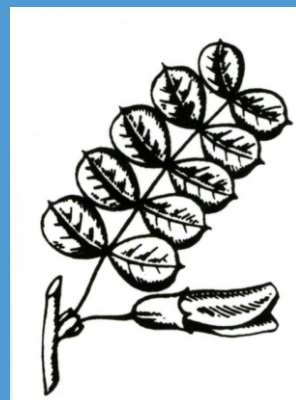


ЛИМНОЛОГИЯ И ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ МОНГОЛИИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ
НАУК

АКАДЕМИЯ НАУК
МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
РОССИЙСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
КОМПЛЕКСНАЯ
БИОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

ОРОСЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

МОНГОЛЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

МОНГОЛ-ОРОСЫН
БИОЛОГИЙН ХАМТАРСАН
ИЖ БҮРЭН ЭКСПЕДИЦИ



**БИОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ
И ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ
МОНГОЛИИ**

**ТРУДЫ СОВМЕСТНОЙ РОССИЙСКО-МОНГОЛЬСКОЙ
КОМПЛЕКСНОЙ БИОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ**

Том LX

Серия основана в 1972 г.

**ЛИМНОЛОГИЯ И
ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ
МОНГОЛИИ**

МОСКВА 2014

МОНГОЛ ОРНЫ
БИОЛОГИЙН БАЯЛАГ
БА БАЙГАЛИЙН НӨХЦӨЛ

ОРОС-МОНГОЛЫН ХАМТАРСАН БИОЛОГИЙН
ИЖ БҮРЭН ШИНЖИЛГЭЭНИЙ АНГИЙН БҮТЭЭЛ

LX боть
Цуврал 1972 онд үндэслэгдсэн болно

МОНГОЛ ОРНЫ НУУР СУДЛАЛ БА ЭРТНИЙ НУУРУУД

Ю. Ю. Дгебуадзе, Н. Батнасан, Г. Н. Бердовская, Н. Н. Верзилин, Е. В. Девяткин, Н. И. Дорофеюк, А. Дулмаа, А. Н. Егоров, Н. А. Калмыкова, Л. Г. Корнева, Н. Г. Косолапова, А. В. Крылов, М. С. Куликовский, А. А. Лийва, Н. Лувсандорж, Г. Г. Мартинсон, Б. Мэндсайхан, И. Ю. Неуструева, Т. В. Николаева, В. А. Петухов, А. Г. Пономаренко, А. А. Пржиборо, А. А. Прокин, А. А. Рассказов, Г. Санчир, Д. В. Севастьянов, В. В. Скворцов, Ё. Ханд, П. М. Царенко, С. Цугар, Ж. Цэрэсодном, Д. Цэцэгмаа, Е. Н. Чеботарев, В. Ф. Шувалов

Редакционная коллегия
изданий Совместной Российско-Монгольской
комплексной биологической экспедиции РАН и АНМ:
Д. С. Павлов, О. Шагдарсүрэн (ответственные редакторы),
Р. В. Камелин, Н. Улзийхутаа, П. Д. Гунин, Ч. Дугаржав, Ц. Жанчив, Ю. Ю. Дгебуадзе,
Я. Адъяа, Н. И. Дорофеюк, И. Тувшинтогтох,
Ю. И. Дробышев, Ч. Доржсүрэн (ученые секретари)

Редакционная коллегия тома:
академик РАН, профессор Ю. Ю. Дгебуадзе (отв. редактор),
доктор биологических наук Н. И. Дорофеюк,
профессор, доктор биологических наук А. В. Крылов,
профессор, доктор географических наук Д. В. Севастьянов

Рецензенты:
профессор, доктор биологических наук В. Т. Комов
профессор, доктор географических наук Д. А. Субетто

Лимнология и палеолимнология Монголии (издание второе, дополненное) / Отв. ред. Ю. Ю. Дгебуадзе. М., 2013. — 412 с.; ил. — (Биологические ресурсы и природные условия Монголии: Труды Совместной Российско-Монгольской комплексной биологической экспедиции РАН и АНМ; т. 60). — ISBN 978-5-906592-16-3

В книге обсуждаются проблемы пространственного распространения озер Монголии, их морфометрические, гидрохимические, гидробиологические черты, типизация озер. Обобщается история озер с юрского до голоценового времени включительно. Выявлены особенности развития озер в зависимости от рельефа, климата, тектоники, вулканизма. Рассматриваются условия формирования полезных ископаемых озерного происхождения, вопросы рационального использования озерных ресурсов и экологии древних и современных бассейнов. Все проблемы решаются на базе оригинальных материалов, полученных авторами в годы исследований в составе Совместных Российско-Монгольских биологической, геологической и палеонтологической экспедиций Академии наук России и Академии наук Монголии.

Limnology and Palaeolimnology of Mongolia / Ed. Yu. Yu. Dgebuadze. Moscow, 2014. — 412 pp.; ill. — (Biological resources and natural conditions of Mongolia: Proceedings of the Joint Russian-Mongolian Complex Biological Expedition RAS and MAS, Vol. 60). — ISBN 978-5-906592-16-3

The book treats the problems of Mongolian lakes spatial distribution, its morphometric, hydrochemical, hydrobiological characteristics and lake types design. The history of lakes from the Jurassic to the Holocene is considered. Peculiarities of lakes development, depending on terrain, climate, tectonics and volcanism are provided. The conditions of lacustrine-origin minerals formation, the rational use of lake resources and ecology of ancient and recent basins are discussed. All problems are treated by the authors on the basis of original materials, obtained in the course of a Joint Russian-Mongolian biological, geological and palaeontological expeditions of Russian Academy of Sciences and the Academy of Sciences of Mongolia.

ВВЕДЕНИЕ*

Настоящая монография является первым всесторонним обобщением различных, преимущественно оригинальных материалов по современному состоянию и истории озерных водоемов Монголии.

В первой части книги описывается современное состояние многочисленных озер Монголии, общее количество которых превышает 3500. При этом в их число входят лишь озера, имеющие площадь зеркала более 0.1 км². В зависимости от приуроченности к той или иной климатической зоне и по ряду других причин озера Монголии чрезвычайно разнообразны по морфологии, морфометрии, размерам, солености и другим параметрам. Все это находит отражение в первых четырех главах, где разбираются вопросы пространственного распространения озер в различных зонах (лесной, лесостепной, степной, полупустынной и пустынной, а также в горных районах), рассматриваются проблемы генезиса озерных котловин, вопросы типизации озер, их источники питания и др. Значительное внимание уделяется степени минерализации озер, связанной как с климатическими особенностями зон их развития, так и с геологическим строением водосборов и самих озерных котловин, а также гидробиологическим характеристикам озерных водоемов Монголии.

Монголия является одним из немногих регионов на нашей планете, где природные процессы в реках и озерах в значительной степени протекают в основном еще естественным путем; антропогенное воздействие здесь весьма ограниченное. Данное обстоятельство дает возможность (при достаточно длительных исследованиях) проследить влияние главных природных процессов на изменения, происходящие в водных бассейнах этой обширной территории (свыше 1500000 км²), и использовать полученные данные как основу для сравнения со значительно более затронутыми воздействиями человека озерами аналогичных климатических зон Китая, России, Казахстана и других регионов Евразии. Тем самым монгольские озера могут быть использованы как естественная природная лаборатория для выяснения истории Азиатских бассейнов вообще. Важно также отметить, что именно в северных районах Монголии происходит в значительной мере формирование стока таких важнейших рек и озер Сибири и Дальнего Востока, как Енисей, Амур, Байкал. Причем в формировании этого стока участвуют такие крупнейшие пресноводные озера Монголии, как Хубсугул и Буйр, из которых соответственно вытекают реки Эгийн (один из истоков Селенги, основного источника питания Байкала) и Орчун (один из истоков Аргунь — Амура).

В создании этой части книги приняли участие *Д. В. Севастьянов* (Санкт-Петербургский государственный университет), *А. Н. Егоров*, *Е. Н. Чеботарев*, *В. В. Скворцов* (Институт озероведения), а также *Ю. Ю. Дзебуадзе*, *Н. И. Дорофеев* (ИПЭЭ РАН) и монгольские исследователи *Ж. Цэрэнсодном*, *А. Дулмаа*, *Н. Лувсандорж*, *Н. Батнасан*, *С. Цугар* и др. Большая часть указанных исследо-

* К первому изданию книги.

вателей работала в составе Совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедиции.

Вторая часть книги освещает историю монгольских озер, начиная с мезозоя (юры) до голоцена включительно. Книга написана в основном на базе геологических, геохимических и палеонтологических материалов, полученных авторами на территории Монголии. Анализ новых данных свидетельствует о том, что большинство древних озер располагалось отнюдь не там, где сейчас, нередко в безводных ныне районах Гоби, Восточной и Западной Монголии. Причем характер древних бассейнов существенно отличался от современных в силу иных климатических, тектонических и прочих условий того времени. Существенно иным был и гипсометрический уровень районов их распространения (местами в Гоби он был близок к уровню моря, тогда как в настоящее время наименьшая отметка в оз. Хух на востоке Монголии составляет 552 м, а средняя высота ее территории около 1580 м); размеры отдельных мезозойских озер в Гоби достигали сотен тысяч квадратных километров (сейчас крупнейшее озеро Монголии — Убсу имеет площадь 3423 км²). Определенная преемственность в пространственном распространении некоторых озер Западной Монголии прослеживается лишь начиная с неогена (Убсу, Хиргис, Хар-Ус и др.). Однако в силу изменения климата в сторону аридности и холодности с тех пор размеры большинства из этих озер значительно уменьшились. Многие из современных озер ведут свою историю лишь с плейстоцена.

Анализ материалов по мезозойским и кайнозойским лимническим отложениям Монголии указывает на чрезвычайно сложную историю формирования и развития бассейнов их накопления, нередко не имеющую современных аналогий. Со многими из этих отложений связаны важнейшие полезные ископаемые (уголь, нефть, горючие сланцы, цеолиты, строительные материалы, различные соли и др.), широко используемые ныне в промышленности и сельском хозяйстве как самой Монголии, так и в сопредельных с нею странах.

Неоднократно подчеркивающаяся полнота мезо- и кайнозойского континентального разреза Монголии и обилие в нем ископаемой фауны и флоры выводит ее территорию в число уникальных по возможности выявления важнейших палеогеографических особенностей того времени и условий возникновения, развития и становления органического мира Азии в целом и даже на всей Земле. Богатейшие уникальные местонахождения динозавров, моллюсков, остракод, млекопитающих, рыб, черепах, харовых водорослей и других, обнаруженные в мезозойских и кайнозойских осадочных, преимущественно лимнических толщах Гоби и других регионов страны, дают возможность проследить изменения и в экологическом характере самих древних водоемов. Изучение геохимических особенностей озерных толщ позволило выяснить главные черты литогенеза донных осадков мезозойских и кайнозойских водоемов. При выяснении климатических изменений на территории Монголии в последние тысячелетия существенным явились данные по диатомовому, спорово-пыльцевому и некоторым другим видам анализов донных осадков. Все это в совокупности позволяет впервые достаточно полно осветить историю монгольских озер.

В соответствии со стоявшими перед нами задачами во второй части книги нашли отражение такие вопросы, как палеогеография озер в мезозое и кайнозое, палеоэкология этих бассейнов, особенности осадконакопления и литогенеза донных осадков в мезозое, палеогене и неогене. Особо подчеркивается специфика истории озер в плейстоцене, обусловленная такими изменениями климата, которые привели к неоднократным оледенениям в горных районах.

В создании второй части книги основное участие принимали сотрудники Института озераведения РАН: *В.Ф. Шувалов, Г.Г. Мартинсон, И.Ю. Неуструева, Г.Н. Бердовская*. Кроме того, в составлении отдельных глав участвовали *Н.Н. Верзилин, Н.А. Калмыкова, Т.В. Николаева, Д.В. Севастьянов* (Санкт-Петербургский университет), *Н.И. Дорофеев* (ИПЭЭ РАН), *Е. Ханд* (Геологический институт АН Монголии) и некоторые другие исследователи. Большая часть приводимых материалов получена участниками Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР *В.Ф. Шуваловым, Е.В. Девяткиным* (Геологический институт АН СССР), *Г.Г. Мартинсоном* и *Н.Н. Верзилиным*, а также участниками Совместной Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции *И.Ю. Неуструевой, Е. Ханд* и Совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедиции *Н.И. Дорофеев, А.Н. Егоровым* и *Д.В. Севастьяновым*.

В третьей части книги приводятся материалы по важнейшим полезным ископаемым, связанным с современными и древними озерами Монголии, разбираются вопросы рекреационного использования озер, основные природоохранные мероприятия, которые могут способствовать сохранению либо воспроизводству озерных бассейнов, сохранению их рыбных запасов или умножению в будущем.

В книге сохранены названия государств, экспедиций, рек, озер и т.д., которые существовали на период проведения работ и написания монографии.

ВВЕДЕНИЕ*

Практически сразу после выхода в свет первого издания коллективной монографии „Лимнология и палеолимнология Монголии” (1994) она оказалась библиографической редкостью. Это обстоятельство, а также большой объем новых данных, полученных за прошедшие два десятилетия во время продолжавшихся полевых исследований участниками Совместной Российско-Монгольской комплексной биологической экспедиции Российской академии наук и Академии наук Монголии (СРМКБЭ), потребовали обобщения и подготовки нового, дополненного и переработанного издания книги. Одним из факторов, способствующих развитию работ по лимнологии на данном этапе, было привлечение ученых не только из организаций, работавших на монгольских водоемах ранее (Института озероведения РАН, Института проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (ИПЭЭ РАН), Института биологии и Института ботаники АМН, Зоологического института РАН (ЗИН РАН), Санкт-Петербургского государственного университета, Геологического института РАН, Института геологии АНМ), но и высококвалифицированных специалистов из Института биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН (ИБВВ РАН), Палеонтологического института им. А.А. Борисяка (ПИН РАН) и Института геоэкологии АНМ. В результате исследований удалось существенно продвинуться как в описании биоразнообразия, так и в исследованиях структуры и функций экосистем озер Монголии. Многие из этих результатов вошли во второе издание настоящей коллективной монографии.

За годы после выхода первого издания книги была продолжена обработка ранее собранного материала, которая позволила существенно пополнить знания по биоте монгольских озер.

Так, Н.И. Дорофеюк и Д. Цэцэгмаа обобщили собственные и литературные данные по составу и распространению 1574 видов альгофлоры Монголии (Дорофеюк, Цэцэгмаа, 2002). Позднее были обобщены результаты десятилетних исследований в Монголии голоценовых и современных диатомовых водорослей — важного компонента и удобного объекта ретроспективного анализа водных экосистем. Составлен современный список и установлено распространение 1393 видов и внутривидовых таксонов, принадлежащих 120 родам диатомовых водорослей; 594 из них являются новыми для Монголии, а 108 — новыми для науки (Dorofeyuk, Kulikovskiy, 2012).

В результате многолетних исследований на периодически высыхающих водоемах Долины Озер было обнаружено уникальное природное явление, позволившее выявить механизм диверсификации рыб рода *Oreoleuciscus* (алтайских османов) на поздних этапах онтогенеза. Фактически было показано как карликовая форма алтайского османа (*Oreoleuciscus humilis*) превращается в озерную форму (Dgebuadze, 1995; Дгебуадзе, 2001).

Многолетние исследования образа жизни рыб оз. Хубсугул, выполненные сотрудниками Иркутского государственного университета, были обобщены П.Я. Тугариной (2002).

* Ко второму изданию книги.

В начале XXI-го века были возобновлены регулярные полевые исследования озер Монголии. Как и в предыдущие 25 лет, они проводились главным образом участниками СРМКБЭ РАН и АНМ под общим научным руководством А. Дулмаа и Ю.Ю. Дгебуадзе. Начальниками гидробиологического отряда СРМКБЭ, работавшего на озерах, в разные годы были Ю.В. Слынько и А.В. Крылов. В этих полевых исследованиях принимали участие сотрудники ИБВВ РАН: *Д.Ф. Павлов, Ю.М. Лебедев, В.Г. Девяткин, В.Г. Папченков, А.И. Копылов, А.Н. Касьянов, Д.Б. Косолапов, В.Т. Комов, Г.Х. Щербина, М.С. Куликовский, Д.П. Карабанов, А.А. Прокин*, а также исследователи из ИПЭЭ РАН: *А.А. Котов, А.М. Прокофьев* и Ю.Ю. Дгебуадзе и ЗИН РАН: *В.Р. Алексеев* и *А.А. Пржиборо*. С монгольской стороны в сборе материала принимали участие *А. Дулмаа, Ч. Аюушсурэн* из Института биологии АНМ, сотрудники Института геоэкологии АНМ *М. Эрдэнэбат, Б. Мэндсайхан* и *А. Энхтуяа* и Института ботаники АНМ *Д. Цэцэгмаа*, а также студенты ВУЗов Монголии.

Интенсификация полевых исследований на озерах Монголии была обусловлена необходимостью исследований водных экосистем в связи с глобальными климатическими и антропогенными воздействиями. Особое внимание было уделено водоемам бассейна р. Селенги, в ходе которых гидробиологическими работами были охвачены ранее неизученные малые озера. Результатом этих исследований было опубликование коллективной монографии „Водные экосистемы бассейна Селенги” (2009), в которой приведены данные по биоте ряда озер бассейна.

Были продолжены исследования водоемов Центральноазиатского бессточного бассейна: Котловины Больших Озер и Долины Озер. Результаты именно этих работ дополнили разделы, касающиеся сведений о видовом составе и структуре сообществ гидробионтов озер Монголии, представленные в соответствующих разделах настоящего издания. В первую очередь это касается флоры высших водных растений и зарастания (*А. Дулмаа*, Институт биологии АНМ — раздел 4.1.2), фитопланктона и фитобентоса (*Н.И. Дорофеюк*, ИПЭЭ РАН, *Д. Цэцэгмаа*, Институт ботаники АНМ; *Л.Г. Корнева* и *М.С. Куликовский*, ИБВВ РАН; *П.М. Царенко*, Институт ботаники им. М.Г. Холодного НАН Украины — раздел 4.2), зоопланктона (*А.В. Крылов*, ИБВВ РАН; *А. Дулмаа*, Институт биологии АНМ — раздел 4.5), донных макробеспозвоночных (*А.А. Прокин*, ИБВВ РАН; *А.А. Пржиборо*, ЗИН РАН — раздел 4.6), рыб (*Ю.Ю. Дгебуадзе*, ИПЭЭ РАН; *А. Дулмаа*, Институт биологии АНМ; *Б. Мэндсайхан*, Институт геоэкологии АНМ — раздел 4.7). Кроме того, появились совершенно новые сведения о сообществах планктонных гетеротрофных жгутиконосцев (*Н.Г. Косолапова*, ИБВВ РАН — раздел 4.4).

Разделы книги, посвященные географии, гидрологии и гидрохимии озер остались практически без изменений, однако были тщательно выверены *Д.В. Севастьяновым* (Санкт-Петербургский государственный университет).

Практически без изменений осталось большинство сведений о палеолимнологии Монголии, но появился новый раздел о насекомых в древних озерах (*А.Г. Пономаренко*, ПИН РАН и *А.А. Прокин*, ИБВВ РАН — раздел 9.3).

Большую помощь в публикации второго издания коллективной монографии оказало руководство СРМКБЭ во главе с ее начальником профессором *П.Д. Гуниньым*.

Авторы благодарны всем организациям и лицам, оказавшим помощь в проведении исследований и подготовке рукописи. В частности, автор второй части раздела по зообентосу благодарит за определение водяных клещей *О.Д. Жаворонкову*, за проверку определения некоторых видов олигохет и хирономид *Н.Н. Жгареву*, *Н.Р. Архипову* (ИБВВ РАН) и *А.А. Пржиборо* (ЗИН РАН), моллюсков — *М.О. Сонна* (ОФ ИБЮМ, Одесса, Украина), за помощь в фотографировании беспозвоночных — *С.М. Жданову*, *В.И. Лазареву* и *В.А. Гусакова* (ИБВВ РАН), *С.Э. Болотова* (ИБВВ РАН) — за построение дендрограммы. Авторы раздела „Ихтиофауна” очень признательны *Ю.В. Слынько*, *Д.П. Карбанову* (ИБВВ РАН) и *А.М. Прокофьеву* (ИПЭЭ РАН) за помощь в сборе материала и уточнении видового состава и распространения рыб Монголии. Эта работа частично поддержана грантом РФФИ 11-04-92006-ННС-а. Работа над разделом 4.2.2 была выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 12-04-00257-а, раздела 4.2.3 — гранта РФФИ № 10-04-93163 Монг_а. Подготовка раздела 9.3 была поддержана программой Президиума РАН „Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем” и грантами РФФИ № 11-04-01712 и № 11-04-90798; его авторы благодарят *Е.Д. Лукашевич*, *Н.Д. Синиченкову*, *Д.В. Василенко* и *Д.Е. Щербакова* (ПИН РАН) за предоставление некоторых иллюстраций и консультации, *А.В. Крылова* и *Е.А. Прокину* (ИБВВ РАН) за помощь в подготовке рисунков, *Н.Н. Жгареву* (ИБВВ РАН) за редактирование текста раздела.

Во время подготовки первого издания книги состояние и динамика озерных систем Монголии в значительной степени формировались в силу естественных процессов при весьма ограниченном антропогенном воздействии. В последние два десятилетия ситуация кардинально изменилась. Рост антропогенного загрязнения и эвтрофирования сопровождалась в эти годы существенными климатическими изменениями. Последнее обстоятельство, в частности, сказалось на характере циклических колебаний водности озер Центральноазиатского бессточного бассейна. Новым вызовом для водных систем Монголии становится и развитие гидростроительства. В результате этой деятельности уже появились два новых водохранилища в бассейнах рек Ховд и Дзабхан. Можно надеяться, что эти новые озерные системы и динамика уже существующих станут объектами будущих лимнологических исследований.

По вопросам контактов с авторами глав и отдельных разделов можно обращаться к руководству СРМКБЭ с российской стороны: *monexp@mail.ru* (*Сурун Дашинимаевна Сыртыпова*), а также *Дмитрию Викторовичу Севастьянову* — *ecolim@rambler.ru*

Редакционная коллегия тома:

Ю. Ю. Дгебуадзе, Н. И. Дорофеев, А. В. Крылов, Д. В. Севастьянов

НАЗВАНИЯ ОЗЕР И РЕК МОНГОЛИИ В КНИГЕ

Несмотря на то, что официальная письменность Монголии на кириллице, в ряде случаев бывает трудно произнести или написать в русской транскрипции или транслитерации сложные названия географических объектов этой страны. Зачастую это приводит к многообразию названий одного и того же природного объекта. Так, например, в ряде публикаций можно прочитать Хяргас нур, в ряде — Хиргис; Косогол и Хубсугул; Дзабхан-Гол, Забхан-гол и Завхан-гол и т.д.

Ниже на русском и монгольском языках мы приводим названия озер, которые наиболее подробно описаны в книге.

На русском языке	На монгольском языке*	На русском языке	На монгольском языке*
Озера			
оз. Айраг	Айраг нуур	оз. Улагчны-Хар	Улаагчины хар нуур
оз. Ачит	Ачит нуур	оз. Урэг	Үүрэг нуур
оз. Баян	Баян нуур	оз. Шут	Шуут нуур
оз. Бон-Цаган	Бөөнцагаан нуур	оз. Хар	Хар нуур
оз. Буйр	Буйр нуур	оз. Хар-Ус	Хар Ус нуур
оз. Буст	Бүст нуур	оз. Хармай	Хармайн нуур
оз. Гандан	Гандан нуур	оз. Хиргис	Хяргас нуур
оз. Даба	Давааны нуур	оз. Хоргон	Хурган нуур
оз. Далай	Далай нуур	оз. Хоромдог	Хормдог нуур
оз. Даян	Даян нуур	оз. Хотон	Хотон нуур
оз. Дод-Цаган	Доод Цагаан нуур	оз. Хубсугул	Хөвсгөл нуур
оз. Дунд	Дунд нуур	оз. Хунгуйн-Баян	Хүнгүйн Баян нуур
оз. Дургэн	Дөргөн нуур	оз. Хурган	Хурган нуур
оз. Дуро	Дөрөө нуур	оз. Хух	Хөх нуур
оз. Жугнайн	Жугнайн нуур	оз. Яхийн	Яхь нуур
оз. Ногон	Ногоон нуур	Реки	
оз. Орог	Орог нуур	р. Булган	Булган гол
оз. Сангийн-Далай	Сангийн далай нуур	р. Дзабхан	Завхан гол
оз. Тарган	Тарган нуур	р. Керулен	Хэрлэн гол
оз. Тацын-Цаган	Таацын Цагаан нуур	р. Онон	Онон гол
оз. Толбо	Толбо нуур	р. Орхон	Орхон гол
оз. Тэлмэн	Тэлмэн нуур	р. Селенга	Сэлэнгэ гол
оз. Тэрхийн-Цаган	Тэрхийн цагаан нуур	р. Тэс	Тэсийн гол
оз. Убсу	Увс нуур	р. Улдза	Улз гол
оз. Угий	Өгий нуур	р. Халхин	Халхын гол
оз. Улан	Улаан нуур	р. Ховд	Ховд гол

* Монгольские названия озер приведены по Ж. Цэрэнсодном (2000).

В тексте книги из названий озер и рек исключены слова „нур” или „нуур”, в переводе с монгольского языка обозначающих „озеро”, и слово „гол”, которое переводится как „река”, если перед названием водоемов стоит русское „оз.” или „озера”, и „р.” или „реки”.

Часть I

ЛИМНОЛОГИЯ МОНГОЛИИ

1. ГЕОГРАФИЯ ОЗЕР МОНГОЛИИ*

1.1. ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕР

Монголия со времени ее первого посещения российскими исследователями Н.М. Пржевальским и его спутником М.А. Пыльцовым в 1870 г. стала привлекать внимание многих российских ученых и путешественников. Однако, несмотря на разнообразие научных экспедиций, организованных на ее территорию из России, до начала прошлого столетия она была крайне слабо изучена в физико-географическом и, особенно — в лимнологическом отношении. В истории исследований озер Монголии можно выделить три периода, отличающихся друг от друга как методами изучения, так и характером хозяйственного использования водоемов и общими результатами исследований.

Первый период охватывает конец XIX-го и начало XX-го веков, вплоть до народной революции 1921 г. В этот период исследование природы озер проводилось главным образом русскими учеными-путешественниками попутно с изучением географии, геологии и хозяйства страны.

Первые сведения об озерах Монголии встречаются в трудах и отчетах русских исследователей, посетивших ее в разные годы: Н.М. Пржевальского (1876), Г.Н. Потанина (1883), М.В. Певцова (1883), Д.А. Клеменца (1895), С.П. Перетолчина (1903), В.С. Елпатьевского (1904), В.В. Сапожникова (1911) и др., которые сообщали сведения о местонахождении рек и озер, о морфометрии и гидрологическом режиме, качестве вод, особенностях флоры и фауны водоемов.

Н.М. Пржевальский, совершивший первое путешествие по Монголии с 1870 по 1888 гг., впервые нанес на карту горные хребты, ряд озер и рек страны, дал их общее географическое описание.

Г.Н. Потанин, проводивший исследования с 1876 по 1899 гг., собрал важные научные сведения об озерах Западной Монголии: Даян, Тал, Урэг, Убсу, Хар, Хиргис и др. Он впервые определил размеры озер, глубины, происхождение их котловин, привел сведения о водном режиме озер, определил гидрохимические особенности, впервые выдвинул предположение о существовании в прошлом обширного Гобийского водоема, объединявшего существующие поныне водоемы Котловины Больших Озер (КБО).

Значительный вклад в изучение озер Монголии в этот период внесли С.П. Перетолчин (1903) и В.С. Елпатьевский (1904), которые провели первые лимнологические исследования на оз. Хубсугул. С.П. Перетолчиным были получены первые данные о течениях, глубинах, характере берегов, гидрохимиче-

* Д. В. Севастьянов, Ж. Цэрэнсодном

ских особенностях вод озера. В.С. Елпатьевским были собраны обширные материалы по морфометрии, термике, гидробиологии и донным отложениям озера.

Важные научные исследования на территории Монголии проводились П.К. Козловым — последователем Н.М. Пржевальского. Он впервые получил сведения о водном режиме, морфометрии, гидрохимии и гидробиологии озер Монгольского Алтая, Котловины Больших Озер (КБО) и Долины Озер (ДО).

Второй период, начавшийся в 1920-х гг., продолжался до середины 1960-х гг., когда на озерах Монголии были организованы первые водомерные посты и гидрометеорологические станции. В это время сложилось плодотворное содружество между советскими и монгольскими учеными, значительно расширился объем комплексных исследований природных ресурсов страны.

Важным фактором развития научных исследований было создание в 1921 г. Комитета науки МНР и образование в 1925 г. в СССР Монгольской комиссии, на которые возлагалось решение вопросов по организации и проведению экспедиционных исследований в МНР, публикации результатов этих исследований и оказанию взаимной научной помощи. В результате проведенных исследований был получен богатейший новый материал для познания природных условий и ресурсов Монголии. Отличительной особенностью этого периода были не только комплексные геолого-географические исследования, но и специализация и углубление отдельных исследований.

Большой вклад в изучение природы Монголии, в том числе озер, внесли географы С.А. Кондратьев (1929), В.А. Смирнов (1932), А.Д. Симуков (1933, 1938), Э.М. Мурзаев (1947, 1948, 1952), Н.Т. Кузнецов (1951, 1959), почвовед Н.Д. Беспалов (1951), ботаник А.А. Юнатов (1946, 1948) и др.

Из работ рассматриваемого периода можно выделить важные обобщения материалов по палеогеографии озер Монголии, по генезису озерных котловин и физико-географическим особенностям водоемов, содержащиеся в известной книге Э.М. Мурзаева „Монгольская Народная Республика” (1952), а также в ряде других публикаций, где имеются краткие сведения об озерах Монголии. Важные сведения о химизме озерных вод приводятся в работах В.А. Смирнова (1932), С.Н. Алексейчика и А.Я. Стефаненко (1947), Н.Д. Беспалова (1951), Н.А. Маринова (1957). Некоторые гидрологические особенности озер освещены в работах Н.Т. Кузнецова (1951, 1959), Ш. Цэгмида (1955 *а*, *б*). Гидробиологические исследования на озерах Монголии начались лишь в 1950-х гг. Некоторые результаты исследований нашли свое отражение в работах А. Дашдоржа (1955) и др.

Третий период изучения озер Монголии относится к началу 1960-х гг., когда главное внимание стало уделяться развитию полустационарных исследований и экспериментальных работ. В это время запросы народного хозяйства страны потребовали более широкого использования природных ресурсов озер и вызвали соответствующее развитие озероведения.

В 1959–1960 гг. на оз. Хубсугул началась совместная работа экспедиции Монгольского и Иркутского государственных университетов, возглавляемая А.А. Томиловым и А. Дашдоржем (1965). Это была первая совместная комплексная лимнологическая экспедиция, изучавшая одно из самых глубоких озер

Центральной Азии. Сотрудниками экспедиции была составлена батиметрическая схема оз. Хубсугул, осуществлены гидрохимические съемки озера, выполнен комплекс гидробиологических исследований.

С созданием в 1962 г. Института географии и мерзлотоведения и в 1965 г. Института биологии Академии наук МНР значительно расширился объем научных исследований на озерах Монголии в целях получения необходимой географо-лимнологической информации. В различные районы страны направляются лимнологические экспедиции в целях изучения природных ресурсов основных крупных озер страны, имеющих народнохозяйственное значение. Географо-гидрологическое направление в исследовании озер получило развитие в Институте географии и мерзлотоведения АН МНР. Были изучены морфологические и морфометрические особенности крупных озер Монголии, составлены первые батиметрические карты и карты донных отложений некоторых озер, изучен генезис озерных котловин и гидрологические особенности водоемов. Первое обобщение материалов было сделано Ж. Цэрэнсодномом (1971).

Наряду с экспедиционными исследованиями в этот период расширились стационарные наблюдения на озерных станциях. Активное участие в изучении водного и теплового режима озер начал принимать Институт метеорологии и гидрологии МНР. В 1962 г. открылись гидрометрические посты на озерах Хубсугул и Убсу, а в 1967 г. — на оз. Буйр.

Из общего цикла лимнологических исследований этого периода выделяются физико-химические исследования минеральных озер страны, проводившиеся Институтом химии АН МНР, а также Министерством сельского хозяйства МНР. В целях установления запасов минеральных солей и возможностей их использования в химической и пищевой промышленности были обследованы обширные области распространения минерализованных озер Монголии: Котловины Больших Озер, Долины Озер, озерных районов Центральной и Восточной Монголии. Существенный вклад в познание гидрохимии озер и рек Монголии внесли работы Ш. Лувсандоржа (1967) и Н. Цэнд (1966), в которых обобщены сведения об особенностях формирования химического состава вод, их классификации, выявлены закономерности распространения минеральных озер на территории Монголии.

Гидробиологические исследования озер получили более широкое развитие с организацией в стране Института биологии АН МНР, а также созданием первой комплексной экспедиции Иркутского и Монгольского государственных университетов. Результаты изучения видового состава гидробионтов, биомассы и биологической продуктивности озер Монголии были опубликованы в статье А.А. Томилова и А. Дашдоржа (1965), а также в коллективной монографии „Природные условия и ресурсы Прихубсугуля” (1976). Важным этапом в гидробиологическом изучении озер Монголии явились исследования водоемов Дархатской котловины, Монгольского Алтая, Котловины Больших Озер и Восточной Монголии. Были проведены важные научные исследования экологии и биологии промысловых рыб таких озер, как Буйр, Тэрхийн-Цаган, Угий, Дод-Цаган и др. (Цэнд-Аюуш, 1967, 1970; Дулмаа, Баасанжав, 1972; Дулмаа, 1974 а, б; Дулмаа, Нансалмаа, 1977).

В конце 20-го века лимнологические исследования проводились в рамках Советско-Монгольской экспедиции Иркутского и Монгольского государственных университетов, Совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедиции и Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Некоторые результаты изучения озер отражены в монографиях „Рыбы Монгольской Народной Республики” (1983), „Лимнологические очерки Монголии” (Бульон, 1985), „Экология и хозяйственное значение рыб МНР” (1985), „Атлас озера Хубсугул” (1989), „Озера МНР и их минеральные ресурсы” (1991) и в ряде других публикаций.

Полустационарные сезонные наблюдения в течение ряда лет проводились на оз. Угий сотрудниками Института географии и мерзлотоведения АН МНР. В результате накопленных ценных лимнологических данных создана основа озерного мониторинга.

Палеолимнологические исследования были организованы Совместной Советско-Монгольской геологической и Советско-Монгольской палеонтологической экспедициями АН СССР и АН МНР, затем продолжены Совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедицией АН СССР и АН МНР при участии сотрудников Института озероведения АН СССР. На основе проведенного изучения древних озерных отложений удалось расчленить континентальные мезозойские и кайнозойские образования, провести их корреляцию и составить стратиграфические схемы, выяснить палеогеографические особенности прошлых эпох и установить последовательность эволюции органического мира на территории Монголии. Результаты палеолимнологических исследований опубликованы в ряде научных работ: „Стратиграфия мезозойских отложений Монголии” (1975), „Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии” (1980), „Кайнозой Внутренней Азии” (Девяткин, 1981), „Мезозойские озерные бассейны Монголии” (1982), „Палеогеография голоцена и верхнего плейстоцена Центральной Монголии” (Поздний кайнозой ..., 1989) и др.

В результате работ последнего периода существенно пополнились наши представления о лимнологии и палеолимнологии Монголии, а также об особенностях природной среды озер обширных территорий Центральной Азии.

1.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЗЕР

Географические особенности современного распределения и состояния озер Монголии представляют исключительный интерес, так как дают основу для понимания эволюционных процессов развития ландшафтов Центральной Азии. В условиях недостаточного увлажнения территории Монголии важной задачей является познание природных закономерностей и тенденций развития озер с целью научно-обоснованного рационального использования их водных, минеральных и биологических ресурсов.

В целом водные ресурсы Монголии ограничены, а распределение их по территории неравномерно. В стране, площадь которой составляет 1554663 км², насчитывается свыше 3000 озер с размерами акватории более 0.1 км². Из этого коли-

чества 27 озер имеют площадь свыше 50 км², 16 озер — свыше 100 км², 4 озера — более 1000 км². Суммарная площадь всех озер превышает 15996 км², т.е. составляет около 1% всей территории страны. Объем водной массы всех озер превышает 500 км³, из которых 380.7 км³ сосредоточено в оз. Хубсугул. Большая часть озер Монголии содержит минерализованную воду. Объем соленых и рапных озер составляет около 90 км³. Если учесть, что средний годовой сток всех рек Монголии составляет 38.9 км³, то становится понятно, что водные ресурсы озер представляют для страны большую ценность, требуют охраны и рационального использования.

Природные ландшафты страны очень разнообразны, от таежных хвойных лесов на севере до песчаных и каменистых пустынь на юге. Большую часть территории занимают горы и возвышенности. Всего 15.2% поверхности страны имеет высоту менее 1000 м над уровнем моря, 40% находится в интервале высот 1000–1500 м, 20% — в интервале 1500–2000 м, 22.4% — в интервале 2000–3000 м, 2.4% — на высоте 3000–4000 м и 0.02% — свыше 4000 м. Средняя высота поверхности страны — 1580 м. При этом 44.7% территории Монголии располагается на высоте больше средней. Таким образом, Монголия в целом может рассматриваться как горная страна, образующая переход от таежной Сибири к сухим степям и пустыням Центральной Азии, а озера Монголии — как восточное продолжение Азиатского озерного пояса, лежащего в зоне недостаточного увлажнения и протянувшегося на тысячи километров от Южного Урала до предгорий Большого Хингана (Мурзаев, 1952).

На территории Монголии исследователи выделяют 4 основные ландшафтные области: Алтайскую горную область, Хангайско-Хэнтэйскую горную область, Гобийскую область и Восточно-Монгольскую степную область (рис. 1.1) (Мурзаев, 1952; Цэгмид, 1962). Каждая из этих областей характеризуется различной степенью озерности (табл. 1.1).

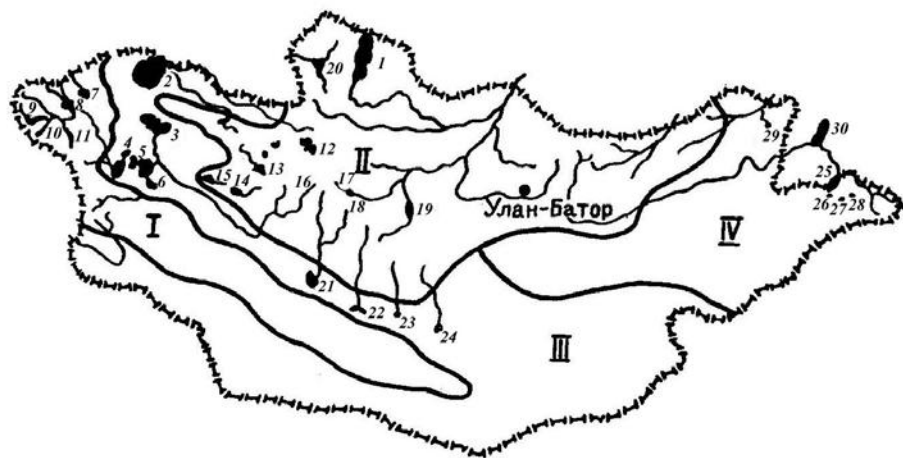


Рис. 1.1. Схема расположения ландшафтных областей Монголии (по: Ш. Цэгмид, 1962) и основных озер. Ландшафтные области: I — Алтайская горная, II — Хангайско-Хэнтэйская горная, III — Гобийская, IV — Восточно-Монгольская степная. Озера: I —

Хубсугул, 2 — Убсу, 3 — Хиргис, 4 — Хар-Ус, 5 — Хар, 6 — Дургэн, 7 — Урэг, 8 — Ачит, 9 — Хотон и Хоргон, 10 — Даян, 11 — Толбо, 12 — Сангийн-Далай, 13 — Тэлмэн, 14 — Улагчны-Хар, 15 — Хунгуйн-Баян, 16 — Хух, 17 — Даба, 18 — Тэрхийн-Цаган, 19 — Угий, 20 — Дод-Цаган, 21 — Бон-Цаган, 22 — Орог, 23 — Тацын-Цаган, 24 — Улан, 25 — Буйр, 26 — Шут, 27 — Булган-Шавар, 28 — Дунд-Шавар, 29 — Хух, 30 — Далай.

Таблица 1.1. Распределение озер по ландшафтно-климатическим областям Монголии

Ландшафтные области	Распределение озер		Озерность территории
	% от всего количества	% от всей площади	
Алтайская горная	13.3	10	0.62
Хангайско-Хэнтэйская горная	20.8	30	0.73
Восточно-Монгольская степная	29.4	11	0.70
Гобийская	36.5	49	1.50

Как видно из табл. 1.1, среди ландшафтных областей Монголии наибольшей озерностью обладает Гобийская область, являющаяся бассейном внутреннего стока и изобилующая конечными озерными бассейнами, реликтами древних более обширных водоемов.

Анализ распространения озер по ландшафтным зонам Монголии показывает, что 34% озер расположено в плоскогорных и высокогорных районах Алтайской и Хангайско-Хэнтэйской горных областей, а около 66% — в равнинно-степных и полупустынных районах. При этом только в Гобийской области расположено 36.5% всех озер Монголии. Несмотря на то, что Гобийская область отличается малым количеством осадков (около 150 мм в год), большой величиной испарения (900–1500 мм в год), слабо развитой речной сетью и малой расчлененностью рельефа, в северной части Гобийской области располагаются самые крупные озера Монголии, такие как Убсу (площадь 3350 км²), Хар-Ус (1852 км²), Хиргис (1405 км²), Хар (575 км²), Дургэн (305 км²), Бон-Цаган (252 км²) и множество других, более мелких бессточных озер большей частью с сильно минерализованной водой (Цэрэнсодном, 1971).

Значительная озерность бассейна внутреннего стока Монголии объясняется, с одной стороны, — проникновением пустынной Гобийской области далеко на север в тектоническом прогибе между Алтайским и Хангайским горными поднятиями и стоком в нее основных рек, дренирующих эти горные сооружения и образующие бассейны конечного стока. С другой стороны, крупные озера, лежащие в тектонических котловинах, являются реликтами древних обширных водоемов, заполнявших Гобийские Котловину Больших Озер и Долину Озер в геологическом прошлом. Все эти озера в настоящее время относятся к Центральноазиатскому внутреннему бессточному бассейну и питаются реками, стекающими с южных склонов Хангая и восточной части Монгольского Алтая (Кузнецов, 1968).

В горных районах Алтая, Хангая и Прихубсугулья широкое распространение имеют проточные, пресные и относительно глубокие озера. Осадков в горных районах выпадает значительно больше, чем на равнинах (300–400 мм), а

испарение меньше (500–600 мм), хорошо развита речная сеть и эрозионные процессы, что мало способствует существованию крупных озер. Поэтому в горных районах больше распространены малые и самые малые озера, в основном ледникового, гравитационного и водно-эрозионного происхождения. Исключением из этого правила является оз. Хубсугул, лежащее в крупной тектонической котловине на высоте 1645 м, имеющее площадь поверхности 2620 км² и объем воды 380.7 км³.

Восточно-Монгольская степная область отличается преобладанием небольших по размерам минерализованных озер. В целом на обширной территории Восточной Монголии насчитывается свыше 900 естественных озерных водоемов, из которых 72% приходится на бассейны рек Онон, Ульдза и Халхин. Подавляющее большинство из них (85%) относится к числу так называемых самых малых озер площадью менее 1.0 км². Озера с площадью зеркала более 1.0 км² относительно малочисленны (15%), но их суммарная площадь сравнительно велика и составляет 82.9% от общей акватории всех озер этого региона. Самыми крупными озерами этой области являются проточное пресноводное оз. Буйр, имеющее площадь поверхности 615 км², и бессточное солоноватое оз. Хух с площадью около 55 км², которое лежит на абсолютной высоте 560 м и является самой низкой точкой территории Монголии. Зона рассеивания стока располагается на территории Монголии в узком интервале высот — от 1500 до 2000 м над уровнем моря. В этой зоне располагается всего около 9% озер. Зона формирования стока, которая лежит в интервале высот от 2000 м до наивысшей отметки 4374 м, содержит более 17% всех озер. Преобладающее большинство озер этой зоны являются проточными и содержат чистую пресную воду.

Таким образом, распределение озер по территории Монголии и их размеры в значительной степени обусловлены региональными особенностями климатической увлажненности и стока (табл. 1.2). В то же время распределение озер по абсолютной высоте на территории Монголии имеет ряд особенностей. Высотный интервал их распространения от нижнего предела до верхнего составляет более 3050 м.

Таблица 1.2. Распределение озер Монголии по размерам их акватории (в км²)

Градиент озер	Суммарная площадь, км ²	% от общего числа озер	% от суммарной площади озер
Самые малые (0.1–1.0)	893.0	85.0	5.6
Малые (1.1–10.0)	1201.0	13.1	7.5
Небольшие (10.1–50.0)	667.0	1.0	4.1
Средние (50.1–100.0)	767.0	0.3	4.8
Большие (100.1–1000.0)	3099.0	0.4	19.4
Крупнейшие (свыше 1000.0)	9369.0	0.2	58.9
Всего	15996.0	100.0	100.0

Из диаграммы распределения озер по высотным зонам видно, что наибольшее количество озер располагается в интервале высот от 560 до 1500 м над уровнем моря, в зоне равновесия стока (около 75% всех озер) (рис. 1.2).

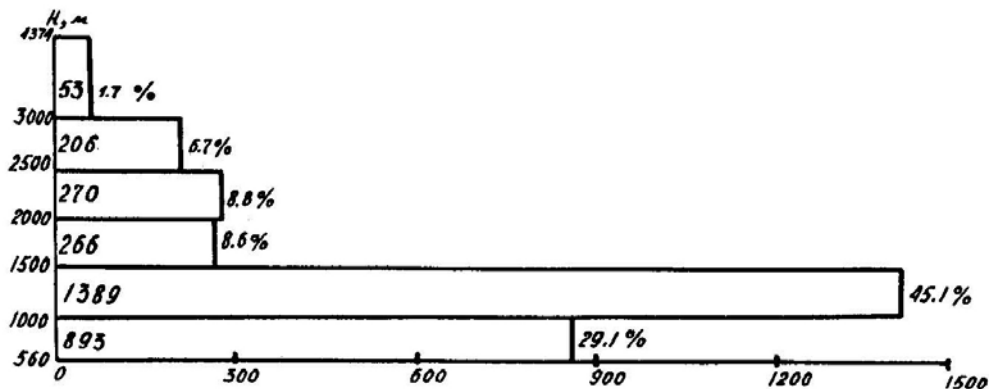


Рис. 1.2. Распределение количества озер по высоте расположения уреза воды.

В нижнем интервале высот, в условиях недостаточного увлажнения, в степных и Гобийских районах Монголии в зоне равновесия стока располагается более 65% всех озер. В основном это бессточные водоемы с непостоянным водным режимом, среди которых большая часть содержит сильно минерализованную воду.

Таким образом, в распределении озер по высоте на территории Монголии можно выделить два основных ландшафтных пояса — равнинный, расположенный ниже средней высоты территории страны, и горный — лежащий выше этого рубежа. К первому поясу относятся в основном озера Гобийской и Восточно-Монгольской степной областей, где количественно преобладают бессточные солоноватоводные и соленые водоемы. Ко второму высотному ярусу относятся озера горного пояса, среди которых можно выделить высокогорные и средне-горные озера Монгольского Алтая, Хангая, Хэнтэя и Прихубсугуля. Большая часть проточных пресноводных горных озер по происхождению связана с современным и древним оледенением. В основном они расположены в карах и ледниковых долинах, среди холмисто-моренного рельефа, в термокарстовых котловинах.

Значительный географический интерес представляет прохождение через территорию Монголии мирового водораздела, расчленяющего ее на три бассейна: Северного Ледовитого океана, Тихого океана и Центральноазиатского бессточного внутреннего бассейна. Сток рек и питание озер в этих бассейнах весьма различны. Бассейн Северного Ледовитого океана включает р. Селенгу со всеми ее притоками и озерами, оз. Хубсугул, реки и озера Дархатской котловины, а также верхние участки рек Хуримт и Булган на Монгольском Алтае. К бассейну Северного Ледовитого океана относится 20.6% территории Монголии, здесь формируется 52.1% стока территории страны. К Тихоокеанскому бассейну относятся реки Керулен, Онон, Улдза, Халхин, расположенные в восточной и северо-восточной частях страны. Площадь этого бассейна занимает 13.9%

территории, в его пределах формируется 15.9% стока. Наиболее значительными озерами этого бассейна являются Буйр и Хух. К Центральноазиатскому внутреннему бассейну относятся реки и озера западных частей Хангая, Монгольского и Гобийского Алтая: Онгийн, Тацын, Туйн, Байдраг, Хунгуйн, Дзавхан, Ховд. Этот обширный бассейн занимает почти 65.6% территории, но доля формирования стока здесь составляет около 32%. К этому бассейну относятся такие крупнейшие и большие озера, как Убсу, Хар-Ус, Хар, Дургэн, Хиргис, Бон-Цаган и Орог.

1.3. РЕЛЬЕФ И ОЗЕРА

Рельеф Монголии и ее ландшафты отличаются большим разнообразием. Средняя абсолютная высота территории — 1580 м, отдельные вершины достигают 4000–4300 м. Самая высокая точка страны высотой 4374 м находится в горном узле Таван-Богд в горах Монгольского Алтая, а самая низкая точка высотой 552 м — на дне оз. Хух в Восточно-Монгольской степной области. На территории страны встречаются таежные, лесостепные, степные, полупустынные и пустынные ландшафты, определяющие специфику принадлежащих им озерных комплексов.

Наиболее возвышенные формы рельефа страны расположены на западе, севере и в центре. Это горные районы Монгольского Алтая, Прихубсугуля, Хангая и Хэнтэя. К востоку и югу абсолютная высота рельефа снижается. Большая часть районов Гоби на юге страны и степные пластовые равнины на востоке имеют абсолютную высоту менее 1500 м. Горные районы Монголии характеризуются глубоким расчленением речными долинами и наличием древних ледниковых форм рельефа: трогов, цирков, каров, морен и связанных с этими формами гляциогенных озер. В межгорных понижениях, в котловинах тектонического и ледникового происхождения располагаются наиболее крупные озера, такие как Хубсугул, Сангийн-Далай и Тэлмэн на Хангае, Урэг, Хотон, Хоргон и Даян на Монгольском Алтае и др.

Равнинные районы помимо котловин тектонического происхождения отличаются широким распространением водно-эрозионных и эоловых форм рельефа. Гобийские пустынные и полупустынные ландшафты проникают далеко на северо-запад Монголии до границы с Россией между Алтайским и Хангайским горными сооружениями. В этом тектоническом прогибе располагаются крупнейшие по площади озера такие, как Убсу, Хар-Ус, Хиргис, Бон-Цаган, Орог, и ряд других, составляющих характерную черту ландшафта Котловины Больших Озер и Долины Озер, что является их важной географической особенностью.

Озера горных районов составляют 34.1% всех озер Монголии. Из этого числа 33% представлены озерами с площадью поверхности свыше 100 км².

Горы Прихубсугуля расположены на самом севере Монголии, их хребты имеют субмеридиональное простираение к югу от Восточного Саяна, лежащего на границе с Россией. Они обрамляют рифтовые впадины Хубсугула и Дархатии. Самые высокие вершины хребтов Хорьдол-Сарьдаг и Баян превышают 3000 м.

Рельеф этих гор сильно расчленен глубокими и узкими ущельями. Следы древнего оледенения встречаются на всех горных массивах Прихубсугуля и в межгорной Дархатской котловине. Современные ледники здесь отсутствуют, однако повсеместно развита многолетняя мерзлота и термокарстовые формы рельефа. В Дархатской котловине среди древнеледникового моренного рельефа располагаются многочисленные озера — Дод-Цаган, Тарган, Дэд-Цаган и др., принадлежащие бассейну р. Енисей. Большинство озер этой горной области (свыше 70%) имеют площадь менее 10 км². Наиболее северное положение этого района Монголии и его высота над уровнем моря обуславливают такие особенности, как непродолжительный безледный период на озерах (2–3 месяца) и относительно низкую температуру воды в течение года, преобладающий проточный режим озер.

Хангайско-Хэнтэйская горная область отличается сложной орографией: сочетанием высоких хребтов и плоскогорий, расчлененных глубокими и широкими речными долинами, альпинотипными формами и сглаженными гольцовыми поверхностями. Нередко встречаются на Хангае вулканогенные формы рельефа и связанные с ними озера.

Хангайское нагорье расположено в центральной части Монголии. Оно представляет собой крупное сводовое поднятие, расчлененное межгорными впадинами, протягивающееся с северо-запада на юго-восток в виде системы хребтов: Хан-Хухийн, Булнай, Тарбагатай, Бурэнгий и др. Высочайшая вершина Хангая — гора Отгонтэнгэр — достигает абсолютной высоты 4021 м. Другие значительные вершины располагаются в интервале высот от 3000 до 3600 м. Современных ледников в Хангае нет, но следы древнего оледенения хорошо выражены в осевом хребте Хангая и в хр. Тарбагатай. Для рельефа Хангая в целом более характерны плосковершинные горы, являющиеся реликтами древних поверхностей выравнивания, а также слабое расчленение вершинного пояса гор. Небольшие горные озера широко встречаются в Хангае на плоских водоразделах и в древних цирках. Остаточные озерные водоемы (старицы) нередки в широких речных долинах. Высоко среди скалистых гор главного осевого хребта лежат пресноводные проточные озера ледникового происхождения — Хангайн-Хух (2649 м), Отгоны-Хух (2455 м), Заваг (2766 м). У подножия хр. Тарбагатай, на высоте 2060 м располагается большое пресноводное оз. Тэрхийн-Цаган, подпруженное лавовым потоком, образовавшимся в результате проявления голоценового вулканизма.

Реки северного и восточного склонов Хангая принадлежат бассейну р. Селенги, т.е. Северному Ледовитому океану, а южного и западного склона — Центральноазиатскому бассейну.

В северо-западной части Хангайского нагорья асимметричные горные хребты выгораживают и переходят в пересеченную, полого-холмистую местность с большим количеством озер, которую некоторые исследователи называют „озерным плоскогорьем” (Кондратьев, 1929; Мурзаев, 1952). Здесь располагаются такие крупные бессточные солонатоводные озера, как Сангийн-Далай, Тэлмэн, Ойгон, Жугнай, Буст и др. На южном склоне Хангайское нагорье полого

понижается и переходит в равнины Долины Озер. Реки южного склона Хангая — Байдраг, Туйн, Тацын и др. питают ряд бессточных озерных котловин Долины Озер, которая протягивается между Хангаем и Гобийским Алтаем.

Хэнтэйское нагорье представляет собой сводово-блоковое поднятие, вытянутое в северо-восточном направлении от Улан-Батора. В рельефе Хэнтэя широко представлены горстовые хребты и купольные массивы разного возраста. Высокогорный альпинотипный рельеф присущ хребтам Бага-Хэнтэй и Их-Хэнтэй, где ограниченно встречаются следы древнего оледенения в виде каров и морен. Современного оледенения Хэнтэй не несет. Общая высота Хэнтэя меньше, чем Хангая или Монгольского Алтая. Самые высокие точки нагорья расположены в хр. Бага-Хэнтэй — гора Асралт-Хайрхан (2799 м), Алтан-Улгий (2645 м). Другие вершины имеют высоты менее 2500 м. Ледниковые формы рельефа встречаются локально в самых верховьях рек Толы и Керулена.

В окраинных районах Хэнтэя встречаются древние и современные эоловые комплексы, представленные бугристыми и грядовыми песками с обширными котловинами выдувания, нередко с небольшими озерами. Эоловые формы рельефа распространены в долинах рек Толы, Керулена, Хара.

В высокогорном поясе Хэнтэя, в бассейне р. Толы встречаются малые и самые малые озерные котловины древнеледникового генезиса (Хэнтийн-Хух, Мунгэн и др.). В нижних ярусах Хэнтэя, в долинах рек Толы, Керулена, Хара и Иро (Еро) повсеместно встречаются малые озерные формы, по происхождению связанные с водно-эрозионными, эоловыми и суффозионными процессами. Несмотря на достаточную увлажненность территории, озера здесь вообще редки.

Алтайская горная область расположена в западной части Монголии и представлена горными цепями Монгольского и Гобийского Алтая, которые протягиваются с северо-запада на юго-восток на 1800 км. Основные хребты Монгольского Алтая на западе имеют высоту 3200–3500 м, а отдельные вершины достигают 4000 м и более. Самая высокая вершина Монгольского Алтая — 4374 м, гора Хуйтэн в хр. Таван-Богд. На некоторых участках Монгольского Алтая сохранились реликтовые поверхности выравнивания, на которых лежат довольно крупные ледники плоских вершин (Цэнгэл-Хайрхан, Цаст-Богд и др.), а в верховьях трогов встречаются долинные и карово-долинные ледники (Таван-Богд, Муст, Хархира, Тургэн и др.), а также следы мощного древнего оледенения.

К юго-востоку высота гор уменьшается, следы древнего оледенения исчезают, а в некоторых районах Гобийского Алтая хребты теряют свою продольную направленность и превращаются в останцовые горы.

На плоских водоразделах между речными долинами, на высоте 3000–3500 м в хр. Сагостын, Цаган-Шибету, Цэнгэл нередко встречаются заболоченные участки с мелкими озерами. В троговых долинах среди моренных отложений располагается множество пресноводных озер, имеющих ледниковое происхождение, крупнейшие из которых — Хотон, Хоргон, Даян, Хар, Гал, Толбо принадлежат бассейну р. Ховд.

Преобладающая часть рек Монгольского Алтая относится к бессточному Центральноазиатскому бассейну. Среди рек этого горного района самой круп-

ной водной артерией является р. Ховд, которая берет начало в ледниковом узле Таван-Богд и, приняв многочисленные притоки, впадает в оз. Хар-Ус в Котловине Больших Озер. В.М. Сеницын (1959) выделил две группы алтайских озер — западную, объединяющую в основном крупные проточные пресноводные озера бассейна р. Ховд, и восточную группу малых бессточных солонатоводных и соленых озер.

Наиболее крупным водоемом Монгольского Алтая является пресноводное оз. Ачит, лежащее на высоте 1438 м. Его площадь — 297 км². Сток из озера осуществляется по короткой протоке в р. Ховд. Упомянутая протока прорезает складку палеозойского фундамента, которая ограничивает с юга Ачитнурскую котловину. По мнению Э.М. Мурзаева (1952), образование оз. Ачит связано с поднятием выступа палеозойских пород и подпружиниванием рек Хуб-Ус и Бух-Мурэн, впадающих в настоящее время в озеро. Древний порог стока располагался на 50–60 м выше современного. По мере вреза протоки в перемычку уровень озера понижался, а Ачитнурская котловина все больше заполнялась дельтовыми отложениями рек Хуб-Ус и Бух-Мурэн. Продолжающийся эрозионный врез протоки ведет к снижению уровня оз. Ачит, заболачиванию котловины и полному исчезновению озера.

Типичным озером восточной группы является оз. Цэцэг, расположенное в одноименной впадине в юго-восточной части Монгольского Алтая. Озеро Цэцэг — бессточное, горько-соленое, питающееся за счет атмосферных осадков и грунтовых вод. Многочисленные озерные котловины восточной группы озер в большинстве потеряли связь с поверхностным стоком и речной сетью. Это реликтовые, отмирающие озерные водоемы, прошедшие большую часть своего эволюционного пути.

Гобийский Алтай в отличие от Монгольского Алтая имеет меньшую абсолютную высоту и более слабое эрозионное расчленение. К северу от Гобийского Алтая между ним и южными склонами Хангая протягивается полупустынная „Долина Озер”, названная так М.В. Певцовым (1883) в связи с наличием здесь следов древней гидрографической сети с обширными озерными бассейнами.

Наконец, на самом востоке Монголии, на границе с Китаем, располагаются горные цепи Большого Хингана. Высота этих гор на территории Монголии не превышает 1500 м, они имеют крутые склоны и узкие долины. Верхний ярус этих гор представляет собой плато, прорезанное глубокими каньонами рек Нумрэг и Дэгэ, которые при слиянии образуют р. Халхин. Долины рек в предгорьях и внутригорные котловины сильно заболочены; реки имеют низкие берега и малый уклон. Долина р. Халхин в нижней части достигает ширины 10 км, ниже сомона Сумбэр имеет относительно молодой профиль. В горном районе Хингана озер очень мало, что объясняется в целом слабой расчлененностью рельефа и относительно небольшой высотой местности. В основном это озера водно-эрозионного генезиса.

Таким образом, в горных районах Монголии встречаются самые различные генетические типы озерных котловин — от крупных тектонического происхождения до небольших водно-эрозионных и аккумулятивных. Наибольшее количе-

ство озер в горах расположено в верховьях речных долин и по происхождению связано с аккумулятивными, эрозионными и гравитационными процессами. Множество малых и средних озер располагается среди моренных образований, связанных с древним и современным оледенением. В зоне распространения многолетней мерзлоты многочисленны самые малые озерные формы термокарстового происхождения. В некоторых районах Хангая и Алтая встречаются вулканогенные озера: кратерные и лавовоподпрудные, как например самое крупное озеро этого генезиса — Тэрхийн-Цаган, а также ряд малых озер в верховьях рек Чулут, Орхон, Хануй.

В целом решающее значение для образования озер в горах имеет эрозионная и аккумулятивная рельефообразующая деятельность ледников. Горные районы, не подвергавшиеся древнему оледенению и не несущие современных ледников, бедны озерами даже при благоприятных условиях увлажнения, как например Хэнтэй, Большой Хинган. В основном горным районам присущи проточные, пресноводные озера, что обусловлено относительной молодостью озерных котловин и большим атмосферным увлажнением горных районов Монголии по сравнению с равнинными.

Равнинные районы Монголии располагаются в основном в южной, юго-западной и восточной частях страны. В этих равнинных районах Монголии сосредоточено более 70% всех озер страны, в том числе 76.7% озер с площадью свыше 1000 км² (Цэрэнсодном, 1976).

Гобийская область Монголии простирается от хребтов Танну-Ола на севере до Восточно-Гобийской депрессии на южной границе с КНР. Обширные пространства Заалтайской и Центральной Гоби составляют характерную часть ландшафтной структуры Монголии. В рельефе Гобийской области преобладают холмисто-увалистые равнины, бессточные котловины и мелкосопочки разных типов. В самой северной части Гобийской области располагается Котловина Больших Озер, которая представляет наибольший лимнологический интерес.

Котловина Больших Озер (КБО) является одной из самых обширных бессточных впадин Центральной Азии, где среди аридных ландшафтов расположены крупнейшие и большие пресноводные и солонowodные озера. Эта котловина вытянута на 600–700 км и опущена относительно окружающих гор до 2000–2500 м. Высотные отметки днища котловины изменяются до 1500–1700 до 750 м. Отроги Монгольского Алтая и Хангая глубоко проникают в КБО и разделяют ее на две основные части. Хребет Хан-Хухийн отделяет северную часть, где находится самое большое по площади соленое озеро Монголии — Убсу (абс. высота уреза 758), от южной части, где расположены озера Хиргис (1028 м), Хар-Ус (1157 м), Хар (1156 м), Дургэн (1132 м). Далее на юго-восток наблюдается уменьшение абсолютных высот рельефа до 964 м в котловине оз. Шаргын-Цаган.

Существование озер в этой засушливой части страны, где среднее годовое количество осадков составляет 100–200 мм, а испарения достигает 1000–1500 мм, поддерживается стоком таких крупных рек, как Ховд, Дзавхан и Хунгуй, несущих свои воды в озера Хар, Хар-Ус и Хиргис, а также рек Тэс и На-

рийн, впадающих в оз. Убсу. Такие озера, как Дургэн, Хиргис и Убсу, являются водоемами конечного стока и потому содержат минерализованную воду. Общая минерализация воды оз. Убсу составляет 18.8 г/л, оз. Хиргис — 7.2 г/л, оз. Дургэн — 5.3 г/л (1988 г.).

С учетом основных морфоструктурных различий на территории КБО выделяются четыре основных геоморфологических района, характеризующихся преобладанием озерно-аллювиальных отложений: Убсунурская впадина; Центральная, или Хиргиснурская, включающая озерные котловины Хойт-Далай, Харнурскую, Хойсын-Гоби; Харуснурская и Дзергенская впадины; Шаргын-Гоби с Ихэснурской впадиной (Девяткин, 1981).

К юго-востоку от КБО, от оз. Бэгэр на северо-западе до оз. Улан на юго-востоке, располагается Долина Озер (ДО). Характерными элементами рельефа Долины озер, особенно в ее северной части, являются остатки базальтовых плато, которые возвышаются над поверхностью денудационной равнины на 50–100 м и более. Центральная часть ДО представляет собой выровненную поверхность озерной равнины, в пределах которой расположено четыре озерных котловины, самая крупная из которых заполнена постоянным оз. Бон-Цаган, лежащем на абс. высоте 1311 м. Три других — периодически пересыхающие водоемы Орог (1216 м), Тацын-Цаган (1206 м), Улан (1008 м) наполняются водой в многоводные годы. Эти озера питаются водой рек, стекающих с южного склона Хангая, — Байдраг, Гуйн, Тацын, Онгийн. В Долине Озер широко развиты пологие пролювиально-делювиальные шлейфы и отдельные конусы выноса, опускающиеся от предгорий Хангая и Гобийского Алтая к озерным котловинам. На бортах озерных котловин хорошо выражены древние террасовые уровни различного возраста. В центральной части Долины Озер встречаются эоловые формы рельефа в виде песчаных барханов, грядовых и кучевых песков. На берегах современных озер повсеместно встречаются участки такыров (тойрим), солончаки (худжир) и небольшие соленые озера. Остальная (основная) часть Гобийской области, ее центральные и южные районы, отличается сравнительно большим распространением аллювиальных и озерных равнин с небольшими поднятиями, песчаными массивами и отсутствием поверхностных вод и сколько-нибудь значительных озер. Здесь встречаются в основном только солончаки, рапные или эфемерные озера, существующие за счет редких атмосферных осадков.

Восточно-Монгольская степная область занимает пространства к востоку от Долины Озер до границы с КНР. Рельеф этой части Монголии отличается от других районов страны. Здесь преобладают пластовые и аккумулятивные равнины, полого понижающиеся к северо-востоку, где расположена самая низкая точка страны — дно оз. Хух, имеющее абсолютную отметку 552 м. Западная и северная части Восточно-Монгольской степной области заняты цокольными денудационными равнинами, сформированными на палеозойских изверженных и метаморфических породах и на мезозойских осадочных и вулканических толщах. Южная часть области представлена лавовым плато Дариганга с многочисленными вулканическими конусами на его поверхности, а также небольшими озерами, расположенными в понижениях вулканогенного рельефа. В целом в

Восточно-Монгольской степной области более широко, чем в Гобийской области, встречаются заболоченные солончаковые пространства и небольшие озера большей частью мелководные и соленые, представляющие собой „озера-блюдца” водно-эрозионного (гидрогенного) и эолового происхождения. Озера этой области в основном привязаны к древней гидрографической сети и некогда проточным впадинам, нередко окружены корковыми солончаками и болотами. Таковыми являются озера Булан-Шавар, Дунд-Шавар в Тамсагбулакской котловине, Баян и Нарийн в пределах Буйрнурской озерной котловины. Некоторые замкнутые озерные котловины, такие как Сангийн-Далай, Лаг и др., имеют значительные залежи солей, пригодных к разработке. Некоторые бессточные озера, например Хух, Яхийн, Шаварт и др., располагаются на дне более глубоких и крупных тектонических депрессий. Крупнейшее озеро Восточно-Монгольской степной области Буйр лежит в эрозионно-тектонической котловине на высоте 580 м и является по существу единственным проточным пресноводным водоемом этой равнинной области, не считая озеровидных расширений в долине р. Улза.

По приуроченности озерных котловин к основным геоморфологическим элементам в Восточно-Монгольской степной области можно выделить следующие основные группы озер: озера новейших тектонических впадин (Буйр, Яхийн, Хух, Барун-Торэй и др.); озера долинообразных суходольных впадин (водоемы Сумьиннурской впадины, Шаварт, Булан-Шавар, Дунд-Шавар и др.); озера современных речных долин, не потерявшие связи с речной сетью (Дуро, Галутын, Бусийн, Хар и др.); озера вулканических плато; озера суффозионных просянок (Сырнев, 1982; Николаева, Шувалов, 1985).

В целом равнинные озера гобийских и степных районов различаются по размерам, условиям питания, гидрохимическим особенностям. Озерность Гобийской области достигает 1.5%, на ее территории располагается 36.5% общего количества озер страны, или 49% от всей площади озер Монголии. Крупнейшие и большие озера Гобийской области имеют в основном речное питание, осадки играют подчиненную роль в питании озер.

Озерность степных районов более чем в два раза ниже гобийских — 0.7%. Причем в этих районах сосредоточено 29.4% всех озер, но они составляют лишь 11% от всей площади озер Монголии. Таким образом, в Восточно-Монгольской степной области преобладают самые малые и малые озера, площадь которых редко превышает 10 км², а питание их осуществляется главным образом за счет атмосферных осадков и грунтовых вод. Самыми крупными озерами этой области являются Буйр, Хух и Яхийн, площади которых составляют соответственно 610, 54, 32 км² (1989 г.). Эти озера сохранили связь с реками и получают питание с поверхностным стоком. Оз. Буйр — проточный пресноводный водоем, а Хух и Яхийн — солоноватоводные бессточные озера. Преобладающее большинство других мелких бессточных озер являются природными испарителями, накапливают минеральные соли, содержат рассолы и рапу. Как в Гобийской, так и в Восточно-Монгольской степной области встречаются самосадочные мине-

ральные озера, пригодные для добычи соды, гипса, мирабилита, тенардита, галита и других солей.

Значительная озерность засушливых равнинных областей Монголии, с одной стороны, обусловлена наличием водно-эрозионных и эоловых, а также реликтовых тектонических отрицательных форм рельефа, с другой — связана с достаточной увлажненностью сопредельных горных территорий — Монгольского Алтая, Хангая, Хэнтэя, которые получают избыточное количество осадков, формирующих сток рек, питающих озера равнинных территорий. Морфология озерных котловин и состав отложений озер в горных и равнинных районах имеют ряд специфических особенностей.

В горных районах для тектонических котловин и приуроченных к ним озер характерно быстрое увеличение глубин (приглубость берегов), в то время как для озерных котловин тектонического происхождения, расположенных в равнинных районах, более характерно плавное изменение глубин к центральной части котловин. Рельеф дна котловин влияет на распределение грунтов озер. В горных озерах от берега к центру котловин крупные галечники и гравий последовательно сменяются песками, суглинками и глинистыми илами. На равнинных озерах последовательная смена осадков чаще представлена только песками, суглинками, илами. На рис. 1.3 показаны особенности распределения различных типов озерных отложений в оз. Угий, расположенном в степной зоне на высоте 1332 м. Гравийно-галечниковые отложения встречаются лишь в отдельных участках прибрежной зоны этого равнинного озера и связаны с зонами разрушения коренных пород (на южном берегу) или абразией делювиально-пролювиальных шлейфов, спускающихся к озеру (на северном берегу).

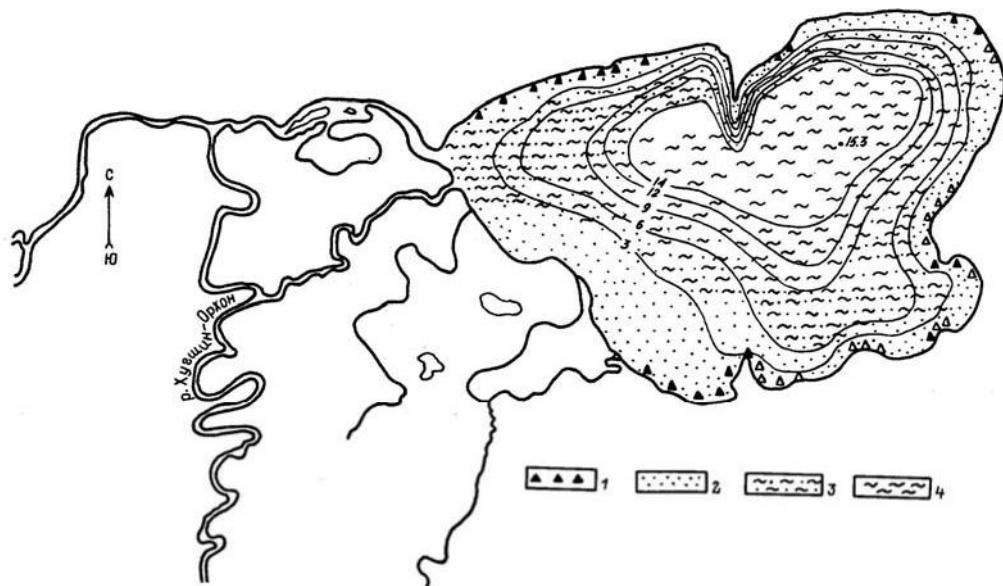


Рис. 1.3. Схема распределения типов озерных отложений в оз. Угий. 1 — гравий, галька; 2 — пески; 3 — песчаный ил; 4 — глинистый ил.

Основная масса донных отложений озер, как известно, образуется за счет накопленных влекомых и взвешенных наносов, приносимых в озеро поверхностным русловым и склоновым стоком (аллохтонные отложения) и растительного и животного детрита, образующегося в самом водоеме (автохтонные отложения). Особенностью формирования осадков в озерах Монголии является аккумуляция эолового материала. Особенно много пыли и песчинок попадает на лед озер в зимнее время и впоследствии выпадает на дно водоемов в Гобийской и Восточно-Монгольской степной областях. По расчетам монгольских исследователей, за холодный период на каждый м² поверхности озера может поступать от 20 до 315 г мелкозема. Например, на лед оз. Хиргис поступает ежегодно до 300000 т эолового материала, на лед оз. Баян Хунгуйский выпадает более 7400 т (Цэрэнсодном, 1976).

Специфика соотношения аллохтонного и автохтонного вещества в донных осадках озер различных ландшафтно-климатических областей Монголии хорошо проявляется в характере седиментации и строении озерных отложений в горных и равнинных водоемах (рис. 1.4 а-в).

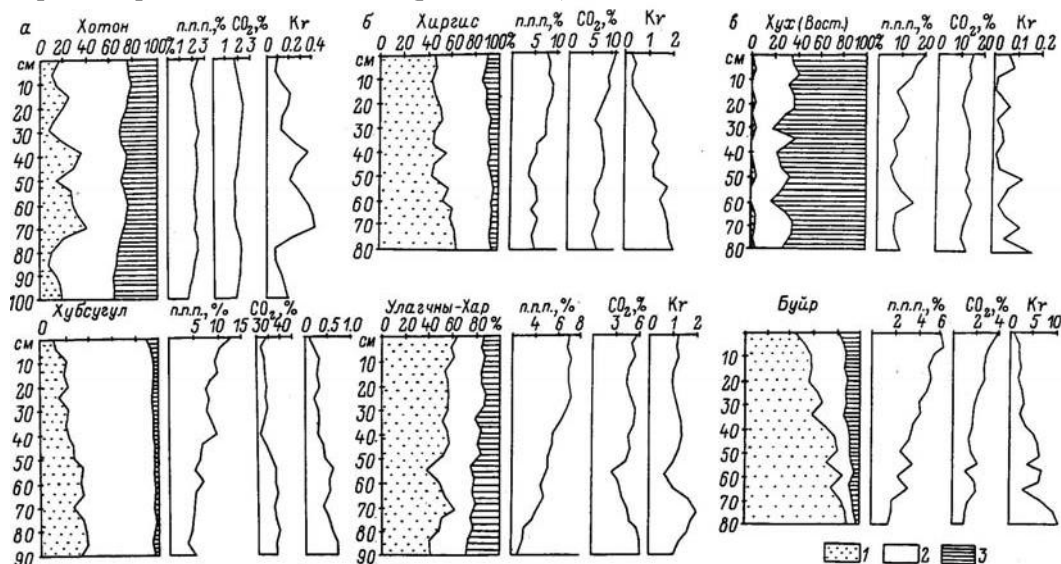


Рис. 1.4. Особенности строения донных отложений озер в различных ландшафтно-климатических областях Монголии. *а* — горные области: озера Хотон и Хубсугул; *б* — Котловина Больших Озер: оз. Хиргис; Юго-Западный Хангай: оз. Улагчны-Хар; *в* — Восточно-Монгольская степная область: озера Хух, Буйр. Состав осадков: 1 — песчано-алевритовые, 2 — пелитовые, 3 — глинистые. K_r — коэффициент крупности ($K_r = \Sigma > 0.05 / \Sigma < 0.05$).

В горных областях, где интенсивно протекают эрозионно-денудационные процессы, а в приходной части водного баланса доля поверхностного стока составляет 70–90%, характер седиментационных процессов в озерах в значительной степени зависит от величины твердого стока рек. Озера, питающиеся ледниковым стоком, получают большое количество тонкодисперсных частиц („ледни-

ковая мука”) наряду с более крупными фракциями аллювия. Например, в составе верхнего метрового слоя грунта горных озер Хотон и Даян, расположенных на высоте более 2000 м в Монгольском Алтае, присутствуют в среднем 25–30% тонких глинистых частиц и 18–35% песчано-алевритовых. В то же время в донных отложениях озер, не имеющих ледникового питания, доля глинистых частиц сокращается, но увеличивается количество частиц более крупного размера — алеврито-пелитовых и песчано-алевритовых разностей. Например, в глубоководном оз. Хубсугул (высота 1645 м, но горное обрамление не несет современного оледенения) на глубине 100 м отмечен относительно равномерный состав грунтов, в котором глинистая фракция постоянно составляет 7–10%, а наибольший вес имеют алевритовые разности, до 70–80% (рис. 1.4 а).

В равнинных областях Монголии эрозионно-денудационные процессы ослаблены. В озерных котловинах преобладают процессы аккумуляции аллювиально-пролювиальных и эоловых отложений. В составе осадков равнинных озер могут проявляться самые различные соотношения фракционных разностей в зависимости от условий питания озер, их проточности и структуры окружающих ландшафтов. В озерах, расположенных в полупустынных ландшафтах, где сказывается влияние эоловых процессов, в составе осадков большая доля приходится на крупноалевритовые частицы (до 60–70% в озерах Хиргис, Хар) (рис. 1.4 б). В осадках равнинного проточного оз. Буйр преобладающее значение имеют песчаные и крупноалевритовые частицы (до 85%), приносимые в озеро стоком р. Халхин. В последние десятилетия наблюдается сокращение стока р. Халхин, что сказывается и на изменении гранулометрического состава донных отложений озера: проявляется тенденция к уменьшению крупности осадков. В то же время в степных районах в многочисленных бессточных озерных котловинах формируются осадки преимущественно глинистого состава, количество песчаных и алевритовых фракций падает до 0–30%, как например в озерах Хух и Яхийн.

Таким образом, можно заключить, что рельеф и ландшафты в значительной мере предопределяют не только морфометрические и гидрологические особенности озер, но и их седиментационные характеристики, а также всё своеобразие эволюции озер.

1.4. КЛИМАТ И ОЗЕРА

Климат — важнейший озерообразующий фактор. При наличии отрицательных форм рельефа озеро может возникнуть и существовать только при условии достаточного увлажнения и притока в него, превышающего расход на испарение с водной поверхности, исток из озера, инфильтрацию в берега. Уровень озера — это интегральный показатель водного баланса, который отражает не только современное состояние увлажненности бассейна, но и тенденцию развития климатических процессов на территории водосбора. Поэтому уровень режим озер принято рассматривать как обобщенный показатель увлажненности бассейна, зависящий от климата и его изменений.

Изучение пространственно-временной изменчивости состояния озер на обширной территории северного полушария дало основание В.Н. Адаменко (1985) сделать вывод о наличии тенденции к усилению дефицита увлажненности климата в аридных областях и об относительно меньших изменениях увлажненности в областях достаточного и избыточного увлажнения. Аналогичный вывод был получен нами при анализе многолетней изменчивости состояния озер в предгорных и высокогорных областях Средней Азии, которые также могут рассматриваться как зоны недостаточного и избыточного увлажнения (Озеро Иссык-Куль и тенденции ..., 1986).

В условиях относительно засушливого климата Монголии в расходной части водного баланса большинства озер преобладает испарение с водной поверхности, достигающее в равнинной части Гобийской области 1500 мм в год. Поэтому большая часть озер Монголии — бессточные солонатоводные водоемы. Аккумуляция солей в озерных водах бессточных котловин является следствием недостаточности увлажненности климата, значительного дефицита влажности воздуха и большой величины испаряемости.

Специфика природно-климатических условий Монголии определяется географическим положением страны в северной части Центральной Азии, сложным орографическим строением территории и большой средней абсолютной высотой поверхности, достигающей 1580 м. В гидрологическом отношении территория Монголии характеризуется преобладанием отрицательного водного баланса. Около $\frac{2}{3}$ территории относится к области внутреннего стока, $\frac{1}{3}$ площади страны имеет сток в океан. Наиболее увлажненными частями территории являются горные массивы — Хэнтэй, Хангай, Прихубсугуль и Монгольский Алтай (табл. 1.3).

Таблица 1.3. Основные климатические характеристики ландшафтно-климатических областей Монголии

Области	Ср. год. осадки, мм	$t_{\text{ср.}}$ июля, °С	$t_{\text{ср.}}$ января, °С	Годовое испарение с поверхности водоемов, мм*
Алтайская горная	250–350	+15–20	–20–28	500–600
Хангайско-Хэнтэйская горная	300–400	+14–18	–20–25	400–500
Восточно-Монгольская степная	240–280	+15–17	–15–20	1000–1300
Гобийская	100–200	+18–23	–15–20	1300–1500

* Данные по испарению приведены по Н.Т. Кузнецову (1968).

Главной особенностью климата Монголии является его резкая континентальность. Суточная амплитуда температуры воздуха достигает 30°С, а годовая — до 90°С. Зима в Монголии длительная, холодная с преобладанием ясной погоды. Снега выпадает очень мало. Толщина снежного покрова в среднем около 27 см, в Гобийских и Восточно-Монгольских степных районах нередко бесснежные зимы, а выпадающий снег быстро исчезает, испаряясь в сухом воздухе.

Лето обычно дождливое, короткое и теплое. Переходные периоды — весна и осень — еще более кратковременны. Годовое количество осадков на территории страны зависит от орографических особенностей местности. Оно изменяется в среднем от 100–120 мм в Гобийских районах до 500–550 мм в высокогорных районах Хангая, Хэнтэя и Монгольского Алтая. Основное количество осадков (80–90%) выпадает в теплое время года, в том числе в июле – августе выпадает 50–80% годового количества (Мурзаев, 1952; Береснева, 1977, 1978; Жамбажамц, 1989). С высотой над уровнем моря годовое количество осадков возрастает от 150 мм на высоте 560–1000 м до 500–550 мм на высоте более 2000 м. С количеством выпадающих осадков тесно связано распределение озер по высоте и степень минерализации озерных вод.

