецкого озера: тектоническую и ледниковую. К настоящему времени большинство исследователей Алтая пришли к заключению о тектонической природе озерной котловины, но пока единого мнения

по вопросу о механизме и времени ее образования нет. Л. А. Рагозин (1958), А. М. Малолетко (1987), поддерживая в целом тектоническую природу котловины, обращают особое внимание на влияние эрозионных и аккумулятивных процессов в ее формировании. П. Н. Бондаренко (1967) на основании моделирования рифтовых структур приходит к выводу о рифтовой природе котловины Телецкого озера.

Изучение истории Телецкого озера затруднено в связи с редкой встречаемостью рыхлых осадков и слабой их изученностью. Предполагают, что в конце плиоцена на месте современного озера существовал обширный водоем с весьма спокойными условиями осадконакопления, в котором отлагались слоистые алевриты и тонкие пески основания Белинской террасы, а в прибрежных низменных районах произрастали елово-пихтовые леса (Разрез..., 1978).

В начале плейстоцена происходит активизация тектонических движений и образование системы разломов грабена Телецкого озера; при этом началось формирование современной котловины и очертаний самого озера, но они были далеки от современных.

Главной проблемой в истории развития Телецкого озера остается роль ледников. Авторы монографии «Разрез новейших отложений Алтая» (1978) выделяют в верхней толще Белинской террасы ледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения. Г. Я. Барышников (1992) отрицает заполнение Телецкой котловины среднеплейстоценовыми ледниками. Позднеплейстоценовое похолодание, вызвавшее последнее оледенение, привело, по его мнению, к заполнению северной оконечности озера ледниками с хр. Корбу. В южной части оконечности котловины возникал ледниково-подпрудный водоем, уровень которого был на 420 м выше современного уреза озера. Деградации оледенения привела к понижению уровня, что нашло отражение в образовании озерных террас.

Однако есть одно существенное возражение последней точке зрения, согласно которому позднеплейстоценовые ледники в хребтах Алтая не опускались ниже 1000—1200 м (Ивановский, 1967; Окишев, 1982, и др.). В рассматриваемом случае ледник должен был опускаться до высоты 420—430 м.

Озеро Маркакуль (Маркаколь)

Озеро Маркакуль — самое крупное по своим размерам озеро на Алтае. Оно расположено в его юго-западной части (казахстанской) на высоте 1449 м. Озеро имеет площадь зеркала, равную 445 км², при длине 38 км, ширине 19 км и максимальной глубине 27 м.

Озеро располагается в древней тектонической впадине между хребтами Азутау на юге и Курчумским — на севере. Озерная котловина имеет овальную форму, сужающуюся к востоку. Само озеро расположено в центре котловины. Северная и восточная части его мелководны, резких перепадов в глубинах не наблюдается. У южного берега, наоборот, глубины изменяются скачкообразно. Именно здесь

наблюдаются максимальные глубины (27 м). Дно озера представляет собой волнистую равнину (Природные условия..., 1978).

Происхождение озерной котловины связано с тем, что вдоль юго-западного побережья нынешнего озера проходит Маркакульская зона смятия, по которой в альпийское время произошло, с одной стороны, поднятие хр. Азутау, а с другой стороны — опускание площади, расположенной к северу. На месте этой опущенной площади и образовалось озеро. В. П. Нехорошев (1966) считает, что Маркакуль образовался в межледниковую эпоху под воздействием экзогенных факторов. Берега современного озера заняты озерно-аллювиальной равниной, слабонаклонной к поверхности озера и возникшей в средне-верхнечетвертичное время (Селиверстов, 1960).

К отложениям этого времени относятся нерасчлененные озерные и озерно-аллювиальные образования побережья Маркакуля и нижнего течения р. Тополевки. Их видимая мощность 10 м. Однако сколько-нибудь заметных террас, свидетельствующих о более высоком состоянии уровня озера, не обнаружено.

Последний позднеплейстоценово-голоценовый этап развития котловины связан с возникновением небольших ледников в Курчумском хребте и хр. Азутау. Оледенение последнего характеризовалось распространением небольших ледниковых шапок на поверхности выравнивания. Эти ледники не выходили за пределы верхней части хребта и не спускались на его склоны.

В северной части котловины Каркакуля следы деятельности ледников встречаются с высоты 1720 м (Геоэкология..., 1992). Последнее оледенение не оказало существенного влияния на динамику уровня озера.

Озеро Джулукуль

Озеро Джулукуль расположено на Чулышманском плато на высоте 2200 м над у. м. Из него берет начало р. Чулышман. Площадь озера 33.12 км², длина 11 км, ширина 4 км, максимальная глубина 7 м.

Джулукульская котловина, в которой лежит озеро, представляет собой высоко приподнятый участок (до 2000—2500 м) реликтового (плиоценового) рельефа, обрамленный с северо-востока и юга молодыми Шапшальским хребтом и массивом Монгун-Тайга, образование которых в значительной мере обязано сбросовым явлениям. Северная часть хр. Чихачева и Чулышманский массив (водораздел Чулышмана и Богаяша), ограничивающий котловину с запада, имеют, по мнению Н. А. Ефимцева (1961), останцовый характер и являются элементами реликтового рельефа. Образование Джулукульской котловины связано в основном с интенсивными тектоническими движениями начала эоплейстоцена, «когда хребты Шапшальский, Цаган-Шибету и массив Монгун-Тайга были высоко приподняты, хотя заложение котловины, вероятно, произошло раньше» (Ефимцев, 1961, с. 126).

В плейстоцене котловина заполнялась ледниками, сливавшимися в Джулукульский ледоем (Девяткин и др., 1963; Окишев, 1982).

Мощность льда в центральных частях ледоёма достигала 400 м. Деградация его приводила к возникновению озерного режима в центральной части котловины. Вполне возможно, что озера начинали появляться еще на поверхности ледникового покрова на заключительных этапах его существования. В целом вся Джулукульская котловина благоприятна для образования озер в связи с небольшим уклоном и слабой расчлененностью рельефа. Здесь имеется большое число маленьких озер, расположенных в понижениях моренного и водно-ледникового рельефа. Кроме того, в котловине сохранились не только современные озера, но и следы их бывшего присутствия. Такие озера и их озерно-ледниковые отложения развиты в районе выхода р. Богаяш в Джулукульскую котловину.

Озера Катунского хребта Центрального Алтая

Впервые эти озера обследованы экспедицией ГГИ под руководством С. Г. Лепневой (1925—1934 гг.) при участии А. О. Алекина (1935). Последний выделял среди озер этого хребта две группы: мелкие олиготрофные каровые озера, лежащие на больших высотах в пределах горной тундры, и моренно-подпрудные олиготрофные озера больших размеров. Они расположены, как правило, в лесном поясе.

Позднее В. С. Ревякин и В. И. Булатов (1971) выделили среди моренно-подпрудных озер еще два типа (по видам запруд): конечно-моренные и запруженные береговыми валами. Кроме этого, в Катунском хребте можно выделить еще один тип озер — термокарстовые. Эти озера занимают межморенные понижения, часто имеют смешанное происхождение.

Всего в Катунском хребте насчитывается более 400 озер. Наиболее крупными из них являются Кочурлинское, Аккемское, Среднее и Нижнее Мультинские озера и оз. Тайменье.

В долине р. Кочурла насчитывается 43 озера, большая часть которых сосредоточена в верховьях рек левых притоков. Это преимущественно моренные, каровые и ригельные озера.

Практически весь бассейн реки, за исключением нижнего участка, подвергался воздействию позднеплейстоценового оледенения. Ледники боковых долин р. Кочурлы во время максимальных стадий, выходя в главную долину, образовывали ледниково-подпрудные приледниковые бассейны. Одна из стадийных морен долинного ледника в главной долине образовала Большое и Малое Кочурлинские озера. Они расположены на высоте 1786 и 1760 м соответственно (рис. 74). Оба озера имеют ледниковое происхождение и подпружены мощным конечно-моренным комплексом, основание которого лежит на высоте 1630—1640 м. К. Г. Тюменцев (1936) отмечал наибольшую продолжительность этой стадии оледенения и выделил две подстадии, маркированные двумя моренами, одна из которых отделяет верхнее озеро от нижнего. Верхний, отделяющий Большое озеро от Малого, лежит в левой части долины и является частью конечно-моренного комплекса левого бокового притока, высота его подножья 1760 м.

Сама плотина озер представляет собой мощную морену, прорезанную в левой части рекой; ниже ее истока из оз. Малого левый берег

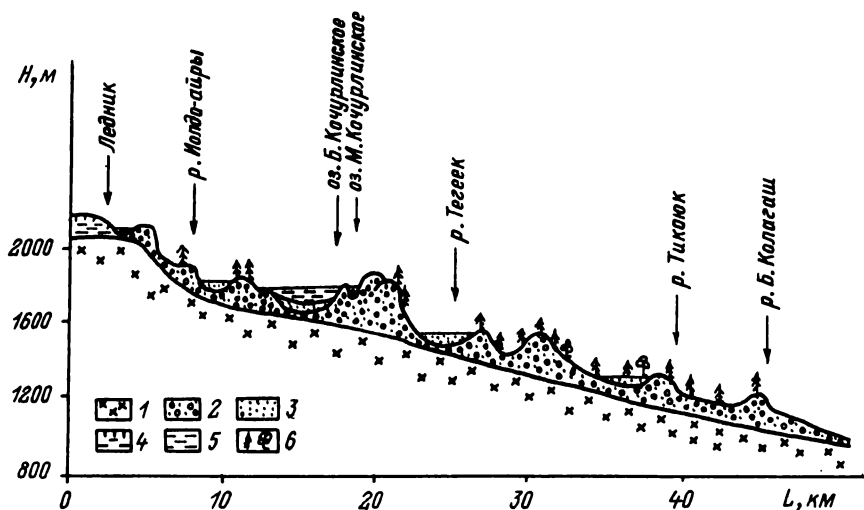


Рис. 74. Продольный профиль озерной системы долины р. Кочурлы.

1 — коренные породы ложа долины; 2 — морены и флювиогляциальные отложения; 3 — аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения; 4 — ледник; 5 — озеро; 6 — растительность.

представлен коренным склоном долины. Основная часть моренного комплекса располагается на правом берегу. Весь комплекс плотины отличается необычными размерами. Высота морены над уровнем Большого Кочурлинского озера около 100 м, а превышение над подножием — 200—220 м. Плотина-морена состоит из двух валов. Наиболее молодой из них является наиболее мощным за счет напользания на более древний вал. Ледник во время этих двух стадий имел приблизительно одинаковые размеры. Высота подножия древнего комплекса морены 1640 м, более молодого 1720 м (Михайлов, Севастьянов, 1994).

Выше Большого Кочурлинского озера располагается Верхнее озеро, имеющее небольшие размеры и глубину около 2 м. Оно лежит на высоте 1795 м. Почти сразу за ним, на высоте 1820—1830 м фиксируется еще одно озеровидное расширение, которое в период сезонного максимального таяния льдов и снега превращается в озерный разлив. Здесь недавно располагалось озеро, имевшее глубину около 6—9 м и длину около 2 км. Днище этой озерной котловины сложено в основном песчано-галечными осадками, а в прибортовых частях — болотными. Северная часть котловины по-прежнему представляет разлив р. Кочурлы, а южная занята зандром. Причиной возникновения в недавнем прошлом озерного бассейна является стадийный конечно-моренный комплекс Кочурлинского ледника, хорошо сохранившийся на высоте 1810—1820 м. Река разрушила центральную часть морены, и озеро было спущено.

На дистальном склоне левой части конечно-моренного комплекса хорошо сохранились озерные осадки древнего озера, возвышающиеся над современным уровнем реки на 5 м и вскрытые разрезом, представленным на рис. 75. Состав и строение озерных осадков характеризуют

историю развития водоема в позднем голоцене. В верхней части озерных отложений на глубине 1.4—1.6 м от поверхности обнаружен ствол дерева, лежащий почти горизонтально. Возраст образца древесины, полученный радиоуглеродным методом, составил 990 ± 40 лет (ЛУ-2191). В нижней части разреза на глубине 4.2—4.4 м был отобран прослой органических остатков озерного происхождения, возраст которого оказался равным 2300 ± 220 лет (ЛУ-2192). На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 75) палинологом Г. М. Черновой выделено четыре зоны.

Первая зона фиксируется на глубине 4.0—5.0 м и характеризуется абсолютным господством споровых растений (64—78 %), среди которых значительное место занимают споры папоротников (19—23 %), плаунов (31—43 %), сфагнума (19—15 %) и гроздовника (до 16 %). Пыльца древесных пород и трав встречается единично. Среди древесных отмечена пыльца сосны обыкновенной, кедра, ели и березы; травянистые растения представлены пылью полыней, маревых, эфедры и злаков. В средней части рассмотренного интервала, на глубине 4.6 м, отмечается резкое увеличение содержания пыльцы древесных (до 77 %) за счет появления большого количества пыльцы кедра (60 %), а также пыльцы лиственницы и пихты (соответственно 12 и 7 %).

В целом спорово-пыльцевые спектры первой палинозоны отражают развитие растительности в условиях холодного, скорее всего приледникового, климата. В этот период, около 2.0—2.5 тыс. л. н., ледник долины р. Кочурлы доходил до слияния рр. Мушту-Айры и Кони-Айры (абс. в. 1840 м), возможно, спускаясь к самому озеру. Изменения в составе споровых растений свидетельствуют о колебаниях климатических условий: в начале рассматриваемого периода климат был более влажным, что способствовало господству сфагновых мхов; затем, после кратковременного потепления климат становится суше, что приводит к сокращению площадей, занятых заболоченными сфагновыми участками, развитию папоротников и остепненных субальпийских лугов.

Вторая палинозона выделяется с глубины 3.2—2.8 м. Она характеризуется резким увеличением содержания пыльцы древесных: пыльца кедра составляет в спектрах до 82 %, около 5 % — пыльца ели и пихты, т. е. восстанавливаются условия, благоприятные для развития лесной растительности в средневысотном поясе гор. Территория вблизи моренно-запрудного озера была занята субальпийскими лугами, по щебнистым склонам распространялись заросли эфедры. Данный комплекс иллюстрирует следующий этап в эволюции приледниковой растительности в условиях деградации оледенения.

Третья палинозона выделена выше по разрезу, на глубине 2.8—1.6 м. Эта зона характеризуется господством пыльцы древесных пород (70—78 %), в составе которой преобладает пыльца сосны обыкновенной (более 50 %), много пыльцы кедра (до 40 %), увеличивается процентное содержание пихты (до 15 %), появляется пыльца лиственницы (3—5 %). Среди травянистых доминирует пыльца полыней, много маревых (10—17 %), пыльца злаковых, осоковых и лютиковых — в пределах 10—15 %. При этом резко сокращается участие пыльцы эфедры, астровых, исчезают споры.

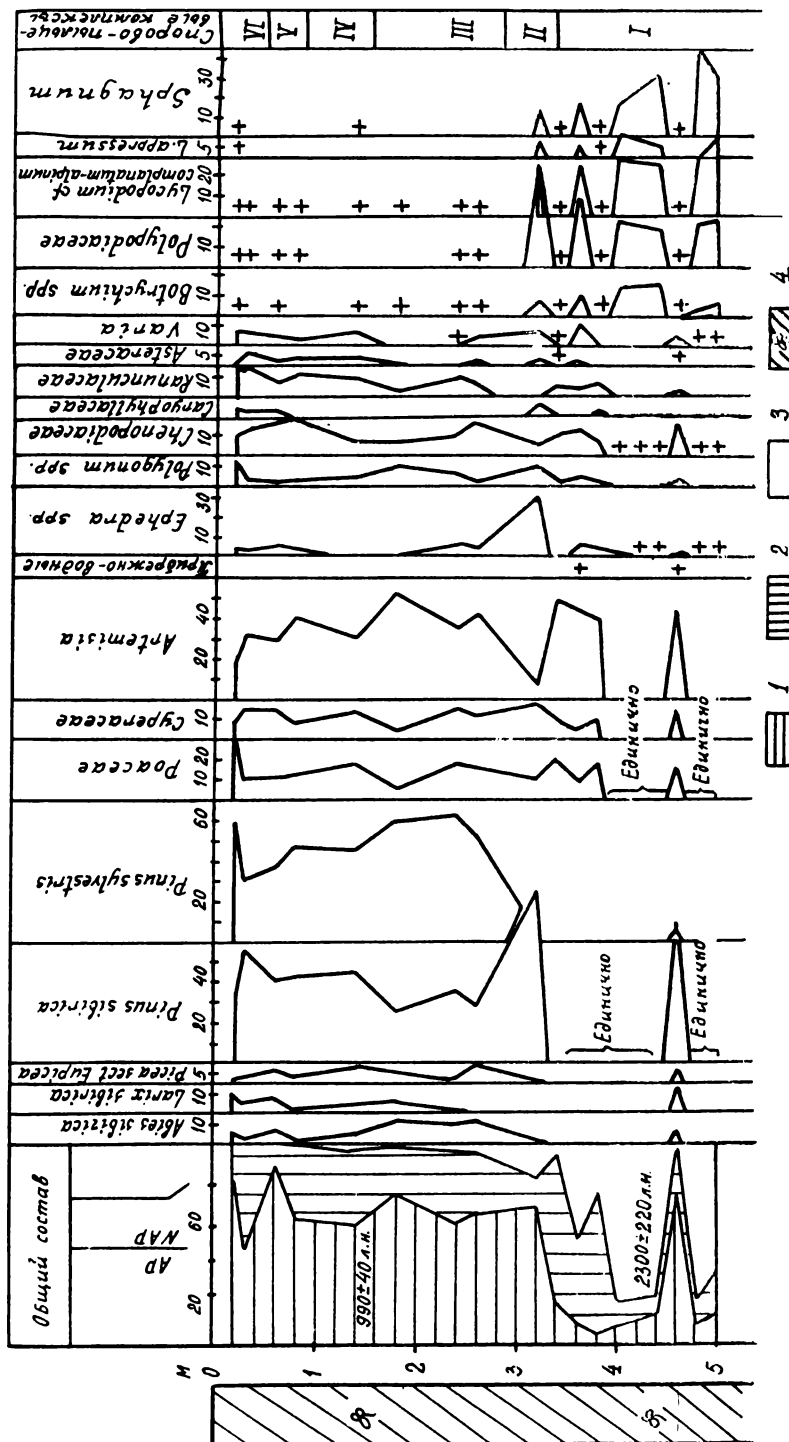


Рис. 75. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерных отложений в долине р. Кочурлы (абс. выс. 1820 м).

1 — пыльца деревьев и кустарников; 2 — пыльца трав и кустарничков; 3 — споры; 4 — озерный суглинок с растительными остатками и датировки по ^{14}C .

Преобладающее содержание пыльцы древесных пород в спектрах этого комплекса свидетельствует о подъеме верхней границы леса и формировании лесного пояса в данном районе, что сказалось на увеличении накопления пыльцы древесных в озерных суглинках. Отступление Кочурлинского ледника и увеличение ледникового стока способствовало повышению уровня озера и накоплению более тонкозернистых озерных осадков, чем в лежащих ниже слоях. Значительное участие в спектрах пыльцы сосны обыкновенной и кедра является характерной чертой спорово-пыльцевых комплексов редкостойных лесов и остепненных редколесий. Очевидно, на данном этапе на склонах вблизи озера были распространены разреженные сосново-кедровые, лиственнично-кедровые леса и редколесья с остепненным травянистым покровом, а по долинам рек вверх начала продвигаться ель.

Четвертая палинозона, выделенная на глубине 1.6—0.7 м, представлена спектрами образцов, фиксирующими сокращение доли древесных пород (до 60 %) в общем составе. Падает процент участия в спектрах пихты, лиственницы и ели, появляется пыльца березы круглолистной, увеличивается количество заносной пыльцы. На этом этапе, по-видимому, в бассейне озера преобладали лиственнично-кедровые редколесья с березой круглолистной. Нижняя граница анализируемого комплекса имеет радиоуглеродную датировку 990 ± 40 лет (ЛУ-2191).

Пятая палинозона выделена в верхней части разреза. Спорово-пыльцевой комплекс с глубины 0.6 м характеризуется значительным увеличением содержания пыльцы древесных (до 88 %), некоторым увеличением пыльцы ели, лиственницы и пихты. Среди трав доминирует мезофильное разнотравье, по составу близкое к современному.

Таким образом, результаты палинологического анализа дают возможность проследить развитие природных условий за период формирования отложений, вскрытых в разрезе донных осадков древнего приледникового озера в долине р. Кочурлы. Озеро появилось как приледниковое, моренно-запрудное, после отступления Кочурлинского ледника от морены, отложенной на высоте 1810—1820 м, вероятно, около 3500—4000 л. н. Растительность приледниковой зоны в то время характеризовалась господством сфагновых мхов, соответствующих влажному и холодному климату. Затем происходит развитие растительности субальпийских лугов, проникновение растительности среднего яруса гор, представленной кедром, лиственницей, пихтой при резком сокращении площадей сфагновых заболоченных участков, расширяются заросли папоротников и субальпийские луга. В течение последних 2 тыс. лет в исследованном районе устанавливается растительность лесостепного пояса, получают развитие сосново-кедровые, а позднее лиственнично-кедровые леса с примесью пихты и остепненные луга. Еловые леса встречаются только по долинам рек.

Исчезновение озера, по нашим расчетам, произошло около 100—150 л. н. в результате вреза реки в подпруживающую озеро моренную запруду и спуска озерных вод в Бол. Кочурлинское озеро. Полученные радиоуглеродные датировки позволили оценить среднюю скорость седиментации в озере. Она составляла 1.8 мм/год в период

от 2.5 до 1 тыс. л. н. В последнее тысячелетие скорость озерного осадконакопления сократилась до 1.6 мм/год, что согласуется с величинами скоростей накопления осадков в горных озерах в позднем голоцене. Е. В. Максимов (1972а) определяет скорость седиментации в оз. Яшинкуль на Памиро-Алае в 1.9 мм/год. Д. В. Севастьянов (1983, 1986а) отмечает, что в горных озерах Тянь-Шаня этот параметр в течение голоцена имел тенденцию к сокращению от 2.6 до 0.5 мм/год в связи со значительным уменьшением размеров ледников и сокращением количества взвешенных наносов в ледниковом стоке.

Мощность вскрытой толщи осадков рассматриваемого озера — более 5.5 м; это дает основание уверенно считать, что озеро существовало уже 3.5—4.0 тыс. л. н. как приледниковое, моренно-запрудное, имевшее глубину более 15 м.

В другом крупном речном бассейне северного склона Катунского хребта — бассейне р. Мульты — насчитывается 42 озера. Среди них выделяются Верхнее, Среднее и Нижнее Мульти́нские озера. Верхнее озеро расположено в цирке северо-западной экспозиции, образовавшемся у гребня одного из отрогов главного хребта на высоте 1860 м. С северной стороны оно подпружено плотиной моренного происхождения. Для озерной котловины характерно значительное углубление верхней (южной) части, достигающей здесь максимальной глубины 47 м. Северная часть более пологая и неглубокая (10 м).

Среднее Мульти́нское озеро находится в 5—6 км севернее Верхнего на высоте 1634 м, а в 150 м от него на высоте 1627 м располагается Нижнее озеро. Оба озера возникли в результате образования моренной подпруды. Нижнее озеро образовано мощной мореной, сформированной во время начала голоценовой деградации ледников. Этот моренный комплекс образован тремя сливавшимися ледниками, спускавшимися по рр. Мульта, Проездная Мульта и Крепкая. Среднее Мульти́нское озеро также подпирается моренной плотиной. Конечно-моренный вал хорошо сохранился в правой части. На поверхности левой части плотины отмечены крупные угловатые глыбы, которые свидетельствуют об обвальном происхождении части плотины. В тыловой ее части прослеживаются следы более высокого стояния вод озера, превышающего современный на 2 м. Здесь видна озерная терраса, сложенная сверху мелкой окатанной галькой, а ниже — озерными песками и суглинками.

Аккемские озера также имеют ледниковое происхождение. Самое большое из них Нижнее Аккемское озеро имеет длину 1350 м, ширину 610 м, площадь зеркала 1 км² и глубину 15 м. Оно лежит на высоте 2050 м и образовано одной из молодых стадийных морен. Верхнее Аккемское озеро, имеющее небольшие размеры, находится вблизи языка Аккемского ледника и образовано наиболее молодой голоценовой мореной.

Единственное крупное озеро южного склона Катунского хребта — Тайменье располагается обособленно. Оно относится к моренно-запрудным и образовалось во время одной из наиболее ранних стадий распада последнего оледенения. Озеро лежит в 8—10 км от осевого гребня Катунского хребта на высоте 1570 м. Длина его 5420 м, ширина 1080 м, площадь зеркала 3.8 км², максимальная глубина около 40 м.

Другие озера Катунского хребта, как правило, имеют очень не-

большие размеры и сосредотачиваются в бассейне р. Кураган (70 озер), где они приурочены к верхним частям долин и являются либо моренно-подпрудными, либо ригельно-тектоническими; в бассейне р. Коксу (южный склон) — 55 озер. Иногда встречаются небольшие приледниковые озера, находящиеся внутри современных конечных морен, например озера у ледника Братьев Троновых (Муштуайры). Такое же озеро существовало еще недавно внутри современной морены Большого Берельского ледника (Михайлов, 1987).

Крупные озера (Кочурлинское, Тайменье, Мультигинские) располагаются на более низких гипсометрических уровнях и имеют больший возраст и устойчивость.

Озера Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов Центрального Алтая

Чуйские хребты являются одним из крупных центров оледенения Алтая, поэтому с ними связано существование значительного количества озер. В Северо-Чуйском хребте насчитывается 220 озер (108 — на северном склоне, 112 — на южном). В Южно-Чуйском хребте 197 озер (из них 96 — на северном склоне, 101 — на южном).

Наиболее крупными озерами являются Акколь (в бассейне р. Чаган), Маашей (р. Машаюл), Шавлинское. Большинство озер этого района представляют небольшие моренно-подпрудные и каровые водоемы, площадь которых не превышает 1 км². Многие из них сосредоточены в верхних частях долин и появились во время последних стадий деградации позднеплейстоценового оледенения. В Северо-Чуйском хребте озера распространены в интервале высот 1600—3050 м. На северном склоне хребта их количество на высоте 2100—2200 м максимально (около 40 % озер северного склона). На южном склоне такого четкого максимума не отмечается. В целом наиболее известные озера располагаются в долине р. Шавла, дренирующей северные и северо-западные склоны Северо-Чуйского хребта. Это преимущественно моренно-подпрудные водоемы. Так, Верхнее Шавлинское озеро располагается у одноименного ледника на высоте 2170 м. Озеро подпружено современной конечной мореной. Ниже него на высоте 1890 м располагается Нижнее Шавлинское озеро, имеющее длину 800 м, ширину — до 500—600 м. Здесь отмечаются обширные отмели, поросшие осокой. Это озеро также имеет моренно-подпрудное происхождение.

В бассейне р. Шавла отмечено много небольших озер. Особенно выделяются правые притоки, где в верховьях образованы выровненные поверхности на высотах 2000—2200 м. Почти все эти плоские поверхности заболочены и характеризуются системами взаимосвязанных озер термокарстового происхождения (долины рр. Ештыкол, Баксара). В верховьях левых притоков р. Шавлы распространены каровые озера.