Специфической чертой климата Монголии является незначительное количество зимних осадков и сильное выхолаживание земной поверхности зимой, что способствует развитию многолетней мерзлоты и распространению ее на 60% площади Монголии. В зависимости от рельефа соотношения тепла и влаги и гидрогеологических условий мощность многолетнемерзлых пород и глубина их залегания различны. В северных районах Монголии многолетняя мерзлота залегает на глубине всего 1.0–1.5 м, в южных районах Хангая — на глубине до 27 м. Суммарная мощность многолетней мерзлоты колеблется от 0.5 до 60 м (Геокриологические условия МНР, 1974).

Влияние мерзлых пород проявляется в широком распространении термокарстовых форм рельефа и связанных с ними озер, а также сказывается на термическом режиме некоторых водоемов, на формировании их донных отложений. Определенное влияние на гидрологический режим озер оказывают наледи, которые повсеместно распространены в горных районах Монголии. Образование наледей на реках, как и промерзание некоторых озер до дна, является результатом сурового климата страны.

Водный баланс и термика, уровенный режим, гидрохимические и гидробиологические черты водоемов Монголии в значительной степени обусловлены региональными климатическими особенностями. Сезонные колебания уровней горных озер составляют 1–2 м и зависят от соотношения осадков и речного притока в озера, а также величины стока из них. Озера равнинных областей чаще бывают бессточными или периодически проточными, нередко пересыхают, содержат значительное количество растворенных в воде солей. Колебания уровней равнинных озер отличаются большой амплитудой, нередко превышающей 2 м, которая зависит от величины испарения как расходной части водного баланса и количества осадков, выпадающих на зеркало, объема поверхностного и грунтового стоков в озера как приходной части водного баланса. В засушливых районах Гобийской и Восточно-Монгольской степной областей, где осадков выпадает менее 200 мм, водный баланс озер преимущественно отрицательный, озера бессточные и сильно минерализованы.

Необходимо подчеркнуть, что положительная средняя годовая температура воздуха отмечается только в центральных и южных частях Гобийских равнинных районов Монголии. Более 46% территории Монголии имеет отрицательную

среднюю температуру воздуха, что оказывает сильное влияние на термический режим озер.

Сильное зимнее выхолаживание при незначительном снежном покрове способствует образованию длительного и устойчивого ледостава на озерах. Продолжительность ледового периода на горных озерах составляет 7–8 месяцев и 5–7 месяцев — на равнинных в зависимости от абсолютной высоты и географической широты местности. Соответственно толщина ледяного покрова может достигать 2 м на горных озерах и до 1.0–1.3 м — на равнинных.

Колебания увлажненности в аридных районах Внутренней Азии, к которым относится большая часть территории Монголии, отличаются значительной амплитудой и вызывают существенные перестройки в наземных и водных экосистемах, в почвенно-растительном покрове и гидрографической сети. Например, в течение последнего десятилетия (1980–1990 гг.) в Гобийских районах страны отмечалась тенденция к сокращению среднего годового количества осадков и иссушению территории. Сократился также и сток рек (Дзавхан, Ховд, Байдраг, Туйн, Тацын, Онгийн и др.), стекающих во внутренние бессточные бассейны Монголии. При этом полностью пересохли такие озера, как Улан, Тацын-Цаган, Орог, значительно

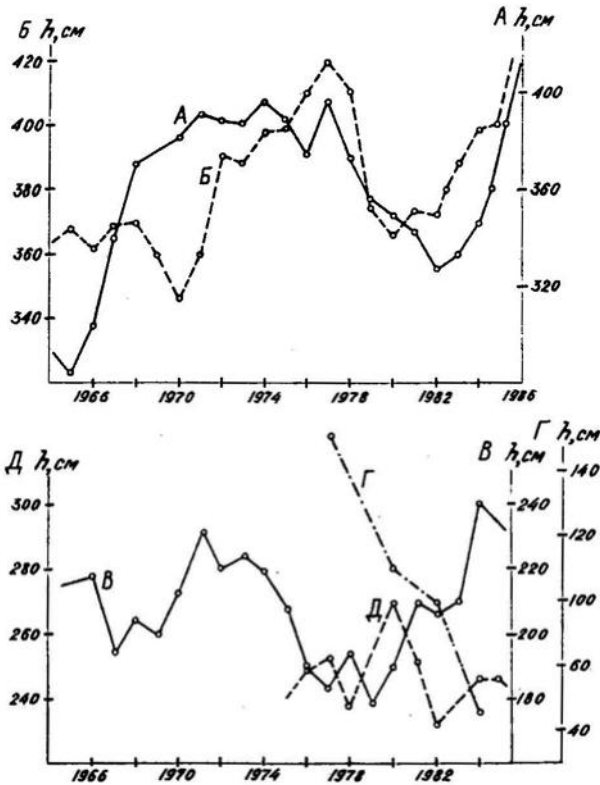


Рис. 1.5. Многолетний ход уровней некоторых озер Монголии. А — Убсу; Б — Хубсугул; В — Буйр; Г — Хиргис; Д — Хар-Ус.

снизились уровни озер Убсу, Хиргис, Бон-Цаган.

На периодическое наполнение и усыхание многих озер Монголии и сопредельных районов Китая указывают материалы исследований многих путешественников, изучавших Монголию и Китай (Потанин, 1883, 1903, 1927, 1948; Кондратьев, 1929; Грумм-Гржимайло, 1933; Мурзаев, 1952; Цэрэнсодном, 1971 и др.).

Обобщение разрозненных данных о положении уровней озер и общей минерализации озерных вод Монголии, которые были собраны на протяжении столетия, позволили выявить некоторые закономерности внутривековых колебаний

увлажненности на территории этой страны. Например, обнаруживается сходный характер колебаний уровней самых крупных озер — Убсу и Хубсугул и существенные различия в ходе уровней озер Буйр, Хар-Ус и Хиргис (рис. 1.5). Различия в ходе уровней обусловлены главным образом особенностями питания этих водоемов и региональными физико-географическими условиями, определяющими водный баланс озер.

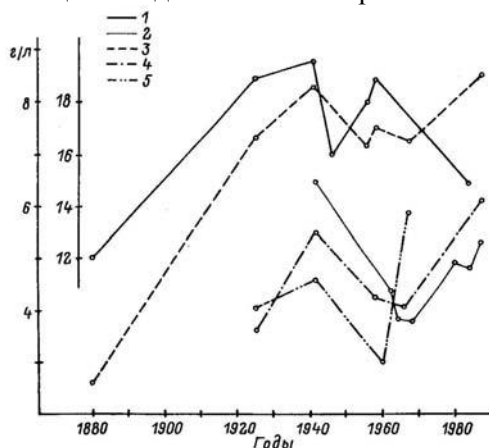


Рис. 1.6. Изменение минерализации некоторых озер Монголии. 1 — Убсу; 2 — Бон-Цаган; 3 — Хиргис; 4 — Дургэн; 5 — Урэг.

что отбор проб на гидрохимические анализы проводился исследователями в разное время года и на разных участках озер, при рассмотрении данных в многолетнем аспекте можно выявить тенденции изменения минерализации озерных вод и установить связь этого явления с колебаниями общей увлажненности и уровнем режимом некоторых озер. Общая минерализация воды таких крупных бессточных озер, как Убсу и Хиргис, на протяжении последнего столетия в целом имела тенденцию к возрастанию (рис. 1.6). Минерализация воды озер Бон-Цаган, Дургэн, Урэг в 1930–40-х гг. была выше, чем в 1960-х, а к началу 1980-х вновь возрастала. Это явление вполне согласуется с циклами увлажненности и ходом уровней озер на территории Монголии (рис. 1.5).

Для изучения закономерностей развития увлажненности были использованы данные метеостанций, расположенных в различных ландшафтно-климатических областях Монголии и имеющих самые длинные ряды наблюдений (рис. 1.7).

Среди природно-климатических факторов, влияющих на современное состояние озер Монголии, ведущее значение имеют атмосферные осадки, выпадающие в летнее время, а также рост сумм температур теплого периода года. На рис. 1.7 а, б приведены кривые (в разностно-интегральном выражении) многолетнего хода осадков по основным гидрометеостанциям Монголии, расположенным в различных физико-географических районах страны.

Тесную связь с многолетними колебаниями уровней озер имеет их минерализация. При понижении уровня озер общая минерализация воды бессточных озер возрастает, а при повышении — уменьшается. По данным об изменениях минерализации вод бессточных озер может быть приблизительно восстановлен характер колебаний уровня этих озер. В настоящее время накоплено довольно много отдельных сведений о минерализации озерных вод Монголии, которые частично опубликованы (Потанин, 1883; Смирнов, 1932; Лувсандорж, 1967; Жамбажамц, 1989 и др.). Несмотря на то,

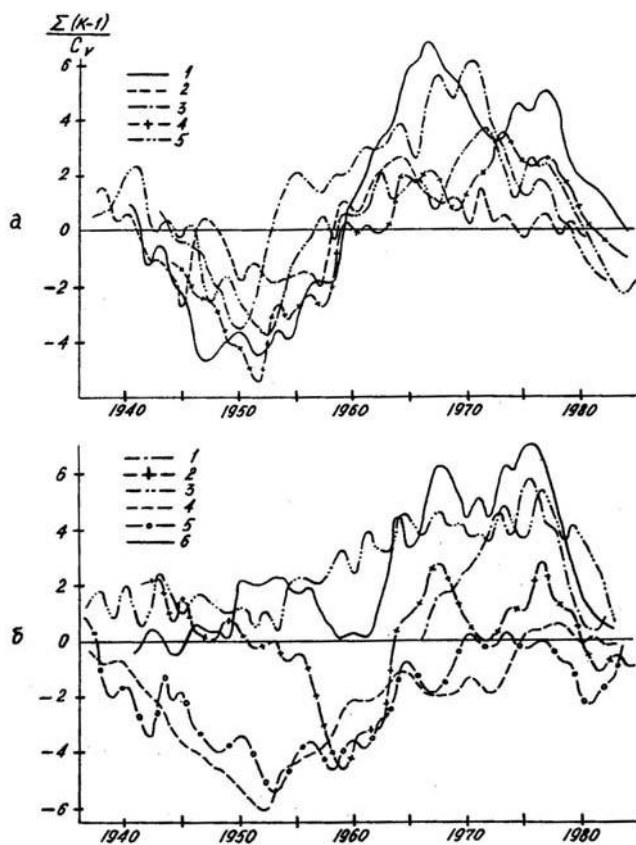


Рис. 1.7. Многолетний ход осадков в различных ландшафтно-климатических областях Монголии (по: Батнасан, Севастьянов, 1992). *а* — Гобийская и Восточно-Монгольская степная области: 1 — Арвайхэр; 2 — Ховд; 3 — Улангом; 4 — Мандалговь; 5 — Чойбалсан. *б* — Хангайско-Хэнтэйская горная область: 1 — Сухэ-Батор; 2 — Булган; 3 — Улиастай; 4 — Ундэрхан; 5 — Цэцэрлэг; 6 — Мурэн.

Абсолютное значение величин осадков различно, но циклический характер изменчивости увлажненности территории проявляется достаточно ясно. Из приведенных графиков видно, что циклы увлажненности наиболее аридных территорий — Гобийской и Восточно-Монгольской степной областей имеют наибольшее сходство по фазам (рис. 1.7 *а*). Хорошо проявляется фаза пониженной увлажненности продолжительностью около 20 лет от начала 1940-х до начала 1960-х гг. с минимумом около 1950 г., а также фаза повышенной увлажненности (выше средних значений) от начала 1960-х до конца 1970-х гг. с максимумом около 1965–70-х гг. В конце 1970-х гг. началось уменьшение увлажненности этих территорий.

Увлажненность Хангайско-Хэнтэйской и Алтайской горных областей, богатых осадками, испытывает менее определенную изменчивость (рис. 1.7 *б*). Циклы увлажненности и совпадение фаз водности в этих областях выражены слабее, что обусловлено существенными региональными различиями физико-географических условий на метеостанциях. Однако можно отметить общие черты в тенденциях межгодовой изменчивости осадков для большинства метеостанций.

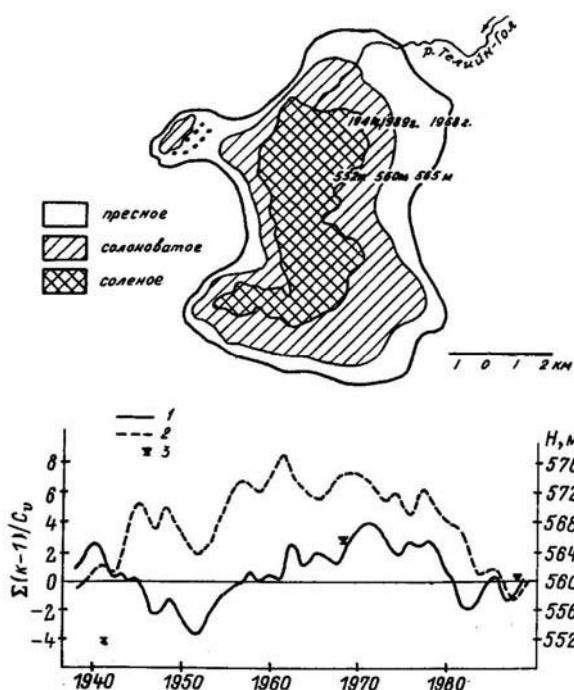


Рис. 1.8. Многолетние изменения осадков (разностно-интегральные кривые), площади и уровни оз. Хух (Восточный). 1 — ГМС «Чойбалсан»; 2 — ГМС «Матад»; 3 — положение уровня оз. Хух.

озера достигала 96 км^2 . В этот период озеро было пресноводным, а его глубина превышала 14 м. В конце 1970-х гг. началось усыхание оз. Хух, и к 1989 г. его площадь не превышала 54 км^2 , а глубина — 8 м. Общая минерализация воды достигала 1.5 г/л (рис. 1.8).

В целом, на большей части территории Монголии с 1940-х до середины 1950-х гг. наблюдалось уменьшение увлажненности относительно средней многолетней величины. Затем началось увеличение увлажненности. В начале 1960-х гг. увлажненность была близка к средним многолетним значениям. Максимальным по влажности был период 1965–1976 гг., после чего началось резкое снижение увлажненности. В то же время, по данным метеостанций Мурэн и Улиастай, расположенных в Хангае, можно отметить общую тенденцию к нарастанию увлажненности с начала 1940-х до конца 1970-х гг., что проявилось в повышении уровня ряда озер Хангая, таких как Сангийн-Далай, Буст, Жугнайн и др. Это привело к затоплению низких прибрежных террас и гибели молодых лиственничников на этих террасах.

Дендроиндикационные материалы, полученные по спилам некоторых деревьев, произрастающих в бассейнах озер, могут быть использованы для реконструкции колебаний увлажненности в прошлом и получения косвенных сведений о динамике уровней озер. Известно, что прирост толщины годовичных колец

Колебания уровней озер имеют тесную корреляцию с многолетней изменчивостью увлажненности. Характерным примером являются колебания уровня и площади оз. Хух в Восточно-Монгольской степной области. Известно, что в засушливый период 1940–1950-х гг. оз. Хух было горько-соленым, имело глубину около 1 м при площади поверхности не более 22 км^2 , как это следует из топографических карт съемки 1941 г. В период повышенной увлажненности 1965–1975 гг. это озеро значительно наполнилось водой и распреснилось. На картах того же масштаба съемки 1971 г. площадь

лиственницы сибирской имеет высокую корреляцию с ходом осадков в многолетнем аспекте (Ловелиус, 1979; Адаменко и др., 1982). При сравнении дендрограммы спила лиственницы с берега оз. Сангийн-Далай в Хангае с ходом осадков, по данным ближайшей метеостанции (ГМС „Мурэн”, рис. 1.7), видно соответствие тенденции к увеличению количества осадков и увеличению прироста толщины годовых колец древесины на протяжении последних 40–50 лет. Следовательно, с известными допущениями можно предположить аналогичный ход уровня оз. Сангийн-Далай в прошлом с середины 19 века до второй половины 20-го столетия (рис. 1.9).

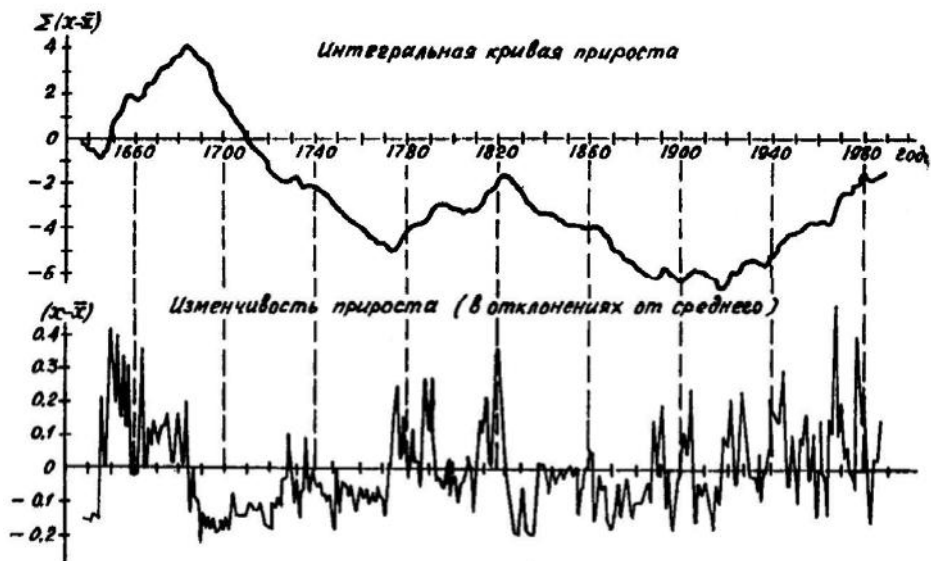


Рис. 1.9. Дендрограмма лиственницы (*Larix sibirica*) с западного берега оз. Сангийн-Далай (Хангай).

Следует отметить, что в 1980-х гг. озера горных территорий испытывали повышенную обводненность и высокое стояние уровней, в то время как озера равнинных районов испытывали иссушение, и уровни их понижались, т.е. обнаруживается различная направленность увлажненности озерных бассейнов. Различные тенденции в развитии увлажненности равнинных и горных районов были также отмечены Н.Т. Кузнецовым и Э.М. Мурзаевым (1960) на озерах Джунгарии, где, например, с 1940-х гг. происходил подъем уровня горного оз. Сайран, расположенного на высоте 2073 м, в то время как уровень оз. Эби, лежащего на высоте 190 м, направленнo понижался. Различную тенденцию в ходе уровней равнинных и горных озер в 1940–50-х гг. наблюдал и Ш. Цэгмид (1955 б).

Следовательно, можно отметить, что многолетние колебания атмосферных осадков, уровней воды и минерализации озерных вод на территории Монголии характеризуются приблизительно 18–20-летними циклами повышенной и пониженной увлажненности, которые, вероятно, развиваются на фоне природных ритмов более высокого ранга. Есть основания полагать, что внутривековые ко-

лебания увлажненности на территории Монголии проявляются на фоне многовековой регрессивной фазы, которая, как это было установлено А.В. Шнитниковым (1969, 1985), началась после максимума увлажненности XVII–XVIII вв. В многолетнем аспекте наблюдается регрессия многих равнинных озер.

С 70–80 гг. прошлого века наряду с природными колебаниями увлажненности все большее влияние на озера начинают оказывать антропогенные факторы. Особенно обострилась экологическая ситуация в Долине Озер, где вследствие нерационального водопользования (разбора вод на орошение) в период пониженной увлажненности 1975–1985 гг. исчезли такие озера, как Улан, Тацын-Цаган, Орог. В этот же период проявилась тенденция к понижению уровня и возрастанию общей минерализации воды на крупнейшем водоеме Долины Озер — оз. Бон-Цаган, несмотря на то, что питание этого озера осуществляется за счет стока р. Байдраг с достаточно увлажненных высокогорий Хангая. Так, минерализация воды оз. Бон-Цаган в 1941 г. была 5.74 г/л, в 1962 г. — 4.18 г/л, в 1968 г. — 3.80 г/л, в 1986 г. — 5.32 г/л.

По-видимому, даже незначительный до настоящего времени разбор воды р. Байдраг на орошение мог отразиться на уровне и гидрохимическом режиме озера, которое имеет важное ландшафтно-экологическое значение для этого аридного района.

Таким образом, климатические факторы и их ритмические изменения оказывают большое влияние как на распространение озер по территории Монголии, так и на гидрохимические свойства озерных вод, способствуют возникновению и исчезновению озер. Наличие множества озер на территории страны свидетельствует об относительной молодости ландшафтов, которые, как и озера, находятся на разных этапах природной эволюции. Более древние ландшафты равнинных территорий содержат больше усыхающих и соленых озер, а более молодые ландшафты гор характеризуются наличием большого количества проточных пресноводных озер.

1.5. ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ И РАЙОНИРОВАНИЯ ОЗЕР

До настоящего времени в озероведении нет универсальной классификации озер, объединяющей все разнообразие видов природных водоемов на основе единого комплекса признаков. Возможность создания такой общей типизации весьма проблематична. Опыт комплексного географического подхода к систематизации озер являются предпринятые И.В. Барановым (1961) попытки районирования и лимнологической типизации озер СССР. Эта типизация основана на совокупности морфометрических, термических, гидрохимических и некоторых гидробиологических признаков, присущих озерам. Однако эта регионально-зональная типизация не получила широкого применения. В соответствии с практическими потребностями чаще используются классификации озер, основанные на определенных признаках (генетические, седиментационные, гидрохимические, термические, гидробиологические и прочие).

Вопросы классификации и районирования озер Монголии в настоящее время приобретают научно-практическое значение в связи с необходимостью разработки рекомендаций по рациональному использованию различных типов озер и их природных ресурсов в народном хозяйстве страны. Необходимы дальнейшие разработки в области районирования и типизации озер с учетом региональных особенностей территории.

В геолого-географических исследованиях широко применяются типизации и классификации объектов, основанные на генетических признаках. Генетические классификации озер были предложены различными исследователями (Первухин, 1937; Зайков, 1960; Богословский, 1960 и др.). Для озер Монголии впервые генетическая классификация была применена Ж. Цэрэнсодномом (1971).

Важным географическим признаком озер является тип озерного осадконакопления. На территории бывшего СССР проблемы классификации озер по условиям накопления в них минеральных и органических веществ изучались А.И. Дзенс-Литовским (1957), Л.Л. Россолимо (1976) и др.

При гидрохимическом изучении природных вод в настоящее время широко используются классификации О.А. Алекина (1970) и М.Г. Валяшко (1981). Для типизации соленых озер по целому ряду признаков применяются разработки А.И. Дзенс-Литовского (1957, 1968). Применительно к озерам Монголии гидрохимические типизации были использованы Н. Лувсандоржем (1967).

Генетическая типизация озерных котловин. Типизация озерных котловин на основе их природного происхождения опирается на выделение эндогенных и экзогенных процессов, обусловивших формирование той или иной котловины. В этой типизации тесно соприкасаются геологические и физико-географические подходы к систематизации природных образований. Нередко в природе встречаются озерные котловины смешанного происхождения, генезис которых определен совокупностью эндогенных и экзогенных процессов.

Для территории Монголии может быть предложена генетическая типизация озерных котловин (табл. 1.4), в основе которой лежит совокупность природных процессов, вызвавших образование котловин (класс и тип), а также основные геоморфологические черты озерных котловин (подтип и группа).

Озерные котловины тектонического происхождения в основном представляют собой участки или блоки земной коры, опущенные по разломам или связанные с крупными прогибами, складками земной коры, т. е. обусловлены эндогенными процессами. Таковы крупнейшие озерные котловины Монголии — Хубсугул, Убсу, Хиргис, Хар-Ус, Бон-Цаган, Тэлмэн и другие.

Озера, лежащие в котловинах тектонического происхождения, чаще всего имеют значительную глубину, большую площадь, округлую или овальную форму, относительно крутой уклон дна. Большинство озерных котловин тектонического происхождения были заложены в мезозое, а затем подверглись изменениям в результате тектонических движений и деятельности ледников в последующие геологические эпохи. Главную преобразующую роль в этом процессе сыграли неотектонические и горообразовательные движения неоген-четвертичного времени. Нередко бывает, что в обширной котловине тектонического происхож-

дения возникают и развиваются озерные котловины другого генезиса, например образовавшиеся за счет климатических или эрозионных процессов. В древних котловинах тектонического происхождения к настоящему времени накопился мощный чехол осадочных горных пород, вследствие чего на дне глубоких котловин могут находиться относительно мелководные озера. Например, лежащая в северной части Гобийской области Котловина Больших Озер — это заложенная на месте мезозойского прогиба серия отдельных котловин тектонического происхождения, имеющих ряд морфоструктурных и морфоскульптурных различий. Е.В. Девяткин (Девяткин и др., 1975) выделяет в пределах КБО тектонические впадины собственно Котловины и впадины Предалтайской зоны, на дне которых располагаются замкнутые озерные котловины.

Таблица 1.4. Генетическая типизация озерных котловин Монголии

Класс	Тип	Подтип	Группа
Эндогенные	Тектонические	Межгорные	Котловинные
		Внутригорные	”
	Вулканические	Разрывные	Провальные
		Сбросовые	Запрудные
Смешанные	Гравитационные	Кратерные	Провальные
		Лавовые	Запрудные
	Гравитационные	Сейсмообвальные	Запрудные
		Оползневые	”
Экзогенные	Гидрогенные	Лавинные	”
		Селевые	”
		Карстовые	Провальные
	Гляциогенные	Суффозионные	”
		Пойменные	Котловинные
		Старичные	”
		Внутриледниковые	Запрудные
		Моренные	Котловинные
		Каровые	Запрудные
		Зандровые	Котловинные
Эоловые	Термокарстовые	Провальные	
	Барханные	Котловинные	
	Песчаных массивов	Запрудные	
			Котловинные

Тектонические впадины Котловины Больших Озер содержат такие крупные озера, как Убсу, Хиргис, Хар-Ус, Хар, Дургэн. Все эти озерные котловины имеют площадь более 100 км², изоморфные конфигурации. Предалтайские впадины, в которых расположены озерные котловины меньших размеров, например,

Ачитнурская, имеют более вытянутые формы, соответствующие направлению основных горных структур, и ограничены разломными нарушениями.

В центральной части Долины Озер располагаются средних размеров тектонические котловины, занятые озерами Бон-Цаган, Орог, Тацын-Цаган, Улан и др., которые лежат в неглубоких понижениях, выполненных четвертичными аллювиально-пролювиальными отложениями.

Тектонические межгорные впадины Прихубсугуля — Хубсугульская, Дархатская и Бурсингольская глубоко расчлениют эту горную страну, расположенную между Восточным Саяном на севере и отрогами Хангая и Сангелена на юге и юго-востоке, Тувинским нагорьем на западе и Хамар-Дабаном на востоке. Обширные впадины Прихубсугульского нагорья — непосредственно котловина оз. Хубсугул и Дархатская котловина с её многочисленными озерами — характерные примеры первичных котловин тектонического происхождения, которые развивались разными путями.

Хубсугульская котловина представляет собой грабен, ограниченный с севера субширотным хр. Мунку-Сардык, который обрывается к озеру 50-метровым уступом. С запада озерная котловина ограничена крутыми склонами хребтов Хорьдол-Сарьдаг и Баян-Ула, абсолютная высота которых достигает 3000–3200 м. Восточный борт котловины ограничен относительно пологими склонами высоколежащего плоскогорья, образованного молодыми вулканогенными породами, отдельные вершины которого поднимаются до 2000 м. В южной части Хубсугульская котловина становится уже, озеро образует неширокий Хатгальский залив, из которого вытекает р. Эгийн.

Дархатская котловина также имеет тектоническое происхождение, аналогичное Хубсугульской котловине. Однако более высокое горное обрамление котловины в течение плейстоцена способствовало неоднократному развитию оледенения и распространения его воздействия на всю котловину. Рельеф Дархатской котловины в значительной степени преобразован деятельностью ледников, а также последующей водно-эрозионной деятельностью. Крупнейшее озеро этой котловины — Дод-Цаган, занимавшее изначально основную часть тектонической впадины, морфологически сходной с Хубсугульской, в процессе своего развития под воздействием оледенения было преобразовано и приобрело характерные гляциогенные черты: изрезанность берегов, расчлененность на отдельные плёсы, наиболее крупные из которых — Тарган, Дунд, Хармай. Широкое распространение флювиогляциальных отложений мощностью до 50–70 м и высокие озерные террасы (до 150–200 м) доказывают, что в послеледниковое время размеры оз. Дод-Цаган существенно сократились, а его первичная котловина в значительной мере заполнена озерными, озерно-ледниковыми, аллювиальными отложениями суммарной мощностью в центральной части впадины, достигающей 200 м. Уровень древнего Дархатского озера, заполнявшего котловину в период распада оледенения, достигал отметки 1700 м, а площадь его составляла более 2600 км² (Уфлянд и др., 1971).

Характерным примером озерной котловины тектонического происхождения, преобразованной речной эрозией, является Буйнурская котловина, распо-

ложенная на границе Восточно-Монгольской равнины. Обширная тектоническая котловина оз. Буйр в ходе геологического развития была преобразована, пенепленизирована и почти заполнена осадками. В настоящее время эта котловина представляет собой наиболее пониженную часть слабо вогнутой депрессии, сложенной толщами мезо-кайнозойских осадков. Четвертичные отложения котловины представлены глинами и песками озерно-аллювиального комплекса мощностью до нескольких десятков метров (Сырнев, 1982).

Межгорные и внутригорные озерные котловины тектонического происхождения широко развиты в горах Прихубсугуля, Хангая и Монгольского Алтая. В частности, в Монгольском Алтае к озерам, лежащим в котловинах тектонического генезиса, относятся Ачит, Урэг, Толбо, на Хангае — Тэлмэн, Сангийн-Далай, Ойгон и ряд других. Образование этих озерных котловин связано с внутригорными прогибами, которые впоследствии были заполнены водой. Большой частью внутригорные котловины в настоящее время бессточные, озера потеряли связь с реками, имеют солоноватую или соленую воду. В образовании некоторых обширных озерных котловин помимо тектонических причин принимали участие эоловые процессы, приведшие к запруживанию стока и возникновению таких озер, как Улагчны-Хар, Хунгуйн-Хар, Убсын-Баян.

Вулканогенные озерные котловины располагаются в областях древнего и голоценового вулканизма. В основном это небольшие пресноводные водоемы, расположенные в кратерах потухших вулканических аппаратов, или озера, образовавшиеся в результате запруживания рек потоками излившейся лавы. В геологическом прошлом в Монголии подобные озера были более широко распространены в вулканических областях Хангая, Хэнтэя, Прихубсугуля, Дариганги и других районах. В настоящее время характерным примером вулканогенных озер является оз. Тэрхийн-Цаган, лежащее в Тариатской котловине у подножия южного склона хр. Тарбагатай. Оно образовалось около 7000 лет назад в результате извержения вулкана Хорог и запруживания стока р. Тэрхийн излившимся потоком лавы. В кратере этого вулкана периодически существует эфемерное кратерное озеро, питаемое атмосферными осадками (Севастьянов и др., 1989).

Озерные котловины гравитационного происхождения чаще всего встречаются в горах и возникают в результате обвалов или оползней горных пород, которые преграждают реки и образуют запрудные озера. Озера подобного генезиса чаще встречаются в местах, где склоны долин круты и сложены сильно дислоцированными или тонкослоистыми породами с крутым падением пластов. Нередко они приурочены к зонам тектонического дробления. Размеры таких озерных котловин определяются объемом обвальной или оползневой массы, перегородившей долину, уклоном тальвега долины, а также фильтрационной способностью запруды. В Монголии крупных озер гравитационного генезиса нет. В Монгольском Алтае к этому типу может быть отнесено оз. Тал, в Хангае — Ширэт.

К гидрогенным котловинам относятся пойменные и старичные озерные котловины, которые тесно связаны с эрозионной деятельностью рек. Они образуются чаще всего на участках равнинного течения рек в результате меандриро-

вания потоков, русловых перехватов, затопления пойменных понижений. Небольшие озера этого подтипа повсеместно встречаются в долинах рек Селенги, Орхона, Онона, Керулена, Халхина, Улдза, Ховд и др. Старичные озера образуются в результате миграции русла и могут сохранить проточность в периоды достаточной увлажненности и терять проточность в периоды маловодья. Озера этого подтипа также встречаются в равнинных участках рек Толы, Ховд, Керулена, Орхона, Селенги и других.

Озерные котловины карстового происхождения тесно связаны с характером горных пород, подверженных карстовым процессам, и встречаются в районах распространения известняков, доломитов, гипсов. Их возникновение связано со степенью увлажненности территории и гидродинамическим режимом рек территории. В Монголии довольно широко распространены карстующиеся породы. Они встречаются в Прихубсугулье, в Монгольском Алтае, Хангае и Хэнтэе. Однако карстовые процессы и связанные с ними озера распространены лишь в районах достаточного увлажнения, например в Прихубсугулье.

Суффозионные котловины образуются в условиях размыва и выноса частиц породы и растворимых веществ водой, фильтрующейся в толще горных пород. Образование провальных суффозионных котловин и формирование в них озер может происходить в районах распространения гипсоносных и других легкорастворимых и водопроницаемых горных пород. Часто суффозия проявляется в песчано-глинистых породах, перекрывающих закарстованные толщи. Небольшие озера, расположенные в котловинах суффозионного генезиса, встречаются в юго-восточном Прихубсугулье, в Хэнтэйской горной области, в бассейнах рек Хара, Иро и их притоков.

Гляциогенный тип озерных котловин повсеместно распространен в областях современного и древнего оледенения гор, связан с ледниковыми формами рельефа. В зоне современного оледенения Монгольского Алтая и в горах Прихубсугулья встречаются небольшие приледниковые озера, запруженные молодыми моренами. На ледниках нередко возникают эфемерные озера, подпруженные ледяными образованиями. В древних карах и цирках, свободных от ледников, размещаются холодные пресноводные озера, подпруженные ригелями коренных пород или моренным материалом. Небольшие озера располагаются в понижениях среди моренных и зандровых полей. Каровые и моренно-запрудные озера часто встречаются в высокогорьях Монгольского Алтая, Хангая, Прихубсугулья и в отдельных районах Хэнтэя, на высотах более 2000 м, что определено пределом депрессии концов ледников в эпоху четвертичных оледенений.

В северных, северо-западных и центральных районах Монголии в зоне распространения многолетнемерзлых пород часто встречаются термокарстовые озерные котловины. Обычно они имеют небольшие размеры, питаются талыми водами погребенных льдов и снегов, чаще всего бессточны, нередко пересыхают и возобновляются вновь. Термокарстовые озера весьма характерны и многочисленны на моренных образованиях, сложенных глинистыми, высокольдистыми грунтами. Озера этого генезиса повсеместно встречаются в Монгольском Алтае в зоне распространения последнего оледенения. Многочисленны они в верховьях

ях р. Ховд, среди моренного рельефа в бассейнах озер Хотон, Хоргон, Баян, которые имеют гляциогенное происхождение. Повсеместно встречаются термокарстовые озера среди ледниковых отложений в Дархатской котловине и в высокогорной зоне Хангая и Прихубсугуля.

Озерные котловины эолового происхождения обычно встречаются в более засушливых областях, где недостаточное увлажнение и деятельность ветра приводят к формированию мощных песчаных массивов и образованию отрицательных форм рельефа, которые заполняются водой в периоды многоводья. На территории Монголии нередко возникновение озерных котловин связано с перегораживанием речных русел движущимися барханными или грядовыми песками. При этом запруженным может оказаться поверхностный сток из озера (например, Улагчны-Хар, Хунгуйн-Баян) или, наоборот, озерная котловина может иметь поверхностный сток, но не иметь поверхностных притоков (например, Убсын-Баян). Главной особенностью озер эолового происхождения является их небольшая минерализация вследствие фильтрации вод через пески, что представляет собой большую ценность в условиях недостаточного увлажнения, в которых преимущественно существуют подобные озера.

Типизация озер по условиям накопления вещества. Существенное геологическое значение имеет постоянно протекающая в природе аккумулятивная деятельность озер, связанная с накоплением осадков. Всякое озеро, по определению Л.Л. Россолимо (1976), является накопительной системой, в которой происходит осаждение и накопление различного вида осадков: терригенных, хемогенных и органогенных. Соотношение этих видов осадков значительно варьирует в разнотипных озерах и в различных ландшафтно-климатических зонах.

Терригенные осадки представляют собой обломочный материал горных пород, поступающий в озеро с водосбора. Он представлен аллювием рек и ручьев, выпадающих в озеро, пролювием временных водотоков и конусов выноса, а также эоловым материалом, приносимым в озеро ветровой деятельностью.

Хемогенные осадки образуются в результате химического осаждения растворенных в воде солей или коллоидов, поступающих в озеро с поверхностным и грунтовым стоками, а также в процессе физико-химических реакций, протекающих в самом озере.

Биогенные или органогенные осадки накапливаются в озерах за счет остатков растительных и животных организмов, обитающих в самом озере и на его водосборе. Накопление органического вещества является наиболее распространенным видом озерного осадконакопления.

В целом генезис и накопление донных отложений являются сложной совокупностью геологических, биологических и биохимических процессов, протекающих в озерной экосистеме. Соотношение видов накопления веществ и типов осадков в озерах зависит в первую очередь от природно-климатических особенностей, а также от геологического строения и рельефа территории водосбора и, наконец, от условий проточности и минерализации озерных вод.

Для накопления преимущественно терригенного материала благоприятны расчлененный рельеф водосбора, значительные уклоны местности на террито-

рии бассейна, избыточное увлажнение бассейна, развитая речная сеть и интенсивный поверхностный сток. Преобладающее накопление терригенного материала в озерных осадках наблюдается в горных местностях, в условиях влажно-го и умеренного климата, в районах современного оледенения.

На территории Монголии преобладающее накопление терригенного вещества в озерах наблюдается в высокогорных областях Монгольского Алтая (озера Хотон, Хоргон, Даян), Прихубсугуля (Дод-Цаган, Дэд-Цаган), Хангая (Хух, Тэрхийн-Цаган). Донные осадки пресноводных и слабоминерализованных озер, расположенных на высоте более 2000 м, содержат 82% терригенного минерального вещества и лишь 4–18% состава исследованных осадков высокогорных озер представлено органическим веществом. В специфических условиях аридного климата Гобийских районов и предгорных областей интенсивное накопление терригенного материала в озерах может происходить вследствие аккумуляции твердого стока впадающих рек или активных эоловых процессов. Преобладающее накопление песчано-алевритового материала наблюдается в донных осадках озер Буйр, Баян (Хунгуйн), Улагчны-Хар, Убсын-Баян, в озерах Дургэн, Хиргис и некоторых других, окруженных песками (рис. 1.4 б, в). Однако в аридном климате в хорошо прогреваемых водоемах, особенно бессточных, постоянно происходит продуцирование и накопление автохтонного органогенного и хемогенного вещества.

Процессы накопления хемогенных осадков во внутриконтинентальных водоемах теснейшим образом связаны с геолого-географическими условиями водосборов озер. Соленакпление, как рассматривал его А.И. Дзенс-Литовский (1968), „начинается в поверхностных, подземных и грунтовых водах и почвенных растворах и на время заканчивается в конечных ложбинах поверхностного и подземного стоков — в котловинах соляных озер. Дальнейшая миграция солей из бессточных котловин соленых озер возможна только эоловым путем” (с. 29).

В Гобийских и Восточно-Монгольских степных районах страны в большинстве водоемов преобладают солоноватые и рассольные (соляные) воды. Во многих озерах содержание растворенных в воде солей близко к насыщению. Такие озера обычно бессточные и расположены в условиях слабо расчлененного рельефа. Грунтовые воды и почвы в этих областях нередко засолены, поэтому со стоком в озера поступает значительное количество солей с водосбора, а в условиях больших величин испарения с водной поверхности озер (до 800–1000 мм) в некоторых озерах происходит пресыщение растворов и садка солей. Самосадочные озера встречаются в Гобийских районах (Сангийн-Далай, Бэгэр, Бага, Гурван-Тэс и др.), в Восточно-Монгольской степной области (Бурэн-Цогт, Тумэн-Цогт, Барун-Шавар и др.), в западных областях Хангайского нагорья (Цавдан, Цаган и др.).

В самосадочных озерах в зависимости от геолого-географических условий накапливаются различные минеральные соли в виде новосадки, старосадки и корневых залежей. На некоторых озерах проводится добыча соды, мирабилита, галита. Как показали исследования А.И. Дзенс-Литовского (1957, 1968 и др.) и Ш. Лувсандоржа (1967), посвященные типологии хемогенных осадков Центральной Азии, генезис солей, накапливающихся в озерах различных ландшафт-

но-климатических областей, существенно различается и обусловлен литологическим составом горных пород водосбора, гидрогеологическими условиями, рельефом, почвенно-климатическими особенностями озерных бассейнов. В зависимости от этих условий в озерах могут накапливаться сода, трона, тенардит, бисофит, мирабилит, галит или сочетание некоторых солей.

Накопление в озерах биогенных или органических осадков наблюдается повсеместно, однако характер этого накопления различен в пресноводных, солоноватоводных и соляных озерах. По происхождению органического вещества в озерах выделяются две основные типологические группы: озера-накопители аллохтонного органического вещества и озера-накопители автохтонного органического вещества (или озера-продуценты) (Россолимо, 1964).

Аллохтонное органическое вещество поступает в озера с водосборов, не измененных существенно деятельностью человека, преимущественно в виде окрашенного гумуса в коллоидном состоянии, в виде твердых остатков болотных и наземных растений, а также продуктов механической эрозии почв и горных пород. В условиях антропогенной нарушенности водосборов (распашка, вырубка лесов) поступление аллохтонного вещества в озера может существенно возрастать.

Автохтонное вещество продуцируется озерной экосистемой в процессе всей жизни озера, однако преобладающее накопление органического вещества наступает в озере на эвтрофной стадии его развития. Для озер-накопителей автохтонного вещества характерно интенсивное развитие фито- и зоопланктона, фито- и зообентоса, перифитона и высших водных растений. Их отличает резко выраженное уменьшение содержания кислорода с глубиной до полного его исчезновения и появления в воде сероводорода. В некоторых случаях может происходить интенсивное автохтонное накопление хемогенных веществ.

Суммарное накопление органического вещества в озерах Л.Л. Россолимо (1976) рассматривал как итог взаимодействия двух противоположных процессов: с одной стороны, увеличивающих количество суммарного органического вещества, а с другой — уменьшающих его массу в результате минерализации. Количество накапливающегося органического вещества в итоге определяется соотношением скоростей этих двух процессов.

В пресноводных и слабоминерализованных озерах в ряде случаев встречаются осадки биогенного происхождения, состоящие из скоплений остатков кремнистых структур микроскопических диатомовых водорослей, которые называются диатомитами. Они на 70–80% состоят из SiO_2 и характерны для озерных вод, обогащенных кремнистой кислотой. Осадки этого типа встречаются в областях распространения вулканогенных пород, богатых кремнеземом. В Монголии подобные осадки были встречены в районах активного вулканизма, например в некоторых озерах Хангая, Прихубсугуля, Дариганги.

Весьма распространенными осадками пресноводных озер гумидной зоны, а иногда и солоноватоводных озер семиаридных районов, являются органогенные или — сапропели. Сапропелевые осадки встречаются во многих озерах цен-

тральной Монголии. Однако сапропели этих водоемов пока еще изучены недостаточно.

Таблица 1.5. Типизация и районирование озер Монголии по условиям накопления вещества

Преобладающий вид осадков в озерах	Основные природные условия накопления осадков в озерах	Интервал абсолютных высот, м	Районы Монголии
Терригенные	Высокогорные, гумидные, проточные	2000–3500	Монгольский Алтай, Хангай, Хэнтэй, Прихубсугуль
Биогенные	Среднегорные, умеренные, слабопроточные, периодически сточные	1000–2000	Хангай, Хэнтэй, Прихубсугуль, Монгольский Алтай, КБО, Большой Хинган
Хемогенные	Равнинные, аридные, бессточные	560–1500	Гобийская область, КБО, ДО, Восточно-Монгольская степная область

Таким образом, основными факторами, определяющими преобладающий вид накопления осадков, являются условия тепло- и влагообеспеченности озерных бассейнов, формирующие сток, гидрохимические особенности и биологическую продуктивность озер.

В зависимости от геолого-географических факторов, характеризующих бассейн озера (состав горных пород, расчлененность рельефа, абсолютная высота, ландшафтная структура водосбора и пр.), в озерах формируется тот или иной преобладающий вид осадков. По этому признаку можно выделить озера-накопители преимущественно терригенных осадков (более 50%), биогенных осадков или хемогенных осадков. Кроме того, в природе возможны и промежуточные типы (табл. 1.5).

В целом на территории Монголии выделяются две основные группы озер — горные, расположенные выше средней абсолютной высоты территории, и равнинные, лежащие ниже этой границы. С высотным положением озер в значительной степени связаны основные гидроклиматические, седиментационные, гидрохимические и гидробиологические особенности озер.

2. ГИДРОЛОГИЯ ОЗЕР МОНГОЛИИ*

При рассмотрении вопросов гидрологического режима озер Монголии, расположенных в различных ландшафтно-климатических условиях, целесообразно использовать схему физико-географического районирования территории страны, разработанную Ш. Цэгмидом (1962). С этой целью в каждой ландшафтной области мы рассматриваем ряд озер, наиболее характерных по своим лимнологическим особенностям для данной территории, и анализируем их гидрологические характеристики.

По гидрологическим особенностям озера Монголии можно условно разделить на две основные группы: горные озера Алтайской, Хангайско-Хэнтэйской и Прихубсугульской областей и равнинные озера Восточно-Монгольской степной и Гобийской областей. Источники питания, элементы водного баланса, морфометрия и гидрофизические особенности горных и равнинных озер имеют существенные различия, рассмотрению которых посвящена эта глава.

2.1. МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕР

Морфометрические особенности озер определяются комплексом физико-географических условий и связанной с этим спецификой формирования озерных котловин. Разнообразие морфометрических особенностей озер Монголии показано в табл. 2.1.

Таблица 2.1. Морфометрические показатели некоторых озер Монголии

Озеро	Абсолютная отметка, м	Площадь озера, км ²	Длина, км	Ширина, км		Глубина, м		Объем воды, км ³	Длина береговой линии, км	Площадь водосбора, км ²	Минерализация, г/л
				средняя	наибольшая	средняя	наибольшая				
Убсу	759	3350	84	40.5	79	11.9	20	39.6	425.0	71100	18.53
Хубсугул	1645	2760	136	20.3	36.5	138	262	380.7	414.0	4920	0.22
Хиргис	1029	1407	75.0	19.0	31.0	47.0	80.0	66.034	253.2	185000	7.43
Бон-Цаган	1312	252	24.0	11.0	19.0	10.0	16.0	2.355	81.0	33500	3.86
Ачит	1435	297	34.0	12.0	18.0	2.0	5.0	0.665	93.0	10500	0.159
Толбо	2079	84.0	21.0	4.0	7.0	7.0	12.0	0.571	62.0	1980	0.67
Даян	2232	67.0	18.0	4.0	9.0	2.0	4.0	0.157	64.0	870	2.97
Дуро	2395	14.6	6.1	2.4	3.1	5.2	14.5	0.077	26.2	165.0	2.27
Тэлмэн	1789	194	26.0	12.0	16.0	13.0	27.0	2.671	93.4	3940	7.69
Сангийн-Далай	1888	165	32.0	5.0	13.0	12.0	30.0	1.995	127.0	2710	3.49
Дод-Цаган	1538	64.0	18.0	4.0	7.0	6.0	14.0	0.384	105.9	1100	0.13
Хух	552	17.5	7.0	2.0	3.5	4.3	8.5	0.610	18.2	-	0.87
Буйр	581	615	40.0	15.0	21.0	6.0	10.2	3.784	118.2	20200	0.302

* А. Н. Егоров, Ж. Цэрэнсодном, Н. Батнасан, С. Цугар

Данные таблицы представлены на основе батиметрических карт, составленных сотрудниками Института географии и мерзлотоведения АН МНР. Следует отметить, что морфометрические характеристики озер с течением времени изменяются в связи с колебаниями уровней воды и естественным развитием озерных котловин и береговых процессов. Ряд различий обнаруживается в морфометрических особенностях озер и в зависимости от положения их в рельефе. Например, коэффициент компактности озер изменяется с высотой их положения (рис. 2.1), что может быть связано со сменой рельефообразующих факторов при переходе от горных к равнинным условиям. Такая зависимость может иметь практическую направленность при хозяйственном использовании водоемов.

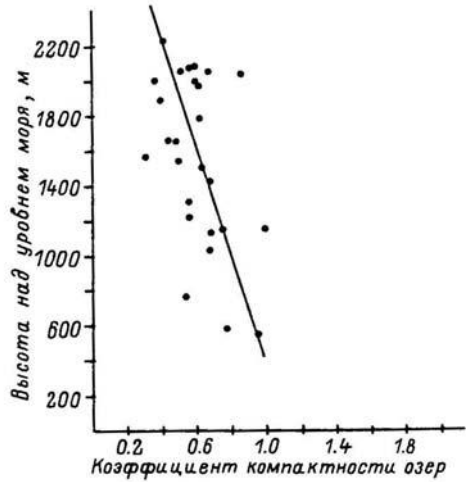


Рис. 2.1. Зависимость степени компактности расположения озера от высоты местности.

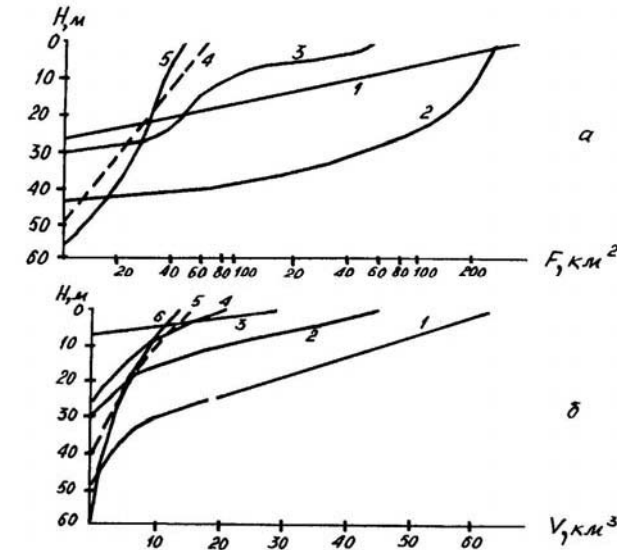


Рис. 2.2. Кривые площадей (а) и объемов (б) некоторых крупных озер Монголии. а: 1 — Дургэн, 2 — Урэг, 3 — Сангийн-Далай, 4 — Хунгуйн-Хар, 5 — Хотон; б: 1 — Урэг, 2 — Дургэн, 3 — Хар, 4 — Сангийн-Далай, 5 — Хунгуйн-Хар, 6 — Хотон.

На рис. 2.2 изображены кривые объемов и площадей некоторых наиболее крупных озер Монголии. Анализ этих зависимостей и данных табл. 2.1 показал, что между объемом воды в озере и его минерализацией существует связь, показывающая, что минерализация бессточных озер с объемом водной массы от 0.1 до 66 км³ (оз. Хиргис) не превышает 25 г/л, а минерализация озер с водной массой менее 0.1 км³ может достигать 300 г/л и более. Как уже указывалось в главе 1.1, распределение водных ресурсов по территории

Монголии неравномерно.

Необходимо отметить, что наибольшее количество озер расположено в Дорнодском аймаке — 17.8% от общего количества. Однако практически все озера этого региона имеют минерализованную воду различной степени солёности (от 0.3 до 300 г/л).

Основные запасы озерных пресных вод сосредоточены в аймаках Ховд и Хувсгул (Хубсугульском), соответственно 2.7 и 6.1% всех озер. Исключая аймаки Увс и Хувсгул, в пределах которых расположены крупнейшие озера Монголии — Убсу и Хубсугул, наибольшие коэффициенты озерности имеют аймаки Ховд, Баян-Улгий и Дорнод.

Использование морфометрических данных дает возможность при слабой лимнологической изученности территории оценить физические параметры озер и классифицировать их по тепловым свойствам (Тихомиров, 1982; Гурьянова, 1987).

2.2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ВОДНЫЙ РЕЖИМ ОЗЕР

Закономерности водного и термического режимов озер Монголии изучены недостаточно глубоко из-за отсутствия на территории страны развитой сети постов и станций для систематического наблюдения за температурой воды и элементами метеорологического режима. Наблюдения за температурой донных отложений практически отсутствуют. Исключения составляют немногочисленные озера, среди которых Хубсугул, Убсу, Хар, Угий, Буйр и некоторые другие.

На территории Прихубсугульского горного района сосредоточено несколько сотен озер, сходных по происхождению, условиям питания, морфометрическим, морфологическим и климатическим характеристикам. 75% озер этого района имеют площадь поверхности более 10 км². По гидрографическим признакам озера района можно подразделить на озера бассейна Хубсугула и озера Дархатской котловины.

Озера бассейна Хубсугула сходны между собой по физическим свойствам их водных масс. Самым крупным и уникальным по своей природе является сам Хубсугул. На его примере рассмотрим основные черты гидрологического режима озер этого района.

Озеро Хубсугул — самый крупный пресноводный водоем Центральной Азии. Береговая линия озера, расположенного в тектонической впадине, сильно изрезана (рис. 2.3).

Западный берег озера образуют крутые склоны хребтов Хорьдол-Сарьдаг и Баян, абсолютная высота которых достигает 3000–3200 м. С них стекает множество рек и ручьев, из которых только 17 имеют постоянный сток. На восточном берегу горы более пологие и менее высокие. С этого берега озеро принимает 29 притоков. В южной части озера (Хатгальский залив) находится исток р. Эгийн. Основное питание озера происходит за счет поверхностного стока. На озере 4 острова, самый большой из которых Далайн-Модон-Хуйс. Он возвышается на 173 м над уровнем озера. Его длина 3 км, ширина 2 км, площадь 5.8 км², покрыт лесом. Котловина озера имеет корытообразную форму. Глубины более 100 м

занимают 60% площади озера. На литоральную зону (от 0 до 50 м) приходится лишь 15% от его площади (рис. 2.3).

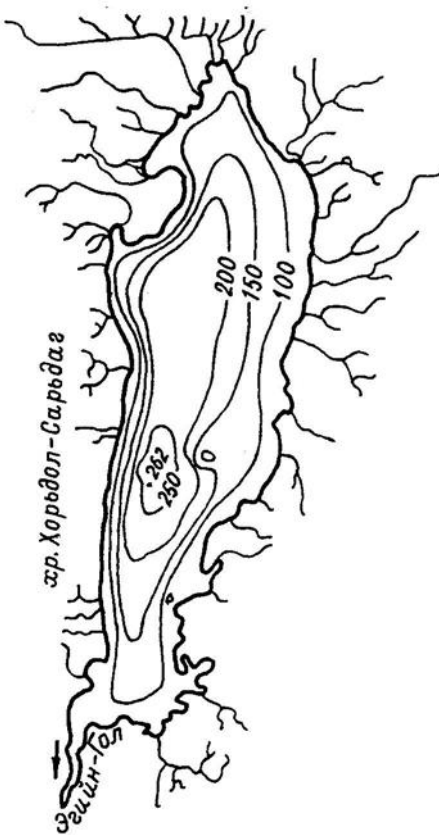


Рис. 2.3. Батиметрическая схема оз. Хубсугул.

Наблюдения над температурой и уровнем воды в озере, ведущиеся с 1965 г., и эпизодические измерения температуры воды и прозрачности при проведении гидробиологических исследований Иркутским университетом и Институтом биологии, а также Институтом географии и мерзловедения АН Монголии, позволяют лишь в первом приближении, опираясь на данные А.А. Томилова и А. Дашдоржа (1965), Ж. Цэрэнсоднома (1971), А.Е. Черкасова и др. (1973) и материалы исследований по другим крупным озерам (Байкал, Ладожское, Онежское), оценить основные черты гидрологического режима этого водоема.

По многолетним данным внутригодовые колебания уровня воды озера не превышают 0.6 м. Максимальный уровень на озере отмечается в сентябре – октябре, минимальный — в марте – апреле, а в отдельные годы в декабре. В плейстоцене – голоцене уровень оз. Хубсугул был выше современ-

ного, о чем свидетельствуют высокие береговые террасы. В последнее время идет процесс повышения уровня воды озера (рис. 1.5 б), выражающийся в затоплении нижних береговых террас, на которых растут деревья в возрасте 70–100 лет.

Термический режим оз. Хубсугул характерен для крупных глубоких озер, тепловые процессы в которых формируются как под влиянием морфометрических и морфологических особенностей строения котловины, так и региональных климатических особенностей. Суровые климатические условия горного района, большая глубина и особенности строения котловины озера обуславливают медленный, незначительный и неоднородный по акватории прогрев водных масс в период весеннего и летнего нагревания. Максимальная температура воды в прибрежной части не превышает летом 18°C, а температура поверхности в центральных, глубоководных районах — 14–16°C.

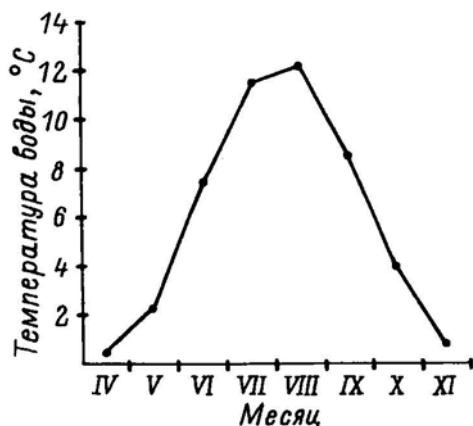


Рис. 2.4. Ход среднемесячной температуры воды оз. Хубсугул за период 1963–1968 гг. (пос. Хатгал).

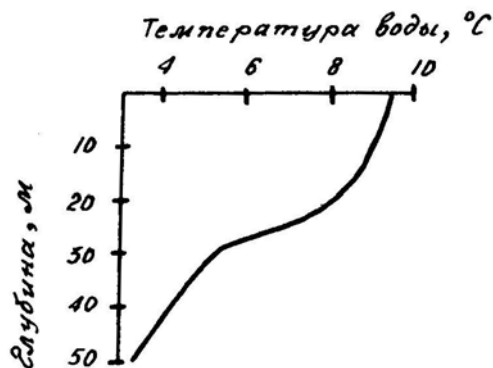


Рис. 2.5. Вертикальное распределение температуры воды в оз. Хубсугул летом 1960 г.

Обычно в период летнего прогрева средняя месячная температура поверхности воды изменяется от 11–14°C в прибрежных районах (рис. 2.4) до 5–8°C в центральных частях акватории. Так, по данным А.А. Томилова и А. Дашдоржа (1965) температура поверхности воды в центральном глубоководном районе озера составляла в августе 9.6°C, на глубине 10 м — 8.9°C, на 25 м — 7.2°C, на 50 м — 4.6°C, на 100 м — 3.9°C и на 200 м — 3.7°C. Как отмечает Ж. Цэрэнсодном (1971), стратификация по глубине температуры воды в открытый период отмечается лишь в верхнем 50-метровом слое (рис. 2.5), ниже которого гомотермическое состояние водных масс.

Результаты исследований оз. Хубсугул и других крупных глубоких озер мира (Тихомиров, 1982; Mortimer, 1975; Hutchinson, 1957) позволяют отнести этот водоем к классу гипотермических озер (табл. 2.2), основные черты термического режима которых определены А.И. Тихомировым (1982).

По классификации Хатчинсона и Лефлера (Hutchinson, Löffler, 1956), оз. Хубсугул относится к классу димиктических озер. В соответствии с этой же классификацией большинство озер Монголии относится к голомиктическому типу, за исключением некоторых соленых озер, являющихся метамиктическими. Однако в данном случае более уместно использовать термическую классификацию озер умеренной зоны А.И. Тихомирова (1982), которая, на наш взгляд, более адекватно отражает сущность физических процессов, происходящих в озерах в их взаимосвязи с морфометрическими и морфологическими особенностями строения озерных котловин. Необходимо при этом отметить, что использование классификации А.И. Тихомирова для условий Монголии также в известной степени условно, учитывая, что большинство озер Центральной Азии минерализовано в той или иной степени.

Таблица 2.2. Термическая классификация озер Монголии

Физико-географический район	Класс по А.И. Тихомирову (1982)				
	эпитермические	метатермические			
		собственно метатермические	метаэпитермические	метагипотермические	гипотермические
Алтайская горная область	Ачит, Даян, Толбо, Дуро	Хоргон	—	Урэг, Хотон	—
Хангайско-Хэнтэйская горная область	Гандан	Тэлмэн, Сангийн-Далай	Тэрхийн-Цаган, Угий	Улагчны-Хар, Буст, Жугнайн	—
Прихубсугулье	—	—	Дод-Цаган	—	Хубсугул
Гобийская область	Орог, Бон-Цаган	Убусу, Баян, Дургэн	Айраг, Хар-Ус, Хар	—	Хиргис
Восточно-Монгольская степная область	Хух, Яхийн	—	Буйр, Улдзын-Дуро	—	—

Одной из важнейших особенностей термического режима озер гипотермического класса является разделение весной и осенью в результате неравномерного прогревания и охлаждения акватории их водных масс на два физических тела фронтом термического бара (Тихомиров, 1973). В результате такого процесса в водоеме формируются две термические области: теплоактивная (с температурой воды выше 4°C) и теплоинертная (с температурой воды ниже 4°C). Их расположение на акватории озера изменяется в зависимости от времени года: весной теплоактивная область располагается над прибрежными мелководными участками, а теплоинертная — над глубоководными центральными, осенью — наоборот.

Процессы формирования и эволюции термического бара на оз. Хубсугул в настоящее время не изучены и, надо полагать, играют активную роль в формировании особенностей гидробиологического и гидрохимического режима этого озера.

Суровые климатические условия обуславливают быстрое истощение теплозапаса верхних слоев воды озера в осенний период, и уже в конце октября отмечается появление шуги и блинчатого льда, а в конце ноября озеро замерзает. Ледостав длится 4–5 месяцев. Толщина льда достигает 1.7–2.0 м. Прозрачность воды в озере сравнима с прозрачностью вод Байкала и Саргассова моря. Так, по данным С.П. Перетолчина (1903), прозрачность воды в центральной части Хубсугула составляла 22.9 м, а в прибрежной — 14.3 м. По данным А.А. Томилова и А. Дашдоржа (1965), прозрачность воды озера изменялась от 12 м в прибрежных районах до 24 м в центральной части. Цвет воды озера в прибрежных районах зеленовато-синий, в центральных — голубой.

Структура водного баланса озера представлена в табл. 2.3. Данные таблицы показывают, что поступление влаги в озеро почти в равной степени обеспечивается как осадками, так и суммарным притоком вод. Такое соотношение между

элементами приходной части водного баланса характерно для большинства горных озер Монголии.

Таблица 2.3. Водный баланс крупнейших озер Монголии

Озеро	Приходная часть							
	осадки, х		поверхностный сток, у		подземный сток, у'		суммарный приток, Q _{пр}	
	мм	км ³	мм	км ³	мм	км ³	мм	км ³
Хубсугул	295	—	—	—	—	—	325	—
Убсу	140	0.47	490	1.64	270	0.91	760	2.55
Хиргис	120	0.178	—	—	—	—	730	1.154
Тэлмэн	190	0.036	—	—	—	—	620	0.120
Сангийн-Далай	200	0.030	—	—	—	—	515	0.085
Бон-Цаган	100	0.025	—	—	—	—	830	0.210
Урэг Хара-	150	0.035	—	—	—	—	700	0.160
Ус Хар-	—	0.18	—	—	—	—	—	2.91
Дургэн	—	0.12	—	—	—	—	—	1.59

Таблица 2.3. (продолжение)

Озеро	Расходная часть			Невязка	Период осреднения, годы	Степень точности	Источник данных
	испарение, Z		сток из озера Q _{ст} , км ³				
	мм	км ³					
Хубсугул	508	—	146	—94	1969–1971	Сточное	Черкасов и др., 1973
Убсу	913	3.06	—	—13	1963–1985	Бессточное	Цэрэнсодном и др., 1976
Хиргис	900	1.332	—	—	1949–1951	То же	Кузнецов, 1968
Тэлмэн	810	0.156	—	—	—	”	Цэрэнсоном, 1976
Сангийн-Далай	715	0.115	—	—	—	”	То же
Бон-Цаган	930	0.235	—	—	—	”	”
Урэг Хар-Ус	850	0.195	—	—	—	”	”
Хар-Ус	—	1.50	1.59	—	1951–1966	Сточное	Кузнецов, (1968)
Хар-Дургэн	—	1.03	0.68	—	То же	То же	То же

Крупнейшим озером Дархатской котловины является оз. Дод-Цаган, представляющее собой единую гидрографическую систему озер Тарган, Дунд, Хармай. Высота его над уровнем моря — 1538 м (табл. 2.1). Озеро расположено в котловине тектонического происхождения со следами влияния позднеплейстоценового оледенения. Южный берег озера более возвышенный, обрывистый,

высотой 5–12 м. Северо-западный и восточный берега более пологие с многочисленными впадинами, заполняющимися водой при повышении уровня воды в оз. Дод-Цаган. В послеледниковое время размеры озера значительно сокращались, о чем можно судить по высоким озерным террасам и обилию флювиогляциальных отложений. Высота положения их над уровнем озера достигает на западном берегу 20–30 м. В озеро впадает множество рек, из которых наиболее крупные Шишхид, Шарга, Хармай, Арсай. Река Шишхид, вытекающая из озера, является одним из верховьев р. Енисей. Морфометрические характеристики озера представлены в табл. 2.1. Озеро сравнительно мелководное, поэтому за счет ветрового перемешивания в открытый период реализуется гомотермичная тепловая структура (рис. 2.6).

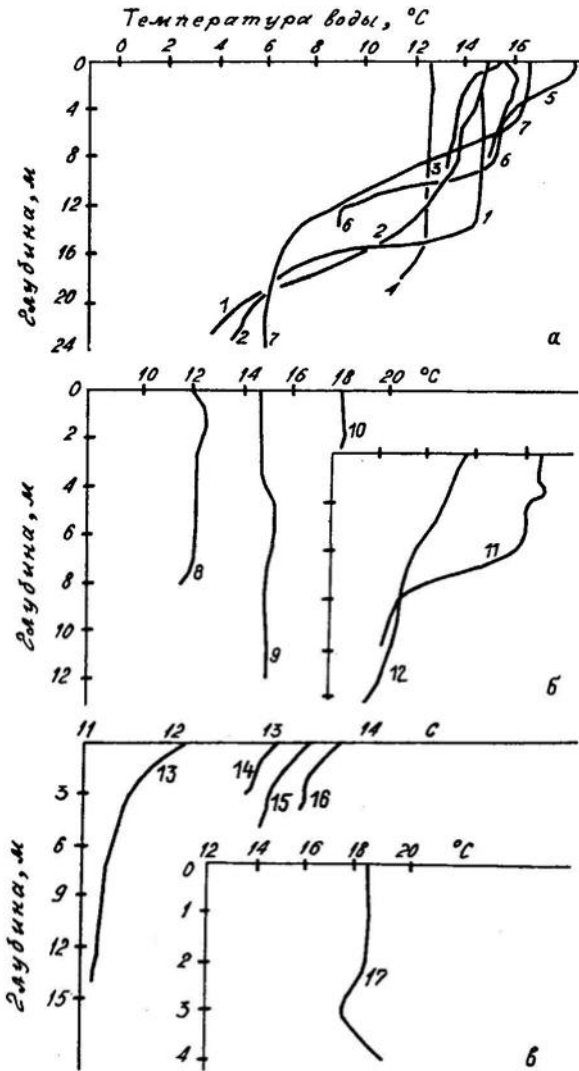


Рис. 2.6. Вертикальное распределение температуры воды в горных озерах Монголии (в период максимального прогрева). а — Хангайские озера: 1 — Тэлмэн, 2 — Сангийн-Далай, 3 — Гандан, 4 — Тэрхийн-Цаган, 5 — Жугнайн, б — Буст, 7 — Улагчны-Хар; б — Алтайские озера: 8 — Дуро, 9 — Толбо, 10 — Ачит, 11 — Урэг, 12 — Хотон; в — озера Прихубсугуля: 13 — Тарган, 14 — Дэд-Цаган, 15 — Тарган, 16 — Баян, 17 — Эрхэл.

Значительная проточность озера, небольшие глубины, доступность ветровому перемешиванию позволяет отнести этот водоем к метаэпитермическому классу, по А.И. Тихомирову (1982).

Термический режим в период весеннего нагревания в таких озерах отличается большой сложностью. В начале периода весеннего нагревания, когда озеро еще покрыто льдом, нагрев воды за счет тепла, аккумулированного донными отложениями в малопроточных районах, может сопровождаться у дна инверсиями плотности и температуры воды. Еще в начале периода весеннего нагревания в озеро поступают талые воды с температурой около 0°C. С притоком талых вод уровень озера начинает расти, поступающие талые воды вытесняют в р. Шишхид зимнюю озерную воду. При этом происходит значительное снижение биомассы и обеднение видового состава гидробионтов, истощается теплозапас донных отложений (Егоров, Тихомиров, 1979). При очищении озера ото льда талые воды, заместившие зимнюю озерную, имеют температуру ниже 4°C, а воды притоков — выше 4°C. На границе этих двух водных масс может кратковременно существовать термический бар.

Водный баланс и уровенный режим озер Дархатской котловины не изучен. Прозрачность воды (по диску Секки) не превышала во время полевых исследований 2.0 м.

Воды озер Прихубсугуля в основном слабо минерализованы, и лишь в южных районах в бессточных котловинах располагаются соленые озера, крупнейшее из которых Эрхэл. Максимальная глубина озера, по данным 1987 г., не превышала 4.7 м. Основную роль в питании озера играют грунтовые воды. Уровенный режим этого водоема в многовековом ходе определяется колебаниями увлажненности климата. С конца XVIII в. началось уменьшение общей увлажненности территории Монголии, а вместе с этим и снижение уровня воды оз. Эрхэл. Этот многовековой процесс, как показали исследования дендрохронологических, палинологических и седиментационных материалов, прерывался периодами увеличения увлажненности климата в первой половине XIX в. и в настоящее время (для горных районов). Об этом же свидетельствуют и современные процессы береговой переработки, затопление прибрежных впадин и образование абразионных уступов на берегах (Рассказов и др., 1990).

Термический режим оз. Эрхэл сложный. С одной стороны, морфометрические и морфологические особенности котловины озера дают право отнести его к эпитермическому классу, одним из признаков которого является гомотермичное состояние водной массы в открытый период. Однако, с другой стороны, полевые исследования показали, что в период максимального прогрева в условиях штилевой погоды и при значительной минерализации воды (более 22 г/л) в озере может сформироваться обратная температурная стратификация с мезотермическим минимумом на вертикальном профиле температуры воды (рис. 2.6). Если принять 3-метровый слой воды озера за глубину ночного выхолаживания, то оз. Эрхэл можно рассматривать как меромиктический водоем с возможным проявлением „парникового эффекта”, когда температура придонных слоев воды соленого озера выше температуры воды на поверхности водоема (Kirkland et al.,

1983). В данном случае это превышение составляет 0.8°C . Прозрачность воды озера (по диску Секки) достигает 4.0 м.

Таким образом, пресноводные озера Прихубсугуля по характеру термического режима относятся к классу гипотермических (димиктических) озер (оз. Хубсугул) и к классу метаэпитермических озер (многочисленные небольшие проточные озера). Соленые бессточные водоемы южного Прихубсугуля относятся к меромиктическим озерам с возможным проявлением „парникового эффекта”.

Хангайско-Хэнтэйский горный район характеризуется преобладанием небольших и средних по размеру озер, многие из которых солоноватые и соленые. Наиболее крупные и типичные озера этого района — Тэлмэн, Сангийн-Далай, Тэрхийн-Цаган, Угий, Улагчны-Хар, Буст, Жугнайн, Ойгон и Цавдан.

Своеобразие морфометрических и морфологических особенностей строения котловин, высота их расположения над уровнем моря, физико-географические особенности строения местности и минерализации воды обуславливают разнообразие физических особенностей этих озер.

В первую группу озер этого региона по морфологическим и морфометрическим признакам можно объединить озера Улагчны-Хар (пресное), Буст и Жугнайн (солоноватые) (рис. 2.7 а–в). Средняя глубина этих озер не превышает 25 м, их котловины глубоко врезаны, защищены горами от эффективного воздействия ветра. Особенности строения их котловин и вертикального распределения температуры воды в период максимального прогрева позволяют отнести эту группу озер к метагипотермическому классу (табл. 2.2). Наиболее существенное отличие их от других групп метатермического класса заключается в устойчивом разделении всей водной массы в период гидрологического лета и в начале осени на эпи-, мета- и гиполимнион, что отражено на рис. 2.6. Незначительная минерализация воды озер Буст и Жугнайн (соответственно 2.2 и 3.3 г/л) не оказывает влияния на развитие тепловых процессов в них.

Водный баланс и уровенный режим этой группы озер не изучен. По имеющимся данным, наряду с испарением значительную долю в расходной части водного баланса оз. Улагчны-Хар составляет подземный сток и инфильтрация через пески. Характерной чертой режима этих озер в последние десятилетия является тенденция к повышению уровня их вод, что особенно выражено на озерах Буст и Жугнайн в виде затопления прибрежного леса.

Вторая группа озер этого региона включает в себя проточные, сравнительно мелководные озера — Угий, расположенное в степной зоне Хангая, и Тэрхийн-Цаган, находящееся в горной части Хангая. Несмотря на различные очертания озер в плане (рис. 2.7 з, д) и климатические условия, формирование термического режима в этих водоемах происходит одинаково. Они имеют сравнительно плоские котловины, открытые ветровому воздействию. В результате снижения уровня воды в течение зимы лед в прибрежных районах оседает на грунт, что приводит к промерзанию донных отложений и возможному последующему отрыву верхнего их слоя и выноса его при разрушении ледяного покрова, при этом могут уничтожаться большие количества бентосных организмов. Как было отмечено выше, в озерах такого типа весной происходит замещение (полное или

частичное) озерной зимней воды на талую, весеннюю, бедную зоопланктоном с температурой около 0°C. В этом основное отличие водного режима этой группы озер от других. В остальном термический режим этих озер в летний период совпадает с режимом эпитеплических озер.

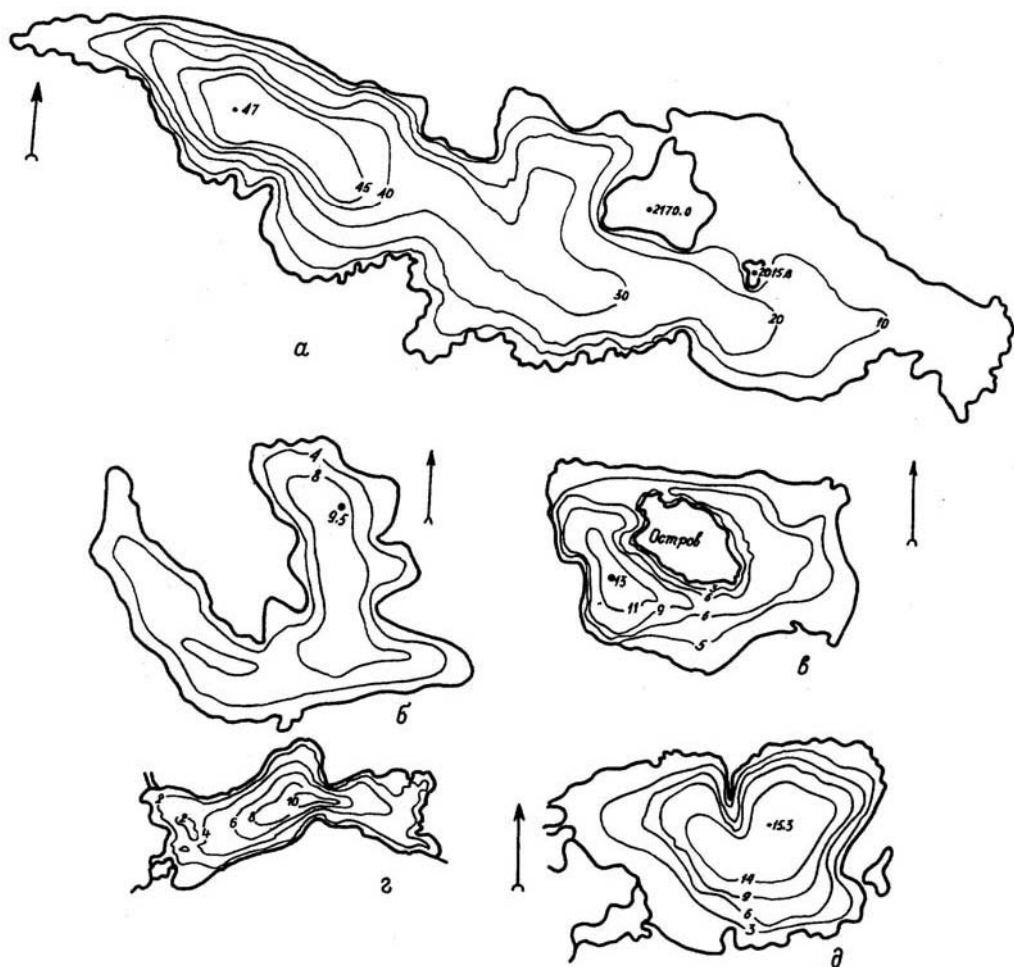


Рис. 2.7. Батиметрические схемы озер. а — Улагчны-Хар; б — Жугнайн; в — Буст; г — Тэрхийн-Цаган; д — Угий.

Таким образом, озера Угий и Тэрхийн-Цаган относятся к классу метаэпитеплических озер (табл. 2.2), для которых характерно гомотермичное вертикальное распределение температуры воды в летний период (рис. 2.6) с температурным максимумом воды на поверхности до 20–21°C. При этом температура воды степного оз. Угий выше температуры воды оз. Тэрхийн-Цаган, расположенного в горной части Хангая. В этом одна из особенностей теплового режима

озер Монголии: температура воды мелководных озер (средняя глубина до 10 м) убывает с высотой (рис. 2.8).

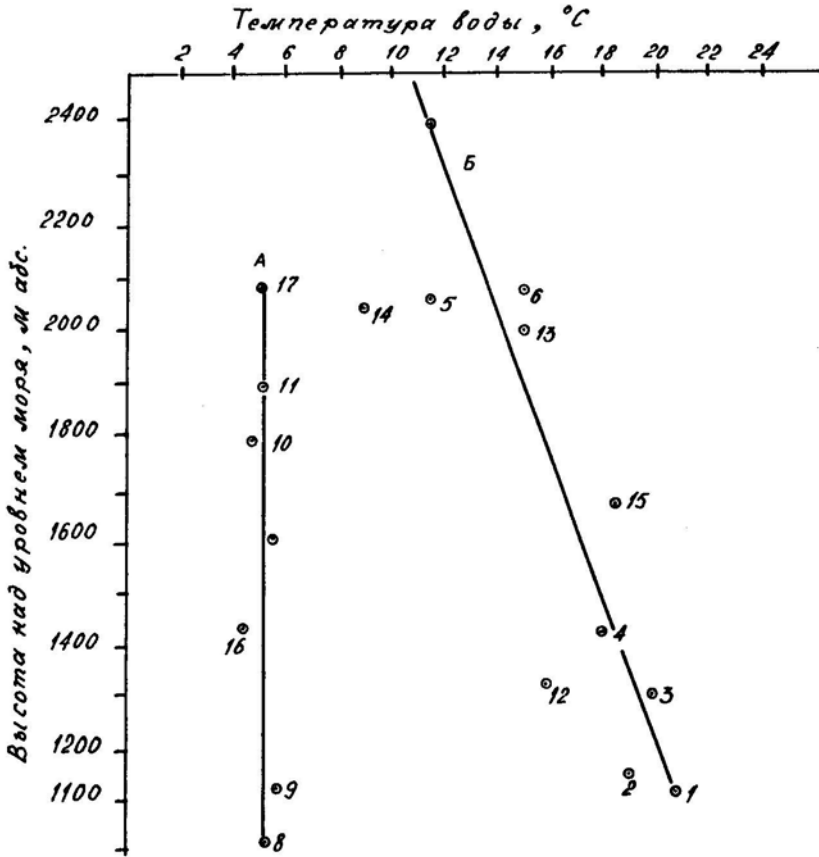


Рис. 2.8. Изменение температуры придонного слоя глубоких (А) и мелководных (Б) озер с высотой их расположения.

Тэлмэн и Сангийн-Далай — самые крупные озера Хангая (табл. 2.1) составляют третью немногочисленную группу, типичную для этого района.

Сангийн-Далай — водоем неправильной формы (рис. 2.9) с сильно изрезанной береговой линией, с множеством отдельных плёсов и заливов. Площадь, ограниченная 13-метровой изобатой, занимает 80% акватории озера. Озеро Тэлмэн расположено в широкой межгорной степной котловине Хангайского плоскогорья, некогда имевшего гидрографическую связь с р. Идэр. Основной приток воды в озеро осуществляется через р. Холойн. Водоем, как и оз. Сангийн-Далай, бессточный, солоноватый.

На обоих озерах имеются глубоководные районы с глубинами до 27–30 м (рис. 2.9). Морфометрические и морфологические особенности котловин этих озер наряду с данными полевых гидрофизических исследований позволяют классифицировать эти озера как „собственно метатермические” (табл. 2.2).

В озерах такого типа к моменту очищения их ото льда температура воды не достигает 4°C . Весной в них возникает и существует непродолжительное время термический бар (от нескольких суток до нескольких недель, в зависимости от метеоусловий). В теплоинертной области при исчезновении бара в пелагиали возникает „купол” воды с температурой наибольшей плотности (4°C). За счет этого „купола” образуется гипolimнион.

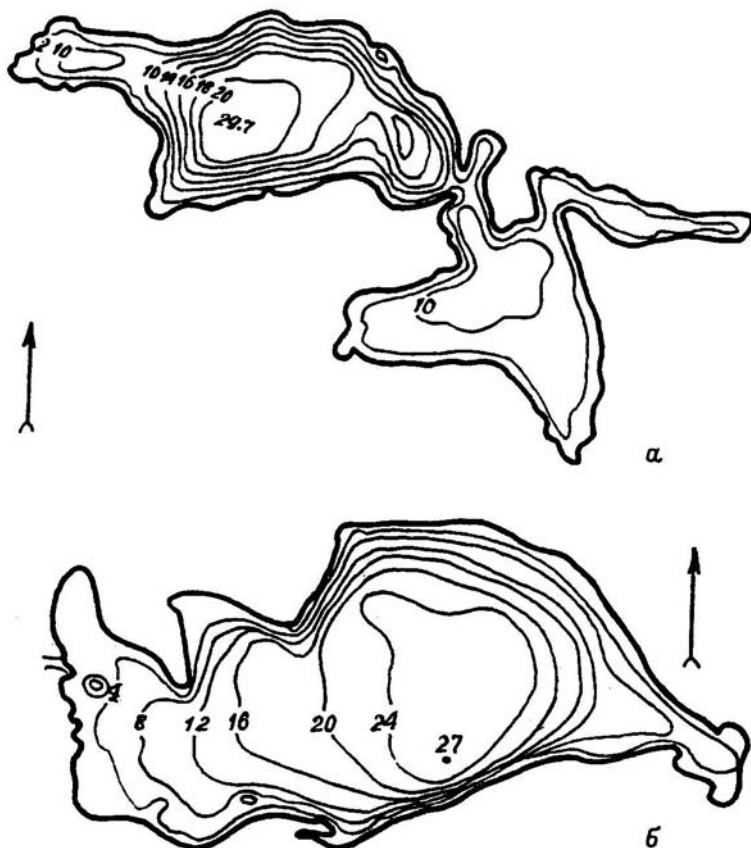


Рис. 2.9. Батиметрические схемы озер. *a* — Сангийн-Далай; *б* — Тэлмэн.