К востоку от верховий р. Шавлы располагается долина р. Маашей, где лежит одноименное озеро. Оно находится в 6—7 км от ледников

на высоте 1984 м, имеет длину 1.5 км и ширину 0.4 км. В 1960 г. глубина озера достигала в некоторых местах 3—3.5 м, но, как отмечал Л. Н. Ивановский (1961), оно постепенно мелеет, заполняясь аллювиальными осадками. Причиной возникновения озера в этой части долины является группа моренных гряд, одна из которых подпирает озеро. У правого борта данный моренный комплекс раньше прорезала р. Маашей, однако в результате обвала в этом районе сток реки был перекрыт и возникло озеро. О недавнем времени его образования свидетельствует затопленный стоячий лес в озерной котловине, представленный сухими лиственницами. Ранее, в 1930 г., В. В. Тронова и М. В. Тронов отмечали, что уровень озера поднялся на несколько метров со времени его последнего посещения. До этого озера почти не существовало, была залита водой лишь площадка перед мореной. Проводник экспедиции М. В. Тронова В. Кумашев отмечал, что лет 40 тому назад никакого озера в верховьях р. Маашей не было (1949). В путешествиях В. В. Сапожникова (1949) 1898 г. об озере не упоминается. Л. Н. Ивановский (1961) сообщал, что в начале 60-х годов уровень озера был более или менее постоянен. По устному сообщению Н. И. Быкова в 1991 г., котловина озера была практически сухой. Таким образом, оз. Маашей — очень молодое и недолговечное образование.

К северо-востоку от оз. Маашей, вблизи долины р. Чуи располагается небольшая заболоченная котловина, называемая Ештыкель, где лежит несколько мелких озер. Одно из них оз. Джангысколь. Оно находится на высоте 1670 м, имеет овальную форму и наибольшую длину около 1400 м. Озеро образовалось в результате термокарстовых процессов в озерных отложениях более древнего приледникового водоема. Его озерные осадки сохранились на южной периферии озерной котловины и имеют мощность 3—3 м. Их поверхность расчленена мелкими формами термокарста. Уже на глубине 1—1.5 м осадки скованы вечной мерзлотой, а в основании залегают линзы инъекционных льдов (Окишев, 1982; Михайлов и др., 1989). П. А. Окишев пишет, что «озерные осадки лежат на грубообломочной морене, свидетельствующей о распространении сюда прежде краевой части ледникового языка Корумду» (1982, с. 127).

Подпруда озера в настоящее время в долине р. Корумду отсутствует, поэтому П. А. Окишев предполагает, что причиной образования и существования озера был лед, заполнявший долину р. Корумду ниже устья Ештыкеля. Максимальный возраст озерных осадков, изученных В. А. Панычевым, охарактеризован датой $10\,960 \pm 550$ лет (СОАН-1665). Однако озерный режим в восточной части котловины сохранялся до 7 тыс. л. н. (Михайлов и др., 1989). Но и позднее озеро имело большие размеры, чем в настоящее время. Поэтому кроме ледниковой плотины на ранних этапах существования озера должна была существовать и моренная подпруда в виде боковой морены, позднее, очевидно, разрушенная.

Озера Южно-Чуйского хребта на северном склоне сосредоточены в основном в бассейнах р. Чаган (21 озеро), Елангаш (35 озер), Кокузек (16 озер). На южном склоне озера располагаются в долинах

рр. Карасу (13), Бара (22), Тюнь (12), Тархара (20). Озера в этом хребте расположены в интервале высот от 2000 до 3200 м. Для северного склона характерны постепенное нарастание количества озер до высотного уровня 2700 м и затем уменьшение их числа. На южном склоне кроме абсолютного максимума распространения озер на высоте 2700—2800 м отмечаются еще два небольших максимума на высоте 2000 и 2400 м. Безусловной связи между стадияльными конечными моренами и расположением озер не намечается, хотя отдельные примеры существуют. Таковой является упомянутая выше система озер в долине р. Акколь (Михайлов, Севастьянов, 1994).

Ниже оз. Акколь в долине р. Чаган существовало еще несколько озер моренного происхождения, от которых остались плоские поверхности, сложенные светло-серыми и пепельными алевритами с прослоями глин. В нижней части долины р. Чаган и в долине р. Чаган-Узун широко известны отложения обширного водоема, занимавшего в среднем и позднем плейстоцене Чуйскую котловину.

Озера плато Укок в Юго-Восточном Алтае в большинстве своем имеют ледниковое происхождение, так как практически все плато в плейстоцене покрывалось ледниками, а в отдельные периоды здесь образовывался ледом. Многочисленные озера Укока разбросаны среди моренных валов и холмов преимущественно позднего плейстоцена в долинах рр. Акалаха, Карабулак, Кальджин, Калгуты, Муздыбулак, Аргамджи. Большинство этих озер появилось после деградации позднеплейстоценового оледенения. К ним относятся озера на левобережье рр. Акалаха, Муздыбулак, Калгуты. Это, как правило, небольшие западинные водоемы, размеры которых в диаметре не превышают 200—300 м.

Наиболее крупными озерами плато Укок являются озера Кальджинкуль-Бас, Кальджинкуль, Укок, Белое. Это моренно-подпрудные водоемы, расположенные на западе плато. Первые два озера находятся на приподнятом над долиной р. Акалаха выравненном участке плато (2400—2500 м) и соединены протокой. К западу и северу от них на водораздельном участке хребта, между долинами рр. Чиндагуй (приток р. Бухтармы) и Кальджин (приток р. Акалахи) отмечается широкий сглаженный трог, который был занят ледниками, опускавшимися с массива с отметкой 3119 м, расположенного к северу от озера Кальджин. От верхнего участка р. Акалахи этот участок отделен береговыми моренами. Днище долины здесь лежит на высоте 2200—2250 м.

На берегах водоемов в долине р. Акалахи фиксируются толщи озерно-ледниковых отложений мощностью 11—12 м. Нижняя часть разрезов находится в мерзлом состоянии (с глубины 8.6 м). Здесь встречаются слои, насыщенные растительными остатками, что свидетельствует об изменении климата на плато Укок в голоцене то в сторону потепления, то в сторону похолодания.

В соседней с р. Акалахой к востоку от долины р. Муздыбулак находится озеро, имеющее характерную треугольную форму. Оно возникло у подножия мощной морены Акалахинского ледника. Сток р. Муздыбулак был перекрыт в результате формирования здесь ко-

нечно-моренного комплекса (максимальная стадия последнего позднеплейстоценового оледенения) одного из языков ледника массива Табын-Богдо-Ола (Аргамджи-3).

К озерам Северо-Западного и Северо-Восточного Алтая относятся — Башелацкие, Колыванское, Белое, Теньгинское, Айское, Куратинские, Кумалырские, Каракольские, Манжерок и др. Преимущественное развитие в хребтах Северного Алтая получили небольшие по размерам, но часто достаточно глубокие каровые, карово-моренные и моренные озера. Примером могут служить озера, расположенные в приводораздельной части Башелацкого хребта. Здесь зафиксировано 12 озер, имеющих глубину от 23 м (оз. Зеркальное) до 73 м (оз. Большое) и очень малые размеры (Шпилекова, 1972; Поползин, Шипунова, 1972).

Иное происхождение имеют озера, лежащие на более низких гипсометрических отметках, например оз. Тенгинское, расположенное во впадине на юго-восточных склонах Семинского хребта. Оно лежит на высоте 1106 м, длина 1650 м, ширина 1300 м. Котловина его имеет тектоническое происхождение. По мнению Н. Г. Селедцова (1963), возникновение котловины связано со сбросовыми процессами. Берега озера заболочены, особенно долина р. Теньга, вытекающей из него. Очевидно, определенную роль в подпруживании стока из Тенгинского озера играет небольшая скальная перемычка, расположенная в 1 км от истока реки и прослеживающаяся на дне долины. Глубина озера в восточной части 1—1.5 м, в западной — около 5 м. Измеренная мощность донных отложений составила 3.5 м, предполагаемая — более 6 м.

В тектонических котловинах располагаются Колыванское и Белое озера, лежащие в трюгах Колыванского хребта.

Таким образом, высотное расположение озер Алтая, их приуроченность к гляциально-нивальному, альпийскому и лесному поясу — пример формирования горных озер преимущественно в результате эрозионной и аккумулятивной деятельности ледников. Закономерности распада последнего горного оледенения и особенности современной климатической фазы обуславливают направленность процессов современного озерообразования и ход их эволюционного развития. Гляциальная геоморфология горных районов дает богатый материал для палеолимнологических реконструкций. Например, характер распространения моренных образований в трюгах и большое количество лимногляциальных отложений позволяют рассматривать эволюцию высокогорных ландшафтов с позиций ритмичности природных процессов. Так, большое число горных водоемов располагается на днищах трюговых долин в виде «цепочек», связанных между собой протоками. Существование подобных «цепочек» моренно-запрудных озер в трюгах Алтая обусловлено хорошо выраженной здесь стадийностью распада последнего оледенения. Стадийные конечные морены, перегородившие трюги, являются естественными плотинами, подпруживающими сток рек, берущих начало с ледников. Л. А. Варданянц (1938), исследуя особенности отступления последнего оледенения в горах Алтая, присвоил конечным моренам, залегающим в трюгах, местные

**Стадиальные конечные морены эпохи последнего горного оледенения
Алтая**
(по: Л. А. Варданянц, 1938; П. А. Окишев, 1982)

Номер морены от ледника	Название морены	Хронология стадий распада оледене- ния (по А.В. Шнитникову, 1957)
1	XVII—XIX вв.	100—300 л. н.
2	Историческая	Около начала н. э.
3	Аккемская	Около 1900 л. до н. э.
4	Кочурлинская	3700—3900 л. до н. э.
5	Мультинская	5600—5800 л. до н. э.
6	Огневская	7400—7600 л. до н. э.
7	Первая	9200—9400 л. до н. э.
8	Вюрм	11 000—11 300 л. до н. э.

названия (табл. 19), которые закрепились в последующих публикациях и используются многими авторами — исследователями Алтая (Попов, 1967; Лунгерсгаузен, Раковец, 1968; Ивановский, 1967, 1981; Окишев, 1982, и др.). Зная высотное положение моренно-запрудного озера, можно определить относительный возраст формирования данного водоема в горной долине, а в ряде случаев и его абсолютный возраст (Севастьянов, 1980; Максимов, 1992).

Хорошим примером связи стадиальных морен и озер является долина р. Акколь (левый приток р. Чаган). В верховьях долины располагается крупный Софийский ледник, современная морена которого представляет систему внутривековых моренных валов, отражающих последнюю крупную стадиальную подвижку ледников. Наиболее древняя морена этой стадии представляет собой вал высотой 30—40 м, перегораживающий долину на высоте 2675 м. Между языком ледника и этой мореной лежит небольшое приледниковое озеро.

Ниже современной морены фиксируется серия стадиальных конечных морен (Окишев, 1982); одна из них в долине р. Акколь является плотиной оз. Аккуль, расположенного на высоте 2370 м и имеющего длину 1600 м, ширину около 400 м. Его подпруживает поперечная гряда «курчавых» скал и конечно-моренный вал высотой до 10 м. Озеро Аккуль является реликтом более древнего и обширного приледникового водоема, отложения которого прослеживаются выше озерной плотины на обеих сторонах долины, заходя на 5—7 км выше по течению и поднимаясь на 30 м над современным уровнем озера (Свиточ и др., 1972).

Из этих осадков с глубины 2 м была получена радиоуглеродная датировка 3200 ± 600 лет (МГУ-ИГАН-137). Накопление озерно-ледниковых осадков здесь продолжалось около 1500 лет, а началось их отложение около 5 тыс. л. н., когда территория, где формировался водный бассейн, была освобождена ото льда. По мнению П. А. Окишева (1982), время формирования морены-плотины 5,6—5,7 тыс. л. н., что совпадает с представлениями А. В. Шнитникова (1957) и Е. В. Макси-

мова (1972) об одной из голоценовых стадий наступания ледников в горах северного полушария. Если учесть скорости осадконакопления, известные для озер подобного типа, то осадки выше датированного слоя накапливались около 1000 лет и озеро было спущено до современного его состояния около 2 тыс. л. н.

Итак, подавляющее число озер горных хребтов Алтая имеет ледниковое происхождение. Их эволюционное развитие связано с динамикой ледников в позднем плейстоцене и голоцене. Это преимущественно каровые и моренно-подпрудные водоемы. В районах отложения крупных древних подпрудных озер, характеризующихся развитием многолетней мерзлоты, распространены термокарстовые озера. Реже встречаются котловинно-тектонические озера, которые отличаются большими размерами (Телецкое, Джулукуль, Маркаколь, Колыванское) и завальные (Чейбекколь). Последний тип вообще не характерен для Алтая и встречается очень редко, что связано с особенностями рельефа, характером вертикальных неотектонических движений и относительно спокойной сейсмической структурой горной страны.

Большая часть горных озер Алтая в настоящее время находится в периоде юности: накопление вещества, заиление, зарастание их проходят начальную стадию. Лишь некоторые перешли в стадию зрелости или даже старения (Колыванское, Манжерок, отдельные озера высокогорий). Они зарастают и заносятся ледниковыми осадками.

Часть моренно-подпрудных озер, заносимых ледниковыми наносами, исчезают. Кое-где встречаются следы катастрофических прорывов озер, хотя в более отдаленном прошлом, при более значительном развитии ледников, такие прорывы происходили весьма часто, на что указывают многочисленные следы древних ледниковых селей (Ивановский, 1981).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ¹

Рассмотренные в книге особенности истории развития озерных районов на обширной территории северной части Азии представляют все многообразие генетических типов водоемов и озерного седиментогенеза в процессе эволюции. Предпринятое сопоставление большого объема материала, различающегося по характеру и манере изложения, представляло известные трудности, но первая попытка свести воедино и обобщить данные по истории озер такого огромного и сложного региона позволила выявить некоторые общие закономерности лимногенеза в гумидных, аридных и горных районах Азии.

Происхождение и последующая эволюция озер обусловлены сложным сочетанием зонально-географических и аazonальных факторов, абиотических и биотических компонентов, на которые в текущем столетии накладывается все более ошутимое антропогенное влияние, приводящее в ряде случаев к существенным изменениям и нарушениям естественного хода эволюции озер. В общих чертах происхождение любого озера является функцией рельефа и климата. Для возникновения и развития озера как в гумидных, так и аридных условиях необходимо наличие отрицательной формы рельефа — озерной котловины — и достаточной климатической увлажненности, обеспечивающей наполнение этой впадины водой. Дальнейшая эволюция озер, особенности истории озерных экосистем отражаются в характере накопления озерных осадков, фиксируются в составе и строении донных отложений, которые могут рассматриваться как «память» озерных геосистем.

История развития озер существенно различается в зависимости от ландшафтных условий. Гумидные области несут следы позднеплейстоценового оледенения, которое обусловило возникновение многочисленных озер и определило специфику озерного осадконакопления и весь ход эволюции водоемов. Таковы озера Таймыра, Путорана, некоторые озера таежной зоны Сибири.

Другой характер имеет история озер современной криолитозоны.

¹ Д. В. Севастьянов.

Например, обширные озерные районы Центральной Якутии и Северо-Востока Сибири представлены в основном термокарстовыми водоемами, развивающимися в условиях многолетнемерзлых грунтов. Деградация многолетней мерзлоты, вытаивание погребенных жильных и инъекционных льдов, происходившие на протяжении голоцена и активизирующиеся в настоящее время, приводят к формированию характерного для криолитозоны котловинно-озерного рельефа, распространенного на огромных по площади территориях и сохраняющего информацию об истории развития и исчезновения озер.

История развития озер Прибайкалья и Забайкалья может рассматриваться как отражение эволюции самого Байкала, от которого эти водоемы обособились в результате тектонических и водноэрозионных процессов.

Возникновение и эволюция озер Нижнего Приамурья, как и пойменных озер великих рек Сибири, были обусловлены проявлением эрозионно-аккумулятивных процессов, что отразилось в составе и строении их донных отложений. В целом седиментогенез в озерах гумидной зоны характеризуется преимущественным накоплением либо кластогенных, либо органогенных веществ, слагающих органо-минеральные озерные осадки.

Водоемы семиаридной и аридной зон имеют существенно иную историю развития. Возникновение и развитие их происходило в условиях неустойчивого или недостаточного увлажнения, что наложило отпечаток на весь ход эволюции озерных геосистем в голоцене. Их отличает значительная изменчивость размеров, глубин и состава донных отложений во времени. Периодически сточные, пресноводные и солоноводные озера лесостепной и степной зон к югу сменяются преимущественно бессточными солеными озерами. Увеличение количества бессточных озер в аридной зоне сопровождается сменой характера седиментационных процессов, увеличением роли хемогенных веществ в донных осадках как отражение аридности.

Особый характер имеет история горных озер Азии. В зависимости от высоты положения озер их развитие протекает в аридных, семиаридных, гумидных или нивальных условиях. Донные отложения горных озер имеют наиболее разнообразный состав и строение и содержат богатую информацию о развитии окружающих ландшафтов от приледниковых нивальных до аридных степных и полупустынных. В высокогорных озерах преобладает накопление преимущественно минеральных, кластогенных осадков, в условиях среднегорья начинает превалировать осаждение органо-минеральных илов, а в аридных условиях низкогорья и в наиболее засушливых внутригорных котловинах, например на Восточном Памире и во Внутреннем Тянь-Шане, значительно возрастает накопление хемогенных веществ в донных отложениях озер. Изменение природных условий в послеледниковое время наиболее контрастно отразилось на ходе развития горных озер. Колебание тепло- и влагообеспеченности климата, изменчивость ледникового стока, геохимических условий, растительных ассоциаций на территориях водосборов озер зафиксированы в смене состава и строения озерных отложений, в общей направленности седиментационных процессов в озерах.

Обобщая материалы по изучению истории озер северной части Азии, можно отметить, что для озер, расположенных в различных широтно-зональных и высотно-поясных условиях, можно выделить следующие основные типы осадконакопления озерных геосистем, наиболее характерных для обширной территории: кластический, биогенный и галинный.

Кластический тип эволюции свойствен проточным озерам, развивающимся в арктических, полярных и высокогорных условиях. Он отличается преобладанием накопления в озерных котловинах минеральных веществ в виде обломочного (кластогенного) материала, в избытке образующегося в условиях нивального, гумидного и семигумидного климата, интенсивно протекающих процессов физического (морозного) выветривания и водно-ледниковой эрозии. В озерных котловинах накапливается преимущественно аллохтонное вещество, зольность озерных отложений достигает 95—99 %. Большинство озер исчезает на стадии олиготрофии вследствие заполнения их котловин кластогенным материалом или понижения порога стока водоемов в результате водно-эрозионной деятельности потоков. Данный тип эволюции характерен для молодых ландшафтов, относительно недавно освободившихся от господства холода, снега и льда.

Биогенный тип эволюции характерен для умеренного климатического пояса, зон лесотундры, тайги, лесостепи, среднегорных и низкогорных ландшафтов. Он отличается значительным или преимущественным накоплением органического вещества автохтонного происхождения в донных отложениях озер. Этот тип эволюции наблюдается в условиях гумидного, семиаридного и семигумидного климата, при достаточном увлажнении и теплообеспеченности ландшафтов водосбора. При этом накопление минеральных веществ становится подчиненным, озера могут достигать мезотрофной и эвтрофной стадии развития, зольность озерных отложений составляет 50—95 %. В ходе эволюционного развития озера проходят полный цикл развития и могут достигать гиперэвтрофной и дистрофной стадий зрелости. Их отмирание и исчезновение происходит вследствие прекращения поверхностного стока, переполнения котловины органическими остатками растений и животных, развития процессов заболачивания, нарастания сплавин, накопления сапропелей и торфянистых отложений.

Галинный тип эволюции распространен в условиях аридного и семиаридного климата, в степной, полупустынной и пустынной зонах, в низкогорных и предгорных равнинных ландшафтах. Он реализуется там, где испарение значительно превышает количество осадков и сток, происходит интенсивное засоление почв водосбора, а рыхлые продукты выветривания переотлагаются преимущественно золовым путем. Озера, развивающиеся по этому типу, бессточные, солоноватые или соленые. Избыток тепла и недостаток влаги способствуют формированию эвапоритовых осадков и увеличению концентрации растворенных в воде солей, преобладающему накоплению хемогенных веществ — различных самоосадочных солей. Органогенное накопление веществ сокращается до минимума. При увеличении

увлажненности и распреснении озер характер накопления может существенно измениться, определяя переход к биотическому типу эволюции. В целом галинный тип обусловлен направленным увеличением концентрации солей в озере, подавлением биологической продуктивности экосистемы, формированием карбонатного, сульфатного или хлоридного типов хемогенных осадков. Дистрофная стадия развития достигается при пересыщении озерных вод солями, полным подавлении жизни гидробионтов и переходе соленого озера в рапное самоосадочное.

Конечным этапом эволюции галинного типа являются усыхание и кристаллизация рапы, переход такого озера в сухое или подпесочное.

Таким образом, в ландшафтах аридной и семиаридной зон в настоящее время существуют в основном конечные и бессточные водоемы, различные по биологической продуктивности и общей минерализации вод, находящиеся на разных стадиях своего эволюционного развития. Многим озерам грозит полное усыхание и исчезновение. При этом пересыхающие реки, распадаясь на отдельные плёсы, образуют новые озера, которые подвергаются постепенному засолению и начинают эволюцию галинного типа. Развитие водоемов идет от проточных речных систем к бессточным соленым озерам.

В ландшафтах гумидной зоны и в высокогорных условиях преобладают молодые проточные пресноводные озерные системы, развитие которых направлено по пути заполнения котловин минеральным и органическим веществом, поступающим со стоком и продуцируемом в самих озерах наряду с интенсивными водно-эрозионными процессами, приводящими к спуску и исчезновению озер, преобразованию их в речные русла. Это свойственно крайнему, кластическому, типу эволюции озер. При биотическом типе эволюции водоемов чаще всего возникают болотные системы.

Подводя итоги, необходимо отметить важную роль ритмических колебаний климата на протяжении голоцена, которые приводили к изменениям в соотношениях тепла и влаги, в накоплении органического и минерального вещества и смене типов эволюции озер. Сравнительное изучение особенностей истории развития озер в различных ландшафтно-климатических условиях позволяет выявить общие закономерности эволюции аквасистем, понять их современное состояние, что создает основу для более рационального использования природных водных ресурсов и экологического прогнозирования.

- Агафонов Б. П. Распространение и прогноз физико-географических процессов в Байкальской впадине // Динамика Байкальской впадины. Новосибирск, 1975. С. 59—138.
- Агаханянц О. Е. К проблеме эволюции климатов Памира // Тр. Памирской биол. станции. Т. 1, Душанбе, 1963. С. 267—275.
- Агаханянц О. Е. Фитогеографические особенности и вопросы дальнейшего изучения аридных горных областей СССР // Комплексное географическое изучение и освоение горных территорий. Л., 1980. С. 82—89.
- Азыхова Э. К. Состав пыльцы и спор в современных отложениях Сон-Кульской котловины (Внутренний Тянь-Шань) // Биогеографические исследования в Тянь-Шане. Фрунзе, 1978. С. 13—16.
- Акулов В. В. Геология дельты реки Амударьи. К физико-географической характеристике // Тр. ТашГУ им. Ленина. Нов. сер. Географ. науки. Ташкент, 1960. Кн. 18. Вып. 175. С. 59—109.
- Алексин О. А. Озера Катунских Альп // Исследование озер СССР. Вып. 8. Л.; М., 1935. С. 125—142.
- Алексин О. А. Основы гидрохимии. Л., 1970. 444 с.
- Алешинская З. В., Никонов А. А., Шумова Г. М. Природные особенности Северного Памира и Алтайской долины в конце позднего плейстоцена и голоцене (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 2. С. 87—94.
- Андреев А. А., Климанов В. А. История растительности и климата Центральной Якутии в голоцене и позднеледниковье // Формирование отложений и россыпей на Северо-Востоке СССР. Магадан, СВ КНИИ Д.ВО АН СССР. 1989а. С. 67—84.
- Андреев А. А., Климанов В. А. Природные условия Центральной Якутии в поздне-последнеледниковье // История озер. Рациональное использование и охрана озерных водоемов. Минск, 1989б. С. 37—56.
- Анисимова Н. В. Диатомовые болотных и озерных отложений Кокчетавской области Казахской ССР // Тр. Лабор. сапропел. отложений. 1951. Вып. 5. С. 53—80.
- Апхазава И. С. Озера Грузии. Тбилиси, 1975. 182 с.
- Арэ Ф. Э., Балобаев В. Т., Босиков Н. П. Особенности переработки берегов термокарстовых озер Центральной Якутии // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск, 1974.
- Архангельский А. Д. Из неолитических наблюдений в пустыне Кызыл-Кум // Изв. Докучаевского почв. ком. 1915. № 3. С. 157.
- Архипов С. А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., 1973.
- Архипов С. А., Астахов В. И., Волков И. А. и др. Палеогеография

Западно-Сибирской равнины в максимум позднеледникового оледенения. Новосибирск, 1980. 109 с.

Астахов В. И. Позднеплейстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири // Плейстоцен Сибири: Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск, 1989. С. 118—126.

Астахов В. И. Тектоническая информативность аэро- и космических снимков нефтеносных земель Широкого Приобья // Аэрокосмические съемки при изучении глубинного строения регионов СССР. ВСЕГЕИ. Л., 1990 а. С. 28—41.

Астахов В. И. Палеогеографическая обстановка деградации плейстоценовой мерзлоты в Западной Сибири // Геоэкологические исследования в Арктических районах. Препринты междунар. симпозиума в Ямбурге. Тюмень, 1990 б. С. 11—19.

Астахов В. И., Зольников И. Д., Карпов Е. Г. Строение залежи ископаемого льда на Енисее в связи с ее происхождением // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 647. Новосибирск, 1986. С. 146—154.

Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинской области). М., 1967. 176 с.

Атлас Таджикской ССР. Гучк. Душанбе—М., 1968.

Ахметьева Н. П. Палеогеография Нижнего Приамурья. М., 1977. 111 с.

Базаров Д. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск, 1986. 180 с.

Баранов И. В. Опыт районирования территории СССР на гидрохимические зоны и провинции по содержанию биогенных веществ и уровню фотосинтеза планктона в водоемах // Первичная продукция морей и внутренних вод. Минск, 1961. С. 97—101.

Барышников Г. Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая) // Изд. ТГУ. Томск, 1992. 181 с.

Безрукова Е. В. Некоторые вопросы развития растительности Прибайкалья в голоцене // История современных озер. Тезисы докл. VII Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л.—Таллинн, 1986. С. 156—158.

Белюсова Ж. М., Украинцева В. В. Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена бассейна реки Новой на Таймыре // Ботанический журн. 1980. Т. 65, № 3. С. 368—379.

Бердовская Г. Н. История озера Боровое (Северный Казахстан) по палинологическим данным // История озер: Рациональное использование и охрана озерных водоемов. Тезисы докл. VIII Всесоюз. симпоз. по истории озер. Минск, 1989. С. 14—15.

Бестужев Н. А. Гусиное озеро // Изв. общ-ва им. Базарова. Вестн. естеств. наук. В.-Удинск, 1854.

Благовещенский Г. А. Об ископаемых и современных торфяниках Среднего Зауралья // Сов. ботаника. 1940. № 3. С. 59—76.

Благовещенский Г. А. К истории лесов восточного склона Среднего Урала // Сов. ботаника. 1943. № 6. С. 21—34.

Богословский Б. Б. Озероведение. М., 1960. 336 с.

Бондарев Л. Г. К вопросу о позднеплейстоценовом оледенении. Тянь-Шаня // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. Л., 1982. С. 59—63.

Бондаренко П. М. О механизме образования Телецкого озера как рифтовой впадины // Природо- и природные ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск, 1971. С. 82—85.

Босиков Н. П. Особенности формирования донных отложений аласных озер // История озер в СССР // Тезисы докл. VI Всесоюз. совещ. Таллинн, 1983. Т. II. С. 14—15.