В течение лета гипolimнион превращается в металимнион. Характерной особенностью озер этого класса является расположение металимниона непосредственно у дна к концу гидрологического лета. В отдельные его периоды термическая структура этих озер может носить черты метагипотермического класса за счет формирования устойчивого расслоения водной массы на эпи-, мета- и гипolimнион (рис. 2.6). С наступлением первой фазы осеннего охлаждения слой металимниона разрушается и сменяется горизонтальной термической неоднородностью. Вторая фаза осеннего охлаждения протекает при наличии термобара и заканчивается вместе с его исчезновением. В зимний период отмечается подогрев придонных слоев воды за счет теплоотдачи донных отложений. Так,

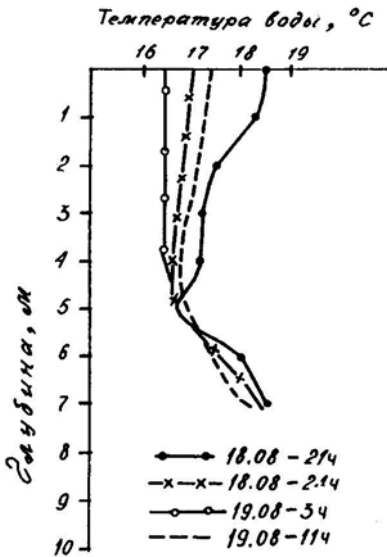
в феврале вода придонных слоев прогревается на оз. Сангийн-Далай до 6–7°C. Однако этого прогрева недостаточно для существенного влияния на тепловой баланс озера. Максимальная температура поверхности воды озер в центральных их частях более 17°C.

Сангийн-Далай и Тэлмэн — немногие из монгольских озер, для которых в первом приближении сведен водный баланс (табл. 2.3). Из данных таблицы 2.3, относящихся к 1960-м гг., видно, что для озер Сангийн-Далай и Тэлмэн, как и вообще для бессточных озер Центральной Азии, ведущая роль в их питании принадлежит поверхностному стоку, реже подземному. Очевидно, что в то время водный баланс горных озер претерпевал изменения, т. к. наблюдалась тенденция к повышению уровня воды, приводящему к затоплению прибрежных лесов на оз. Сангийн-Далай и террас на оз. Тэлмэн.

Прозрачность воды озер Сангийн-Далай и Тэлмэн (по диску Секки) — 3–5 м.

И, наконец, в отдельную группу входят озера Цавдан и Ойгон, минерализация вод которых составляет соответственно 308 и 22 г/л. Оба водоема можно отнести к меромиктическим озерам. Причем оз. Ойгон, расположенное в межгорной котловине Хангая, по всей видимости, в зависимости от погодных условий может переходить из меромиктического статуса в эпитермический класс. Так, полевыми измерениями температуры воды в течение суток 1987 г. было установлено, что в период максимального летнего прогрева, так же как и на оз. Эрхэл (Прихубсугуль), в оз. Ойгон может сформироваться мезотермический минимум температуры на вертикальном профиле, причем в ночные часы отмечалась инверсия температуры, а в дневные мезотермический минимум располагался на глубине 5 м (рис. 2.10). Исходя из представленных данных, можно предположить возможность возникновения в озере „парникового эффекта”, длительность существования которого обусловлена местными физико-географическими и климатическими условиями.

Рис. 2.10. Суточные колебания (18.08–19.08.1987 г.) температуры воды в оз. Ойгон в период максимального прогрева.



В то же время, по данным Ж. Цэрэнсоднома (1971), оз. Ойгон хорошо перемешивается и тепловое состояние его водной массы в открытый период может быть гомотермическим.

Озеро Цавдан — сравнительно небольшой водоем площадью около 5 км², расположено на юго-западном склоне отрогов Хангая, на границе с Гобийским районом. Глубины озера не превышают 0.6–1.0 м. На водоеме ведется добыча поваренной соли. По данным полевых исследований 1990 г., в озере наблюдался

„парниковый эффект”: температура воды (рассола) у дна при глубине 0.6 м составляла 23–30°C, а на поверхности 19–22°C. Измерения проводились после сильных осадков, когда толщина слоя пресной воды на поверхности озера изменялась от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. На станциях, где слой пресной воды был мощнее, „парниковый эффект” был выражен сильнее. Очевидно, что во время интенсивного прогрева водной массы озера в ясную, штилевую погоду „парниковый эффект” будет выражен по всему озеру. Таким образом, оз. Цавдан — типичный гелиотермальный водоем меромиктического класса. Наиболее малочисленными среди озер Хангайско-Хэнтэйской группы являются озера эпите rmического класса (табл. 2.2). Одним из представителей этого класса является небольшое мелководное оз. Гандан, расположенное в верховьях р. Тэс. По данным полевых исследований, гомотермичное состояние водной массы озера в открытый период может нарушаться лишь в отдельные дни, сменяясь при штилевой погоде непродолжительной вертикальной температурной стратификацией (рис. 2.6).

Озера Хэнтэя немногочисленны, в большинстве своем пресные, небольшие по размерам. Из наиболее крупных известны озера в верховьях р. Толы и в бассейне р. Онон. Измерения температуры воды на некоторых из них показали гомотермичное состояние их водных масс в открытые периоды, что наряду с морфометрическими характеристиками позволяет отнести их к эпите rmическому классу.

Таким образом, опираясь на данные полевых исследований, морфометрические и морфологические характеристики котловин озер и используя классификационную схему А.И. Тихомирова и принципы типизации Хатчинсона и Лефлера, можно заключить, что физические свойства водных масс пресных и солоноватых озер Хангайско-Хэнтэйской группы изменяются в пределах метатермического класса, а соленые озера являются меромиктическими. При этом некоторые соленые озера (например, Ойгон) в зависимости от метеоусловий и увлажненности климата могут быть то эпите rmическими, то меромиктическими (рис. 2.10).

В водном балансе озер этого региона ведущая роль в их питании принадлежит поверхностному стоку, а современный ход уровней имеет тенденцию к повышению.

Горные озера Монгольского Алтая разнообразны по размерам, высоте расположения и морфологии котловин, в связи с чем их физические свойства и водный режим сильно варьируют. Соленых озер на Монгольском Алтае нет (за исключением небольших солончаковых озер), минерализация наиболее соленых не превышает 3–5 г/л, поэтому соленость вод этого района не оказывает искажающего влияния на их физические свойства, характерные для пресных вод.

Наиболее крупными и типичными для этого горного региона являются озера Хотон, Хоргон, Даян, Ачит, Толбо, Урэг и Дуро. Из них только два озера солоноватые (Урэг, Дуро), их минерализация не превышает 5.2 г/л. Остальные озера пресные и ультрапресные.

Мелководные озера Ачит, Даян, Толбо, Дуро (табл. 2.1, рис. 2.11) по своим морфометрическим характеристикам и вертикальному гомотермичному распре-

делению температуры воды в открытый период (рис. 2.6 б) относятся к эпитеермическому классу.

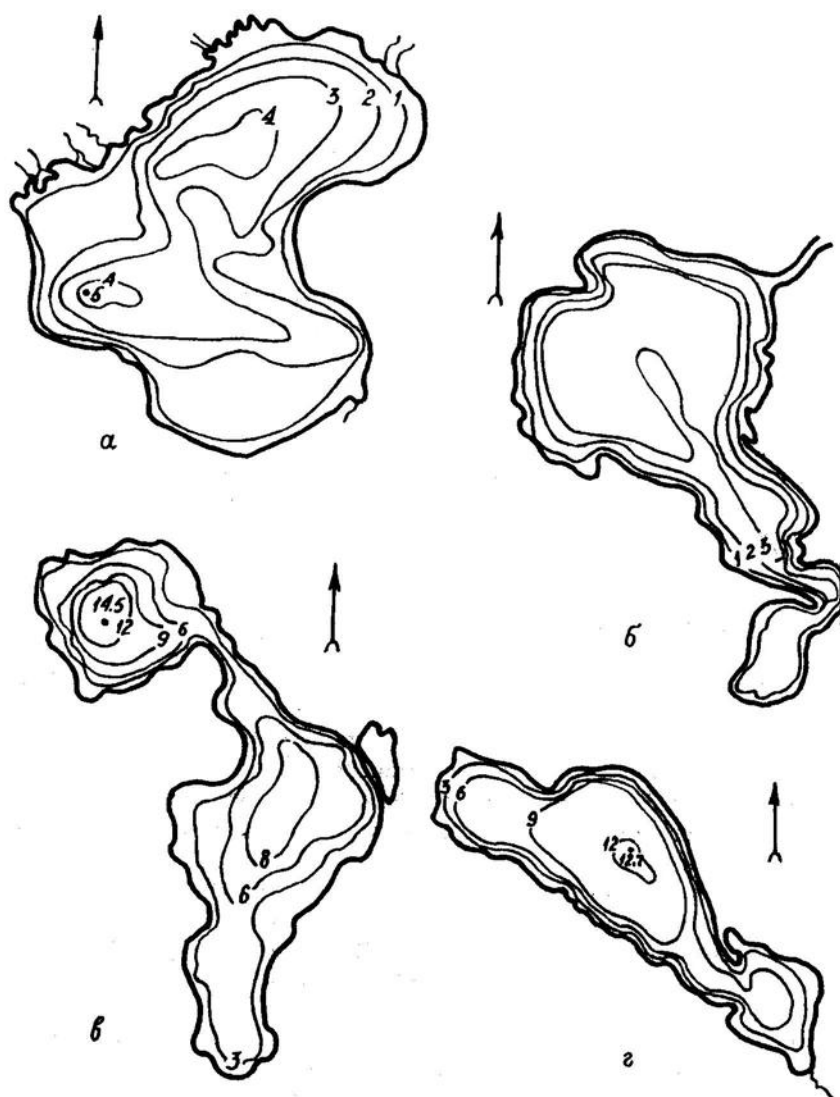


Рис. 2.11. Мелководные озера Монгольского Алтая. *а* — Ачит; *б* — Даян; *в* — Дуро; *г* — Толбо.

В классе метатермических озер озеро Хоргон благодаря своей проточности, относительной мелководности, доступности ветровому перемешиванию (табл. 2.2) и особенностям морфологического строения котловины (наличие глубоководных впадин, рис. 2.12) занимает промежуточное положение между собственно метатермическими озерами и метаэпитеермическими. В зависимости от

конкретных метеоусловий года в озере могут реализоваться свойства той или другой группы метатермического класса.

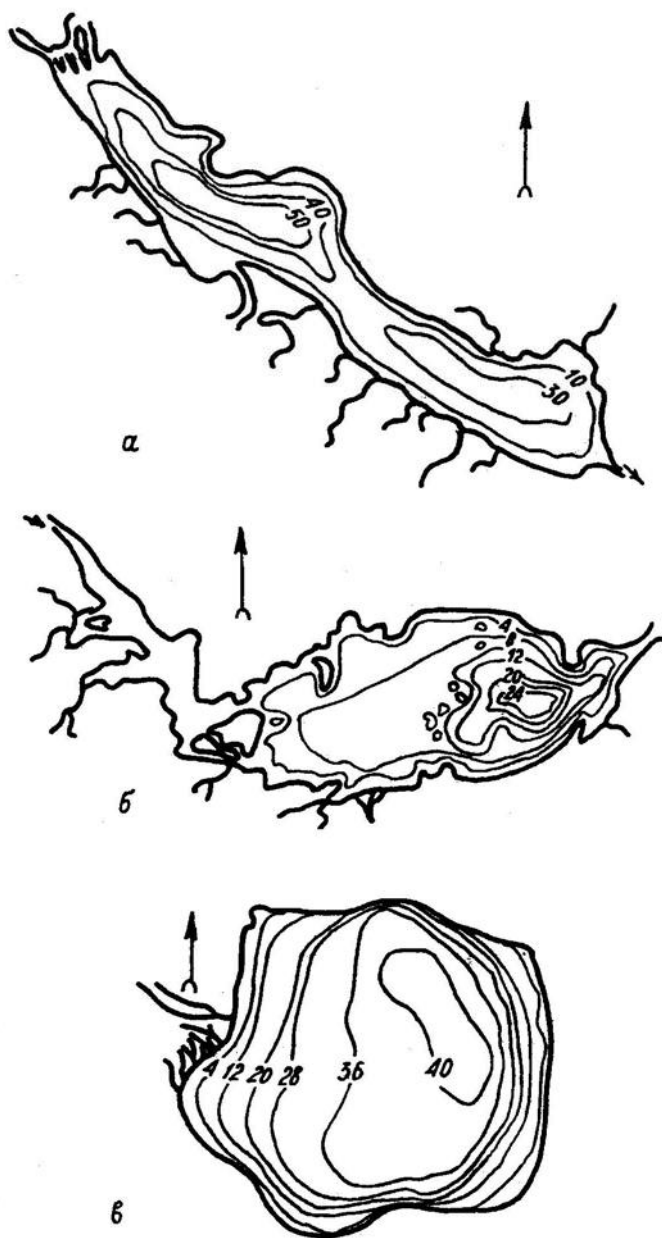


Рис. 2.12. Батиметрические схемы глубоких озер Монгольского Алтая. а — Хотон; б — Хоргон; в — Урэг.

Озера Хотон и Урэг по своим морфометрическим и морфологическим показателям, а также по характеру формирования тепловых процессов в открытый период могут быть также отнесены к метатермическому классу, но уже к метагипотермической группе. Морфологические особенности строения котловин этих озер характеризуются глубокой врезанностью, быстрым нарастанием глубин (рис. 2.12). Крутые склоны бортов котловин озер Урэг и Хотон могут препятствовать возникновению термического бара, в период весеннего нагревания и осеннего охлаждения вся водная масса озер приходит к температуре наибольшей плотности одновременно. Летнее расслоение водной массы озер по вертикали характеризуется устойчивым существованием эпи-, мета- и гипolimниона (рис. 2.6), однако при длительном ветровом перемешивании (в районе озер скорость ветра в летний период может достигать 15–20 м/с.) трехслойное строение вертикальной тепловой структуры размывается и приобретает нечеткие границы (рис. 2.6). Особенно этот процесс характерен для конца гидрологического лета (август – сентябрь). В зимний период прирост температуры воды за счет теплопотока от дна заметен лишь в литоральной части озер. Водный баланс озер сведен лишь для оз. Урэг (табл. 2.3). Структура водного баланса этого водоема характерна для озер Центральной Азии.

Прозрачность воды озер изменяется от 0.5 (оз. Дуро) до 5.5м (оз. Урэг).

Таким образом, по морфометрическим показателям и морфологическим особенностям котловин, а также по гидрофизическим свойствам озера Монгольского Алтая можно отнести к эпитеермическому и метатермическим классам. Особенностью лимногенеза этого региона является отсутствие меромиктических озер.

Пожалуй, наиболее интересным и разнообразным по гидрологическим характеристикам является Гобийская область Монголии. Разнообразии физико-географических особенностей, климатических и антропогенных факторов, изменение которых происходит не только по сезонам, но и в межгодовом ходе, формируют самые различные классы озер со своеобразными физическими свойствами. Здесь расположены крупнейшие озера Монголии: Убсу и Хиргис (табл. 2.1). Другими крупными и наиболее типичными являются озера Орог, Бон-Цаган, Убсын-Баян, Дургэн, Айраг, Хар-Ус, Хар.

В классе метатермических озер по морфометрическим и морфологическим признакам (табл. 2.2), а также по термической ситуации в открытый период озера Убсу, Убсын-Баян и Дургэн (рис. 2.6) можно отнести к собственно метатермической группе.

Более подробно среди озер этого класса изучено оз. Убсу (Цэрэнсодном и др., 1989), планомерное исследование теплообменных процессов которого велось с 1963 г.

Озеро Убсу — самый большой по площади водоем Монголии, расположенный в северо-западной части Гобийского района. Котловина озера блюдцеобразной формы. Площадь изобаты 0–6 м занимает 44.7% всей акватории, 6.0–12.0 — 32.5% и 12 м — 22.8% (рис. 2.13).

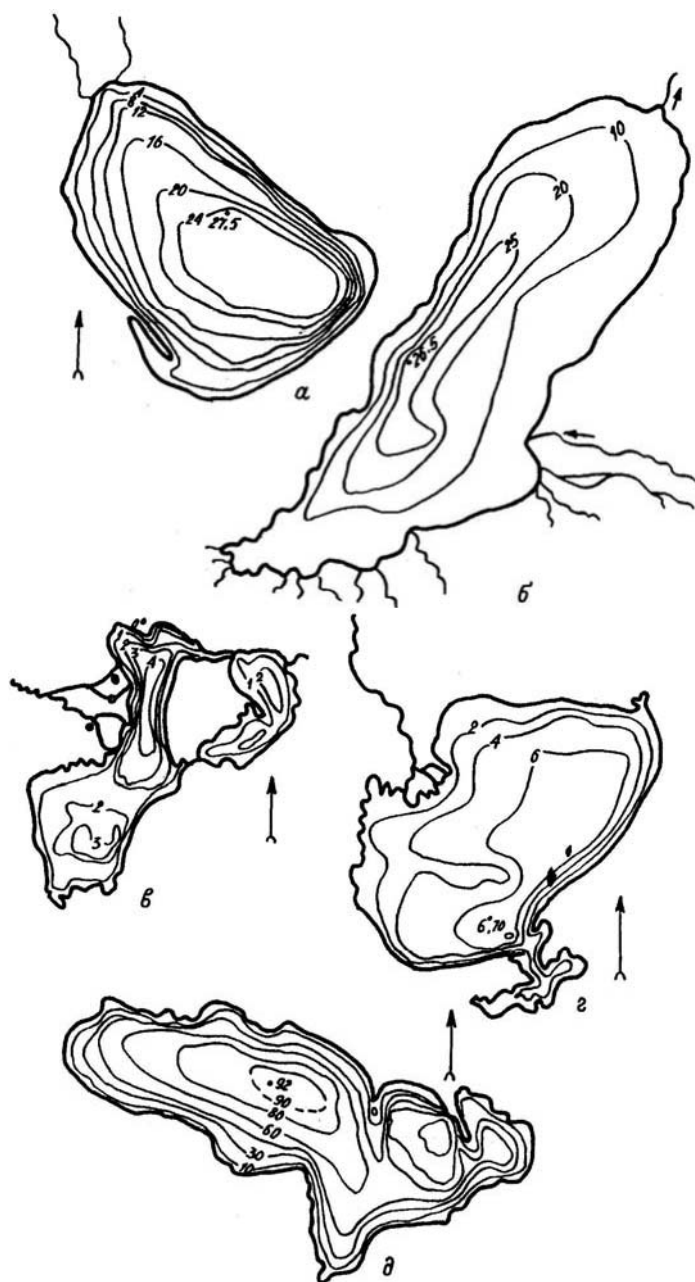


Рис. 2.13. Батиметрические схемы водоемов КБО. *а* — Дургэн; *б* — Убсын-Баян; *в* — Хар-Ус; *г* — Хар, *д* — Хиргис.

Многолетний ход температуры воды, по данным поста Давст, представлен на рис. 2.14 и показывает, что максимальный прогрев озера приходится на середину августа. Амплитуда колебаний средних месячных температур воды в многолетнем ходе максимальная в июле — августе и достигает 10°C . Теплозапас воды озера значителен, и достигает в конце июня $116 \times 10^{15} - 157 \times 10^{15}$ Дж.

В поверхностном слое температура воды озера зависит от температуры воздуха и достигает максимальных значений в начале – середине июля 25–27°C в прибрежных районах и 18–20°C — в центральных. В отдельные периоды гидрологического лета водная масса озера разделяется на эпи-, мета- и гипolimнион, продолжительность существования которых зависит от метеоусловий. При скоростях ветра более 4 м/с. начинается перемешивание водной массы до глубины 10 м, в результате чего в озере формируется гомотермическое состояние и водоем приобретает черты эпитеермического класса.

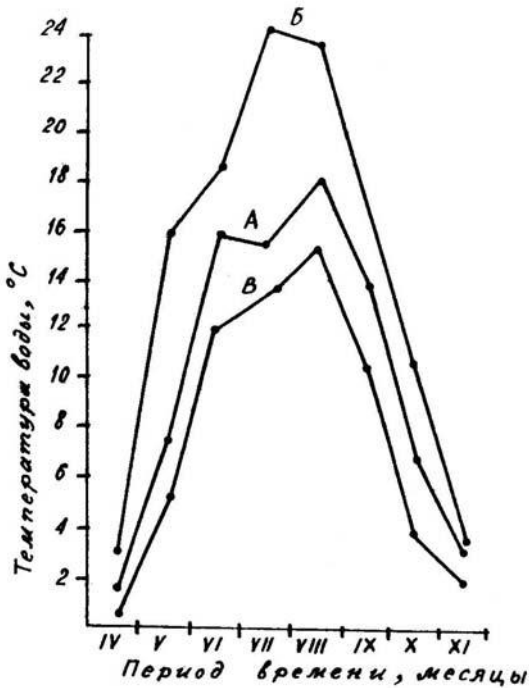


Рис. 2.14. Годовой ход средних (А), максимальных (Б) и минимальных (В) месячных температур воды оз. Убсу (пос. Давст).

В отличие от оз. Убсу озера Убсын-Баян и Дургэн в период открытой воды имеют устойчивую температурную стратификацию (рис. 2.6).

Термический режим донных отложений монгольских озер не изучен. Отдельные данные полевых исследований показывают, что распределение температуры в донных отложениях по глубине идентично ходу температуры донных отложений озер России.

Температурный профиль в донных отложениях оз. Убсын-Баян в период максимального прогрева приведен на рис. 2.15.

Структура водного баланса бессточных озер Убсу и Дургэн отличается от водного баланса проточного оз. Убсын-Баян, расходная часть которого обусловлена испарением с поверхности озера и стоком р. Хойт. Общими для озер являются значительные величины подземного притока и оттока вод, которые для оз. Убсу составляют 30.1%, 15.5% приходится на осадки, 54.4% — на поверхностный сток (табл. 2.3). Водный баланс оз. Дургэн объединен с оз. Хар (табл. 2.3).

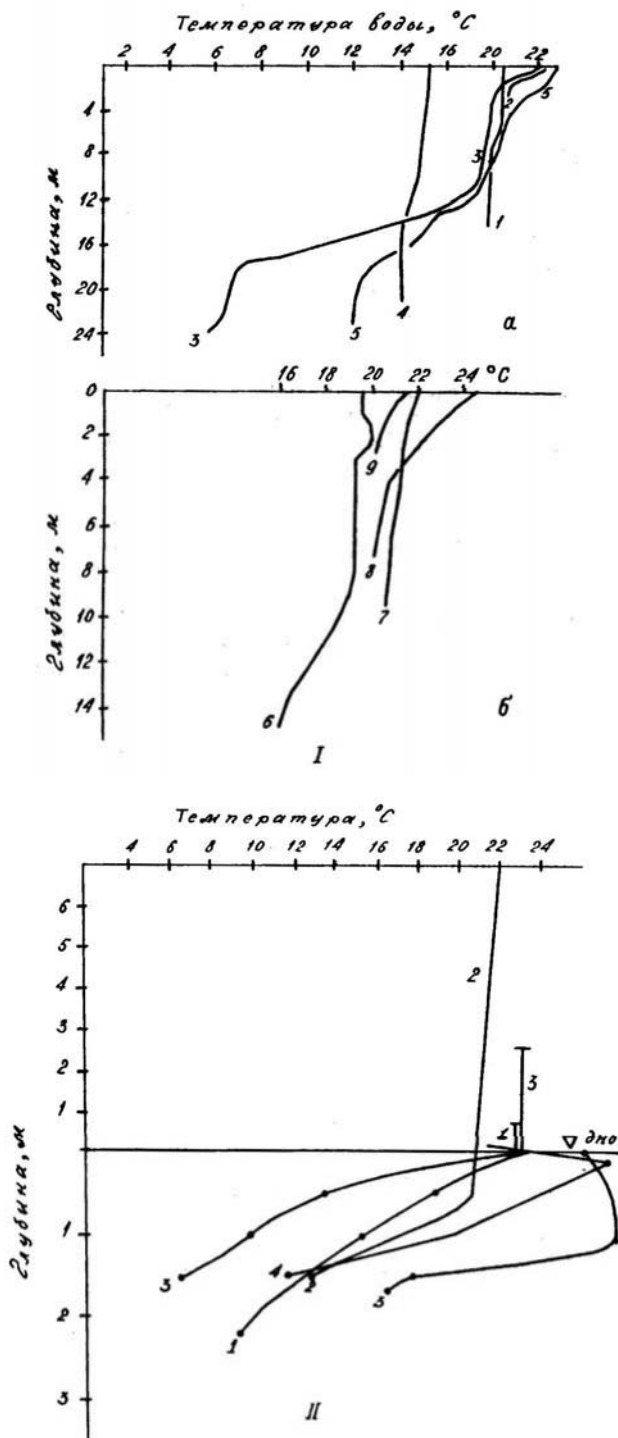


Рис. 2.15. Вертикальное распределение температуры воды (I) в равнинных озерах Монголии (в период максимального прогрева) и ход температуры донных отложений (II) в разнотипных озерах Монголии (в период максимального прогрева). I. а — гобийские озера: 1 — Бон-Цаган, 2 — Хар, 3 — Дургэн, 4 — Хиргис, 5 — Убсын-Баян; б — степные озера: 6 — Угий, 7 — Буйр, 8 — Хух, 9 — Улдзын-Дуро. II. 1 — Убсын-Баян (Гобийский район), 2 — Буйр (Монгольский степной район), 3 — Нарийн (Монгольский степной район), 4 — Дунд-Шавар (Монгольский степной район), 5 — Булан-Шавар (Восточно-Монгольский степной район).

Прозрачность воды в озерах этой группы колеблется в пределах 4–8 м (по диску Секки).

Уровенный режим оз. Убсу характеризуется в многолетнем аспекте тенденцией к повышению (рис. 1.5), что противоречит общей тенденции климата го-бийских районов к аридизации и объясняется, по-видимому, увеличением поверхностного стока многочисленных притоков, берущих начало в горах Хангая и Саян на территории Тувы.

Единственным представителем гипотермического класса по морфометрическим и морфологическим признакам является оз. Хиргис — второй по глубине и третий по площади бессточный солоноватый водоем Монголии, расположенный в северо-западной части Котловины Больших озер (рис. 2.13 *е*). Гидрологический режим озер этого класса сложный. По классификации Хатчинсона–Лэфлера, оз. Хиргис — димиктический водоем, имеет две циркуляции водных масс в году.

Период весеннего нагревания делится на две фазы. Первая (по А.И. Тихомирову) начинается еще при ледоставе, когда тепловое состояние озера характеризуется обратной термической стратификацией с горизонтальной однородностью температуры по озеру. По мере очищения озера ото льда в прибрежных районах устанавливается горизонтальная термическая неоднородность. Вторая фаза весеннего нагревания наступает с момента возникновения термобара, разделяющего озеро на теплоактивную и теплоинертную области. В теплоактивной области по мере прогрева воды прибрежных районов и смещения границы термобара к глубоководной области в литоральной зоне водоема возникает термоклин. При достижении водой температуры наибольшей плотности в глубоководной области условия существования термобара исчерпываются. В этой части озера образуется купол холодной плотной воды, граничащий на периферии с теплой водой.

В начале гидрологического лета разность в температуре поверхности воды по озеру достигает максимального значения. Слой гиполимниона — самый мощный в вертикальной трехслойной системе. Продолжительность гидрологического лета около 80 дней. К концу лета слой температурного скачка размывается. Купол плотной воды проседает до глубин 60–70 м. Температура надкупольного слоя гиполимниона 4–6°C. Мощность эпилимниона достигает 25–30 м с температурой воды 14–15°C (рис. 2.15, *л*). В конце августа, когда озеро достигает максимального теплозапаса, наступает период осеннего охлаждения. Слой скачка опускается, мощность эпилимниона увеличивается, а температура воды снижается и выравнивается по озеру. Период осеннего охлаждения также делится на 2 фазы. В конце первой фазы купол плотной воды сохраняется у дна на предельных глубинах, в прибрежных районах устанавливается горизонтальная термическая неоднородность. С температурой воды около 8°C озеро вступает во вторую фазу осеннего охлаждения в октябре, когда термобар все еще разделяет озеро на две части. Вода теплоактивной части быстро охлаждается, в прибрежных районах появляется лед. В глубоководных районах в это время может сохраняться вертикальная изотермия с обратной горизонтальной термической неоднородностью. Глубоководные районы озера могут долго сохранять температуру воды

выше 4°C. Затем термобар исчезает, и в ноябре на озере устанавливается ледостав. Наступает период зимнего охлаждения.

Водный баланс озера приведен в табл. 2.3. Его структура не отличается от бессточных озер Центральной Азии. Современный ход уровня воды озера до 1986 г. имел многолетнюю тенденцию к снижению (рис. 1.5 *г*), а с 1986 г. отмечался некоторый подъем уровня воды.

Прозрачность воды в озере достигает 15 м.

Айраг, Хар-Ус и Хар — пресные, мелководные, сильно проточные озера, относящиеся к метаэпитермическому классу, основные черты термического режима которого были описаны выше. Гомотермичное состояние водных масс этих озер в открытый период может сменяться незначительным температурным расслоением в условиях штилевой погоды (рис. 2.15, *л*), которое быстро выравнивается под воздействием ветрового перемешивания. Максимальная температура поверхности воды в этих озерах может достигать 30°C.

Озера этой группы расположены в зоне недостаточного увлажнения, поэтому питание их за счет поверхностного и подземного стоков в 16 раз превосходит поступление осадков в их бассейны, а величина испарения сравнима с величиной стока из них (табл. 2.3). Прозрачность воды озер колеблется в пределах 2–2.5 м. Общая тенденция хода уровня воды оз. Хар-Ус в многолетнем аспекте характеризуется понижением (рис. 1.5 *д*).

Озеро Бон-Цаган — типичный эпитермический водоем с преобладанием гомотермичного состояния водной массы в период открытой воды (рис. 2.15, *л*). Морфометрия и морфология котловины определяют плавное увеличение глубин от берегов к центру (рис. 2.16 *а*).

Блюдцеобразная форма котловины наряду с большой площадью поверхности (табл. 1.5) и открытый, ровный характер местности, окружающей озеро, обуславливают доступность его ветровому перемешиванию, в результате чего температурное расслоение водной массы озера может возникать лишь в условиях устойчивой штилевой погоды, которая в этом районе продолжается, как правило, недолго.

Озеро Орог — эфемерный водоем, существование которого зависит от условий увлаженности климата. Дефицит влаги в последние десятилетия и увеличивающийся разбор воды на хозяйственные нужды привели к увеличению минерализации озера с 1.7 г/л в 1948 г. до 50.5 г/л в 1987 г. В 1989 г. воды в озере не было. Поэтому гидрологический режим озера постоянно меняется, в связи с чем изменяется и термический статус озера от эпитермического до меромиктического.

Структура водного баланса озера характеризуется большими потерями воды на испарение с акватории и на хозяйственный водозабор из р. Туйн, впадающей в озеро.

Озера Восточно-Монгольской степной области представлены немногочисленными пресными и солоноватыми водоемами: Буйр, Хух, Яхийн, Улдзын-Дуро (табл. 2.1) и небольшими, но широко распространенными в этом регионе солеными озерами, крупнейшие из которых Нарийн, Дунд-Шавар и Булан-Шавар. В одном только Дорнодском аймаке расположено около 1500 постоянно существующих и эфемерных озер с площадью 0.1 км² и более.

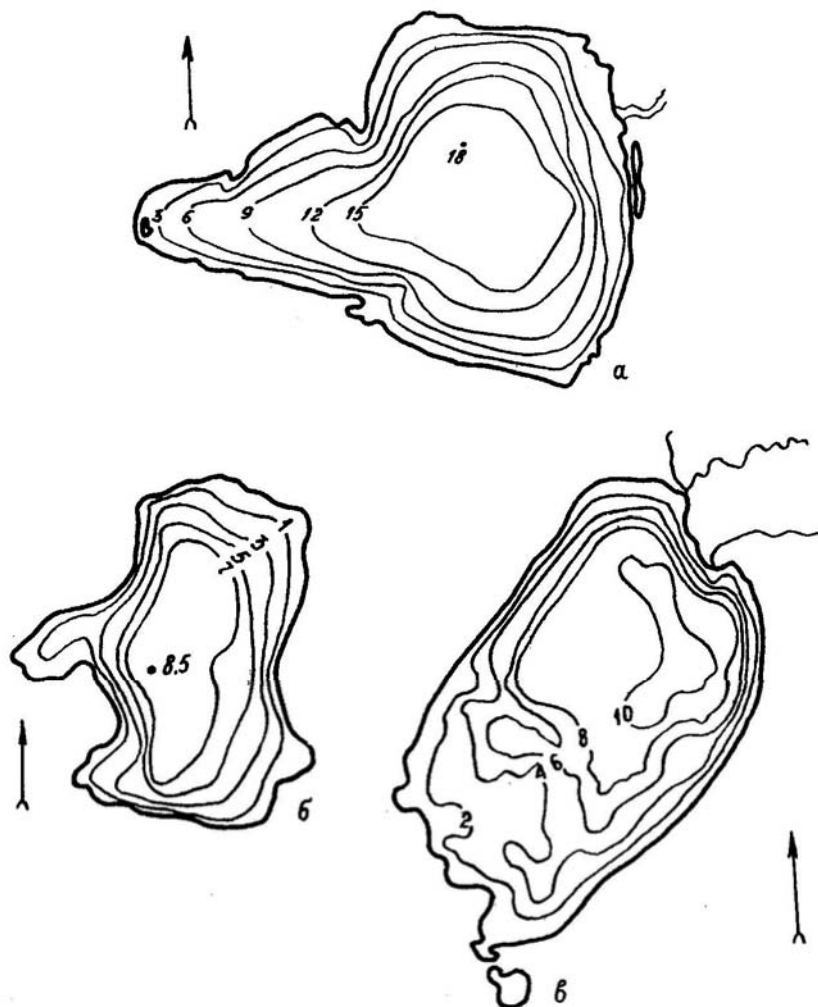


Рис. 2.16. Батиметрические схемы озер. *а* — Бон-Цаган; *б* — Хух; *в* — Буйр.

По развитию тепловых процессов все озера этого региона можно разделить на эпitherмические (Хух, Яхийн), метаэпitherмические (Буйр, Улдзын-Дуро) и меромиктические соленые озера типа Булан-Шавар и Дунд-Шавар.

Озеро Хух — мелководный водоем, округлый в плане, с плавным нарастанием глубин от берегов к центру (рис. 2.16 *б*). Формирование температурного поля определяется воздействием ветрового перемешивания, в результате чего водная масса озера большую часть открытого периода находится в гомотермическом состоянии с небольшими вертикальными градиентами температуры воды в короткие периоды прогрева при штилевой погоде (рис. 2.15, *л*). Прозрачность воды озера довольно высокая и достигает 5 м.

Озеро Яхийн — эфемерный водоем, глубина которого на момент исследований не превышала 0.5 м. Вода была пресной. Очевидно, что в отдельные годы

при сокращении стока впадающей в него р. Галын озеро либо полностью высыхает, либо превращается в мелководный меромиктический водоем.

Тепловой режим сильнопроточных озер Буйр и Улдзын-Дуро несет в себе выраженные черты озер эпитеpмического класса: сложный гидрологический режим весной при поступлении талых вод и гомотермичное состояние водных масс в летний период, определяемое мелководностью водоемов, открытостью местности и вследствие этого доступностью их ветровому перемешиванию (рис. 2.15, I).

Колебания температуры воздуха в условиях резко континентального климата имеют большие амплитуды, что обуславливает значительные колебания температуры воды в озерах в течение года. На оз. Буйр годовая амплитуда температуры воды достигает 30°C и более.

Уровень воды озера колеблется в зависимости от поступления осадков на водосбор, достигает максимальных значений в июле – августе при внутригодовой амплитуде колебания в 1.5–2.0 м. Многолетний ход уровня воды оз. Буйр при многолетней тенденции к повышению характеризуется некоторым снижением в последние годы (рис. 1.5 в). Прозрачность воды озера невысокая (до 1.5 м).

Соленое оз. Нарийн по характеру распределения температуры воды (рис. 2.15, II) в условиях ветрового перемешивания и при выпадении осадков относится к эпитеpмическому классу. Вертикальные градиенты температуры в донных отложениях этого водоема достигают 13°C/м (рис. 2.15, II). Быстрое убывание температуры с глубиной в донных отложениях — характерная особенность озер Восточно-Монгольской степной области, что обусловлено отсутствием в этих водоемах мощного слоя иловых отложений с большой теплоемкостью.

Можно предположить, что в отдельные периоды по мере увеличения минерализации воды и при соответствующих погодных условиях в мелководном оз. Нарийн (максимальные глубины 3.0 м) может возникать „парниковый эффект”, как это происходит в озерах Дунд-Шавар и Булан-Шавар (рис. 2.15, II). Довольно крупные (более 10–15 км²), мелководные (10–20 см), усыхающие озера Дунд-Шавар и Булан-Шавар с минерализацией воды около 300 г/л носят типичные черты гелиотермических озер (Kurkland et al., 1983; Егоров, 1991). Ввиду малой мощности водного слоя, прогретого на момент исследований до 21–26°C, мезотермический максимум температуры располагался на глубинах 0.1 м (Дунд-Шавар) и 1.0 м (Булан-Шавар) в донных отложениях (рис. 2.15, II).

Таким образом, гидрологические особенности наиболее крупных пресных озер Восточно-Монгольского степного района определяются чертами озер эпитеpмического, метаэпитеpмического классов. Термический режим и гидрологические особенности многочисленных эфемерных и постоянно существующих соленых озер этого региона характеризуют их как меромиктические озера. Колебания увлажненности климата обуславливают периодический переход некоторых озер этой области из одного класса в другой.

3. ГИДРОХИМИЯ ОЗЕР МОНГОЛИИ*

3.1. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРЕСНЫХ И СОЛОНОВАТЫХ ОЗЕР

Общая минерализация и ионный состав воды — одни из важнейших характеристик природных водоемов. В зависимости от количества растворенных солей озерные воды принято подразделять на три группы: пресные — сумма ионов в воде не превышает 1 г/кг, солоноватые — сумма ионов от 1 до 35 г/кг и соляные (или соленые) — с минерализацией выше 35 г/кг, т.е. больше средней морской солености. При всей условности такого подразделения природных вод оно имеет большое практическое значение, поскольку пресные, солоноватые и соленые воды используются для совершенно различных видов хозяйственной деятельности.

Воды пресных и солоноватоводных озер, по классификации О.А. Алекина (1970), делятся на три больших класса природных вод: гидрокарбонатные — с преобладанием ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} , сульфатные — с преобладанием ионов SO_4^{2-} , хлоридные — с преобладанием ионов Cl^- . Каждый класс подразделяется на три группы по преобладающему катиону Ca^{2+} , Mg^{2+} или $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, а каждая группа — на три типа, определяемых соотношением между всеми ионами.

Гидрокарбонаты, сульфаты и хлориды кальция, магния и натрия с калием относятся к числу главных компонентов химического состава природных вод. Формирование ионного состава природных вод — сложный многофакторный процесс, зависящий от комплекса геологических и зонально-климатических условий. Как показали материалы исследований О.А. Алекина (1970), М.Г. Вальяшко (1981), Е.В. Посохова (1981, 1985) и других исследователей, формирование того или иного типа природных вод определяется сложным сочетанием природных условий.

Гидрокарбонатные кальциевые воды чаще всего формируются при растворении карбонатов кальция, которые широко распространены в природе (известняки, известковистый цемент в песчаниках, известковистые почвы и др.). При наличии в воде CO_2 растворимость карбонатов щелочных земель значительно возрастает. В результате углекислого выветривания кальциевых полевых шпатов в природные воды поступает большое количество гидрокарбонатов кальция.

Гидрокарбонатные магниевые воды в озерах среди осадочных пород встречаются относительно редко, как и минералы соответствующего состава. В доломитовых породах обычно формируются гидрокарбонатные магниевокальциевые или кальциево-магниевые воды. Чаще всего магниевые воды формируются в озерах, расположенных среди массивов основных и ультраосновных пород (перидотиты, габбро, дуниты и др.).

Происхождение гидрокарбонатно-натриевых (содовых) вод в осадочных и изверженных породах исследователи относят за счет реакции метаморфизации гидрокарбонатно-кальциевой воды в гидрокарбонатно-натриевую в поглощающем комплексе. Широко распространено формирование содовых вод при вывет-

* Д. В. Севастьянов, А. Н. Егоров, А. А. Рассказов, Н. Лувсандорж

ривании массивно-кристаллических и осадочных пород, содержащих натрий. Анионы HCO_3^- имеют биохимическое и атмосферное происхождение, возникая путем растворения в воде CO_2 . Катионы Na^+ в сочетании с анионами HCO_3^- появляются при выветривании натриевых полевых шпатов, полимиктовых песчаных отложений и др. Кроме того, содовые воды могут образовываться биохимическим путем в результате процесса десульфатизации, происходящего под воздействием сульфатвосстанавливающих и тионовых бактерий.

В условиях аридного климата содовые воды аккумулируются в бессточных впадинах, где концентрируются до стадии насыщения, формируя иногда самосадочные содовые озера. Кроме того, содовые воды способны возникать в процессе промерзания поверхностных гидрокарбонатных кальциевых вод, в результате чего изменяется растворимость солей и образуются гидрокарбонатные магниевые, а затем гидрокарбонатные натриевые воды (Алексеев, Иванов, 1976).

На территории Монголии содовые воды имеют широкое распространение. Они встречаются в озерах степных районов междуречья Селенги и Орхона, в Восточно-Монгольской и Гобийской областях, где могут формироваться вследствие питания озер пресными поверхностными и грунтовыми водами в дождливый период. Под воздействием интенсивного испарения минерализация содовых озер может достигать больших концентраций, особенно в эфемерных озерах.

Сульфатные воды очень широко распространены в природе и в зависимости от преобладающего катиона могут быть кальциевыми, магниевыми и натриевыми. Одним из основных источников появления сульфатов в воде озер являются различные осадочные породы водосбора, в состав которых входят гипс, ангидрит, мирабилит и другие менее распространенные сульфатные минералы. Нередко источником сульфатов в природных водах являются процессы окисления распространенных в земной коре сульфидных соединений и самородной серы. В аридных условиях поверхностные воды обогащаются сульфатами при выщелачивании солончаков, содержащих помимо галита гипс и мирабилит. Кроме того, сульфатные ионы могут иметь и биогенное происхождение, связанное с разложением органических веществ, содержащих серу, и процессов окисления сероводорода до серы и серной кислоты серобактериями.

Сульфатные кальциевые воды относятся к категории солоноватых, обычно не превышающих в озерных бассейнах минерализации 6–7 г/кг. Причиной образования сульфатно-кальциевых озерных вод нередко служат гипсоносные отложения, размываемые поверхностными водотоками. Однако сульфатно-кальциевые воды часто возникают независимо от присутствия гипса. Они известны в районах распространения сульфидных пород (например, пирита), контактирующих с известняками, или в коре выветривания изверженных пород, обогащенных сульфидами.

Сульфатные магниевые воды встречаются значительно реже. Обычно они присутствуют в поверхностных водах, эродирующих богатые магнием изверженные породы (габбро, перидотиты, дуниты), подверженные химическому выветриванию.

Сульфатные натриевые воды повсеместно встречаются в бессточных озерах засушливых территорий. Растворенные в природных водах сульфаты натрия (Na_2SO_4) и сульфаты магния (MgSO_4) считаются вторичными солями, образующимися в результате метаморфизации сульфатов кальция. Нахождение сульфата натрия в воде озер и озерных осадках рассматривается как признак континентальной обстановки при формировании химического состава воды (Сулин, 1948).

Хлоридные воды также относятся к числу наиболее распространенных в природе, особенно в условиях аридного климата. Хлориды натрия, магния, кальция являются важными компонентами природных вод, причем их роль возрастает по мере увеличения общей минерализации воды. Основная масса природных вод повышенной минерализации принадлежит к хлоридному классу. В незначительных количествах хлориды натрия имеются во всех поверхностных водах гидрокарбонатного и сульфатного классов.

Происхождение высокоминерализованных хлоридно-натриевых вод в озерах в большинстве случаев объясняют растворением распространенного в осадочных отложениях минерала галита. Однако минералы, содержащие MgCl_2 и CaCl_2 , в горных породах встречаются весьма редко, поэтому происхождение хлор-магниевых и хлор-кальциевых озерных вод за счет растворения или выщелачивания минералов соответствующего химического состава весьма проблематично. Как отмечает Б.В. Посохов (1985), ионы хлора наиболее устойчивы в природных водах, что способствует накоплению хлоридов по мере повышения концентрации растворов. В результате в соленых озерах обычно присутствует широкий набор растворенных солей: NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 , Na_2SO_4 , MgSO_4 , CaSO_4 , NaHCO_3 , а в твердой фазе самосадочных озер присутствуют преимущественно смеси водных кристаллов галита, мирабилита, тенардита, астраханита, соды.

В Монголии наибольшее распространение озерные хлоридные воды и соляные самосадочные отложения имеют в сухостепных, полупустынных и пустынных районах, где почвы наиболее засолены, а испарение создает условия для интенсивного накопления солей в озерах. В целом современное соленакопление в озерах Центральной Азии относится к континентальному типу.

Химический состав озерных вод Монголии изучен пока еще недостаточно. В то же время потребность в гидрохимических характеристиках природных вод постоянно возрастает в связи с интенсивным хозяйственным освоением территории.

В целом гидрохимические характеристики озер определяются гидроклиматическими, гидрогеологическими и биолого-почвенными условиями водосборного бассейна. В последние десятилетия все большее значение приобретают антропогенные факторы, проявляющиеся на водосборах озер.

Для территории Монголии с ее аридным климатом и недостаточным увлажнением характерно преобладание бессточных или периодически проточных озер. В количественном отношении более 80% озер страны не имеют постоянного стока (Цэрэнсодном, 1976). Проточные пресноводные озера встречаются главным образом в высокогорных областях Монгольского Алтая (Даян, Хотон, Хоргон, Ачит и др.), Прихубсугуля (Хубсугул, Дод-Цаган, Тарган и др.), Хан-

гая (Тэрхийн-Цаган, Хух, Хар и др.). На равнинах Монголии встречаются крупные пресноводные проточные озера, такие как Хар, Хар-Ус, Буйр и некоторые другие, являющиеся водоемами транзитного стока, которые питаются реками, берущими начало высоко в горах.

В проточных озерах химический состав воды более или менее постоянен в течение длительного времени, так как приток воды в озеро и исток из него поддерживают почти равновесный водно-солевой баланс. В слабопроточных, периодически сточных и бессточных озерах может происходить накопление солей, и в результате возникают условия для повышения общей минерализации озерных вод. Интенсивное испарение с поверхности водоемов в летнее время способствует аккумуляции и метаморфизации растворенных в воде солей. При повышении концентрации солей в озерных водах изменяются их гидрохимические особенности. Для континентальных бессточных озер отличительной чертой является большое непостоянство гидрохимических характеристик и разнообразие соотношения ионов в воде. На территории Монголии изменчивость гидрохимических показателей усугубляется неравномерностью межгодового и внутригодового атмосферного увлажнения. Максимум атмосферных осадков выпадает в летние месяцы в виде дождей (до 80–90% годового количества), что вызывает резкое повышение поверхностного стока в озера и распреснение водных масс. Колебания увлажненности, наблюдаемые в многолетнем аспекте, нередко приводят к значительным изменениям обводненности озер и соответственно существенным сдвигам в ионном составе озерных вод.

Сопоставление сведений о гидрохимии озерных вод различных лет наблюдений дает основание сделать вывод о значительной изменчивости минерализации озерных вод Монголии. Первые сведения о химизме вод некоторых озер страны были приведены Г.Н. Потаниным (1883), который отметил регрессивное состояние озер, их усыхание и прогрессирующее засоление. В частности, по данным Г.Н. Потанина, в 1880 г. минерализация вод оз. Убсу составляла 11.8 г/л, а оз. Хиргис — 2.6 г/л. Позднее В.А. Смирнов (1932) в отчете о работах гидрохимического отряда Монгольской экспедиции 1926 г. отметил возрастание минерализации некоторых озер по сравнению с данными Г.Н. Потанина: общая минерализация вод оз. Убсу достигала 18.7 г/л, а оз. Хиргис — 7.5 г/л. Он же приводит первые гидрохимические данные об озерах Хар, Дургэн, Урэг, Дзэрэн, Айраг и делает вывод о большой скорости усыхания и засоления озер Северо-Западной Монголии. Некоторые новые данные о минерализации озерных вод, подтверждающие выводы В.А. Смирнова, были позже опубликованы Г.Е. Грумм-Гржимайло (1933), Н.Д. Беспаловым (1951). Однако в 1960–1970 гг. Ш. Лувсандорж (1967), Н.Т. Кузнецов (1968), Ж. Цэрэнсодном (1971) уже отмечали уменьшение минерализации некоторых озер и изменение ионного состава вод.

Гидрохимические исследования, выполненные авторами в конце 1980-х гг. на озерах Монголии, существенно дополняют имеющиеся материалы.

Особенностью озер Монголии, как показывают исследования, является значительная вариабельность гидрохимического состава озерных вод. Резко конти-

ментальный климат и значительные межгодовые колебания общей увлажненности и стока рек приводят к существенным изменениям проточности озер и переходам озерных вод из одного гидрохимического класса в другой, от пресных к солоноватоводным и наоборот.

Результаты гидрохимических исследований приведены нами по наиболее крупным и представительным озерам, характеризующим каждую ландшафтно-климатическую область Монголии. В табл. 3.1–3.8 сведены результаты химических анализов вод, отобранных в центральных частях озер в летнее время.

Для лучшей сравнимости результатов приведены формулы Курлова, характеризующие особенности ионного состава озерных вод в процент-эквивалентной форме по катионам и анионам.

3.1.1. Озера Алтайской горной области

Озеро Хотон и его продолжение оз. Хоргон расположены среди моренного рельефа в древней ледниковой котловине верховьев р. Ховд. Основное питание оз. Хотон осуществляется реками Каратыр и Аксу и более мелкими реками. Истоки р. Каратыр не связаны с современными ледниками, поэтому она несет в озеро прозрачные воды. В то же время р. Аксу берет начало с ледникового узла Таван-Богдо и в летнее время приносит в озеро большое количество взвешенных частиц („ледниковой муки“). Высотное положение озера, низкие температуры воды и высокая водообменность обуславливают незначительную минерализацию озерных вод (табл. 3.1), которая в 1990 г. составляла всего 37 мг/л и относилась к гидрокарбонатно-натриевой группе, что свойственно высокогорным озерам ледникового питания. Оз. Хоргон, соединенное с оз. Хотон широкой протокой, имеет практически такой же гидрохимический состав.

Озеро Даян также расположено в верховьях бассейна р. Ховд. Оно лежит в широкой ледниковой котловине среди холмисто-моренного рельефа. Озеро имеет значительное ледниковое питание, небольшую глубину и обладает высокой водообменностью. Из озера вытекает р. Котан, которая является одним из верхних притоков р. Ховд. Вода озера имеет минерализацию 53 мг/л и относится к гидрокарбонатно-натриевой группе.

Озеро Ачит расположено в обширной внутригорной котловине и является самым крупным озером Монгольского Алтая. Это проточное пресноводное озеро принадлежит к системе р. Ховд. С северо-запада в него впадают две основные реки — Бух-Мурун и Алтангадас, берущие начало в ледниковых долинах массива Мунгун-Тайга на территории России. В юго-восточной части озеро имеет сток по протоке Убсун-Холой в р. Ховд. Вода в озере пресная, гидрокарбонатно-магниевого группы. Можно отметить, что с 1968 г. по 1986 г. произошли небольшие изменения в минерализации вод (от 180 до 214 мг/л) и ионном составе. Среди катионов возросла концентрация Na^+ и K^+ , а среди анионов — SO_4^{2-} , что может быть объяснено их накоплением в почве и выносом сульфата натрия из аридных ландшафтов, окружающих озеро.

Озеро Толбо также одно из наиболее крупных озер Монгольского Алтая. Оно расположено в широкой внутригорной котловине, принадлежит к бассейну р. Ховд.

Таблица 3.1. Гидрохимические характеристики (мг/л) озер Монгольского Алтая

Озеро (абсолютная высота, м)	Дата отбо- ра пробы	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	∑и	Формула химического состава воды
Хотон (2083)	05.08.1990	7.5	3.9	1.5	6.0	15.9	8.4	1.3	37	$\frac{\text{HCO}_3}{(\text{Na} + \text{K})} \frac{53}{47} \frac{\text{SO}_4}{\text{Ca}} \frac{38}{29} \text{Cl} \frac{19}{24}$
Даян (2232)	17.08.1987	8.0	5.6	0.7	9.7	23.2	7.4	6.4	53	$\frac{\text{HCO}_3}{(\text{Na} + \text{K})} \frac{52}{54} \frac{\text{Cl}}{\text{Ca}} \frac{27}{38} \frac{\text{SO}_4}{\text{Mg}} \frac{21}{8}$
Ачит (1435)	19.08.1986	7.8	17.1	12.2	23.8	132.0	21.8	6.8	214	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Mg}} \frac{36}{77} \frac{(\text{Na} + \text{K})}{\text{SO}_4} \frac{34}{16} \text{Ca} \frac{30}{\text{Cl}}$
Толбо (2079)	03.09.1987	8.6	17.6	92.3	63.3	536.0	41.7	38.7	790	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Mg}} \frac{88}{71} \frac{\text{Cl}}{(\text{Na} + \text{K})} \frac{110}{23} \frac{\text{SO}_4}{\text{Ca}} \frac{8}{6}$
Хар-Ус (2234)	01.09.87	8.0	21.0	30.4	8.8	70.8	56.4	56.6	244	$\frac{\text{Cl}}{\text{Mg}} \frac{41}{64} \frac{\text{SO}_4}{\text{Ca}} \frac{30}{27} \frac{\text{HCO}_3}{(\text{Na} + \text{K})} \frac{29}{9}$
Дуро (2394)	15.08.1986	8.8	60.0	130.0	740.0	260.0	250.0	1160. 0	2600	$\frac{\text{Cl}}{(\text{Na} + \text{K})} \frac{77}{70} \frac{\text{SO}_4}{\text{Mg}} \frac{13}{23} \frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca}} \frac{10}{7}$
Урэг (1425)	24.08.1987	8.8	10.0	480.0	940.0	1130. 0	182.0	760.0	5140	$\frac{\text{SO}_4}{\text{Mg}} \frac{49}{51} \frac{\text{Cl}}{(\text{Na} + \text{K})} \frac{27}{48} \frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca}} \frac{24}{8}$

С юго-востока в озеро впадает несколько небольших горных рек, несущих в озеро снегово-ледниковые воды. Озеро периодически сточное. В многоводные годы имеет сток по протоке в р. Тургень. В 1968 г. в период повышенной увлажненности озеро было проточным и имело минерализацию вод 660 мг/л гидрокарбонатно-натриевой группы. В 1987 г. озеро не имело стока. Общая минерализация озерных вод составляла в среднем около 800 мг/л, воды относились к гидрокарбонатно-магниевогой группе.

Озеро Хар-Ус расположено в небольшой замкнутой котловине площадью около 14 км² среди холмисто-моренного рельефа в верховьях р. Ховд. Поверхностный сток в озеро ограниченный, основное питание осуществляется преимущественно грунтовыми мерзлотными водами. Видимый сток из озера отсутствует. По-видимому, существует подземный фильтрационный сток на северо-восток в протекающий вблизи небольшой приток р. Ховд. Только этим обстоятельством можно объяснить относительно невысокую минерализацию и особенности ионного состава вод этого бессточного озера. Вода имеет минерализацию 244 мг/л, но принадлежит к хлоридно-магниевогой группе.

Озеро Дуро — бессточный солоноватоводный водоем, расположенный в относительно глубокой внутригорной котловине. Порог стока из озера расположен примерно на 50 м выше современного уровня воды. С севера в озеро впадает небольшая река, несущая снегово-ледниковые воды. Основное питание озера осуществляется за счет зимних снегозапасов и летних атмосферных осадков. Значительную роль в питании озера играют многочисленные родники, выходящие на склонах котловин. Общая минерализация воды (в 1987 г.) озера достигает 2.6 г/л, вода относится к хлоридно-натриевой группе с высоким содержанием магния. В восточной части озера располагается длинная широкая коса, отделяющая от основного плеса обширную лагуну. Вода в лагуне имеет минерализацию 17.4 г/л при том же ионном составе. Однако в воде лагуны в процессе испарения происходит накопление ионов Cl^- и Na^+ при некотором уменьшении относительного содержания ионов Mg.

Озеро Урэг — крупнейшее бессточное озеро Монгольского Алтая. Оно расположено в северной части этой горной страны в глубокой внутригорной котловине. Основное питание озеро получает со стоком р. Хариг, впадающей в него с севера, и по нескольким временным водотокам. Существенную роль в солевом балансе озера играет подземный и грунтовый приток в озеро. Общая минерализация воды в 1987 г. составляла 5.14 г/л. Вода озера относилась к сульфатно-магниевогой группе. Гидрохимические анализы 1990 г. показали увеличение минерализации до 7.5 г/л при сохранении эквивалентного соотношения ионов.

На примере рассмотренной группы озер Монгольского Алтая можно отметить следующие особенности природных озерных вод этого района:

- проточные горные озера Монгольского Алтая имеют самую низкоминерализованную пресную воду; наименьшая минерализация отмечается в высокогорных озерах, получающих ледниковое питание;

- в химическом составе вод проточных озер (Хотон — Хоргон, Даян, Ачит) преобладают анионы гидрокарбонатов (более 50%-экв.) и катионы натрия и магния;
- в периодически сточных озерах (Толбо, Хар-Ус) наблюдается относительное увеличение количества анионов хлора (до 41%-экв.) и катионов магния (более 60%-экв.);
- бессточные солонатоводные озера отличаются преобладанием в химическом составе воды ионов хлора и сульфатов натрия и магния.

3.1.2. Озера Хангайско-Хэнтэйской горной области

Озеро Хух расположено в ледниково-экзарационной котловине среди холмисто-моренного рельефа зоны древнего оледенения у подножия горы Отгонтэнгэр. Основное питание озеро получает за счет таяния зимних запасов снега на склонах гор, окружающих озерную котловину, и мерзлотных грунтовых вод. Небольшие поверхностные ручьи, впадающие в озеро, дренируют окружающие озеро заболоченные пространства и несут много биогенных веществ. Вода в озере коричневого цвета, окрашенная гуминовыми веществами. Из озера вытекает небольшая река, являющаяся притоком р. Богдын (верховья р. Дзавхан).

Общая минерализация воды в озере не превышает 52 мг/л, а по ионному составу вода имеет гидрокарбонатно-кальциевый характер (табл. 3.2).

Озеро Тэрхийн-Цаган расположено в центральной части Хангая в древней речной долине, подпруженной изверженными вулканическими породами. С запада в озеро впадает р. Тэрхийн, а на востоке из него вытекает р. Суман, приток р. Чулут. Высокая водообменность озера обуславливает незначительную минерализацию вод. В сентябре 1986 г. общая минерализация воды составляла 113 мг/л, а по ионному составу вода относилась к гидрокарбонатно-кальциевой группе с большим содержанием магния, что характерно для проточных горных озер. По данным Ж. Цэрэнсоднома (1971), в 1968 г. средняя минерализация вод озера летом была около 200 мг/л, по ионному составу вода относилась к гидрокарбонатно-магниевой группе. Изменения в минерализации и ионном составе озерных вод зависят от влажности года и стока рек, впадающих в озеро.

Озеро Улагчны-Хар расположено на юго-западном склоне Хангая в речной долине, запруженной движущимися песками. С востока в озеро впадает небольшая р. Улагчны, на западе воды озера инфильтруются в берега и осуществляют подземный сток из озера. В результате существующей проточности вода в озере пресная, голубовато-зеленого цвета. Общая минерализация воды в озере составляет 419 мг/л, по ионному составу вода относится к гидрокарбонатно-магниевой группе.

К западу от описанного озера располагается аналогичное пресноводное озеро Хунгуйн-Баян, имеющее подземный сток через пески. По данным Э.М. Мурзаева (1952), общая минерализация его вод 300 мг/л.

Таблица 3.2. Гидрохимические характеристики (мг/л) озер Хангая

Озеро (абсолютная высота, м)	Дата отбора пробы	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	∑и	Формула химического состава воды
Хух (Отгоны) (2455)	11.07.1990	7.2	6.7	3.2	4.0	29.9	6.8	1.3	52	$\text{HCO}_3\text{,74 SO}_4\text{,21 Cl}_{15}$
Тэрхийн-Цаган (2060)	04.09.1986	7.4	14.3	5.6	7.6	74.4	10.0	1.6	113	$\text{Ca}_{44} \text{Mg}_{34} (\text{Na} + \text{K})_{22}$ $\text{HCO}_3\text{,83 SO}_4\text{,14 Cl}_{13}$
Хар (Улагчны) (1980)	18.07.1990	8.1	28.1	41.3	17.0	306.3	15.0	10.9	419	$\text{Ca}_{48} \text{Mg}_{31} (\text{Na} + \text{K})_{21}$ $\text{HCO}_3\text{,88 SO}_4\text{,6 Cl}_{16}$
Угий (1332)	17.07.1987	8.0	24.8	22.6	43.5	201.4	136.4	6.8	435	$\text{Mg}_{61} \text{Ca}_{26} (\text{Na} + \text{K})_{13}$ $\text{HCO}_3\text{,51 SO}_4\text{,46 Cl}_{13}$
Буст (2041)	16.08.1987	10.0	100.0	580.0	910.0	20.0	590.0	2200		$\text{Mg}_{48} \text{Ca}_{33} (\text{Na} + \text{K})_{19}$ $\text{Cl}_{151} \text{HCO}_3\text{,46 SO}_4\text{,2}$ (Na + K)72 Mg26 Ca2
Жугнайн (1997)	14.08.1987	–	30.0	110.0	980.0	820.0	460.0	900.0	3300	$\text{Cl}_{152} \text{HCO}_3\text{,28 SO}_4\text{,20}$ (Na + K)82 Mg16 Ca2
Сангийн- Далай (1888)	04.07.1990	–	12.4	110.9	917.0	1025.7	210.0	1062.0	3800	$\text{Cl}_{161} \text{HCO}_3\text{,31 SO}_4\text{,8}$ (Na + K)79 Mg20 Ca1
Тэлмэн (1789)	28.08.1986	–	10.0	370.0	1800.0	1570.0	1780.0	1430.0	7000	$\text{Cl}_{139} \text{SO}_4\text{,36 HCO}_3\text{,25}$ (Na + K)70 Mg29 Ca1

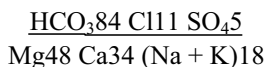
Озеро Угий расположено в восточной части Хангайского плоскогорья в древней эрозионно-тектонической котловине. Озеро получает питание поверхностным стоком небольшой р. Хугшин-Орхон, которая впадает в него в западной части котловины. Вблизи устья этой реки располагается исток из озера, который осуществляется по протоке в р. Орхон. По наблюдениям специалистов Института географии и мерзлотоведения АН МНР, озеро получает также значительное подземное питание. Цвет воды зеленовато-коричневатый. Общая минерализация вод в центре озера составляет 435 мг/л, по ионному составу вода относится к гидрокарбонатно-магниевого группы с большим содержанием сульфатов и кальция.

Озеро Буст расположено в северо-западной части Хангайского плоскогорья в замкнутой внутригорной котловине. Озеро не имеет стока. Питается водами небольших ручьев, атмосферными осадками и грунтовым стоком с заболоченных территорий на водосборе. Большое значение имеют зимние снегозапасы. Цвет воды мутно-зеленый. Общая минерализация воды в среднем достигает 2.2 г/кг, по ионному составу воды озера относятся к хлоридно-натриевой группе с высоким содержанием гидрокарбонатов и магния, что придает воде „содовые” черты.

Озеро Жугнайн расположено к северу от оз. Буст в соседней, более обширной внутригорной котловине. Озеро бессточное, солоноватоводное. Питание получает с поверхностными, атмосферными и грунтовыми водами аналогично оз. Буст. Однако большая площадь и меньшая глубина оз. Жугнайн создают предпосылки для лучшего прогрева водных масс и большего испарения с водной поверхности, а значит, и большей минерализации его вод. Вода в озере мутно-зеленая. Минерализация ее достигает 3.3 г/кг, а по ионному составу вода относится к хлоридно-натриевой группе. По сравнению с оз. Буст в озере выше концентрация ионов Na^+ и K^+ .

Озеро Сангийн-Далай — одно из крупнейших озер Хангая, состоит из трех отдельных плёсов. В настоящее время озеро бессточное, однако, сравнительно небольшая минерализация вод указывает на то, что в эпоху большей увлажненности оно могло иметь сток в р. Бугэй на северо-западе котловины. Озеро питается поверхностным стоком нескольких небольших ручьев, грунтовым стоком. Наибольший сток в озеро происходит за счет атмосферных осадков: зимних снегозапасов и летних дождей на водосборе.

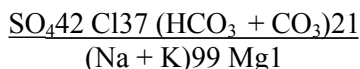
С юго-запада от оз. Сангийн-Далай, на водоразделе с бассейном р. Тэс расположено пресное оз. Гандан, имеющее периодический сток в Сангийн-Далай. Ионный состав вод этого озера имеет черты генетического единства с водами оз. Сангийн-Далай, отличаясь преобладанием ионов гидрокарбонатов и магния, а также малой минерализацией — 230 мг/л. Формула вод оз. Гандан:



В отличие от этих пресных вод солоноватые воды оз. Сангийн-Далай в результате увеличения концентрации ионов трансформировались в другой гидрохимический тип — хлоридно-натриевый при общей минерализации 3.8 г/кг, с остаточными признаками „содовости”.

Озеро Тэлмэн — самое большое по площади озеро Хангайского плоскогорья, расположенное в эрозионно-тектонической котловине с пологими бортами. В настоящее время озеро бессточное, солоноватое. На востоке котловины невысокий водораздел отделяет озеро от р. Идэр, в которую относительно недавно озеро имело сток. Основное питание озеро получает за счет осадков и подземного стока. Доля поверхностного притока вод в озеро незначительна. Большое испарение с поверхности озера (820 мм) способствует накоплению и концентрации в нем солей. Общая минерализация воды озера в 1986 г., которой был относительно влажным годом, составляла 7.0 г/кг. По ионному составу воды озера можно отнести к хлоридно-сульфатно-натриевой группе.

По данным Ж. Цэрэнсоднома (1971), в 1968 г. общая минерализация воды составляла 7.2 г/кг, а ионный состав отличался большей „содовостью”. Формула воды была:



3.1.3. Озера Прихубсугульской области

По физико-географическому районированию Прихубсугулье относится к Хангайско-Хэнтэйской горной области в связи с общими чертами тепловлагообеспеченности этих районов. Группа озер Прихубсугулья включает в себя непосредственно оз. Хубсугул, озера Дархатской котловины и небольшие горноледниковые озера окружающих хребтов (табл. 3.3).

Особый интерес представляет гидрохимия оз. Хубсугул — самого крупного пресного озера Монголии. Главным источником питания оз. Хубсугул является сток в него более 100 небольших речек и атмосферные осадки на зеркало озера.

По данным Гидрометеослужбы, общая минерализация озерных вод в поверхностном слое составляет от 65 до 280 мг/л. В анионном составе преобладают ионы гидрокарбонатов, а в катионном составе — ионы кальция. Общая жесткость воды в летний период изменяется в пределах 0.34–2.5 мг-экв./л, а в зимний период — 1.1–3.0 мг-экв./л. Концентрация растворенного кислорода в поверхностном слое воды составляет 10.3–13.4 мг О/л. Перманганатная окисляемость не превышает 5 мг О/л, что свидетельствует о незначительном содержании органических веществ в воде. Содержание биогенных веществ в воде оз. Хубсугул определено в следующих пределах (в мг/л): нитраты — 0.01–0.95, нитриты — 0.0–0.03, аммоний — 0.04–1.38, железо — 0.01–0.34, фосфор — 0.001–0.03.

Озера Дархатской котловины в большинстве имеют ледниковое происхождение и располагаются в понижениях холмисто-моренного рельефа или в термокарстовых просадках. Вода озер отличается невысокой минерализацией и относится к гидрокарбонатно-кальциевой группе. Активная реакция воды в пределах от 7.5 до 8.3. Наиболее крупным озером Дархатской котловины является Дод-Цаган, состоящее из трех отдельных плесов — Хармай, Дунд, Тарган, из которых первые два наиболее глубокие.

Таблица 3.3. Гидрохимические характеристики (мг/л) озер Прихубсугулья

Озеро (абсолютная высота, м)	Дата отбора пробы	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	∑и	Формула химического состава воды
Хубсугул (1645)	01.08.1988	7.9	32.7	10.4	4.8	129.3	15.3	8.5	201.0	HCO ₃ 78 SO ₄ 12 Cl10 Ca62 Mg27 (Na + K)21
Хармай (2093)	27.08.1988	8.2	29.5	9.7	15.4	134.4	25.5	8.2	222.7	HCO ₃ 76 SO ₄ 18 Cl6 Ca53 Mg26 (Na + K)21
Дунд (2097)	30.08.1988	7.5	31.5	9.3	7.2	136.6	8.3	6.2	199.1	HCO ₃ 85 SO ₄ 8 Cl7 Ca62 Mg28 (Na + K)10

3.1.4. Озера Гобийской области (КБО и ДО)

Озеро Убсын-Баян — относительно небольшой водоем, расположенный в бассейне оз. Убсу в эрозионной котловине среди песков Бориг-Дэл. Озерная котловина подпружена массивом барханных песков, сквозь которые осуществляется сток из озера по р. Хойт, является притоком р. Нарийн, впадающей в оз. Убсу. Озеро питается преимущественно подземными водами, которые фильтруются сквозь песок и выходят на берегах озера многочисленными родниками. Таким образом, озеро проточное, пресноводное, общая минерализация вод в среднем составляет 454 мг/л. По ионному составу воды озера относятся к гидрокарбонатно-магниево-натриевой группе со значительным содержанием ионов кальция и натрия (табл. 3.4).

Озеро Хар-Ус — крупнейший проточный водоем в Котловине Больших озер, расположенный в обширном пологом тектоническом прогибе. Озеро состоит из двух больших плёсов, разделенных островом Ак-Баши. Западный плёс озера принимает сток рек Ховд и Буянт, дренирующих большую часть Монгольского Алтая. Через восточный плес осуществляется сток из оз. Хар-Ус в оз. Хар.

Вода в озере имеет голубовато-зеленый цвет. Западный плёс имеет высокую проточность, чем объясняется незначительная минерализация воды, составляющая летом 1986 г. всего 107 мг/л. По ионному составу вода относилась к гидрокарбонатно-кальциевой группе.

По данным Ж. Цэрэнсоднома (1971), в 1966 г. минерализация воды в этом же плёсе достигала 242 мг/л, а в восточном плесе озера — 348 мг/л; по ионному составу воды принадлежали соответственно к гидрокарбонатно-магниево-натриевой и гидрокарбонатно-натриевой группам.

Таким образом, гидрохимический состав воды оз. Хар-Ус зависит от увлажненности года — величины стока р. Ховд и объема испарения с водной поверхности озера.

Озеро Хар — второе по площади проточное озеро Котловины Больших озер. Оно питается водой, поступающей из оз. Хар-Ус, а часть стока сбрасывает на северо-восток в р. Дзавхан по протоке Тэрин, а часть — на юг, по широкой протоке Хамын-Холой в бессточное оз. Дургэн. Вода в озере пресная, но более жесткая, чем в оз. Хар-Ус. Минерализация озерных вод в августе 1986 г. составляла 261 мг/л. По ионному составу вода относилась к гидрокарбонатно-магниево-натриевой группе. Необходимо отметить, что в 1926 г., по данным В.А. Смирнова (1932), минерализация воды была 256 мг/л; в 1954 г., по данным Ш. Лувсандоржа (1967), минерализация воды составляла 388 мг/л; в 1967 г., по данным Ж. Цэрэнсоднома (1971), она была в среднем 260 мг/л. Ионный состав воды в течение всех лет сохранял некоторое постоянство, вода относилась к гидрокарбонатно-магниево-натриевой или гидрокарбонатно-натриево-магниево-натриевой группе, что связано с характером питания озера, главным образом трансформированным стоком р. Ховд, в бассейне которой распространены породы, богатые магнием, и множество гранитных интрузий, содержащих натриевые и калиевые полевые шпаты.

Таблица 3.4. Гидрохимические характеристики (мг/л) озер Гобийской области (КБО и ДО)

Озеро (абсолютная высота, м)	Дата отбо- ра пробы	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Σи	Формула химического состава воды
Убын-Баян (834)	22.08.1987	8.0	38.3	35.4	37.8	229.0	83.8	29.6	454	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Mg46}} \frac{\text{SO}_4}{\text{Ca30}} \frac{27}{(\text{Na} + \text{K})24} \text{Cl13}$
Хар-Ус (1157)	12.08.1986	7.7	17.1	5.8	2.0	69.6	9.6	2.6	107	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca60}} \frac{80}{\text{Mg34}} \frac{\text{SO}_4}{(\text{Na} + \text{K})6} \text{Cl16}$
Хар (1133)	06.08.1986	8.0	16.9	18.1	28.5	159.0	27.5	19.8	261	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Mg43}} \frac{75}{(\text{Na} + \text{K})33} \frac{\text{SO}_4}{\text{Ca24}} \text{Cl19}$
Дургэн (1127)	07.08.1986	9.1	10.0	160.0	1410.0	1900.0	1110.0	560.0	5150	$\frac{\text{HCO}_3}{(\text{Na} + \text{K})81} \frac{45}{\text{Mg18}} \frac{\text{SO}_4}{\text{Ca1}} \text{Cl22}$
Хиргис (1029)	26.08.1986	9.0	10.0	300.0	2380.0	2200.0	2220.0	1350.0	8460	$\frac{\text{SO}_4}{(\text{Na} + \text{K})79} \frac{38}{\text{Mg20}} \frac{\text{Cl32}}{\text{Ca1}} \text{HCO}_3 \text{30}$
Бон-Цаган (1312)	27.07.1986	8.8	40.0	170.0	1580.0	670.0	1680.0	1170.0	5310	$\frac{\text{SO}_4}{(\text{Na} + \text{K})80} \frac{44}{\text{Mg18}} \frac{\text{Cl42}}{\text{Ca2}} \text{HCO}_3 \text{14}$
Орог (1217)	09.09.1987	9.2	20.0	410.0	18000.0	8910.0	6250.0	16900.0	50500	$\frac{\text{Cl63}}{(\text{Na} + \text{K})96} \frac{\text{HCO}_3}{\text{Mg4}} \frac{20}{\text{SO}_4} \text{SO}_4 \text{17}$
Убсу (759)	27.07.1990	8.8	15.0	652.0	4230.0	1300.0	7777.0	4667.0	18672	$\frac{\text{SO}_4}{(\text{Na} + \text{K})76} \frac{50}{\text{Cl43}} \frac{\text{HCO}_3}{\text{Mg24}} \text{7}$

Интересно отметить, что отшнуровавшийся от озера залив (лиман) западного участка — оз. Бага — имел минерализацию воды в 1957 г. — 18.8 г/кг, в 1986 г. — 24 г/кг. По ионному составу вода оставалась хлоридно-натриевой с яркими чертами „содовости”.

Озеро Дургэн расположено к югу от оз. Хар, соединяется с ним протокой и является конечным испарительным бассейном, а потому имеет солоноватую воду. Озеро окружено пустынными ландшафтами, с северо-востока озеро окружают массивы барханных песков, в которые происходит активная инфильтрация озерных вод, поддерживающая разгрузку солей из озера. Вода в озере зеленовато-голубого цвета. В августе 1986 г. общая минерализация вод в центре озера достигла 5.15–5.28 г/кг. По ионному составу воды были гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые. По данным В.А. Смирнова (1932), минерализация воды в 1926 г. была 3.77 г/кг, по данным Ж. Цэрэнсоднома (1971), в 1957 г. минерализация составляла 4.43 г/кг. Таким образом, за период около 60 лет минерализация вод оз. Дургэн увеличилась на 1.51 г/кг. Ионный состав воды при этом не изменился, что обусловлено процессами испарения и концентрирования водного раствора солей Na_2SO_4 и NaCl .

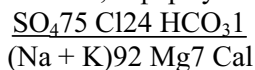
Озеро Хиргис расположено в обширной тектонической котловине в центре КБО и является конечным бассейном стока рек Дзабхан и Хунгуй, дренирующих юго-западные склоны Хангая, и ряда небольших пересыхающих водотоков южного склона хр. Хан-Хухийн. Вода в озере солоноватая, зеленовато-голубого цвета. Общая минерализация воды летом 1986 г. в центре озера составляла 8.46 г/кг. По ионному составу вода относилась к сульфатно-натриевой группе с большой долей хлоридов, гидрокарбонатов и магния.

По данным В.А. Смирнова (1932), в 1926 г. минерализация вод в озере достигала 7.46 г/кг, а, по данным Ш. Лувсандоржа (1967), в 1957 г. минерализация была 7.27 г/кг. На фоне понижения уровня озера и роста минерализации к настоящему времени ионный состав воды изменился незначительно. Отметим увеличение роли сульфатов и хлоридов при относительно высоком содержании гидрокарбонатов и магния.

Необходимо указать, что речной сток в оз. Хиргис поступает через небольшое оз. Айраг, которое является отстойником влекомых и взвешенных наносов рек Дзабхан и Хунгуй. В осадках этого озера поглощается большое количество карбонатных и гидрокарбонатных солей, приносимых реками.

По данным В.А. Смирнова, в 1926 г. минерализация вод оз. Айраг была 549 мг/л, а, по данным Ш. Лувсандоржа, в 1967 г. количество растворенных солей в воде достигало 1261 мг/л. В воде преобладали ионы гидрокарбонатов (38%-экв.) и $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (69%-экв.).

Для сравнения отметим, что в отчлененной на западе котловины оз. Бага минерализация воды достигает 92 г/кг, а формула воды была:



Это озеро является моделью хода метаморфизации солей, происходящей в оз. Хиргис.

Озеро Бон-Цаган — крупнейший бессточный водоем Долины озер, расположенный в обширной тектонической слабо вогнутой депрессии между Хангайским поднятием с севера и Гобийским Алтаем с юга. Питается озеро водами р. Байдраг, стекающей с южного склона Хангайского хребта. Вода в озере солоноватая, цвет ее мутно-зеленый.

Общая минерализация воды в июле 1986 г. достигала 5.31 г/кг. По ионному составу она относилась к сульфатно-хлоридному классу с повышенным содержанием ионов натрия.

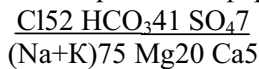
Согласно данным Ш. Лувсандоржа, в 1968 г. минерализация воды озера была 3.81–3.99 г/кг. Возрастание минерализации к 1986 г. происходило в результате интенсивного испарения с поверхности озера и концентрирования солей практически без изменения соотношения основных ионов в растворе, что нередко наблюдается в условиях полупустынного климата и на других водоемах Котловины Больших озер и Долины озер. Относительно невысокая концентрация ионов и минерализация вод озера может быть объяснена значительным распресняющим влиянием стока р. Байдраг и сбросом избытка вод озера по периодически функционирующей протоке в оз. Адгийн-Цаган, что наблюдается в многоводные годы.

Озеро Орог расположено к юго-востоку от оз. Бон-Цаган в эрозионно-тектонической котловине у северного подножия гор Их-Богдо Гобийского Алтая. Основное питание озеро получает со стоком р. Туйн, имеющим значительные межгодовые колебания, на которые накладывается и антропогенный фактор — разбор вод реки на орошение.

Минерализация и ионный состав вод озера весьма изменчивы и зависят от объема стока реки. В 1987 г., когда нами проводились исследования, оз. Орог практически пересохло, лишь в западной части озерной котловины оставалось небольшое зеркало соленой воды с общей минерализацией 50.5 г/кг. По ионному составу вода была хлорно-натриевой с высоким содержанием гидрокарбонатов.

По данным Н.Б. Беспалова (1951), в 1948 г. минерализация вод озера была всего 1.3 г/кг, а в существовавшем в те годы оз. Улан вода была пресной с минерализацией 0.4 г/кг.

По данным Ж. Цэрэнсоднома, в 1968 г. минерализация вод оз. Орог достигала 1.75 г/кг. Соотношение ионов выражалось формулой:



Из формулы следует, что при меньшей минерализации гидрохимический тип воды был стабилен.

Озеро Убсу — крупнейший по площади солоноватоводный водоем Монголии, расположенный в северной части Котловины Больших озер на границе с Россией. Озеро лежит в обширной межгорной тектонической котловине и питается стоком рек Тэс, Нарийн, Боршо и другими более мелкими водотоками. Бессточность водоема, его огромная площадь и расположение в пустынной зоне создают благоприятные условия для интенсивного испарения воды, концентрации и накопления солей в воде летом и вымораживания солей в зимнее время.

Вода в озере имеет зеленый цвет. Минерализация, отмеченная нами летом 1990 г., достигала 18.7 г/кг. По ионному составу вода относилась к сульфатно-натриевой группе с большим содержанием хлоридов и магния (в восточной части озера).

По данным Г.Н. Потанина (1883), минерализация воды в озере в конце прошлого века составляла 11.9 г/кг, по данным В.А. Смирнова (1932), в 1926 г. она достигала 18.5 г/кг, по данным Н.Д. Беспалова (1951), в 1948 г. минерализация составляла 19.7 г/кг. В 1958 г., по определению Д. Давасурэна, минерализация воды составляла в среднем 18.4–18.8 г/кг. Все исследователи отмечали преобладание в солевом составе хлоридов и сульфатов натрия, что в целом характерно для Гобийской области Монголии, где интенсивно протекают испарительные процессы и метаморфизация ионного состава вод идет в направлении концентрации хлоридов и сульфатов натрия.

Таким образом, можно отметить, что в пустынных и полупустынных областях КБО и ДО при увеличении минерализации вод в ионном составе возрастает главным образом концентрация ионов Cl^- и $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ на фоне высоких концентраций ионов SO_4^{2-} и Mg^{2+} , иногда и гидрокарбонатов.

3.1.5. Озера Восточно-Монгольской степной области

Озеро Буйр — крупнейший проточный водоем Восточно-Монгольской степной области. Озеро расположено в пологой тектонической котловине среди степных и полупустынных ландшафтов. Питается преимущественно стоком р. Халхин, впадающей в озеро в северо-восточной части. Цвет воды мутно-зеленый. Минерализация и ионный состав вод озера зависят от стока р. Халхин.

По нашим наблюдениям, в июле 1989 г. в центральной части озера общая минерализация воды составляла 222.3 мг/л, по ионному составу вода относилась к гидрокарбонатно-натриевой группе (табл. 3.5).

По данным Н.Т. Кузнецова (1959), минерализация воды в устье р. Халхин составляла 240 мг/л, в ней преобладали ионы гидрокарбонатов и натрия. По данным Ж. Цэрэнсоднома (1971), минерализация воды в озере в июле 1967 г. составляла 302.1 мг/л, а по ионному составу она относилась к гидрокарбонатно-натриевой группе.

Озеро Дуро расположено в расширении долины р. Улдза и практически является речным плесом. Общая минерализация воды в августе 1989 г. составляла 236.2 мг/л, а по ионному составу принадлежала к гидрокарбонатно-кальциевой группе с высоким содержанием ионов магния.

Озеро Яхийн — обширный мелководный эфемерный степной водоем глубиной не более 0.5 м, возникающий в годы активного стока р. Галын. В засушливые годы он превращается в солончаковое болото, а в зимнее время полностью промерзает. В августе 1989 г. расход р. Галын не превышал 0.9 м³/с. Воды озера были пресными с минерализацией 785.4 мг/л, а по ионному составу относились к гидрокарбонатно-натриевой группе.

Таблица 3.5. Гидрохимические характеристики (мг/л) озер Восточно-Монгольской степной области

Озеро (абсолютная высота, м)	Дата отбо- ра пробы	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Σи	Формула химического состава воды
Буйр (581)	20.07.1989	7.8	29.2	16.4	16.6	151.8	1.2	7.1	222.3	$\frac{\text{HCO}_3}{91} \frac{\text{Cl}}{8} \frac{\text{SO}_4}{1} (\text{Na} + \text{K}) \frac{73}{20} \text{Mg} \frac{20}{7} \text{Ca} \frac{7}{7}$
Дуро (575)	07.08.1989	7.7	29.6	16.0	12.6	177.3	0.05	0.7	236.2	$\frac{\text{HCO}_3}{99} \frac{\text{Cl}}{11}$ Ca41 Mg39 (Na + K)20
Яхийн (670)	02.08.1989	8.2	14.2	23.0	119.0	312.1	172.8	84.4	785.4	$\frac{\text{HCO}_3}{45} \frac{\text{SO}_4}{32} \frac{\text{Cl}}{23}$ (Na + K)65 Mg25 Ca10
Хух (560)	05.08.1989	9.1	10.4	38.6	445.0	663.0	100.0	320.4	1577.5	$\frac{\text{HCO}_3}{48} \frac{\text{Cl}}{43} \frac{\text{SO}_4}{9}$ (Na + K)83 Mg15 Ca2
Их-Бургэн-Цаган (655)	10.08.1989	8.2	25.6	13.7	12.3	213.3	0.9	2.1	267.9	$\frac{\text{HCO}_3}{97} \frac{\text{Cl}}{2} \frac{\text{SO}_4}{1}$ Ca45 Mg38 (Na + K)17
Бага-Бургэн-Цаган (655)	11.08.1989	8.4	11.4	18.2	18.4	893.0	5.4	9.2	1099.6	$\frac{\text{HCO}_3}{97} \frac{\text{Cl}}{2} \frac{\text{SO}_4}{1}$ Mg53 (Na + K)27 Ca20

Озеро Хух — одно из больших бессточных озер Восточно-Монгольской степной области, лежащее в пологой тектонической котловине. Озеро питается стоком вод из р. Улдза по протоке Тэлийн, которая в августе 1989 г. имела расход воды $1.3 \text{ м}^3/\text{с}$. Минерализация вод в центре озера была 1.58 г/кг и относилась к гидрокарбонатно-натриевой группе с большой долей ионов хлора и магния.

Озера Их-Бургэн-Цаган и Бага-Бургэн-Цаган представляют собой типичные степные „озера-блюдца”. Они лежат в небольшой пологой котловине и в настоящее время разъединены нешироким перешейком. По-видимому, недавно озера составляли единый водоем, который распался на отдельные плесы в процессе усыхания.

Озеро Их-Бургэн-Цаган имеет сток по небольшому ручью и потому является пресноводным. Его вода имеет минерализацию около 268 мг/л . Бага-Бургэн-Цаган, недавно отчленившись и потеряв сток, превратилось в солоноватый водный бассейн с минерализацией 1.1 мг/л .

Питаются перечисленные озера преимущественно атмосферными осадками и грунтовыми водами, что и определяет специфику их ионного состава: пресное озеро имеет воду гидрокарбонатно-кальциевой группы с большой долей ионов магния, а солоноватое озеро — воду гидрокарбонатно-магниевой группы с относительно большим накоплением ионов натрия и калия, что соответствует схеме метаморфизации солей в природных водах зоны степей.

Таким образом, можно отметить, что в Восточно-Монгольской степной области гидрохимический состав природных вод пресных и солоноватых озер отличается преобладанием гидрокарбонатно-натриевой и гидрокарбонатно-кальциевой групп. Озера имеют характерные черты „содовых” водоемов, что обусловлено зональными геохимическими особенностями этой природной зоны Монголии.

3.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОЛЕННЫХ ОЗЕР

В настоящее время в лимнологии нет единого критерия, определяющего понятие „соленое озеро”. А.И. Дзенс-Литовский (1957) и О.А. Алекин (1970) предлагали считать солеными (или соляными) озера с концентрацией растворенных солей более средней морской солёности — 35 г/кг . В таких озерах содержание основных ионов близко к насыщению и дальнейшее повышение концентрации ионов приводит к кристаллизации и „садке” солей. Такого же подразделения придерживаются В.С. Самарина (1963), М.Г. Валяшко (1981) и др. В то же время Н.И. Толстихин (1966), Е.В. Посохов (1975) и ряд других гидрохимиков считает обоснованным, с точки зрения физики, относить к соленым воды с минерализацией от 25 г/кг , при которой температура замерзания и максимальной плотности воды равны между собой. По мнению ряда зарубежных специалистов к „соленым” следует относить все природные воды с концентрацией растворенных веществ от 3 г/кг (Williams, 1981; Zheng, 1987) или даже свыше 1 г/кг (Fan, 1982). Критерием солёности в данном случае выступает граница органо-

лептической чувствительности человека или некоторые гидробиологические черты.

В настоящем разделе мы рассматривает соленые озера с концентрацией ионов от 25 г/кг.

Наибольшее количество соленых озер сосредоточено в Гобийской и Восточно-Монгольской степной областях, которые характеризуются аридностью и обширными площадями распространения засоленных земель (табл. 3.6).

Таблица 3.6. Распределение минерализации озерных вод, засоленных почв и гидрохимических классов озер по территории Монголии

Ландшафтно-климатические области	Общая минерализация озер, г/кг	Доля засоленных почв, % от площади области	Преобладающий гидрохимический класс озерных вод
Алтайская горная	0.08–4.0	2.5	Гидрокарбонатный
Хангайско-Хэнтэйская горная	0.19–22.7	4.0	Гидрокарбонатный, сульфатный
Гобийская и Восточно-Монгольская степная	0.30–400.0	30.5	Сульфатный, хлоридный

Соленые озера являются закономерным звеном эволюции пресных и солоноватых озер и потому генетически связаны с теми же формами рельефа. Озерные котловины, занятые солеными озерами, можно объединить в следующие группы.

А. Соленые озера, котловины которых образовались в результате тектонических процессов. К ним относятся отшнурованные от крупных солоноватых озер такие водоемы, как Булт, Давсан, Бага, Хундэлэн, Гашун (северное и южное), Цохор (КБО) и др.

Отшнуровавшиеся озера имеют более высокую концентрацию солей в жидкой фазе, среди них известны и самосадочные. Как правило, озерные рассолы следует рассматривать как результат атмосферного испарения воды того или иного большого озера.

Б. Соленые озера, котловины которых образовались в результате блуждания или исчезновения рек. К ним относятся: Дзун-Шар-Бурдийн, Шорвог, Сангийн-Далай, Бурун-Шавар, Дунд-Шавар в Восточно-Монгольской степной области; Борогчингийн, Чингийн, Цайдамын-Бага, Цаган, Дардай и некоторые другие в Хангайско-Хэнтэйской области.

Во многих озерах есть донные отложения мирабилита. В оз. Дзун-Шар-Бурдийн донные солевые отложения представлены смесью мирабилита и десятиводной соды. В оз. Сангийн-Далай они состоят из отдельных пластов галита и мирабилита.

В. Соленые озера, котловины которых являются результатом термокарста. К ним относятся озера Восточно-Монгольской степной области: Хуртийн, Сумийн, Баян-Эрхэт, Утат, Минжур и другие. Водный режим их непостоянен; в засушливое время года некоторые из них высыхают. В некоторых озерах имеются донные отложения мирабилита.

Г. Соленые озера, котловины которых образовались в результате эоловых процессов. К ним относятся небольшие озера, возникшие в пологих ложбинах, образовавшихся в результате деятельности ветра в Гобийской и Восточно-Монгольской степной областях: Гурмын, Цайдамын, Их-Цайдам, Давст-Хонхор, Харийн и другие.

Водный режим этих озер изменчив. Рапа большинства из них относится к сульфатному типу. В некоторых озерах найдены донные отложения мирабилита.

Среди современных озер Монголии существуют только озера континентального происхождения. Многочисленные солоноватые и соленые озера засушливой Гобийской области (Котловина Больших озер, Долина озер, Шаргын-Гоби) и других районов являются реликтами бывших обширных водоемов, основная часть которых к настоящему времени усохла и исчезла.

Аридный климат внутренних районов Монголии характеризуется высокими летними температурами воздуха и значительными величинами испарения, во много раз превышающими количество атмосферных осадков, поэтому для внутренних районов характерны засоленные почвы и грунтовые воды высокой минерализации, играющие существенную роль в формировании ионного осадка озерных вод. Для этой территории характерна большая межгодовая изменчивость общей увлажненности и соответственные изменения проточности и минерализации озер.

Степень проточности (водообменности) озера определяет возможную минерализацию озерных вод. Озеро, имеющее сток, не подвергается засолению. При частичной утрате притока поверхностных вод озеро становится полупроточным или периодически сточным, однако непрерывного соленакопления в нем не происходит: с повышением минерализации воды в озере растет и минерализация стока из озера. По оценке Е.В. Посохова (1975), минерализация вод в полупроточных озерах достигает 3–10 г/кг, т.е. чаще всего такие озера бывают солоноватыми. Только в случае полной изоляции от речной системы и утраты стока озеро становится соленым.

В процессе концентрирования солей происходит насыщение озерных вод рядом воднорастворимых солей, в результате чего некоторые соли переходят из раствора в твердую форму, и устанавливается новое равновесие солей.

При кристаллизации и выпадении самосадочных солей в осадок выпадают в первую очередь наименее растворимые в данных условиях соли. Иногда одновременно кристаллизуется несколько солей. Вода озера, представляющая собой насыщенный раствор одной или нескольких солей, называется рапой. Если рапа присутствует в озере круглый год, его называют рапным, а если только во влажный период года — сухим озером (Дзенс-Литовский, 1957).

Смена условий увлажненности и колебания температуры вызывают постоянные изменения солевого состава соляных озер. Растворимость одних солей значительно изменяется в зависимости от температуры раствора, в то время как растворимость других солей меняется мало. Например, сульфат натрия выпадает из рапы озера только зимой, так как растворимость его при повышении температуры значительно возрастает и летом он находится в насыщенном растворе.

Хлористый натрий может выпасть из раствора в течение всего года, так как его растворимость мало зависит от изменений температуры.

В результате характерных для Монголии значительных годовых и многолетних изменений увлажненности и температуры воздуха меняется концентрация рапы соляных озер и состав солей, выпадающих в осадок. Распределение озер определяется увеличением атмосферных осадков, речного стока, подземного питания и возрастанием роли стока из озера в водном балансе. Если первоначальным является озеро хлоридного типа, а питающие его воды — сульфатными, то гидрохимические процессы, протекающие в озере, упрощенно можно представить в следующем виде: $\text{CaCl}_2 + \text{Na}_2\text{SO}_4 \leftrightarrow \text{CaSO}_4\downarrow + 2\text{NaCl}$.

Из приведенной реакции видно, что по мере поступления в озеро сульфатов и насыщения воды сульфатом кальция CaCl_2 будет разрушаться и кальций постепенно перейдет в твердую фазу (гипс $\text{CaSO}_4\downarrow$). При этом в растворе накапливаются сульфаты натрия, в результате чего озеро из хлоридного переходит в сульфатный тип. Если возникнут условия, благоприятные для протекания процессов сульфат-редукции, то в соответствии с биохимической реакцией $\text{Na}_2\text{SO}_4 + 2\text{C}_{\text{орг}} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{NaHCO}_3 + \text{H}_2\text{S}\uparrow$ озеро из сульфатного перейдет в содовое.

Таким образом, при увлажнении климата происходит не только разбавление рапы, но и возможна смена химического типа воды озера от хлоридного к сульфатному и к содовому. Длительные периоды увлажнения способствуют растворению запасов корневой соли и выносу избытка солей за пределы озерной котловины водным путем через сток. Длительная аридизация климата приводит к потере проточности озер, нарастанию концентрации растворенных в озерной воде солей, образованию насыщенного раствора (рапы), выпадению в осадок (в последовательности карбонаты-сульфаты-хлориды) и формированию залежей корневых солей. Вынос соли с осушенной части озерной котловины может осуществляться эоловым путем, что способствует засолению почв в окружающих ландшафтах.

Выпадающие в осадок соли озерного происхождения формируются преимущественно главными компонентами химического состава воды. Несмотря на небольшое число этих главных компонентов, состав солей, присутствующих в рапе соляных озер, весьма разнообразен.

Характерным примером формирования ионного состава вод, их метаморфизации и образования самосадочных залежей солей может служить подробно исследованное нами оз. Эрхэл (Рассказов и др., 1990, 1991). Этот бессточный водоем площадью 17 км² расположен в южном Прихубсугулье на высоте 1550 м. Озеро питается за счет грунтовых вод, самоизливающихся источников, небольшого количества осадков, выпадающих в летнее время на зеркало озера, и талых вод, поступающих весной по временным водотокам — сайрам. Химический состав воды озера типичен для лесостепной зоны Монголии. Колебания минерализации вод происходят в зависимости от влажности года, что отражено в табл. 3.7.

Можно отметить, что в катионном составе вод озера преобладают ионы натрия и калия, в анионном — ионы сульфатов, что объясняется метаморфизацией растворенных в воде солей в процессе повышения их концентрации в бессточ-

ном озере. Состав вод самоизливающегося родника Эрхэл-Туру-Булак отличается преобладанием ионов гидрокарбонатов и кальция при относительно высоком содержании сульфатов и натрия.

Таблица 3.7. Химический состав (в г/л) воды оз. Эрхэл

Год	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁺	Cl ⁻	Σ
1967	—	0.11	0.63	6.32	1.91	10.95	2.59	22.5
1983	8.7	0.02	0.83	7.95	1.10	13.84	3.57	27.3
1987	8.5	0.04	0.67	6.83	1.39	11.02	2.77	22.7
1987 (родник)	8.0	56.0	26.7	28.3	250.1	80.2	14.2	455.5 мг/л

Путем бурения донных отложений озера было установлено, что на дне котловины на площади, ограниченной изобатой 4 м, под слоем песчаных илов залегает линза кристаллической соли мощностью от 0.3 до 0.5 м, представляющая залежь мирабилита и тенардита (определение Н.Н. Верзилина). Ниже слоя корневой соли залегают темно-бурые засоленные илы озерного происхождения. Таким образом, строение осадочной толщи котловины свидетельствует о том, что образование кристаллической соли происходило в прошлом в период значительного усыхания озера и превращения его в самосадочное рапное мирабилитовое. Последующее затопление озерной котловины и накопление новых иловых толщ происходило в эпоху повышенной увлажненности.

В пределах данного обобщения невозможно рассмотреть все разнообразие гидрохимического состава соленых озер Монголии. Остановимся на примерах основных гидрохимических типов озер, содовых, сульфатных и хлоридных, встречающихся на территории Монголии и представляющих существенный научный и практический интерес.

Содовая минерализация на территории страны имеет широкое распространение, однако самосадочных содовых озер с высокой концентрацией рапы не так много, а их происхождение и эволюция требуют дальнейших исследований. Особенности формирования содовой минерализации в озерах Забайкалья и Монголии описаны Ш. Лувсандоржем (1967), Ю.В. Баталиным и др. (1974), А.А. Рассказовым и А.В. Абрамовым (1987). Приведем некоторые гидрохимические характеристики озер с различной минерализацией (табл. 3.8).

Озеро Булт расположено в северо-западной части Монголии, в бассейне оз. Убсу. Среди других небольших по площади сульфатных и хлоридных озер (Давсан, Давст и др.) этой территории оз. Булт выделяется постоянной высокой содовой минерализацией воды и наличием самосадочных отложений соды. С древних времен местное население использует самосадочную соду оз. Булт для хозяйственных нужд. Отмечено зимнее вымораживание кристаллической соды. Летом мощность рапы в озере достигает 1 м. В составе новосадки солей — 60–67% Na₂CO₃, 10–12% Na₂SO₄, 3% NaCl, 0.5% MgCO₃ + CaCO₃, нерастворимый осадок составляет 5–25%.

Таблица 3.8. Гидрохимические характеристики (мг/л) соленых озер Монголии

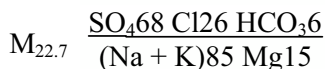
Озеро	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	∑и	Формула химического состава воды
Булт	–	0.1	102.0	7.3	77.2	65.4	10.8	262.8	$\text{CO}_3.56 \text{SO}_4.32 \text{Cl}8 \text{HCO}_3.4$ (Na + K)97 Mg3
Тосон	0.02	0.36	123.5	23.2	94.8	40.9	34.8	353.8	$\text{CO}_3.56 \text{Cl}21 \text{SO}_4.16 \text{HCO}_3.7$ (Na + K)99 Mg1
Цайдамын	0.002	0.02	27.1	3.3	13.1	6.9	19.2	69.6	$\text{Cl}150 \text{CO}_3.32 \text{SO}_4.13 \text{HCO}_3.5$ (Na + K)87 Mg13
Дардай	0.01	0.08	9.2	6.2	–	7.5	5.1	28.1	$\text{SO}_4.40 \text{Cl}34 \text{HCO}_3.26$ (Na + K)97 Mg2 Ca1
Дунд-Шавар	0.1	0.1	101.3	34.2	–	80.4	54.5	224.5	$\text{SO}_4.52 \text{Cl}36 \text{HCO}_3.12$ (Na + K)100
Ойгон	0.03	0.55	9.2	1.6	–	8.3	7.7	27.3	$\text{Cl}152 \text{SO}_4.41 \text{HCO}_3.7$ (Na + K)90 Mg10
Нарийн	0.02	0.03	13.4	1.9	–	4.5	15.8	35.8	$\text{Cl}179 \text{SO}_4.16 \text{HCO}_3.5$ (Na + K)99 Mg1
Цавдам	0.1	12.3	96.7	0.7	–	63.3	145.1	318.2	$\text{Cl}180 \text{SO}_4.20$ (Na + K)80 Mg19 Ca1

Озеро Тосон расположено в северо-восточной части Монголии, в бассейне р. Керулен. Среди современных содовых озер этой территории (Барун-Хаймор, Хулт, Хух, Их-Дзосу и др.) оз. Тосон выделяется наиболее высокой концентрацией содовых компонентов и общей минерализацией воды, достигающей 353.3 г/кг, а также наличием корневых солей. Приуроченность озера к разломной зоне, углекислый состав подземных вод, питающих озеро, наряду с другими факторами, позволяют предположить, что в формировании солевого состава озера могут принимать участие эндогенные факторы, способствующие обогащению природных вод содовыми компонентами (Рассказов, Абрамов, 1987).

Озеро Цайдамын расположено в центральной части Монголии в бассейне р. Орхон, к северу от оз. Угий, в озерной котловине гидрогенного происхождения. Среди группы подобных озер, лежащих в пределах древней речной долины, озеро отличается наиболее высокой концентрацией содовых и хлоридных солей. Залежей корневой соли здесь не обнаружено, однако новосадка образуется регулярно в благоприятные годы, что позволяет использовать ее для хозяйственных нужд местного населения. Формирование солевого состава вод происходит в результате процессов выветривания горных пород водосбора с последующей концентрацией ионов.

Сульфатная минерализация наиболее распространена в природных водах континентальных водоемов. Одним из основных источников поступления сульфатов в воду является разрушение различных осадочных пород. На территории Монголии сульфатная минерализация природных вод встречается повсеместно и уже была рассмотрена нами на примере солонатоводных озер.

К сульфатному типу принято относить озера, в которых происходит накопление и садка сульфата натрия (мирабилита и тенардита). Типичным примером является рассмотренное выше оз. Эрхэл. Формула химического состава воды озера следующая:



Озеро Дарлай находится в центральной части Монголии, в бассейне р. Орхон и является типичным озером-старицей, лежащим в древней речной долине. Оно питается грунтовыми водами и атмосферными осадками. Гидрохимическая эволюция водоема идет по пути увеличения концентрации ионов сульфата, хлорида и натрия, однако этот процесс пока не достиг насыщения. Общая минерализация воды в августе 1987 г. — 28.1 г/кг.

Озеро Дунд-Шавар расположено в Восточно-Монгольской степной области в древней речной долине. Это эфемерный, периодически пересыхающий самосадочный водоем. Слой рапы в августе 1989 г. составлял 0.5 м, а в новосадке преобладали кристаллы мирабилита, тенардита и галита.

Хлоридная минерализация присуща как морским, так и континентальным водоемам. Хлориды натрия, магния и кальция относятся к числу главных химических компонентов природных вод. Их появление в природных растворах объясняют растворением весьма распространенных в земной коре минералов — га-

лита, эпсомита, гипса или выщелачивания других минералов, соответствующего состава. Хлоридные соленые озера широко распространены в Монголии и издавна используются для добычи пищевой соли (Цавдам, Сангийн-Далай, Давсан, Гурван-Тэс и др.). Приведем характерные примеры хлоридных соленых озер.

Озеро Ойгон расположено на северо-западном склоне Хангайского плоскогорья, в бассейне р. Тэс. Это обширный мелководный испарительный бассейн. Минерализация вод озера значительно колеблется в зависимости от увлажненности года и поступления поверхностного стока, питающего озеро. В августе 1987 г. минерализация вод составляла 27.4 г/кг.

Озеро Нарийн находится в Восточно-Монгольской степной области, в бассейне оз. Буйр, в древней речной долине. Это типичное старичное озеро, гидрохимическая эволюция которого идет по пути преимущественно концентрации ионов хлора и натрия. В августе 1989 г. минерализация составляла 35.8 г/кг.

Озеро Цавдам расположено на северо-западе Хангайского плоскогорья, в пологой межгорной котловине. Оно представляет собой мелководный испарительный бассейн с мощностью рапы до 1 м. В настоящее время на озере ведется добыча самосадочной пищевой соли — галита. Общая минерализация рапы в июле 1989 г. составляла 318.2 г/кг.

В заключение обзора гидрохимических особенностей озер Монголии необходимо подчеркнуть, что в настоящее время пресные, солоноватые и соленые озера и их природные ресурсы начинают играть все более значительную роль в народном хозяйстве страны. Расширяется рекреационное и бальнеологическое использование озер, применение их минеральных ресурсов в народном хозяйстве. В различных ландшафтно-климатических областях Монголии на целом ряде озер организована добыча солей или разведаны их запасы. Поваренная соль (галит) добывается на озерах Цавдам, Сангийн-Далай, Гурван-Тэс, Давсан; мирабилит — на озерах Гашун, Цохор, Удийн, Олзийт, Дунд-Баян и др.; сода — на озерах Булт, Тосон, Цайдамын, Шар, Дардай, Хотонтын, Дзун-Шарбудын и др. Кроме того, существует множество небольших озер с известными месторождениями солей смешанного состава. Однако изученность озер и их гидрохимических особенностей еще явно недостаточна, поэтому развитие исследований в этой области имеет большую перспективу.

4. ГИДРОБИОЛОГИЯ ОЗЕР МОНГОЛИИ

4.1. ВЫСШАЯ РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

4.1.1. Макрофиты озер в 1970–80-е гг.*

Большую роль в жизнедеятельности гидробионтов играют растения. Высших водных растений (макрофитов) во флоре Монголии насчитывают более 100 видов. Макрофиты — это среда обитания важнейших в кормовом отношении фитофильной фауны, субстрат для икротетания многих промысловых рыб, убежище и место нагула их молоди, индикаторы качества вод.

Особенности произрастания различных видов растений определяются морфометрией и типом водоема. Мы сделали попытку сгруппировать исследованные озера по типам в зависимости от развития в них доминирующих видов высшей водной растительности.

1. Кубышко-кувшинковый тип. Глубина водоемов до 3 м. Площадь зарастания до 45–60%. Господствуют *Nuphar luteum*, *Nymphaea tetragona*. Развита линеиды.

2. Рдестово-кубышковый тип. Глубина озер 1.5–2.8 м. Площадь зарастания до 70%. В озерах доминируют нимфеиды и хвощи. Для берегов озер характерны сплавины с осоками. В распределении растительности выражена зональность. Преобладают погруженные растения.

3. Урутиевордестовый тип. Глубина до 2 м. Площадь зарастания составляет до 40–90%. Из других видов растений распространены *Ranunculus gmelinii*, *Batrachium divaricatum*, *Polygonum amphibium*.

4. Ежеголовниково-хвощовый тип. Глубина водоемов достигает 2.5–3.5 м. Площадь зарастания колеблется от 20 до 50%. Доминируют *Equisetum palustre*, *Sparganium glomeratum*, *Typha angustifolia*. Встречаются *Scirpus hippolytii*, *S. orientalis*.

5. Камышевордестовый тип. Глубина озер до 2.5 м. Площадь зарастания составляет 20–40%. Доминируют более 4 видов рдеста. Кроме камыша для озер характерен *Typha laxmannii*.

6. Смешанный тип. Глубина водоемов достигает 3.7–10 м. В озерах доминируют рдесты, гречиха, уруть, водяная сосенка, водяной лютик, роголистник, осоки, пузырчатка и др. Площадь зарастания колеблется от 30 до 70%.

Растительность в первых числах июня в озерах развита слабо. Лишь кое-где у берегов встречаются заросли ряски, мха и водяного лютика. К середине июля в прибрежной полосе появляются значительные участки разнообразной растительности. В это время мелководные участки некоторых озер почти сплошь зарастают макрофитами. Близ берегов среди водных растений преобладают уруть колосистая, водяная сосенка, образующие густые заросли, которые по мере увеличения глубины озера заменяются рдестами пронзеннолистными и блестящими и др. В промежутках между рдестами и гречихой и на свободных от

* А. Дулмаа, Г. Санчир

них пространствах по дну стелется сплошной покров 2 видов хары, местами попадаются разные виды пузырчаток. Нижняя граница распространения макрофитов в озерах совпадает с 10–15 м изобатой.

На рис. 4.1.1 и 4.1.2 приведены схемы распределения водных растений по глубинам акваторий некоторых озер Монгольского Алтая, Котловины Больших Озер и Долины Озер.

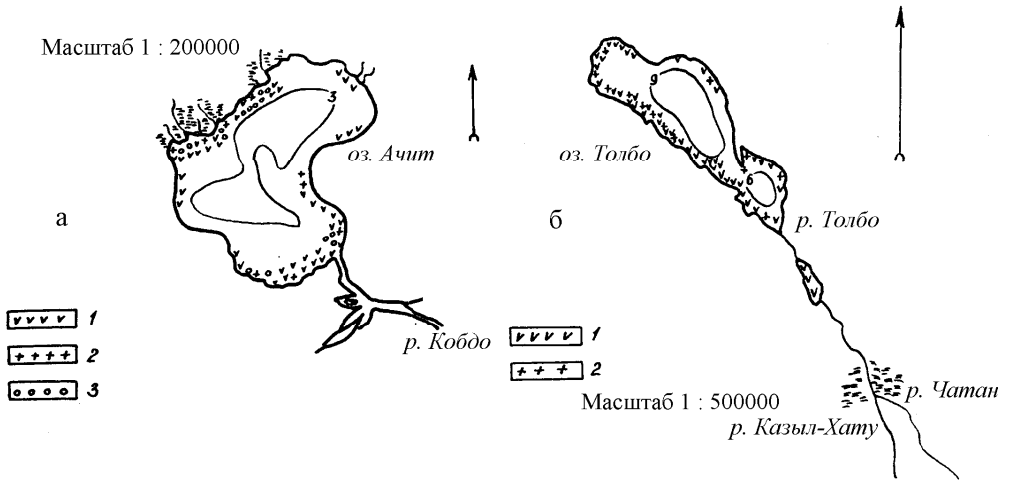


Рис. 4.1.1. Схема распределения глубин и водных растений в озерах. а — Ачит: 1 — *Potamogeton perfoliatus*, 2 — *Myriophyllum spicatum*, 3 — *Chara* sp.; б — Толбо: 1 — *Myriophyllum verticillatum*, 2 — *Potamogeton pectinatus*.

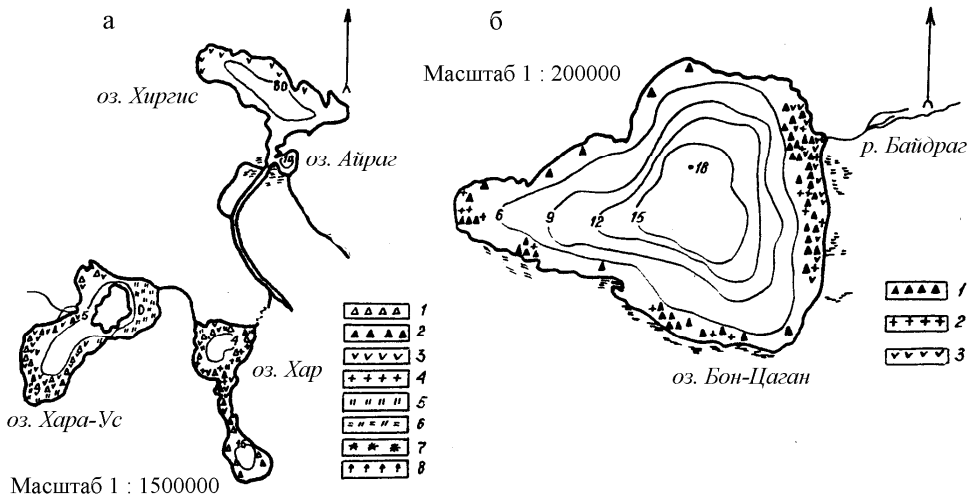


Рис. 4.1.2. Схема распределения глубин и водных растений. А — Котловина Больших Озер: 1 — *Myriophyllum*, 2 — *Potamogeton tenuifolius*, 3 — *Zannichellia pedunculata*, 4 — *Nuphar luteum*, 5 — *Urticularia vulgaris*, 6 — *Scirpus lacustris*, 7 — *Polygonium amphibium*, 8 — *Hippuris vulgaris*; Б — Долина Озер, оз. Бон-Цаган: 1 — *Potamogeton pectinatus*, 2 — *Urticularia vulgaris*, 3 — *Lemna trisulca*.

4.1.2. Водная и прибрежно-водная растительность озер в начале XXI-го века*

Материалы были собраны в озерах, а также на лугах и болотах около водоемов в первое десятилетие XXI-го века. Для описания растительности выбирали площадки размером до 1 м². Определение растений проводили с помощью определителей (Грубов, 1982; Лисицына, Папченков, 2000), в лабораторных условиях — по форме семени, структуре цветков и цветочных стеблей. На основе изучения растительности были составлены карты (см. рис. ниже).

Всего нами было зарегистрировано 150 видов из 50 родов и 31 семейства высших водных сосудистых растений Монголии. Наибольшим богатством отличалось оз. Хар Ховдоского аймака, где в составе донной, сублиторальной и литоральной растительности обнаружено 49 видов. При составлении карт водной растительности основной единицей выбрана группа формаций растительной классификации, основанная на эколого-фитоценологических принципах.

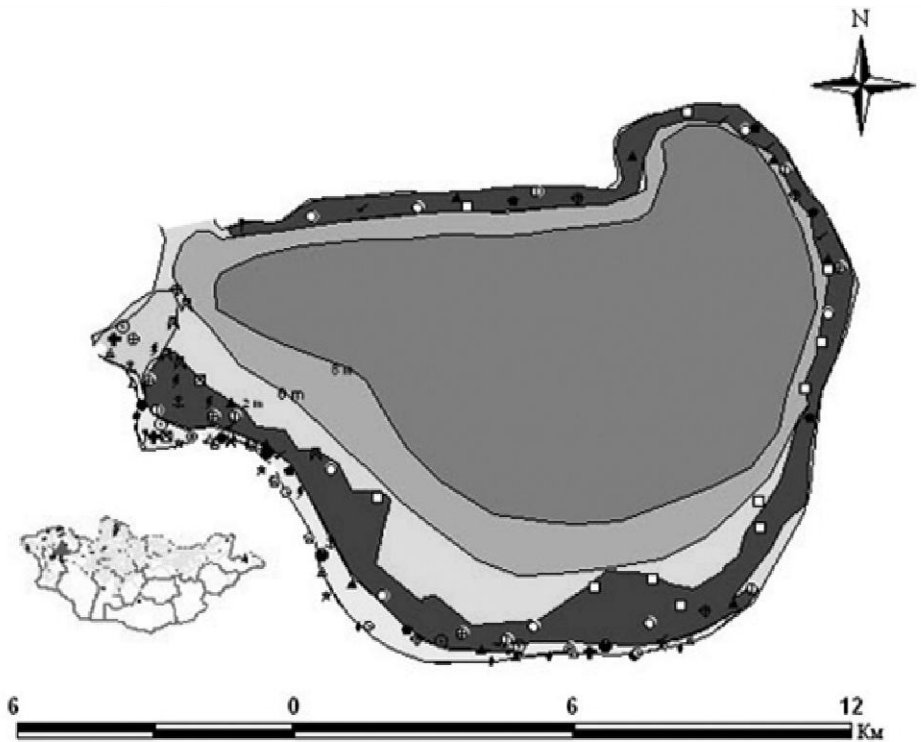
Выделили 22 формации, 4 группы формаций, 4 класса формаций из 2 подтипов и 1 самостоятельного водного и влаголюбивого растительного типа Монголии.

Тип формаций – Водная и влаголюбивая растительность

Подтип формаций – Водная растительность

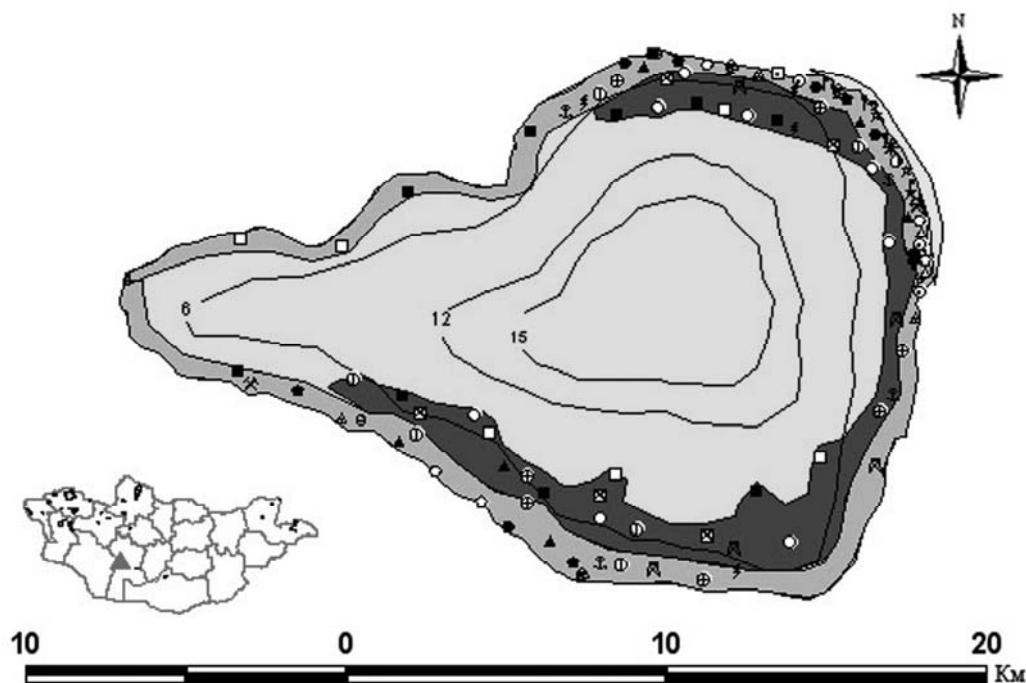
Класс формаций	Группа формаций	Формация
Донная растительность	Водоросли, мхи и водные травы на песчаных, глинистых, илисто-глинистых грунтах	1 Харовые водоросли (<i>Chara tomentosa</i> , <i>Ch. aspera</i>) 2. Нителловые водоросли (<i>Nitella</i> sp.) 3. Моховые (<i>Fontinalis antipyretica</i>) 4. Широколистнордестовые (<i>Potamogeton praelongus</i>)
Сублиторальная растительность	Разнотравная в сублиторальной зоне при глубине до 6 м на илисто-глинистых грунтах	5. Узколистнордестовые (<i>Potamogeton vaginatus</i> , <i>P. pectinatus</i> , <i>P. pusillus</i>) 6. Гречишные (<i>Polygonum amphibium</i>) 7. Урутьевые (<i>Myriophyllum spicatum</i> , <i>M. verticillatum</i>) 8. Роголистниковые (<i>Ceratophyllum demersum</i>)
Литоральная растительность	Разнотравная на песчаных, глинистых, каменистых грунтах	9. Кувшинковые (<i>Nymphaea candida</i>) 10. Кубышковые (<i>Nuphar pumila</i>) 11. Хвостниковые (<i>Hippuris vulgaris</i>) 12. Лютиковые (<i>Ranunculus gmelinii</i> , <i>R. repens</i>) 13. Шелковниковые (<i>Batrachium circinatum</i> , <i>B. eradicatum</i>) 14. Калужницевые (<i>Caltha palustris</i> , <i>C. natans</i>) 15. Нимфейниковые (<i>Nymphoides peltata</i>)
Прибрежная, болотно-луговая растительность	Разнотравная и осоковая растительность на влажных, мокрых, солонцеватых грунтах	16. Хвощовые (<i>Equisetum palustre</i> , <i>E. fluviatile</i>) 17. Тростниковые (<i>Phragmites communis</i>) 18. Ситниковые (<i>Juncus salsuginosus</i>) 19. Камышовые (<i>Scirpus hyppolitii</i>) 20. Рогозовые (<i>Typha laxmannii</i> , <i>T. minima</i>) 21. Осоковые (<i>Carex enervis</i> , <i>C. rostrata</i>) 22. Болотницевые (<i>Eleocharis intersita</i>)

* А. Дулмаа



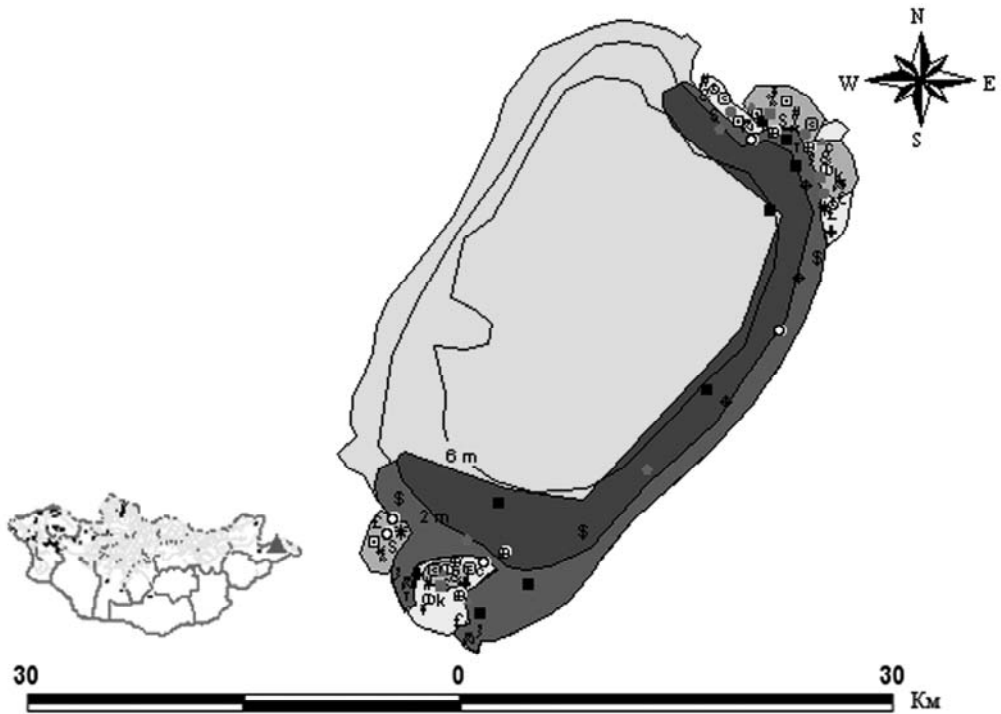
Легенда растительности оз. Айраг

- Литоральная растительность на песчаных грунтах: рдестовые (*Potamogeton vaginatus* – *P. rostratus* – *P. compressus*)
- Болотисто-литоральная растительность на галечно-песчаных грунтах: тростниковые (*Phragmites australis* с участием *Sparganium stoloniferum*, *Zannichelia pedunculata*, *Potamogeton perfoliatus*, *Alisma plantoga-aquatica*)
- Литорально-прибрежная растительность на илистых грунтах: роголистниково (*Ceratophyllum demersum*) – уруть (*Myriophyllum spicatum*) – гречишные (*Polygonum amphibium*)
- Донная растительность (*Chara tomentosa*, *Ch. aspera*, *Fontinalis antipyretica*)



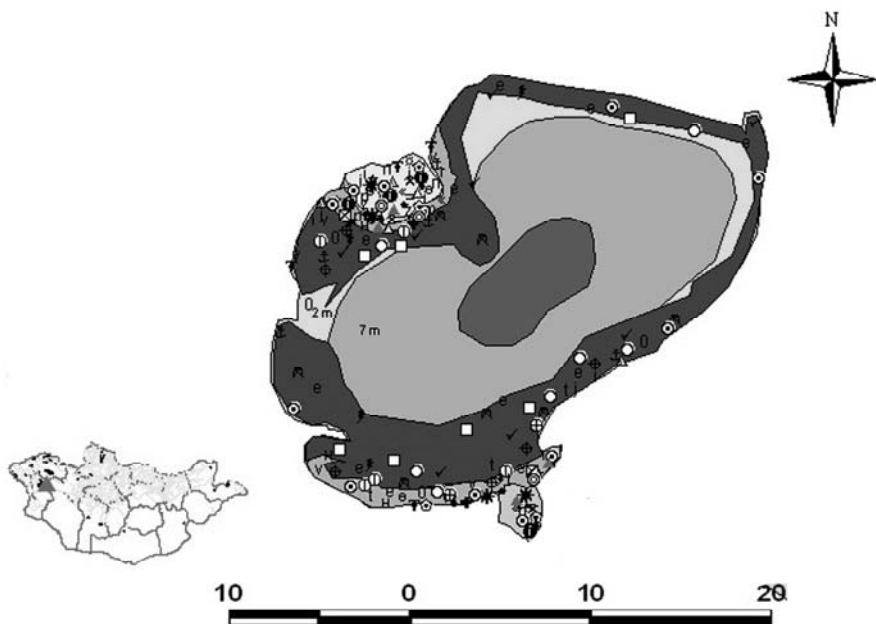
Легенда растительности оз. Бон-Цаган

- Сублиторальная рдестовая растительность: *Potamogeton pectinatus*, *P. perfoliatus* с участием *Myriophyllum spicatum*, *Polygonum lapathifolium*, *Ceratophyllum demersum*
- Литоральная растительность: рясково (*Lemna minor*) – хвостниковые (*Hippuris vulgaris*) с участием *Batrachium mongolicum*, *Alisma plantago-aquatica*
- Прибрежно-болотистая растительность: тростниковые (*Phragmites australis*) с участием *Potamogeton natans*, *P. rostratus*
- Донная растительность (*Chara tomentosa*, *Ch. aspera*, *Fontinalis antipyretica*)



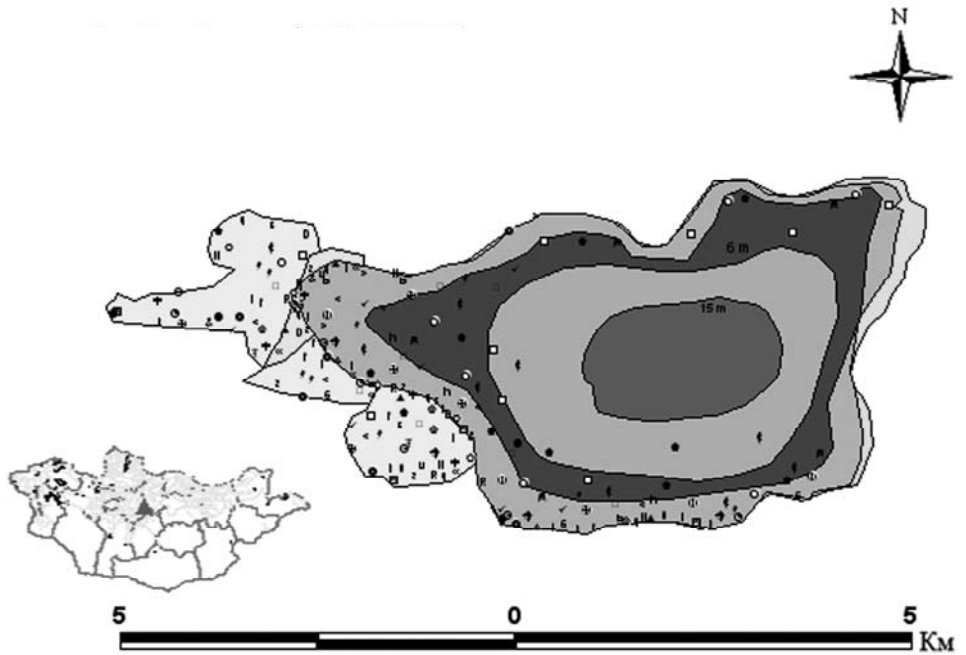
Легенда карты растительности оз. Буйр

- Растительность на глубинах от 2 до 6 м на илистых грунтах: рдестовые (*Potamogeton pectinatus*, *P. praelongus*), гречишные (*Polygonum amphibium*), урутьевые (*Myriophyllum spicatum*), роголистниковые (*Ceratophyllum demersum*)
- Литоральная растительность: рдестовые (*Potamogeton heterophyllus*, *P. berchtoldii*)
- Прибрежно-болотистая: рогозовые (*Typha minima*) с групповыми нимфейниками (*Nymphoides peltatum*)
- Прибрежно-луговая растительность: тростниковые (*Phragmites australis*) с участием *Sagittaria trifolia*, *Sparganium emersum*, *Typha minima*
- Донная растительность (*Chara tomentosa*, *Fontinalis antipyretica*)



Легенда растительности оз. Хар (Ховд аймаг)

- Сублиторальная растительность: горец земноводный (*Polygonum amphibium*) с участием рдестовых (*Potamogeton perfoliatus* – *P. heterophyllus* – *P. tenuifolius*) – урути колосистой (*Myriophyllum spicatum*) – роголистника погруженного (*Ceratophyllum demersum*)
- Литоральная растительность: рдест гребенчатый (*Potamogeton pectinatus*), уруть колосистая (*Myriophyllum spicatum*) с единичным участием тростника обыкновенного (*Phragmites australis*, камыша (*Scirpus hippolytii*), хвоща болотного (*Equisetum palustre*), кувшинки четырехугольной (*Nymphaea tetragona*) – хвостника обыкновенного (*Hippuris vulgaris*) – кубышки малой (*Nuphar pumila*)
- Прибрежно-болотная растительность на илесто-глинистых грунтах: частуха подорожничколистная (*Alisma plantago-aquatica*), ряска малая (*Lemna minor*), горец малый (*Polygonum minus*), шелковник укореняющийся (*Batrachium circinatum*) с участием кувшинки четырехугольной (*Nymphaea tetragona*) – кубышки малой (*Nuphar pumila*)
- Пойменная растительность с излишним увлажнением: хвостник обыкновенный (*Hippuris vulgaris*), ситник солончаковый (*Juncus salsuginosus*), осока дернистая (*Carex caespitosa*), ситник (*Halerpestes salsuginosa*), череда трехраздельная (*Bidens tripartita*), заросли крестовника (*Senecio arcticus*), млечник морской (*Galium maritimus*), вех ядовитый (*Cicuta virosa*) с участием тростника обыкновенного (*Phragmites australis*)
- Донная растительность (*Chara tomentosa*, *Chara aspera*, *Fontinalis* sp.)



Легенда растительности оз. Угий

- Растительность на глубинах от 2 до 6 м на илистых грунтах: рдестовые (*Potamogeton praelongus*, *P. pectinatus*, *P. vaginatus*), горецовые (*Polygonum amphibium*), урутьевые (*Myriophyllum spicatum*, *M. verticillatum*), роголистниковые (*Ceratophyllum demersum*)
- Литорально-береговая растительность: рдестовые (*Potamogeton crispus*, *P. pusillus*)
- Прибрежно-луговая растительность на илистых грунтах: хвостниковые (*Hippuris vulgaris*) с группами калужницевами (*Caltha natans*, *C. palustris*)
- Прибрежно-болотная растительность: тростниковые с участием *Sagittaria triffolia*, *Sparganium stoloniferum*, *Thypha laxmannii*
- Донная растительность (*Chara tomentosa*, *Ch. aspera*, *Fontinalis antipyretica*)

4.2. ВОДОРОСЛИ ОЗЕР

4.2.1. Результаты изучения фитопланктона в XX-м веке*

Первые сведения о фитопланктоне монгольских озер и рек появились в работах В.И. Дорогостайского (1904), С. Остенфельда (Ostenfeld, 1907), Е. Дадая (Daday, 1908) и Е. Эструпа (Oestrup, 1909), обработавших сборы В.С. Елпатьевского, который в 1903 г., принимая участие в Монгольской экспедиции Зоологического музея Московского университета, собрал обширные материалы по гидробиологии оз. Хубсугул (Косогол). Новый этап изучения озер начинается в 1959–1960 гг. со времени организации первой совместной гидробиологической экспедиции Иркутского и Монгольского государственных университетов, которая начала комплексное изучение гидрологических, гидрохимических и биологических процессов в оз. Хубсугул (Кожов и др., 1965). В дальнейшем гидробиологические исследования, проводимые монгольскими учеными, охватывают большинство крупных озер Монголии, начинаются круглогодичные наблюдения за жизнью озер. Накопленный фактический материал, в значительной степени опубликованный, позволил авторам обобщить данные по фитопланктону и составить список водорослей, встречающихся в озерах.

К началу 1990-х гг. в фитопланктоне 22 крупных озер Монголии (без учета оз. Хубсугул) обнаружено 348 таксонов, представленных 320 видами и 25 разновидностями и формами, относящихся к 115 родам и 7 отделам (табл. 4.2.1). Наибольшим количеством родов представлены зеленые, диатомовые и синезеленые водоросли, а наибольшим видовым разнообразием обладают диатомовые, зеленые и синезеленые.

Таблица 4.2.1. Распределение водорослей фитопланктона по систематическим отделам

Число	Cyano- phyta	Eugleno- phyta	Chryzo- phyta	Bacillario- phyta	Xanto- phyta	Pyrrho- phyta	Chloro- phyta
Родов	25	1	2	37	1	3	46
Видов	76	2	4	114	1	7	114

Распределение планктонных водорослей обследованных озер по систематическим группам показывает, что наибольшее количество видов обнаружено в фитопланктоне оз. Хар и входящих в его систему озерах Ногон и Дургэн (соответственно 120, 65 и 62 вида), системе оз. Дод-Цаган (озера Тарган, Дунд и Хамрай) — 72 вида, оз. Хоргон — 67, оз. Бон-Цаган — 63 и оз. Хотон — 55 видов. В фитопланктоне озер Прихубсугуля, Хангайской и Алтайской горных областей более разнообразны диатомовые водоросли, в озерах Гобийской пустынной области — зеленые и синезеленые (оз. Хар), а в озерах Хар-Ус, Бон-Цаган и Орог — диатомовые водоросли (табл. 4.2.2).

Наиболее крупное озеро Дархатской котловины — оз. Дод-Цаган, относящееся к Прихубсугульской озерной области, состоит из 3 неравных по морфо-

* Н. И. Дорофеев, Д. Цэцэгмаа

метрическим показателям частей: северной, мелководной (до 5 м глубиной) — оз. Тарган, средней (глубина до 10 м) — оз. Дунд, и южной, глубоководной (глубина до 17 м) — оз. Хармай. В фитопланктоне озера обнаружено 72 вида водорослей, представленных диатомовыми (37 видов), зелеными (19) и синезелеными (14).

Таблица 4.2.2. Распределение водорослей фитопланктона озер Монголии по таксономическим группам

Озеро	Сине-зеленые	Эвгленовые	Золотистые	Диатомовые	Желто-зеленые	Пиррофитовые	Зеленые
Прихубсугуль							
Дод-Цаган	14	—	1	37	—	1	19
Хангайская горная область							
Сагийн-Далай	3	—	—	12	—	—	4
Тэлмэн	4	—	—	8	—	—	4
Тэрхийн-Цаган	3	—	1	25	—	1	6
Угий	4	—	—	22	—	1	6
Алтайская горная область							
Ачит	4	—	1	11	—	1	9
Хотон	6	—	—	30	1	1	17
Хоргон	6	—	1	38	1	2	19
Даян	2	—	—	12	—	—	20
Толбо	3	—	—	23	—	1	4
Урэг	1	—	—	5	—	—	1
Гобийская пустынная область							
Убсу	2	—	—	1	—	—	2
Хиргис	3	—	—	4	—	1	8
Хар-Ус	5	—	—	29	—	1	12
Хар	36	1	3	32	—	5	43
Ногон	24	—	1	11	—	6	23
Дургэн	24	—	—	11	—	2	25
Бон-Цаган	10	1	—	40	—	1	11
Орог	11	—	—	29	—	—	9
Тацын-Цаган	3	—	—	11	—	1	6
Восточно-Монгольская степная область							
Хух	3	—	—	3	—	—	5
Буйр	4	—	—	19	—	—	10

По данным А. Дулмаа и Б. Нансалмаа (1977, 1983), фитопланктон трех частей озера различается по своему характеру и количественному развитию. В летнем фитопланктоне глубоководной части оз. Хармай доминируют *Ceratium hirundinella* (O.F. Müll.) Bergh и *Asterionella formosa* Hass., максимально развивающиеся в начале августа. В конце месяца заметного развития достигает также *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz. В июле в планктоне отмечаются представители синезеленых из рода *Anabaena* и диатомовых из рода *Fragilaria*. В начале октября

Anabaena в планктоне не встречается. В зимние месяцы преобладают *Asterionella formosa*, *Ceratium hirundinella* и виды рода *Cyclotella*.

В оз. Дунд ведущая роль в планктоне принадлежит диатомовым видам рода *Fragilaria* и *Asterionella formosa* и пиррофитовой *Ceratium hirundinella*. Значение последней в планктоне оз. Дунд ниже, чем в оз. Хармай. В планктоне оз. Дунд в течение всего года отмечаются также диатомовые рода *Synedra*, *Nitzschia acicularis* (Kütz.) W. Sm. и золотистая водоросль *Dinobryon sociale* Ehr., максимальные количества которой отмечаются в конце августа в северо-восточной части водоема. В это же время сравнительно большой численности достигают синезеленые. В зимний период в небольшом количестве встречаются *Cyclotella*, *Synedra*, *Asterionella*.

Фитопланктон оз. Тарган наиболее разнообразен и обилен за счет высокой численности в июне–сентябре синезеленых водорослей: *Anabaena* sp., *A. lemmermanii* P. Richt., *Gloeoetrichia echinulata* (J.Sm.) P. Richt., *Oscillatoria lacustris* (Kleb.) Geitl. Постоянно в небольшом количестве отмечается *Ceratium hirundinella*. В августе в западной части озера увеличивается численность *Fragilaria capucina* var. *mesolepta* Rabenh., *Dinobryon sociale* и *Asterionella formosa*. В подледный период при небольшой плотности в фитопланктоне встречаются *Ceratium hirundinella*, *Peridinium* sp., *Dictyosphaerium pulchellum* H. Wood и несколько видов диатомовых водорослей.

Для летнего фитопланктона глубоководной части оз. Хармай характерно доминирование *Ceratium hirundinella* при незначительном участии синезеленых. В средней части оз. Дунд увеличивается значение синезеленых, *Asterionella formosa* и *Dinobryon sociale* при снижении численности *Ceratium hirundinella*. В то же время для мелководной части оз. Тарган характерно преобладание в августе синезеленых водорослей. Зимний фитопланктон более однороден и во всех частях представлен в основном *Ceratium hirundinella* и несколькими видами диатомовых.

Хангайская горная область представлена озерами Сангийн-Далай и Тэлмэн, расположенными в северо-западной части области, Тэрхийн-Цаган — в центральной части, Угий — в восточных предгорьях Хангая.

Озеро Сангийн-Далай — крупный водоем с преобладающими глубинами до 13 м и солоноватой водой. Фитопланктон озера представлен 19 видами (Цогт, 1970; Дулмаа и др., 1979; Улзийхутаг, Цэцэгмаа, 1980). Из них 12 — диатомовые, 4 — зеленые, 3 — синезеленые. Биомасса фитопланктона очень низкая — не превышает 0.7 г/м³ (Дулмаа, 1974). В летнем фитопланктоне преобладают *Merismopedia glauca* (Ehr.) Näg., *Pediastrum boryanum* (Turp.) Menegh., *P. duplex* Meyen, *Spirulina laxa* G. Sm., *Rhoicosphenia curvata* (Kütz.) Grun., *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr., *S. acus* Kütz. и др.

Солоноватоводное бессточное оз. Тэлмэн — крупный водоем, расположенный в обширной межгорной котловине. Видовой состав его фитопланктона беден и представлен 16 видами, из которых 8 диатомовые, 4 — зеленые и 4 — синезеленые водоросли. В летнем фитопланктоне отмечены в небольших количествах

Merismopedia glauca, *Oscillatoria tenuis* Ag., *Pediastrum boryanum*, *Cymatopleura solea* (Bréb.) W. Sm., *Asterionella formosa*, *Rhoicosphenia curvata* и др.

В фитопланктоне оз. Тэрхийн-Цаган за весь период исследований обнаружено 36 видов водорослей (Цогт, 1970; Дулмаа, Нансалмаа, 1977; Дулмаа и др., 1979; Улзийхутаг, Цэцэгмаа, 1980), из них: 25 — диатомовые, 6 — зеленые, 3 — синезеленые и по 1 представителю золотистых и пиррофитовых водорослей. Сезонные наблюдения в 1966–1967 гг. (Рыбы ..., 1983) показали, что в летнем фитопланктоне по численности преобладают синезеленые (*Anabaena circinalis* (Kütz.) Hansg., *Microcystis aeruginosa* Kütz.) и диатомовая (*Aulacoseira granulata* (Ehr.) Sim.). В осеннем фитопланктоне наряду с планктонной *Aulacoseira granulata* отмечены донные виды *Cymatopleura elliptica* (Bréb. ex Kütz.) W. Sm., *Cymbella lanceolata* (Ag.) Ag. и *Gyrosigma strigilis* (W. Sm.) Cl. Зимний фитопланктон беден, в пробах встречены отдельные клетки *Asterionella formosa*, *Synedra ulna*, *Aulacoseira granulata*, *Fragilaria capucina* Desm., *Ceratium hirundinella*, *Pediastrum boryanum*.

В видовом составе фитопланктона оз. Угий зарегистрировано 33 вида водорослей: 22 — диатомовых, 6 — зеленых, 4 — синезеленых и 1 — пиррофитовая. В начале летнего периода (в июне) в фитопланктоне озера отмечаются *Asterionella formosa*, *Synedra ulna*, *Surirella robusta* Ehr. и *Ceratium hirundinella*. В июле–августе в массе развиваются синезеленые *Anabaena circinalis*, *Microcystis aeruginosa*, *Merismopedia tenuissima* Lemm., а также диатомовая *Fragilaria crotonensis* Kitt. и протококковая *Scenedesmus quadricauda* (Turp.) Bréb. Общая численность водорослей при этом возрастает в 2–3 раза по сравнению с зимой. В течение всего года в планктоне обильны *Asterionella formosa*, *Pediastrum boryanum*, *P. duplex*, *Fragilaria capucina*, *Cymatopleura elliptica*, *Gomphonema acuminatum* Ehr., *Amphora ovalis* (Kütz.) Kütz. (Цогт, 1970; Улзийхутаг, Цэцэгмаа, 1980).

В Алтайской горной области изучены озера Ачит, Хотон, Даян, Толбо и Урэг. Самое крупное и мелководное из них оз. Ачит располагается на наиболее низком гипсометрическом уровне. В его фитопланктоне зарегистрировано 26 видов водорослей, из которых 11 — диатомовые, 9 — зеленые (в основном протококковые), 4 — синезеленые и по 1 виду золотистых и пиррофитовых. В июле преобладают зеленые водоросли *Pediastrum boryanum*, *Scenedesmus acuminatus* (Lagerh.) Chod., *S. quadricauda*, *Staurastrum tetracerum* Ralfs, а из диатомовых — *Campylodiscus noricus* Ehr. и *Surirella spiralis* Kütz.

Список водорослей фитопланктона оз. Хотон состоит из 55 видов, включая 30 видов диатомовых, 17 зеленых, 6 синезеленых, 1 желто-зеленых и 1 пиррофитовую. В летнем и зимнем планктоне доминируют диатомеи. В августе развиваются также *Pediastrum boryanum*, *Scenedesmus quadricauda*, *Merismopedia glauca*.

Озеро Хоргон, связанное протокой с оз. Хотон, имеет большую площадь и меньшие глубины. Список водорослей фитопланктона насчитывает 67 видов водорослей: 38 — диатомовые, 19 — зеленые, 6 — синезеленые и по 1 виду золотистых и желто-зеленых, 2 — пиррофитовых. Как и в оз. Хотон, в летнем фитопланктоне господствуют диатомовые *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz.,

Campylodiscus hispidus Pant., *Cymatopleura elliptica* и *Surirella robusta*. В августе развиваются также зеленые *Scenedesmus quadricauda*, *Pediastrum boryanum*, золотистая *Dinobryon sociale* и пиррофитовые — *Ceratium hirundinella*, *Peridinium* sp. Зимний фитопланктон беден как в количественном, так и в качественном отношении и представлен в незначительном количестве только диатомовыми *Cyclotella comta*, *Asterionella formosa* и *Amphora ovalis*.

В планктоне оз. Даян зарегистрировано 34 вида водорослей: 12 — диатомовых, 20 — зеленых, 2 — синезеленых. Массового развития достигают золотистая *Dinobryon divergens* Imh. и диатомовые *Tabellaria fenestrata*, *Asterionella formosa*, в поверхностных слоях отмечается также *Anabaena* sp.

В составе фитопланктона оз. Толбо обнаружен 31 вид водорослей, из которых 23 — диатомовые, 4 — зеленые, 3 — синезеленые и 1 — пиррофитовая. В летний период массового развития достигают *Pediastrum boryanum*, *Cyclotella comta*, *Fragilaria capucina*, *Synedra ulna*, *Gyrosigma acuminatum* (Kütz.) Rabenh., *Amphora ovalis*, *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O.Müll., *Cymatopleura solea*, *Surirella linearis* W. Sm. В зимний период доминирует *Ceratium hirundinella*.

Фитопланктон оз. Урэг с минерализованной водой беден в количественном и качественном отношении. Представлен он всего 7 видами (Цогт, 1970), из которых 5 — диатомовые, в основном мезогалобные (*Campylodiscus clypeus* (Ehr.) Ehr. ex Kütz., *Amphora commutata* Grun.) или галофильные (*Diatoma elongatum* (Lyngb.) Ag., *Rhoicosphenia curvata*). В летний период в незначительных количествах отмечаются *Merismopedia punctata* Meyen, *Pediastrum boryanum*, *Rhoicosphenia curvata*, *Diatoma elongatum*.

Гобийская пустынная область — самая значительная по площади часть ЦАБ на территории Монголии обладает наибольшей озерностью. Здесь расположены самые крупные бессточные озера.

В оз. Убсу — самом крупном по площади соленом водоеме Монголии — фитопланктон очень беден и представлен всего 5 видами: *Microcystis aeruginosa*, *Spirulina raphidioides* Geitl. (синезеленые), *Cyclotella comta* (диатомовая), 2 вида зеленых — *Pediastrum boryanum* и *Scenedesmus quadricauda* (Цогт, 1970).

Озеро Хиргис — солоноводный, крупный и глубоководный водоем, соединенный протокой с пресноводным, меньшим по площади оз. Айраг. Для оз. Хиргис характерно развитие в прибрежной полосе вдоль всего северного берега водорослевых зарослей, состоящих из *Cladophora glomerata* (L.) Kütz., *Enteromorpha* sp. и харовых. Фитопланктон озера, по данным Н.Л. Антиповой (Дулмаа, Тугарина, 1974), представлен 12 видами, неравномерно распределенными по озеру. Он качественно разнообразнее в заливах и у берегов, где обильно развиваются *Ceratium hirundinella* и *Pediastrum duplex*, а в открытой части озера преобладает *Gomposphaeria lacustris* Chod. По всему озеру распространена *Cyclotella comta*. В видовом составе фитопланктона отмечены также *Merismopedia minima* G. Beck, *Pediastrum tetras* (Ehr.) Ralfs, *Spirogyra quinina* Kütz., *Rhopalodia gibba*, *Rhoicosphenia curvata* (Цогт, 1970; Улзийхутаг, Цэцэгмаа, 1980).

Фитопланктон оз. Айраг отличается доминированием *Aphanizomenon flos-aquae* (L.) Ralfs в поверхностном и придонном слоях воды (массовое развитие в

сентябре) и распространением по всей акватории *Synedra ulna* и *Navicula* sp. В зимний период в толще воды встречаются *Pediastrum boryanum*, *Staurastrum tetracerum* и *Campylodiscus noricus*. Таким образом, в фитопланктоне озер Хиргис и Айраг зафиксированы 16 видов водорослей: 8 — зеленые, 4 — диатомовые, 3 — синезеленые и 1 — пиррофитовая.

Озеро Хар-Ус — самый крупный по площади пресноводный водоем Гобийской пустынной области, расположенный в центральной части Котловины Больших озер. Видовой состав планктона насчитывает 47 видов: 29 — диатомовые, 12 — зеленые, 5 — синезеленые и 1 — пиррофитовая. Большая акватория и небольшие глубины озера (средняя глубина 2 м) способствуют хорошему прогреву водной толщи летом и развитию в ней синезеленых и зеленых водорослей: *Aphanizomenon flosaquae*, *Microcystis aeruginosa*, *Pediastrum boryanum*, *P. duplex*, *Scenedesmus quadricauda*, *S. acuminatus*, *Tetraedron minimum* (A. Br.) Hansg. и др. Наряду с этими видами довольно часты планктонные диатомовые *Cyclotella comta*, *Aulacoseira granulata*, *Synedra acus* и ряд донных видов (*Amphora ovalis*, *Cymatopleura solea*, *Rhopalodia gibba* и др.).

Озеро Хар вместе с озерами Ногон и Дургэн образует единую озерную систему, расположенную восточнее оз. Хар-Ус. Общий список водорослей фитопланктона трех озер насчитывает в настоящее время 160 видов (Цогт, 1970; Дулмаа и др., 1979; Улзийхутаг, Цэцэгмаа, 1980; Рыбы ..., 1983). Зеленые водоросли представлены 63 видами, синезеленые — 49, диатомовые — 37, пиррофитовые — 7, золотистые — 3, эвгленовые — 1 видом. Общими для трех озер являются всего 23 вида.

Наиболее разнообразны во всех озерах зеленые водоросли, особенно протококковые. В мелководных озерах Хар и Ногон преобладают по численности *Tetraedron minimum* и *Scenedesmus bijugatus* (Turp.) Kütz., в оз. Дургэн — *Oocystis solitaria* Witttr., *O. parva* W. et G.S. West, *O. novae-semlicae* Wille и *O. borgei* Snow. Разнообразно представлена и группа синезеленых, являющихся в основном типичными планктонными видами. В исследованных озерах высокую численность этой группы обеспечивали *Microcystis pulverea* (H. Wood) Forti, *Gloeocapsa minor* (Kütz.) Hollerb. и *Phormidium tenue* (Menegh.) Gom., в оз. Дургэн по численности и биомассе основной фон составляют виды рода *Spirulina* (Рыбы ..., 1983). Диатомовые водоросли, наиболее разнообразные в оз. Хар, не доминируют в озерах, но постоянно присутствуют в планктоне (*Stephanodiscus* sp. и *Synedra acus*). Золотистые и пиррофитовые (*Gymnodinium*, *Peridinium* и *Ceratium*) постоянно отмечаются в ранневесенних пробах, поскольку являются в основном холодноводными формами.

При существующей связи разнотипных озер видовой состав планктонных водорослей в значительной степени разнороден. Наиболее богатым по числу видов и их обилию является оз. Хар. В доминирующем комплексе фитопланктона на долю синезеленых приходится 79–92%, преобладают в основном *Phormidium tenue*, *Oscillatoria planctonica* Wołosz., *Microcystis pulverea*. Остальная часть приходится на разнообразно представленные в этом озере диатомовые и протококковые. Синезеленые (*Microcystis pulverea*, *Phormidium tenue*, *Gloeocapsa minor*) также доминируют в промежуточном мелководном оз. Ногон, а по биомассе

большее значение имели *Stephanodiscus* sp. и пеннатные формы диатомей, зеленые (*Tetraedron minimum*) и пиррофитовые.

Фитопланктон глубоководного оз. Дургэн отличается от предыдущих отсутствием в нем бентосных диатомовых водорослей и многих видов зеленых. Доминирующий комплекс составляют синезеленые *Spirulina meneghiniana* Zanard., *S. major* Kütz., *S. laxissima* G.S. West, *Phormidium tenue*, из зеленых — *Oocystis* и более значительна роль планктонных диатомей из рода *Stephanodiscus*.

Сведения о фитопланктоне озер Долины озер ограничены (Дулмаа, Нансалмаа, 1970; Цогт, 1970; Дулмаа и др., 1979). В оз. Бон-Цаган зафиксировано 63 вида водорослей, в оз. Орог — 49 и в оз. Тацын-Цаган — 21 вид, принадлежащие к диатомовым, синезеленым и зеленым (табл. 4.2.2). По видовому разнообразию в планктоне преобладают диатомовые водоросли. В летний период при хорошем прогреве вод развиваются синезеленые и зеленые водоросли (*Microcystis aeruginosa*, *Merismopedia glauca*, *Pediastrum boryanum*, *P. duplex* и др.).

Восточно-Монгольской степной области принадлежат озера Буйр и Хух. В крупном пресноводном оз. Буйр, на востоке страны планктон насчитывает 38 видов, относящихся к диатомовым, зеленым и синезеленым водорослям. Качественно разнообразнее в нем представлены диатомовые водоросли, но в июльских пробах из поверхностных слоев воды по биомассе преобладают синезеленые и зеленые водоросли, часто вызывающие „цветение воды”. Фитопланктон оз. Хух беден и представлен всего 11 видами; сведения о нем крайне ограничены.

4.2.2. Фитопланктон в начале XXI-го века*

Второй этап исследований водоемов Монголии проходил в летние сезоны 2002–2011 гг. Фитопланктон озер бассейна р. Селенги в 2002–2004 гг. описан в книге „Водные экосистемы бассейна Селенги” (Корнева, 2009), поэтому подробнее остановимся на современном состоянии фитопланктона озер других регионов. В летние периоды 2010–2011 гг. исследования проводились на озерах, расположенных в различных физико-географических районах: в Гобийской области — Увс, Хар, Ногон, Хар-Ус, Дургэн, Хиргис, Айраг и в Хангайско-Хэнтэйской горной области — Тэрхийн-Цаган. Озера различались и по происхождению (см. главу I). Наибольшим богатством флоры планктона отличались озера Увс, Хар, Ногон и Хар-Ус (табл. 4.2.3). В первом из них состав флоры был сформирован в основном диатомовыми и синезелеными водорослями, в остальных — синезелеными и зелеными. Озера Дургэн, Хиргис, Айраг и Тэрхийн-Цаган отличались меньшим видовым богатством фитопланктона, которое было представлено в основном зелеными и синезелеными водорослями.

* Л. Г. Корнева

Таблица 4.2.3. Число таксонов рангом ниже рода в различных отделах водорослей планктона озер

Отделы водорослей	Озер									
	Увс	Хар	Ногон ¹	Ногон ²	Хар-Ус	Дургэн	Хиргис	Айраг	Тэрхийн-Цаган	Всего
Суанопфита	10	23	16	19	22	8	8	6	7	66
Хрисофита	3	3	0	0	0	0	0	0	0	4
Вациллариофита	12	6	0	1	4	1	3	2	5	27
Хантофита	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Динофита	6	3	6	6	2	2	2	1	1	16
Еугленофита	0	0	0	0	0	1	0	0	1	2
Хлорофита	3	20	11	18	14	10	10	9	11	63
Суанопфита / Хлорофита	3.3	1.2	1.5	1.1	1.6	0.8	0.8	0.7	0.6	1.0
Всего	35	55	33	44	42	22	23	18	25	179

Примечание. Здесь и далее: Ногон¹ — восточная часть озера; Ногон² — западная часть озера.

Всего во флоре озер насчитывалось 179 таксонов, из которых наибольшим разнообразием отличались синезеленые и зеленые водоросли со значительным участием диатомовых и динофитовых. Наиболее высокое соотношение числа синезеленых и зеленых водорослей отмечено в оз. Увс, где общая минерализация может достигать 18 г/л (Расказов и др., 1991). Это соотношение обычно увеличивается в аридных областях по сравнению с гумидными (Сафонова, Ермолаев, 1983).

Оценка сходства озер по составу альгофлоры планктона в пространстве первых двух главных компонент показала, что озера объединились в две группы. Первую составили рядом расположенные озера Хар, Ногон и Хар-Ус, вторую — Хиргис и Айраг, к которым присоединилось оз. Дургэн (рис. 4.2.1). Озера Увс и Тэрхийн-Цаган территориально удаленные от основной группы водоемов значительно отличались по составу флор.

Близкие результаты получены и при оценке общности флор по коэффициенту Жаккара (табл. 4.2.4). Наибольшее их сходство (49%) обнаружено между участками, расположенными в оз. Ногон, а также между озерами Хиргис и Айраг (63%). Степень сходства озер Хиргис, Айраг и Дургэн не превышало 25–31%, а Ногон, Хар и Хар-Ус — 30–32%. Флористические различия между остальными озерами еще более увеличивались.

Суммарная численность фитопланктона во всех исследованных озерах была обусловлена развитием синезеленых водорослей (рис. 4.2.2). Ее максимальная величина 2.6×10^9 кл./л была зарегистрирована в оз. Айраг. Численно доминировали безгетероцистные синезеленые водоросли из родов *Aphanocapsa*, *Aphanothece*, *Snowella*, *Woronichinia*, *Merismopedia* и *Planktolyngbya*, а в оз. Ногон им не уступали и зеленые — *Tetraedron minimum* (табл. 4.2.5).

По уровню суммарной биомассы фитопланктона также выделялось оз. Айраг, где ее величина достигала 57 г/м^3 за счет динофитовых водорослей, состав-

лявших 70% от суммарной биомассы фитопланктона, и синезеленых (20%) (рис. 4.2.3).

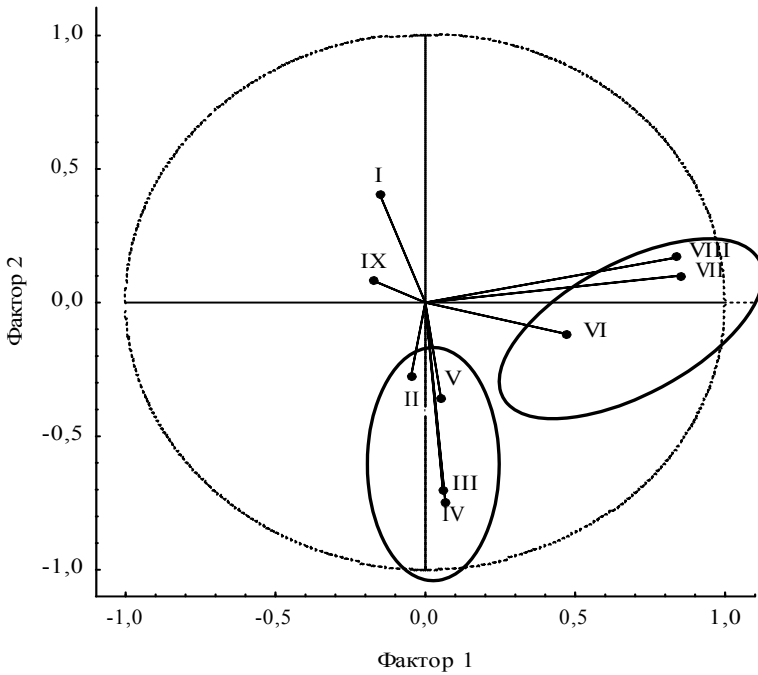


Рис. 4.2.1. Распределение озер в пространстве первых двух главных компонент. Здесь и на рис. 4.2.2 и 4.2.3: I — Увс, II — Хар, III — Ногон¹, IV — Ногон², V — Хар-Ус, VI — Дургэн, VII — Хиргис, VIII — Айраг, IX — Тэрхийн-Цаган.

Таблица 4.2.4. Флористическое сходство планктона озер по коэффициенту Жаккара (%)

Озера	Увс	Хар	Ногон ¹	Ногон ²	Хар-Ус	Дургэн-	Хиргис	Айраг	Тэрхийн-Цаган
Увс	100	11	15	13	13	7	17	4	3
Хар	11	100	22	32	25	18	15	11	13
Ногон ¹	15	22	100	49	27	18	18	8	10
Ногон ²	13	32	49	100	30	18	18	13	17
Хар-Ус	13	25	27	30	100	19	18	10	9
Дургэн	7	18	18	18	19	100	31	25	8
Хиргис	17	15	18	18	18	31	100	63	8
Айраг	4	11	8	13	10	25	63	100	
Тэрхийн-Цаган	3	13	10	17	9	8	8	5	100

Высокий уровень биомассы был отмечен также в оз. Ногон (12–26 г/м³), обеспеченный динофлагеллятами (36–70%) и зелеными водорослями (59%). Такие значения биомассы характерны для гипертрофных водоемов (Китаев, 1984). В озерах Хиргис и Хар-Ус она достигала величин, свойственных эвтрофным во-

дам, 6 и 7 г/м³ соответственно. В первом из них преобладали динофитовые (77%), во втором — синезеленые (80%). В озерах Хар, где лидировали синезеленые (49%) и динофитовые (21%), и Увс, где доминировали динофлагелляты (85%), общая биомасса слегка превышала 1 г/м³, а в озерах Дургэн (зеленые — 41% и синезеленые — 32%) и Тэрхийн-Цаган (диатомовые — 53%) она была < 1 г/м³, что обычно наблюдается в олиготрофных водоемах. Достоверные отрицательные корреляции (коэффициент Спирмена -0.67 ... -0.74) параметров обилия (численности и биомассы) фитопланктона с глубиной и прозрачностью озер показали, что их увеличение происходило по мере снижения глубины и прозрачности, что обычно наблюдается при эвтрофировании водоемов.

Таблица 4.2.5. Состав доминирующих видов фитопланктона озер

Озера	По численности	По биомассе
Увс	<i>Aphanocapsa elachista</i> W. et G. S. West, <i>Planktolyngbya contorta</i> (Lemm.) Anagnostidis et Komárek	<i>Glenodinium</i> sp., <i>Gymnodinium mikimotoi</i> Miyake et Kominami ex Oda
Хар	<i>Aphanocapsa holsatica</i> (Lemm.) G. Cronberg et J. Komárek и <i>Aphanothece clathrata</i> f. <i>brevis</i> (Bachm.) Elenk.	<i>Snowella lacustris</i> (Chodat) Komárek et Hindák, <i>Peridiniopsis polonica</i> (Wołoszyńska) Bourrelly
Ногон ¹	<i>Aphanocapsa holsatica</i> , <i>Tetraedron minimum</i> (A. Braun) Hansg.	<i>Tetraedron minimum</i> , <i>Peridinium umbonatum</i> Stein.
Ногон ²	<i>Aphanocapsa holsatica</i> , <i>Aphanothece clathrata</i> W. et G.S. West	<i>Tetraedron minimum</i> , <i>Peridiniopsis penardii</i> (Lemm.) Bourrelly
Хар-Ус	<i>Aphanocapsa holsatica</i> , <i>Plaktolyngbya tallingii</i> Komárek et Kling	<i>Aphanizomenon issatschenkoi</i> (Ussaczev) Proschkina-Lavrenko
Дургэн	<i>Aphanocapsa holsatica</i> , <i>Planktolyngbya limnetica</i> (Lemm.) J. Komárková-Legnerová et G. Cronberg	<i>Cyclotella radiosa</i> (Grunow) Lemm., <i>Aphanothece clathrata</i>
Хиргис	<i>Planktolyngbya contorta</i> , <i>Merismopedia tenuissima</i> Lemm., <i>Woronichinia compacta</i> (Lemm.) Komárek et Hindák	<i>Peridinium</i> sp.
Айраг	<i>Merismopedia tenuissima</i> , <i>Woronichinia compacta</i>	<i>Peridinium</i> sp.
Тэрхийн-Цаган	<i>Aphanocapsa incerta</i> (Lemm.) Cronberg et Komárek, <i>A. holsatica</i>	<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehr.) Sim., <i>Peridinium cinctum</i> Ehr.

Таким образом, в фитопланктоне озер Увс, Хар, Ногон, Хар-Ус, Дургэн, Хиргис, Айраг и Тэрхийн-Цаган в летний период 2010–2011 гг. выявлено 179 таксонов водорослей рангом ниже рода, которые в систематическом отношении распределились следующим образом: синезеленые — 66, золотистые — 4, диатомовые — 27, желто-зеленые — 1, динофитовые — 16, эвгленовые — 2, зеленые — 63. Наибольшим флористическим богатством характеризовался планктон озер Увс, Хар, Ногон и Хар-Ус. Численность озерного планктона определяли безгетероцистные синезеленые за исключением оз. Ногон, где наряду с ними преобладали и зеленые водоросли. По суммарным величинам биомассы фито-

планктона самым высоким уровнем трофии отличались озера Айраг и Ногон, обладающие наименьшей площадью акваторий.

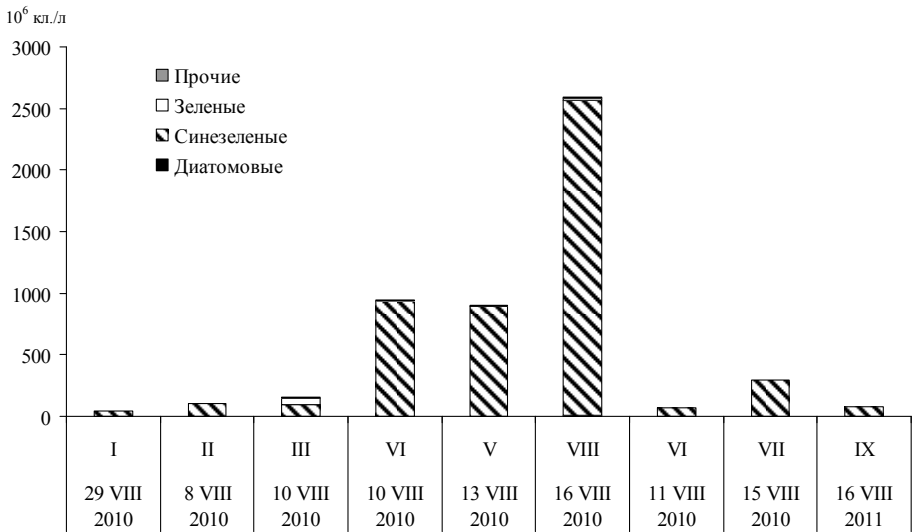


Рис. 4.2.2. Изменение численности фитопланктона в исследованных озерах.