Бронзов А. Я. Верховые болота Нарымского края // Тр. Науч.-исслед. ин-та торфа. 1930. № 3.

Бронштейн З. С. Ostracoda пресных вод // Фауна СССР: Ракообразные. Т. II, вып. 1, нов. сер., № 31. М.; Л., 1947. 339 с.

Бубличенко Н. Л. Геологическое строение берегов Телецкого озера и его происхождение // Исследование озер СССР. Л.; М. Вып. 9. 1937.

Бубличенко Н. Л. Еще к вопросу о происхождении Телецкого озера // Изв. Всесоюз. геол. тр. Т. 78, вып. 4. 1946. С. 443—448.

Бубличенко Н. Л. Происхождение Телецкого озера // Вест. Зап.-Сиб. геол. упр. № 3. 1959. С. 42—58.

Букин В. М. Морфометрия и морфология оз. Сонкель // Изв. АН Кирг.ССР 1977. № 4. С. 78—83.

- Буш Н. Я. Ледники Западного Кавказа // Зап. РГО. Т. 32. 1905. 234 с.
- Валашко М. Г. Методы изучения и пути использования соляных озер. Л.; М., 1952. С. 292—305.
- Варданянц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа // Изв. ВГО. 1938. Т. 70, вып. 3. С. 386—406.
- Варнава В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М., 1971. 154 с.
- Васильев Г. А. Четвертичные отложения озера Эльтон и история их образования // Материалы к изучению соляных месторождений и минеральных вод. Л., 1955. С. 205—223. (Тр. Всесоюз. науч.-иссл. ин-та галургии; Вып. XXX).
- Величко А. А., Лебедева И. М. Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира // Матер. гляциол. исслед. Хроника. Обсуждения. 1974. Вып. 23. М., С. 109.
- Венус Б. Г. Особенности развития озерных котловин в гумидной и аридной зонах // Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л., 1985. С. 5—28.
- Верещагин Г. Ю. К познанию водоемов, расположенных у берегов Байкала // Тр. Комис. по изуч. Байкала. Т. 1, вып. 1. Пг., 1918. С. 55—104.
- Виноградов А. В. Древние охотники и рыболовы Среднеазиатского междуречья. М., 1981. С. 28—29.
- Виноградов Ю. Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л., 1977. 156 с.
- Виноградов А. В., Мамедов Э. Д. Первобытный Лявлякан: Этапы древнейшего заселения и освоения Внутренних Кызылкумов // М., 1975. С. 1—286.
- Водные ресурсы Закавказья. Л., 1988. 264 с.
- Волков И. А. Палеогеографическое значение некоторых радиокарбонатных датировок на юге Западной Сибири // Геол. и геофиз. 1973. № 2. С. 3—8.
- Волков И. А., Архипов С. А. Четвертичные отложения района Новосибирска. Новосибирск, 1978. 89 с.
- Волков И. А., Волкова В. С. Позднеледниковая и голоценовая история озер южной части Западно-Сибирской равнины по геологическим данным // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск, 1982. С. 101—108.
- Волков И. А., Гросвальд М. Г., Троицкий С. Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 4. С. 25—35.
- Волков И. А., Казачук В. А. Краевые образования древнего ледника в центральной части Сибирских Увалов // Тезисы докл. VIII Всесоюз. совещ. Наука и техника. Минск, 1990. С. 27—28.
- Выхристюк Л. А. Типы осадков оз. Аян и распределение в них органического вещества // История больших озер Центральной Субарктики. Новосибирск, 1981. С. 68—72.
- Гаврилова М. К. Микроклиматический и тепловой режимы озера Тунгюлю // Вопросы географии Якутии. Якутск, 1969.
- Гаврилова М. К. Климат Центральной Якутии. Якутск, 1973.
- Гаврильев К. Д., Дмитриев А. И., Пестрякова Л. А., Федорова А. И. Сапропелевые ресурсы разнотипных озер Центральной Якутии // Круговорот вещества и энергии в водоемах. Иркутск, 1981. Вып. 4.
- Галкин В. И. К вопросу о характере оледенения на побережье оз. Байкал // Тр. Вост.-Сиб. геол. инст. Вып. 3. Иркутск, 1961. С. 50—59.
- Геоэкология горных котловин / Под ред. Ю. П. Селиверстова. СПб., 1992.
- Герасимов А. П. О прорыве ледникового озера на северо-восточном склоне Эльбруса // Изв. геол. ком. 1909. Т. 28, № 7. С. 156—160.
- Герасимов Д. А. Геоботаническое исследование болот Урала // Торфяное дело. 1926. № 12. С. 12—25.
- Герасимов И. П., Чихачев П. К. Геологический очерк Кызыл-Кумов: Отчет о работах 1927 и 1928 гг. // Тр. Глав. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР. Вып. 82. М.; Л., 1931. С. 112—113.
- Глазырин Г. Е., Никитин А. М., Шетинников А. С. Водный баланс Сарезского озера // Тр. САРНИГМИ. Вып. 113(194). М., 1986. 87 с.
- Глебов Ф. З., Толейко Л. С., Стариков Э. В., Жидовенко В. А. Палинологическая характеристика и датирование по ^{14}C торфяника в Александровском районе Томской области // Типы болот СССР и принципы их классификации. Л., 1974. С. 194—199.

Голодковская В. А. Динамика ледников южного склона Центрального Кавказа за последние 700 лет (по лихенометрическим данным) // Материал гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения. Вып. 45. М., 1971.

Гольтберг А. В. и др. Комплексные геологические исследования четвертичных отложений р. Тукаланды (Норильское плато) // Морской плейстоцен Сибирской равнины. М., 1971. С. 113—138.

Горбунов А. П. Вечная мерзлота Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987. 290 с.

Горчаковский П. Л. Лесные оазисы Казахского мелкосопочника. М., 1987. 159 с.

Грезе В. Н. Тайнирское озеро // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. Т. 79. Вып. 3. 1947. С. 290—302.

Грезе В. Н. Основные черты гидробиологии озера Таймыр // Тр. Всесоюз. гидробиол. об-ва. 1957. Т. 8. С. 183—218.

Гричук В. П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на Северо-Западе европейской части СССР. М., 1969. С. 57—71.

Гричук В. П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. М., 1969. С. 41—57.

Гричук М. П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений // Матер. Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. Т. III. 1961. С. 43—57.

Гуров Е. П., Гурова Е. П., Ракицкая Р. Б., Ямниченко А. Ю. Каракульская впадина на Памире — первая импактная структура в Средней Азии. Препринт. Киев, 1992. 43 с.

Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли в отложениях озер // Ландшафтный фактор в формировании гидрологии озер Южного Урала. Л., 1978. С. 228—237.

Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли-индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л., 1985. 244 с.

Данилевский Ю. А. К геоморфологии восточного побережья Байкала от устья р. Баргузин до мыса Тонкого и долины р. Иртыша // Проблемы физ. географии. Т. V. М.; Л., 1938. С. 161—183.

Девяткин Е. В., Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков И. С. Еше о ледомах Алтая // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. Т. 22. 1963. С. 64—75.

Деньгина Р. С. Данные по гидробиологии и зообентосу Муйнакского залива Аральского моря // Тр. Лабор. озеровед. АН СССР. Т. III. Л., 1954. С. 47—66.

Деньгина Р. С. Материалы гидробиологических исследований озера северо-западной части дельты Амударьи // Тр. Лабор. озеровед. АН СССР. Т. IV. Л., 1957. С. 269—305.

Джуракулов М. Д., Хабибулина О. В., Холматов Х. Лявлякан — уникальный природный и археологический памятник // Вопросы археологии, древней истории и этнографии. Самарканд, 1987. С. 56—58.

Дзенс-Литовский А. И. Озеро Султансанджар и его окрестности // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. 1939. № 4. С. 511—533.

Дзенс-Литовская Н. Н. Почвы и растительность окрестностей озера Султансанджар // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. 1941. Т. 73, вып. 3. С. 416—436.

Диатомовые водоросли СССР. Т. I. Л., 1974. 403 с.

Диких А. Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе, 1982. 159 с.

Дорогостайский В. Ч. Озера Прибайкалья, их природа и экономическое значение // Изв. Вост.-Сиб. Отд. Русск. Географ. об-ва. Иркутск, 1924. С. 3—25.

Драбкова В. Г., Давыдова Н. Н., Сергеева Л. В., Хомутова В. И., Яковлева Л. В. Палеолимнология озера Большой Кисегач // Палеолимнологический подход к изучению антропогенного воздействия на озера. Л., 1981. С. 73—83.

Драверт П. Л. К минералогии курорта «Боровое» и его окрестностей // Изв. Зап.-Сиб. геогр. об-ва. Т. VII. Омск, 1930. С. 27—78.

Думитрашко Н. В., Мартинсон Г. Г. Результаты изучения спонгиозауны террас Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. 1940. С. 105—116.

Дыбовский Б. И., Годлевский В. И. Отчет о занятиях в 1876 г. // Изв. СО. Имп. Русск. географ. об-ва. Т. VIII. 1877. Вып. 3—4. С. 129—130.

Егоров А. Г. Озеро Котокель // Изв. Биол.-геогр. научн.-исслед. ин-та при иркутском гос. универ. 1950. Т. XI, вып. 1. 38 с.

- Егоров А. Н., Хомутова В. И. Изменчивость природных условий озера Таймыр по данным комплексного анализа колонок донных отложений // Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. «История озер СССР». Т. 1. Таллинн, 1983. С. 77.
- Егоров А. Н., Хомутова В. И., Шляхова Н. А. Изменение природных условий оз. Таймыр по данным комплексного анализа колонок донных отложений // География озер Таймыра. Л., 1985. С. 130—137.
- Енрихинский А. С. Витимское плоскогорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., 1974. С. 210—244.
- Енрихинский А. С. Четвертичные отложения // Путоранская озерная провинция. Новосибирск, 1975 а. С. 98—114.
- Енрихинский А. С. Плейстоценовые ископаемые озера Путоранской горной области // Круговорот веществ и энергии в озерных водоемах. Новосибирск, 1975б. С. 144—145.
- Енрихинский А. С. О палеолимнологических исследованиях в горах Путорана // Природноландшафтные основы озер Путорана. Новосибирск, 1976. С. 188—220.
- Ермолин Е. Д. К строению подземных льдов озерных толщ Восточного Памира и Внутреннего Тянь-Шаня // Криогенные явления высокогорий. Новосибирск, 1978. С. 99—111.
- Ермолин Е. Д. Формирование криогенного рельефа в озерных котловинах криолитозоны Памира и Тянь-Шаня // Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. Якутск, 1979. С. 88—105.
- Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая // М., 1961. 164 с.
- Ефремов Ю. В. Генетическая классификация горных озер Западного Кавказа // Сб. работ Ростовской ГМО. 1980. Вып. 17. С. 109—118.
- Ефремов Ю. В. Горные озера Западного Кавказа. Л., 1984. 112 с.
- Ефремов Ю. В., Панов В. Д. Динамика ледников и развитие гляциальных озер Большого Кавказа // Изв. БГО. 1985. Т. 117. Вып. 4. 1985. С. 336—430.
- Жадин В. И. Пресноводные моллюски бассейна Амударьи // Тр. ЗИН. Т. IX. Вып. 1. Сб. работ по гидробиол. Ср. Азии. М.; Л., 1950. С. 55—76.
- Жадин В. И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.; Л., 1952. 232 с.
- Жирков И. И. Морфогенетическая классификация как основа рационального использования, охраны и воспроизводства природных ресурсов озер криолитозоны // Вопросы рационального использования и охраны природных ресурсов разнотипных озер криолитозоны. Якутск, 1983.
- Жузэ А. П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа // Тр. Верхневолжск. эксп. 1939. Вып. 4. С. 36.
- Забилов Р. Д. Оледенение Памира. М., 1955. 370 с.
- Забилов Р. Д. Древнее и современное оледенение хребта Терской-Алатау и колебания уровня оз. Иссык-Куль // Изв. АН Крив. СССР. Сер. еств. и техн. наук. 1956. Вып. 2. С. 73—100.
- Забилов Р. Д. Оледенение Средней Азии // Работы ТШФГС. Вып. 1. Фрунзе, 1958. 340 с.
- Захваткин А. А. Материалы по изучению озер Гусино-Удинской группы // Тр. Байкальск. лимнол. ст. АН СССР. Т. II. 1932. С. 201—227.
- Земцов А. А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. Изд. Томского ун-та. Томск, 1976. 343 с.
- Зубович С. Ф. Остракоды среднелейстоценовых отложений Белоруссии и юга Литвы. Минск, 1978. 167 с.
- Зубович С. Ф. Ископаемые остракоды озера Нарочь. Минск, 1983. 74 с.
- Иванов Н. И. Ледники районов гор Псын и Хакель (Северный Кавказ) в 1931 г. // Изв. ГГИ. 1932. № 49. С. 19—42.
- Ивановский Л. Н. Озеро Маашей // Природа. 1961. № 3. С. 106.
- Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., 1967. 264 с.
- Ивановский Л. Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск, 1981. 174 с.
- Иметенов А. Б. Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. Новосибирск, 1987. 151 с.
- История больших озер Центральной субарктики. Новосибирск, 1981. 137 с.
- История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. Л., 1990. 280 с.