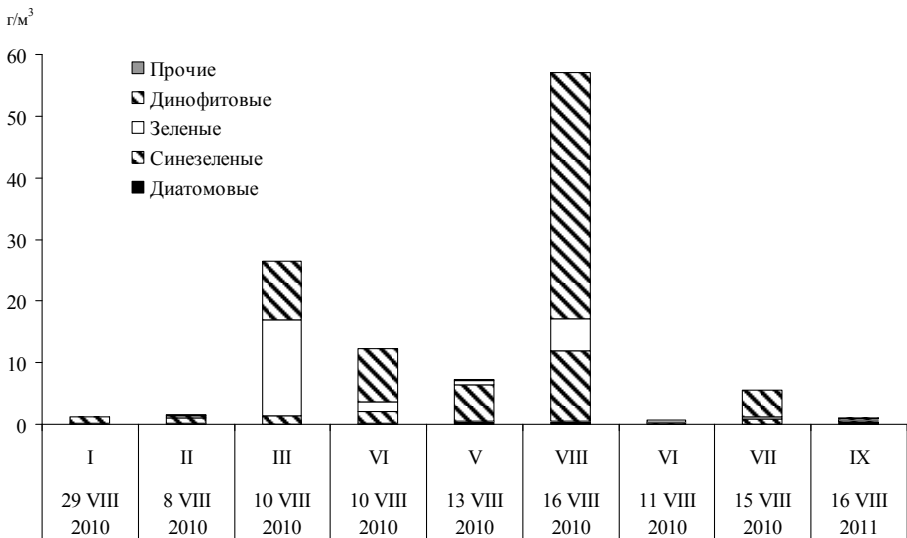


Рис. 4.2.3. Изменение биомассы фитопланктона в исследованных озерах.

В более высокотрофных озерах по биомассе доминировали динофитовые, синезеленые и зеленые водоросли, в менее трофных озерах — зеленые, синезеленые и диатомовые. Систематическая структура флоры планктона исследован-

ных озер в значительной степени отражала их происхождение и особенности ландшафта, что может стать основой для определения зональных границ и ботанико-географического районирования, а уровень трофии озер был обусловлен условиями прозрачности и глубиной их котловин.

4.2.3. Разнообразие водорослей озер Монголии*

Водоросли — один из важнейших компонентов озерной биоты, и его значение в жизни озер велико. Водоросли обитают не только в толще озерной воды, но и на дне, на поверхности донных осадков и в обрастаниях различных субстратов (камней, высших водных растений, водорослевых макрофитов и т.п.). Сильное ветровое перемешиванием, которому подвержено большинство монгольских озер, приводит к тому, что в планктоне, кроме планктонных организмов, обычными становятся и донные, и водоросли-обрастатели. Поэтому в этом разделе мы рассматриваем все видовое разнообразие водорослей, выявленных в озерах Монголии за более чем столетнее его изучения.

Как было указано выше (см. раздел 4.2.1), история изучения водорослей Монголии началась с исследования фитопланктона самого крупного и древнего пресноводного озера Косогол или Хубсугул, изучение которого было продолжено лишь во второй половине прошлого века совместными работами советских и монгольских ученых (Кожов и др., 1965). Целенаправленное изучение водорослей и их роли в экосистемах озер началось с конца 60-х гг. прошлого века. Основная информация о богатстве и разнообразии водорослей разнотипных озер Монголии была впервые представлена в работах монгольских ученых (Цогт, 1970; Дулмаа и др., 1979; Улзийхутаг, Цэцэгмаа, 1980; Цэцэгмаа, Улзийхутаг, 1987).

Большой вклад в изучение водорослей фитопланктона оз. Хубсугул, его качественного и количественного состава, межгодовой и сезонной динамики развития фитопланктонных сообществ и особенностей их формирования внесли работы: Загоренко, 1972; Загоренко и Кожова, 1973, 1976; Кожова и Загоренко, 1976; Кожова, 1983; Кожова и др., 1975, 1977, 1980, 1986. Если в оз. Хубсугул доминирующими группами видов были Bacillariophyta — Chlorophyta (Hindák, Zagorenko, 1992), то в планктонных сообществах 22 других озер Монголии ведущая роль принадлежала группам Bacillariophyta — Chlorophyta — Cyanophyta — Dinophyta (Бульон, 1985; Дорофеюк, Цэцэгмаа, 1994).

За прошедшие годы после первого издания книги „Лимнология и палеолимнология Монголии” (1994) существенно возросло число публикаций, содержащих сведения о составе водорослей в озерах страны. Это было вызвано большим интересом международной научной общественности к стране в целом и использованием в различных направлениях исследований новых водных объектов. Промежуточный итог столетнего изучения водорослей Монголии и высокий уровень видового разнообразия таксономических групп были отражены в обобщающей монографии (Дорофеюк, Цэцэгмаа, 2002), в которой на основе анализа опубликован-

* Н. И. Дорофеюк, П. М. Царенко, М. С. Куликовский

ных и оригинальных данных, полученных авторами, приведен список из 1574 таксонов водорослей, выявленных на конец столетия в различных средах, а относительно их распространения применен регионально-бассейновый подход.

В последнее десятилетие появилось большое число публикаций по разнообразию водорослей водоемов отдельных регионов страны, особенно диатомовых водорослей Монголии, являющихся доминирующей группой многих водных экосистем, в том числе и озерных, и используемых в самых разнообразных исследованиях. С начала нового века исследованиями были охвачены крупные регионы Монголии: бассейн оз. Буйр (Soninkhishig, Edlund, 2001); район заповедника Khogno Khaan с его малыми водоемами и ручьями (Soninkhishig et al., 2002); Прихубсугулье — оз. Хубсугул и территория Хубсугульского национального парка (Edlund et al., 2001, 2003; 2006; Генкал и др., 2005, 2006; и др.); западная часть Монголии, включающая Монгольский Алтай, Котловину Больших озер, Долину озер, северные и западные отроги Хангайского нагорья (Soninkhishig, 2003; Soninkhishig et al., 2003; Shinneman et al., 2009 *a, b*; 2010; Edlund et al., 2010; Mitamura, 2010; Paul, 2012; и др.); озера, реки и родники всей Монголии (Цэцэгмаа, 2008); Хэнтэйское нагорье (Metzeltin et al., 2009); болота (Генкал и др., 2009; Kulikovskiy et al., 2009, 2010); бассейн р. Селенга (Дорофеюк, 2009; Корнева, 2009). Все перечисленные работы значительно дополнили данные о разнообразии водорослей Монголии и сведения по их распространению. Причем в последней работе для пяти исследованных озер (Угий, Хага, Уст, Олон и Сангийн Далай), относящихся к бассейну р. Селенги, отмечены специфика таксономического состава и представленность отдельных групп водорослей планктона, характер соотношения численности и биомассы в соответствии с трофностью озер, их гидрологическим режимом, высотным положением и т.п. Итоги изучения диатомовых водорослей подведены в монографии „Diatoms of Mongolia” (Dorofeyuk, Kulikovskiy, 2012).

Использование таких методов исследований, как электронная микроскопия, биохимические, цитологические, молекулярные и др., привело к бурному развитию новых классификационных систем водорослей. Большие изменения произошли и происходят в систематике и таксономии водорослей.

В последние годы (2010–2011 гг.) гидробиологами Совместной Российско-Монгольской комплексной биологической экспедиции РАН и АНМ были обследованы озера Центральноазиатского внутреннего бессточного бассейна Монголии (озера Хар-Ус, Далай, Хар, Ногон) и Бассейна Северного Ледовитого океана (оз. Тэрхийн-Цаган). Пристальное внимание было уделено видовому разнообразию основных озер двух ландшафтно-климатических областей — Гобийской и Хангайско-Хэнтэйской горной, которые отличаются не только комплексом эколого-географических факторов (см. разделы выше), но и своеобразием биоты и альгофлоры, в частности. По результатам этих исследований выявлено 352 вида, представленных 376 внутривидовыми таксонами (ввт) из 8 отделов водорослей — Cyanophyta, Euglenophyta, Chrysophyta, Xanthophyta, Dinophyta, Bacillariophyta, Chlorophyta и Charophyta, отмечено крайне неравномерное распределение

видового состава по таксономическим группам, а также выявлено около 60 видов, новых для альгофлоры Монголии (Царенко и др., в печати).

Если в предыдущем издании книги рассматривались планктонные сообщества всего 22 озер, то в настоящем разделе обобщены литературные данные и результаты оригинальных исследований видового состава водорослей более 90 озер Монголии (исключая водоросли самых малых озер, названия которых не упоминаются в публикациях). Озера относятся к 3 водосборным макробассейнам и 9 ландшафтно-климатическим областям — **Центральноазиатский внутренний бессточный бассейн (ЦВББ)**: озера Монгольского Алтая (МА), Котловины Больших Озер (КБО), Долины Озер (ДО); **Бассейн Северного Ледовитого океана (БСЛО)**: озера Дархатской котловины (ДК), Прихубсугулья (ПХ), Хангайского нагорья (ХН), Западного Хэнтэя (ЗХ); **Бассейн Тихого океана (БТО)**: озера Восточного Хэнтэя (ВХ) и Восточной равнины (ВР). Исследованные озера отличаются географическим местоположением, принадлежностью к разным природно-климатическим регионам, морфометрическими параметрами, типом трофности, минерализацией, температурным режимом и т.д. (см. разделы выше).

Однако, единый тип водоема, а также охват разных биотопов (планктон, бентос, обрастания разнородных субстратов) исследованных озер Монголии позволяет применить методы сравнительной флористики для адекватного определения характера видового разнообразия и особенностей регионального распределения водорослей, специфики систематического состава и его флористической общности как показателя своеобразия условий существования.

Обобщенные данные о разнообразии водорослей озер Монголии (табл. 4.2.6) указывают на богатство и многообразие этих организмов в исследованных озерах, которое составляет 1463 вида, представленных 1649 внутривидовыми таксонами (без учета еще неопубликованных данных, см. выше). На озерную составляющую приходится 74.5% видового состава альгофлоры Монголии, что подтверждает значимость этих организмов в экосистемах не только озер, но и общей фитосистемы региона в целом.

Таблица 4.2.6. Таксономический состав водорослей озер Монголии

Отдел/ количество	Родов	Видов	Внутривидовых таксонов	%
Cyanophyta	59	165	170	10.3
Euglenophyta	5	20	20	1.2
Cryptophyta	3	6	6	0.4
Dinophyta	7	20	20	1.2
Raphidophyta	1	1	1	0.1
Chrysophyta	10	19	24	1.5
Bacillariophyta	115	909	1070	64.9
Xanthophyta	8	10	10	0.6
Rhodophyta	2	2	2	0.1
Chlorophyta	98	179	181	11.0
Charophyta	26	132	145	8.8
Всего: 11	334	1463	1649	100

Водоросли озер Монголии представлены видами 11 отделов. Богатство видового состава и таксономическое разнообразие выявленной альгофлоры свидетельствует о ее многообразии и характере реакции на исторические условия формирования, развития и нынешнего обитания в озерных экосистемах. Безусловным доминантом по видовому разнообразию является отдел диатомовых (Bacillariophyta), который включает свыше половины (64.9%) состава выявленных водорослей (табл. 4.2.6).

К группе ведущих отделов таксономического спектра относятся также зеленые (Chlorophyta — 11%), синезеленые (Cyanophyta — 10.3%) и харовые (Charophyta — 8.8%) водоросли. Перечисленные отделы составляют основу флоры водорослей озер страны и объединяют свыше 70% выявленного ее видового состава. Эти данные близки с литературными (Дорофеюк, Цэцэгмаа, 1994, 2002; Дорофеюк, 2009; Корнева, 2009) и отражают общий характер таксономического распределения видового состава водорослей Монголии, а также количественные характеристики отдельных таксономических групп. Менее разнообразно представлены отделы эвгленовых (Euglenophyta — 1.2%), золотистых (Chrysophyta — 1.5%) и динофитовых (Dinophyta — 1.2%). Видовое разнообразие других отделов (Cryptophyta, Raphidophyta, Xanthophyta, Rhodophyta) довольно низкое (< 1%) и не оказывает существенного влияния на характер общего таксономического распределения.

Аналогичная специфика наблюдается и на уровне родов. Наиболее многочисленными по видовому составу и формирующими основу разнообразия водорослей озер Монголии являются роды диатомовых (*Navicula* Bory s.l. — 83 (98 ввт), *Nitzschia* Hassal — 69 (76), *Pinnularia* Ehrenberg — 66 видов (79), *Gomphonema* Ehrenberg — 43 (51), *Eunotia* Ehrenberg — 32, представителей порядка Cymbellales — 78 (86): *Cymbella* C. Agardh — 38 (44), *Cymbopleura* (Krammer) Krammer — 22 (24), *Encyonema* Kützing — 12 (12), *Encyonopsis* Krammer — 6); харовых (*Cosmarium* Corda ex Ralfs — 32 (37), *Staurastrum* Meyen — 23 (27), *Closterium* Nitzsch ex Ralfs — 16 (17)); синезеленых (*Chroococcus* Nägeli — 10, *Nostoc* Vaucher ex Bornet et Flahault — 9 (10), *Phormidium* Kützing ex Gomont и *Merismopedia* Meyen — по 9), а также зеленых (*Desmodesmus* (Chodat) An, Friedl et E. Hegew. и *Oocystis* Nägeli et A. Braun — по 8, *Coelastrum* Nägeli — 7) и золотистых (*Dinobryon* Ehrenberg — 7 (12)) водорослей.

Такое видовое разнообразие конкретных родов соответствует, прежде всего, их внутриродовому богатству, но не отражает характер распределения видов по озерам. Наиболее распространенными, отмеченными или в половине, или около трети исследованных озер являются следующие водоросли: *Merismopedia glauca* (Ehrenberg) Kützing (из синезеленых); *Rhopalodia gibba* (Ehrenberg) O. Müller, *Rhoicosphenia abbreviata* (Agardh) Lange-Bertalot, *Amphora ovalis* (Kützing) Kützing, *Staurisirella pinnata* (Ehrenberg) Williams et Round, *Ulnaria ulna* (Nitzsch) Compère, *Cyclotella comta* (Ehrenberg) Kützing, *Caloneis silicula* (Ehrenberg) Cleve, *Cymatopleura solea* (Brébisson) W. Smith, *Cymbella lanceolata* (Agardh) Agardh, *Navicula oblonga* (Kützing) Kützing (из диатомовых); *Pseudopediastrum boryanum* (Turpin) E. Hegewald, *Desmodesmus communis*

(Hegewald) Hegewald (из хлорофитовых). Большинство видов диатомовых водорослей выявлены в четверти изученных озер, водоросли других отделов зафиксированы только в 1–3 водоемах, а самое большое — в 18 озерах (*Staurastrum tetracerum* Ralfs ex Ralfs из харовых).

Характер распределения видового состава по бассейновому принципу и приуроченности к отдельным регионам также оказался крайне неравномерным, а степень флористической общности (коэффициент Жаккара) имеет довольно низкие показатели (рис. 4.2.4 а, б).

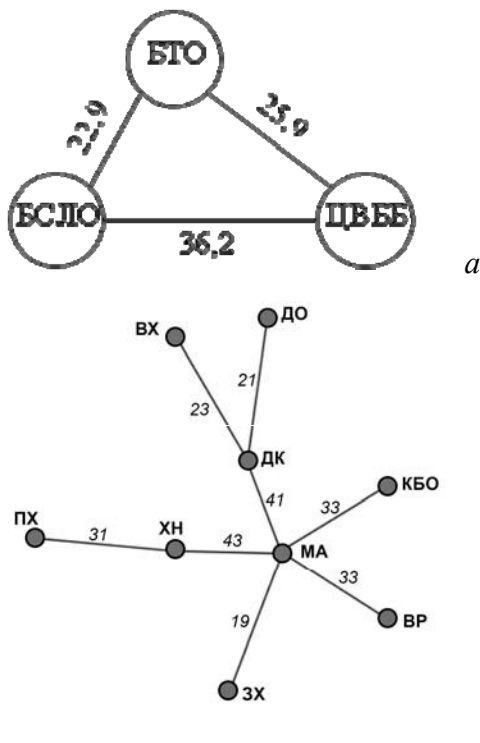


Рис. 4.2.4. Плеяды коэффициентов флористической общности Жаккара для озер трех водосборных бассейнов Монголии (а) и отдельных ландшафтно-климатических областей (б).

При относительно сходном количестве исследованных озер двух смежных бассейнов — ЦВББ и БСЛО (44 и 37 озер, соответственно) они отличаются показателями видового разнообразия (934 и 1076 таксонов видового и внутривидового ранга), а коэффициент флористической общности составляет 36.2% (рис. 4.2.4 а). Еще менее сходными оказались другие сравниваемые пары бассейнов (ЦВББ — БТО = 25.9% и БСЛО — БТО = 22.9%), что свидетельствует о флористических особенностях регионов по составу водорослей озер и его своеобразном характере формирования. Такой усредненный показатель общности флористического состава водорослей озер акцентирует внимание на своеобразии

видового разнообразия этих организмов в озерах и подтверждает тезис о зависимости флористического сходства водоемов от их трофности — своеобразие водоемов тем выше, чем ниже степень их трофности. Поэтому, существенное значение на уровень сходства оказали, по-видимому, типология озер, степень их трофности, эколого-географические параметры и степень антропогенного влияния.

Отмеченный характер бассейнового распределения и флористической общности видового состава водорослей озер ландшафтно-климатических областей Монголии указывает на своеобразие исследованных регионов и видового состава водорослей данного типа водоемов. Наиболее сходны по видовому составу водорослей области ХН–МА–ДК, их общность достигает 43% и объясняется принадлежностью озер к горным областям, с более детальной и однотипной степенью изученности озер этих областей и сходными показателями разнообразия видового состава. Наряду с этим проявляется таксономическая специфика отдельных регионов, которая обусловлена характерными особенностями конкретных водоемов и видовым составом водорослей — высоким разнообразием зеленых и харовых в озерах Котловины Больших Озер (КБО, например, озера Хар-Ус, Хар, Ногон, Дургэн) или диатомовых в озерах Монгольского Алтая (МА, например, озера Хоргон, Хотон, Толбо), или интенсивным сезонным развитием видов отдельных групп в озерах Хангайского нагорья (в оз. Тэрхийн-Цаган — синезеленые и диатомовые, а в оз. Угий — диатомовые) и т.д. (см. Дорофеюк, Цэцэгмаа, 2002; Дорофеюк, 2009; Корнева, 2009; Dorofeyuk, Kulikovskiy, 2012). Наряду с этим, исследованные озера резко отличаются количеством выявленных таксонов и очень неравномерным характером распределения видового состава по отдельным озерам (10 видов в оз. Хунгуйн-Хара и до 595 видовых и внутривидовых таксонов в оз. Хубсугул). В первую очередь это связано с разной степенью изученности озер, имеющих разные характеры водосборов, морфометрические показатели, характеристики химизма вод, степени их минерализации и трофности, антропогенную нагрузку на водосборы и т.д. Все эти факторы являются определяющими индивидуальность озер по составу водорослей и их видовому разнообразию, несомненно более богатому, чем мы имеем на сегодняшний день.

Различия в составе флор водорослей озер можно продемонстрировать на основе сравнения доминирующих комплексов диатомовых водорослей из водоемов Котловины Больших Озер (Хар-Ус, Ногон, Хар, Дургэн) и водоема бассейна Северного Ледовитого океана (оз. Тэрхийн-Цаган).

Для водоемов Котловины Больших Озер характерно высокое разнообразие диатомовых из родов *Anomoeoneis* Pfitzer, *Navicula* Bory и *Mastogloia* Thwaites. Интересно количественное и видовое богатство последнего рода, который является индикатором засоления водосборной области. Количество планктонных диатомовых в этих озерах не столь велико и представлено обильным развитием такого эвригалийного таксона как *Handmannia bodanica* (Eulenstein ex Grunow) Kociolek & Khursevich. Некоторые доминирующие таксоны из этих экосистем представлены на фототаблицах 3–4.

Флора оз. Тэрхийн-Цаган кардинально отличается от таковой выше рассмотренных озер. Для этого водоема характерно большое развитие планктонных форм из центрических и пеннатных диатомовых. Центрические таксоны представлены *Cyclotella ocellata* Pantocsek, *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen, *Asterionella formosa* Hassall, *Cyclostephanos dubius* (Fricke) Round и др. Флора бентосных пеннатных диатомовых очень богата и включает виды из родов *Aneumastus* D.G. Mann & Stickle, *Diploneis* (Ehrenberg) Cleve, *Didymosphenia* Schmidt и других. Разнообразие таксонов из этих родов является показателем сходства флоры диатомовых водорослей оз. Тэрхийн-Цаган с флорами других горных водоемов, расположенных в Байкальской рифтовой зоне. Хорошим подтверждением этому можно считать массовое развитие в этом водоеме такого вида, как *Hannaea baicalensis* Genkal, Popovskaya & Kulikovskiy (фототабл. 2, 1–3), описанного из оз. Байкал. Высокое видовое разнообразие видов из рода *Aneumastus* так же является характерным для оз. Байкал (Kulikovskiy et al., 2012).

Приведенное сравнение водоемов из разных географических районов, близких территориально, но столь кардинально различающихся по составу диатомовых водорослей свидетельствует о необходимости их более детального изучения как уникальной базы для понимания биогеографии микроорганизмов. Несомненно, что не только экологические факторы играют важное значение в распределении диатомовых, но и исторические факторы, как, например общая геологическая история (Verleyen et al., 2009; Vyverman et al., 2007). Все больше подтверждений этому находится при изучении флоры озер Байкальской рифтовой зоны (Kulikovskiy et al., 2012).

К сожалению, в настоящее время систематическое гидробиологическое изучение озер не проводится, хотя и те фрагментарные исследования, которые выполняются по определенным проектам, все-таки значительно дополняют состав флоры водорослей страны. Важным этапом в изучении альгофлоры водоемов Монголии должно стать издание атласов водорослей с документированием находок микрофотографиями. Это позволит более детально сравнивать флоры водоемов и будет служить в дальнейшем базисом для палеолимнологических, экологических и других исследований.

4.3. МИКРОБИОЛОГИЯ ОЗЕР*

В гидробиологическом отношении озера Монголии изучены сравнительно слабо, хотя первые исследования водной флоры и фауны проводились более ста лет назад. Главное внимание в этих исследованиях уделялось водным животным в связи с рыбохозяйственным освоением водоемов. Работ, посвященных изучению микрофлоры аквасистем Монголии очень мало. При исследовании в 1971–1972 гг. оз. Хубсугул экспедицией Иркутского и Монгольского университетов были определены численность и биомасса бактериопланктона, плотность популяции гетеротрофных бактерий, растущих на рыбо-пептонном агаре (РПА), распределение бактерий в различных районах и по вертикали водной толщи в течение летних месяцев (Путятин 1973; Дулмаа и др., 1976). Отдельные данные по численности, биомассе и гетеротрофной активности микроорганизмов были получены В.В. Бульоном (Бульон и др., 1983; Бульон, 1985) во время маршрутных поездок в 1980 г. по 16 озерам, находящимся в различных физико-географических районах Монголии. В 1989–1990 гг. при проведении исследований по степени антропогенной нарушенности аквасистем в различных регионах Монголии гидробиологическим отрядом ССМКБЭ АН СССР и АН МНР анализировались структурные и функциональные характеристики бактериальных сообществ в 15 озерах и р. Керулен (Чеботарев, Скворцов, 1990).

В этих микробиологических работах общая численность бактерий определялась методом прямого счета с помощью светового микроскопа клеток микроорганизмов, задержанных мембранными фильтрами при фильтрации проб озерной воды и окрашенных затем эритрозином. Содержание в воде бактерий, растущих на богатых питательных средах, определяли с помощью посева проб воды на РПА. Интенсивность темновой (гетеротрофной) ассимиляции углекислоты и продукцию бактерий оценивали радиоуглеродным методом: пробы воды после внесения меченого ^{14}C бикарбоната инкубировали в водоеме в течение суток, рост бактерий затем прекращали добавлением формалина, клетки планктонных организмов отделяли фильтрацией через мембранные фильтры и их радиоактивность оценивали с помощью сцинтилляционного радиометра SL-30. Для определения гетеротрофной активности бактериопланктона В.В. Бульон (1985) использовал метод Хобби и Райта (Wright, Hobbie, 1965), а в качестве органического субстрата служил радиоактивный ацетат. Применявшиеся различными исследователями методы подробно описаны в лабораторном руководстве по водной микробиологии (Кузнецов, Дубинина, 1989).

Озера Восточной равнины. Для восточных районов Монголии характерно наличие многочисленных мелких озер, многие из которых солоноватоводные и даже сильно соленые. Мелководность этих озер определяет наличие у них ряда общих черт, таких как отсутствие выраженного термоклина, хороший прогрев и

* Е. Н. Чеботарев

насыщенность кислородом водной массы, важных с точки зрения функционирования микробиоты.

Единственным крупным водоемом является расположенное на границе с Китаем пресноводное оз. Буйр с глубинами до 10 м. Озеро является высокопродуктивным эвтрофным и, возможно, даже гипертрофным водоемом (Бульон, 1985). Величины первичной продукции фитопланктона весьма значительны, особенно в период „цветения” микроводорослей, когда суточная продукция достигает до 1600–2100 мг С/м². Синтезированное водорослями автохтонное органическое вещество служит основой питания бактерий, общая численность которых в поверхностных слоях, по нашим данным, в 1989 г. была порядка 1.6–2.0 млн кл./мл, а по данным В.В. Бульона (1985), даже 6.0 млн кл./мл. Видимо, в связи с хорошим ветровым перемешиванием водных масс бактериопланктон равномерно распределен по вертикали до дна. Среди морфологических форм бактериопланктона доминируют палочковидные клетки размером 0.5–1.2 × 0.1–0.4 мкм. Доля крупных палочковидных бактерий и коккобацилл довольно велика (30–40%), причем они часто встречались группами, скоплениями и микроколониями, содержащими до 1000 клеток в группе. Средний объем клеток бактерий в озере 0.49–0.55 мкм³, а биомасса в пределах 1.8–3.0 г/м³. Бактерии, растущие на РПА, составляют незначительную часть всех микроорганизмов (0.01%). В пробах поверхностной воды с различных станций они присутствовали в количестве 160–290 кл./мл, что характерно для водоемов с чистой водой.

Определение скорости темновой ассимиляции углекислоты планктоном показало высокую функциональную активность гетеротрофной микрофлоры — 5–10 мкг С/л в сутки. Интенсивность деструкции органического вещества, осуществляемой бактериями, составляла 300–550 мкг С/л в сутки. Бактерии с высокой скоростью потребляли ацетат, но этот процесс в оз. Буйр не подчинялся кинетике энзиматических процессов.

Значительно отличались между собой по микробиологическим параметрам несколько других менее крупных озер, различавшихся по химическому составу воды и продукционным характеристикам. Наиболее крупное среди них бессточное оз. Хух характеризовалось высокой прозрачностью воды, хорошим прогревом всей водной толщи и повышенной щелочностью (рН 9.1–9.2). В озере мало фитопланктона, а по уровню первичной продукции оно относится к мезотрофному типу с чертами олиготрофии. Общая численность бактерий в озере в августе 1989 г. была в пределах 1.2–1.5 млн кл./мл. Основная масса клеток имеет мелкие размеры: длина около 0.8–1.0 мкм, ширина 0.1–0.2 мкм. Доля более крупных бактериальных клеток менее 10%. Гетеротрофные бактерии, растущие на РПА, присутствовали в озере в количестве 60–230 кл./мл. Скорость темновой ассимиляции углекислоты была сравнительно низкой (1.0–4.0 мкг С/л в сутки), что свидетельствует о несколько угнетенных метаболических процессах. Причины слабой функциональной активности бактериопланктона, видимо, связаны с недостатком легко ассимилируемого органического вещества и неблагоприятным щелочным характером среды.

Высокая общая численность бактерий от 2.5 до 4.0 млн кл./мл оказалась в трех небольших мелководных озерах. Во всех озерах хорошо развита подводная растительность, а в оз. Хангал берега заросли тростником и камышом. В проточном дистрофном оз. Дуро с водой желтого цвета и болотного привкуса концентрация клеток бактериопланктона составляла 2.5–2.8 млн кл./мл. Более половины клеток от общего числа бактерий имели палочковидную форму и небольшой размер со средним объемом 0.25–0.32 мкм³. В сестоне мало детрита и микроводорослей. В мелководном бессточном оз. Бургений-Цаган, относящемся к бассейну р. Улдза из-за большого количества взвеси в воде общую численность бактерий удалось определить только приблизительно. Она не менее 4.0 млн кл./мл (табл. 4.3.1).

Таблица 4.3.1. Характеристика бактериопланктона озер Монголии

Озеро	Общая численность бактерий (N), млн кл./мл	Объем клеток, мкм ³	Биомасса, мг/л	Численность гетеротрофных бактерий на РПА (A), кл./мл	A/N, %
Озера равнин Восточной Монголии					
Буйр	1.9 (6.1)	0.5 (0.5)	1.0 (3.0)	230	0.012
Хух	1.3	0.30	0.42	145	0.010
Хангал	2.8	0.75	2.13	210	0.008
Бургэний-Цаган	4.0	–	–	380	0.010
Дуро	2.7	0.29	0.52	160	0.007
Озера Хангайского горного района					
Хубсугул	0.3	–	0.40	10	0.001
Дод-Цаган	3.6	0.65	0.22	810	0.023
Сангийн-Далай	3.8	0.80	2.90	400	0.010
Баян	3.2	0.58	1.74	445	0.014
Хух-Отгон	1.6	0.72	1.16	125	0.007
Улагчны-Хар	0.6	0.35	0.45	90	0.015
Угий	1.8	0.49	0.88	–	–
Тэлмэн	2.7	0.68	1.84	–	–
Озера Алтайской горной области					
Ачит	4.6	1.1	4.9	–	–
Хотон	0.70 (0.85)	0.4 (0.5)	0.25 (0.4)	60	0.01
Урэг	0.65	0.35	0.3	80	0.01
Озера Котловины Больших Озер					
Хар	4.4	2.4	9.7	–	–
Дургэн	2.2	0.2	0.5	–	–
Хара-Ус	8.1	2.2	18.0	–	–
Хиргис	0.6	0.3	0.2	145	0.02
Озера Гобийского района					
Бон-Цаган	2.8 (12.7)	0.60 (0.35)	1.4 (4.4)	320	0.01

Примечание. В скобках данные В.В. Бульона (1985) за 1980 г. Наши данные по общей численности бактерий, объему клеток и численности гетеротрофных бактерий являются средними величинами за период наблюдения.

Среди микроорганизмов преобладают палочковидные клетки, много тонких длинных клеток. В периодически проточном оз. Хангал с водой прозрачной до дна общая численность бактерий в центре озера 3.9 млн кл./мл, а у берега 2.5 млн кл./мл. Несколько меньше численность бактерий в придонных слоях — 2.2 млн кл./мл. Около половины бактериопланктона составляли крупные кокки и коккобациллы с диаметром клеток 1.0–1.2 мкм, которые часто встречаются группами и скоплениями по 20–30 кл. Кроме того, в микробной популяции довольно много крупных палочковидных бактерий и цианобактерий рода *Synechocystis*.

Численность гетеротрофных бактерий, растущих на РПА, в озерах сравнительно невелика, колеблется от 100 до 400 кл./мл, что характерно для большинства природных водоемов мезотрофного типа с чистой водой. Это свидетельствует об отсутствии загрязнений антропогенного происхождения.

Судя по скорости гетеротрофной ассимиляции углекислоты, которая в этих небольших озерах была порядка 1.2–6.0 мкг С/л в сутки, бактерии активно образуют вторичную продукцию, разрушая при этом автохтонные органические вещества.

Озера Хангайского горного района. На этой территории, расположенной на севере и северо-западе Монголии, микробиологические исследования проводились на оз. Хубсугул (Путятин, 1973, 1976), озерах Угий, Тэрхийн-Цаган, Тэлмэн и Хар (Бульон, 1985) и озерах Дод-Цаган (Дархатская котловина), Сангийн-Далай, Хух, Баян и Хар (гидробиологический отряд ССМКБЭ АН СССР и АН МНР). Большинство из них имеют довольно крупные размеры, некоторые с большими глубинами.

Работа Т.Н. Путятиной на одном из крупнейших в Монголии олиготрофном водоеме — оз. Хубсугул в летние периоды 1971–1972 гг. показала, что общая численность бактерий в воде низкая, находится в пределах 0.11–0.73 млн кл./мл, а в среднем составляет 0.30–0.35 млн кл./мл. Наибольшие количества бактерий обычно обнаруживаются в верхних слоях центральных глубоководных районов озера. Распределение бактерий по вертикали большую часть вегетационного сезона почти равномерно. В динамике сезонного развития микроорганизмов отмечался максимум в июле. Сырая биомасса бактерий, определенная исходя из средних размеров палочковидных и кокковидных клеток, оказалась равной 0.4 г/м³ в северных районах озера. Количество гетеротрофных бактерий, растущих на РПА, в воде озера крайне низкое (3–10 кл./мл), причем большую долю этих бактерий составляют споровые формы, способные использовать труднорастворимое органическое вещество. Низкая величина отношения числа гетеротрофных бактерий к общему числу бактерий (менее 0.001%) свидетельствует о высокой чистоте вод оз. Хубсугул и его олиготрофности.

Исследования на пресном оз. Дод-Цаган проводились 29–30 июня 1990 г. на станции, расположенной в западном плесе на глубине 6.5 м и в 300 м от берега. По данным кислородного метода, величина суточной первичной продукции под 1 м² поверхности была порядка 600 мг С, что позволяет отнести озеро к эвтрофному типу. Плотность бактериопланктона примерно одинакова в различных сло-

ях водной толщи и составляла 3.2–4.0 млн кл./мл. Среди бактерий преобладают палочковидные формы со средним объемом клеток 0.65 мкм^3 . Численность гетеротрофных бактерий, требующих для роста повышенные количества органического вещества, в этом озере в 2–3 раза выше, чем в других озерах, и составляет 600–1200 кл./мл на различных глубинах от поверхности до дна. Бактерии обладали высокой функциональной активностью и включали в биомассу до 10 мкг С/л в сутки.

Близкие характеристики микрофлоры получены для другого эвтрофного оз. Сангийн-Далай. В этом солоноватоводном водоеме первичная продукция фитопланктона за сутки под 1 м^2 была выше, чем в оз. Дод-Цаган и составляла более 1000 мг С. Общая численность бактерий была порядка 3.2–5.0 млн кл./мл с наибольшими величинами в зоне термоклина. Судя по численности гетеротрофных бактерий — 200–500 кл./мл, которая обычна для эвтрофных водоемов, вода в оз. Сангийн-Далай хорошего качества. Темновая фиксация CO_2 гетеротрофной микрофлорой осуществляется со скоростью 4.8–7.5 мкг С/л в сутки. Такая метаболическая активность характерна для многих высокопродуктивных озер. Видимо, значительные количества органического вещества, образованного фитопланктоном и погруженными высшими растениями, попадает в донные отложения, так как в последних активно идут анаэробные процессы микробиологической деструкции, сопровождаемые образованием больших количеств газообразных продуктов.

В еще одном эвтрофном оз. Баян величины общей численности бактерий того же порядка, что и в озерах Дод-Цаган и Сангийн-Далай. От поверхности до глубины 7.0 м плотность клеток бактериального сообщества меняется в пределах 2.8–3.6 млн кл./мл. Наибольшая концентрация клеток на глубине 2–4 м. В микрофлоре преобладают палочковидные формы, составляющие 60–70% общего числа микроорганизмов. Доля гетеротрофных бактерий, растущих на богатых средах, от общего числа бактерий около 0.01%, а их абсолютные количества не превышают 500 кл./мл. Гетеротрофные микроорганизмы активно используют углекислоту для процессов биосинтеза. Скорость темновой ассимиляции углекислоты характеризовалась высокими величинами порядка 6.0–8.0 мкг С/л в сутки. Продукция бактерий за сутки выражалась величиной 125 мкг С/л, а деструкция органического вещества составляла 300 мг С/м^2 .

Работы на проточном пресноводном оз. Хух выполнялись в июле 1990 г. Вода в озере содержит много взвеси, прозрачность ее по диску Секки только 0.6 м. Преобладающие глубины в озере 1.5–2.0 м. В зоне наибольших глубин (4.5–4.7 м) общая численность бактериопланктона была около 1.8 млн кл./мл, в прибрежной части — 1.5 млн кл./мл. Содержание бактерий, учитываемых на РПА, несколько выше, чем обычно наблюдается в водоемах подобного типа, что, видимо, связано с повышенным содержанием взвеси в результате взмучивания донных отложений под воздействием ветра на водную массу. Скорость усвоения растворенной CO_2 гетеротрофным компонентом фитопланктона сравнительно невысока — 1.3–2.4 мкг С/л в сутки. Суточная деструкция органического вещества выражалась величинами 200–250 мг С/м³.

Раскинувшееся среди песчаных дюн большое олиготрофное оз. Улагчны-Хар относится к бессточному ЦАБ. Вода в озере пресная, прозрачность по белому диску до 12 м. Микробиологические характеристики озера соответствуют его трофическому статусу. Общее количество бактерий в поверхностных слоях 0.7 млн кл./мл; на глубине 4.0 м, где уже не обнаружен фотосинтез фитопланктона, численность бактерий 0.5 млн кл./мл и далее не меняется до дна. Вода содержит небольшие количества гетеротрофных бактерий — 50–150 кл./мл. На всех глубинах скорость темновой ассимиляции CO_2 ниже 1.0 мкг С/л в сутки. По данным В.В. Бульона (1985), посетившего озеро в 1980 г. и определявшего естественную и максимальную скорости потребления ацетата бактериопланктоном, а также скорость оборота этого соединения, все три показателя (соответственно $v = 0.023$ мкг С/л \times ч, $v_{\text{max}} = 0.031$ мкг С/л \times ч и $\tau = 450$ ч) оказались в пределах обычных для олиготрофных озер.

Имеются некоторые микробиологические характеристики еще для двух Хангайских озер, относящихся к бассейну Северного Ледовитого океана (Бульон, 1985). Озера Угий и Тэлмэн большие по площади, с пресной водой охарактеризованы на основании концентрации хлорофилла как олиготрофные. При посещении этих озер В.В. Бульоном в 1980 г. численность бактерий в них составляла соответственно 1.8 и 2.7 млн кл./мл, средний объем клеток — 0.49 и 0.68 мкм³, биомасса — 0.88 и 1.84 мг/л. Скорость потребления и время оборота ацетата бактериями в оз. Тэлмэн были низкими, как и в других олиготрофных озерах. В оз. Угий при довольно значительной величине скорости потребления ацетата процесс не подчинялся кинетике ферментативных реакций.

Озера Алтайского горного района. В районе Монгольского Алтая гидробиологические исследования проводились на озерах Ачит, Хотон и Урэг в 1980 г. (Бульон, 1985). Летом в 1990 г. в составе гидробиологического отряда ССМКБЭ АН СССР и АН МНР автор анализировал содержание и активность микроорганизмов в этих озерах (табл. 4.3.1).

Бессточное оз. Урэг имеет максимальные глубины до 42 м. Вода в нем горько-соленая, щелочная на вкус, насыщена карбонатными и бикарбонатными ионами до такой степени, что карбонаты осаждаются на металлических предметах, оставленных в озере на сутки. Величина рН (более 9.22) создает щелочную среду, неблагоприятную для существования большинства живых организмов. По уровню первичной продукции озера Хотон и Урэг относятся к олиготрофному типу, а оз. Ачит — к мезотрофному. Общее число бактерий в озерах Урэг и Хотон было низким (0.65–0.85 млн кл./мл).

В бактериопланктоне озер преобладали мелкие палочки и кокки, их средний объем составлял 0.35 и 0.40 мкм³. Биомасса бактериопланктона выражалась близкими величинами — 0.30 и 0.39 мг/л. Видимо, из-за отсутствия доступного органического вещества и неблагоприятных щелочных условий микрофлора мало активна в биосинтетических процессах. Включение углекислоты в микробную биомассу происходило со скоростью 0.6–1.0 мкг С/л в сутки. Скорость использования ацетата в оз. Урэг была одной из самых низких (0.013 мкг С/л \times ч) по сравнению с другими озерами, а время оборота ацетата превышало 1000 ч. В оз. Хотон бакте-

рии ассимилировали ацетат несколько быстрее — 0.049 мкг С/л × ч, благодаря чему время оборота этого метаболита было менее 600 ч (табл. 4.3.2).

В мезотрофном оз. Ачит, по данным В.В. Бульона (1985), численность клеток бактерий довольно высока и типична для водоемов эвтрофного типа — 4.6 млн кл./мл. Значительная часть клеток в бактериальном сообществе имела крупные размеры, поэтому средний объем клеток составил 1.1 мкм³. Биомасса бактерий выражалась величинами 4.87 г/л, а с учетом азотобактериоподобных клеток — 6.0 г/л. Высокая гетеротрофная активность бактериопланктона проявлялась в больших величинах скорости утилизации ацетата (36 мкг С/л × ч), коротком периоде оборота кислоты и низких природных концентрациях последней.

Озера Котловины Больших Озер. На данной территории находятся несколько крупнейших озер, относящихся к бессточному Центральноазиатскому бассейну (ЦАБ). На трех из них: Хар, Дургэн и Хар-Ус в 1978–1980 гг. был выполнен большой объем гидробиологических наблюдений (Бульон, 1985). Очень большое по площади (1860 км²), но исключительно мелководное маломинерализованное оз. Хар-Ус имеет очень низкую прозрачность воды (около 40 см), так как постоянное волнение способствует взмучиванию донных отложений.

Таблица 4.3.2. Биохимическая активность бактерий в озерах Монголии

Озеро	Темновая ассимиляция CO ₂ , мкг С/л в сутки	Максимальная скорость ассимиляции ацетата, мкг С/л × ч	Естественная скорость ассимиляции ацетата, мкг С/л × ч	Скорость оборота ацетата, ч
Буйр	7.85	—	1.40	—
Хух	2.63	—	—	—
Хар	0.94	0.031	0.023	450
Тэлмэн	—	0.028	0.015	1100
Хара	—	—	0.139	—
Дургэн	—	0.025	0.024	200
Ачит	—	0.400	0.357	15
Урэг	0.85	0.023	0.013	1170
Хотон	1.03	0.242	0.049	610
Хиргис	1.38	0.022	0.012	1300
Бон-Цаган	6.47	0.225	0.150	80

Примечание. Данные по темновой ассимиляции CO₂ получены нами в 1989–1990 гг., остальные показатели даны по В.В. Бульону (1985).

Уровень первичной продукции в озере находится в пределах характерных для малопродуктивных водоемов. Однако в озерной воде чрезвычайно велика плотность бактериопланктона, которая выше 8.0 млн кл./мл. Предполагается, что малые глубины и обилие макрофитов определяют высокую концентрацию органического детрита и развивающихся на нем бактерий. Хорошие пищевые условия способствуют развитию и преобладанию в микробном сообществе крупных бактерий со средним объемом клеток 2.22 мкм³. Сочетание большой численности микроорганизмов с крупными размерами клеток способствует тому, что в оз. Хара-Ус очень высока биомасса бактериопланктона — 18 мг/л, со-

ставляющая до 30% от взвешенного органического вещества. Для таких высоких величин биомассы функциональная активность бактерий в процессе ассимиляции ацетата оказалась низкой (0.222 мкг С/л × ч). Это предполагает, что большая часть микроорганизмов, видимо, происходящая из донных отложений, биохимически не активна в воде.

Расположенные цепочкой озера Хар, Ногон и Дургэн составляют единую гидрологическую систему. Часть стока из пресного оз. Хар с максимальными глубинами 4–5 м идет через систему проток и очень мелкое узкое оз. Ногон в бессточное, конечное в системе оз. Дургэн. На большей части акватории последнего преобладают глубины 10–15 м, вода прозрачная (6–9 м) и солоноватая. По содержанию хлорофилла и по величинам первичной продукции эти озера можно считать олиготрофными водоемами или мезотрофными с чертами олиготрофии. Тем не менее, в оз. Хар оказалось высокое общее количество бактерий, составлявшее 4.0 млн кл./мл. В бактериопланктоне преобладали крупные формы со средним размером клеток 2.39 мкм³ (максимальная величина для изученных озер Монголии), благодаря чему биомасса бактерий была около 10 мг/л. В оз. Дургэн общая численность бактерий почти в 2 раза ниже (2.2 млн кл./мл). Так как в бактериопланктоне доминировали организмы с очень мелкими клетками, средний объем которых составлял 0.2 мкм³, сырая биомасса бактерий тоже оказалась очень низкой и не превышала 0.5 мг/л. Естественная скорость потребления ацетата гетеротрофным планктоном в оз. Хара была около 0.14 мкг С/л × ч, а в оз. Дургэн — в 6 раз ниже. Рассчитанная скорость дыхания бактериопланктона выражалась следующими приблизительными величинами: Хар — 390, Ногон — 145, Дургэн — 280 ккал/м². Относительный вклад бактерий в общую деструкцию органического вещества равнялся соответственно 74.6 и 31%, что входит в пределы, установленные многими авторами для разнотипных озер.

На оз. Хиргис, которое является огромным бессточным и самым глубоким водоемом в КБО, конечным в системе рек Дзавхан и Ховд, ряд гидробиологических анализов был выполнен В.В. Бульоном в августе 1980 г. и автором в августе 1990 г. Так же как оз. Урэг, это щелочной водоем с величинами pH ≥ 9.02. Солоноватая вода содержит более 2 г/л ионов карбоната и гидрокарбоната. Первичная продукция фитопланктона в озере очень низкая и за сутки составляла 135 мг С/м² в 1980 г. и 220 мг С/м² в 1990 г. Как и в большинстве олиготрофных озер, в оз. Хиргис содержание бактерий в воде невелико. Оно выражалось величинами 0.5–0.8 млн кл./мл. В точке, находящейся в 200 м от берега на глубине 10 м, бактериопланктон распределялся более или менее равномерно от поверхности до дна. Численность гетеротрофных бактерий, учитываемых на РПА, была в пределах 120–280 кл./мл. Темновая ассимиляция CO₂ гетеротрофными организмами происходила со скоростью 1–2 мкг С/л в сутки. Активность процесса уменьшалась ко дну. Очень низкую биохимическую активность бактериопланктон проявлял и при усвоении радиоактивного ацетата. Естественная скорость потребления этого низкомолекулярного субстрата гетеротрофной микрофлорой составляла только 0.012 мкг С/л × ч, максимальная скорость была менее чем в 2 раза выше, а время оборота ацетата было почти 1300 ч.

Озера Долины Озер. В этом районе с точки зрения микробиологии охарактеризовано самое большое оз. Бон-Цаган. Вода в нем солоноватая, содержит около 1 г/л ионов хлора и 670 мг/л карбонатов, величина $pH \geq 9.0$. По данным В.В. Бульона (1985), озеро имеет эвтрофный статус, а по нашим наблюдениям в 1990 г., оно скорее относится к мезотрофному типу. В августе 1980 г. содержание бактерий в сестоне было очень высоким — 12.7 млн кл./мл, но при этом размер клеток, видимо, был небольшим, так как средний их объем равнялся 0.35 мкм^3 (Бульон, 1985). Биомасса бактериопланктона, рассчитанная на основании этих показателей, составляла 4.4 г/л и с учетом „азото-бактериоподобных” клеток — 5.9 г/л. Несколько иная картина наблюдалась в начале сентября 1990 г., правда, отбор проб мы производили у западного побережья в более мелководном районе, где глубина в километре от берега составляла 5.5 м. Численность бактерий здесь в среднем была 2.8 млн кл./мл: она мало изменялась по вертикали и только несколько возростала у дна. В сообществе присутствовали разнообразные морфологические типы клеток с преобладанием палочковидных форм. При среднем объеме клеток 0.60 мкм^3 сырая биомасса бактериопланктона оказалась равной 2 г/л. Количество бактерий, растущих на РПА, в водной толще на разных глубинах различалось незначительно и колебалось в пределах 280–360 кл./мл. Микроорганизмы планктона проявляли значительную метаболическую активность. Они включали в биомассу растворенную в воде углекислоту со скоростью 5.2–7.6 мкг С/л в сутки. Наиболее высокая активность процесса была в эвфотной зоне, где часть CO_2 , видимо, фиксировали цианобактерии. Скорость метаболизма ацетата микроорганизмами поверхностных слоев, по данным Бульона (1985), была, однако, не очень высока, составляя $0.150 \text{ мкг С/л} \times \text{ч}$ ($v_{\max} = 0.225 \text{ мкг С/л} \times \text{ч}$), что значительно ниже, чем в большинстве высокопродуктивных озер (табл. 4.3.2).

Во время своих маршрутных поездок в 1980 г. В.В. Бульон посетил в Гобийском районе оз. Орог, которое является очень мелким, периодически исчезающим водоемом с мутной водой. Он отобрал гидробиологические пробы в 300 м от южного берега на глубине 2.5 м. Прозрачность воды была 0.4 м. Она имела солоноватый вкус, содержала очень много взвешенного органического вещества (25 мг/л) и характеризовалась величиной pH более 9.22. Микроорганизмы планктона проявляли необычайно высокую скорость ассимиляции ацетата — $v_{\max} = 13.8 \text{ мкг С/л} \times \text{ч}$ при времени оборота последнего 3.5 ч. Такая высокая гетеротрофная активность бактериопланктона, по мнению В.В. Бульона (1985), связана с неустойчивостью водного баланса оз. Орог.

Таким образом, к настоящему времени частично охарактеризованы структура и функциональная активность микробных сообществ планктона в 25 озерах Монголии, расположенных в различных физико-географических районах. Эта группа озер включает пресные и солоноватые, проточные и бессточные, мелкие и глубокие водоемы с широким спектром биологической продуктивности. Общая численность бактерий в исследованных озерах варьирует в широких пределах — от 0.3 до 12.7 млн кл./мл. Наиболее низкие величины численности микроорганизмов найдены в олиготрофных озерах Хубсугул, Хотон, Урэг и Хиргис.

В более продуктивных озерах Ачит, Хар, Дургэн, Хангал и других, относящихся к мезотрофному типу, плотность бактериальных клеток в воде в 2–3 раза выше, а в ряде эвтрофных водоемов, в том числе в озерах Дод-Цаган, Сангийн-Далай, Бон-Цаган, Буйр, количество бактерий было от 3 до 12.5 млн кл./мл. В.В. Бульон (1985), ссылаясь на Ю.С. Потаенко (1979), обобщившую литературный материал по численности микроорганизмов в озерах разного типа, отмечал, что во многих озерах Монголии количество бактерий в среднем выше, чем в сходных по биологической продуктивности озерах других географических зон. Причина этой особенности заключается, видимо, в том, что многие озера Монголии мелководны и имеют открытые берега, поэтому их водные массы подвергаются интенсивному ветровому перемешиванию и обогащаются взвешьями, поступающими со дна озер и с окружающего ландшафта.

В бактериопланктоне подавляющего большинства озер преобладают неспороносные палочки, значительно меньше кокков, вибрионов, нитевидных форм и других морфологических типов. Средний объем клеток колеблется в пределах 0.25–2.40 мкм³, но крупные микроорганизмы встречаются только в отдельных озерах (Хар, Ачит, Хар-Ус). Значительные вариации в общей численности бактерий и среднем объеме клеток определяют и большие колебания величин биомассы бактериопланктона в озерах (от 0.25 до 18.0 мг/л).

Наблюдается определенная зависимость величин биомассы от трофического типа водоема. Во многих озерах обнаружена положительная корреляция между массой бактериопланктона и количеством органической взвеси (Бульон, 1985). Доля биомассы микроорганизмов в sestone находится в пределах 15–36% и имеет тенденцию к возрастанию с увеличением взвешенного органического вещества и массы бактериопланктона.

Во всех озерах определенную часть бактериопланктона составляют гетеротрофные бактерии, растущие на богатых питательных средах типа РПА; концентрация их в воде, однако, невелика и находится в пределах десятков или сотен клеток в 1 мл. Судя по численности этих бактерий, которая характерна для чистых природных водоемов, содержащих в воде мало легко минерализуемых субстратов, исследованные озера Монголии в настоящее время не подвергаются сильному антропогенному загрязнению. Об этом же свидетельствуют величины отношения числа гетеротрофных бактерий, растущих на РПА, к общему числу бактерий, которые находятся в пределах 0.001–0.02%.

Бактериопланктон многих исследованных озер Монголии в летнее время проявляет высокую метаболическую активность. Скорость использования растворенной углекислоты для биосинтеза микробной массы в эвтрофных озерах составляла 5–10 мкг С/л в сутки, в мезотрофных озерах была в 1.5–2 и в олиготрофных в 5–10 раз ниже. Такого же порядка активность этого метаболического процесса была в озерах Ярославской области и Латвии (Лаптева, Монакова, 1976), а также в разнотипных озерах Карельского перешейка (Чеботарев, 1988). Микроорганизмы водной толщи в 12 озерах, исследованных В.В. Бульоном (1985), активно ассимилировали ацетат с максимальной скоростью от 0.005 до 13.8 мкг/л × ч. Расчеты показали, что естественная скорость потребления ацетата

бактериопланктоном варьировала от 0.012 до 1.4 мкг С/л × ч, а время оборота этого метаболита в естественных условиях было в пределах 3.5–10000 ч. Между скоростью ассимиляции и временем оборота ацетата в озерах наблюдалась хорошо выраженная обратная связь. Для многих озер обнаружена достаточно высокая положительная корреляция между скоростью ассимиляции ацетата и концентрацией хлорофилла „а”. Конечно, для более полного представления о структуре и функционировании микроорганизмов в озерах Монголии, их взаимоотношении с другими компонентами биоценозов аквасистем необходимо проведение более глубоких исследований на разнотипных водоемах, в том числе сезонные и многолетние работы на стационарах.

4.4. ГЕТЕРОТРОФНЫЕ НАНОФЛАГЕЛЛЯТЫ*

Гетеротрофные жгутиконосцы — важный компонент сообществ гидробионтов морских и пресных вод. Встречаясь практически во всех водоемах, обладая высокой скоростью размножения, они наряду с бактериями и инфузориями являются ключевым звеном в структуре микробной трофической сети и выполняют функцию промежуточной ступени в трансформации вещества и энергии от фототрофных организмов к зоопланктону (Бульон, 2002; Weisse, 1991). Имеются сведения о гетеротрофных жгутиконосцах озер и рек Монголии, расположенных в центральной части страны в долине р. Селенги (Копылов и др., 2006).

В данной работе изучали видовой состав, численность и биомассу флагеллят в водоемах западной части Монголии, в Котловине Больших Озер.

Отбор материала производился в августе 2011–2012 гг. в прибрежной и центральной частях четырех озер (Хар-Ус, Ногон, Хар, Дургэн) и р. Чонохарайх, которая вытекает из оз. Хар-Ус и впадает в оз. Хар. Воду для количественного учета гетеротрофных жгутиконосцев сразу же после отбора фиксировали глутаральдегидом до конечной концентрации 1% и хранили не более 1 мес. в темноте при 4°C. Численность и размеры клеток флагеллят определяли методом эпифлуоресцентной микроскопии с окраской примулином (Caron, 1983). 10–20 мл воды фильтровали через черные ядерные фильтры с диаметром пор 0.5 мкм. Фильтры просматривали под эпифлуоресцентным микроскопом РПО11 (Россия) при увеличении 1000 раз. Объемы жгутиконосцев вычисляли по формулам объемов шара или эллипсоида. Биомассу вычисляли путем умножения численности на средний объем клеток. Анализ видового состава бесцветных жгутиконосцев проводили с помощью фазово-контрастной микроскопии в нефиксированных пробах (Жуков, 1975; Vøts, 1993)

В исследованных озерах и реке обнаружено 30 видов и форм гетеротрофных жгутиконосцев из 7 отрядов и группы неопределенного систематического положения. Наибольшим числом видов представлены отряды Cercomonadida, Chrysomonadida, Euglenida и Kinetoplastida. Максимальное видовое разнообразие гетеротрофных флагеллят обнаружено в оз. Ногон и в р. Чонохарайх (14 и 15 видов соответственно) (табл. 4.4.1). Во всех озерах число видов флагеллят в прибрежной зоне было выше, чем в центральной части (рис. 4.4.1).

Наиболее часто встречались виды *Paraphysomonas imperforata* и две формы из рода *Spumella*. Некоторые виды были приурочены лишь к одному водоему. Наибольшее число таких видов обнаружено в оз. Хар-Ус и в р. Чонохарайх (6 и 5 видов соответственно).

* Н. Г. Косолапова

Таблица 4.4.1. Видовой состав гетеротрофных жгутиконосцев в озерах Монголии

Вид	1	2	3	4	5
Choanoflagellida Kent, 1880					
<i>Codonosiga botrytis</i> (Ehr.) Kent, 1880	—	+	—	—	—
<i>Monosiga ovata</i> Kent, 1880	—	+	—	—	—
<i>Salpingoeca minor</i> Dangeard, 1910	—	+	+	—	+
Kinetoplastida Honigberg, 1963					
<i>Bodo designis</i> Skuja, 1948	—	+	+	—	+
<i>B. saltans</i> Ehrenberg, 1832	—	—	+	—	+
<i>Phyllomitus apiculatus</i> Skuja, 1948	—	+	—	—	+
<i>Rhynchomonas nasuta</i> Klebs, 1893	—	+	+	—	+
Euglenida Butschli, 1884					
<i>Entosiphon sulcatum</i> (Duj.) Stein, 1878	—	—	+	—	+
<i>Petalomonas mediocanellata</i> Stein, 1878	+	—	—	—	—
<i>Peronema fusiforme</i> (Larsen, 1987) Larsen et Patterson, 1990	+	—	—	—	—
<i>Ploeotia discoides</i> Larsen et Patterson, 1990	+	—	—	—	—
<i>Scitomonas pusilla</i> Stein, 1878	—	+	—	—	—
Cryptomonadida Senn, 1900					
<i>Goniomonas truncata</i> Stein, 1878	+	—	+	—	—
Chrysomonadida Engler, 1898					
<i>Paraphysomonas imperforata</i> Lucas, 1967	+	+	+	+	+
<i>P. vestita</i> (Stokes, 1885) De Saedeleer, 1929	—	—	—	—	+
<i>Spumella vivipara</i> (Ehrend.) Pascher, 1912	—	+	—	—	—
<i>Spumella</i> sp.1	+	+	+	+	+
<i>Spumella</i> sp.2	+	+	+	+	+
<i>Spumella</i> sp.3	+	—	—	—	—
<i>Spumella</i> sp.4	—	+	—	+	+
Bicosoecida (Grasse) Karpov, 1998					
<i>Bicosoeca exilis</i> Penard, 1921	—	—	+	—	—
<i>B. lacustris</i> Skuja, 1948	+	—	—	—	—
Cercomonadida Mylnikov, 1989					
<i>Cercomonas minimus</i> Mylnikov, 1992	—	—	—	—	+
<i>Cercomonas</i> sp.	—	—	—	—	+
<i>Protaspis gemmifera</i> Larsen et Patterson, 1990	+	—	—	—	—
<i>Heteromita minima</i> Hollande, 1942	—	—	—	—	+
Ancyromonadida Cavalier-Smith, 1997					
<i>Ancyromonas sigmoides</i> Kent, 1880	—	—	—	—	+
Flagellata incertae sedis					
<i>Aulacomonas submarina</i> Skuja, 1939	+	+	+	+	—
<i>Histiona aroides</i> Pascher, 1943	—	—	+	—	—
<i>Katablepharis</i> sp.	+	+	—	+	—
Всего	12	14	12	6	15

Примечание. Здесь и на рис. 4.4.1 и 4.4.2: 1 — оз. Хар-Ус, 2 — оз. Ногон, 3 — оз. Хар, 4 — оз. Дургэн, 5 — р. Чонохарайх. „+” — присутствие, „—” — отсутствие вида.

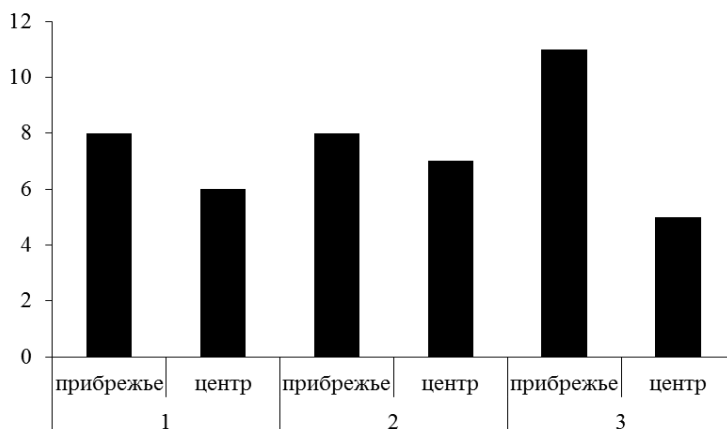


Рис. 4.4.1. Число видов гетеротрофных жгутиконосцев в прибрежной и центральной частях исследованных озер.

Численность и биомасса гетеротрофных жгутиконосцев в исследованных водных объектах варьировали от 213 до 7800 кл./мл и от 17 до 518 мг/м³ соответственно. Максимальные значения численности и биомассы обнаружены в оз. Хар-Ус, минимальные в оз. Дургэн (табл. 4.4.2). Причем, в оз. Хар-Ус количественные показатели в 2011 г. были выше, чем в 2012 г. В озерах Ногон и Дургэн численность и биомасса жгутиконосцев в 2012 г. превышала таковую в 2011 г., а в оз. Хар обилие флагеллят было практически одинаково в течение двух исследованных лет.

Таблица 4.4.2. Численность и биомасса гетеротрофных жгутиконосцев в исследованных водоемах

Водоемы		Численность, кл./мл	Объем, мкг	Биомасса, мг/м ³
Хар-Ус	2011	7796	68	519
	2012	4165	56	237
Ногон	2011	5447	48	256
	2012	6675	47	306
Хар	2011	6889	64	434
	2012	6781	61	407
Дургэн	2011	213	79	17
	2012	1922	28	54
Чонохарайх	2011	1201	31	37
	2012	3631	66	238

По численности в сообществе гетеротрофных жгутиконосцев в оз. Хар доминировали крупные формы клеток (> 5 мкм), которые составляли > 50% от общей численности (рис. 4.4.2). В других исследованных водоемах обилие мелких форм флагеллят (≤ 5 мкм) в среднем на 75% превышало таковое крупных форм.

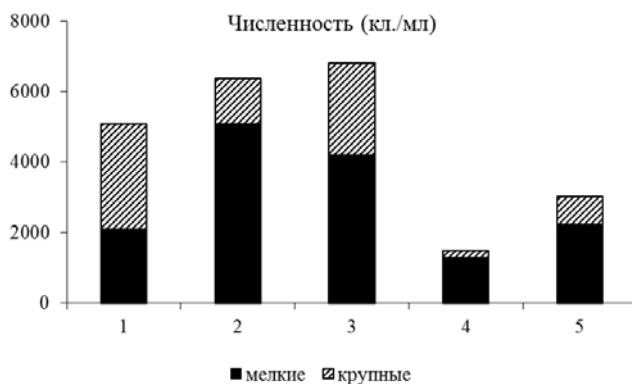


Рис. 4.4.2. Соотношение численности мелких и крупных форм гетеротрофных жгутиконосцев в исследованных водоемах.

В оз. Хар-Ус численность и биомасса жгутиконосцев в прибрежной части в 2 раза превышали таковые центральной, а в озерах Ногон и Хар эти количественные показатели различались незначительно (рис. 4.4.3).

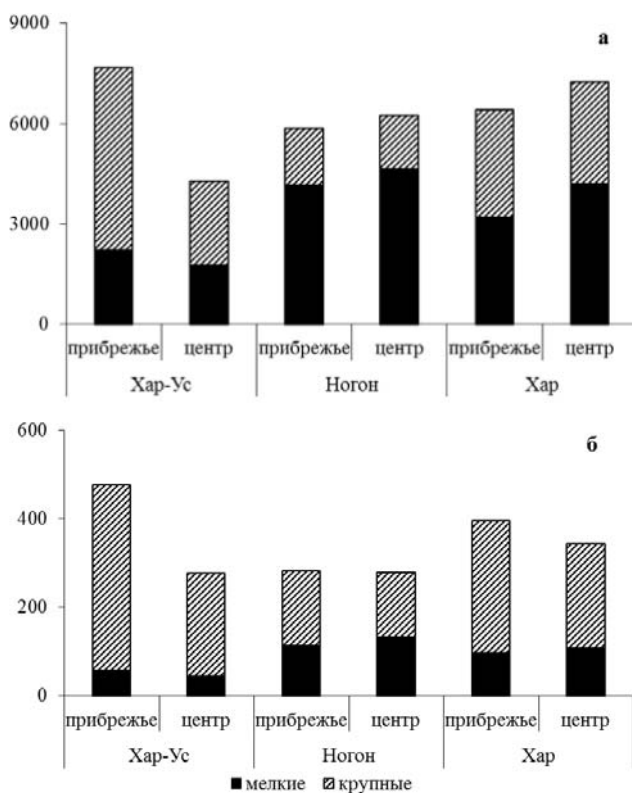


Рис. 4.4.3. Численность (кл./мл) (а) и биомасса (мг/м³) (б) гетеротрофных жгутиконосцев в прибрежной и центральной частях исследованных озер.

Причем в оз. Хар-Ус, как в прибрежной, так и в центральной частях по численности и биомассе преобладали крупные формы клеток жгутиконосцев. В оз. Ногон численность мелких форм флагеллят примерно в 2 раза превышала таковую крупных. Различие в соотношении биомассы мелких и крупных форм клеток в этом озере было незначительное. В оз. Хар, наоборот, в сообществе гетеротрофных жгутиконосцев по биомассе доминировали крупные организмы, а соотношение размерных групп флагеллят по численности было одинаково как на мелководье, так и в центре.

Следовательно, получены первые результаты о качественных и количественных характеристиках гетеротрофных жгутиконосцев для водоемов Котловины Больших озер.

Имеются сведения о видовом составе, численности и биомассе флагеллят для водоемов и водотоков бассейна р. Селенга. Сравнение результатов наших исследований по числу обнаруженных видов показало, что они сопоставимы с данными для трех ранее изученных озер (Угий, Орог) (Копылов и др., 2006). Однако имеются качественные различия видового состава. Так, в исследованных нами водоемах по числу видов доминировали отряды *Cercomonadida*, *Chrysomonadida*, *Euglenida* и *Kinetoplastida*, а в ранее изученных озерах отряды *Chonoflagellida*, *Kinetoplastida*, *Bicosoecida* и *Cercomonadida*. Численность и биомасса гетеротрофных жгутиконосцев во всех озерах варьировали в широких пределах, и их величины зависели от трофности. По результатам исследований ряда авторов численность флагеллят в олиготрофных водах достигает 1000 кл./мл (Carrías et al., 1998), в мезотрофных водоемах — от 3000 до 5000 кл./мл (Nagata, 1988), в эвтрофных — до 8000 кл./мл (Jürgens et al., 1995, Косолапова, Косолапов, 2009) и гипертрофных — до 30000 кл./мл (Sommaruga, 1995). Сопоставление данных по обилию гетеротрофных флагеллят в исследованных нами озерах Монголии, с имеющимися в литературных источниках, показывает, что в озерах Хар-Ус, Ногон и Хар величины численности и биомассы жгутиконосцев близки к таковым эвтрофных вод, в оз. Дургэн и р. Чонохарайх — мезотрофных вод.

Таким образом, в исследованных водных объектах идентифицировано 30 видов и форм гетеротрофных жгутиконосцев из 7 отрядов и группы неопределенного систематического положения. Уровень количественного развития флагеллят зависел от трофности водоема и соответствовал таковому мезотрофных и эвтрофных вод.

4.5. ЗООПЛАНКТОН

4.5.1. Зоопланктон в 1970–1980-е гг.*

К 70–80 годам прошлого века был собран обширный фактический материал, позволивший составить представление о видовом составе и количественном развитии зоопланктона озер Монголии. Были обследованы практически все крупные водоемы Монголии, расположенные в различных природно-климатических зонах страны: Хотон, Хоргон, Даян, Толбо, Ачит, Урэг (Алтайский горный район), Улагчны-Хар, Тэлмэн, Тэрхийн-Цаган, Угий (Хангайский район), Хиргис, Айраг, Убсу, Сангийн-Далай, Хар, Ногон, Дургэн (Котловина Больших Озер), Дод-Цаган, а также ряд малых озер Дархатской котловины и Прихубсугуля. Зоопланктон озер Монголии в зоогеографическом отношении складывается из следующих элементов: 1) евразийский бореальный элемент (*Eudiaptomus graciloides*); 2) туранский степной элемент (*Mixodiaptomus incrasatus*, *Arctodiaptomus salinus*); 3) памиро-тибетский элемент (*Arctodiaptomus tibetanus*); 4) сино-индийский элемент (*Neurodiaptomus incongruens*); 5) эндемичные формы.

Формирование видового состава зоопланктона происходило под влиянием важнейших факторов, таких как проточность водоемов (что накладывает отпечаток на ионный состав и уровень общей минерализации вод), температурный и кислородный режимы, морфометрия котловины, высота расположения над уровнем моря и некоторые другие.

Для выявления устойчивых во времени и пространстве комплексов массовых видов зоопланктеров, формирующих основу структуры сообществ озер, использован один из методов многомерной ординации объектов — кластерный анализ. Он позволил выделить устойчивые „ядра” массовых видов зоопланктонных сообществ различных озер, которые в определенном смысле можно считать экологическими группировками, а также выделить группы озер, сходных по видовому составу массовых форм зоопланктона.

Все обилие массовых форм зоопланктеров, обнаруженных в озерах Монголии, разбивается на несколько фаунистических групп.

В первую группу входят *Kellicottia longispina*, *Keratella cochlearis*, *Filinia longiseta*, *Euchlanis dilatata*, *Conochilus unicornis*, *Arctodiaptomus paulseni*, *Daphnia longispina*, *Bosmina longirostris* и *Chydorus sphaericus*. Эти виды относятся к экологической группировке эвритермных эвритопных массовых форм и являются важнейшими элементами сообществ зоопланктона пресноводных озер Алтайской горной области (Хотон, Хоргон, Даян), Хангая (Угий, Тэрхийн-Цаган), Котловины Больших Озер (Хар, Ногон), отчасти оз. Дод-Цаган и других пресных водоемов Дархатской котловины, а также малых озер Прихубсугуля. Вто-

* А. Дулмаа

рая группа характеризует своеобразие зоопланктона оз. Дод-Цаган. В нее входят эвритермные массовые формы *Mixodiatomus incrassatus*, *Cyclops abyssorum*, *C. scutifer* и тепловодная форма *Polyarthra major*. В третью крупную группу входят *Hexarthra fennica*, *Notholca acuminata*, *Brachionus plicatilis*, *Gastropus stilifer*, *Arctodiatomus salinus*. Они являются основой сообществ солоноватоводных озер различных районов Монголии: Урэг, Тэлмэн, Сангийн-Далай, Убсу и Хиргис. Кроме того, выделяются комплексы видов, характерные для озер Угий и Тэрхийн-Цаган (*Arctodiatomus bacilifer*, *Eurycercus lamellatus*) и для озер Хар и Ногон (*Daphnia cucullata*, *Ceriodaphnia rectangula*, *Bosmina coregoni*). Отдельно обособляется также небольшая группа видов, которые определяют характерные особенности высокогорного оз. Хух (Хангайский район): *Keratella valga* и *Arctodiatomus tibetanus*.

В результате классификации озер по сходству видового состава руководящих форм зоопланктона можно объективно выделить несколько групп (рис. 4.5.1).

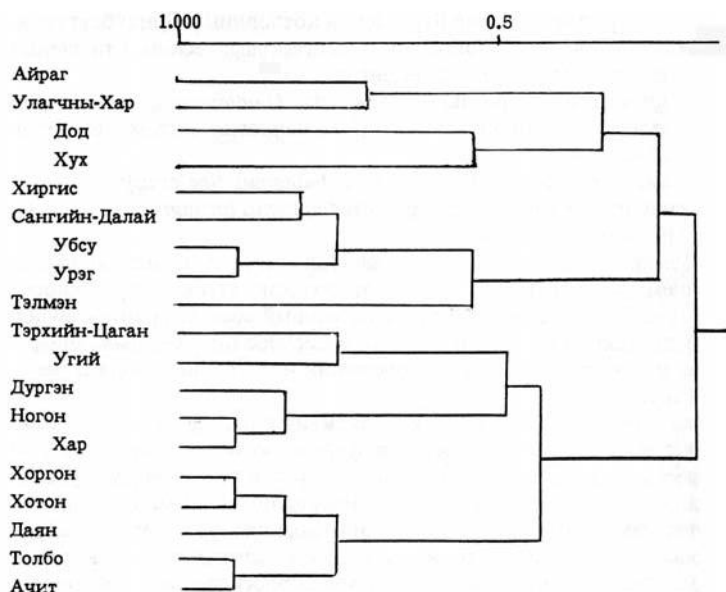


Рис. 4.5.1. Дендрограмма сходства озер Монголии по видовому составу зоопланктона.

Первая крупная группа включает все солоноватоводные озера — Хиргис, Сангийн-Далай, Убсу, Урэг; вторая — пресные озера Алтайской горной области: Хотон, Хоргон, Даян, Толбо и Ачит; третья — пресные озера Хангайского района: Угий и Тэрхийн-Цаган; четвертая как пресные водоемы Хар и Ногон, так и солоноватоводное оз. Дургэн, образующие единую водную систему. Ряд озер (Айраг, Улагчны-Хар, Дод-Цаган и Хух) в компактные группы не объединяются в силу своеобразия видового состава их зоопланктона.

Зоопланктонные сообщества озер Хотон и Хоргон в прошлом веке характеризовались слабым развитием комплекса коловраток и ветвистоусых ракообразных. Основную часть биомассы составляли веслоногие ракообразные. Общий

уровень развития зоопланктона был невысокий (табл. 4.5.1), что позволяло отнести эти водоемы к классу альфа-олиготрофных (Китаев, 1984). Озеро Даян было несколько более продуктивным водоемом, главным образом за счет развития коловраток и ветвистоусых ракообразных. Суммарные величины численности и биомассы зоопланктона в нем были выше, чем в озерах Хотон и Хоргон, что позволяло отнести его к классу бета-олиготрофных озер.

Таблица 4.5.1. Численность (N, тыс. экз./м³) и биомасса (B, г/м³) летнего зоопланктона в озерах Монголии в 1970–80 гг. XX-го века

Озеро	N				B			
	Rot	Cop	Clad	Всего	Rot	Cop	Clad	Всего
Хотон	2.5	9.2	0.3	12.0	0.002	0.275	0.009	0.286
Хоргон	5.6	13.7	1.1	20.4	0.009	0.310	0.021	0.339
Даян	39.3	9.6	4.2	53.2	0.252	0.214	0.073	0.538
Ачит	85.9	74.0	13.0	172.9	0.097	1.158	1.361	2.616
Толбо	18.7	9.5	9.4	37.6	0.073	0.328	0.183	0.584
Урэг	24.4	11.8	0.4	36.6	0.078	0.301	0.004	0.382
Сангийн-Далай	64.6	51.4	0.5	116.5	0.065	0.750	0.003	0.818
Тэлмэн	18.1	17.7	0	35.8	0.018	0.202	0.0000	0.220
Хиргис	3.7	5.6	0.05	9.3	0.012	0.228	0.0003	0.241
Айраг	12.2	37.5	5.5	55.2	0.040	0.736	0.081	0.857
Хармай	42.2	19.8	5.43	67.5	—	—	—	3.700
Дунд	10.2	15.6	1.65	27.5	—	—	—	0.910
Тарган	—	—	—	—	—	—	—	3.500
Хунгийн-Цаган	—	—	—	—	—	—	—	0.910
Убсу	—	—	—	—	—	—	—	3.500
Угий	—	—	—	—	—	—	—	2.200
Тэрхийн-Цаган	—	—	—	—	—	—	—	0.100
Буйр	—	—	—	—	—	—	—	2.800
Хар	—	—	—	—	—	—	—	2.400
Ногон	—	—	—	—	—	—	—	3.400
Дургэн	—	—	—	—	—	—	—	0.500

Примечание. Rot — Rotifera, Cop — Copepoda, Clad — Cladocera.

К этому же классу относится и оз. Толбо, зоопланктон которого характеризовался более значительным развитием ракообразных. Озеро Ачит характеризовалось значительным развитием зоопланктона, в особенности планктонных ракообразных, и относилось к бета-мезотрофному классу (табл. 4.5.1).

В солоноватоводных озерах Урэг, Тэлмэн и Хиргис биомасса зоопланктона не превышала 0.5 г/м³, что наряду со слабым развитием ветвистоусых ракообразных и преобладанием веслоногих позволило отнести их к альфа-олиготрофным водоемам. Озеро Сангийн-Далай благодаря значительному развитию веслоногих ракообразных, биомасса которых на отдельных участках достигала 1–2.5 г/м³, имело более высокий трофический статус, т.е. относилось к бета-олиготрофным озерам. Пресноводное оз. Айраг, составляющее единую

водную систему с оз. Хиргис, по уровню развития зоопланктона относилось к бета-олиготрофным водоемам.

Озеро Дод-Цаган состоит из трех достаточно обособленных частей. Северная часть (Тарган) и южная (Хармай) отличались довольно значительным уровнем развития зоопланктонного сообщества, что позволило отнести их к водоемам бета-мезотрофного типа. Центральный плес озера (Дунд) являлся бета-олиготрофным водоемом. Однако в прибрежной зоне озера в летнее время отмечались исключительно высокие биомассы зоопланктона (до 40 г/м³), которые создавались комплексом фитофильных ветвистоусых ракообразных.

Большинство озер Дархатской котловины (Олгой, Тогрог, Сайрт, Дурэн, Бургат, Цаган, Цовго, Цойцон) являлись альфа-мезотрофными водоемами с биомассой зоопланктона от 2 до 5.2 г/м³. Несколько водоемов (Цаган-Морьт, Дод-Цаган) относились к бета-олиготрофным (биомасса 0.03–1.26 г/м³).

Пресноводные озера Угий, Тэрхийн-Цаган (Хангайский район) и оз. Буйр (Восточная Монголия) принадлежали к классу бета-мезотрофных.

Среди озер Котловины Больших Озер оз. Хунгуйн-Хар являлось наиболее продуктивным и относилось к разряду бета-мезотрофных. Солонатоводное оз. Убсу по уровню развития зоопланктона характеризовалось как альфа-олиготрофное. Система озер Хар, Ногон и Дургэн по уровню биомассы зоопланктона относились к бета-олиготрофным водоемам, хотя в оз. Ногон остался неучтенным фитофильный зоопланктонный комплекс (Рыбы ..., 1983). Для зоопланктонных сообществ озер на основе двухгодичных наблюдений была проведена оценка биотического баланса. Продукция видовых популяций оценивалась по удельным скоростям прироста биомассы (табл. 4.5.2) (Рыбы ..., 1983).

Таблица 4.5.2. Среднесезонная биомасса (*B*), продукция (*P*) и рацион (*C*) зоопланктонного сообщества (ккал/м² в год) озер Хар, Ногон и Дургэн

Озеро	<i>B</i>	<i>P</i>	<i>C</i>	% от <i>P</i> фитопланктона	% <i>C</i> от <i>P</i> фитопланктона
Хар	0.85	28.5	172	9	53
Ногон	0.2	6.5	47	2	16
Дургэн	3.1	72.5	870	10	Используется полностью

4.5.2. Зоопланктон в начале XXI-го века*

Второй этап исследований водоемов Монголии проходил в летние сезоны 2002–2011 гг. Зоопланктон озер бассейна р. Селенги описан в книге „Водные экосистемы бассейна Селенги” (Крылов, Дулмаа, 2009), поэтому подробнее остановимся на современном состоянии зоопланктона озер других регионов.

На мелководье (от уреза воды до 2 м) сбор проб проводили ведром объемом 5 л, процеживая 25–50 л через планктонную сеть с размером ячеек 64 мкм, на больших глубинах — сетью Джеди (размер ячеек 64 мкм, диаметр входного отверстия 12 см), фиксировали 4%-ным формалином. Камеральную обработку проводили по стандартной методике (Методика изучения ..., 1975), идентификацию беспозвоночных по определителям (Боруцкий и др., 1991; Кутикова, 1970; Определитель ..., 2010).

Наибольший интерес представляет анализ зоопланктона водоемов Котловины Больших Озер (рис. 4.5.2), где в 70-е гг. прошлого столетия было проведено наиболее подробное изучение беспозвоночных толщи воды.

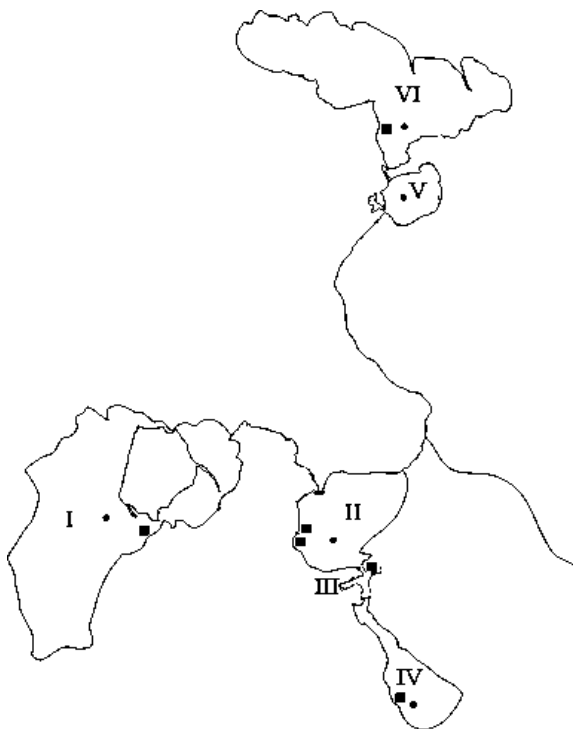


Рис. 4.5.2. Схема исследованных водоемов Котловины Больших Озер. *I* — Хар-Ус, *II* — Хар, *III* — Ногон, *IV* — Дургэн, *V* — Айраг, *VI* — Хиргис.

* А. В. Крылов, А. Дулмаа

В 2010–2011 гг. в составе зоопланктона водоемов системы Котловины Больших Озер обнаружено 46 видов коловраток, 12 веслоногих и 26 ветвистых ракообразных (табл. 4.5.3).