- История озер Восточно-Европейской равнины. СПб., 1992. 261 с.
- История озер позднего мезозоя и кайнозоя. Л., 1988. 291 с.
- История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л., 1987. 280 с.
- История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал / Под ред. Д. В. Севастьянова. Л., 1991. 301 с.
- Каплина Т. Н. Закономерности развития криолитогенеза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах Северо-Востока Азии // Автореф. докт. дис. Якутск, 1987. 48 с.
- Караваяев М. Н., Скрябин С. З. Зеленый покров Якутии. Якутск, 1991.
- Каульбарс А. А. Низовья Аму-Дарьи, описанные по собственным исследованиям в 1873 г. // Зап. Русск. геогр. об-ва. Т. IX. Сб. 1881.
- Квавадзе Э. В. Актуопалинологические аспекты биостратиграфии и палеогеографии голоцена горных регионов Закавказья // Автореф. докт. дис. Тбилиси, 1990. 47 с.
- Квавадзе Э. В., Ефремов Ю. В. Результаты палинологического изучения голоценовых отложений высокогорий Лагодехского заповедника (Восточная Грузия) // Сообщ. АН Грузии. 1991. Т. 139, № 3. С. 641—644.
- Квавадзе Э. В., Букреева Г. Ф., Рухадзе Л. П. Компьютерная технология палеогеографических реконструкций горных регионов (на примере голоцена Абхазии) Мцхетрела. Тбилиси, 1992. 136 с.
- Кеммерих А. О. Гидрография Памира и Памиро-Алая. М., 1978. 264 с.
- Кесь А. С. Основные этапы развития Аральского моря // Проблемы Аральского моря. М., 1969. С. 160—172.
- Кесь А. С. Палеогеография Аральского моря в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. II. М., 1983. 103 с.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., 1974. 254 с.
- Киселев И. А. Состав и распределение фитопланктона в Амурском лимане // Исследования морей СССР. Вып. 14. 1931. С. 31—111.
- Киселев И. А. Новые данные о составе, распределении и происхождении фитопланктона в Амурском лимане и близлежащих к нему участках Японского и Охотского морей // Уч. зап. ЛГУ. 1937. Вып. 15. С. 41—51.
- Климанов В. А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. 1976. № 2. С. 92—98.
- Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение Большого Кавказа // Матер. Кавказской экспедиции. Т. 8. Харьков, 1967. С. 3—101.
- Коваленко А. Л. Современные остракоды бассейна Днестра. Кишинев, 1976. 180 с.
- Когошвили Л. В. Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф // Тбилиси, 1970. 220 с.
- Кожов М. М. Озеро Фролиха. Иркутск, 1942. 87 с.
- Кожов М. М. Очерки по байкаловедению. Иркутск, 1972. 253 с.
- Кожов М. М., Томилов А. А. О новых находках эндемиков байкальской фауны вне Байкала // Тр. Всесоюз. гидробиол. об-ва. 1949. Т. 1. С. 224—227.
- Коконов К. Е. Экология луговой растительности поймы р. Лены // Автореф. дис. д-ра биол. наук. Якутск, 1982.
- Комплексные исследования озера Курильского (Южная Камчатка). Тематический сборник / В. И. Тарасов и др. М., 1986. 206 с.
- Кордэ Н. В. История альгофлоры некоторых озер Среднего Урала // Тр. Лабор. сапропел. отложений. 1949. Вып. 3. С. 68—100.
- Кордэ Н. В. История озер заповедника «Боровое» // Тр. Лабор. сапропел. отложений. 1951. Вып. 5. С. 5—51.
- Кордэ Н. В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. М., 1960. 260 с.
- Кордэ Н. В. Биостратиграфия отложений озера Котокель // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., 1968. С. 150—169.
- Кордэ Н. В., Грибовская И. Ф., Летунова С. В. Распределение микроэлементов в толще отложений озера Котокель // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., 1968. С. 171—177.
- Корженевский Н. Л. Озеро Каракуль / Материалы к лимнологии Памира // Вестн. ирригации. 1926. № 7. С. 71—93.
- Корженевский Н. Л. К вопросу о колебаниях оз. Каракуль (Материалы по лимнологии Памира) // Зап. ГГИ. 1933. Т. X. С. 313—319.

Корженевский Н. Л. Геоморфология и оледенение Памиро-Алтая. Ташкент, 1979. 176 с.

Коренева Е. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 31. С. 42—63.

Котляков В. М. Горы, лды и гипотезы. Л., 1977. 168 с.

Котляков В. М., Гросвальд М. Г., Дюргеров М. М., Лазо В. М. Реакция оледенения на предстоящие изменения климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 5. 1991. С. 35—45.

Котляков В. М., Кренке А. Н. Нивально-гляциальные системы Памира и Гиссаро-Алая // Матер. гляциол. исслед. Хроника. Обсуждения. 1979. Вып. 35. С. 25—35.

Краевский Я. И. О среднем Тянь-Шане // Изв. РГО. 1869. Т. 5.

Краткая географическая энциклопедия. М., 1964. Т. 4.

Кренке А. Н. Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973, № 1. С. 19—33.

Кривоносов С. К., Бахарева В. А., Ким Ю. В. и др. Новые данные к стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Сургутского Приобья. Геология и Геофизика. 1993. № 3. С. 24—34.

Крюков П. А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, 1969. 220 с.

Кузин И. Л., Рейнин И. В. Типы озерных котловин Западной Сибири // Изв. ВГО. 1972. Т. 104, вып. 6. С. 476—484.

Кулагина Н. В. Палинологическая характеристика озерных отложений центральной части Путорана // История больших озер Центральной субарктики. Новосибирск, 1981. С. 9—29.

Лаврушин Ю. А. Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1961. Вып. 47.

Лазуков Г. Н. Четвертичные отложения северо-запада Западно-Сибирской низменности // Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. 1960. Вып. 159.

Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины // Тр. Геол. ин-та АН СССР. М., 1968. 243 с.

Ландафтный фактор в формировании гидрологии озер Южного Урала. Л., 1978. С. 246.

Лебедев Ю. М., Зубец В. Н. Зимний кислородный режим Нижнего Амура // Биологические компоненты восточной зоны БАМа. Хабаровск, 1979. С. 132—155.

Лебедева И. М. Палеогляциологическая оценка позднечетвертичного оледенения Памира // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. № 3. С. 12—22.

Левинтов М. Е. Голоценовая история озер Нижнего Приамурья // История озер в голоцене. Т. 3. Л., 1975. С. 181—188.

Левковская Г. М., Кинд Н. В., Завельский Ф. С., Форова В. С. Абсолютный возраст торфяников района с. Игарка и расчленение голоцена Западной Сибири // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1970. № 37. С. 91—101.

Леонов Б. Н., Лейпциг А. В., Колпаков В. В. Ленская равнина // Геология СССР. 1971. Т. XVIII: Западная часть ЯАССР. Ч. 1. М. Геолог. описание. Кн. 2. С. 508—511.

Лимнология и палеолимнология Монголии. СПб., 1994. 302 с.

Лисовский М. В. Материалы по исследованию фауны озер Западного Забайкалья // Тр. Троицкосавско-Кяхтинского отд. Русск. геогр. об-ва. 1898.

Логачев Н. А. Рельеф и геоморфологическое районирование // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., 1974. С. 10—15.

Логачев Н. А. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., 1974. 359 с.

Лопатин Г. В. Строение дельты Амударьи и история ее формирования // Тр. Лабор. озеровед. АН СССР. М.; Л., 1957. Т. IV. С. 5—32.

Лопатин Г. В., Деньгина Р. С., Егоров В. В. Дельта Амударьи. М.; Л., 1958. С. 6—154.

Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимия зоны гипергенеза. Минск, 1975. 128 с.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. История развития озерных котловин Алтая и Тувы // Пробл. геоморфол. и неотектон. орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Т. 2. Новосибирск, 1968. С. 48—53.

Лут Б. Ф., Агафонов Б. П. Морфология котловин некоторых современных озер Забайкалья // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., 1968. С. 177—182.

- Любомиров А. С. Озера криолитозоны Чукотки. Якутск, 1990. 175 с.
- Макаревич К. Г. Ледник Тууксу. Алма-Ата, 1985.
- Максимов Е. В. Вертикальные перемещения Тянь-Шаня и Памира в голоцене // Изв. ВГО, 1972а. Т. 104, вып. 5.
- Максимов Е. В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л., 1972б. 296 с.
- Максимов Е. В. Хронологическое положение максимума последнего оледенения на Тянь-Шане // Изв. ВГО. 1983. Т. 115, вып. 1. С. 25—32.
- Максимов Е. В. Историческая география горных озер Средней Азии. СПб., 1992. 304 с.
- Малолетко А. М. Террасы Телецкого озера // Вopr. геогр. Сибири. Вып. 17. Томск, 1980. С. 33—40.
- Малолетко А. М., Сеньков В. А., Чеха В. П. Происхождение Айского озера (Алтай) // Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Ч. 1. Бийск, 1970. С. 43—47.
- Малысова Е. С., Новиков С. М., Усова Л. И. Динамика торфонакопления и процесс образования бугристых болот Западной Сибири // Ботан. журн. 1991. Т. 76, № 9. С. 1227—1237.
- Мамедов Э. Д. История Амударьи и Сырдарьи и их прорыв к Аралу // История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л., 1991. С. 250—256.
- Мамедов Э. Д., Трофимов Г. Н. Голоценовые плювиальные озера пусты Закаспия // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1986. № 55. С. 103.
- Мамедов Э. Д., Трофимов Г. Н. Водный баланс Арала в голоцене // История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л., 1991. С. 222—225.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Памира // Тр. Инст. географии АН СССР. Вып. 17. М., 1935. С. 3—67.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932—1933 гг. // Тр. II Междун. полярного года. Памир. Л., 1936. 267 с.
- Марушвили Л. И. Озеро Кведрула // Природа. 1941. № 2. С. 17—30.
- Масатоси И. Палеоклимат мира и Японии // Кисе кэнкю ното. 1983. № 147. С. 569—585.
- Мац В. Д., Попова С. М., Черняева Г. П., Шимараева М. К., Лямина Н. А. Палеогеновые и неогеновые озера Прибайкалья и Забайкалья // История озер позднего мезозоя и кайнозоя. Л., 1988. С. 222—232.
- Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М., 1970. 170 с.
- Мизеров Б. В. К материалам по строению поймы рек Западно-Сибирской равнины (на примере р. Оби и некоторых ее притоков) // Тр. Томск. гос. универс. 1953. Т. 124. С. 76—85.
- Мизеров Б. В., Черноусов С. И., Абрамов С. П., Сухорукова С. С., Вотах М. Р. Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья. Новосибирск, 1971.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 468 с.
- Микишин Ю. А. Условия осадконакопления в озерах Нижнего Приамурья и тенденции их современного развития под влиянием антропогенного фактора // Климоморфогенез и региональный географический прогноз. Владивосток, 1980. С. 146—150.
- Микишин Ю. А. Геоморфология берегов озер Нижнего Приамурья // Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 69—83.
- Микишин Ю. А., Петренко Т. Н., Гвоздева И. Г. и др. Стратиграфия отложения пятиметровой террасы озера Чля // Палинология Востока СССР. Владивосток, 1987. С. 94—101.
- Микишин Ю. А., Ивлева З. В. Геохимия современных и плейстоценовых озерных отложений Нижнего Приамурья // Геол. и географ. особенности некоторых регионов Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 133—145.
- Михайлов Н. Н. Динамика ледников Белухи в историческое время // Вестн. ЛГУ. Сер. геол., географ. 1987, № 3.
- Михайлов Н. Н., Максимов Е. В., Козырева М. Г., Ларин С. И., Меркулов П. И., Чернов С. Б. Радиоуглеродное датирование голоценовых отложений горных районов южного обрамления СССР // Вестн. ЛГУ. Сер. геол., географ. 1989. Вып. 1. С. 57—62.

- Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л., 1979. 407 с.
- Муравлев Г. Г. Малые озера Казахстана. Алма-Ата, 1973. 177 с.
- Муравлев Г. Г. Использование озер Казахстана. Алма-Ата, 1981. С. 177—181.
- Мурзаев Э. М. Природа Синцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., 1966. 382 с.
- Мушкетов Д. И. Поездка в Нарымский край и Кашгарга // Изв. РГО. 1917. Т. 59.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., 1974. 359 с.
- Назаров А. Г. Геохимия высокогорных ландшафтов. М., 1974. 200 с.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957. 403 с.
- Нейштадт М. И. Мировой природный феномен — заболоченность Западно-Сибирской равнины // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1971. № 1. С. 21—34.
- Нейштадт М. И. К вопросу о некоторых понятиях в разделении голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 2. С. 103—108.
- Нехорошев В. И. Тектоника Алтая // Л., 1966. 306 с.
- Никитин А. М. О современном состоянии бессточных озер Восточного Памира // Тр. САРНИГМИ. 1975. Вып. 2 (83). С. 76—86.
- Никитин А. М. Морфометрия и морфология озер Средней Азии // Тр. САРНИГМИ, 1977. Вып. 50(131). С. 4—22.
- Никитин А. М. Водные ресурсы и водный баланс озер и водохранилищ Средней Азии // Тр. САРНИГМИ, 1986. Вып. 108(189). 96 с.
- Никитин А. М. Озера Средней Азии. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Л., 1987. 106 с.
- Никольская М. В. Палеоботаника и палеоклиматические реконструкции голоцена Таймыра // Антропоген Таймыра. М., 1982. С. 148—157.
- Никонов А. А. Об абсолютном возрасте последнего оледенения в горах Средней Азии // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 54—59.
- Никонов А. А., Пахомов М. М., Шумова Г. М. Новые данные по палеогеографии Каракульской котловины на Памире // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, № 1. С. 1—70.
- Никонов А. А., Алешинская З. В., Шумова Г. М. К истории развития озер Памира в позднем плейстоцене и голоцене // История озер в СССР. Таллинн, 1983. Т. 1. С. 144—145.
- Обручев В. А. Происхождение Телецкого озера // Природа. 1916. № 11. С. 28—35.
- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Л., 1929. 209 с.
- Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. Л., 1986. 253 с.
- Озера Тянь-Шаня и их история / Под. ред. А. В. Шнитникова. Л., 1980. 256 с.
- Окишев П. А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене // Томск. ТГУ 1982. 209 с.
- Орлов В. И. Генезис и морфология озерных котловин Западно-Сибирской низменности // Изв. ВГО. 1960. Т. 92, вып. 3.
- Орлова Л. А., Панычев В. А. Радиоуглеродная хронология и история оз. Чаны в среднем—позднем голоцене // Стратиграфия плейстоцена Сибири: актуальные проблемы и задачи. Новосибирск, 1985. С. 20—29.
- Орозджоев Р. Д. Структура и динамика ландшафтных компонентов Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе, 1981. 172 с.
- Павлова Н. Н. Физико-географическое районирование СССР. Л., 1979. 160 с.
- Панова Н. К. Роль природных и антропогенных факторов в формировании растительности горных темнохвойных лесов Среднего Урала в голоцене // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М., 1981. С. 149—157.
- Пантелеев К. Н. Озеро Котокель // Бурятоведение. 1927. № 3—4.
- Панычев В. А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предальтайской равнины. Новосибирск, 1979. 103 с.
- Пульсирующее озеро Чаны. Л., 1982. 304 с.
- Пармузин Ю. П. Горы Путорана // Вопр. физич. географ. СССР. М., *1959. С. 39—80.