Таблица 4.5.3. Таксономический состав зоопланктона и коэффициент трофности (*E*) (Мяэметс, 1980) исследованных озер Западной Монголии

Таксон	Озера*					
	I	II	III	IV	V	VI
ТИП ROTIFERA КЛАСС						
EUROTATORIA						
Надотряд Pseudotrocha						
Отряд Saeptiramida						
Подотряд Ploesomida						
Семейство Synchaetidae						
<i>Bipalpus hudsoni</i> (Imhof)	+	+	+	-	-	-
<i>Polyarthra longiremis</i> Carlin	-	-	+	+	-	-
<i>Polyarthra vulgaris</i> Carlin	+	+	+	+	-	-
<i>Synchaeta grandis</i> Zacharias	-	-	-	+	-	-
<i>S. pectinata</i> Ehrb.	-	+	+	-	-	-
Подотряд Notommatina						
Семейство Trichocercidae						
<i>Trichocerca capucina</i> (Wierzejski et Zacharias)	+	+	+	-	-	-
<i>T. pusilla</i> (Lauterborn)	+		+	-	-	-
<i>T. (Diurella) tenuior</i> (Gosse)	-	+	-	-	-	-
Семейство Notommatidae						
<i>Cephalodella gibba</i> (Ehrenberg)	+	-	-	-	-	-
<i>C. ventripes</i> (Dixon-Nuttall)	-	-	-	+	-	-
Отряд Transversiramida						
Подотряд Eriphanina						
Семейство Lecanidae						
<i>Lecane (Monostyla) bulla</i> Gosse	-	+	-	-	-	-
<i>L. (M.) cornuta</i> (Müller)	-	+	-	-	-	-
<i>L. (M.) lunaris</i> (Ehrenberg)	-	+	+	-	-	-
<i>L. luna</i> (Müller)	+	+	+	+	-	+
Семейство Eriphanidae						
<i>Eriphanes brachionus</i> (Ehrenberg)	-	+	-	-	-	-
Подотряд Brachionina						
Семейство Brachionidae						
<i>Anuraeopsis fisse</i> Gosse	-	-	-	+	-	-
<i>Brachionus angularis</i> Gosse	+	+	+	-	+	+
<i>B. calyciflorus</i> Pallas	-	-	+	-	-	-
<i>B. diversicornis</i> (Daday)	-	+	-	-	-	-
<i>B. plicatilis plicatilis</i> Müller	-	-	-	-	+	+
<i>B. p. rotundiformis</i> Tschugunov	-	-	-	+	-	+
<i>B. quadridentatus ancylognathus</i> Schmarida	-	-	-	-	+	+
<i>B. q. brevispinus</i> Ehrenberg	+	+	-	+	-	+
<i>B. q. chuniorbicularis</i> Skorikov	-	-	+	-	+	+

Таблица 4.5.3. (продолжение)

Таксон	Озера*					
	I	II	III	IV	V	VI
<i>B. variabilis</i> Hempel	-	-	+	-	-	-
<i>Keratella cochlearis</i> (Gosse)	+	+	+	-	-	-
<i>K. hiemalis</i> Carlin	-	-	+	-	-	-
<i>K. quadrata</i> (Müller)	-	+	+	+	-	-
<i>Notholca caudata</i>	-	+	-	-	-	-
<i>Platylas quadricornis</i> (Ehrenberg)	-	+	+	-	-	-
Семейство Euchlanidae						
<i>Euchlanis deflexa</i> Gosse	+	+	+	-	-	-
<i>E. dilatata</i> Ehrenberg	+	+	+	+	-	+
<i>E. incisa</i> Carlin	-	+	-	-	-	-
<i>E. lucksiana</i> Hauer	+	-	-	-	-	-
<i>E. meneta</i> Myers	+	+	+	-	-	-
Подотряд Mytilinina						
Семейство Trichotriidae						
<i>Trichotria pocillum</i> Müller	-	+	+	-	-	-
Семейство Mytilinidae						
<i>Mytilina ventralis</i> Ehrenberg	-	+	+	+	-	-
Отряд Saltiramida						
Семейство Asplanchnidae						
<i>Asplanchna brightwelli</i> Gosse	-	+	+	-	-	-
<i>A. herricki</i> Guerne	-	+	-	-	-	-
<i>A. priodonta</i> Gosse	-	+	+	+	+	+
Надотряд Gnesiotrocha						
Отряд Protoramida						
Подотряд Conochilina						
Семейство Conochilidae						
<i>Dicranophorus grandis</i> Ehrenberg	-	+	-	-	-	-
Подотряд Flosculariina						
Семейство Filiniidae						
<i>Filinia longiseta</i> (Ehrenberg)	+	+	+	+	+	+
Семейство Testudinellidae						
<i>Testudinella patina</i> (Herm.)	-	+	+	-	-	-
Семейство Hexarthridae						
<i>Hexarthra fennica</i> Zvander	-	-	-	+	+	+
Семейство Flosculariidae						
<i>Lacinularia ismailoviensis</i> Poggenpol	-	+	-	-	-	-
<i>Ptygura</i> sp.	-	-	+	-	-	-
ТИП ARTHROPODA						
КЛАСС CRUSTACEA						
Отряд Copepoda						
Подотряд Calaniformes						
Семейство Diaptomidae						
<i>Acanthodiaptomus denticornis</i> Wierzejski	+	-	-	-	-	+
<i>Arctodiaptomus salinus</i> Daday	-	-	+	+	-	+
<i>Eudiaptomus coeruleus</i> Fischer	-	-	-	-	+	-

Таблица 4.5.3. (продолжение)

Таксон	Озера*					
	I	II	III	IV	V	VI
<i>E. graciloides</i> Lilljeborg	+	+	+	-	-	-
Подотряд Cyclopiformes						
Семейство Cyclopidae						
<i>Acanthocyclops robustus</i> Sars	-	-	-	+	-	-
<i>Cyclops strenuus</i> (Fischer)	+	+	-	-	-	-
<i>C. vicinus</i> Uljanin	+	+	+	+	+	+
<i>Eucyclops serrulatus</i> (Fischer) E.	+	+	+	+	-	-
<i>macruroides</i> (Lilljeborg)	+	-	-	-	-	-
<i>Metacyclops planus</i> Gurney	-	+	-	-	-	-
<i>Mesocyclops leuckarti</i> (Claus)	+	+	+	-	-	-
<i>Thermocyclops crassus</i> (Fischer)	-	+	+	-	-	-
Надотряд Cladocera						
Отряд Stenopoda						
Семейство Sididae						
<i>Diaphanosoma brachyurum</i> Lievin	+	+	+	+	+	+
<i>D. mongolianum</i> Ueno	+	+	+	-	+	+
<i>Sida crystallina</i> (O.F. Müller)	-	+	-	-	-	-
Отряд Anomopoda						
Семейство Daphniidae						
<i>Ceriodaphnia pulchella</i> Sars	+	+	+	-	-	-
<i>C. dubia</i> Richard	-	+	+	-	-	-
<i>C. quadrangula</i> (O.F. Müller)	+	+	-	-	-	-
<i>Daphnia</i> (<i>Daphnia</i>) <i>galeata</i> G.O. Sars	+	+	+	-	-	-
<i>D. (D.) hyalina</i> Leydig.	+	+	+	-	-	-
<i>D. (D.) galeata</i> × <i>D. (D.) hyalina</i>	+	+	+	-	-	-
<i>D. (D.) pulicaria</i> Forbes	-	-	+	-	+	+
<i>Simocephalus exspinosus</i> (Koch)	-	-	+	-	-	-
Семейство Bosminidae						
<i>Bosmina</i> (<i>Bosmina</i>) <i>longirostris</i> (O.F. Müller)	+	+	+	-	-	-
Семейство Macrothricidae						
<i>Macrothrix laticornis</i> (Fischer)	-	-	+	-	-	-
<i>M. hirsuticornis</i> Norman et Brady	-	-	+	-	-	-
<i>M. brevicornis</i> Shen Chia-jui et al.	-	-	+	-	-	-
Семейство Chydoridae						
Подсемейство Aloninae						
<i>Acroperus harpae</i> (Baird)	-	+	-	-	-	-
<i>Alona affinis</i> (Leydig)	+					
<i>A. intermedia</i> Sars	+	-	-	-	-	-
<i>A. quadrangularis</i> (Müller)	-	+	-	+	-	-
<i>A. rectangula</i> Sars	+	+	+	+	-	-
Подсемейство Chydorinae						
<i>Chydorus gibbus</i> (Richard)	-	-	-	+	-	-
<i>Ch. ovalis</i> Kurz	-	+	-	-	-	-
<i>Ch. sphaericus</i> (O.F. Müller)	+	+	+	+	+	+
<i>Pleuroxus aduncus</i> (Jurine)	-	+	-	-	-	-

Таблица 4.5.3. (продолжение)

Таксон	Озера*					
	I	II	III	IV	V	VI
<i>P. laevis</i> Sars	–	+	+	–	–	–
<i>P. truncatus</i> (O.F. Müller)	–	+	–	–	–	–
<i>Alonella nana</i> (Baird)	+	+	+	–	–	–
Отряд Harpoda						
Семейство Leptodoridae						
<i>Leptodora kindtii</i> (Focke)	+	+	–	+	–	–
Число видов:						
Rotifera	14	30	26	14	7	11
Copepoda	7	7	6	5	2	3
Cladocera	14	20	17	6	4	6
Всего зоопланктона	35	57	49	25	15	16
Коэффициент трофности <i>E</i> (Мяэметс, 1980)	1.23	2.08	2.93	2.33	5.2	11.0

Примечание. * I — Хар-Ус, II — Хар, III — Ногон, IV — Дургэн, V — Айраг, VI — Хиргис; „+” — вид обнаружен, „–” — вид не обнаружен.

К числу наиболее распространенных видов Rotifera относятся *Polyarthra vulgaris*, *Lecane luna*, *Brachionus angularis*, *Euchlanis dilatata*, *Asplanchna priodonta* и *Filinia longiseta*, Copepoda — *Cyclops vicinus* и *Eucyclops serrulatus*, Cladocera — *Diaphanosoma brachyurum*, *D. mongolianum* и *Chydorus sphaericus*.

Минимальное видовое богатство зоопланктона было зарегистрировано в озерах с повышенной минерализацией воды: Дургэн, Хиргис и Айраг (табл. 4.5.3). Наибольшее количество видов выявлено в пресноводном оз. Хар, что может быть связано с большим разнообразием биотопов, в том числе отличающихся высокой степенью зарастания.

В зоопланктоне оз. Хар-Ус в 2010 г. обнаружено 28 таксонов (12 Rotifera, 6 Copepoda, 10 Cladocera), а в 2011 г. видовое разнообразие снизилось до 23 таксонов (9 Rotifera, 5 Copepoda, 9 Cladocera).

В конце 70-х гг. прошлого века в оз. Хар было отмечено всего 9 видов ракообразных (*Eudiaptomus coeruleus*, *Cyclops vicinus*, *Mesocyclops leuckarti*, *Daphnia cucullata* G. Sars, *Diaphanosoma brachyurum*, *Ceriodaphnia reticulata* (Jurine), *Bosmina coregoni* Baird, *Chydorus sphaericus* и *Leptodora kindtii*) и 2 вида коловраток (*Filinia longiseta* и *Asplanchna priodonta*), в 2010–2011 гг. соответственно 27 и 31 вид (в 2010 г. — 20 и 27, в 2011 — по 18) (табл. 4.5.4). При этом из состава зоопланктона исчезли ветвистоусые ракообразные индикаторы мезоэвтрофных вод *Daphnia cucullata* и *Bosmina coregoni*, но появились индикаторы эвтрофных вод: коловратки рода *Brachionus*, *Keratella cochlearis*, *K. quadrata*, веслоногий рачок *Cyclops strenuus* и ветвистоусые ракообразные *Ceriodaphnia pulchella* и *Bosmina longirostris*. Изменилась и величина коэффициента трофности, которая в 1970-х гг. соответствовала мезотрофным водам (0.44), а в 2010–2011 гг. — эвтрофным (табл. 4.5.3).

Аналогичные процессы наблюдались и в оз. Ногон, где в 1970-е гг. в зоопланктоне было обнаружено также 12 видов беспозвоночных (кроме тех, что в оз. Хар, еще *Brachionus calyciflorus*) (Рыбы ..., 1983), а в 2010–2011 гг. видовое

богатство возрастало до 49 видов (табл. 4.5.3), в 2010 г. зафиксировано 24 вида, в 2011 г. — 31 (табл. 4.5.4). Увеличение видового разнообразия в 2010 г. произошло за счет коловраток, а в 2011 г. возрастало число видов всех таксономических групп беспозвоночных. В 70-е гг. прошлого века величина коэффициента трофности соответствовала мезотрофным водам (0.55), в 2010–2011 гг. — эвтрофным.

Таблица 4.5.4. Число видов зоопланктона озер Хар, Ногон и Дургэн в 2010 и 2011 гг.

Таксон	Год	Озера				
		Хар	Ногон		Дургэн	
		1	1 ¹	2	2	1
Rotifera	2010	5	15	14	5	5
	2011	8	9	10	17	13
Copepoda	2010	2	4	2	1	1
	2011	2	2	5	2	2
Cladocera	2010	8	9	6	5	1
	2011	1	9	7	10	3
Всего	2010	15	28	22	11	7
	2011	11	20	22	29	18

Примечание. * 1 — открытый участок литоральной зоны; 1¹ — среди зарослей макрофитов литоральной зоны; 2 — центр водоема.

В зоопланктоне минерализованного оз. Дургэн в конце 1970-х гг. было отмечено 12 видов беспозвоночных (*Arctodiaptomus salinus*, *Cyclops vicinus*, *Diaphanosoma brachyurum*, *Daphnia cucullata*, *Ceriodaphnia reticulata*, *Chydorus sphaericus*, *Leptodora kindtii*, *Hexarthra fennica*, *Brachionus calyciflorus*, *Keratella quadrata*, *Filinia longiseta* и *Asplanchna priodonta*) (Рыбы ..., 1983). В 2010 г., как и в 1970-е гг., зарегистрировано 12 видов, но незначительно увеличивалось разнообразие Rotifera за счет видов-индикаторов эвтрофных вод *Brachionus quadridentatus* и *B. plicatilis* и уменьшалось разнообразие Cladocera, из состава которых исчезли *Daphnia cucullata* и *Ceriodaphnia reticulata*. В 2011 г., несмотря на то, что изучали только побережье водоема, число зарегистрированных видов возросло до 18 за счет Rotifera (до 13) при снижении разнообразия Copepoda (до 2) и Cladocera (до 3). Коэффициент трофности в 70-е гг. прошлого столетия соответствовал мезотрофным условиям (0.62), в 2010–2011 гг. — эвтрофным (табл. 4.5.3).

В 2010 г. численность зоопланктона исследованных водоемов варьировала от 2.5 (центр оз. Хар-Ус) до 532 тыс. экз./м³ (отшнурованный участок оз. Ногон), биомасса — от 0.016 (побережье оз. Дургэн) до 0.33 г/м³ (среди зарослей макрофитов оз. Хар) (табл. 4.5.5). Во всех водоемах максимальные величины численности и биомассы отмечались в побережье.

Основу численности составляли Rotifera и Copepoda, причем для большинства водоемов было характерно преобладание коловраток в прибрежной зоне, за исключением оз. Хар, где на всех участках доминировали Copepoda (табл. 4.5.5). В целом доля Rotifera возрастала при увеличении электропроводности воды ($r = 0.50, p < 0.05$).

Таблица 4.5.5. Показатели количественного развития зоопланктона исследованных водных объектов в 2010–2011 гг.

Озеро	Год	Станции*	N _{общ.} , тыс. экз./м ³	Доля в N _{общ.} , %			V _{общ.} , г/м ³	Доля в V _{общ.} , %			H _N , бит/экз.	H _V , бит/г
				Rotifera	Copepoda	Cladocera		Rotifera	Copepoda	Cladocera		
Хар-Ус	2010	1	18.7	34.8	59.4	5.8	0.067	21.7	49.4	28.9	2.66	2.81
	2011		170.5	91.0	3.6	5.4	0.354	16.9	19.0	64.2	1.20	2.48
Хар	2010	2	2.5	10.6	65.1	24.3	0.042	0.4	40.0	59.7	2.84	2.67
	2011		143.3	37.0	45.7	17.3	2.185	0.8	37.9	61.2	2.92	2.37
	2010	1	25.0	13.7	76.3	10.0	0.114	2.3	58.1	39.6	1.92	3.07
	2011		10.6	71.2	28.0	0.8	0.036	11.4	86.6	2.0	2.55	1.85
Ногон	2010	1 ¹	51.8	30.8	50.7	18.4	0.335	6.6	26.0	67.4	3.17	2.88
	2011		29.7	74.7	11.2	14.2	0.336	3.1	12.0	85.0	2.90	2.54
	2010	2	41.6	31.1	57.4	11.5	0.238	8.8	30.8	60.5	2.80	3.01
	2011		99.4	67.2	25.1	7.7	1.004	2.6	28.1	69.4	2.60	2.10
Дургэн	2010	1	116.0	65.6	27.0	7.4	0.437	7.0	42.0	51.0	2.53	1.72
	2011	2	23.6	28.9	67.0	4.1	0.048	4.6	49.9	45.6	2.00	1.91
	2010		33.8	31.2	52.0	16.8	0.288	1.7	26.6	71.6	3.04	2.78
	2011	3	531.6	94.7	5.3	0.0	0.263	80.1	19.3	0.6	1.13	1.81
Хиргис	2010	1	7.7	66.0	30.1	3.9	0.016	34.2	56.6	9.1	2.81	2.34
	2011		21.6	74.0	23.6	2.4	0.072	33.1	60.7	6.2	2.85	2.43
Хиргис	2010	2	1.2	10.4	43.4	46.2	0.036	0.8	98.8	0.5	2.09	0.45
	2011		3.9	54.8	39.2	6.0	0.020	13.0	66.9	20.1	2.94	2.59
Хиргис	2010	1	29.6	67.1	32.5	0.5	0.057	44.6	44.1	11.4	2.82	3.34
	2011	2	3.6	46.3	45.8	7.9	0.029	7.5	48.8	43.8	3.08	2.33

Примечание. * 1 — открытый участок литоральной зоны, 1¹ — среди зарослей макрофитов литоральной зоны, 2 — центр водоема, 3 — отшнурованный участок; N_{общ.} — общая численность, V_{общ.} — общая биомасса.

По биомассе на большинстве станций господствовали ракообразные, доля веслоногих ракообразных увеличивалась при повышении электропроводности воды ($r = 0.60$, $p < 0.05$), однако в прибрежье, как правило, доля коловраток была больше (табл. 4.5.5).

Среди видов, доминирующих по численности, в прибрежье пресных водоемов в 2010 г. отмечены *Bipalpus hudsoni* (оз. Хар-Ус), науплиусы и копеподиты Cyclopoida (озера Хар-Ус, Хар), *Brachionus angularis* (оз. Хар), *Ceriodaphnia pulchella* (там же), в водоемах с более высокой минерализацией — *Lecane luna* (оз. Дургэн), *Brachionus plicatilis rotundiformis* (там же), *B. quadridentatus brevispinus* (там же), *B. p. plicatilis* Müller (оз. Хиргис), *B. q. cluniorbicularis* (там же), *B. angularis* (там же), *Hexarthra fennica* (там же), ювенильные особи Copepoda (озера Дургэн и Хиргис). В центральных участках пресных водоемов по численности преобладали науплиусы и копеподиты Cyclopoida (озера Хар-Ус и Хар), *Diaphanosoma brachyurum* (оз. Хар-Ус), *Brachionus angularis* (оз. Хар). В водоемах с более высокой минерализацией воды массового развития достигали копеподиты калянид (озера Дургэн и Айраг), ювенильные Cyclopoida (озера Ногон и Хиргис), *Arctodiaptomus salinus* (оз. Дургэн), *Diaphanosoma brachyurum* (там же), *Filinia longiseta* (озера Ногон и Айраг), *Brachionus angularis* (оз. Ногон) и *Hexarthra fennica* (оз. Хиргис).

По биомассе в литоральной зоне пресных водоемов доминировали *Bipalpus hudsoni* (оз. Хар-Ус), *Ceriodaphnia pulchella* (там же), науплиусы и копеподиты Cyclopoida (озера Хар-Ус и Хар), *Eudiaptomus graciloides* (оз. Хар), *Diaphanosoma brachyurum* (там же), *Bosmina (Bosmina) longirostris* (там же), в водоемах с более высокой минерализацией воды — *Brachionus plicatilis rotundiformis* (оз. Дургэн), *B. p. plicatilis* (оз. Хиргис), *B. quadridentatus cluniorbicularis* (там же), *Hexarthra fennica* (там же), ювенильные веслоногие ракообразные (озера Дургэн и Хиргис). В центре пресных водоемов по биомассе преобладали науплиусы и копеподиты Cyclopoida (озера Хар-Ус и Хар), *Diaphanosoma brachyurum* (оз. Хар-Ус), *Daphnia (Daphnia) galeata*, *D. (D.) hyalina* и их гибриды (оз. Хар), *Bosmina (Bosmina) longirostris* (там же), *Ceriodaphnia pulchella* (там же), а в более минерализованных водоемах — *Asplanchna priodonta* (оз. Ногон), *Ceriodaphnia pulchella* (там же), ювенильные Copepoda (озера Ногон и Айраг), *Arctodiaptomus salinus* (озера Дургэн и Хиргис), *Eudiaptomus coeruleus* (оз. Айраг), *Diaphanosoma brachyurum* (озера Айраг и Хиргис).

Величины индексов Шеннона-Уивера, рассчитанных по биомассе, на большинстве исследованных водоемов превышали 2 бит (табл. 4.5.5).

В 2011 г. показатели зоопланктона были иными. В оз. Хар-Ус увеличивалась численность и биомасса зоопланктона, доля Rotifera в общей численности и биомассе (в центре водоема), а также доля Cladocera в общей биомассе сообщества (табл. 4.5.5). Величины индексов Шеннона-Уивера в литоральной зоне снижались, а в центре водоема увеличивались. По численности в прибрежье среди доминантов отмечен *Brachionus angularis*, в центре — *B. angularis*, копеподиты Cyclopoida и *Diaphanosoma brachyurum*. По биомассе массового развития на мелководье достигали *Brachionus angularis*, копеподиты Cyclopoida и

Diaphanosoma brachyurum, в центре — копеподиты Cyclopoida и *Diaphanosoma brachyurum*. Следовательно, среди доминирующих видов в 2011 г. появилась коловратка *Brachionus angularis* — вид-индикатор высокотрофных и α -мезосапробных вод.

На открытом участке литоральной зоны оз. Хар численность и биомасса зоопланктона сокращались, возрастала доля коловраток в общей численности и биомассе сообщества, индекс Шеннона-Уивера, рассчитанный по численности, увеличивался, а по биомассе — уменьшался (табл. 4.5.5). Среди зарослей макрофитов численность зоопланктона также сокращалась, однако биомасса не изменялась за счет увеличения доли ветвистоусых ракообразных. При этом в оба года изучения здесь регистрировались максимальные индексы Шеннона-Уивера, хотя в 2011 г. их величины были меньше, чем в 2010 г. В центральной части водоема численность и биомасса зоопланктона значительно возрастали, в общей численности увеличивалась доля коловраток, а величины индекса Шеннона-Уивера уменьшались. Необходимо отметить, что в 2011 г. в составе доминирующих по численности видов зоопланктона литоральной зоны к *Brachionus angularis* добавились индикаторы высокотрофных условий — *Filinia longiseta* и *Keratella cochlearis*, а в центре водоема появились *Daphnia (Daphnia) galeata*, *D. (D.) hyalina* и их гибриды. По биомассе среди доминантов в прибрежье обнаружены копеподиты Cyclopoida, *Eudiaptomus graciloides*, *Sida crystallina*, *Daphnia (D.) galeata*, *D. (D.) hyalina* и их гибриды, в центральной части — копеподиты Cyclopoida, *Daphnia (D.) galeata*, *D. (D.) hyalina* и их гибриды.

В центре оз. Ногон при повышении уровня воды и увеличении площади водоема, в 2011 г. численность и биомасса зоопланктона возрастали, при этом в общей численности увеличивалась доля коловраток, а в общей биомассе — ветвистоусых ракообразных (табл. 4.5.5). В составе видов, доминирующих по численности, изменений по сравнению с 2010 г. не наблюдалось, а по биомассе среди доминантов обнаружены те же, что и в 2010 г. таксоны, к которым добавлялись *Diaphanosoma brachyurum* и *Bosmina (Bosmina) longirostris*. В литоральной зоне, возникшей на месте отшнурованного в 2010 г. участка, численность зоопланктона снижалась, а биомасса увеличивалась, сокращалась доля коловраток, возрастала доля ракообразных, а также величины индексов Шеннона-Уивера. Кроме того, если в 2010 г. по численности и биомассе доминировали *Filinia longiseta* и *Brachionus angularis*, то в 2011 г. массового развития в общей численности достигали *Filinia longiseta* и ювенильные Copepoda, в общей биомассе — копеподиты Cyclopoida, *Ceriodaphnia pulchella* и *C. quadrangula*.

В прибрежье оз. Дургэн в 2011 г. увеличивались численность и биомасса зоопланктона, незначительно повышались доля коловраток в общей численности сообщества и величины индексов Шеннона-Уивера (табл. 4.5.5). Также несколько изменился состав доминирующих видов: по численности среди них отмечены *Brachionus quadridentatus brevispinus*, *Filinia longiseta*, *Hexarthra fennica* и науплиусы Cyclopoida, по биомассе — *Brachionus quadridentatus brevispinus* и копеподиты Cyclopoida.

Количественные показатели зоопланктона озер Хар, Ногон и Дургэн в 2010–2011 гг. разительно отличались от данных, полученных в конце 1970-х гг. В оз. Хар сократилась средняя для водоема биомасса (в 1.3–2.6 раза), возросла (в 2.9 раза) доля коловраток в общей биомассе сообщества (рис. 4.5.3). Менялся и состав доминантов (см. выше), в конце 70-х гг. прошлого столетия среди них были отмечены *Mesocyclops leuckarti*, *Daphnia cucullata* G. Sars и *Eudiaptomus graciloides* (Рыбы ..., 1983).

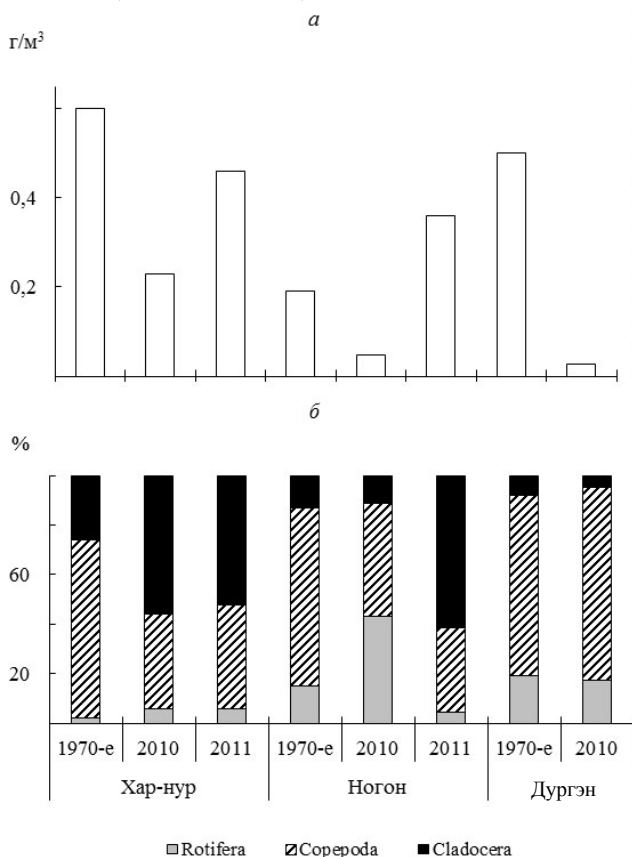


Рис. 4.5.3. Средняя биомасса (а) и доля таксономических групп зоопланктона в общей биомассе (б) в озерах Хар, Ногон и Дургэн в разные годы изучения.

В оз. Ногон, по сравнению с 1978–1979 гг. (Рыбы ..., 1983), биомасса зоопланктона также изменялась, но в 2010 г. она сокращалась (в 4 раза), а в 2011 г. увеличивалась (в 1.9 раза) (рис. 4.5.3 а). При этом в 2010 г. в общей биомассе возрастала доля Rotifera (в 2.9 раза), а доля Copepoda снижалась (в 1.6 раза) (рис. 4.5.3 б). Однако, в 2011 г. относительное обилие коловраток уменьшалось при увеличении доли ветвистоусых ракообразных. Кроме того, трансформировался и состав доминирующих видов (см. выше): в конце 1970-х гг. среди них были отмечены *Mesocyclops leuckarti*, *Eudiaptomus graciloides* и *Ceriodaphnia reticulata* (Jurine) (Рыбы ..., 1983).

В оз. Дургэн в 2010 г., по сравнению с данными 1970-х гг., средняя по водоему биомасса зоопланктона значительно сокращалась (в 19 раз), но процентное соотношение таксономических групп изменялось незначительно (рис. 4.5.3). Лишь в литоральной зоне, первой принимающей на себя сток органических веществ с площади водосбора, возростала доля коловраток, что наиболее ярко проявлялось в 2011 г. (табл. 4.5.5). Как показывают сведения о массово развивающихся в конце 70-х гг. прошлого века видах — *Arctodiaptomus salinus* и *Diaphanosoma brachyurum* (Рыбы ..., 1983) — состав доминантов в озере значительно не изменялся, хотя, как указывалось выше, в литоральной зоне в 2010–2011 гг. среди них отмечались индикаторы высокотрофных вод: *Filinia longiseta* и представители рода *Brachionus*.

Полученные результаты свидетельствуют о значительных изменениях зоопланктона по сравнению с данными, полученными в прошлом веке, а также о межгодовых (2010–2011 гг.) колебаниях показателей развития сообществ.

Трансформация видового состава, численности, биомассы и соотношения таксономических групп беспозвоночных трех исследованных озер (Хар, Ногон и Дургэн), произошедшие в период с 1970-х гг., свидетельствуют о возрастании степени органической нагрузки. Этому способствовало повышение поверхностного стока в связи с увеличением количества атмосферных осадков на фоне возрастания поголовья сельскохозяйственных животных, а также обмеление водоемов из-за высокой испаряемости воды (Рэгдэл, Дугаржав, 2010; Gomboluudev et al., 2010). Наиболее глубокие изменения происходили в пресном мелководном оз. Хар. По мере увеличения электропроводности воды в озерах Ногон и Дургэн трансформация показателей сообществ в 2010 г. была менее значимой. Повидимому, сформированные в условиях более высокой минерализации воды сообщества обладают бóльшей стабильностью даже в условиях снижения уровня воды и увеличения органической нагрузки.

Среди причин межгодовых (2010–2011 гг.) вариаций зоопланктона мы, в первую очередь, выделяем температуру воды, которая в 2011 г. практически на всех исследованных участках была выше, чем в аналогичный период 2010 г. (табл. 4.5.6).

Известно, что при более высоких температурах процессы первичного продуцирования происходят более интенсивно (Даценко, 2007). Очевидно, что при этом более ярко проявляются последствия влияния эвтрофирования и на зоопланктон. В результате этого, изменения структурных показателей зоопланктона в 2011 г. соответствовали изменениям, наблюдаемым при эвтрофировании водоемов (Андроникова, 1996), причем направление этих изменений зависело от состояния озер и их участков в предыдущий год изучения, а также от зарослей макрофитов, минерализации и уровня воды.

В менее трофных оз. Хар-Ус и центральной части оз. Хар, а также в литоральной зоне минерализованного оз. Дургэн численность и биомасса сообществ возрастали, в то время как в более трофном прибрежье оз. Хар — снижались.

В общей численности зоопланктона этих водоемов повышалась доля коловраток. В общей биомассе, в зависимости от состояния сообществ в предыду-

щий год, возрастала либо доля ветвистоусых ракообразных (литоральная зона оз. Хар-Ус, заросли макрофитов и центр оз. Хар), либо доля коловраток (участок открытого мелководья оз. Хар). При этом снижались величины индексов Шеннона-Уивера, рассчитанных по биомассе. В оз. Дургэн изменений соотношения таксономических групп беспозвоночных в общей биомассе практически не происходило, как не наблюдалось и заметных изменений величин индексов Шеннона-Уивера.

Таблица 4.5.6. Глубина (h), прозрачность (z) и температура (T) воды исследованных озер в 2010 и 2011 гг.

Озеро	Станция*	Год	h , м	z , м	T , °C
Хар-Ус	1	2010	0.5	0.3	21.1
		2011	0.5	0.4	26.3
	2	2010	2.0	0.3	19.7
		2011	2.5	0.4	25.0
Хар	1	2010	0.5	До дна	22.0
		2011	0.5	До дна	25.0
	1 ¹	2010	0.5	До дна	22.0
		2011	0.5	До дна	25.0
	2	2010	3.5	0.6	20.1
		2011	3.0	0.6	23.5
Ногон	2	2010	0.7	0.3	20.8
		2011	1.0	0.7	22.1
Дургэн	1	2010	0.3	До дна	20.3
		2011	0.3	До дна	22.0

Примечание. * 1 — открытый участок литоральной зоны; 1¹ — среди зарослей макрофитов литоральной зоны; 2 — центр водоема.

Особый интерес представляет зоопланктон оз. Ногон. Изменения, произошедшие с конца 70-х гг. прошлого столетия связаны, очевидно, с интенсификацией эвтрофирования, чему в 2010 г., наряду с увеличением поверхностного стока и поголовья сельскохозяйственных животных, способствовало резкое обмеление водоема вплоть до образования отшнурованных участков. Известно, что признаки эвтрофирования более выражены в годы низкого уровня воды, когда наблюдаются рост поглощения кислорода при разложении органических веществ, стимуляция регенерации биогенных веществ из донных отложений в воду, повышение биогенной нагрузки и биомассы фитопланктона (Даценко, 2007; Гончаров, Даценко, 2002). В свою очередь, изменения показателей зоопланктона в 2011 г. относительно данных 2010 г., указывающие на улучшение состояния сообществ (увеличение видового богатства и индекса Шеннона-Уивера, рассчитанного по биомассе, сокращение в составе доминирующих организмов видов-индикаторов высокой степени органической нагрузки), могут быть связаны с повышением уровня воды. Это „разбавляло” насыщенные биогенными и органическими веществами водные массы, в том числе и в литоральной зоне, возникшей на месте отшнурованного в 2010 г. участка. Более высокая температура

воды в 2011 г. стимулировала развитие беспозвоночных, в том числе и тех, которые попали из оз. Хар. Об этом свидетельствовало обнаружение в оз. Ногон не зафиксированных в предыдущий год изучения видов, например, представителей рода *Daphnia*, которые и в 2010 и в 2011 гг. массово развивались в оз. Хар.

Таким образом, в условиях изменения климата Монголии увеличивается количество атмосферных осадков и испаряемость, снижается уровень воды водоемов, кроме того возрастает поголовье сельскохозяйственных животных. Это приводит к повышению трофического статуса водоемов Западной Монголии, определяемому по структурным показателям зоопланктона. В пресных озерах, по сравнению с данными 1970-х гг., значительно увеличилось видовое богатство беспозвоночных, в том числе и за счет видов-индикаторов высокой степени органической нагрузки. Это, наряду с сокращением биомассы сообществ при увеличении доли коловраток и ветвистоусых ракообразных, свидетельствует о высокой степени органической нагрузки на водоемы. Во всех озерах максимальной численности и биомассы зоопланктон достигал в литоральной зоне, где отличался высоким обилием коловраток, в том числе видов-индикаторов эвтрофных вод.

Наиболее ярко изменения зоопланктона выражены в пресноводных экосистемах. В озерах с более высокой минерализацией воды, для зоопланктона которых характерно минимальное видовое разнообразие, происходили наименьшие изменения видового состава и соотношения таксономических групп планктонных беспозвоночных. Вероятно, это связано с влиянием минерализации воды, при которой зоопланктон отличается менее сложной организацией и, следовательно, быстрее адаптируется к возросшей нагрузке.

Межгодовые вариации структурных показателей зоопланктона определяются температурой, уровнем и минерализацией воды озер.

Исследованная водная система может быть рекомендована для долгосрочного мониторинга сообществ беспозвоночных, развивающихся в изменяющихся условиях среды, поскольку совмещает водные объекты, различающиеся по трофическому статусу, минерализации воды, степени зарастания, уровенному режиму и степени сельскохозяйственной (скотоводство) нагрузки.

Менее подробные исследования, проведенные на других озерах, указывают на аналогичные процессы.

В зоопланктоне оз. Сангийн-Далай (Котловина Больших Озер), по данным 2003–2004 гг., численность зоопланктона составляла приблизительно те же величины, что и в 70-х гг. прошлого века (табл. 4.5.1) — 102 тыс. экз./м³. Однако регистрировалось снижение биомассы зоопланктона (в среднем в 6.8 раза) при увеличении доли коловраток в общей численности (с 55.5 до 89.5%) и биомассе (с 7.9 до 32.5%) сообщества.

Согласно единичным сборам на оз. Ачит, принадлежащего к группе Алтайских озер, в начале XXI-го века численность зоопланктона практически не изменялась, но биомасса значительно (в 13.7 раза) сокращалась. Происходило это за счет увеличения доли коловраток в общей биомассе (с 3.7 до 33.5%) на фоне снижения доли веслоногих ракообразных (с 44.3 до 14.1%).

В оз. Толбо (группа Алтайских озер) по сравнению с предыдущим периодом изучения наблюдалось значительное увеличение численности (в 8.9 раз) и биомассы (в 7.8 раза). При этом в общей численности сообщества возрастала доля веслоногих ракообразных (с 25.3 до 54.3%) за счет ювенильных стадий и взрослых особей индикатора мезотрофно-эвтрофных условий *Thermocyclops crassus*, а в общей биомассе увеличивалась доля ветвистоусых ракообразных (с 25 до 79.3%) при массовом развитии другого индикатора мезотрофно-эвтрофных условий — *Bosmina (Bosmina) longirostris*.

На состояние зоопланктона озер Монголии наряду с указанными выше факторами, значительное влияние оказывают притоки и водообмен. Опишем эти процессы на примере сообществ планктонных беспозвоночных озер Орог и Тэрхийн-Цаган.

Озеро Орог, расположенное в Гобийском районе бессточного Центральноазиатского бассейна, в Долине Озер, изучали в 2002, 2004 и 2008 гг. Вода озера имела низкую прозрачность — 0.02–0.05 м, что характеризовало его воды, как грязные. Зоопланктон оз. Орог отличался низким разнообразием — всего за период исследования отмечено 13 видов (6 коловраток, 1 веслоногих и 6 ветвистоусых ракообразных) (табл. 4.5.7). Наблюдались и межгодовые флуктуации разнообразия: в 2004 г. было зарегистрировано всего 3 вида, в 2002 и 2008 гг. — 7 видов, причем в 2002 г. максимальным разнообразием отличались Rotifera, в 2008 г. — Cladocera.

Таблица 4.5.7. Таксономический состав зоопланктона оз. Орог

Показатель	2002 г.	2004 г.	2008 г.
Тип ROTIFERA КЛАСС			
EUROTATORIA			
Надотряд Pseudotrocha			
Отряд Transversiramida			
Подотряд Brachionina			
Семейство Brachionidae			
<i>Brachionus quadridentatus</i> Hermann	+	–	–
<i>B. urceus</i> (Linnaeus)	+	+	–
Семейство Euchlanidae			
<i>Euchlanis dilatata</i> Ehrenberg	–	–	+
Надотряд Gnesiotrocha			
Отряд Protoramida			
Подотряд Flosculariina			
Семейство Filiniidae			
<i>Filinia longiseta</i> (Ehrenberg)	+	+	–
Надотряд Pseudotrocha			
Отряд Saeptiramida			
Подотряд Notommatina			
Семейство Trichocercidae			
<i>Trichocerca bidens</i> (Lucks)	+	–	–
Подотряд Ploesomida			
Семейство Synchaetidae			

Таблица 4.5.7. (продолжение)

Показатель	2002 г.	2004 г.	2008 г.
<i>Synchaeta</i> sp.	+	–	–
ТИП ARTHROPODA			
КЛАСС CRUSTACEA			
Отряд Copepoda			
Подотряд Calaniformes			
Семейство Diaptomidae			
<i>Eudiaptomus graciloides</i> Lilljeborg	+	+	+
НАДОТРЯД CLADOCERA			
Отряд Stenopoda			
Семейство Sididae			
<i>Diaphanosoma brachyurum</i> Lievin	–	–	+
Отряд Anomopoda			
Семейство Daphniidae			
<i>Daphnia (Daphnia) pulex</i> (De Geer)	–	–	+
<i>D. (D.) kurvirostris</i> Eylmann	–	–	+
Семейство Chydoridae			
Подсемейство Chydorinae			
<i>Chydorus sphaericus</i> (O.F. Müller)	–	–	+
Семейство Macrothricidae			
<i>Macrothrix hirsuticornis</i> Norman et Brady	–	–	+
Семейство Moinidae			
<i>Moina kaszabi</i> Forgo	+	–	–

Примечание. „+” — вид отмечен; „–” — вид не отмечен.

Летом 2002 г. основу численности зоопланктона составляли коловратки за счет *Filinia longiseta* и *Brachionus quadridentatus*, кроме которых доминировали копепоидиты и взрослые особи *Eudiaptomus graciloides* (табл. 4.5.8).

Таблица 4.5.8. Показатели зоопланктона оз. Орог

Показатель		2002 г.	2004 г.	2008 г.
Численность:	Rotifera, %	65.5	0.2	7.4
	Copepoda, %	34.5	99.8	74.2
	Cladocera, %	0.002	0	18.3
	Всего, тыс. экз./м ³	192.8	150.1	114.5
	Rotifera, %	4.1	0.004	0.2
Биомасса:	Copepoda, %	95.8	99.996	61.6
	Cladocera, %	0.1	0	38.1
	Всего, г/м ³	2.3	3.6	7.3
H_N , бит/экз.	2.39	1.16	1.51	
H_B , бит/г	1.16	0.39	1.94	
E	10	6	0.5	
Доля видов-индикаторов эвтрофных вод, %	64.8	0.2	13.1	

В 2004 г. численность зоопланктона незначительно уменьшилась (в 1.3 раза), снизился индекс Шеннона-Уивера, резко сократилась (на 3 порядка) доля коловраток, за счет доминирования ювенильных и взрослых особей *E. graciloides* повысилась доля веслоногих раков (в 2.9 раза) (табл. 4.5.8). В 2008 г. численность зоопланктона была ниже, чем в 2002 и 2004 гг. (в 1.7 и 1.3 раза соответственно), ее основу составлял *E. graciloides*, наибольшей за весь период исследований доли достигали ветвистоусые, среди которых лидировала *Daphnia pulex*. Индекс Шеннона-Уивера был больше, чем в 2004 г., но не достиг значения 2002 г.

Биомасса зоопланктона в 2008 г. была выше, чем в 2002 и 2004 гг. соответственно в 3.2 и 2 раза (табл. 4.5.8). Во все периоды исследования ее основу составляли веслоногие ракообразные, представленные копеподитами и взрослыми особями *Eudiaptomus graciloides*, в 2008 г. отмечена максимальная доля ветвистоусых рачков за счет доминирования *Daphnia pulex*. Кроме того, в 2008 г. зарегистрирован наибольший индекс Шеннона-Уивера, рассчитанный по биомассе.

По величине коэффициента трофности в 2002 и 2004 гг. воды центра озера характеризовались как гипертрофные, в 2008 г. — мезотрофные. Максимальная доля индикаторов эвтрофных вод зарегистрирована в 2002 г.

Отмеченные межгодовые различия показателей зоопланктона определялись уровнем режимом озера и притоком вод р. Туйн. При максимальном уровне воды (2002 г.) основу численности составляли коловратки при значительной их доле и в общей биомассе, отмечено максимальное обилие индикаторов эвтрофных вод. Все это свидетельствует об органической нагрузке на водоем (Андроникова, 1996) вследствие пастбищного скотоводства на его берегах. При снижении уровня воды и сильном влиянии вод р. Туйн (2004 г.) в зоопланктоне озера сокращалась доля коловраток и индикаторов эвтрофных вод, основу численности и биомассы составляли веслоногие рачки, а низкие величины индекса разнообразия свидетельствовали о перестройке сообщества. Хотя, как и в 2002 г., коэффициент трофности соответствовал гипертрофным водам, наблюдалось уменьшение его величины (табл. 4.5.8). При минимальном уровне воды и отсутствии влияния вод р. Туйн (2008 г.) зоопланктон достигал максимальной биомассы за счет ракообразных, по величине коэффициента трофности воды соответствовали мезотрофным, доля индикаторов высокотрофных вод была значительно меньше, чем в 2002 г., но больше, чем в 2004 г.

Таким образом, по мере снижения уровня воды в озере наблюдалось увеличение биомассы зоопланктона за счет ракообразных, уменьшение доли коловраток и коэффициента трофности. В большей степени такие изменения свидетельствуют о деэвтрофировании водоема, что может быть связано с уменьшением влияния скотоводства, т.к. обширные обсохшие участки ложа не могли служить местом выпаса, а границы пастбищ были максимально удалены от уреза воды. Одновременно характер изменений зоопланктона озера определялся также водами притока. В период его наиболее значительного влияния (2004 г.) в зоопланктоне максимального развития достигали Calanoida, зарегистрировано минимальные разнообразие и доли коловраток и индикаторов высокотрофных вод,

что выступает признаками олиготрофных озер (Андроникова, 1996). В период пересыхания притока в общей численности и биомассе зоопланктона озера, наряду с Calanoida, заметную долю составляли Cladocera, среди которых отмечен индикатор α -мезосапробных вод *Daphnia pulex*, биомасса достигала максимальных величин, повышалось обилие видов индикаторов эвтрофных вод.

В составе зоопланктона оз. Тэрхийн-Цаган (Хангайский район) в 2011 г. обнаружено 16 видов беспозвоночных, среди которых 9 — Rotifera, 3 — Copepoda и 4 — Cladocera (табл. 4.5.9). Максимальное количество отмечено в литоральной зоне — 15 видов (8 — Rotifera, 3 — Copepoda и 4 — Cladocera), в центральной области зарегистрировано 11 видов (7 — Rotifera, 3 — Copepoda и 1 — Cladocera).

Таблица 4.5.9. Таксономический состав зоопланктона и коэффициент трофности (E) оз. Тэрхийн-Цаган

Таксон	Год / участок		
	2003	2011	
	Пелагиаль	Пелагиаль	Литораль
Тип ROTIFERA КЛАСС			
EUROTATORIA			
Надотряд Pseudotrocha			
Отряд Saeptiramida			
Подотряд Ploesomida			
Семейство Synchaetidae			
<i>Polyarthra dolichoptera</i> Idelson		+	+
<i>P. major</i> Burckhardt <i>P.</i>		+	+
<i>vulgaris</i> Carlin <i>Synchaeta</i>	+	–	–
<i>pectinata</i> Ehrb.	–	–	–
Подотряд Notommatina			
Семейство Trichocercidae			
<i>Trichocerca capucina</i> (Wierzejski et Zacharias)	–	–	+
Отряд Transversiramida			
Подотряд Brachionina			
Семейство Brachionidae			
<i>Brachionus angularis</i> Gosse	+	–	–
<i>Kellicottia longispina</i> (Kellicott.)	–	–	+
<i>Keratella cochlearis</i> (Gosse)	–	+	+
<i>K. quadrata</i> (Müller)	–	–	–
Семейство Euchlanidae			
<i>Euchlanis dilatata</i> Ehrenberg	–	–	+
Подотряд Mutilinina			
Семейство Colurellidae			
<i>Lepadella patella</i> (Müll.)	–	–	+
<i>Pomholux sulcata</i> Hudson	–	+	+
Отряд Saltiramida			
Семейство Asplanchnidae			
<i>Asplanchna priodonta</i> Gosse	+	+	+

Таблица 4.5.9. (продолжение)

Таксон	Год / участок		
	2003	2011	
	Пелагиаль	Пелагиаль	Литораль
ТИП ARTHROPODA			
КЛАСС CRUSTACEA			
Отряд Copepoda			
Подотряд Calaniformes			
Семейство Diaptomidae			
<i>Arctodiaptomus bacilifer</i> (Koelbel)	+	+	+
Подотряд Cyclopiformes			
Семейство Cyclopidae			
<i>Cyclops abussorum</i> Sars	+	+	+
<i>C. vicinus</i> Uljanin	–	+	+
Надотряд Cladocera			
Отряд Stenopoda			
Семейство Sididae			
<i>Diaphanosoma brachyurum</i> Lievin	–	–	+
Отряд Anomopoda			
Семейство Daphniidae			
<i>Daphnia (D.) hyalina</i> Leydig.	+	+	+
Семейство Chydoridae			
Подсемейство Aloninae			
<i>Alona affinis</i> Leydig.	–	–	+
Подсемейство Chydorinae			
<i>Chydorus sphaericus</i> (O.F. Müller)	–	–	+
Число видов:			
Rotifera	4	7	8
Copepoda	2	3	3
Cladocera	1	1	4
Всего зоопланктона	7	11	15
<i>E</i>	0.88	1.16	0.76

По величине коэффициента трофности центральная область водоема характеризовалась, как эвтрофная, прибрежная — мезотрофная (табл. 4.5.9). В целом, по видовому составу зоопланктеров водоем относился к мезотрофным ($E = 0.83$).

По численности первенствовал зоопланктон центральной части водоема, где плотность организмов была в 4 раза выше, чем в прибрежье, причем в 59 раз была больше численность ветвистоусых, в 29 раз — коловраток и в 3 раза — веслоногих ракообразных (табл. 4.5.10).

Основу численности составляли Copepoda, в центре озера доминировали науплиусы циклопов, *Arctodiaptomus bacilifer*, *Cyclops vicinus* и *Daphnia (D.) hyalina*, в прибрежье — ювенильные Cyclopoida и *Cyclops vicinus*. Наибольшие величины индекса Шеннона-Уивера, рассчитанного по численности, зарегистрированы в центре водоема — 3.0 бит/экз., в то время как в прибрежье — 1.73.

Максимальной биомассы зоопланктон также достигал в центральной области озера, превышая величины в прибрежье в 26 раз, причем биомасса ветвистоусых ракообразных была больше в 2101 раз, коловраток — в 34 раза, веслоногих

— в 12.5 (табл. 4.5.10). В центре озера по биомассе доминировали *Daphnia (D.) hyalina* и *Arctodiaptomus bacilifer*, в прибрежье — копепоидиты и взрослые особи *Cyclops vicinus*. Выравненность зоопланктона по биомассе на разнотипных участках озера практически не различалась: величина индекса Шеннона-Уивера в центре водоема составляла 1.56 бит/г, в прибрежье — 1.67.

Таблица 4.5.10. Показатели зоопланктона оз. Тэрхийн-Цаган

Год	Участок	Численность			
		Rotifera, экз./м ³ %	Сорепода, экз./м ³ %	Cladocera, экз./м ³ %	Общая, экз./м ³
2003	Центр	<u>9300</u> 23.3	27050 67.9	<u>3500</u> 8.8	39850
2011	Центр	<u>23420</u> 16.0	<u>104000</u> 71.0	<u>19000</u> 13.0	146420
	Прибрежье	<u>800</u> 2.2	<u>35140</u> 96.9	<u>320</u> 0.9	36260
Год	Участок	Биомасса			
		Rotifera, г/м ³ %	Сорепода, г/м ³ %	Cladocera, г/м ³ %	Общая, г/м ³
2003	Центр	<u>0.0043</u> 0.3	<u>0.99</u> 63.3	<u>0.57</u> 36.4	1.56
2011	Центр	<u>0.0619</u> 0.7	<u>3.98</u> 47.3	<u>4.37</u> 51.9	8.42
	Прибрежье	<u>0.0018</u> 0.6	<u>0.32</u> 98.8	<u>0.0021</u> 0.6	0.32

По сравнению с данными, полученными в конце 1970-х гг. (Рыбы ..., 1983), видовой состав зоопланктона остался практически тем же. Несколько изменилось соотношение таксономических групп беспозвоночных: в прошлом веке основу численности составляли коловратки, а в 2011 г. — веслоногие ракообразные. Изменился, соответственно, и состав преобладающих по численности видов, среди которых в 1970-е гг. доминировали *Pomholux sulcata*, *Kellicottia longispina*, *Asplanchna priodonta*, *Polyarthra longiremis* и *Keratella cochlearis*, численность которых в 2011 г. была значительно ниже (табл. 4.5.11).

По сравнению с 2003 г. наблюдалось увеличение количества видов (в 1.6 раза) (табл. 4.5.9). Численность возрастала в 3.7 раза за счет увеличения плотности всех таксономических групп планктонных беспозвоночных (Rotifera — в 2.5 раза, Сорепода — в 3.8, Cladocera — в 5.4) (табл. 4.5.10). Биомасса повышалась в 5.4 раза при увеличении представленности всех таксономических групп зоопланктонов (Rotifera — в 14.4 раза, Сорепода — в 4.0, Cladocera — в 7.6) (табл. 4.5.10). При этом изменялась доля таксономических групп беспозвоночных планктона: в общей численности сообщества сокращалась доля коловраток (в 1.4 раза), возрастала доля веслоногих (1.1 раза) и ветвистоусых (1.5 раза) ра-

кообразных, а в общей биомассе увеличивалась доля всех таксономических групп: Rotifera — в 2.4 раза, Copepoda — в 1.3, Cladocera — в 1.4.

Необходимо отметить отличия показателей зоопланктона в прибрежной и центральной зонах водоема. Наибольшей численностью, биомассой и выравненностью характеризовалось сообщество центра озера. По всей видимости, это связано с более суровыми гидродинамическими условиями (ветровое перемешивание) существования беспозвоночных в литоральной зоне. Кроме того, побережье оказалось свободным от зарослей макрофитов, основной пояс которых находился на глубинах 2–3 м из-за резко поднявшегося в 2011 г. уровня воды. Более высокое видовое разнообразие беспозвоночных на мелководье может быть связано с механическим вымыванием с субстрата вторичных фильтратов из числа Cladocera, относящихся к группе организмов, способных вести прикрепленно-плавающий образ жизни (Чуйков, 1981).

Таблица 4.5.11. Численность (тыс. экз./м³) Cladocera и Rotifera в августе 1963–1964 (Рыбы ..., 1983) и 2011 гг. в оз. Тэрхийн-Цаган

Вид	1963–1964 гг.	2011 г.
<i>Daphnia (D.) hyalina</i>	4.58	19.0
<i>Bosmina longirostris</i>	0.28	–
<i>Chydorus sphaericus</i>	0.27	0.02
<i>Sida crystallina</i>	1.39	–
<i>Eurycercus lamellatus</i>	0.13	–
<i>Alona affinis</i>	0.14	0.24
<i>Simocephalus vetulus</i>	0.28	–
<i>Ceriodaphnia affinis</i>	0.55	–
<i>Asplanchna priodonta</i>	2.01	5.0
<i>Keratella cochlearis</i>	2.26	0.4
<i>K. quadrata</i>	0.17	–
<i>Kellicottia longispina</i>	14.09	2.0
<i>Pompholux sulcata</i>	74.98	2.0
<i>Filinia longiseta</i>	0.11	–
<i>Polyarthra longiremis</i>	2.72	–

В целом, по сравнению с 1970-ми гг., необходимо отметить улучшение экологического состояния водоема, о чем свидетельствует снижение доли коловраток, в том числе сокращение численности такого индикатора эвтрофирования, как *Pompholux sulcata*, а также исчезновение *Keratella quadrata* и *Filinia longiseta*.

Кроме того, состояние зоопланктона в 2011 г. свидетельствует о значительных изменениях и по сравнению с 2003 г. Обнаружено увеличение числа видов беспозвоночных в основном за счет коловраток и ветвистоусых ракообразных, зарегистрировано повышение численности и биомассы зоопланктона при увеличении представленности всех таксономических групп зоопланктеров, но в большей степени ветвистоусых ракообразных.

Все указанные изменения зоопланктона в 2011 г. по сравнению с данными 2003 г. свидетельствуют о разнонаправленных процессах, связанных с особенностями влияния абиотических и биотических факторов. Увеличение уровня воды и водообмена озера могло способствовать снижению последствий органической нагрузки на водоем, но параллельно отмечается возрастание самой нагрузки из-за повышения количества атмосферных осадков на фоне активного использования водосбора в качестве пастбищных угодий сельскохозяйственных животных и рекреационной зоны (строительство и эксплуатация многочисленных баз отдыха). В результате наблюдается увеличение численности и биомассы зоопланктона за счет ветвистоусых ракообразных, регистрируется повышение коэффициента трофности до величины, характерной для эвтрофных вод, что является закономерной реакцией при повышении органической нагрузки на озеро (Андроникова, 1996).

Одновременно отмечен и ряд специфических изменений. В первую очередь обращает на себя внимание сокращение доли коловраток в общей численности зоопланктона, а также повышение количества Copepoda. Увеличение последних происходило в большей степени за счет *Arctodiaptomus bacilifer*, который в 2003 г. составлял 0.1% в общей численности и 0.4% в общей биомассе зоопланктона, а в 2011 г. соответственно 25.3 и 37.8%.

Среди возможных причин столь неоднозначной реакции зоопланктона можно назвать две. Во-первых, снижение „контроля сверху” в связи с возможным сокращением рыбных запасов из-за браконьерского вылова. Аналогичная картина наблюдалась в оз. Севан (Крылов и др., 2010). Во-вторых, по сведениям местных жителей водоем активно используется гидрофильными птицами для гнездования и при перелете, причем их плотность достигает рекордных величин. Исследования водоемов России и Армении показали, что при влиянии продуктов жизнедеятельности гидрофильных птиц увеличивается количественная представленность зоопланктона, которая происходит в основном за счет веслоногих ракообразных на фоне сокращения доли коловраток (Крылов и др., 2011). Повышение численности, биомассы, а также относительного обилия ветвистоусых ракообразных в условиях влияния птиц происходит при зарастании водоемов макрофитами. Именно такая картина наблюдалась в оз. Тэрхийн-Цаган, когда заросли водных растений занимали большую часть акватории водоема, причем располагались на значительном (5–10 м) расстоянии от уреза воды, что связано, как отмечалось выше, с резким подъемом уровня воды в 2011 г.

В целом, полученные результаты указывают, что оз. Тэрхийн-Цаган требует организации комплексного мониторинга, включающего анализ изменений уровня режима, водообмена, химических параметров воды, зарастания, бактерио-, фито- и зоопланктона, макрозообентоса и рыбного населения. Именно такой подход позволит дать более полное и объективное объяснение наблюдающимся изменениям живого населения этого водоема.

Таким образом, на современном этапе зоопланктон озер Монголии испытывает существенное влияние изменяющихся условий среды. При увеличении поверхностного стока, испаряемости и сельскохозяйственной (скотоводство) на-

грузки изменение структуры зоопланктона соответствует направлениям, описанным, как закономерная реакция на интенсификацию процессов эвтрофирования. Глубина изменений зоопланктона зависит от минерализации воды, влияния притоков, водообмена, уровня и температуры воды. Необходимо отметить значительное увеличение видового богатства планктонных беспозвоночных, в том числе за счет видов-индикаторов эвтрофных вод.

4.6. ЗООБЕНТОС

4.6.1. Зообентос в 1960–1980-е гг.*

Сведения о развитии зообентических сообществ озер Монголии носят весьма ограниченный характер, касаются главным образом видового состава зообентоса и в ряде случаев его количественных характеристик. Дополнительный материал в этой области получен в результате исследований, проведенных ССМКБЭ в 1989–1990 гг.

В оз. Дод-Цаган в период 1962–1963 гг. найдено 28 видов донных беспозвоночных, из которых 11 видов составляют моллюски, 10 — ручейники; встречены также личинки хирономид, озерный бокоплав и другие. Максимальная численность бентоса (125–3770 экз./м²) наблюдалась в мелководной части озера; в северной части (оз. Тарган) численность зообентоса летом составляет 1163 экз./м², а биомасса колеблется от 68 до 262 г/м² (преобладают *Gammarus lacustris*) (Дулмаа, Нансалмаа, 1983). По уровню биомассы зообентоса озеро в целом можно отнести к высокопродуктивному классу — гиперэвтрофному.

Зообентос оз. Угий исследовали в зарослях высших водных растений и на илистых грунтах профундали. Зарослевая фауна представлена характерными для этого биотопа беспозвоночными: моллюсками — 6 видов, пиявками — 4 вида, личинками хирономид — 6 видов, ручейников — 6 видов, стрекоз — 5 видов. Всего в озере обнаружен 31 вид бентосных животных. Фауна илистой профундали представлена преимущественно *Anodonta sedakovi*, личинками хирономид и олигохетами сем. Tubificidae. На прибрежных грунтах с высшими водными растениями биомасса достигала 14 г/м², на илистых грунтах в профундали она колебалась в пределах от 8 до 10 г/м² (Дулмаа, Нансалмаа, 1983). Это указывает на то, что озеро относится к классу альфа-эвтрофных водоемов.

Основным биотопом оз. Тэрхийн-Цаган является зона песчаных грунтов, нередко с галькой и камнями. Она населена главным образом озерным бокоплавом, пиявками (2 вида), моллюсками (6 видов), личинками хирономид (4 вида). Всего в озере насчитывается 21 вид бентосных животных. Черные илы, распространенные в глубине заливов, богаты моллюсками — *Pisidium cesertanum*, *Valvata piscinalis*, *Radix auricularia*; здесь их насчитывается до 500–1200 экз./м². Профундальные пески заселены скудно. Биомасса бентоса составила в этой зоне в среднем 0.08 г/м², 65% которой приходится на личинок хирономид и олигохет. Тонкий рыжеватый ил профундали заселен исключительно личинками хирономид и олигохетами с биомассой 1–1.5 г/м² (Дулмаа, Нансалмаа, 1983). Трофический статус озера можно охарактеризовать как бета-олиготрофный.

* А. Дулмаа, В. В. Скворцов, В. А. Петухов

Зообентосные сообщества озер Хар, Ногон и Дургэн, расположенных в КБО, изучены наиболее полно. Здесь изучены не только видовой состав донных беспозвоночных, но и их численность и биомасса на протяжении летних сезонов 1978–1979 гг., а также рассчитана продукция зообентоса (Бульон и др., 1983).

Существенной чертой распределения зообентоса в озерах является приуроченность его к литорали, что связано с большой заиленностью мелководий. Макробентос водоемов отличается сравнительно большим видовым разнообразием. Причем наибольшее количество видов обнаружено в пресноводных водоемах Хар и Ногон (соответственно 36 и 43 вида). Солонатоводное оз. Дургэн значительно беднее — в нем насчитывается только 13 видов, среди которых отмечен *Chironomus halophilus*. В количественном отношении наблюдается то же явление (табл. 4.6.1). На основе величин среднесезонных биомасс зообентоса озера Хар и Ногон относятся к альфа- и бета-эвтрофным водоемам, а оз. Дургэн — к альфа-мезотрофным.

Таблица 4.6.1. Средние за сезон значения численности (над чертой, экз./м²) и биомассы (под чертой, г/м²) зообентоса озер Хар, Ногон и Дургэн (Бульон и др., 1983)

Группа организмов бентоса	Озера		
	Хар	Ногон	Дургэн
Chironomidae	<u>4100</u>	<u>2500</u>	<u>1100</u>
	6.2	3.9	1.5
Oligochaeta	<u>1300</u>	<u>900</u>	<u>700</u>
	1.5	2.0	0.55
Gammaridae	<u>100</u>	<u>400</u>	—
	0.4	2.0	
Ephemeroptera	<u>200</u>	<u>1500</u>	<u>40</u>
	2.1	23.0	0.5
Mollusca	<u>1700</u>	<u>500</u>	<u>200</u>
	4.8	0.8	0.3
Ostracoda	—	—	<u>1200</u>
			0.1
Nematoda	<u>220000</u>	<u>10000</u>	<u>24000</u>
	0.9	0.13	0.008
Сумма (без нематод и остракод)	<u>7400</u>	<u>5800</u>	<u>2040</u>
	14.0	31.7	2.85

В 1989 и 1990 гг. во время разовых объездов ряда озер Монголии (Дуру, Буйр, Хух, Хиргис, Урэг, Баян, Дод-Цаган, Сангийн-Далай) отбирались пробы зообентоса. Фауна беспозвоночных, обнаруженная в озерах, складывается из широко распространенных в Евразии видов, наибольшее разнообразие которых отмечается преимущественно в литоральных зонах озер. В профундальных зонах видовое разнообразие существенно беднее, иногда зообентос представлен только одним видом.

Обилие зообентоса колеблется от 200 до 6400 экз./м², а биомасса — от 0.22 до 10.6 г/м² (табл. 4.6.2). Эти различия могут быть вызваны как специфическими условиями обитания, так и тем обстоятельством, что пробы бентоса отбирались в разные сроки, до и после массового вылета имаго гетеротопных популяций. С первой причиной, вероятно, связаны высокие значения численности и биомассы бентоса при отсутствии сильного пресса со стороны рыб в высоко минерализованном оз. Хух в Восточной Монголии (табл. 4.6.2), а также высокие значения численности и биомассы олигохет в оз. Дунд (центральная часть оз. Дод-Цаган в Дархатской котловине), что может объясняться небольшой глубиной водоема, характером донных отложений (ил) и, возможно, большим количеством аллохтонной органики, приносимой впадающими притоками. На существенное значение срока взятия проб указывает то, что наибольшие величины численности и биомассы личинок хирономид, а также наибольшие величины индекса видового разнообразия отмечены в оз. Дод-Цаган, которое обследовалось в 1990 г. первым (в конце июня).

Таблица 4.6.2. Численность (над чертой, экз./м²) и биомасса (под чертой, г/м²) зообентоса озер Монголии в 1989–1990 гг.

Группы животных	Озера							
	Дуру	Буйр	Хух	Хиргис	Урэг	Баян	Дод-Цаган	Сангийн-Далай
Chironomidae	<u>290</u> 0.25	<u>1010</u> 0.348	<u>920</u> 4.269	<u>100</u> 0.186	<u>440</u> 0.48	<u>480</u> 0.234	<u>3180</u> 4.413	<u>500</u> 0.5
Oligochaeta	—	<u>100</u> 0.012	—	<u>460</u> 0.038	—	—	<u>2100</u> 3.6	—
Ceratopogonidae	—	—	<u>1380</u> 0.514	—	—	—	—	—
Amphipoda	—	—	<u>80</u> 0.065	—	—	—	—	—
Coleoptera	—	—	<u>20</u> 0.23	—	—	—	—	—
Ephemeroptera	—	—	—	—	—	<u>160</u> 0.24	—	—
Bivalvia	—	—	—	—	—	<u>20</u> 0.14	<u>1120</u> 1.432	—
Hirudinea	—	—	—	—	—	<u>40</u> 0.048	—	—
Trichoptera	—	—	—	—	—	—	<u>20</u> 1.2	—
Всего	<u>290</u> 0.25	<u>1110</u> 0.36	<u>2400</u> 5.078	<u>560</u> 0.255	<u>440</u> 0.48	<u>720</u> 0.67	<u>6420</u> 10.650	<u>500</u> 0.5
Индекс Шеннона	<u>2.21</u> 1.77	<u>2.61</u> 1.64	<u>1.93</u> 1.72	<u>0.92</u> 1.08	—	<u>2.04</u> 2.18	<u>2.81</u> 2.88	—

На основании величин биомассы зообентоса оз. Хух (Восточная Монголия), оз. Дод-Цаган, и, вероятно, оз. Буйр можно считать водоемами эвтрофного типа. Остальные озера, обследованные в 1989–1990 гг., являются малопродуктивными олиготрофного типа.

В маршрутных исследованиях в июле–августе 1987–1991 гг. при разовых опробованиях с помощью дночерпателя Петерсена 1/40 м² наибольшая численность животных была обнаружена в оз. Хангал (бассейн р. Онон) — 820 экз./м², в том числе поденок — 44%, хирономид — 39%, наименьшая численность — в оз. Бон-Цаган (Долина Озер) — 20 экз./м², встречены лишь хирономиды. Самая большая биомасса наблюдалась в оз. Угий (бассейн р. Орхон) — 52.7 г/м², в том числе моллюски — 97%, самая низкая — в оз. Бон-Цаган (табл. 4.6.3).

Таблица 4.6.3. Численность (над чертой, экз./м²) и биомасса (под чертой, г/м² (в скобках — биомасса с домиками) зообентоса озер Монголии в 1987–1991 гг.

Группа животных	Хангал 27.07.87	Гурван 26.08.87	Тацын- Цаган 09.07.88	Хунгийн- Хар 06.06.89	Угий 07.07.91	Орог 15.07.91	Бон- Цаган 18.07.91
Trichoptera	<u>20</u> 0.12 (1.94)	<u>20</u> 0.06 (0.24)	<u>460</u> 11.1 (36.5)	<u>60</u> 11.2	—	—	—
Chironomidae	<u>320</u> 1.63	<u>160</u> 1.60	<u>40</u> 0.48	—	<u>50</u> 0.01	<u>640</u> 0.06	<u>20</u> 0.003
Melusinidae	<u>20</u> 0.02	—	—	—	—	—	—
Flecoptera	<u>20</u> 2.24	<u>40</u> 0.94	<u>20</u> 0.84	—	—	—	—
Ephemeroptera	<u>360</u> 0.52	—	<u>140</u> 4.60	—	—	—	—
Tabanidae	<u>20</u> 0.92	—	—	—	—	—	—
Hemiptera	<u>40</u> 0.36	—	—	—	—	—	—
Ceratopogonidae	<u>20</u> 0.17	<u>20</u> 0.17	—	—	—	—	—
Odonata	—	<u>240</u> 4.96	—	—	—	—	—
Bivalvia	—	—	—	—	<u>310</u> 52.0	—	—
Oligochaeta	—	—	—	—	<u>10</u> 0.01	—	—
Amphipoda	—	—	—	—	<u>20</u> 0.36	—	—
Hirudinea	—	—	—	—	<u>30</u> 0.32	—	—
Всего	<u>820</u> 5.98 (7.9)	<u>480</u> 7.73 (7.97)	<u>660</u> 17.1 (53.9)	<u>60</u> 11.2 (18.1)	<u>420</u> 52.7	<u>640</u> 0.06	<u>20</u> 0.03

4.6.2. Макрозообентос в начале XXI-го века*

Сведения о макрозообентосе озер бассейна р. Селенги в начале XXI-го века представлены Г.Х. Щербиной с соавторами (2007, 2009). Основное внимание в данном разделе будет посвящено описанию донных макробеспозвоночных в водоемах Хар-Ус, Хар, Ногон, Дургэн, Хиргис, Айраг, Убсу (Котловина Больших Озер), Орог (Долина Озер) и Сангийн-Далай (бассейн р. Селенги). Также были исследованы протока Хомын-Холой, соединяющая озера Хар и Ногон, и протока, соединяющая озера Хиргис и Айраг.

Количественные пробы макрозообентоса собирали летом 2010 г. ковшевым дночерпателем Петерсена с площадью захвата $1/40 \text{ м}^2$, по два подъема на 1 пробу. Для сбора качественных проб применялось кошение сачком Бальфур-Брауна по водным растениям. Для идентификации донных беспозвоночных использовали определители (Определитель пресноводных ..., 1994, 1995, 1997, 1999, 2001, 2004; Сергеева, Макаренченко, 2006; Макаренченко, Макаренченко, 2006; Зорина, 2006; Черновский, 1949; Лукин, 1976; Чекановская, 1962; Канюкова, 2006; Olivier, Roussel, 1983; Nasemann, Neubert, 1999; Vinarski, Glöer, 2009; Schödl, 1998). При изучении структуры зообентоса анализировали общее число видов (n), численность (N , экз./ м^2), биомассу (B , г/ м^2), индекс разнообразия Шеннона (H_N , бит/экз. и H_B , бит/г).

В составе макрозообентоса исследованных озер выявлено 94 вида и таксона беспозвоночных, не определенных до видового уровня (табл. 4.6.4). Наибольшим разнообразием характеризовались семейства двукрылых насекомых Chironomidae и Ceratopogonidae (32 и 11 „видов” соответственно). Максимальное число „видов” зарегистрировано в озерах Убсу и Хар, минимальное — в Дургэн и Орог (табл. 4.6.4), в большинстве же случаев видовое богатство варьировало в пределах 7–18. Вид мшанок *Cristatella mucedo*, обнаруженный на стадии формирования цистиды из статобласта, виды ручейников *Oecetis lacustris* (фото 1), *Neuriclipis bimaculata* (фото 2) и хирономид — *Fleuria lacustris* (фото 3), определенные по личинкам, ранее не указывались с территории Северо-Западной Монголии (Виноградов, 2005; Заика, 2009; Щербина, Аюушсурэн, 2007; Щербина, Зеленцов, 2008).

Необходимо изучение окрыленных фаз амфибиотических насекомых из исследованных водных объектов, т.к. личинки многих видов имеют существенные морфологические отличия от известных описаний из других регионов, что делает невозможной их надежную видовую идентификацию.

* А. А. Прокин

Таблица 4.6.4. Таксономический состав макрозообентоса исследованных в 2010 г. озер

Таксоны	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1												
Bryozoa												
<i>Cristatella mucedo</i> Cuvier, 1798*												
Oligochaeta												
<i>Nais barbata</i> O.F. Müller, 1773	+											
<i>Nais elinguis</i> O.F. Müller, 1773												
<i>Potamothrix moldaviensis</i> Vejdovsky et Mrazek, 1902	+	+	+							+		
<i>Tubifex tubifex</i> (O.F. Müller, 1773)												
<i>Limnodrilus profundicola</i> (Verrill, 1871)												
<i>Limnodrilus</i> spp.												
<i>Spirosperma velutinus</i> (Grube, 1879)												
<i>Sylodrilus</i> aff. <i>parvus</i> (Hrabě et Chermosvitov, 1927)												
Hirudinea												
<i>Piscicola geometra</i> (L., 1761)		+										
<i>Erpobdella octoculata</i> (L., 1758)	+	+	+	+								
<i>Helobdella stagnalis</i> (L., 1758)		+										
<i>Glossiphonia complanata</i> (L., 1758)												
<i>Theromyzon tessulatum</i> (O.F. Müller, 1774)	+											
Bivalvia												
Euglesidae spp.		+	+									

Таблица 4.6.4. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>Oecetis lacustris</i> (Pictet, 1834)					+					+		
<i>Oecetis</i> aff. <i>furva</i> (Rambur, 1842)			+									
<i>Neureclipsis bimaculata</i> (L., 1758)			+								+	
<i>Hagenella</i> sp. (? <i>sibirica</i> (Martynov, 1909))												
Megaloptera												
<i>Sialis sordida</i> Klingstedt, 1932		+										
Coleoptera												
<i>Haliplus</i>			+							+		
sp. (larva) <i>Ochthebius</i>												
sp. (femal)												
<i>Donacia semicuprea</i> Panzer, 1796 (larva)										+		
<i>Plateumaris</i> sp. (larvae)		+								+		
<i>Laccobius decorus</i> Gyllenhal, 1827 *					+	+						
<i>Berosus fulvus</i> Kuwert, 1888 *												
<i>Enochrus quadripunctatus</i> (Herbst, 1797) *												+
<i>Enochrus segmentinotatus</i> Kuwert, 1888 *			+									
Diptera												
Brachycera												
<i>Setacea aurata</i> (Stenhammar, 1844)										+		
<i>Paracoenia</i> sp. *										+		
<i>Lispe</i> sp. *										+		
Muscidae sp. (pupa) *										+		
Dolichopodidae sp.										+		+
Nematocera												
<i>Tipula</i> sp.												
<i>Probezzia seminigra</i> (Panzer, 1798)											+	
<i>Nilobezzia formosa</i> (Loew, 1869)		+										

Таблица 4.6.4. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>Endochironomus stackelbergi</i> Goetghebuer, 1935	+		+		+							
<i>Endochironomus albipennis</i> (Meigen, 1830)							+					
<i>Stictochironomus rosenscholdi</i> (Zetterstedt, 1838)	+					+						
<i>Glyptotendipes cauliginellus</i> (Kieffer, 1913)				+								
<i>Glyptotendipes paripes</i> (Edwards, 1929)												
<i>Glyptotendipes barbipes</i> (Staeger, 1839)												
<i>Cryptochironomus</i> группы defectus	+		+	+								
<i>Parachironomus gracilior</i> (Kieffer, 1918) (= <i>arguatus</i> (Goetghebuer, 1919))			+									
<i>Fleuriia lacustris</i> Kieffer, 1924												
<i>Cladopelma</i> sp.												
<i>Microchironomus tener</i> (Kieffer, 1918)												
<i>Chironomus dorsalis</i> Meigen, 1818												
<i>Chironomus tentans</i> F., 1805												
<i>Chironomus palidivittatus</i> (Edwards, 1929)												
<i>Chironomus</i> sp.	+											
Σ	17	31	18	12	14	2	7	8	10	34	10	5

Примечание. Знаком „*” отмечены виды, известные только из качественных проб.

Интересно отметить в этой связи, что, по мнению японских хириномидологов, 2/3 видов хириномид в фауне Монголии являются новыми для науки, что характеризует данный регион как высоко эндемичный (Sasa, Suzuki, 1997). В то же время российские специалисты не отмечают здесь столь высокого эндемизма, хотя и предполагают присутствие нескольких новых для науки видов (Щербина, Зеленцов, 2008, 2009).

Наибольшим фаунистическим сходством по индексу Чекановского-Сьеренсена (I_{cs}) характеризовалась протока Хиргис-Айраг с соединяемыми ею озерами. Значительное сходство отмечено между западным участком оз. Ногон и протокой Хиргис-Айраг, этим участком и восточным участком оз. Ногон, протокой Хомын-Холой, хотя сходство последней протоки с оз. Хар было несколько выше. Озеро Хар-Ус было наиболее фаунистически сходно с оз. Хар. Остальные водоемы характеризовались высокой фаунистической специфичностью, максимальные значения индекса сходства не превышали 25% (рис. 4.6.1).

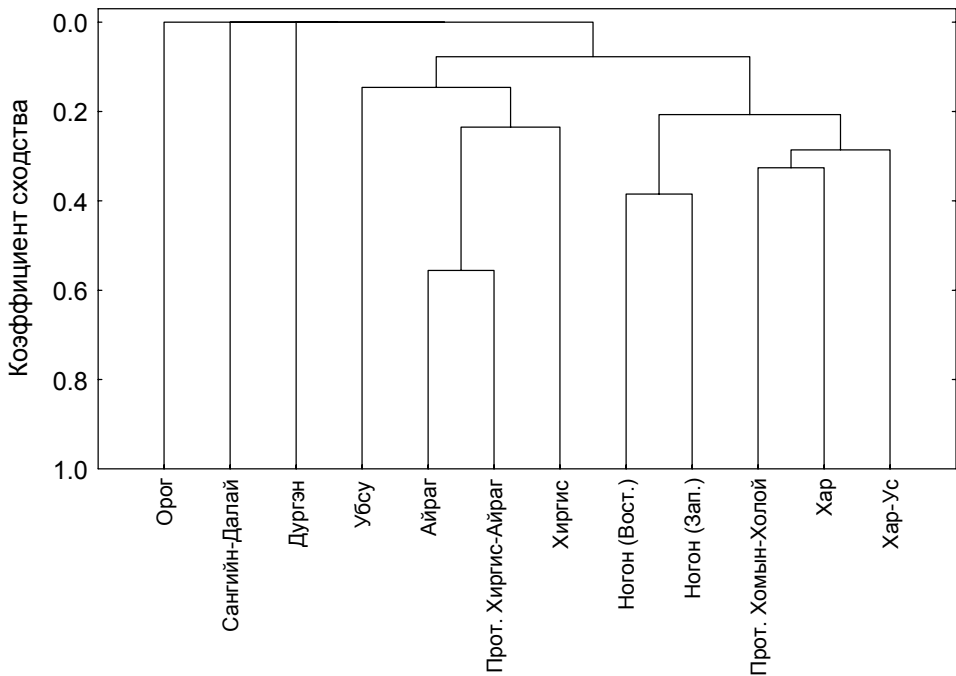


Рис. 4.6.1. Фаунистическое сходство (I_{cs}) макрозообентоса озер в 2010 г.

Фаунистическими особенностями системы озер Хар-Ус – Хар – Ногон являются несколько повышенное видовое разнообразие гомотопных гидробионтов — олигохет, пиявок, моллюсков, и широкое распространение здесь вида бокоплавов *Gammarus lacustris*, который характеризовался некоторыми морфологическими отличиями от экземпляров из фаунистически обособленного от других

водных объектов Котловины Больших Озер (рис. 4.6.1) оз. Убсу, по мнению ихтиологов, относящемуся к Ледовитоморской провинции Циркумполярной подобласти Палеарктики, а не к Западно-Монгольской провинции Нагорно-Азиатской подобласти (Slynko et al., 2010).

В остальных озерах, в том числе в наиболее богатом видами оз. Убсу, разнообразие макрозообентоса в основном достигается за счет личинок афибиотических насекомых. Следует отметить крайне низкую представленность в рассматриваемых озерах двустворчатых моллюсков и вообще фильтраторов, вероятно, связанную с высокой мутностью воды, которая обеспечивается здесь преимущественно взвешенным веществом неорганического происхождения (Бульон и др., 1983).

Видовой состав макрозообентоса озер Хар и Ногон изучался в конце 70-х годов XX-го века, что дает возможность провести сравнение наших результатов с результатами предшественников. Здесь нами не были отмечены следующие виды макробеспозвоночных, указанные ранее (Бульон и др., 1983): *Uncinaiis uncinata* (Oersted, 1842), *Lumbriculus variegatus* (O.F. Müller, 1773), *Limnodrilus profundicola* (= *L. helveticus* Piguët, 1913), *Theromyzon tessulatum* (= *Protocleipsis tessulata*), *Lymnaea intermedia* Lamarck, 1822, *Lymnaea kurejkae* Gundrizer et Starobogatov, 1979, *Armiger* sp., *Paracorixa concinna* (Fieber, 1848), *Dicrotendipes nervosus* (Staeger, 1839), *Pseudochironomus prasinatus* (Staeger, 1839), “*Cryptochironomus fridmanae*” Tshernovskij, 1949, “*Cryptochironomus armeniacus*”, *Parachironomus kuzini* Shilova, 1969, *Stictochironomus sticticus* (F., 1781) (= *S. histrio* (F., 1794)), *Micropsectra* группы praecox, *Procladius ruffovittatus* van der Wulp, 1873, *Ablabesmyia* группы monilis, *Propsilocerus lacustris* (Kieffer, 1923) (= *P. orielicus* Tshernovskij, 1949), *Psectrocladius schlienzi* Wülker, 1956, *Caenis luctuosa* (Burmeister, 1839) (= *C. moesta* (Bengtsson, 1917)), *Cloeon unguiculata* Tshernova, 1941.

Не один из этих видов также не был обнаружен в оз. Ногон в 2004 г. (Щербина, Аюушсурэн, 2007), в то же время были обнаружены виды, отсутствующие в наших сборах: *Nais barbata*, 1773, *Radix ovata* (Drepanaud, 1805), *Choanomphalus rossmaessleri* (A. Schmidt, 1851), *Psectrocladius litofilus* Akhorov, 1977, *Procladius imicola* Kieffer, 1922, *Stictochironomus pictulus* (Meigen, 1830), *Cladotanytarsus atridorsum* (Kieffer, 1924), *Paratanytarsus tenuis*, *Tanytarsus mendax* Kieffer, 1925.

Возможно, отсутствие видов, известных по сборам 70-х годов XX века, в наших сборах вызвано лишь однократным обследованием озер, в то время как ранее сборы проводились в течение нескольких вегетационных сезонов. Однако, отсутствие ряда видов, указанных по однократному обследованию 2004 г., сходное общее число обнаруженных видов и выявление новых (25), позволяет предполагать, что в данном случае мы действительно констатируем процесс изменения фауны данных озер, заключающийся в смене ряда видов хирономид и олигохет, увеличении доли стрекоз, ручейников и мокрецов в общем разнообразии. К сожалению, недостаток материала по фауне оз. Дургэн не позволяет нам провести подобное сравнение с опубликованными данными для этого озера (Бульон и др., 1983).