Пармузин Ю. П. Ландшафтные исследования гор Пutorана в палеогеографических целях // Методы географических исследований. М., 1960. С. 304—315.

Пармузин Ю. П. Современные рельефообразующие процессы и генезис озерных котловин // Пutorанская озерная провинция. Новосибирск, 1975. С. 64—97.

Пармузин Ю. П. Основные особенности массо- и энергообмена в озерных котловинах Пutorанской провинции субарктики // Природно-ландшафтные основы озер Пutorана. Новосибирск, 1976. С. 4—10.

Пармузин Ю. П., Сидилев Г. Н. Перестройка озерной сети плато Пutorана в плейстоцене // История озер в плейстоцене. Л., 1975. С. 151—156 (Всесоюз. симпозиум по истории озер; Т. 2).

Пахомов М. М. К палеогеографии четвертичного периода на Восточном Памире. // Докл. АН СССР. 1962. Т. 141, № 5. С. 1191—1193.

Пахомов М. М. Первые результаты палинологических исследований кайнозойских отложений Памира // Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.

Пахомов М. М., Никонов А. А., Ранов В. А. О палеогеографических условиях Северного Памира в раннем голоцене по результатам изучения мезолитической стоянки Оухона // Докл. АН Тадж. ССР, 1977. Т. XX, № 5. С. 61.

Попов В. Е. К истории развития современных и древних ледниковых озер Центрального Алтая // Гляциология Алтая. Томск, 1967. Вып. 5. С. 189—204.

Поползин А. Г., Шипунова Т. Я. Башелакские озера Северо-Западного Алтая // География Западной Сибири (очерки природы и хозяйства). Новосибирск, 1972. Вып. 74. С. 71—77. (Научный труд НГПИ).

Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. М., 1955. С. 186—189.

Природно-ландшафтные основы озер Пutorана // Тр. Лимнол. института СО АН СССР. Новосибирск, 1976. Т. 22(42). С. 222.

Природные условия и естественные ресурсы Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1978. 191 с.

Прыткова М. Я. Вертикальная зональность стока взвешенных наносов рек юга Дальнего Востока // Амурский сборник. Хабаровск, 1960. Т. 2. С. 62—72.

Пульсирующее озеро Чаны. Л., 1982. 304 с.

Пьявченко Н. И. О возрасте торфяников и сменах растительности на юге Западной Сибири в голоцене // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1983. № 52. С. 164—170.

Рагозин Л. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера // Вестн. МГУ. География. 1958. № 3. С. 109—114.

Разрез новейших отложений Алтая. М., 1978. 207 с.

Ранов В. А., Сидоров Л. Ф. Развитие природы Памира как среды существования человека // Страны и народы Востока. М., 1965. Вып. 4. С. 95.

Ревякин В. С., Булатов В. И. Ледниковые озера Центрального Алтая // Водные ресурсы Алтайского края, их комплексное использование. Барнаул, 1971. С. 34—36.

Ресурсы поверхностных вод СССР // Нижний Амур. Т. 18. Вып. 2. Л., 1975. 433 с.

Рогов М. М. Гидробиология дельты Амударьи: Географо-гидрологическая характеристика. Л., 1957. С. 4—238.

Рогов М. М., Ходкин С. С., Ревина С. К. Гидрология устьевой области Амударьи // Тр. Гос. океаногр. ин-та. М., 1968. С. 12—261.

Романова Е. А. Типы болотных массивов и закономерности распределения их на территории Западной Сибири // Типы болот СССР и принципы их классификации. Л., 1974. С. 167—174.

Романов А. П. Отчет о геологоразведочных работах на месторождении углекислых вод Чатыркуль в период 1952—1954 гг. Фрунзе, 1955.

Россолимо Л. Л. Основы типизации озер и лимнологического районирования // Накопление веществ в озерах. М., 1964. С. 5—46.

Рубанов И. В. Некоторые геохимические особенности соленакопления Лявляканской группы озер Кызылкумов // Узбекский геол. журн. 1964. № 4. С. 11.

Рубанов И. В. О соляных залежах верхнеголоценовых осадков Аральского моря // Узб. геол. журн. 1978. № 3. С. 59—63.

Румянцев В. И. Ландшафтные различия озерных котловин южной, центральной и северо-восточной частей гор Пutorана // Природно-ландшафтные основы озер Пutorана. Новосибирск, 1976. С. 163—176.

Рылов В. М. К лимнологии Кавказа. Ч. II: Зоопланктон и некоторые данные об иловых отложениях озера Кардывач // Зап. Гос. гидр. ин-та, 1931. Т. 5. С. 135—156.

Сапожников В. В. По Русскому и Монгольскому Алтаю // М., 1949. 579 с.

Свиточ А. А., Хорев В. С., Парунин О. Б. О скорости отступления ледников Южно-Чуйских белков Горного Алтая // Вестн. МГУ География. 1972. № 5. С. 103—106.

Севастьянов Д. В. История последнего оледенения в бассейне озера Чатыркель (Тянь-Шань) // Динамика природных процессов горных стран. Л., 1977. С. 47—57.

Севастьянов Д. В. О некоторых закономерностях развития высокогорных озер Тянь-Шаня и их палеогеографическом значении // Изв. ВГО. 1979. Т. III, вып. 6. С. 495—500.

Севастьянов Д. В. Малые озера Внутреннего Тянь-Шаня // Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980. С. 150—221.

Севастьянов Д. В. Особенности современной эволюции горных озер // Изв. ВГО. 1983. Т. 115, вып. 1. С. 3—11.

Севастьянов Д. В. Основные черты эволюции горных озер в голоцене // Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л., 1985. С. 29—38. (Тр. Инст. озеровед. АН СССР).

Севастьянов Д. В. Горные озера Средней Азии — индикаторы изменчивости природных процессов // Озеро Иссык-Куль и тенденции его природного развития. Л., 1986 а. С. 200—219.

Севастьянов Д. В. Разработка качественной модели эволюции горного озера // Моделирование и экспериментальные исследования гидрологических процессов в озерах. Л., 1986б. С. 59—66.

Севастьянов Д. В. Основные комплексы Горного Алтая и их эволюция в голоцене // Вестник С.-Петерб. унив. Сер. 7. 1994. № 3. С. 62—71.

Севастьянов Д. В., Бердовская Г. Н., Лийва А. А. Эволюция горных озер Средней Азии в позднечетвертичное время // Изв. ВГО. 1990. Т. 122, вып. 1. С. 52—58.

Севастьянов Д. В., Бердовская Г. Н., Лийва А. А. Озера Восточного Памира в голоцене // Вестник С.-Петербургского унив. Сер. 7. 1992. Вып. 1. С. 41—51.

Севастьянов Д. В., Селиверстов Ю. П. О лимно-гляциальном комплексе Внутренней Азии // Вестник Русск. географ. о-ва. 1993. Т. 125, вып. 5. С. 30—40.

Севастьянов Д. В., Фунтиков А. В. Новые данные об эволюции высокогорных озер у конца ледника Петрова (Тянь-Шань) // Изв. ВГО. 1981. Т. 113, вып. 5. С. 430—435.

Селегей В. В., Селегей Т. С. Телецкое озеро. Л., 1974. 72 с.

Селедцов Н. Г. Айское, Манжерокское и Телецкое озера Горного Алтая // Изв. Алт. отд. Геогр. о-ва СССР. 1963 а. Вып. 2. С. 45—58.

Селедцов Н. Г. О завальных озерах в Горном Алтае // Изв. Алт. отд. Геогр. о-ва СССР. 1963 б. Вып. 3. С. 53—55.

Селедцов Н. Г. Происхождение озерных котловин Алтая и их связь с оледенением // Круговорот веществ и энергии в озерных водоемах. М., 1967. С. 297—302.

Селиверстов Ю. П. О соотношении аллювиальных ледниковых образований в горах Южного Алтая // Вестн. Ленингр. унив. Сер. геол. и геогр. 1957. Вып. 6. С. 80—86.

Селиверстов Ю. П. Четвертичное оледенение Южного Алтая // Матер. по четвертич. геол. и геоморфол. СССР. ВСЕГЕИ. Новая сер. Вып. 2. Л., 1959. С. 75—89.

Селиверстов Ю. П. Основные этапы формирования рельефа Алтая // Матер. ВСЕГЕИ. Новая сер. 1960. Вып. 3. С. 181—188.

Семихатов А. Н. Материалы для геологии Баскунчакского озера // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин. НКТП СССР. 1933. Вып. 284. С. 25—67.

Сергеева Л. В., Хомутова В. И. Палеогеография голоцена Восточного Зауралья по палинол. и геохим. данным // Тез. докл. Всесоюз. конф.: Палеогеографические основы рационального использования естеств. ресурсов. Киев, 1977. С. 196—198.

Серебрянный Л. Р., Пшенин Г. Н., Пуннинг М. К., Холмухамедова Р. А. Новые данные о развитии ландшафтов Ферганы в позднечетвертичное время // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М., 1980. С. 214—222.

Серебрянный Л. Р., Голодковская Н. А., Орлов А. В. и др. Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе. М., 1984. 216 с.

Сидоров Л. Ф. Природа Памира в четвертичное время. Л., 1979. 145 с.

- Смиренский А. А. Типология болот Казахстана // Автореф. канд. дис. М., 1946. 25 с.
- Соловьев П. А. Криоптозона северной части Лено-Амурского междуречья. М., 1959.
- Сохина Э. Н., Боярская Т. Д., Окладников А. П. и др. Разрез новейших отложений Нижнего Приамурья. М., 1978. 106 с.
- Сохина Э. Н., Цеквава Л. К. Некоторые особенности литогенеза и метagenеза рыхлых отложений межгорных впадин юга Дальнего Востока // Геоморфология и палеогеография Дальнего Востока. Хабаровск, 1975. С. 108—127.
- Справочник по климату СССР. Вып. 18. Ч. 2. Л., 1966. 658 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 изучению четвертичного периода. М., 1946. № 8. С. 5—37.
- Суслов С. П. Физическая география СССР. Л.; М., 1947. 545 с.
- Тарасов П. Е. Палеогеография голоцена степной зоны Северного и Центрального Казахстана. Автореф. канд. дис. М., 1992. 25 с.
- Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая // М., 1949. 375 с.
- Трофимов А. К. Материалы по стратиграфии четвертичных отложений бассейна р. Сарыджаз (Центральный Тянь-Шань) // Геология кайнозоя и новейшая тектоника Тянь-Шаня. Фрунзе, 1984. С. 3—28.
- Тушинский Г. К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа // Вестник МГУ 1960. № 1. С. 31—36.
- Тушинский Г. К. Ледяные лавины и гляциальные сели // Оледенение Эльбруса. М., 1968. С. 122—126.
- Тюменцев К. Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 г. // Тр. ледн. эксп. 2 МПГ 1936. Вып. 6. С. 37—94.
- Усова Н. П., Филатова В. И., Чернышева Э. Р. О гидробиологическом состоянии озера Тунайчи // Распределение и рациональное использование природных ресурсов Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1980. С. 8—16.
- Уткин А. И. Леса центральной Якутии. М., 1965. 208 с.
- Физико-географическое районирование СССР / Под ред. Н. А. Гвоздецкого. М., 1968. 576 с.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., 1960. 257 с.
- Флоренсов Н. А., Ларина В. А. Гусиноозерское месторождение угля. Свердловск—Москва, 1937. 101 с.
- Форш Т. Б. Озера полуаридной зоны / Тр. Лабор. озераведения. Т. XV М.; Л., 1963. С. 75—117.
- Франк-Каменецкий А. Г., Ваксберг П. Т. К гидрохимии Гусиного озера // Тр. Байкал. лимнолог. ст. АН СССР. 1933. Т. V С. 257—264.
- Хотинский Н. А. Некоторые вопросы хронологии и палеогеографии голоцена Среднего Урала // Бюл. комис. по изуч. четвертич. период. 1968. № 35. С. 159—167.
- Хотинский Н. А. Об изменении растительности и климата в начале последне-никового времени // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 6. С. 112—117.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. Л., 1977. 197 с.
- Хромовских В. С., Солоненко В. П., Семенов Р. М., Жилкин В. М. Палеосейсмология Большого Кавказа. М., 1979. 188 с.
- Черемисинова Е. А. Диатомовая флора некоторых неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск, 1973. 68 с.
- Челпанова О. Л. Средняя Азия // Климат СССР. Вып. 3. Л., 1963.
- Черняева Г. П. Распределение диатомей в осадках и некоторые вопросы палеогеографии озер Агата Нижнее и Агата Верхнее // История больших озер Центральной субарктики. Новосибирск, 1981. С. 122—130.
- Чупхич В. М. Физическая география Тянь-Шаня. Алма-Ата, 1964.
- Шейнгауз А. С. К характеристике лесов бассейна озера Эворон // Вопр. геогр. Дальнего Востока. Т. 9. Хабаровск, 1971. С. 213—233.
- Шешукова-Порецкая В. С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л., 1967. 432 с.
- Шипунова Т. Я. К вопросу генезиса и морфологии Башеланских озер Северо-Западного Алтая // Сб. География Западной Сибири. Научн. тр. НПИ. Новосибирск, 1972. Вып. 74. С. 45—52.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Зап. Геогр. об-ва СССР. Нов. сер. 1957. Т. 16. 337 с.