Количественные характеристики макрозообентоса

Оз. Хар-Ус. Макрозообентос данного озера характеризовался большими величинами видового богатства, индекса разнообразия Шеннона, общей численности, биомассы и разнообразия значимых групп в заросшей литорали, по сравнению с более глубоководным открытым участком (табл. 4.6.5). Более высокие количественные показатели сообщества литорали достигались в первую очередь за счет доминирования по численности и биомассе видов *Endochironomus stackelbergi* (47.8 и 52.6% соответственно) и *Glyptotendipes cauliginellus* (15.9 и 19.7%), а также по численности — *Nais barbata* (14.5%), биомассе — *Radix parapsilia* (7.2%). Основной вклад в сложение количественных характеристик сообщества более глубоководного участка вносил *Stylogdrilus* aff. *parvus* (33.3 и 50.0%).

Таблица 4.6.5. Показатели развития макрозообентоса озер Хар-Ус, Ногон и Дургэн в 2010 г.

Значимые группы	Озера											
	Хар-Ус				Ногон (Зап.)				Ногон (Вост.)		Дургэн	
	2 м		0.5 м		2 м		0.5 м		1 м		0.5 м	
	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$
Oligochaeta	$\frac{60}{50.0}$	$\frac{0.40}{66.7}$	$\frac{460}{16.7}$	$\frac{0.10}{2.0}$	—	—	—	—	—	—	—	—
Hirudinea	—	—	$\frac{40}{1.4}$	$\frac{0.20}{4.0}$	$\frac{200}{23.8}$	$\frac{0.62}{18.6}$	—	—	$\frac{160}{23.5}$	$\frac{0.80}{17.9}$	—	—
Gasropoda	—	—	$\frac{40}{1.4}$	$\frac{0.36}{7.2}$	—	—	—	—	$\frac{20}{2.9}$	$\frac{2.08}{46.6}$	—	—
<i>Gammarus lacustris</i>	$\frac{20}{16.7}$	$\frac{0.06}{10.0}$	—	—	$\frac{20}{2.4}$	$\frac{0.10}{3.0}$	—	—	$\frac{60}{8.8}$	$\frac{0.80}{17.9}$	—	—
Ephemeroptera	—	—	—	—	—	—	$\frac{20}{1.3}$	$\frac{0.06}{0.9}$	—	—	—	—
Odonata	—	—	—	—	$\frac{20}{2.4}$	$\frac{0.52}{15.6}$	—	—	—	—	—	—
Heteroptera	—	—	$\frac{20}{0.7}$	$\frac{0.04}{0.8}$	—	—	—	—	—	—	—	—
Trichoptera	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{20}{2.9}$	$\frac{0.06}{1.3}$	—	—
Chironomidae	$\frac{40}{33.3}$	$\frac{0.14}{23.3}$	$\frac{2180}{79.0}$	$\frac{4.04}{81.1}$	$\frac{580}{69.0}$	$\frac{2.06}{61.7}$	$\frac{1540}{98.7}$	$\frac{6.86}{99.1}$	$\frac{420}{61.8}$	$\frac{0.72}{16.1}$	$\frac{20}{50.0}$	$\frac{0.04}{50.0}$
Ceratopogonidae	—	—	$\frac{20}{0.7}$	$\frac{0.24}{4.8}$	$\frac{20}{2.4}$	$\frac{0.04}{1.2}$	—	—	—	—	$\frac{20}{50.0}$	$\frac{0.04}{50.0}$
Σ	120	0.60	2760	4.98	840	3.34	1560	6.92	680	4.46	40	0.08
n	5		15		7		7		10		2	
H_N	2.25		2.45		1.76		1.28		2.56		1.00	
H_B	1.95		2.34		1.93		0.61		2.21		1.00	

Оз. Хар. Максимальными количественными характеристиками, видовым богатством и разнообразием значимых групп отличалось сообщество протоки **Хомын-Холой** (табл. 4.6.6), которое развивалось в условиях слабой проточности при более низких, по сравнению с соединяемыми ею озерами, значениях рН, электропроводности и температуры воды.

Таблица 4.6.6. Показатели развития макрозообентоса оз. Хар в 2010 г.

Значимые группы	Биотопы									
	3.5 м		1 м		1 м, бакланы		смешение с р. Чоно-Харайх		Протока Хомын-Холой	
	<u>N</u> %N	<u>B</u> %B	<u>N</u> %N	<u>B</u> %B	<u>N</u> %N	<u>B</u> %B	<u>N</u> %N	<u>B</u> %B	<u>N</u> %N	<u>B</u> %B
Oligochaeta	<u>20</u> 10.0	<u>0.04</u> 25.0	—	—	—	—	<u>40</u> 4.9	<u>0.08</u> 4.3	<u>40</u> 0.8	<u>0.10</u> 0.5
Hirudinea	—	—	<u>20</u> 1.4	<u>0.04</u> 4.3	<u>120</u> 27.3	<u>0.34</u> 12.3	<u>20</u> 2.4	<u>0.04</u> 2.2	<u>80</u> 1.6	<u>0.92</u> 4.2
Bivalvia	<u>20</u> 10.0	<u>0.06</u> 37.5	—	—	<u>20</u> 4.5	<u>0.06</u> 2.2	<u>60</u> 7.3	<u>0.16</u> 8.7	<u>60</u> 1.2	<u>0.30</u> 1.4
Gastropoda	—	—	—	—	<u>20</u> 4.5	<u>0.76</u> 27.5	—	—	<u>40</u> 0.8	<u>0.42</u> 1.9
<i>Gammarus lacustris</i>	—	—	—	—	—	—	<u>160</u> 19.5	<u>0.18</u> 9.8	<u>1080</u> 22.0	<u>8.42</u> 38.7
Hydracarina	—	—	—	—	—	—	<u>60</u> 7.3	<u>0.10</u> 5.4	—	—
Ephemeroptera	—	—	—	—	<u>60</u> 13.6	<u>0.16</u> 5.8	<u>80</u> 9.8	<u>0.26</u> 14.1	<u>120</u> 2.4	<u>0.16</u> 0.7
Odonata	—	—	—	—	<u>20</u> 4.5	<u>0.06</u> 2.2	<u>20</u> 2.4	<u>0.02</u> 1.1	—	—
Trichoptera	—	—	—	—	—	—	<u>20</u> 2.4	<u>0.24</u> 13.0	<u>960</u> 19.6	<u>7.30</u> 33.5
Megaloptera	—	—	—	—	—	—	<u>60</u> 7.3	<u>0.58</u> 31.5	—	—
Coleoptera	—	—	—	—	<u>20</u> 4.5	<u>0.78</u> 28.3	—	—	<u>20</u> 0.4	<u>0.04</u> 0.2
Chironomidae	<u>160</u> 80.0	<u>0.06</u> 37.5	<u>1400</u> 98.6	<u>0.88</u> 95.7	<u>180</u> 40.9	<u>0.60</u> 21.7	<u>280</u> 34.1	<u>0.16</u> 8.7	<u>2400</u> 49.0	<u>4.04</u> 18.6
Прочие Nematocera	—	—	—	—	—	—	<u>20</u> 2.4	<u>0.02</u> 1.1	<u>100</u> 2.0	<u>0.06</u> 0.3
Σ	200	0.16	1420	0.92	440	2.76	820	1.84	4900	21.76
n	3		4		9		17		19	
H _N	0.92		1.20		2.74		3.63		2.68	
H _B	1.56		1.48		2.45		3.20		2.33	

Здесь на заиленных гравийных грунтах в зарослях харовых водорослей основной вклад в общую численность и биомассу вносили виды *Endochironomus stackelbergi* (30.6 и 11.4%), *Gammarus lacustris* (22.0 и 38.7%), *Neuriclipis bimaculata* (19.2 и 33.2%) и *Parachironomus gracilior* (16.3 и 6.2%). Высокое разнообразие значимых групп, видов и максимальные для озера значения индекса Шеннона отмечены в сообществе в условиях минимальной электропроводности в районе впадения р. Чонохарайх, которое по величинам общей численности и биомассы уступало разным литоральным сообществам (табл. 4.6.6). Здесь на заиленном песке в зарослях разнообразной растительности высокой численности и биомассы достигали виды *Gammarus lacustris* (19.5 и 9.8%), *Caenis horaria* (9.8 и 14.1%), биомассы — *Sialis sordida* (31.5%) и *Mystacides aff. sibiricus* (13.0%), численности — *Cladotanytarsus* группы *mancus* (17.1%).

Сравнивая сообщества открытой литорали на гравийно-песчаных грунтах и в зарослях водных растений и гелофитов на заиленных грунтах с примесью растительных остатков в месте гнездования бакланов, можно отметить большую общую численность первого (за счет развития *Cladotanytarsus* группы *mancus* (64.8 и 50.0%) и *Paratanytarsus aff. confusus* (29.6 и 39.1%)), при заметно более низких здесь видовом богатстве, разнообразии групп и общей биомассе. В разнообразном сообществе литорали в месте гнездования бакланов наибольший вклад в обилие макрозообентоса по численности и биомассе вносили *Helobdella stagnalis* (27.3 и 12.3%), *Chironomus tentans* (27.3 и 20.3%), кроме того, по численности — *Caenis horaria* (13.6%), биомассе — *Radix parapsilia* (27.5%) и личинки *Donacia semicuprea* (28.3%). Сообщество профундали на заиленных гравийных грунтах с примесью синезеленых водорослей, представленное лишь олигохетами, хириномидами и эвглесидами, характеризуется минимальными показателями разнообразия и обилия для озера (табл. 4.6.6). В этом обедненном сообществе абсолютным доминантом по численности является *Polypedium* группы *pubeculosum* (80%), биомасса же относительно равномерно распределена между этим видом и остальными — *Tubifex tubifex* и *Euglesidae* sp.

Оз. Ногон. Сообщества наиболее глубоководных участков, как в западной, так и в восточной части озера, характеризуются более высокими разнообразием групп макрозообентоса и значениями индекса Шеннона, по сравнению с открытой литоралью западной части озера (табл. 4.6.5). Вероятно, это связано с более высокими здесь концентрациями кислорода и пространственной неоднородностью, обеспечивающимися в зарослях харовых водорослей. В западной части по численности и биомассе доминирует *Procladius choreus* (59.5 и 57.5%), кроме того, по численности — *Helobdella stagnalis* (21.4%), по биомассе — *Orthetrum albistylum* (15.6%). В восточной части по численности и биомассе доминирует *Helobdella stagnalis* (23.5 и 17.9%), кроме того, по численности — *Procladius choreus* (41.2%), по биомассе — *Lymnaea nagoonica* (46.6%) и *Gammarus lacustris* (17.9%). В сильно прогревающейся открытой литорали западной части озера на черных илах развивается сообщество с высокой общей численностью и биомас-

сой, в первую очередь за счет массового развития *Chironomus palidivittatus* (73.1 и 91.3%).

Оз. Дургэн. В открытой литорали озера были обнаружены лишь единичные личинки *Stictochironomus rosenscholdi* и *Bezzia* sp. (табл. 4.6.5), что конечно не позволяет охарактеризовать его макрозообентос. Следует лишь отметить, что по данным предыдущих исследований (Бульон и др., 1983), данное озеро по совокупности физико-химических свойств воды характеризовалось как малопродуктивный водоем (в отличие от озер Хар и Ногон).

Оз. Хиргис. В составе макрозообентоса озера отмечены лишь личинки мокрецов и хирономид, причем в заросшей литорали залива за счет хирономид значительно выше видовое богатство и индекс Шеннона, и на порядок выше показатели обилия, чем в профундали (табл. 4.6.7).

Таблица 4.6.7. Показатели развития макрозообентоса озер Хиргис, Айраг и протоки между ними в 2010 г.

Значимые группы	Водные объекты									
	Хиргис				Протока		Айраг			
	5 м		0.5 м		8 м, бакланы		1 м		5 м	
	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$
Oligochaeta	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{420}{25.6}$	$\frac{0.36}{17.3}$
Hirudinea	—	—	—	—	—	—	$\frac{40}{10.0}$	$\frac{0.12}{20.0}$	—	—
Chironomidae	$\frac{60}{37.5}$	$\frac{0.12}{75.0}$	$\frac{960}{90.6}$	$\frac{1.46}{94.8}$	$\frac{660}{89.2}$	$\frac{3.84}{95.5}$	$\frac{340}{85.0}$	$\frac{0.46}{76.7}$	$\frac{1180}{72.0}$	$\frac{1.60}{76.9}$
Ceratopogonidae	$\frac{100}{62.5}$	$\frac{0.04}{25.0}$	$\frac{100}{9.4}$	$\frac{0.08}{5.2}$	$\frac{80}{10.8}$	$\frac{0.18}{4.5}$	$\frac{20}{5.0}$	$\frac{0.02}{3.3}$	$\frac{40}{2.4}$	$\frac{0.12}{5.8}$
Σ	160	0.16	1060	1.54	740	4.02	400	0.60	1640	2.08
n	2		7		8		7		5	
H_N	0.95		1.76		1.65		2.21		1.48	
H_B	0.81		2.07		1.21		2.33		1.51	

Основной вклад в сложение численности и биомассы литорального сообщества вносят *Endochironomus albipennis* (60.4 и 39.0%) и *Cryptochironomus* группы defectus (17.0 и 23.4%), биомассы — *Glyptotendipes paripes* (26.0%). Сообщество профундали складывается двумя видами, из которых по численности доминирует *Mallochohelea inermis* (62.5%), по биомассе — *Cryptochironomus* группы defectus (75.0%). В открытой литорали на гравийном грунте вообще не было обнаружено макробеспозвоночных. Сообщество профундали **протоки Хиргис-Айраг** на заиленном песке с примесью растительных остатков в непосредственной близости к месту гнездования бакланов, слагавшееся хирономидами и мокрецами, было богаче по биомассе, чем все сообщества соединяемых ею озер, а по численности уступало литоральному сообществу залива оз. Хиргис и про-

фундальному оз. Айраг (табл. 4.6.7). В данном сообществе абсолютным доминантом по численности и биомассе выступал *Glyptotendipes paripes* (70.3 и 79.1%).

Оз. Айраг. По видовому богатству и индексу Шеннона наиболее разнообразным было сублиторальное сообщество на песчано-гравийных грунтах, слагавшееся хирономидами, мокрецами и пиявками (табл. 4.6.7). По численности и биомассе доминировали *Glyptotendipes paripes* (45.0 и 36.7%) и *Cryptochironomus* группы *defectus* (25.0 и 23.3%). В пелофильном сообществе профундали, составленном олигохетами, хирономидами и мокрецами, зарегистрированы максимальные значения общей численности и биомассы за счет развития *Limnodrilus profundicola* (25.6 и 17.3%) и *Chironomus dorsalis* (62.2 и 66.3%).

Оз. Убсу в окрестностях сомона Давтс. В профундали на илах развивается хирономидное сообщество с доминированием по численности (60.7%) и биомассе (32.7%) *Cladopelma* sp. (фото 4) и *Procladius choreus* (32.1 и 63.6%), которое характеризуется минимальными разнообразием и количественными характеристиками для озера (табл. 4.6.8).

Таблица 4.6.8. Показатели развития макрозообентоса оз. Убсу в 2010 г.

Значимые группы	Биотопы											
	7 м		3 м		1 м		1 м, бакланы		смешение		устье реки	
	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$
Oligochaeta	—	—	$\frac{20}{0.6}$	$\frac{0.02}{0.62}$	—	—	$\frac{140}{9.9}$	$\frac{0.04}{1.8}$	$\frac{80}{2.3}$	$\frac{0.02}{0.59}$	$\frac{20}{0.4}$	$\frac{0.02}{0.16}$
<i>Gammarus lacustris</i>	—	—	$\frac{60}{1.9}$	$\frac{0.16}{4.9}$	—	—	—	—	$\frac{120}{3.4}$	$\frac{0.38}{11.3}$	—	—
Odonata	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{20}{0.6}$	$\frac{0.04}{1.2}$	$\frac{20}{0.4}$	$\frac{3.00}{24.0}$
Heteroptera	—	—	—	—	—	—	$\frac{140}{9.9}$	$\frac{0.44}{19.8}$	—	—	—	—
Trichoptera	—	—	$\frac{20}{0.6}$	$\frac{0.10}{3.1}$	—	—	—	—	—	—	—	—
Coleoptera	—	—	$\frac{20}{0.6}$	$\frac{0.06}{1.9}$	—	—	—	—	—	—	$\frac{200}{3.5}$	$\frac{3.28}{26.2}$
Brachycera	—	—	—	—	—	—	$\frac{20}{1.4}$	$\frac{0.06}{2.7}$	—	—	—	—
Chironomidae	$\frac{560}{100.0}$	$\frac{1.10}{100.0}$	$\frac{2880}{92.3}$	$\frac{2.74}{84.6}$	$\frac{920}{83.6}$	$\frac{0.44}{68.8}$	$\frac{1020}{71.8}$	$\frac{1.56}{70.3}$	$\frac{2960}{83.6}$	$\frac{2.48}{73.8}$	$\frac{4960}{87.6}$	$\frac{5.62}{45.0}$
Ceratopogonidae	-	-	$\frac{120}{3.8}$	$\frac{0.16}{4.9}$	$\frac{180}{16.4}$	$\frac{0.20}{31.3}$	$\frac{100}{7.0}$	$\frac{0.12}{5.4}$	$\frac{360}{10.2}$	$\frac{0.44}{13.1}$	$\frac{460}{8.1}$	$\frac{0.58}{4.6}$
Σ	560	1.10	3120	3.24	1100	0.64	1420	2.22	3540	3.36	5660	12.50
n	3		10		4		13		12		14	
H _N	1.23		1.56		1.27		3.08		1.96		2.31	
H _B	1.12		1.80		1.65		3.04		2.25		2.54	

Сообщество на меньших глубинах в зарослях хары на заиленных песках разнообразнее и обильнее не только глубоководного, но и сообщества открытой литорали на песчаных грунтах. В этом сублиторальном сообществе по численности и биомассе доминируют *Cladopelma* sp. (44.9 и 58.0%) и *Polypedilum bicrenatum* (46.8 и 25.9%). В сообществе открытой литорали, кроме этих доминантов, также высока роль *Mallochohelea inermis* (12.7 и 25.0%).

Литоральное сообщество в непосредственной близости от мест гнездования и отдыха птиц близко предыдущему по общей численности, но гораздо разнообразней и обильней по биомассе, приближаясь по этим показателям к сообществу пелагиали в харовых зарослях. Оно характеризуется максимальными для озера значениями индекса Шеннона (табл. 4.6.8). Только здесь встречены такие группы, как клопы и короткоусые двукрылые, по численности и биомассе ведущее положение занимают *Glyptotendipes barbipes* (18.3 и 26.1%) и *Microchironomus tener* (22.5 и 14.4%), кроме того, по численности — *Cricotopus* группы *sylvestris* (19.7%), по биомассе — нимфы *Corixidae* (19.8%). Отдельное положение занимают сообщества в районе впадения р. Торхлог, где в условиях поступления аллохтонной органики при снижении электропроводности и рН и большем зарастании различными макрофитами формируются наиболее обильные и высокообразные сообщества. Максимальные показатели численности и биомассы сообществ зарегистрированы в месте непосредственного впадения реки (табл. 4.6.8), где по численности и биомассе доминируют *Cladopelma* sp. (43.1 и 14.7%) и *Glyptotendipes paripes* (29.0 и 23.7%), по биомассе — личинки радужниц рода *Plateumaris* (26.2%) и стрекоз *Leucorrhinia orientalis* (24.0%). Сообщество в месте смешения озерных и речных вод на выходе из принимающего реку залива, уступает предыдущему по всем характеристикам и сходно с сообществом пелагиали в харовых зарослях (табл. 4.6.8). Здесь наибольший вклад в сложение общей численности и биомассы сообщества вносит *Cladopelma* sp. (58.8 и 57.1%), *Cladotanytarsus* группы *manicus* (21.5% численности), *Gammarus lacustris* (11.3% биомассы).

Оз. Сангийн-Далай. Макрозообентос данного озера характеризуется достаточно высокими значениями общей биомассы, в первую очередь за счет массового развития ручейников. Более разнообразным и обильным (табл. 4.6.9) было сообщество заросшей псаммо-пелофильной литорали, где по численности и биомассе доминировал *Chironomus tentans* (50.7 и 65.0%), по численности, кроме того, *Procladius choreus* (13.7%), *Tanytarsus* группы *pallidicornis* (13.7%), биомассе — *Hagenella* sp. (20.1%). В сообществе более глубоководной части озера на заиленных песках в зарослях хары и рдестов максимальную долю общей численности (50.0%) и биомассы (93.0%) сообщества составлял вид ручейников *Hagenella* sp., кроме того важную роль в общей численности играл вид *Mallochohelea* sp. (30.0%).

Оз. Орог. В 2010 г., в первый год заполнения озера после полного пересыхания, сообщества макрозообентоса были еще не сформированы. На глинистых

грунтах при малых глубинах в открытой пелагиали были обнаружены лишь единичные экземпляры личинок хирономид. В зарослях тростника, при доминировании *Procladius ferrugineus* (94.7 и 89.7%), обнаружены личинки короткоусых двукрылых сем. Dolichopodidae (табл. 4.6.9). Возможно, что столь низкие показатели обилия макрозообентоса вообще характерны для данного озера, т.к. по данным 1991 г. в макрозообентосе также были отмечены только хирономиды при низких показателях обилия (Дулмаа и др., 1994), а в августе 2004 г. здесь были обнаружены жуки, хирономиды и мокрецы (всего 6 видов), при колебаниях общей численности сообществ от 200 до 400 экз./м², биомассы — 0.6–2.36 г/м² (Щербина, Аюшсурэн, 2007).

Таблица 4.6.9. Показатели развития макрозообентоса озер Сангийн-Далай и Орог в 2010 г.

Значимые группы	Озера									
	Сангийн-Далай				Орог					
	1 м		0.5 м		0.5 м		0.2 м		тростник, 0.2 м	
	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$	$\frac{N}{\%N}$	$\frac{B}{\%B}$
Gasropoda	—	—	$\frac{60}{4.1}$	$\frac{0.68}{5.5}$	—	—	—	—	—	—
Trichoptera	$\frac{100}{50.0}$	$\frac{2.38}{93.0}$	$\frac{20}{1.4}$	$\frac{2.48}{20.1}$	—	—	—	—	—	—
Brachycera	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{20}{5.3}$	$\frac{0.08}{10.3}$
Chironomidae	$\frac{40}{20.0}$	$\frac{0.12}{4.7}$	$\frac{1380}{94.5}$	$\frac{9.20}{74.4}$	$\frac{120}{100.0}$	$\frac{0.16}{100.0}$	$\frac{40}{100.0}$	$\frac{0.10}{100.0}$	$\frac{360}{94.7}$	$\frac{0.70}{89.7}$
Ceratopogonidae	$\frac{60}{30.0}$	$\frac{0.06}{2.3}$	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	200	2.56	1460	12.36	120	0.16	40	0.10	380	0.78
n	4		8		1		1		2	
H _N	1.68		2.19		0.00		0.00		0.30	
H _B	0.47		1.56		0.00		0.00		0.48	

Заключение

Таким образом, макрозообентос исследованных водных объектов в позднелетний период 2010 г. характеризовался невысоким разнообразием видов и групп и относительно низкими значениями общей биомассы сообществ, что позволяет охарактеризовать озера Хар, Дургэн, Хиргис, Айраг, Сангийн-Далай, Орог, глубоководный участок оз. Хар-Ус и большинство сообществ оз. Убсу как малокормные (Пидгайко и др., 1968). По этой же классификации литоральное сообщество оз. Хар-Ус, относительно глубоководные оз. Ногон, сублиторальное и в зоне смешения вод оз. Убсу можно охарактеризовать как средnekормные; с кормностью выше среднего — сообщество прогреваемой открытой литорали

оз. Ногон; с высокой кормностью — сообщество оз. Убсу в районе впадения р. Торхлог; как весьма высококормное — сообщество протоки Хомын-Холой.

Ранее на основе величин среднесезонных биомасс зообентоса озера Хар и Ногон были отнесены к альфа- и бета-эвтрофным водоемам, а оз. Дургэн — к альфа-мезотрофным (Дулмаа и др., 1994). В 2004 г. озера Ногон и Орог были охарактеризованы в целом как бета-мезосапробные, малокормные (Щербина, Аюушсурэн, 2007), статус профундального сообщества оз. Ногон был определен как средnekормный. Наши данные свидетельствуют о снижении трофического статуса озер Хар и Ногон, однако разовая съемка не позволяет нам утверждать это однозначно. Величины численности и биомассы макрозообентоса оз. Хиргис, по данным 1989–1990 гг. (табл. 4.6.2), лежат в пределах, зарегистрированных нами в 2010 г. в различных биотопах.

В целом для озер наблюдаются следующие закономерности сложения донных сообществ. Наименее разнообразными являются хирономидные или хиро- номидно- олигохетные сообщества глубинных частей озер, где на илах основная доля биомассы формируется за счет личинок рода *Chironomus*. Сообщества на меньших глубинах в зарослях макрофитов разнообразнее и обильнее не только глубоководных, но и сообществ открытой литорали, которые на гравийных или песчано-гравийных грунтах в стрессирующих условиях сгонно-нагонных воздействий складываются из мелких видов беспозвоночных (например, Tanytarsini). Сообщества литорали в зарослях макрофитов характеризуются повышенным видовым богатством и разнообразием групп макрозообентоса за счет увеличения неоднородности биотопа, аккумуляции продукции макрофитов и терригенной органики, которая при отсутствии зарастания литорали накапливается в более глубоководных биотопах. В зонах влияния поселений птиц увеличение трофности приводит к увеличению разнообразия сообществ в первую очередь за счет появления видов-индикаторов более сапробных условий, в том числе обитателей и потребителей нитчатых водорослей, как например *Cricotopus* группы *sylvestris* и *Ephydridae*, и всеядных *Corixidae* и *Lymnaeidae*. Наиболее разнообразными, и обильными (за счет сетеплетущих ручейников, бокоплавов) являются сообщества в зонах слабой проточности (Хомын-Холой); также высоко разнообразные и часто обильные сообщества формируются в зонах смешения водных масс озер с речными водами, которые кроме уменьшения минерализации озерных вод, участвуют в транспорте дополнительного органического вещества и беспозвоночных в составе дрефты.

4.6.3. Двукрылые насекомые (Insecta: Diptera) в озерах Монголии*

Представители отряда двукрылых (Insecta: Diptera) играют очень значительную роль в озерных экосистемах. В бентосе литоральной и профундальной зон почти любых озер многочисленны личинки Chironomidae; нередко они доминируют по численности и биомассе среди всех представителей макробентоса. Кроме хирономид, в прибрежной зоне (литораль у берега и урез воды) могут быть разнообразно представлены и многочисленны представители нескольких десятков семейств Diptera, но население этих биотопов изучено гораздо хуже.

Видовой состав и биотопы развития двукрылых из большинства семейств, связанных с водной средой, изучены на территории Монголии фрагментарно. В этом предварительном обзоре кратко обобщены опубликованные данные по двукрылым Монголии, связанным с озерами (рассмотрены как гидробиологические, так и энтомологические работы).

Энтомологические публикации

Двукрылым насекомым Монголии посвящено более 300 специальных статей, но лишь в некоторых из них рассмотрены водные и полуводные таксоны, связанные с озерами. Краткий анализ диптерофауны Монголии и обзор работ по ее изучению выполнен Э.П. Нарчук (Нарчук, 1989; Nartshuk, 1989). Статьи диптерологов, как правило, основаны только на сборах имаго и не содержат данных по биотопам развития личинок. Вместе с тем, для Монголии это единственный источник достоверной информации о видовом составе двукрылых, связанных с водной средой. Лишь в единичных работах (Нарчук, 1977; Пржиборо, 2005; Podeniene et al., 2006) были использованы выведения из личинок и куколок, собранных по берегам озер, что позволяет достоверно указать биотопы развития конкретных видов. Ниже кратко обсуждаются специальные публикации по семействам двукрылых, представители которых проходят развитие в стоячих водоемах Монголии. Если в более поздних обзорных статьях даются ссылки на предыдущие публикации по соответствующим семействам, то более ранние работы, как правило, не цитированы в рамках этого обзора.

Tipuloidea (Tipulidae, Limoniidae, Pediciidae). С. Поденас с соавторами (Podenas et al., 2013) выполнили обзор публикаций по *Tipuloidea* Монголии. По их оценке, из 295 видов *Tipuloidea*, отмеченных с территории Монголии, предположительно 91 вид связан с водными или полуводными биотопами, но большинство из этих видов, очевидно, приурочены к водотокам. Наиболее подробно изучена фауна *Tipuloidea* окрестностей оз. Хубсугул (Gelhaus, Podenas, 2006); здесь были отмечены 85 видов, из которых 3 вида Tipulidae, 1 вид Pediciidae и 2 вида Limoniidae были приурочены только к берегу озера.

* А. А. Пржиборо

Culicidae. Специальные работы по фауне Culicidae Монголии опубликованы Оюунсүрэн (1970) и Я. Минаржем (см. Minář, 1976; Halgoš, Minář, 1995). В статьях 1971 и 1976 гг. Минарж указывает для Монголии 16 видов, 10 из которых были собраны по берегам озер. Многие из этих видов могут проходить развитие в мелководной заболоченной прибрежной зоне и в береговых лужах. В частности, личинки и куколки *Aedes montchadskyi* Dubitsky (определение А.В. Халина), собранные из оз. Тэлмэн в 1966 г., имеются в коллекции Зоологического института РАН.

Chironomidae. Лишь небольшая часть публикаций, посвященных хирономидам Монголии, основана на материале имаго (в большинстве случаев, лишь изучение имаго позволяет получать точные видовые определения). Статьи, основанные на материале личинок, рассмотрены в разделе „Гидробиологические публикации”.

Видовые списки только или преимущественно по имаго опубликованы следующими авторами. Б. Хайфорд (Hayford, 2005) по собственным и литературным данным приводит список из 166 видов хирономид Монголии; судя по приводимым данным, большая часть материала происходит из окрестностей оз. Хубсугул, но биотопы и данные этикеток не приводятся, и собственные данные автора не отделены от литературных. Г.Х. Щербина и Н.И. Зеленцов (2008, 2009) по собственным сборам указывают 66 видов с берегов семи озер, пять из которых находятся в западной части бассейна Селенги. До этих статей несколькими авторами были опубликованы видовые списки, описания новых видов и переписания ранее описанных видов хирономид, собранных в Монголии из озер или поблизости от них (Reiss, 1971, 1990; Макарченко, 1984; Sasa, Suzuki, 1997; Зеленцов и др., 1992).

Ceratopogonidae. Единственная специальная статья по фауне Ceratopogonidae Монголии опубликована Х. Реммом (Remm, 1973). Ремм по монгольским сборам экспедиций З. Касаба (Z. Kaszab) указывает 42 вида мокрецов, в том числе описывает четыре новых вида. Материал имаго двенадцати из 42 видов собран по берегам озер Монголии. Более половины видов, указанных Реммом, могут быть связаны с прибрежной зоной монгольских озер, судя по данным, полученным для других регионов Палеарктики (Глухова, 1989; Пржиборо, 2001, 2004 и др.). Помимо видов, указанных Реммом, В.М. Глухова (1989) указывает для Монголии лишь один вид — *Culicoides manchuriensis* Tokunaga, который обычно развивается по берегам стоячих водоемов с повышенной минерализацией. А.А. Пржиборо (2005) также указал для Монголии *Culicoides disperses* Gutsevich et Smatov по данным выведений из зоны уреза воды, но не для озер.

Psychodidae. По Psychodidae (Psychodinae) Монголии опубликовано две статьи (Vaillant, 1973; Wagner, Joost, 1985), в которых указывается восемь видов, по-видимому, связанных с берегами водоемов, в том числе два вида указаны с берегов озер.

Stratiomyidae. Э.П. Нарчук (1972 a) впервые выполнила обзор Stratiomyidae Монголии на основе оригинальных и литературных данных. В дальнейшем, эти данные были дополнены еще несколькими статьями (Lindner, 1973; Gorodkov et

al., 1974; Нарчук, 1976). В общей сложности, в четырех статьях приводится не менее 36 видов, личинки которых несомненно или предположительно связаны с прибрежно-водными и полуводными биотопами, в том числе с берегами озер и других стоячих водоемов аридной зоны (Rozkošný, 1982, 1983; Garbuz et al., 2008; неопубликованные данные А. Пржиборо).

Tabanidae. Мягмарсүрэн (1979 *a, б*, 1982) и Н.Г. Олсуфьев с соавторами (1979) дают обзоры литературы и проводят краткий анализ фауны слепней Монголии, главным образом по оригинальным данным. Из 41 вида слепней, известных для Монголии, не менее 15 видов проходят развитие по берегам озер в других регионах Палеарктики (Лутта, Быкова, 1982; Соболева, 1977 и др.), в том числе, они развиваются в озерах и других стоячих водоемах аридной зоны (Кадырова, 1975; Андреева, 1990; неопубликованные данные А. Пржиборо).

Syrphidae. Р. Баньковска (Bańkowska, 2000) и Намхайдорж (2005) дают краткие обзоры публикаций по фауне Syrphidae Монголии. Водные и полуводные сирфиды, связанные с прибрежной зоной стоячих водоемов (представители большинства родов из триб Eristalini, Chrysogasterini и Sericomysiini), представлены в фауне Монголии не менее чем 29 видами (Peck, 1988; Bańkowska, 2000; Намхайдорж, 2005).

Scathophagidae. К.Б. Городков (1974) и Ф. Шифнер (Šifner, 1975) дают обзоры фауны Scathophagidae Монголии на основе обработки сборов из коллекции Зоологического института РАН и материалов экспедиции Касаба соответственно. Их списки включают не менее шести видов, личинки которых проходят в прибрежной зоне озер европейской части России (Пржиборо, 2001, 2004, 2012), а также ряд видов, которые также могут быть связаны с аналогичными биотопами в Монголии.

Sciomyzidae. Первая специальная статья по фауне Sciomyzidae Монголии опубликована К. Эльбергом (Elberg, 1978), который по сборам экспедиций Касаба указывает 16 видов, многие из которых связаны с берегами стоячих водоемов (Knutson, Vala, 2011); четыре вида указаны Эльбергом с берегов озер. Кроме этой работы, опубликована статья Р. Розкошного с описанием нового вида из Монголии (Rozkošný, 1979).

Отдельные работы, посвященные другим семействам двукрылых Монголии, содержат фаунистические и экологические данные по родам и видам, для которых зона уреза воды озер служит биотопом развития личинок. В частности, это статьи по семействам Hybotidae (род *Crossopalpus*: см. Ковалев, 1979), Dolichopodidae (см. Негробов, 1976 *a, б*; Негробов, Баркалов, 1977), Muscidae (Зиновьев, 1990), Tethinidae (Soós, 1978), Chloropidae (см. Нарчук, 1972 *б*, 1976, 1977; Nartshuk, 1973, 1976).

Гидробиологические публикации

Зона уреза воды стоячих водоемов и водотоков Монголии как биотоп развития личинок двукрылых почти совершенно не изучалась. Единственной публикацией на эту тему остается статья Пржиборо (2005), основанная на материалах выведений имаго, полученных в 2000 и 2002 гг. Она включает данные по

зоне уреза воды двух озер — Орог (Долина Озер) и Ширэт (Восточный Хангай). Методом выведения из субстрата установлено обитание представителей 5 и 10 семейств двукрылых соответственно. Численность двукрылых, вылетевших из береговых субстратов, экспонированных в лаборатории, оказалось невысока — 113 и 1252 экз./м² соответственно, что значительно ниже значений, наблюдаемых для большинства береговых биотопов гумидной зоны Палеарктики и многих полуводных биотопов Монголии (для зоны уреза родников и более крупных водотоков). В зоне уреза оз. Ширэт наиболее многочисленны были Chironomidae, а по урезу оз. Орог — Ceratorogonidae (род *Culicoides*).

По-видимому, для двукрылых, проходящих развитие в зоне уреза пресноводных водоемов Монголии, важнейшее значение имеют два фактора: (1) гидрологический режим водоема, который действует посредством изменений уровня воды; (2) воздействие выпаса. В отсутствие перевыпаса у водоемов со стабильным уровнем воды в зоне уреза развита дернина гелофитов, которая служит мощным фактором стабилизации влажности при небольших колебаниях уровня воды и является местообитанием для полуводных личинок из большинства семейств двукрылых, встречающихся в регионе. Данный биотоп характеризуется наибольшим таксономическим разнообразием двукрылых (в типичных случаях — 10–14 семейств в одной точке). По мере увеличения выпаса, происходит разрушение дернинных биотопов зоны уреза, как за счет объедания надземных частей растений копытными, так и вследствие вытаптывания и последующей эрозии (Методология оценки ..., 1993). Отсутствие дернины наблюдается также и по берегам водоемов со значительными колебаниями уровня воды, к которым относится оз. Орог. В обоих случаях снижается количество таксонов двукрылых (5–7 семейств) и их обилие (Пржиборо, 2005).

Подавляющее большинство работ по бентосу озер Монголии содержат данные только по личинкам Chironomidae (подробнее см. ниже). Сведения о нехириномидных двукрылых, обитающих в литорали и более глубоких зонах озер Монголии, немногочисленны. В частности, упоминаются личинки Tabanidae в дистрофных озерах Восточной Монголии (Dulmaa, 1979) и в оз. Хангал на северо-востоке Монголии (Дулмаа и др., 1994), личинки Stratiomyidae (*Odontomyia* и *Stratiomys*) в прибрежной части озер Убсу, Баян и Шара (район Котловины Больших Озер), и личинки Ephydriidae — в малых соленых озерах этого же района (Заика, 2005). Личинки *Arctotipula hovsgolensis* Gelhaus et al. (Tipulidae) были собраны в литоральной зоне оз. Догшин, Западный Хангай (Podeniene et al., 2006). Личинки *Chaoborus crystallinus* (De Geer) (Chaoboridae) отмечены в озерах Хаг и Олон, бассейн Селенги (в оз. Хаг это массовый вид в профундали (Щербина и др., 2009)). Личинки из 5 семейств отмечены из озер Котловины Больших Озер А.А. Прокиным (см. раздел 4.6.2).

Личинки Ceratorogonidae (не определенные точнее) отмечались в зообентосе озер Хух, Хангал и Гурван на северо-востоке Монголии (Дулмаа и др., 1994). При этом, биомасса Ceratorogonidae была достаточно высокой — 0.17–0.51 г/м², а в первом из этих озер личинки имели численность 1380 экз./м². Личинки

Sphaeromias pictus (Meigen) отмечены в озерах Хаг и Уст, бассейн Селенги (во втором из озер вид встречался в массе (Щербина и др., 2009)). Личинки не менее чем 10 видов Ceratorogonidae отмечены для озер Западной Монголии (Прокин, см. раздел 4.6.2). Данные по численности и биомассе личинок Ceratorogonidae приведены для шести водоемов Котловины Больших Озер и для оз. Сангийн-Далай (бассейн р. Селенги) по результатам сборов 2010 г.; при этом, в трех из озер отмечена высокая численность *Mallochohelea inermis* (Kieffer) (Прокин, см. раздел 4.6.2).

Chironomidae — единственная группа двукрылых насекомых, подробно рассмотренная во многих работах по гидробиологии озер Монголии. Это связано с тем, что личинки хирономид являются важнейшим компонентом макробентоса практически во всех постоянных озерах Монголии, на глубинах от верхней литорали до профундали (см. далее).

Подробнее всего исследованы хирономиды оз. Хубсугул. Наибольший вклад в их изучение был внесен коллективом специалистов из Иркутска, работавших в составе совместных экспедиций Иркутского и Монгольского государственных университетов начиная с 1960-х гг. (см. Дулмаа, 1974 б, 2009; Дулмаа, Дгебуадзе, 1983 и ссылки далее). Таксономический состав хирономид (преимущественно по личинкам) подробно рассмотрен в статьях Э.А. Ербаевой с соавторами (см.: Ербаева, 1976; Erbaeva et al., 1989; Ербаева, Сафронов, 2009); более краткие данные также приведены А.А. Линевич (1981) и О.М. Кожовой с соавторами (Kozhova et al., 2000). Распределение хирономид по биотопам и зонам глубин, показатели их обилия (численность, биомасса) с различной степенью подробности проанализированы в этих же публикациях и в работах, посвященных экосистеме оз. Хубсугул и его макробентосу (см.: Томилов и др., 1973; Дулмаа и др., 1976; Ербаева и др., 1979; Кожова и др., 1981; Кожова, 1983; Kozhova et al., 1994; Erbaeva et al., 2006).

Кроме того, в 1995 и 1997 гг. таксономический состав и особенности распределения хирономид в оз. Хубсугул изучались американскими специалистами Б. Хайфорд и Л. Феррингтоном (Hayford et al., 2006; Hayford, Ferrington, 2006; см. также: Hayford, 2005). В их работе, помимо сборов личинок, значительное место было уделено сборам экзувиев куколок.

Согласно последней сводке (Ербаева, Сафронов, 2009), в Хубсугуле по личинкам отмечено 106 видов хирономид из 6 подсемейств, при этом личинки 41 вида не встречались на глубинах свыше 10 м. Хирономиды характеризуются наибольшим видовым богатством среди всех компонентов макробентоса Хубсугула (Kozhova et al., 1994, 2000; Erbaeva et al., 2006). Они доминируют или принадлежат к числу субдоминантов по общей биомассе в большинстве донных биотопов и в различных зонах глубин (Томилов и др., 1973; Дулмаа и др., 1976; Ербаева и др., 1979; Kozhova et al., 1994).

Из других озер наиболее подробно изучались водоемы Котловины Больших Озер на западе Монголии. В 1978–1979 гг. была исследована экосистема озер Хар, Ногон и Дургэн. В составе бентоса оз. Хар и Ногон указано 17 видов Chi-

gonomidae, а для оз. Дургэн — 11 видов (Бульон и др., 1983). В 2004 г. из оз. Ногон указано восемь видов (Щербина, Аюушсурэн, 2007). Наконец, в 2010 г. был изучен макробентос семи озер этого же района; для озер и двух протоков между ними указано 30 таксонов хирономид (Прокин, см. раздел 4.6.2). Во всех случаях приведены показатели обилия Chironomidae. Кроме того, значения численности и биомассы хирономид приведены для четырех озер этого же района (Хиргис, Баян, Урэг и Дуру), по данным 1989–1990 гг. (Дулмаа и др., 1994).

В других районах Монголии донные сообщества озер и хирономиды как их компонент неоднократно изучались для Долины Озер и для западной части бассейна р. Селенги (в том числе, для нескольких горных озер северного макросклона Хангая). Озера остальных районов остаются слабо изученными. Доступные данные кратко сведены в таблицу 4.6.10.

Таблица 4.6.10. Опубликованные данные по хирономидам в составе бентоса озер Монголии (не включены Хубсугул и водоемы Котловины Больших Озер и ее ближайших окрестностей)

Регион	Озера	Число видов Chironomidae	Численность, биомасса	Годы сборов	Ссылки
Долина Озер	Тацын-Цаган, Орог, Бон-Цаган	–	+	1988, 1991	Дулмаа и др., 1994
	Орог, Бон-Цаган	9	+	2004	Щербина, Аюушсурэн, 2007
	Орог	2	+	2010	Прокин, раздел 4.6.2
Дархатская котловина	Дод (=Дод-Цаган)	2	-	1962–1963	Дулмаа, Нансалма, 1983
	Дод (=Дод-Цаган)	–	+	1989–1990	Дулмаа и др., 1994
Бассейн Селенги	Угий, Тэрхийн-Цаган	11	–	1960-е гг. (?)	Дулмаа, Нансалма, 1983
	Сангийн-Далай	–	+	1989–1990	Дулмаа и др., 1994
	Угий	–	+	1991	
	Угий, Хаг, Уст, Олон II, Сангийн-Далай	40	+	2003–2004	Щербина, Аюушсурэн, 2007; Щербина и др., 2009
	Сангийн-Далай	7	+	2010	Прокин, раздел 4.6.2
Восточно-Монгольская равнина	Буйр, Хух, Гурван	–	+	1987, 1989–1990	Дулмаа и др., 1994
	Хэнтэй	–	+	1987	

Примечание. „+” — есть данные; „–” — нет данных.

Почти во всех случаях, личинки хирономид доминируют или принадлежат к числу субдоминантов (по биомассе) в сообществах макробентоса озер Монголии.

Дополнительные данные получены для озер Дархатской котловины в ходе изучения состава питания пяти видов промысловых рыб (Дулмаа, 2005). Было установлено, что личинки хирономид играют важную роль в питании сига-пыжьяна (*Coregonus lavaretus pidschian* (Gmelin)), но лишь незначительную роль в питании других промысловых видов рыб, связанных с озерами. Приводится список из 17 видов хирономид, личинки которых отмечены в кишечниках сига-пыжьяна различных возрастных групп (Дулмаа, 2005).

Кроме того, недавно издано руководство для определения родовой принадлежности куколок Chironomidae озер Монголии (Bouchard, Ferrington, 2008). Эта работа содержит ключ для определения 27 родов хирономид, который основан на сборах из озер Монголии экзювиев куколок, не ассоциированных с имаго.

4.7. ИХТИОФАУНА*

Планомерное изучение ихтиофауны озер Монголии начато сравнительно недавно. Большую роль в этом деле сыграли Амурская ихтиологическая экспедиция Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова под руководством члена-корреспондента АН СССР Г.В. Никольского (1945–1949 гг.) и Хубсугульская комплексная экспедиция Монгольского и Иркутского государственных университетов (1959–1960 и 1970–1975 гг.), одним из руководителей которой был профессор Монгольского государственного университета А. Дашидорж. С 1975 г. по настоящее время ихтиологические и гидробиологические исследования на территории Монголии проводятся главным образом в рамках Российско-Монгольской комплексной биологической экспедиции Российской и Монгольской академий наук (подробнее, см. обзор Dgebuadze et al., 2010).

К настоящему времени в водных объектах Монголии отмечено 80 видов и подвидов рыб (включая один вид класса миног, традиционно рассматриваемых в составе ихтиофауны), которые следующим образом распределяются по семействам:

Миноговые Petromyzontidae	1	Балиторовые Balitoridae	10
Осетровые Acipenseridae	2	Вьюновые Cobitidae	4
Лососевые Salmonidae	2	Сомовые Siluridae	1
Хариусовые Thymallidae	5	Налимовые Lotidae	1
Сиговые Coregonidae	4	Окуновые Percidae	2
Щуковые Esocidae	2	Одонтобутиевые Odontobutidae	1
Карповые Cyprinidae	41	Подкаменщиковые Cottidae	4

Большинство видов рыб Монголии встречаются в озерных экосистемах.

Ихтиофауна Монголии интересна тем, что она представляет три смыкающихся на ее территории бассейна: бассейн Тихого океана, бассейн Северного Ледовитого океана и Центральноазиатский бессточный бассейн (рис. 4.7.1).

Основными факторами, определяющими состав ихтиофауны какого-либо водоема, являются исторические условия формирования рыбного населения, абиотические условия среды, обуславливающие возможность существования и размножения отдельных видов, биотические условия, связанные, прежде всего, с трофическими взаимодействиями, инвазии чужеродных видов; кроме того, большое значение имеет стабильность водоемов. В Монголии последнее обстоятельство играет первостепенную роль, прежде всего, в Центральноазиатском бессточном бассейне, где видовой состав и численность всех групп гидробионтов в значительной степени определяются периодическими высыханиями и последующими восстановлениями озер (Дгебуадзе, Дулмаа, 1990; Dgebuadze, 1995).

В настоящей работе, помимо уточнения списков видов рыб, сделана попытка изучить особенности распределения рыб по озерам Монголии в соответствии

* Ю. Ю. Дгебуадзе, А. Дулмаа, Б. Мэндсайхан

с характером предпочитаемых ими местообитаний и их образом жизни, то есть использовать предложенный ранее Г.В. Никольским (1956) „экологический подход”. Этот подход, на наш взгляд, позволяет не только прояснить вопросы, связанные с генезисом и взаимодействием фаун разных бассейнов (в частности, вселением новых видов), но и оценить роль рыб в экосистемах, наметить пути рационального использования ресурсов водоемов, а также разработать меры охраны редких и исчезающих видов.

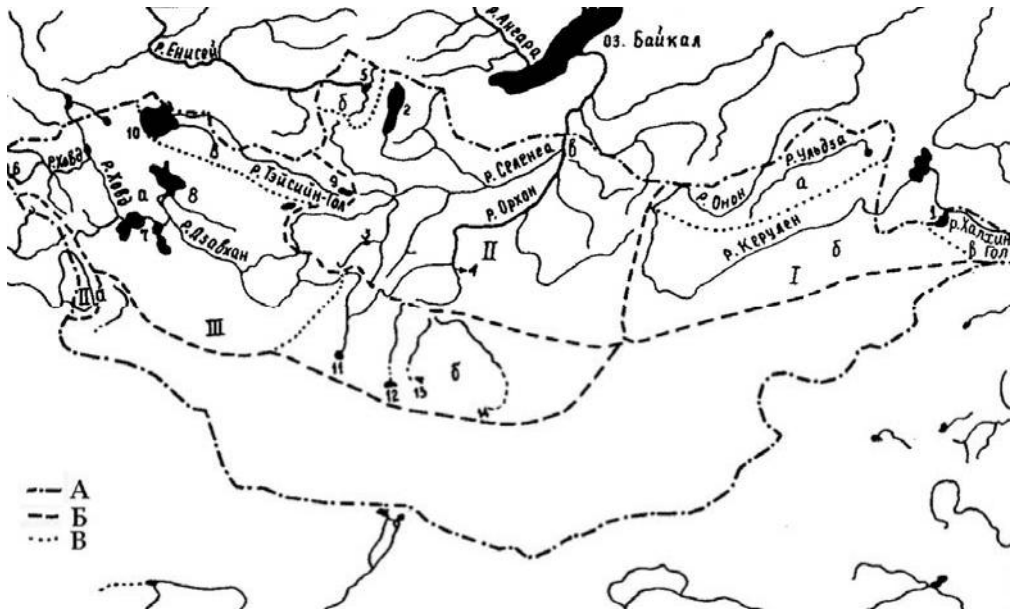


Рис. 4.7.1. Гидрографическая сеть Монголии.

I — Бассейн Тихого океана: а — бассейн р. Онон; б — бассейн р. Керулен; в — бассейн р. Халхин. II — Бассейн Северного Ледовитого океана: а — бассейн р. Булган; б — Дархатская котловина; в — бассейн р. Селенга. III — Центральноазиатский бессточный бассейн: а — Котловина Больших Озер; б — Долина Озер; в — бассейн р. Тэс.

А — государственная граница Монголии; Б — границы бассейнов; В — границы речных систем. Озера: 1 — Буйр, 2 — Хубсугул, 3 — Тэрхийн-Цаган; 4 — Угий, 5 — Дод-Цаган, 6 — система озер Хоромдог — Хотон — Хоргон, 7 — система озер Хар-Ус — Хар — Ногон — Дургэн, 8 — Хиргис, 9 — Сангийн-Далай, 10 — Убсу, 11 — Бон-Цаган, 12 — Орог, 13 — Тацын-Цаган, 14 — Улан.

С этой целью при анализе рыбного населения озер Монголии были рассмотрены не только видовой состав и соотношение видовых популяций, но и совокупности, выделенные по принципу экологического сходства. В связи с этим были использованы понятия „жизненной формы” и „экологической группы”. Выделение жизненных форм рыб производили в соответствии со схемой Г.В. Никольского (1974) с добавлениями. При отнесении того или иного вида рыб к определенной жизненной форме принимались во внимание форма тела, окраска, строение ротового аппарата, особенности образа жизни. Рыб делили на

реофилов, приспособленных к жизни на течении; лимнофилов, приспособленных к жизни в стоячей воде. В рамках этих форм выделялись придонные и пелагические формы. Кроме того, в отдельную жизненную форму нами выделены придонные рыбы мелководий. Для этих рыб характерно лентовидное или цилиндрическое тело, они держатся в прибрежьях рек и у дна озер, иногда зарываясь в грунт. К данной жизненной форме относятся рыбы семейств Балиторовые (*Balitoridae*) и Выюновые (*Cobitidae*): гольцы, шиповки, выюны. Рыбы, населяющие отдельные водоемы, разбиты также на группы, различающиеся по характеру питания: ихтиофаги, фитофаги, планктофаги и бентофаги.

Немаловажным фактором, определяющим распределение рыб по водоемам, является характер их размножения. С.Г. Крыжановским (1949) было предложено выделение экологических групп рыб по характеру воспроизводства. Каждая из этих групп различается местами кладки икры и связанными с этим специфическими особенностями адаптаций в раннем онтогенезе. Среди икромечущих рыб различают: а) литофилов, откладывающих икру на каменистом грунте; б) фитофилов, нерестящихся на растительности; в) псаммофилов, выметывающих икру на песок; г) остракофилов, помещающих икру в мантийную полость моллюсков; д) пелагофилов, выметывающих плавающую икру. Кроме того, некоторые рыбы строят гнезда, закапывают икру в грунт, охраняют свои кладки. По мнению С.Г. Крыжановского, разные способы размножения определяют, главным образом, приспособления к всевозможным условиям дыхания и являются способом защиты ранних стадий от врагов. Безусловно, состав экологических групп по характеру воспроизводства является хорошей характеристикой среды обитания рыб в каждом конкретном водоеме. Согласно С.Г. Крыжановскому, для каждого типа водоема характерен совершенно определенный набор экологических групп рыб по характеру воспроизводства, что позволяет составить представление о генезисе ихтиофауны того или иного озера или реки.

Список видов и распределение рыб по жизненным формам и экологическим группам приведены нами на основе анализа рыбного населения Монголии и всех имеющихся на настоящее время сведений, полученных как в ходе полевых наблюдений, так и анализа литературы.

4.7.1. Бассейн Тихого океана

На территории Монголии расположены четыре речные системы, относящиеся к бассейну Тихого океана. Это основные русла, притоки и пойменные водоемы рек Онон, Керулен, Улдза и Халхин, связанные в недалеком прошлом или в настоящее время с рекой Амур. Обитающие здесь виды рыб принадлежат к амурской фауне, весьма сложной по своему составу и происхождению (Никольский, 1956). Значительное число видов этого бассейна приспособлено к жизни в равнинных реках регионов с муссонным климатом. В частности, характерной особенностью ряда рыб Амура является то, что их размножение и развитие происходит в пелагиали водоемов при относительно высоких температурах (Крыжановский, 1949). Несмотря на то, что на территории страны амурская фауна

несколько обеднена, общие закономерности соотношения разных форм и групп остаются примерно теми же.

Озеро Буйр является самым богатым в отношении ихтиофауны водоемом Монголии. Здесь обитает 33 вида рыб (табл. 4.7.1). В список включены виды, постоянно обитающие в озере, и те, которые лишь на несколько месяцев в году заходят из р. Халхин. Это, прежде всего, относится к тайменю и ленку, большую часть года встречающихся в р. Халхин и ее притоках и только на зиму мигрирующих в озеро. Лишь начиная с августа, амурский плоскоголовый жерех встречается в озере, весной же и большую часть лета этот вид наблюдается в притоках р. Халхин. Кроме зимних миграций рыбадных видов в озеро, надо отметить летние перемещения многих видов пескарей из реки.

Таблица 4.7.1. Список видов рыб оз. Буйр

- | | |
|---|---|
| 1. Таймень <i>Hucho taimen</i> | 18. Конь-губарь <i>Hemibarbus labeo</i> |
| 2. Ленок <i>Brachymystax lenok</i> | 19. Конь пестрый <i>H. maculatus</i> |
| 3. Амурская щука <i>Esox reichertii</i> | 20. Верхогляд <i>Chanodichthys erythropterus</i>
(= <i>Erythroculter erythropterus</i>) |
| 4. Амурский чебак <i>Leuciscus waleckii</i> | 21. Монгольский краснопер <i>Ch. mongolicus</i>
(= <i>Erythroculter mongolicus</i>) |
| 5. Озерный голянь <i>Phoxinus percunrus</i> | 22. Уклей <i>Culter alburnus</i> |
| 6. Голянь Чекановского <i>Ph. czekanowskii</i> | 23. Буирнурская востробрюшка <i>Hemiculter leucisculus varpachowskii</i> |
| 7. Белый амур <i>Stenopharyngodon idella</i> | 24. Обыкновенный амурский горчак <i>Rhodeus sericeus sericeus</i> |
| 8. Амурский плоскоголовый жерех <i>Pseudoaspius leptcephalus</i> | 25. Колочий горчак <i>Acheilognathus asmussii</i>
(= <i>Acantorhodeus asmussii</i>) |
| 9. Амурский чебачок <i>Pseudorasbora parva</i> | 26. Серебряный карась <i>Carassius auratus gibelio</i> |
| 10. Сибирский пескарь <i>Gobio gobio cynocephalus</i> | 27. Амурский сазан <i>Cyprinus carpio haematopterus</i> |
| 11. Длинноусый амурский пескарь <i>G. albipinnatus tenuicorpus</i> | 28. Толстолоб <i>Hypophthalmichthys molitrix</i> |
| 12. Ханкинский пескарь <i>Squalidus chankaensis</i> (= <i>Gnathopogon chankaensis</i>) | 29. Щиповка <i>Cobitis lebedevi</i> |
| 13. Чебаковидный пескарь <i>Gnathopogon strigatus</i> (= <i>Paraleucogobio strigatus</i>) | 30. Амурский вьюн <i>Misgurnus mohoity</i>
(= <i>M. anguillicaudatus</i>) |
| 14. Пескарь-губач Черского <i>Sarcocheilichthys soldatovi</i> (= <i>Chilogobio czerskii</i>) | 31. Амурский сом <i>Parasilurus asotus</i> |
| 15. Длиннохвостый колочий пескарь <i>Saurogobio dabryi</i> | 32. Амурский бычок <i>Rhinogobius lindbergi</i> |
| 16. Речная абботина <i>Abbottina rivularis</i> | 33. Налим <i>Lota lota</i> |
| 17. Амурский носатый пескарь <i>Microphysogobio anudarini</i> (= <i>Rostrogobio amurensis</i>) | |

В список видов оз. Буйр входят белый амур, речная абботина, толстолоб и амурский бычок, которые, предположительно, являются видами-вселенцами. Естественные ареалы этих видов, однако, также связаны с бассейном Тихого океана.

Анализ соотношения видов, относящихся к разным экологическим группам, выделенных по характеру воспроизводства, показывает, что больше всего в озере обитает пелагофилов, несколько меньше фитофилов и псаммофилов (рис. 4.7.2 а).

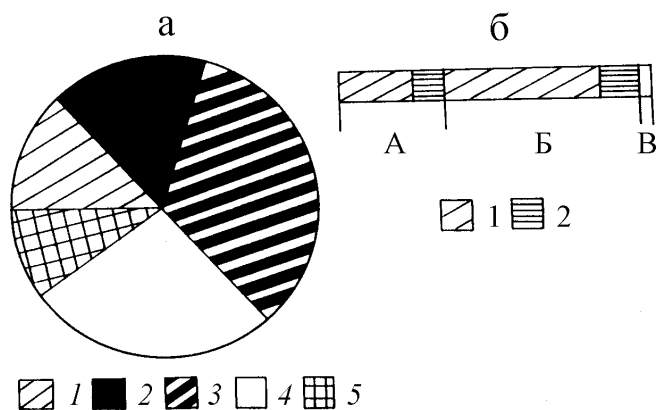


Рис. 4.7.2. Соотношение (%) видов рыб в оз. Буйр. а — разных экологических групп (по характеру воспроизводства): 1 — литофилы, 2 — псаммофилы, 3 — пелагофилы, 4 — фитофилы, 5 — остракофилы и охраняющие; б — разных жизненных форм: А — реофилы, Б — лимнофилы, В — донные мелководные, 1 — придонные, 2 — пелагические.

Воспроизводство части видов (литофилов) связано с р. Халхин, куда эти виды совершают нерестовые миграции. В известном смысле оз. Буйр по своим гидробиологическим особенностям сходно с оз. Ханка (низовья Амура), в котором обитает 69 видов рыб (Самуилов, Свирский, 1976), из них 37% видов пелагофилы и 20% — фитофилы (Крыжановский, 1949).

Несмотря на существенные различия в количестве видов, по соотношению рыб, относящихся к разным экологическим группам, озера обнаруживают значительное сходство. Если разбить виды, обитающие в оз. Буйр, на группы по жизненным формам, то основу составляют лимнофильные рыбы (рис. 4.7.2 б). Следует обратить внимание на относительно большое число пелагических форм. К ихтиофагам можно отнести 30% видов, для 23.3% рыба является основным кормом. Примерно такова же доля ихтиофагов и в промысловых уловах, в известной мере отражающих соотношение численности видов в водоеме (табл. 4.7.2). Следует подчеркнуть, что таймень, ленок и амурский плоскоголовый жерех, входящие в группу ихтиофагов, потребляют рыбу в озере лишь в осенне-зимний период. Существенную часть рациона монгольского краснопера составляют креветки.

Таблица 4.7.2. Соотношение видов (по биомассе, %) в промысловых уловах на оз. Буйр

Виды	Годы				
	1978	1979	1980	1981	1982
Амурский сазан	68.8	76.0	65.9	38.9	47.2
Амурская щука*	19.7	15.9	13.7	32.9	20.0
Монгольский краснопер*	8.4	5.4	10.0	9.2	19.8
Уклей	0.7	—	4.1	12.8	7.7
Амурский сом*	0.5	1.8	5.3	2.2	2.2
Конь-губарь	1.6	0.1	—	1.6	1.7
Амурский чебак	0.3	0.8	1.0	3.2	0.1
Серебряный карась	—	—	—	—	1.3

* Ихтиофаги.

По данным М.Н. Лишева (1950), в бассейне Амура можно выделить 3 типа хищников-ихтиофагов, различающихся по своим местообитаниям: 1) хищники, питающиеся, главным образом, донными рыбами, но держащиеся на открытых местах (амурский плоскоголовый жерех, монгольский краснопер, амурский сиг); 2) хищники, питающиеся в пелагиали (желтощек, верхогляд, уклей, частично, в зимнее время — ленок и таймень); 3) хищники, кормящиеся преимущественно рыбами, держащимися в зарослях и на разливах (змееголов, амурская щука, сомы). В оз. Буйр ихтиофауна несколько обеднена, в связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что монгольский краснопер является практически единственным рыбаодным видом, занимающим местообитание „придонных хищников открытых участков” и „хищников, питающихся в пелагиали”. По всей видимости, все это создает условия для ослабления конкурентных взаимодействий монгольского краснопера с другими видами, в связи с чем в озере наблюдалась относительно высокая численность и существенная морфологическая изменчивость буйрнурской популяции этого вида (Баасанжав и др., 1983, 1985).

Озеро Буйр является одним из немногих водоемов Монголии, где долгое время велся промысел рыбы. Основу промысла составляли фитофилы — придонные лимнофилы (табл. 4.7.2). По наблюдениям 1977–1978 гг. в районе дельты р. Халхин условия размножения для фитофильных рыб (амурского сазана, серебряного карася и амурского сома) были не совсем благоприятны. Из-за колебаний уровня воды в весенне-летний период отмечались случаи гибели производителей и обсыхание нерестилиц (Баасанжав и др., 1985). В то же время условия размножения представителей других групп в оз. Буйр и р. Халхин, как правило, стабильны, что обеспечивает высокую численность как видов, подверженных промыслу (монгольский краснопер, конь-губарь), так и видов, составляющих пищу ихтиофагов, а также тех, которые могут быть освоены рыбным промыслом (буйрнурская востробрюшка, уклей).

4.7.2. Бассейн Северного Ледовитого океана

Из речных бассейнов Монголии с Северным Ледовитым океаном связаны бассейны рек Селенги, Шишхид и Булгана (рис. 4.7.1). Самым крупным является бассейн р. Селенги, к которому относятся три сравнительно больших озера: Хубсугул, Тэрхийн-Цаган и Угий. В Дархатской котловине расположены водоемы, относящиеся к бассейну Енисея — р. Шишхид и оз. Дод-Цаган.

Озеро Хубсугул в гидробиологическом отношении является в некоторой степени двойником оз. Байкал. Однако ихтиофауна его гораздо беднее (табл. 4.7.3).

Для оз. Хубсугул характерны рыбы реофильного комплекса (Дашдорж, 1973). Безусловно, на ихтиофауну озера сильное влияние оказывает рыбное население связанных с ним рек, что отражается на соотношении видов, входящих в разные экологические группы по характеру воспроизводства (рис. 4.7.3 а). Многие виды, населяющие озеро, размножаются в реках. Однако анализ состава жизненных форм показывает, что существенная часть фауны представлена лим-

нофильными формами (рис. 4.7.3 б), к которым, правда, относится один вид-вселенец — байкальский омуль. Из всех обитающих в озере видов 33.3% потребляют рыбу, причем для 16.6% видов рыба составляет основу рациона.

Таблица 4.7.3. Список видов рыб фауны Монголии из крупных озер бассейна Северного Ледовитого океана

Виды	Озера			
	Хубсугул	Тэрхийн-Цаган	Угий	Дод-Цаган
Таймень <i>Hucho taimen</i>	+	+	-	+
Ленок <i>Brachymystax lenok</i>	+	+	-	+
Сиг-пыжьян <i>Coregonus lavaretus pidschian</i>	-	-	-	+
Байкальский омуль <i>C. migratorius</i>	+	-	-	-
Байкальский хариус <i>Thymallus baicalensis</i>	-	+	-	+
Косогольский хариус <i>Th. nigrescens</i>	+	-	-	-
Обыкновенная щука <i>Esox lucius</i>	-	+	+	-
Плотва <i>Rutilus rutilus</i>	+	+	+	+
Сибирский елец <i>Leuciscus leuciscus baicalensis</i>	-	+	+	+
Язь <i>L. idus</i>	-	-	+	-
Озерный гольян <i>Phoxinus phoxinurus</i>	+	-	-	+
Обыкновенный гольян <i>Ph. phoxinus</i>	+	+	-	-
Серебряный карась <i>Carassius auratus gibelio</i>	-	+	-	-
Амурский сазан <i>Cyprinus carpio haematopterus</i>	-	-	+	-
Сибирский голец <i>Orthrias [barbatulus] toni</i>	+	+	+	-
Сибирская щиповка <i>Cobitis melanoleuca</i> (= <i>C. taenia</i> и <i>C. taenia sibirica</i>)	+	+	+	-
Амурский сом <i>Parasilurus asotus</i>	-	-	+	-
Налим <i>Lota lota</i>	+	+	-	+
Речной окунь <i>Perca fluviatilis</i>	+	+	+	+

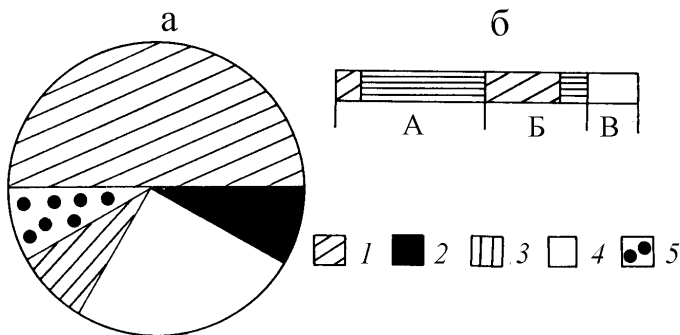


Рис. 4.7.3. Соотношение (%) видов рыб в оз. Хубсугул. А — разных экологических групп (по характеру питания); 1 — литофилы, 2 — псаммофилы, 3 — полумелагофилы, 4 — фитофилы, 5 — индифферентные; Б — разных жизненных форм. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.7.2.

Работы по интродукции рыб проводились в Монголии не только в Хубсугуле, но и в других озерах бассейна Северного Ледовитого океана. В безрыбные водоемы Хангая, систему озер Найман (Увурхангайский аймак) и оз. Тарган (Дархатская котловина) в 1980-е гг. вселили пелядь *Coregonus peled*. Впоследст-

вии пелядь в этих озерах создала устойчивые самовоспроизводящиеся популяции (Баасанжав и др., 1985, Dulmaa, 2012).

Озеро Тэрхийн-Цаган — типичный межгорный водоем с ихтиофауной речного происхождения (рис. 4.7.4), характерной для фауны верховьев равнинных рек и по составу весьма сходной с ихтиофауной оз. Хубсугул (табл. 4.7.3). В летний период основу биомассы в сетных уловах составляют сибирская плотва, окунь и обыкновенная щука. Сложный генезис ихтиофауны оз. Тэрхийн-Цаган, когда вместе обитают рыбы, типичные для предгорных рек (ленок, таймень, налим), и рыбы, характерные для равнинных участков (обыкновенная щука, речной окунь), создает довольно своеобразную трофическую ситуацию, при которой рыбы-ихтиофаги составляют 50% видов, а у 30% видов рыба является основным источником пищи.

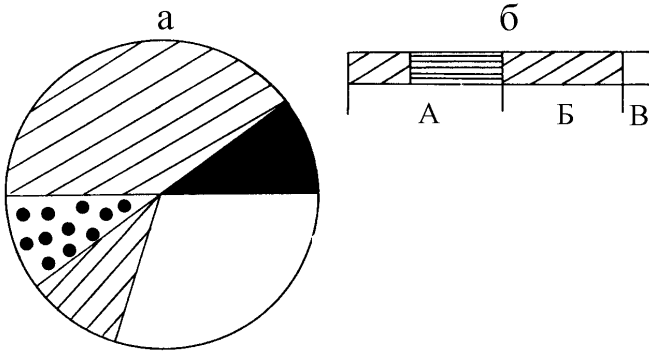


Рис. 4.7.4. Соотношение (%) видов рыб в оз. Тэрхийн-Цаган. а — разных экологических групп (по характеру воспроизводства); б — разных жизненных форм. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.7.2.

Озеро Угий относится к бассейну р. Орхон — основного притока р. Селенги. Ихтиофауна озера сравнительно бедная, в последние годы здесь встречаются лишь 9 видов рыб (табл. 4.7.3). По составу ихтиофауны оз. Угий — типичное равнинное озеро. Из экологических групп по характеру воспроизводства здесь преобладают фитофилы (рис. 4.7.5 а), из жизненных форм — лимнофилы (рис. 4.7.5 б). В ихтиофауне присутствует сравнительно большое число ихтиофагов — 44.4%, у 33.3% видов рыба составляет основу рациона.

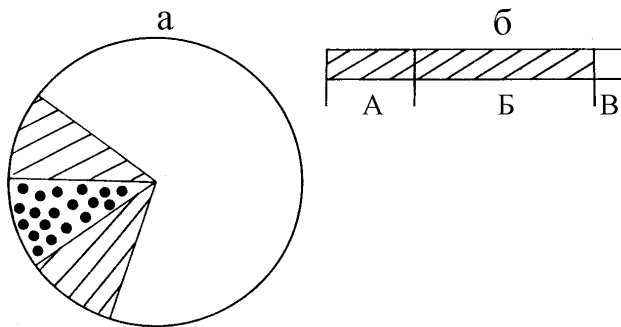


Рис. 4.7.5. Соотношение видов рыб в оз. Угий (%). а — разных экологических групп (по характеру воспроизводства); б — разных жизненных форм. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.7.2.

В оз. Дод-Цаган, относящемуся к бассейну р. Енисей и расположенному в Дархатской котловине, обитает 9 видов рыб (табл. 4.7.3). Ихтиофауна озера,

безусловно, является производной от фауны р. Шишхид. Состав встречающихся здесь экологических групп характерен для озер горного типа (рис. 4.7.6 а). Из жизненных форм преобладают реофилы (рис. 4.7.6 б). Характерно, однако, что виды лимнофильного комплекса (в частности, сиг-пыжьян) достигают в озере большой численности. Так, в промысловых уловах в 1956–1976 гг. сиг составлял 82%, таймень — 8.3%, ленок — 7.3%, сибирский хариус — 2.4% (Баасанжав и др., 1985). Рыбоядные виды в оз. Дод-Цаган составляют 37.5%, у 25.0% рыба — основной источник пищи.

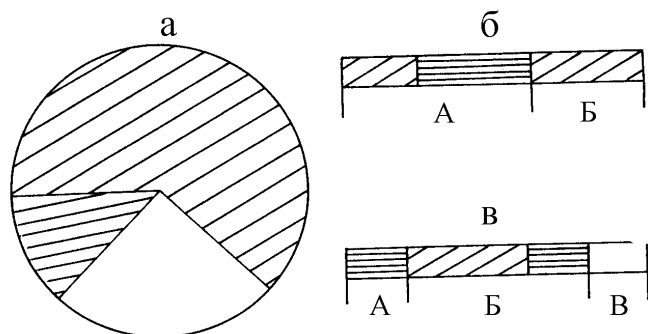


Рис. 4.7.6. Соотношение видов рыб (%). а — разных экологических групп (по характеру воспроизводства) в оз. Дод-Цаган; б — разных жизненных форм в оз. Дод-Цаган; в — разных жизненных форм в озерах низовьев р. Ховд (система Хар-Ус — Хар — Ногон — Дургэн). Условные обозначения те же, что и на рис. 4.7.2.

Из относительно недавних находок в бассейне Северного Ледовитого океана Монголии следует отметить обнаружение алтайского османа *Oreoleuciscus* sp. в небольших пойменных озерах среднего течения р. Селенги (озерах Уст и Хага) алтайского османа *Oreoleuciscus* sp. (Дгебуадзе и др., 2003).

4.7.3. Центральноазиатский внутренний бессточный бассейн

Обширная часть территории Монголии к югу от Хангая и к северу от Монгольского Алтая включает сравнительно большое число водоемов.

Для всех водоемов бессточного бассейна характерна исключительно бедная ихтиофауна, сформировавшаяся в сравнительно недавнем геологическом прошлом (Сычевская, 1983). Характерным является присутствие почти во всех водоемах эндемичного рода алтайских османов (*Oreoleuciscus*), отличающихся исключительной морфологической и экологической изменчивостью (Баасанжав и др., 1983, 1985). В пределах рода *Oreoleuciscus* образуется ряд морфологических типов, многие из которых, безусловно, являются жизненными формами, различающимися по морфологии и образу жизни (Дгебуадзе, Ермохин, 1979; Баасанжав и др., 1983, 1985; Борисовец и др., 1985, 1987). С достаточной уверенностью можно говорить о существовании в Центральноазиатском бессточном бассейне двух видов алтайских османов: алтайского османа Потанина *Oreoleuciscus potanini*, приуроченного к водоемам Котловины Больших Озер (бассейны рек Ховд и

Дзабхан) и карликовый алтайский осман *O. humilis*, населяющий водоемы Долины Озер (Dgebuadze, 1995).

Система озер Хоромдог — Хотон — Хоргон расположена в самом верхнем течении р. Ховд. Ихтиофауна озер исключительно бедна, здесь отмечено всего 4 вида рыб, один из которых имеет две внутривидовые формы (табл. 4.7.4). Алтайский осман представлен одной формой, которая морфологически сходна с растительной формой низовьев, но в ее питании существенное место занимает зоопланктон, а у крупных особей встречается рыба.

Таблица 4.7.4. Список видов рыб озер Центральноазиатского бессточного бассейна

Виды	Водоем				
	1	2	3	4	5
Монгольский хариус <i>Thymallus brevirostris</i>					
хищная форма	+	+	–	–	–
бентосоядная	+	–	–	–	–
Пелядь <i>Coregonus peled</i>	–	–	–	–	+
Байкальский омуль <i>C. migratorius</i>	–	–	–	–	+
Алтайский осман Потанина <i>Oreoleuciscus potanini</i>					
растительная форма	+	+	–	–	–
рыбоядная форма	–	+	–	–	–
острорылая форма	–	+	–	–	–
Карликовый алтайский осман <i>Oreoleuciscus humilis</i>					
карликовая форма	–	–	–	+	–
озерная форма	–	–	–	+	–
Алтайский осман <i>Oreoleuciscus</i> sp.*					
карликовая форма	–	–	+	–	–
озерная форма	–	–	+	–	–
Усатый голец Дгебуадзе <i>Orthrias dgebuadzei</i>	–	–	–	+	–
Бугорчатый усатый голец <i>O. golubtsovi</i>	+	–	–	–	–
Острорылый усатый голец <i>O. tomianus</i>	+	+	–	–	–
Пятнистый губач <i>Triplophysa gundriseri</i> g. Prok. (= <i>Nemacheilus dorsalis humilis</i> Gundr., <i>N. strauchi</i> auct. (non Kessler))	–	–	+	–	–
Губач Арнольди <i>T. arnoldii</i> Prok.	–	+	–	–	–

Примечание. 1 — система озер Хоромдог — Хотон — Хоргон, 2 — система озер Хар-Ус — Хар — Ногон — Дургэн, 3 — водоемы бассейна р. Тэс (озера Сангийн-Далай и Убсу), 4 — водоемы Долины Озер (озера Бон-Цаган, Орог, Тацын-Цаган и Улан), 5 — оз. Улагчны-Хар; * — видимо, новый вид алтайских османов, имеющий генетические отличия от ранее известных видов (Слынько, Боровикова, 2012).

Согласно современным представлениям, в озерах верховьев р. Ховд (система озер Хоромдог — Хотон — Хоргон) обитают не два вида хариусов, как считалось ранее (Баасанжав и др., 1983), а один — монгольский хариус *Thymallus brevirostris*, который имеет две формы: хищную и бентосоядную (Книжин и др., 2008). Соотношение этих форм в разные годы меняется. В низовьях р. Ховд встречается только хищная форма. По составу экологических групп (по характе-

ру воспроизводства) озера верховьев р. Ховд — типично горные водоемы: 50% обитающих здесь видов — литофилы, 50% — псаммофилы¹. Два вида являются реофильными пелагофилами, два — лимнофильными придонными и один — донный мелководный. Ихтиофагом является один вид (25%) — монгольский хариус. Кроме того, рыба встречается в пище крупных особей алтайского османа Потанина.

Система озер Хар-Ус — Хар — Ногон — Дургэн, Хиргис несколько богаче по составу рыбного населения, чем озера верховьев р. Ховд. Это связано, прежде всего, с разнообразием форм алтайских османов (табл. 4.7.4). Соотношение видов, входящих в разные экологические группы (по характеру размножения), хотя и меняется, но остается характерным для горных водоемов, как в верховьях: 66.6% форм — литофилы; 33.3% — псаммофилы. Напротив, спектр жизненных форм в озерах низовьев р. Ховд более разнообразен (рис. 4.7.6 в).

В течение года соотношение форм, встречающихся в пределах отдельных местообитаний, существенно меняется. Так, монгольский хариус в летнее время встречается только в русле р. Ховд и в протоках, соединяющих озера. При этом он никогда не опускается ниже протоки Чонохарайх, соединяющей озера Хар-Ус и Хар. В весеннее время (в апреле) монгольский хариус ранее (до создания Дургунского водохранилища на протоке Чонохарайх) заходил на нерест и в более нижние участки — в протоку Хомын-Холой, и держался там (а также в озерах Хар и Ногон, которые связывает эта протока) иногда до середины июня. У двух форм (33.3%) в пище встречается рыба: это монгольский хариус и рыбаодная форма алтайских османов. Самой многочисленной из форм алтайского османа Потанина в озерах низовьев Ховд является растительная (74.9%), гораздо меньше рыб рыбаодной (22.8%) и острорылой (2.3%) форм. Растительная и рыбаодная формы алтайских османов могут обитать в солоноватых озерах Котловины Больших озер (Дургэн и Хиргис).

Озеро Сангийн-Далай расположено в верховьях р. Тэс. Ихтиофауна этого бассейна исключительно бедна. Здесь отмечено только три формы рыб (табл. 4.7.4). Экологические группы по характеру воспроизводства представлены лишь литофилами (66.7%) и псаммофилами (33.3%), что характерно для фауны горного водоема. Из жизненных форм — один придонный реофил, один пелагический лимнофил и один донный мелководный. Ихтиофагия характерна лишь для крупных особей (более 200 мм) озерной формы местного вида алтайского османа.

К бассейну р. Тэс относится и оз. Убсу. Рыбы в этом озере встречаются только в прибрежных, опресненных участках и не отмечены в других местах его акватории. Здесь обнаружен лишь *Oreoleuciscus* sp., имеющий небольшую численность.

В Долине Озер (озера Бон-Цаган, Орог, Тацын-Цаган и Улан) ихтиофауна представлена лишь одним видом алтайского османа и одним видом усатого

¹ Здесь и далее алтайские османы отнесены к группе литофилов, хотя они откладывают икру и на песок, а иногда и на растения.

гольца (табл. 4.7.4). Основу рыбного населения водоема составляют две внутривидовые формы карликового алтайского османа *Oreoleuciscus humilis*, различающиеся по своей морфологии и стратегиям жизненных циклов: карликовая и озерная формы (см. фото 13). Карликовая форма характеризуется сравнительно небольшими размерами (стандартная длина до 200 мм), ранним созреванием (при длине 70 мм и возрасте 4 года), относительно низкими показателями плодовитости (от 2400 до 12200 икринок); питается беспозвоночными (главным образом личинками насекомых) и растениями. Максимальные размеры алтайских османов озерной формы 450 мм, в раннем онтогенезе они питаются тем же, чем и представители карликовой формы, а начиная с длины 180 мм, переходят на рыбоядное питание. Плодовитость рыб озерной формы колеблется от 33720 до 105300 икринок (Баасанжав и др., 1985, Dgebuadze, 1995). Существует ряд различий двух форм по внешней морфологии головы: относительному диаметре глаза, длине мандибулы, длине оперкулума и межглазничном расстоянии (Борисовец и др., 1985). Численность алтайских османов в озерах исключительно высока.

Долговременные наблюдения (1975–2013 гг.) показали, что в Долине Озер происходят периодические климатические изменения, проявляющиеся в чередовании „влажных” и „сухих” периодов. В ходе колебаний водности происходит практически полное высыхание ряда озер (кроме оз. Бон-Цаган). Во „влажные” периоды в этих озерах и всегда за почти 40-летний период наблюдений в оз. Бон-Цаган были отмечены две формы карликового алтайского османа и усатый голец (Дгебуадзе, 1986; Dgebuadze et al., 2012). Последний вид встречается главным образом в прибрежье и в устьевых участках рек и имеет относительно низкую численность. В течение последней четверти XX века и в начале XXI века наблюдались два полных высыхания озер Орог и Тацын-Цаган с последующим их полным восстановлением. Динамика водности Долины Озер хорошо иллюстрируется космическими снимками оз. Орог, выполненными в разные фазы климатических колебаний (фото 14–17) и снимками, полученными непосредственно на озере (фото 18–20).

При высыхании озер все их рыбное население полностью погибало. В переходный период (согласно наблюдениям 2007–2010 гг. на оз. Орог) озера заполняются лишь на короткий летний период, причем глубина не превышает 0.3 м (фото 18, 19), и попадающая в озера из речных рефугиумов рыба (карликовая форма алтайского османа), видимо, не переживает в озере зиму. При переходе водоемов Долины Озер во „влажный” период, когда высохшие озера стабильно в течение года заполнены водой (уровень воды превышает 1.0 м) и восстановлены связи озер с реками, происходит образование озерных популяций рыб за счет речных. Попавшие в озеро крупные особи речных рыб карликовой формы переходят на рыбоядное питание (становятся каннибалами), резко ускоряют свой рост и образуют крупную рыбоядную форму (Дгебуадзе, 2001; Dgebuadze, 1995). Общая схема, иллюстрирующая изменения в популяционной структуре карликового алтайского османа *Oreoleuciscus humilis* из периодически высыхающих водоемов Долины Озер представлена на рисунке 4.7.7.