- Шнитников А. В. Озера Западной Азии — индикаторы колебания общей увлажненности их бассейнов // Озера полуаридной зоны. М.; Л., 1963. С. 4—74.
- Шнитников А. В. Вероятные тенденции колебания водности на территории СССР // Вопр. Геогр. 1968. № 76. С. 70—88.
- Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость общей увлажненности. Л., 1969. 246 с.
- Шнитников А. В. Озера Казахстана и Киргизии и их история. Л., 1975 а. 288 с.
- Шнитников А. В. Колебания климата и общей увлажненности в XVIII—XX столетиях и их будущее // Изв. ВГО. 1975 б. Т. 107. № 6. С. 473—484.
- Шнитников А. В. Теоретические основы многовековой изменчивости общей увлажненности и состояние озер — современное и вероятное будущее // Проблемы исследования крупных озер. Л., 1985. С. 5—22.
- Шостакович В. Б. Очерк о поездке на Гусиное озеро // Изв. Русск. географ. об-ва. 1916. Т. 1, вып. 6. С. 38—53.
- Шпилекова Н. Е. К вопросу генезиса и морфологии Башелакских озер Северо-Западного Алтая // Геогр. Западной Сибири (Очерки природы и хозяйства). 1972. Вып. 74. С. 52—59. (Науч. тр. НГПИ).
- Шпилекова Н. Е. Морфологические особенности озер Горного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая и их хозяйственное использование. Барнаул, 1980. С. 127—154.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., 1948. 222 с.
- Шумова Г. М. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений котловины оз. Каракуль (Большой Памир) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. 1973. № 4. С. 86.
- Шумова Г. М. Основные этапы развития растительного покрова Внутреннего Тянь-Шаня в плиоцене и плейстоцене // Автореф. канд. дис. М., 1974. 24 с.
- Щербakov Г. Д. Гидрохимическая характеристика озера Чукчагирского // Вопр. геогр. Дальнего Востока. Хабаровск, 1971. Т. 9. С. 179—181.
- Яковлев С. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера // Изв. Русск. геогр. об-ва ЕИВ, 1916. Т. 52, вып. 6. С. 431—457.
- Яковлев С. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера // Бюл. МОИП. отд. геол., 1939. Т. 17.
- Astakhov V. I. New data on the latest activity of Karashef glaciers in West Siberia // IGCP Project 73/1 / 24. Quaternary Glaciations in Northern Hemisphere. Rpt. No 5. Prague, 1992. P. 22—33.
- Astakhov V. I. Origin of West-Siberian lakes // Palaeohydrology of the Temperate Zone. 1987. Vol. 1. P. 144—155.
- Astakhov V. I. The last glaciation in West Siberia // Sveriges Geologiska Undersokning. Ser. Ca 81. 1992. P. 21—30.
- Astakhov V. I., Isayeva L. L. The Ice Hill: an example of «retarded deglaciation» in Siberia // Quaternary Science Reviews. 1988. Vol. 7. P. 29—40.
- Carbonel P., Colin L.-P. e. al. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1988. V. 62. P. 413—461.
- Cytherissa the Drosophila of paleolimnology // Bul. Inst. Geol. du Bassin d'Aquitaine. 1990. No 47—48. 310 p.
- Davidova N., Drabkova V., Sergeeva L., Khomutova V., Jakovleva L. Bottom sediments of the Big Kisekach Lake and its palaeolimnology // Abstracts II Intern. sympos. on palaeolimnology. Poland, 1976. P. 20—21.
- Davidova N., Drabkova V., Sergeeva L., Khomutova V., Jakovleva L. Bottom sediments of the Big Kisekach Lake and its palaeolimnology // Pol. Arch. Hydrobiol. 1978. V. 25, No 1/2 P. 95—97.
- Huntington E. The puls of Asia. N.Y.-London, 1907. 405 p.
- Kasser P. Switzerland and her glaciers from the Ice age to the present. Zürich, 1981. 192 p.
- Sevastyanov D. V., Berdovskaya G. N., Lijva A. A. Evolution of mountain lakes of Central Asia in Late Quaternary // Scientia Limnologica Sinica. 1990. Vol. 2, No 2. P. 17—24.
- Shi Jafeng, Ren-Yiawen. Glacier Recession and Lake Shri-nkage indicating the climate warming and drying Trend in Central Asia // Chinese Journal of Arid Land Research. 1991. Vol. 2, No—4. P. 311—321.

SUMMARY

This volume is a part of the special series of «Lake History» which is being published by Institute of Lake Research of the Russian Academy of Sciences. Seven volumes of the series have already been published. The first volume discusses basic ideas of lake origin and methods are used in study of lake history. (1986).

Volume 2 and 3 (1987, 1988) contain data on geographical distribution and palaeoenvironments of old fresh-water basins of the Eurasia continent during Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic. The main stages of the history of 5 largest humid zone Lakes Ladoga, Onega, Chudskoye, Baical, Khanka were described in volume 4 (1990). Volume 5 (1991) deals with the history of 5 large arid and semiarid zone lakes of Central Asia (Lake Aral, Balkhash, Zaisan, Issyk-Kul and Sevan). The volume 6 (1992) presents the first generalization of data on history of the small lakes of East European Plain. The plain presents a wide range of geographical zones from tundra to dry steppes.

This volume 7 contains the history of small lakes of Northern Asia: of Southern Ural, Western and Eastern Siberia, Arctic part of Asia, Baical region, Far-East and Southern Sakhalin; also the lakes of Kazakhstan and Middle Asia are presented. The lake history of the Asia mountain ranges: Caucasus, Pamir, Tyen-Shan and Altay is discussed in the separate section. The specific development of the lakes in the different environments is considered. The geological structure, relief, climate fluctuations and vegetation cover evolution were the factors affecting productivity of the lacustrine ecosystems and sedimentation rate during the Late Pleistocene and Holocene.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Г.Г. Мартинсон, Н.Н. Давыдова)	5
Часть I. Факторы природной среды, определяющие особенности распространения озер и проблемы палеолимнологического районирования Севера Азии (В.Ф. Шувалов)	7
Глава 1. Общие закономерности распространения озер в зависимости от природных факторов	7
Глава 2. Гумидная зона	11
Глава 3. Аридная и семиаридная зоны	15
Глава 4. Горные области	17
Глава 5. Некоторые проблемы палеолимнологического районирования	18
Часть II. История озер гумидной зоны	22
Глава 1. Южный Урал. Озеро Увильды (В.И. Хомутова, М.А. Андреева, Н.Н. Давыдова, И.Ю. Неуструева, М.Я. Пушенко, В.Ю. Радаева, Д.А. Субетто)	22
Глава 2. Таяжная зона Западной Сибири (В.А. Астахов)	40
Озеро Ямьилимуганто долины р. Пура (Д.А. Субетто, Х.А. Арсланов, Н.Н. Давыдова, М.Я. Пушенко, В.И. Хомутова)	46
Озера Путорана (Г.Г. Мартинсон)	51
Пойменные озера великих рек Сибири (З.В. Алешинская, Л.Т. Пирумова)	59
Глава 3. Арктическая область. Озеро Таймыр (А.Н. Егоров, В.И. Хомутова)	64
Глава 4. Центральная Якутия. (А.А. Андреев, С.К. Аржакова, И.И. Жирков, К.П. Иванов, А.М. Ларионова, Л.А. Пестрякова, Т.П. Трофимов)	70
Озеро Улхан-Чабыда	76
Глава 5. Озера Прибайкалья и Забайкалья (Г.Г. Мартинсон)	81
Прибайкалье	81
Озеро Фролиха (Н.В. Игнатова, А.Г. Трофимов)	82
Озеро Котокель (А.Г. Трофимов, Г.П. Черняева, В.А. Мишарина)	85
Забайкалье	91
Озеро Гусиное (Г.Г. Мартинсон)	91
Озера Витимского плоскогорья (Г.Г. Мартинсон)	93
Озера Олёкмо-Витимского нагорья (Г.Г. Мартинсон)	96
Глава 6. Дальний Восток	98
Нижнее Приамурье (Ю.А. Микишин)	98
Южный Сахалин. Озеро Тунайча (Ю.А. Микишин, В.Ф. Рыбаков, П.Ф. Бровка)	112
Часть III. История озер семиаридной и аридной зон	121
Глава 1. Озера лесостепной и степной зон Западной Сибири (И.А. Волков, В.С. Волкова, Г.Г. Мартинсон)	121
Озеро Чаны (П.Е. Тарасов)	125
Глава 2. Озера Казахстана (Г.Г. Муравлев)	131
Озеро Пашенное (П.Е. Тарасов)	135
Старичное озеро в долине Иртыша (П.Е. Тарасов)	141
Озера заповедника «Боровое». (Н.Н. Давыдова, Г.Н. Бердовская, И.Ю. Неуструева, М.Я. Пушенко, Д.А. Субетто)	143
Глава 3. Озера пустынь Средней Азии (Д.В. Севастьянов)	175
Дельта Амударьи (С. Ембергенов)	176

Южные Кызылкумы (<i>Э.Д. Мамедов, Г.Н. Трофимов</i>)	184
Часть IV. История озер горного пояса Севера Азии (<i>Д.В. Севастьянов</i>)	190
Глава 1 Кавказ (<i>Ю.В. Ефремов, Э.В. Квавадзе</i>)	192
Глава 2. Памир (<i>Д.В. Севастьянов</i>)	206
Озеро Каракуль	210
Озера Рангуль и Шоркуль	219
Глава 3. Тянь-Шань (<i>Д.В. Севастьянов</i>)	227
Озеро Чатыркель	232
Озеро Сонкель	240
Глава 4. Алтай (<i>Н.Н. Михайлов</i>)	249
Телецкое озеро (Алтынколь)	252
Озеро Маркакуль (Маркаколь)	254
Озеро Джулукуль	255
Озера Катунского хребта Центрального Алтая	256
Озера Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов Центрального Алтая	262
Заключение (<i>Д.В. Севастьянов</i>)	268
Литература	272
Summary	285

CONTENTS

PREFACE (<i>G.G.Martinson, N.N. Davydova</i>)	5
Part I. Northern Asia environment defining the lake distribution. Problems of palaeolimnological division of Northern Asia (<i>V.F. Shuvalov</i>)	7
Chapter 1. Lake distribution and their dependence from natural factors	7
Chapter 2. Humid zone	11
Chapter 3. Arid and semiarid zones	15
Chapter 4. Mountain regions	17
Chapter 5. Problems of paleolimnological division of Northern Asia	18
Part II. History of humid zone lakes	22
Chapter 1 Southern Ural. Lake Uvildy (<i>V. I. Khomutova, M.A. Andreeva, N.N. Davydova, I.Yu. Neustrueva, M.Ya. Pushenko, V.Yu. Radaeva, D.A. Subetto</i>)	22
Chapter 2. Taiga zone of Western Siberia (<i>V.A. Astakhov</i>)	40
Chapter 3. Arctic zone. Lake Taimyr (<i>A.N. Egorov, V.I. Khomutova</i>)	64
Chapter 4. Central Yakutia (<i>A.A. Andreeva, S.K. Arzakova, I.I. Zirkov, K.P. Ivanov, A.M. Larionova, L.A. Pestrjakova, T.P. Trophimova</i>)	70
Lake Ulakhan-Chabyda	76
Chapter 5. Transbaikalian Lake region (<i>G. G. Martinson</i>)	81
Western Baikal District	81
Lake Frolikha (<i>N. V. Ignatova, A. G. Trophimov</i>)	82
Lake Kotokel (<i>A. G. Trophimov, G. P. Chernjaeva, V. A. Misharina</i>)	85

Eastern Baikal District	91
Lake Gusinoysc (<i>G. G. Martinson</i>)	91
Lakes of Vitim plateau (<i>G. G. Martinson</i>)	93
Lakes of Olekmo-Vitim Highland (<i>G. G. Martinson</i>)	96
Chapter 6. Far East.	98
Priamurye (<i>Ju. A. Mikishin</i>)	98
Southeru Sakhalin. Lake Tunuicha (<i>Ju. A. Mikishin, V. F. Rybakov, P. F. Brovko</i>)	112
Part III. History of lakes semiarid and arid zones	121
Chapter 1. Lakes of temperate forest-steppe and steppe zones of Western Siberia (<i>J. A. Volkov, V. S. Volkova, G. G. Martinson</i>)	121
Lake Chang (<i>P. E. Tarasov</i>)	125
Chapter 2. Lakes of Kazakhstan (<i>G. G. Muravlev</i>)	131
Lake Pashennoye (<i>P. E. Tarasov</i>)	135
Lakes of Irtysh River Valley (<i>P. E. Tarasov</i>)	141
Lakes of the «Borovoe» Nature reserve (<i>N. N. Davydova, G. N. Berdovskaya, I. Ju. Neustrueva, M. Ja. Pushenko, D. A. Subetto</i>)	143
Chapter 3. Lakes of Middle Asia Deserts (<i>D. V. Sevastjanov</i>)	175
Amudarya delta (<i>S. Embergenov</i>)	176
Southern Kyzylkum (<i>E. D. Mamedov, A. G. Trophimov</i>)	184
Part IV. History of lakes of Mountain range of Northern Asia (<i>D. V. Sevastjanov</i>)	190
Chapter 1. Caucasus (<i>Yu. V. Efremov, E. V. Kvavadze</i>)	192
Chapter 2. Pamir (<i>D. V. Sevastjanov</i>)	206
Lake Karakul	210
Lakes Rangkul and Shorkul	219
Chapter 3. Tien-Shan (<i>D. V. Sevastjanov</i>)	227
Lake Chatyrkol	232
Lake Sonkol	240
Chapter 4. Altay (<i>N. N. Mihailov</i>)	249
Lake Teletskoye	252
Lake Markakul	254
Lake Dzulukul	255
Lakes of the Katunsky range of the Central Altay	262
Lakes of Northern Chuisky and Southern Chuisky ranges of the Central Altay	262
Conclusions (<i>D. V. Sevastjanov</i>)	268
References	272
Summary	285