Рис. 4.7.7. Схема, иллюстрирующая динамику структуры популяций карликовых алтайских османов Долины Озер (на основе долговременных наблюдений на озерах Орог и Тацын-Цаган) в связи с периодическими колебаниями климата. Стрелкой показано направление миграции рыб (по: Dgebuadze, 1995).

Ситуация в монгольской Долине Озер помогает понять один из механизмов внутривидовой диверсификации рыб по стратегиям жизненных циклов.

В конце XX века на озерах Центральноазиатского бессточного бассейна Монголии проводили работы по интродукции чужеродных видов рыб. Успешным оказалось вселение в 1980-е гг. в оз. Улагчны-Хар (Хангайское нагорье) пеляди *Coregonus peled* и байкальского омуля *C. migratorius*. В настоящее время оба вида натурализовались в этом водоеме, имеют разновозрастные популяции и относительно высокий темп роста (Дулмаа, 2007; Dulmaa, 2012).

Приведенный обзор ихтиофауны наиболее типичных озер Монголии, несмотря на значительные успехи в исследованиях последних десятилетий, безусловно, нельзя считать окончательным. Труднодоступность и неосвоенность промыслом многих монгольских озер позволяют предполагать возможность уточнения списков видов рыб по разным бассейнам. Кроме того, номенклатура ряда „сложных групп” (хариусов, алтайских османов, представителей семейства Балиторовых) остается недостаточно разработанной. В связи с этим представляется, что выбранный подход анализа рыбного населения (через рассмотрение жизненных форм и экологических групп) помогает получить интересные результаты в случаях, когда фауна еще не полностью изучена и когда проводится сравнение регионов, различающихся по истории формирования животного населения. Использование понятия „жизненная форма” позволило, во-первых, провести сравнение водоемов Монголии с районами, в которых ихтиофауна богаче и лучше изучена (бассейн Амура), и, во-вторых, выявить типичные для каждого водоема местообитания рыб. Кроме того, анализ жизненных форм позволяет лучше оценить экологическую функцию каждой совокупности животных независимо от ее таксономического статуса. Выделение жизненных форм и экологи-

ческих групп в данном случае приобретает особую важность, т.к. многие виды рыб озер Монголии образуют внутривидовые совокупности, отличающиеся по своей морфологии и образу жизни. Отдельные формы отмечены для ленка, сига-пыжьяна, пеляди, хариусов, плотвы, алтайских османов, пескаря-губача черского, серебряного карася, амурского сазана, речного окуня (Баасанжав и др., 1983, 1985). К сожалению, из-за слабой изученности их образа жизни не все эти формы рассматривались в данной работе. Экологический анализ рыбного населения водоемов Центральноазиатского бессточного бассейна вообще невозможен без применения понятий „жизненная форма” и „экологическая группа”. Так, например, в зависимости от условий алтайские османы водоемов Долины Озер образуют или карликовую форму (в реках в „сухой” период), или форму озерного планктофага и ихтиофага в оз. Бон-Цаган, или форму озерного бентофага в оз. Тацын-Цаган во „влажный” период.

Сравнительное исследование состава жизненных форм и морфологии алтайских османов из разных озер позволяет сделать некоторые заключения относительно связей и генезиса некоторых водоемов. При этом оказывается весьма плодотворным построение иерархических систем популяций по признаку их морфологического сходства, которое в значительной степени может быть связано с продолжительностью географической изоляции водоемов, в которых эти популяции обитают (Борисовец и др., 1985). Если попытаться представить структуру рода *Oreoleuciscus* на основе сравнения данных по морфологии рыб, то наибольшие различия (по пластическим и меристическим признакам) наблюдаются при сопоставлении форм, обитающих в водоемах Долины Озер (озера Бон-Цаган, Орог, Тацын-Цаган, Улан), Хангайского плоскогорья (озера Баян и Тэлмэн) и собственно Хангая (оз. Сангийн-Далай) с формами водоемов бассейна р. Ховд (озера Хоромдог, Хотон, Хоргон, Даян, Хар-Ус, Хар, Ногон, Дургэн, Хиргис, Айраг). Различия между формами в пределах каждого из этих районов выражены гораздо слабее и, видимо, связаны в большей степени не с географической изоляцией, а с топической и трофической дифференциацией алтайских османов (Борисовец и др., 1985).

Интересные результаты дало сопоставление относительного количества видов-ихтиофагов. Независимо от состава и генезиса фаун, относительное число видов-ихтиофагов в водоемах Монголии колебалось от 25 до 50%, и было, чаще всего, близко к 35% (среднее 35.9). У 16.6–30.0% видов (в среднем 22.7%) рыба была основным источником пищи. Относительные величины численности рыб-ихтиофагов для водоемов, на которых были сделаны соответствующие оценки, имели сходные величины.

Весьма полезным для анализа ихтиофауны Монголии оказалось использование понятия „экологическая группа по характеру воспроизводства”. Деление на экологические группы позволило оценить состояние отдельных популяций (например, рыб-фитофилов в оз. Буйр), дать общую характеристику ихтиофауны водоемов. В частности, было установлено, что водоемы бассейна р. Селенги имеют ихтиофауну, типичную для верховьев равнинной реки, озера бассейна р. Ховд по составу экологических групп являются типично горными водоемами.

Подобные характеристики могут оказать существенную помощь при прогнозировании изменений состава рыбного населения водоемов в результате изменений климата, гидростроительства, эвтрофирования и других воздействий.

Состав экологических групп позволяет выявить и генезис ихтиофауны как отдельных озер (Хубсугул, Тэрхийн-Цаган, Дод-Цаган и Угий), так и целых регионов. В последнем случае данные по принадлежности рыб к экологическим группам по характеру воспроизводства позволяют заключить, что ихтиофауна водоемов Центральноазиатского бессточного бассейна по своему генезису, скорее всего, связана с водоемами бассейна Северного Ледовитого океана.

Рыбное население озер Монголии во многих отношениях уникально. Сложный генезис ихтиофауны отдельных бассейнов, наличие эндемичных форм, значительная обедненность фауны некоторых озер, ведущая к формообразованию у рыб, относительно слабое влияние человека, естественные климатические колебания и интродукция чужеродных видов придают исследованиям рыб Монголии большое теоретическое значение.

Часть II

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ МОНГОЛИИ

5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОЗЕР МОНГОЛИИ В МЕЗОЗОЕ*

В настоящее время большая часть территории Монголии расположена в зоне аридного климата и принадлежит к бессточному бассейну Центральной Азии. Основные озерные бассейны этой зоны приурочены к Котловине Больших Озер (на западе страны) и Долине Озер (в центре страны). Преимущественно они являются конечными водоемами и принадлежат к группе соленых бассейнов (Хиргис, Убсу, Бон-Цаган, Улан, Орог и др.). Исключение представляют проточные водоемы Хар-Ус, Хар, Айраг. В аридной зоне располагается и пресноводное оз. Буйр на востоке Монголии, которое временами соединяется протокой с оз. Далай (в КНР) и далее с р. Аргунь (исток Амура).

Гумидная зона Монголии в настоящее время охватывает лишь Прихубсугулье, Хэнтэй и прилегающие к нему с запада районы Северной Монголии. Однако здесь озер очень мало. Наиболее крупным является оз. Хубсугул глубиной более 200 м. Озеро пресное и проточное (рис. 5.1).



Рис. 5.1. Распространение современных озер Монголии.

В позднем мезозое, в юре и мелу, климат территории Монголии временами существенно отличался от современного. Иными были озерные бассейны и их пространственное расположение. Об этом достаточно четко свидетельствуют позднемезозойские отложения в различных регионах страны и проведенные автором палеогеографические реконструкции (Шувалов, 1982, 1985). Территория Монголии выгодно отличается от других внутриконтинентальных районов Азии полнотой своего мезозойского разреза и широким распространением континен-

* В. Ф. Шувалов

тальных отложений юрского и мелового возраста. Вследствие этого история развития позднемезозойских палеобассейнов Монголии может быть восстановлена с достаточной степенью детальности, несмотря на удаленность данной эпохи от настоящего периода.

Как видно из табл. 5.1, в разрезе континентального позднего мезозоя Монголии присутствуют отложения практически всех отделов и ярусов юры и мела. Для наглядности и в силу специфики этого разреза нами выделены на данной стратиграфической схеме биостратиграфические горизонты (для юры и нижнего мела), объединяющие различные по литологии, но сходные по возрасту региональные свиты, а также общие для всей Монголии единые верхнемеловые свиты, развитые, правда, главным образом в южных гобийских регионах, и сходные по своему литологическому составу. Важным отличием нашей новой схемы по сравнению с предыдущей (Шувалов, 1982) является присутствие двух новых свит: алтанулинской (неоком) и хавцгайтынской (верхняя юра) в Заалтайской Гоби, впервые обнаруженных автором в районе сочленения горных массивов Алтан-Ула и Нэмэгэту в 1987 г. (Шувалов, 1987). Все это в совокупности позволило автору провести палеогеографические реконструкции по основным стратиграфическим срезам, естественно в усредненном виде, и наметить главные этапы развития озерных бассейнов Монголии в юрское и меловое время.

Анализ важнейших литолого-фациальных признаков различных по возрасту юрских и меловых континентальных толщ Монголии, особенностей содержащихся в них остатков ископаемой фауны и флоры, а также изменения состава и цвета одновозрастных толщ и заключенных в них комплексов ископаемых органических остатков по площади свидетельствуют о том, что климат Монголии в течение позднего мезозоя испытывал неоднократные изменения и, начиная с поздней юры, не был одинаковым на всей ее территории. Характерно при этом, что, как и ныне, наиболее засушливым он был в южных и юго-западных районах Монголии.

Изменчивость климатических условий на территории Монголии в поздне-мезозойское время проявлялась в смене эпох гумидного, аридного и семиаридного палеоклиматов.

Кроме периодических изменений климата, в юрское и меловое время имели место и его сезонные колебания. Об этом свидетельствуют годовые кольца роста деревьев юрского и апт-альбского времени, факты опадения листвы и некоторые другие данные.

С ранней и средней юры к позднему мелу климат становился все более и более теплым и лишь в начале апт-альба произошло некоторое его временное похолодание. В целом, однако, колебания эти не были значительными и не выходили обычно за пределы температур, характерных для зон современных тропиков и субтропиков. Об этом достаточно определенно свидетельствуют литологические особенности позднемезозойских отложений Монголии и состав содержащихся в них остатков флоры и фауны, среди которых повсеместно присутствуют лишь теплолюбивые формы, а также результаты биогеохимического анализа раковин меловых озерных моллюсков (Колесников, 1982).

Таблица 5.1. Схема стратиграфии юрско-меловых отложений Монголии

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Юго-Восточная Монголия	Заалтайская Гоби	Центральная Монголия	Южная Монголия	Западная Монголия	Северо-Восточная Монголия	Северная Монголия
Меловая	Верхний	Маастрихт Кампан-сантон Сантон-сеноман	— — —	Юго-Восточная Монголия	Заалтайская Гоби	Нэмэгэтинская Барунгойотская Баинширэнская	Южная Монголия	— — —	Северо-Восточная Монголия	Северная Монголия
	Нижний	Альб-апт Баррем-готерив Валанжин-берриас	Хухтык-ский Шинхулук-ский Цаганцаб-ский	Хухтык-сая Шинхулук-сая Цаганцаб-сая	Душуу-линская Алтану-линская	Хухлсын-гольская Андаху-дукская Ундуру-хинская	Уландель-сая Цаган-гольская	Зэрэгская Гурван-эрэнская	Багадзо-сунурская Шинхулукская Цаганцаб-сая	Хухтык-сая Шинхулукская Уилган-сая
Юрская	Верхний	Тигон-кимеридж	Шариллин-ский	Шариллин-сая	Хавцгай-тынская	Тормхон-сая	Уланун-дурская	Ихэснур-сая	Эрэндабанская	Эрэндабанская
	Средний	Бат	Хамархубу-ринский	—	—	—	—	Дарбий-сая	—	—
	Нижний	Бат-лейас	Хамархубу-ринский	Хамархубу-ринская	—	Бахарская	Дзурум-тайская	Жарга-лантская	Балджий-сая, эрэнская	Эгийн-гольская

Отмеченная выше климатическая зональность объясняется пограничным расположением территории Монголии между позднемезозойской зоной жаркого аридного климата, занимавшей, по данным В.М. Сеницына (1962), Среднюю Азию и Переднюю Азию, Казахстан, Западный и Северный Китай и юг Монголии, и зоной более влажного теплоумеренного климата Северо-Восточной Азии, захватывавшей северные и северо-восточные районы Монголии.

В эпохи общего увлажнения или аридизации климата происходило соответственно сужение или расширение азиатской аридной зоны, проводившее границы климатических зон и на территории страны, а также к возникновению здесь зон умеренного влажного, семиаридного и субаридного климата, т.е. промежуточных между указанными выше. Изменения климатических условий существенно отражались на степени и характере обводнения Монголии на том или ином этапе, на многих особенностях ее озерных водоемов и составе их фауны и флоры; в ряде случаев они оказывали прямое воздействие и на сам процесс возникновения и развития озер, равно как и на их исчезновение. Что касается пространственного распространения озерных бассейнов, то оно зависело не столько от климата, сколько от рельефа и особенностей тектонических движений в зонах поднятий и погружений, также существенно менявшихся на протяжении позднего мезозоя. В юрское и раннемеловое время на территории Монголии преобладали активные дифференцированные движения, способствовавшие возникновению в различных ее регионах горных поднятий и разделявших их систем межгорных впадин, в которых и происходило развитие озерных бассейнов. В позднем мелу движения на всей территории Монголии приобрели спокойный, близкий к платформенному характер. Северные, северо-восточные и западные регионы испытывали в это время общее слабое поднятие, а южные и юго-восточные, гобийские регионы — общее опускание. В пределах последних и происходило развитие позднемеловых озер Монголии. Широкому распространению здесь озер способствовал приток речных вод с севера и запада Монголии, где климат в позднем мелу был более влажным, чем на юге и юго-востоке страны.

5.1. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОЗЕР РАННЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ

Начало юрского времени на территории Монголии ознаменовалось резкой активизацией тектонических процессов и перестройкой рельефа на большей ее части. Наиболее существенные изменения в это время претерпел рельеф Западной и Юго-Восточной Монголии, которые в предшествующий период, т.е. в триасе, представляли собой слабо расчлененные области сноса. Одновременно значительно усложнился рельеф Северной Монголии, в частности Прихубсугуль и других районов страны.

Анализ пространственного распространения, состава и мощностей отложений нижне-среднеюрского возраста, объединяемых в хамар-хубуруинский горизонт, свидетельствует о том, что в начале юры интенсивные горообразовательные движения способствовали возникновению обширных сводово-глыбовых поднятий и систем разделяющих их сравнительно узких межгорных и внутри-

горных впадин на западе, юго-востоке и в некоторых других регионах Монголии.

На западе и юго-западе Монголии наиболее протяженная и глубокая депрессионная зона заложилась на стыке Монгольского и Гобийского Алтая, с одной стороны, и Хангая — с другой (рис. 5.2).

Эта Предалтайская зона впадин протягивалась с северо-запада на юго-восток от границы с Россией в районе оз. Урэг до северных предгорий хр. Арц-Богдо на расстояние свыше 1200 км. С указанной зоной в районе оз. Хиргис смыкалась крупная впадина, возникшая непосредственно к югу от современного хр. Хан-Хухийн, вытянутая в субширотном направлении.



Рис. 5.2. Схема распространения озерных бассейнов Монголии в ранне-среднеюрское (хамархубуринское) время (составил В.Ф. Шувалов). 1 — морской залив; 2 — озерные бассейны; 3 — условные границы.

Несколько южнее, в районе современного оз. Сангийн-Далай заложилась впадина, которая явилась по сути дела первым крайним северо-западным звеном в системе впадин Озерной зоны оформившейся позже (в конце юры и начале мела). Наиболее значительными по размерам и глубине являлись Хиргиснурская, Дзэргэнская и Ихэснурская впадины (рис. 5.2), мощность осадков в которых достигает больше 1000 м. Впадины юго-восточного фланга были меньшими по размерам и амплитуде прогибания (до 1000 м). Разделяющие эту обширную и протяженную депрессионную зону Алтайское и Хангайское поднятия местами в свою очередь были осложнены небольшими по размерам внутригорными поднятиями, вытянутыми в соответствии с общим простиранием структур с северо-запада на юго-восток.

На юго-востоке Монголии протяженная депрессионная зона заложилась в Восточной Гоби. Она протягивалась от г. Сайн-Шанд на северо-востоке до Улугэй-Хида и далее на юго-запад до границы с Китаем. Наиболее крупные впадины в этой зоне общего северо-восточного простирания располагались близ ко-

лодца Хамар-Хубурин-Худук и восточнее Сайн-Шанд. Мощность осадков в них достигала 800–1000 м.

С зоной прогибов Восточной Гоби смыкалась субширотная система впадин Южной Гоби. Впадины этой зоны имели небольшую глубину (до 500 м) и размеры.

В центре Монголии, к югу от сочленения горных сооружений Хангая и Хэнтэя возникала наиболее крупная ранне-среднеюрская впадина — Сайханобинская. Протяженность ее с запада на восток от г. Арвайхэр до сомона Цаган-Обо достигала свыше 200 км, а ширина — 50–60 км. С юга Сайханобинская впадина ограничивалась поднятиями Северной Гоби. Общая мощность нижне-среднеюрских отложений в этой впадине достигает 3000–3500 м. Обломочный материал в нее поступал не только из близлежащих поднятий, но и с запада по системе рек Предалтайской и Баянхонгорской зон опускания.

К югу и юго-востоку от Хэнтэйского поднятия возникла Предхэнтэйская система впадин, соединявшаяся на юго-западе с Сайханобинской впадиной, а на северо-востоке заканчивавшаяся морским заливом Монголо-Охотского моря, проникавшего в начале юры на территорию Монголии в районе хр. Эрэн-Дабан (см. рис. 5.2).

К северу от Хангайского поднятия заложились Селенгинская зона опускания, в пределах которой существовал ряд субширотных небольших впадин, соединявшихся на восток-северо-востоке с Хилок-Чикойской зоной Западного Забайкалья, куда, видимо, и был направлен основной сток из всех депрессионных зон Северной Монголии.

Несколько севернее отмеченной зоны сформировалась еще одна система впадин — Эгийнгольская, простиравшаяся в том же восток-северо-восточном направлении. С севера она ограничивалась Прихубсугульским поднятием.

К северу от зоны сочленения Хангайского и Хэнтэйского поднятий сформировалась впадина северо-восточного простирания, протягивавшаяся от оз. Угий через угольное месторождение Сайхан-Обо в низовьях Орхона, где она соединялась с Селенгинской зоной. В северо-западных предгорьях Хэнтэя оформилась Шарынгольская впадина.

На крайнем северо-востоке Монголии также возник ряд впадин, наиболее крупная из которых — Шавартнурская — располагалась близ озера с одноименным названием.

В начале юры депрессионные зоны Монголии, видимо, резко контрастировали с окружающими их горными массивами, на что указывают литологические особенности отложений, представленных, как правило, сероцветными конгломератами с прослоями косослоистых гравелитов и песчаников озерно-речного и речного генезиса. Лишь в краевых частях отдельных впадин, главным образом на западе и севере страны, в низах разреза наблюдается местами грубообломочный, плохо окатанный материал, относящийся к фациям склонов или временных потоков. Таким образом, в начале юры во впадинах Монголии, видимо, превалял рельеф озерно-аллювиальных и аллювиальных равнин, которые в крайних их частях местами сменялись наклонными пролювиальными равнинами.

В конце ранней юры в некоторых впадинах Западной Монголии существовали, несомненно, и озерные бассейны, в которых происходило накопление тонкого песчано-глинистого материала, содержащего в себе остатки типичных лимнических пресноводных моллюсков (Девяткин и др., 1975). Гипсометрический уровень аккумулятивных равнин этого времени вряд ли превышал первые сотни метров, а на востоке и северо-востоке был еще ниже, поскольку в районе хр. Эрэн-Дабан в начале юры отложение песчано-глинистого материала происходило еще в морском бассейне.

В среднеюрское время во всех впадинах Монголии господствовал равнинный аккумулятивный рельеф. Судя по осадкам этого времени, представленных тонкозернистыми сероцветными песчаниками, глинами и аргаллитами с прослоями углей, по характеру их слоистости и другим признакам, в это время аллювиальные равнины в большинстве впадин сочетались с озерными бассейнами. Характер фаунистических остатков, встреченных в верхах хамархубуринского горизонта, среди которых наиболее широким распространением пользуются пресноводные моллюски (представители родов *Ferganoconcha*, *Sibireconcha*, *Tutuella* и др.), а также остракоды и конхостраки, свидетельствует о том, что среднеюрские озера были преимущественно небольшими по размерам и глубинам и, как правило, проточными. Одновременно органические остатки и литологические особенности отложений средней юры указывают на пресноводность бассейнов этого времени. Большая часть озер представляла собой водоемы, возникавшие в пойменных участках долин рек и в понижениях обширных аллювиальных равнин. Воды ранне-среднеюрских озер были обогащены продуктами гниения растительных остатков, содержали в себе мало кислорода и извести и по биологическому типу приближались к категории дистрофных водоемов.

Отдельные озера этой эпохи нередко зарастали водной и прибрежной растительностью и превращались в болота, где происходило формирование мощных торфяников, давших начало юрским углям.

Значительные мощности континентальных отложений нижне-среднеюрского возраста, достигающие местами 1500–2000 м, а в Сайханобинской впадине — свыше 3000 м, свидетельствуют как о высоте окружающих их поднятий и глубине самих впадин, так и о постоянном прогибании их дниц в течение ранней и средней юры. Одновременно эти мощности указывают на то, что во многих впадинах Монголии не только в среднеюрское, но и в раннеюрское время должны были существовать озерные бассейны. При этом, учитывая общую палеогеоморфологическую ситуацию, в начале юры озера должны были быть более обширными и глубокими, чем в среднеюрское время, ибо в начале юры многие впадины оставались еще некомпенсированными осадками. Вероятно, именно эти различия между характером бассейнов ранней и средней юры и явились главной причиной того, что угленакопление в Монголии связано именно со второй половиной рассматриваемой эпохи. Что касается климатических условий, то они были сходными и одинаково благоприятными для угленакопления на всей территории Монголии в течение всей ранне-среднеюрской эпохи.

В самом конце средней юры осадконакопление в большинстве впадин прекращается. Этому способствовало не только общее выравнивание территории, но и постепенная аридизация климата на большей части Монголии, о чем свидетельствует появление красноцветных и пестроцветных осадков в верхах разрезов нижней-средней юры Западной Монголии (район Дарби), Восточной Гоби (район к востоку от Сайн-Шанд) и Южной Гоби (район северных склонов хр. Гурван-Сайхан). Лишь на севере Монголии климат оставался гумидным, и здесь продолжали формироваться сероцветные, местами угленосные толщи (Шарын-Гол, Сайхан-Обо и др.).

5.2. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОЗЕР ПОЗДНЕЙ ЮРЫ

В начале поздней юры территория Монголии, равно как и смежные с нею регионы, испытывала общее слабое поднятие. В это время морские бассейны еще далее отступили от ее границ к окраинам Азиатского материка. Почти повсеместно господствовали процессы денудационного выравнивания и лишь в единичных впадинах на западе, севере и северо-востоке Монголии, в частности в Ихэснурской и Шарынгольской, возможно, продолжалось накопление мало-мощных тонкозернистых песчано-глинистых отложений.

В середине поздней юры тектонические движения на территории страны резко активизируются и приобретают ярко выраженный дифференцированный характер. Почти повсеместно возникают горные сооружения и различные по величине и глубине межгорные и внутригорные впадины. Многие из них частично унаследовали свое местоположение с ранне-среднеюрского времени, хотя и претерпели значительные внутренние изменения. В их числе такие крупнейшие горные поднятия, как Хангайское, Хэнтэйское, Прихубсугульское, Монголоалтайское и Гобиялтайское, а также многие крупные впадины Предалтайской депрессионной зоны (Ихэснурская, Зэрэгская, Бахарская и др.), Восточной Гоби (Дзунбаинская, Улугэйская и др.) и Северо-Восточной Монголии (Эрэндабанская, Шарынгольская и др.). Наряду с ними в ряде районов возникли новые впадины и поднятия. Среди новообразованных отметим впадины Озерной зоны и Убсунурскую на западе Монголии, большинство впадин Южной Монголии (Алтанулинская, Дзурумтайская, Цогтобинская, Хурмэнская, Уландэльская и др.) ряд впадин Восточной Гоби (Ундуршилинская, Манлайская, Баянмунхская и др.), Тамцагскую впадину на востоке и большинство небольших впадин на северо-востоке страны, возникших на месте поднятий предшествующего этапа (рис. 5.3 а).

В то же время некоторые районы ранне-среднеюрского осадконакопления (Сайханобинская, Хиргиснурская, Эгийнгольская, Бурэнханская, Каргинская и другие впадины) испытали значительное поднятие и вошли в состав областей денудации и сноса. В результате этих изменений площадь поднятий на севере и западе Монголии в поздней юре несколько увеличилась, а на юге и юго-востоке сократилась.

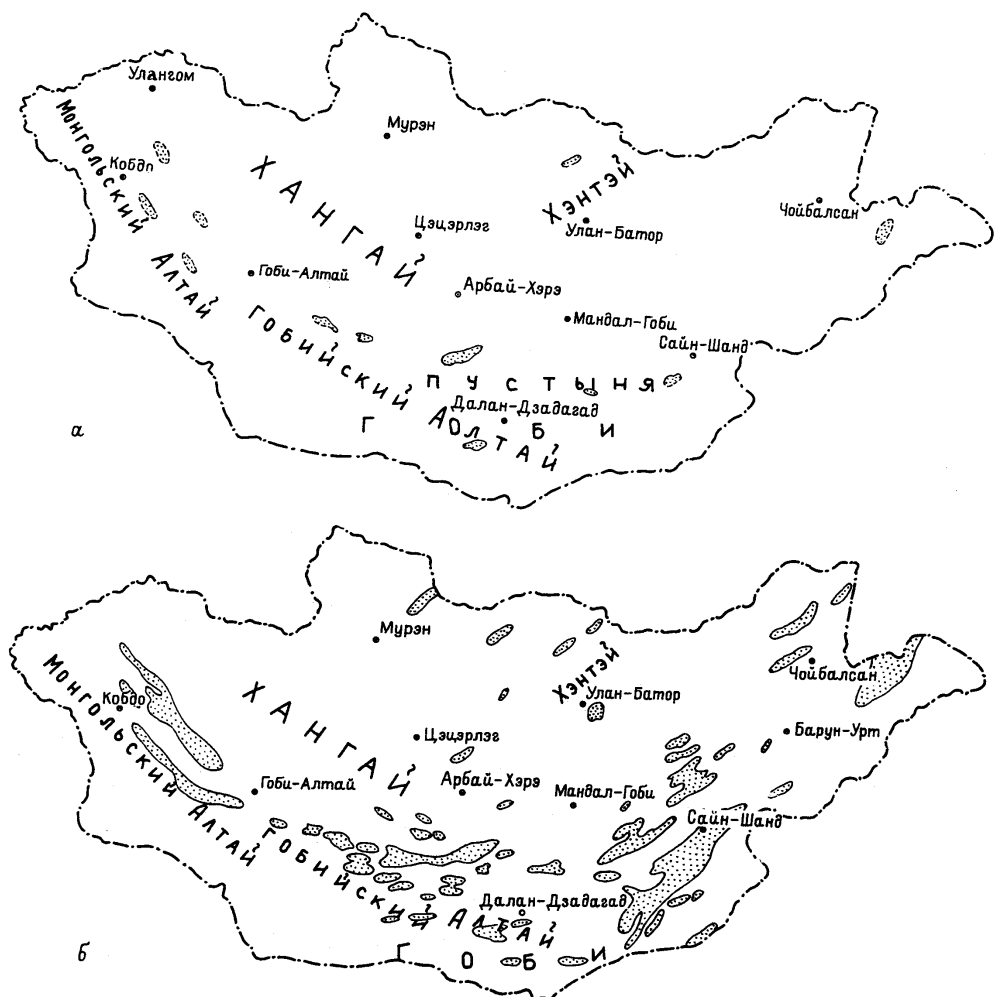


Рис. 5.3. Схема распространения озерных бассейнов Монголии в позднеюрское (шарилинское) время (а) и в неокоме (б) (цаганцабское время). Обозначения см. на рис. 5.2.

В позднеюрское (шарилинское) время на западе, юге, юго-востоке и в центре Монголии устанавливается жаркий аридный климат и лишь на крайнем севере и северо-востоке в районах, прилегающих к Забайкалью, сохранились относительно гумидные климатические условия, близкие к ранне-среднеюрским.

Изменения климата существенно отразились на условиях осадконакопления, характере озерных водоемов, их животном и растительном мире. В аридной зоне в это время происходило формирование красноцветных, преимущественно грубообломочных пролювиальных и аллювиально-пролювиальных и в меньшей мере тонкозернистых озерных и озерно-пролювиальных отложений. Во впадинах Северной и Северо-Восточной Монголии продолжалось накопление сероцветных местами угленосных озерно-аллювиальных образований.

Одной из наиболее значительных по глубине и протяженности депрессионных зон Западной Монголии и всей страны в шарилинское время являлась Предалтайская система впадин, ограничивавшая с северо-востока обширные поднятия Монгольского и Гобийского Алтая. Протяженность ее с северо-запада на юго-восток составляла свыше 1000 км.

Некоторые впадины Предалтайской зоны, судя по характеру распространения в ней отложений тормхонской и ихэснурской свит, вероятнее всего, отделялись друг от друга небольшими поперечными поднятиями фундамента. Одно из них располагалось к западу от Бэгэрской впадины и отделяло Монголоалтайскую часть этой зоны от Гобиалтайской.

На крайнем северо-западе, западнее оз. Хиргис, Хангайское поднятие сочленялось с северной частью Монголоалтайского. К северу от зоны их сочленения возникла неглубокая, но значительная по площади (до 100 км в длину и 50–60 км в ширину) Убсунурская впадина.

На юго-востоке Монголии в зоне Восточногобийской ранне-среднеюрской системы впадин вновь образовался глубокий прогиб, протягивавшийся в северо-восточном направлении более чем на 350 км. В наиболее глубокой впадине этой зоны — Дзунбаинской — мощность красноцветных отложений шарилинской свиты достигает 2000 м.

В структурно-морфологическом отношении впадины шарилинского времени не были однородными.

Прогибы Предалтайской зоны, большинство впадин Южной, Юго-Восточной и Северо-Восточной Монголии имели характер узких линейно-вытянутых грабенов и грабен-синклиналей, ограниченных региональными и глубинными разломами. Судя по особенностям распределения мощностей шарилинских отложений в этих впадинах, многие из них характеризовались асимметричным поперечным профилем, подобно современной Долиноозерской впадине. Наиболее прогнутыми, как правило, являлись их южные и юго-западные части, прилегающие к Монголоалтайскому, Гобиалтайскому и некоторым другим поднятиям. В единичных случаях, например в Дзунбаинской впадине, максимальные мощности шарилинских красноцветов наблюдаются в их северных частях.

Иное строение было присуще впадинам Озерной зоны Западной Монголии. Они представляли собой неглубокие, относительно пологие и плоские мульды, наиболее прогнутые в своих центральных частях. В плане они имели изометричную, несколько удлинненную форму. Сходные черты характеризовали Тамсагскую, Шарынгольскую и некоторые другие позднеюрские впадины.

В центральных частях крупных впадин в конце шарилинского времени существовали отдельные озерные бассейны. Об этом свидетельствует присутствие типичных озерных песчано-глинистых фаций в верхних частях разрезов шарилинских толщ, местами содержащих в себе остатки лимнических моллюсков, остракод и харовых водорослей. В некоторых впадинах (Ошинуринской, Дзурумтайской и др.), судя по характеру слагающих их осадков, озерные условия осадконакопления преобладали в течение почти всего позднеюрского времени.

Литологические особенности лимнических отложений позднеюрской аридной зоны Монголии и состав найденных в них органических остатков дают возможность предположить, что озера этой зоны представляли собой слабо осолоненные, преимущественно конечные водоемы открытого типа с широкой литоральной зоной, в хорошо аэрируемых водах которой произрастали некоторые виды харовых водорослей (Кянсеп-Ромашкина, 1982) и обитали немногочисленные виды моллюсков, остракод и изредка филлопод (Мартинсон, 1975; Шувалов, 1975 а; Шувалов, Трусова, 1976). Размеры озер, как правило, были невелики и не оставались постоянными во времени. В особо засушливые эпохи они резко сокращались по площади, а иногда и полностью пересыхали. Об этом свидетельствуют небольшие мощности позднеюрских озерных отложений Монголии и невыдержанность лимнических фаций как по вертикали, так и по латерали. Лишь в Дзурумтайской, Ошинуринской и некоторых других впадинах поздней юры озера существовали довольно длительное время и достигали нескольких сотен квадратных километров по площади.

В гумидной зоне Монголии крупных озерных бассейнов в поздней юре тоже не было. Небольшие озерные бассейны Шарынгольской и некоторых других впадин Северной Монголии по своему характеру были близки к ранне-среднеюрским озерам Монголии.

О характере растительного покрова позднеюрской аридной зоны Монголии данных очень мало. Ни остатков листовой флоры, ни спорово-пыльцевых комплексов в верхнеюрских красноцветах пока не обнаружено. Единичные находки в них обломков окаменелых древесных стволов указывают лишь на то, что по долинам рек и берегам отдельных озер здесь существовали лесные массивы оазисного типа, в которых, очевидно, и обитали растительноядные динозавры данной эпохи. Отдельные участки леса могли быть и в наиболее увлажненных горных районах. На большей части территории аридного пояса Монголии, видимо, господствовали пустынные и полупустынные ландшафты.

На севере и северо-востоке Монголии, где климат был достаточно теплым и влажным, как и в предшествующую эпоху, широким развитием пользовались хвойно-гинкговые леса с подлеском из некоторых видов папоротников (*Cladophlebis*, *Coniopteris* и др.).

5.3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОЗЕР РАННЕГО МЕЛА

Неоком. Рассматриваемый этап охватывает время формирования вулканогенно-осадочных и осадочных образований Цаганцабского и Шинхудукского горизонтов. Как показывает анализ пространственного распространения свит, входящих в состав этих горизонтов, общий структурный план территории страны по сравнению с серединой поздней юры в этот период практически не изменился. Активные тектонические движения конца поздней юры, начала и середины раннего мела (неокома) привели лишь к усложнению внутренней структуры некоторых поднятий на востоке, юге и в центре Монголии, где возник ряд новых, преимущественно небольших по размерам и глубине впадин, в также к ши-

рочайшему развитию вулканической деятельности, проявившейся в тех же районах в основном в цаганцабское время. В результате возникновения новых впадин общая площадь районов аккумуляции в этих частях Монголии несколько увеличилась в неокомское время по сравнению с предшествующим позднеюрским. На западе Монголии захватившие в начале этапа крайний северо-запад, а затем всю территорию Западной Монголии, количество районов осадконакопления существенно уменьшилось (рис. 5.3 б).

В конце поздней юры и в неокоме произошло выравнивание климата на всей территории страны за счет увлажнения его на западе, юге, востоке и в центре и некоторой аридизации на севере и северо-востоке Монголии.

Увлажнение климата на большей части территории Монголии привело к усилению эрозионного расчленения не только краевых, но и центральных частей горных поднятий, откуда в основном обломочный материал и поступал в неокомские впадины. Существенно изменились условия осадконакопления во всех крупных впадинах Монголии. В большинстве из них возникли обширные озерные бассейны, нередко занимавшие почти всю их площадь. В них в основном и происходило формирование осадочных, вулканогенно-осадочных и туфогенно-осадочных отложений цаганцабского и шинхудукского времени. Роль рек и особенно временных потоков в образовании осадочных толщ на данном этапе была значительно меньшей.

Серьезные изменения произошли также в характере растительного покрова бывшей аридной зоны Монголии.

Наиболее значительные палеогеографические перемены относятся к началу рассматриваемого этапа, к цаганцабской эпохе. В это время на востоке, юге и в центре Монголии возникают многие новые районы осадконакопления и вулканизма. Новые впадины формируются на юго-востоке Хангая (в районах Баян-Тэга, Анда-Худука, Тухумыйн-Нура), к северу и северо-востоку от Чолбайсана и в районе оз. Цаган (на северо-востоке Монголии), на южном и северном склонах Тотошаньского поднятия (районы сомонов Хубсугул и Суланхэр), южнее хр. Арц-Богдо и в ряде других мест. Одновременно произошло существенное расширение многих впадин, возникших ранее, в шарилинское время (Гамсагской, Дзунбаинской, Бахарской, Гормхонской, Ошинуринской, Алтанулинской и др.).

На севере Монголии, в восточной части Прихубсугульского поднятия, оформилась Уилганская впадина, являвшаяся, видимо, крайним западным звеном Джидинской системы познемезозойских впадин Южного Прибайкалья (рис. 5.3 б).

На западе страны новых центров осадконакопления не возникло. Напротив, северо-западные районы Западной Монголии испытали в это время поднятие, результатом которого явилось прекращение осадконакопления в Уландабинской и, возможно, Убсунурской впадинах.

Цаганцабская эпоха являлась временем максимального развития вулканических процессов на территории Монголии за всю ее мезозойскую историю. Обширные пространства Восточной, Северо-Восточной и прилегающие к ним части Центральной и Юго-Восточной Монголии в это время представляли собой

зону практически сплошного вулканизма. Кроме того, новые центры вулканической деятельности возникли в цаганцабское время на юго-востоке Гобийского Алтая, а также в ряде районов Южной и Юго-Восточной Монголии.

Рельеф областей денудации Монголии в начале и конце цаганцабского времени не был одинаковым.

В начале цаганцабской эпохи тектонический горный рельеф поднятий был еще достаточно контрастным. Об этом свидетельствуют мощные пачки сероцветных конгломератов, залегающие в основании разрезов цаганцабских толщ Дзунбаинской, Улугейской, Дзурумтайской и других впадин данного этапа. Хорошая окатанность и сортированность галечного материала этих конгломератов указывают на значительную эрозионную расчлененность не только краевых, но и центральных частей горных поднятий, откуда обломочный материал, главным образом, видимо, и поступал в прилегающие впадины.

К концу эпохи, в валанжине, горный рельеф сохранился лишь в наиболее приподнятых, осевых частях поднятий. Крайние их зоны были заняты слабо расчлененными мелкосопочниками и денудационными равнинами. Во впадинах в это время формировались довольно мощные (до 400–500 м и более) толщи песчаников, глин, мергелей, карбонатных и глинистых сланцев, известняков, местами (на востоке и юго-востоке) с прослоями туфов.

Касаясь рельефа депрессионных зон, следует подчеркнуть, что он также не был однотипен в начале и конце рассматриваемой эпохи. В начале ее во впадинах превалировал аккумулятивный рельеф аллювиальных равнин, наряду с которым во многих из них существовали крупные озерные бассейны. В конце цаганцабского времени лимнические условия осадконакопления господствовали во всех впадинах, а аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины были распространены лишь в краевых частях некоторых из них.

На характере озерных водоемов цаганцабского времени, равно как и во многом сходных с ними озер шинхудукской эпохи, мы остановимся несколько ниже. Здесь же отметим, что именно в начале неокома озерные бассейны на территории Монголии достигли своего максимального развития за всю ее мезозойскую и кайнозойскую историю.

В шинхудукское время, соответствующее концу неокома (готеривбаррему), тектоническая активность территории Монголии значительно ослабла. На большей ее части господствовали процессы денудационного и аккумулятивного выравнивания. Лишь в центре и на юге Монголии произошло усложнение внутренней структуры Хангайского, Хэнтэйского и некоторых других поднятий в результате возникновения здесь новых впадин. Следует, однако, подчеркнуть, что, судя по составу слагающих эти впадины отложений, образование их было предопределено главным образом плавными изгибами фундамента при крайне незначительной роли разрывных нарушений. Это обстоятельство существенно отличает их от впадин предшествующих этапов, имевших, как правило, ярко выраженный приразломный характер.

Среди новообразованных впадин отметим Нарингольскую, Тэбшингобийскую, Шанхсомонскую и Эргингобийскую (на юге и юго-востоке Хангая),

Налайхинскую на южном склоне Хэнтэйского поднятия, а также Цаганаригскую, Мандалобинскую и Уланнурскую на юге Монголии.

Западные и северные регионы Монголии в это время испытали общее поднятие, которое, очевидно, и привело к прекращению осадконакопления в Озерной депрессионной зоне, в некоторых впадинах Предалтайской зоны (Бэгэрской, Тормхонской и др.), а также в Шарынгольской и Уилганской впадинах на севере Монголии.

В целом площадь бассейнов седиментации в шинхудукское время по сравнению с цаганцабским несколько уменьшилась.

Рельеф областей денудации шинхудукского времени был еще более выровненным, чем в конце цаганцабской эпохи.

Анализ литолого-фациального состава шинхудукских и цаганцабских осадочных толщ и заключенных в них ископаемых фауны и флоры указывает на то, что в начале и середине раннего мела в подавляющем большинстве впадин Монголии основным типом осадконакопления являлся лимнический. Отложения рек и временных потоков встречаются значительно реже и пространственно тяготеют к краевым частям неокомских депрессий. В некоторых местах разрезы неокома почти целиком представлены осадками озерного генезиса, даже в крайних частях впадин (Андахудукская, Тэбшингобийская, Ошинуринская и др.).

Озерные фации в цаганцабских и шинхудукских осадочных толщах прослеживаются обычно весьма широко по площади, свидетельствуя тем самым о больших размерах неокомских озерных бассейнов Монголии. Нередко, как уже отмечалось выше, ими была занята почти вся территория впадин.

На юго-востоке и северо-западе Предалтайской депрессионной зоны, в Озерной зоне Западной Монголии, на северо-востоке и юго-востоке Монголии возникли крупные озерные системы. Общность родового, а часто и видового состава озерной фауны неокома Монголии, Забайкалья и Северного Китая, неоднократно подчеркивавшаяся в литературе (Васильев и др., 1959; Мартинсон, 1961, 1975; Шувалов, 1976 и др.), указывает на широкие водные, вероятнее всего речные, связи между озерными системами этих регионов, существовавшие временами в начале и середине раннего мела. Лишь озерные системы Западной Монголии были, видимо, полностью изолированными в течение всего неокома, о чем свидетельствует специфика фаунистических комплексов цаганцабских и шинхудукских отложений данного региона (Девяткин и др., 1975; Пономаренко, Попов, 1980).

Широчайшее распространение и длительное существование озерных водоемов в неокомских впадинах Монголии было обусловлено не только увлажнением климата, но и тектоническими факторами. Среди последних следует подчеркнуть некомпенсированность большинства позднеюрских депрессий к началу раннего мела. Об этом свидетельствует вся описанная выше палеогеографическая обстановка шарилинского времени, а также суммарные мощности цаганцабских и шинхудукских отложений, достигающие местами 1500–2000 м и более. Кроме того, ритмичное строение этих мощных толщ, в соответствии с представлениями Л.Б. Рухина (1962) и многих других геологов, указывает на устойчивое, постоянное прогибание днищ неокомских впадин Монголии.

От ранне-среднеюрских и позднеюрских озер неокомские бассейны отличались не только своими крупными размерами, но и большими глубинами. Об этом достаточно отчетливо свидетельствуют литологические особенности цаганцабских и шинхудукских отложений и состав фаунистических комплексов, заключенных в них (Мартинсон, 1961, 1975; Шувалов, 1975 *a*, 1980 и др.). На относительную глубоководность неокомских озер Монголии отчасти указывает и почти полное отсутствие в осадках этого возраста харовых водорослей, обычно широко распространенных в мелководных бассейнах. Воды этих водоемов были слабо минерализованы (0.2–1.2‰) со среднегодовыми температурами +17...+20°C (Колесников, 1982).

По своему характеру рассматриваемые озерные водоемы Монголии в основном были сходны с одновозрастными бассейнами Забайкалья (Яковлев, 1968 и др.), отличаясь от последних лишь большими в целом размерами. Как и забайкальские, неокомские озера Монголии представляли собой континентальные пресноводные и слабо солоноватоводные водоемы открытого типа со сравнительно спокойным гидродинамическим режимом, развивавшиеся в условиях преимущественно умеренно влажного теплого климата. Лишь на крайнем западе и юге Монголии климат был более засушливым, субаридным, о чем свидетельствует пестроцветность, местами и гипсоносность развитых здесь нижнемеловых отложений, а также состав заключенных в них остатков ископаемых моллюсков, рыб, насекомых и конхострак (Девяткин и др., 1975; Шувалов, 1975 *b*; Пономаренко, Попов, 1980 и др.). Некоторые озера этой зоны, видимо, были солоноватоводными.

Указанные климатические условия как в начале, так и в середине раннего мела не были неизменными. Относительно влажные эпохи чередовались с более засушливыми, во время которых климат даже на северо-востоке Монголии становился семиаридным. В эти периоды уровень воды в большинстве озер существенно падал, из проточных они превращались в бессточные, засоленные и в них происходило скопление хемогенных известняков, доломитов и других карбонатных пород, широко представленных в неокомских толщах Монголии. Несомненно, имели место и сезонные колебания климата, которым, видимо, только и можно объяснить тонкую слоистость шинхудукских доломитов, глинисто-карбонатных и битуминозных „бумажных” сланцев.

В неокомских озерах Монголии обитала богатая и разнообразная фауна моллюсков, листоногих ракообразных, остракод и насекомых, а также многочисленная, но бедная в видовом отношении ихтиофауна, преимущественно ликоптериды. При этом в цаганцабское время заселена была, видимо, вся водная масса и дно водоемов, тогда как в шинхудукских озерах — лишь приповерхностные слои воды.

Придонные зоны озер шинхудукского времени, видимо, характеризовались сероводородным заражением и были безжизненными. Об этом, в частности, говорят такие факты, как частое обогащение сингенетическим пиритом глинисто-сланцевых толщ готерив-барремского возраста, отсутствие в составе шинхудукских фаунистических комплексов типичных обитателей дна и придонных вод-

ных слоев (моллюсков, рыб и др.), а также прекрасная сохранность последних (Мартинсон, 1961; Яковлев, 1968 и др.). Подобное обстоятельство, по мнению А.В. Сочавы (1975), было обусловлено высоким содержанием органических соединений в осадках позднеэоценовых озер Монголии, слабой подвижностью и бедностью кислородом их придонных вод.

Смещение зараженных сероводородом глубинных вод с поверхностными во время сильных ветров и понижения уровня озер в периоды длительных засух вызывали массовую гибель их обитателей, способствовавшую в конечном итоге формированию так называемых „рыбных” сланцев, состоящих в основном из остатков рыб, насекомых, конхострак и растительного детрита.

Как мы уже отмечали, в неокоме существенно изменился характер растительного покрова на большей части территории Монголии. Обнаруженные в отложениях этого возраста остатки листовой флоры и елово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о широком развитии лесных ландшафтов не только в северных, но и в южных районах Монголии. При этом леса произрастали преимущественно в долинах рек и на водораздельных пространствах. В составе их повсеместно доминировали теплолюбивые хвойные, главным образом представители семейства Pinaceae, гинкговые и различные виды папоротников и хвощей. Наряду с ними в отдельных районах Монголии, в частности на юго-востоке Хангая (Анда-Худук) и на юго-западе Восточной Гоби (Манлай), обнаружены листья и пыльца покрытосеменных (Братцева, Новодворская, 1976; Красилов, 1980). По мнению В.А. Красилова, территория Монголии, видимо, явилась одним из центров возникновения покрытосеменных на нашей планете, ибо монгольские находки относятся к числу наиболее ранних из известных в мире.

Обилие растительной и животной органики в неокомских озерах Монголии наряду с восстановительной средой зоны осадконакопления благоприятствовало образованию на дне водоемов сапропелевых плов, послуживших исходным продуктом для формирования горючих сланцев и нефти в ряде впадин Восточной и Юго-Восточной Монголии (Дзунбаинская, Тамсагская, Нилгинская, Чойбалсанская и др.). В озерах зон активного вулканизма происходило формирование цеолитов. Естественно неокомские бассейны были значительно более разнообразными, чем мы их выше описывали, и по размерам, и по глубине (последние у многих озер не были постоянными и во времени), и по солености (озера запада и юга Монголии были более солеными, чем северной и восточной частей страны) и т.д.

Начало апт-альба. Рассматриваемый этап охватывает время накопления преимущественно сероцветных осадочных отложений хухтыкской, душиулинской, хулсынгольской и других региональных свит, объединяемых хухтыкским горизонтом.

Хухтыкское время было отмечено существенным нарастанием тектонической активности и дальнейшим увлажнением климата всей территории Монголии. На большей ее части, включающей восточные, северо-восточные, центральные, южные, юго-западные и юго-восточные районы, движения носили ярко выраженный дифференцированный характер и местами сопровождалась вулканической деятельностью. При этом в целом здесь преобладали нисходящие движе-

ния, способствовавшие не только увеличению числа и общей площади районов осадконакопления, но и некоторому понижению их гипсометрического уровня. Крайние западные и северные районы Монголии, напротив, продолжали испытывать общее небольшое поднятие, следствием чего явилось полное прекращение осадконакопления на севере и дальнейшее сокращение его на западе, где оно сохранилось лишь в наиболее прогнутых юго-восточных частях Ихэснурской и Зэрэгской впадин.

Среди вновь сформированных в начале апт-альба депрессионных зон в первую очередь следует отметить Заалтайскую, включавшую в себя Ингэниховурскую и Ширэгингашунскую впадины, возникшие на юго-западном крыле Гобиалтайского поднятия. Эта крупная депрессионная зона общего субширотного простирания протягивалась более чем на 300 км и ограничивалась с юга субпараллельным ей новообразованным Тостулинским поднятием. Наибольшие глубины характеризовали западную часть Ингэниховурской впадины, где мощности выполняющих ее отложений душиулинской свиты достигают 1200–1400 м.

Ингэниховурская и Ширэгингашунская впадина свое дальнейшее развитие получили в конце апт-альба и в поздне меловое время, когда они представляли собой ядро обширнейшего Заалтайского прогиба Юго-Западной Монголии.

В хухтыкское время крупные и мелкие впадины возникли на юге и юго-востоке Хангая (Дэлгэрская, Джаргалантская, Онгыйнгольская), на юго-востоке Хэнтэя (Баганурская, Жаргалантханская и др.) и в ряде районов Гоби (рис. 5.4 а).

Существенно усложнилась внутренняя структура Прикеруленской зоны, в пределах которой сформировалась целая система узких (до 10–15 км) и длинных (до 100–150 км) долинообразных, как правило, неглубоких (не более 150–200 м) впадин, вытянутых в северо-восточном направлении (рис. 5.4 а).

Определенные изменения претерпели и впадины, унаследованные с предшествующих эпох. В ряде случаев произошло смещение осей их прогиба в сторону близлежащих поднятий и частичное превращение последних в районы аккумуляции.

Размеры большинства впадин при этом увеличились, а конфигурация их усложнилась (Чойбалсанская, Нилгинская, Тамсагская, Чойренская, Гучинская и др.). Некоторые впадины Южной и Юго-Восточной Монголии (Дзунбаинская, Дзурумтайская, Байшинцавская и др.), напротив, сократились по площади.

Теплый гумидный климат, господствовавший в начале апт-альба на большей части территории Монголии, благоприятствовал интенсивному эрозионному расчленению областей денудации и возникновению в их пределах крупных рек, являвшихся главным поставщиком обломочного материала, заполнявшего прилегающие к ним прогибы.

Анализ литолого-фациальных особенностей хухтыкских отложений и их пространственного распространения указывает на то, что во впадинах гумидной зоны, включавшей в себя северные, восточные, юго-восточные и центральные районы Монголии, в начале этапа озерные условия осадконакопления широко сочетались с речными. При этом аллювиальные равнины формировались, как

правило, в периферических частях депрессий, а озерные бассейны занимали их центральные части.

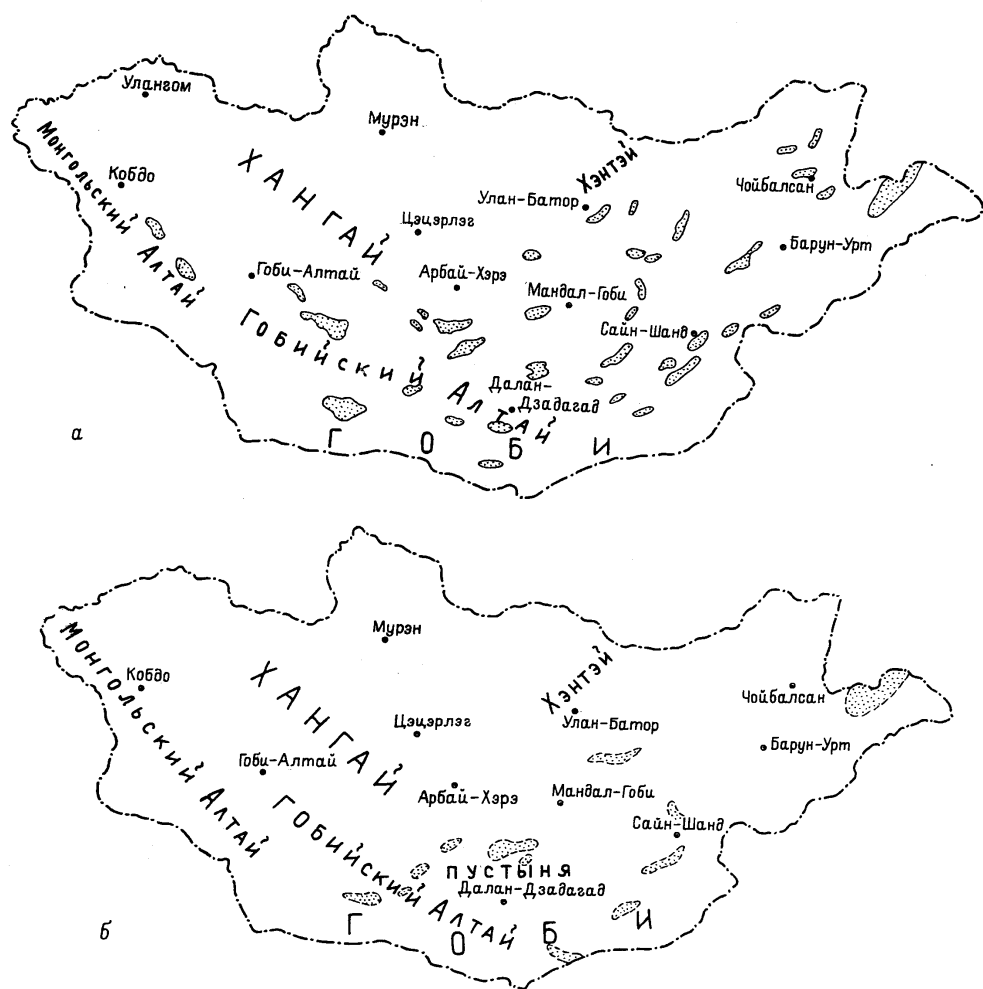


Рис. 5.4. Схема распространения озерных бассейнов Монголии. Составил В.Ф. Шувалов. *а* — в начале апт-альба (хухтыкское время); *б* — в конце апт-альба (барунбаянское время). Обозначения см. на рис. 5.2.

Озера эти характеризовались значительно меньшими размерами, чем неокомские. От последних их отличали небольшие глубины, о которых свидетельствуют литологические особенности отложений данного времени, состав содержащихся в них фаунистических комплексов, а также широкое распространение в них остатков харовых водорослей. Большинство озер гумидной зоны было проточными и пресноводными. Нередко, особенно в своих краевых частях, они заболачивались, на что указывает обилие углефицированных растительных остатков и углистых прослоев в разрезах хухтыкских осадочных толщ.

К концу рассматриваемого этапа в связи с усилением процессов поднятия в большинстве впадин гумидной зоны озерные бассейны исчезли, и здесь повсеместно преобладала речная аккумуляция. В это время происходило формирование мощных (до 300–500 м и более) толщ косослоистых песчаников, гравелитов и конгломератов, нередко содержащих в себе обломки стволов окаменелых деревьев. Характерна прекрасная в целом окатанность обломочного материала и присутствие в нем многочисленных экзотических галек, указывающих на дальность переноса и многоводность речных артерий хухтыкского времени.

Западные и южные районы Монголии в начале апт-альба находились в зоне более засушливого, семиаридного климата. Об этом свидетельствуют пестроцветность отложений зэрэгской, душиулинской и уландэльской свит, присутствие в их составе фаций временных потоков наряду с речными и озерными, нередко их загипсованность и ряд других признаков. О засушливом в целом климате этих регионов говорят и фаунистические остатки, встреченные в указанных толщах.

Анализ распределения различных фаций по разрезу и простираению указывает на то, что в большинстве впадин аридной зоны хухтыкского времени озерные условия осадконакопления постоянно сочетались с речными и пролювиальными, причем последние, как правило, преобладали в конце этапа.

Озера аридной зоны Монголии в начале апт-альба были, видимо, бессточными и изолированными от озерных бассейнов соседних регионов Монголии. В пользу подобного предположения говорит специфика фауны этих водоемов и ее существенное отличие от фауны других районов Монголии (Мартинсон, Шувалов, 1976; Пономаренко, Попов, 1980 и др.). Временная связь могла существовать лишь между соседними озерными водоемами в пределах той или иной депрессионной зоны в эпохи увлажнения.

Описываемые озера характеризовались непостоянством глубин, размеров и гидродинамического режима (Мартинсон, Шувалов, 1976). Их отличала повышенная соленость. По данным Ч.М. Колесникова (1982), проводившего биохимический анализ некоторых раковин хухтыкских моллюсков, в озерном бассейне Ингэниховурской впадины она была близка к солености современного Аральского моря.

По своим размерам и глубинам озера этой зоны Монголии существенно превосходили таковые гумидной зоны. Площадь некоторых из них, например Ингэниховурского, достигала более тысячи квадратных километров (Мартинсон, Шувалов, 1976). Значительно большим было и время их существования.

Хухтыкские озера Западной и Южной Монголии представляли собой, как правило, конечные бессточные водоемы с изменчивым гидродинамическим режимом и повышенной соленостью вод, достигавшей 6–10‰ (Колесников, 1982). В широкой литорали этих водоемов произрастали обильные харовые водоросли, обитали многочисленные и разнообразные моллюски, в том числе крупные с толстостенными раковинами сайншандии и псевдохирии, а также остракоды, конхостраки и водные черепахи (Мартинсон, Шувалов, 1976; Неуструева, 1982; Шувалов, 1982 и др.). Среднегодовые температуры воды этих водоемов состав-

ляли около +22°C (Колесников, 1982), т.е. были близки к температурным показателям зоны современных субтропиков и тропиков.

В целом климатические условия Монголии и особенности ее палеогеографии в начале апт-альбского времени (Шувалов, 1982) благоприятствовали широкому развитию озерных водоемов в большинстве депрессионных зон этого этапа, особенно на юге и западе страны, хотя по времени существования и размерам хуцкские озера значительно уступали неокомским (цаганцабским, шинхудукским).

В начале апт-альбского времени на большей части территории Монголии, входившей в зону гумидного климата, повсеместно господствовали лесные ландшафты. При этом густые лесные массивы были развиты не только на водоразделах, но вплотную подступали к берегам рек и озер. В составе лесной растительности преобладали теплолюбивые хвойные, главным образом сосновые (*Picea*, *Pinus*, *Cedrus*) а также араукариевые, болотные кипарисы и др. Наряду с ними повсеместно были распространены покрытосеменные и некоторые виды папоротников; существенно уменьшилось представительство гинкговых (Братцева, Новодворская, 1975; Ларищев, 1955 и др.). По мнению А.А. Ларищева (1955), изучавшего окаменелую древесину из апт-альбских отложений Юго-Восточной Монголии, климат этого региона в начале апт-альба был теплым и влажным, близким к тропическому. Аналогичным он, видимо, был и во всей гумидной зоне Монголии.

В зоне семиаридного климата, на западе и юго-западе Монголии, характер растительности в основном сохранился с предшествующего этапа. По мнению В.М. Сеницына (1962), здесь господствовали ландшафты типа современных субтропических саванн с отдельными лесными массивами оазисного типа.

Конец апт-альба. В конце раннего мела произошло одно из важнейших событий мезозойской тектонической и геоморфологической жизни Монголии, наложившее существенный отпечаток на всю ее последующую историю. В это время отчетливо обособляется область активного прогибания Южной и Юго-Восточной Монголии, включавшая в себя все гобийские регионы Монголии и Тамсагскую котловину (Гобийский прогиб) от области обширного регионального поднятия Западной, Северной и Северо-Восточной Монголии (Северомонгольское поднятие). Если в предшествующие периоды осадконакопление происходило практически во всех регионах страны, то начиная с середины апт-альбского времени (до конца палеогена) оно было ограничено почти исключительно ее гобийскими регионами. Таким образом, именно в конце раннего мела были заложены в общих чертах границы главных элементов платформенной структуры Монголии, окончательно оформившиеся в позднем мелу (Шувалов, 1975 а).

С концом раннего мела связано и другое немаловажное событие в истории развития Монголии. В это время теплый гумидный климат, господствовавший на территории Монголии в течение значительной части раннего мела, резко сменяется жарким аридным и семиаридным климатом, который был характерен в целом и для последующих эпох позднего мела и большей части палеогена.

Анализ вещественного состава и других литологических особенностей барунбаянской свиты, ее пространственного распространения и характера измене-

ния ее мощностей по простиранию указывает на то, что в области Гобийского прогиба Монголии в конце апт-альбского времени еще существовал довольно контрастный рельеф. Различные по величине и глубине впадины сочетались здесь с разделявшими их внутренними поднятиями, имевшими чаще всего характер островных горных возвышенностей. Местоположение значительной части впадин барунбаянского времени было унаследовано с предшествующего этапа геоморфологического развития Монголии. В то же время ряд впадин, равно как и поднятий, носил явно новообразованный характер и располагался частично или полностью на месте бывших областей сноса. Наиболее крупными впадинами конца апт-альбского времени являлись Ингэниховурская в Заалтайской Гоби, Олдахухидская и Уланнурская в Северной Гоби, Дзунбаинская и Сайншандинская в Восточной Гоби, Тамсагская на востоке Монголии. Большинство указанных и менее значительных впадин Гоби в отличие от изолированных поднятий соединялось друг с другом (см. рис. 5.4 б).

Судя по составу и характеру отложений, слагающих барунбаянскую свиту, и обнаруженной в них ископаемой флоры и фауны, в конце апт-альбского времени на территории гобийской части Монголии господствовал теплый, возможно даже жаркий, аридный климат. Несколько более влажные, семиаридные, климатические условия были на востоке Монголии в районе Тамсагской котловины, где в составе свиты присутствуют не только красноцветные, но и сероцветные отложения. Такой же климат, видимо, был характерен и для северных районов Монголии, прилегающих к границам России. Отмеченные выше климатические условия наряду с факторами тектонического плана обусловили своеобразие процессов аккумуляции и денудации на территории страны в данное время.

Встреченные в большинстве разрезов барунбаянской свиты красноцветные плохо сортированные отложения имеют ярко выраженный пролювиальный генезис. Накопление их происходило в краевых частях впадин, в непосредственной близости от горных возвышенностей в субэрадных условиях по типу современных конусов выноса. На это указывают не только литолого-фациальные особенности самих отложений, но и находки в них кладок яиц динозавров (последние, несомненно, откладывались на суше).

Пролувиальные и аллювиально-пролювиальные пологонаклонные равнины являлись одним из наиболее распространенных типов рельефа в гобийских регионах Монголии на данном этапе. Они со всех сторон окаймляли внутренние гобийские поднятия и краевые части Северомонгольского регионального поднятия.

В центральных частях крупных впадин располагались озерные бассейны (рис. 5.4 б). Об этом свидетельствуют литолого-фациальные особенности разрезов свиты в районах Олдаху-Хида, центральных частей Тамсагской, Улугейской, Сайншандинской и некоторых других гобийских впадин. Иногда озерные фации присутствуют наряду с пролювиальными и в краевых частях впадин. Примером их могут служить пестроцветные глины и песчаники с типичной озерной фауной остракод и моллюсков в разрезах Дзун-Баяна и Барун-Баяна, приуроченных к южной части Олдахухидской впадины. Наличие таких разрезов свидетельствует

о непостоянстве условий осадконакопления в некоторых впадинах и на периодическое расширение и сокращение озерных бассейнов по площади.

Судя по характеру озерных осадков и составу заключенной в них ископаемых фауны и харофитов, озера эти были бессточными или слабопроточными, местами несколько осолоненными, в значительной мере унаследовавшими свою водную массу с начала апт-альбского времени, о чем свидетельствует несомненное сходство фаунистических комплексов обеих эпох.

В некоторых разрезах барунбаянской свиты присутствует хорошо окатанный песчано-гравелито-конгломератовый материал речного происхождения. Такие разрезы наблюдались нами к югу от хр. Бага-Богдо, в районе хр. Дэлгэр-Хангай, в Чойренской впадине и в некоторых других местах на западе и севере Гоби. В этих районах, видимо, располагались низовья крупных рек, приносивших сюда обломочный материал с наиболее возвышенных частей Северомонгольского поднятия. Иногда речные фации присутствуют в составе свиты и южнее (районы Хамарин-Хурала, Дэрсний-Худука, Хурмэна и др.), однако здесь они, как правило, локализованы на небольших площадях. В отличие от пролювиальных отложений, широко представленных в разрезах свиты и этих мест, аллювиальные образования содержат в себе многочисленные хорошо окатанные экзотические гальки, принесенные реками явно издалека.

О характере ландшафтов Монголии в конце апт-альбского времени судить очень трудно, ибо никаких флористических остатков, кроме харофитов и обломков окаменелой древесины в отложениях барунбаянской свиты, не найдено. Обломки древесины, как правило, невелики по размерам, чаще всего окатаны и крупных скоплений нигде не образуют. Поэтому трудно сказать, соответствуют ли они данному стратиграфическому горизонту или вымыты из подстилающих сероцветных отложений хухтыкского горизонта, в котором наблюдаются массовые скопления окаменелых древесных стволов хорошей сохранности.

Вероятнее всего лесные массивы в это время все же имели ограниченное распространение по берегам рек и озер и, возможно, в наиболее увлажненных горных и северных районах. Однако на равнинных территориях, видимо, господствовали безлесные пространства, занятые в основном ландшафтами сухих саванн, полупустынь и пустынь.

5.4. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОЗЕР ПОЗДНЕГО МЕЛА

В позднем мелу тектонические движения на территории Монголии приобретают характер, близкий к платформенному. Это время знаменует собой начало длительной эпохи общего выравнивания рельефа Монголии, возникшего в основных своих чертах в конце раннего мела, и продолжавшейся до конца палеогена.

В течение большей части позднемелового времени (до кампана) гобийские районы Монголии испытывали общее медленное опускание. Частично в него были втянуты и прилегающие к области Гобийского прогиба районы Северомонгольского регионального поднятия. Существенно уменьшилась контраст-

ность рельефа на всей территории Монголии, и снизился ее гипсометрический уровень.

Наиболее серьезные, принципиальные изменения произошли в это время в рельефе южных и юго-восточных районов Монголии, располагавшихся в области Гобийского прогиба. Опускание указанных районов наряду с привнесом сюда больших масс обломочного материала, главным образом из западных и северных районов Монголии, привело здесь к значительному расширению площади осадконакопления. В районы аккумуляции превратились некоторые наиболее пониженные краевые части Северомонгольского регионального поднятия, а также значительные участки внутренних поднятий, возникших в области Гобийского прогиба в конце раннего мела.

Наиболее низкого гипсометрического уровня южные и юго-восточные районы Монголии достигли в сантоне. В это время во всех Гобийских регионах и Тамсагской впадине возникли обширные озерные бассейны, занимавшие свыше половины их общей площади. Обводнению указанных регионов способствовало не только продолжавшееся их общее погружение, но и периодическое увлажнение климата, бывшее особенно длительным в начале позднего мела.

В конце позднего мела начинается общее слабое поднятие всей территории Монголии, распад озерной системы Гоби и общее резкое сокращение площади бассейнов осадконакопления. Большая часть аккумулятивных гобийских равнин превращается в пластовые денудационные равнины.

Наметившаяся в маастрихтское время тенденция всей территории Монголии к поднятию дальнейшее свое развитие получила в начале кайнозоя.

Основной фактический материал, дающий представление о рельефе и озерных бассейнах Монголии в позднем мелу, содержится в отложениях этого времени, широко развитых во всех гобийских регионах страны.

В составе верхнего мела Монголии можно выделить три характерные свиты (снизу): баинширэинскую (сеноман-сантон), барунгойотскую (сантон-кампан), нэмэгэтинскую (маастрихт), последовательно сменяющих друг друга по разрезу. Первые две свиты распространены практически повсеместно в Гоби и составляют основу разреза ее платформенного покрова. Основным районом развития нэмэгэтинской свиты является Заалтайская Гоби. Кроме того, в последние годы она установлена автором на юго-западе Восточной Гоби, в Ширэгингашунской впадине и урочище Удан-Сайр (к югу от хр. Арц-Богдо). В остальных районах нэмэгэтинская свита пока не обнаружена, хотя присутствие ее в Уланнурской впадине на севере Гоби, в Баяндалайской впадине Южной Гоби и некоторых других впадинах весьма вероятно.

Баинширэинская свита чаще всего встречается совместно с подстилающими ее красноцветами барунбаянской свиты, на которых она залегает без видимого несогласия. Однако в целом ряде районов баинширэинская свита несогласно перекрывает более древние мезозойские и палеозойские образования, указывая тем самым на расширение области осадконакопления на юге и юго-востоке Монголии в начале позднего мела. В большинстве районов своего распространения разрезы свиты имеют двучленное строение, низы свиты, как правило, сла-

гаются сероцветными песчаниками и гравелитами с отдельными прослоями глин и конгломератов, а верхи — пестроцветными глинами и песчаниками. На юго-западе гобийской части Монголии низы разреза свиты обычно сложены пестроцветными, а верхи — красноцветными отложениями, однако и здесь более грубые песчано-гравелитовые пачки встречаются обычно лишь в низах свиты.

В фаціальном отношении разрез свиты неоднороден. Низы его сложены главным образом речными и озерно-речными косослоистыми образованиями. Совместно с ними нередко наблюдаются озерные фации, представленные глинами и песчаниками с остатками динозавров, черепах, моллюсков и остракод сеномантуронского возраста. В краевых частях некоторых впадин в низах свиты встречаются пестроцветные пролювиальные фации. В целом фации временных потоков и склоновые фации для низов баинширэинской свиты не характерны.

Верхи разреза сложены почти повсеместно красноцветными и сероцветными тонкозернистыми песчаниками и слоистыми глинами с отдельными прослоями мергелей и известняков, включающими в себя многочисленные остатки типичной озерной фауны и флоры (моллюски, остракоды, филлоподы, харовые водоросли, водные черепахи, динозавры, крокодилы, зубы акул и др.), характерной для коньяк-сантонского времени (Барсболд, 1972; Шувалов, Чхиквадзе, 1975; Шувалов, 1976 и др.). Местами в верхах свиты присутствуют прослои гипса, достигающие промышленной мощности (район горы Унэгэту в Восточной Гоби и др.).

Суммарные мощности баинширэинской свиты колеблются от 70–100 до 200–250 м, достигая максимальных величин на юго-востоке Монголии.

Барунгойотская свита в целом распространена еще более широко, чем баинширэинская. Достоверно она не известна лишь в Тамсагской котловине, хотя и здесь ее присутствие вполне вероятно под покровом неогеновых и четвертичных отложений.

В отличие от других верхнемеловых свит барунгойотская сложена повсеместно исключительно красноцветными хорошо отсортированными песчаниками с отдельными прослоями глин и гравелитов. Исключение составляет лишь район Тугрик-Булака (западнее сомона Булган), где в разрезе свиты наблюдаются буровато-серые и желтовато-серые их разновидности.

Литологические особенности отложений барунгойотской свиты, чрезвычайная выдержанность ее состава и отдельных горизонтов на больших площадях свидетельствуют об их преимущественно озерном генезисе. Наряду с озерными фациями в ряде горизонтов присутствуют пролювиальные и эоловые фации песчаников, широко представленные в разрезах свиты Баин-Дзака, Тугрик-Булака и других мест (Кайе, Девяткин, 1969).

Органическими остатками барунгойотская свита относительно бедна. Чаще всего в ней удается обнаружить лишь скелеты динозавров, обломки панцирей черепах и кладки яиц этих животных. Иногда встречаются скелеты ящериц, кости крокодилов, фрагменты челюстей млекопитающих. Характерно при этом, что основные находки остатков позвоночных и яиц динозавров и черепах приурочены чаще всего к тем районам, где в разрезах свиты наблюдаются субэральные, пролювиальные или эоловые фации. Остатки беспозвоночных (мол-

люсков, остракод) обнаружены лишь в наиболее опущенных районах Заалтайской Гоби (районы Гурлин-Цава, Ногон-Цава, колодца Бамбу-Худук и др.), в центральной части Байшинцавской впадины на востоке Гоби, в районе Тугрик-Булака и в центре Ширэгин-Гашунской впадины. Здесь же изредка встречаются и остатки харовых водорослей. Указанные органические остатки позволяют датировать возраст свиты сантон-кампаном (Мартинсон, 1975; Шувалов, 1976; Шувалов, Чхиквадзе, 1975; Шувалов, Станкевич, 1977, и др.).

Мощности барунгойотской свиты обычно не превышают 100–120 м, чаще составляют 50–60 м.

Завершает разрез верхнего мела гобийских районов Монголии нэмэгэтинская свита. В разрезах свиты повсеместно преобладают серые, зеленовато-серые и желтовато-серые ритмично переслаивающиеся глины и песчаники с маломощными горизонтами (до 0.5–0.7 м) внутрiformационных (катунных) гравелитов и конгломератов. Отдельные прослои песчаников и особенно глин имеют красную и коричневатую окраску, подчеркивая общий пестроцветный характер нэмэгэтинских отложений.

В фациальном отношении разрезы свиты довольно однородны. Почти повсеместно в них преобладают озерные, реже озерно-аллювиальные отложения. В пользу преобладания озерного генезиса отложений нэмэгэтинской свиты свидетельствуют обнаруженные в них комплексы ископаемых моллюсков, остракод, конхострак, харовых водорослей и черепях (Барсболд, 1972; Мартинсон, 1975; Шувалов, Чхиквадзе, 1975, и др.), а также текстурные их особенности, изученные в последние годы Н.Н. Верзилиным. В связи с этим мы не можем согласиться с мнением Р. Градзинского (Gradzinski, 1970) и А.В. Сочавы (1975) об их преимущественном речном происхождении. Речные фации в разрезах свиты встречаются крайне редко (преимущественно в краевых частях впадин на востоке Заалтайской Гоби). Еще реже в них присутствуют фации временных потоков (в западной части Ширэгин-Гашунской впадины, близ Хайчин-Улы и в некоторых других местах).

К нэмэгэтинской свите приурочены крупнейшие в Монголии (и во всей Центральной Азии) местонахождения меловых динозавров, черепях и других рептилий, а также встречающихся с ними совместно моллюсков, остракод, харовых водорослей, конхострак. В ряде мест (Хайчин-Ула, Нэмэгэту, Цаган-Хушу и др.) в песчаниках нэмэгэтинской свиты обнаружена скорлупа динозавровых яиц и позвонки рыб.

Мощности нэмэгэтинской свиты не превышают 80–100 м, а обычно значительно меньше (до 40–60 м).

В начале позднего мела произошло некоторое общее увлажнение климата на территории Монголии. Это событие достаточно ярко отражено в литолого-фациальном составе и цвете отложений нижней части баинширэнской свиты (сенман-турон), представленных сероцветными и пестроцветными нередко косо-слоистыми гравелитами, песчаниками и конгломератами, а также тонкослоистыми пестроцветными глинами, аргиллитами и песчаниками. Увлажнение климата способствовало эрозионному расчленению горных поднятий на севере и западе Монголии и увеличению оттуда притока речных вод в область Гобийского проги-

ба. В большинстве гобийских впадин в это время возникли озерные бассейны. Однако в это время озерные условия осадконакопления еще не были доминирующими, о чем свидетельствует тот факт, что наряду с лимническими фациями широким распространением, особенно в краевых частях впадин, пользуются здесь аллювиальные и пролювиальные (главным образом на юге Гоби) образования.

В раннем сенеоне (коньяк-сантон) условия осадконакопления в зонах аккумуляции Гобийского прогиба значительно изменились. Об этом свидетельствует преобладание в разрезах верхней части баинширэнинской и нижней части барунгойотской свит типичных озерных образований, представленных тонкослоистыми глинами и песчаниками с прослоями мергелей, известняков и гипса. Наряду с ними местами широким распространением пользуются пролювиальные и эоловые фации; аллювиальные песчано-галечные отложения определенную роль играют в разрезах нижнего сенеона лишь на севере Гоби. По мнению большинства исследователей Монголии, формирование этих карбонатных красноцветов происходило в условиях жаркого аридного климата (Синицын, 1962; Сочава, 1975; Верзилин, 1980, и др.). Об этом же свидетельствуют все фаунистические остатки и данные биогеохимического анализа раковин озерных моллюсков из верхней части баинширэнинской свиты (Мартинсон, 1975; Шувалов, 1982; Колесников, 1982).

Несколько более влажным был климат на крайнем востоке Монголии, на что указывает пестроцветность баинширэнинских отложений Тамцагской депрессии и специфика обнаруженных в них остатков остракод (Васильев и др., 1959).

В рассматриваемое время крупные озера располагались практически во всех гобийских впадинах Монголии. Максимального площадного распространения они достигли в сантоне (рис. 5.5).



Рис. 5.5. Схема озерных бассейнов Монголии в позднемерловое, сантонское время. Составил В.Ф. Шувалов. Обозначения см. на рис. 5.2.

В это время на территории современной Гоби, вероятнее всего, существовал даже единый огромный внутриконтинентальный водоем, отдельные части

которого соединялись между собой системой проливов и протоков. Крупный озерный бассейн располагался и в Тамсагской впадине. Гипсометрический уровень раннесенонских озерных бассейнов Монголии был чрезвычайно низким, близким к уровню мирового океана. Не исключено, что в это время гобийские бассейны имели даже эпизодические связи с морскими бассейнами Китая и Средней Азии. О вероятности подобных связей могут, в частности, указывать находки ихтиодорулитов и зубов акул, остатков близких к морским черепах и остракод в верхах баинширэнской свиты Восточной Гоби (Шувалов, 1976), а также сильная обводненность южно- и восточно-гобийских районов Монголии, несмотря на то что приток речных вод с севера и запада Монголии, несомненно, в связи с общей аридизацией климата в этот период должен был сократиться.

Периодические длительные засухи, имевшие место в раннем сеноне, приводили к резкому сокращению озерных бассейнов по площади, тем более, что в целом они не отличались значительными глубинами (Шувалов, 1982). На освобожденных от воды участках происходило перевевание донных осадков (Кайе, Десяткин, 1969). В полуотшнурованных заливах местами происходила садка гипса.

Воды раннесенонских бассейнов отличались повышенной соленостью, достигавшей на юго-востоке Монголии 12‰ (Колесников, 1982), хорошо прогревались и аэрировались. Среднегодовая температура вод в них, по данным Ч.М. Колесникова, достигала +25°C. В чистых и спокойных водах литоральной зоны этих озер обитали разнообразные полупресноводные виды моллюсков, остракод, конхострак и рыб (Мартинсон, 1982; Станкевич, 1982; Шувалов, Трусова, 1979; Шувалов, 1976, и др.).

В конце позднего мела в связи с прекращением погружения области Гобийского прогиба и начавшимся общим поднятием территории Монголии площадь седиментационных бассейнов на юге и юго-востоке страны резко сократилась. Судя по пространственному распространению нэмэгэтинской свиты, осадконакопление в маастрихте происходило главным образом на востоке Заалтайской Гоби (Ингэниховурская, Ширэгингашунская и Эхингольская впадины), юге Северной Гоби (Уланнурская впадина) и юго-западе Восточной Гоби (Байшинцавская и Ханбогдинская впадины).

Анализ литолого-фациальных особенностей нэмэгэтинских отложений указывает на повсеместное преобладание в их разрезах пестроцветных озерных песчаников и глин с прослоями мергелей и гипса. Наиболее крупный озерный бассейн, достигавший нескольких сотен квадратных километров по площади, существовал в это время в Ингэниховурской впадине; остальные озера были значительно меньшими по размерам.

Позднесенонские озера гобийских районов Монголии представляли собой относительно неглубокие олиготрофные водоемы с неустойчивым гидродинамическим режимом, повышенной соленостью вод (10–11‰), вполне сопоставимой с таковой современного Арала, и постоянно высокой их температурой, составлявшей +23–25°C (Колесников, 1982). В хорошо аэрируемых водах широкой литоральной зоны этих озер обитали многочисленные и весьма разнообразные моллюски, остракоды, конхостраки, черепахи, крокодилы и отдельные виды динозав-

ров (Мартинсон, 1982; Станкевич, 1982; Шувалов, Чхиквадзе, 1975; Шувалов, Трусова, 1979; Барсболд, 1983, и др.). Здесь же произрастали обильные харовые водоросли (Кянсеп-Ромашкина, 1982) и лотосовые (устное сообщение Н.М. Макулбекова). В хвойно-широколиственных лесах прибрежной зоны и на открытых пространствах саванного типа обитали многочисленные и весьма разнообразные сухопутные динозавры, примитивные млекопитающие, ящерицы и некоторые другие позвоночные (Ефремов, 1955; Сеницын, 1962; Kielan-Jaworowska, Sochava, 1969; Рождественский, 1971; Kielan-Jaworowska, 1975, и др.).

В самом конце позднего мела и начале палеогена в связи с дальнейшим поднятием и иссушением климата озерные бассейны в гобийских районах Монголии практически полностью исчезли.

6. ЭВОЛЮЦИЯ ОЗЕРНОГО ЛИТОГЕНЕЗА НА ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛИИ В МЕЗОЗОЕ*

История древних озер обычно находит отражение лишь в особенностях озерных и непосредственно связанных с ними других генетических типов отложений и содержащихся в них остатков организмов или следов их жизнедеятельности (История озер СССР ..., 1986, 1987). При этом основная, наиболее полная и последовательная летопись заключена именно в древних отложениях. Они представляют собой как бы сохранившиеся страницы истории, в то время как остатки организмов могут быть сравнимы с яркими иллюстрациями на некоторых из этих страниц. Приводимые иллюстрации часто дают более точную и детальную информацию об особенностях существовавшей физико-географической среды, однако она, как правило, очень фрагментарна, и поэтому нередко неясно, отражает ли эта информация типичные обстановки или случайные моменты существования древних озерных водоемов.

Состав озерных отложений, как и отложений любого другого генезиса, формируется под влиянием комплекса факторов. Одни из них, такие как петрографический состав водосборов, их расчлененность, характер выветривания пород в области мобилизации осадочного материала, определяют особенности приносимого в водоем вещества, и прежде всего отлагающегося терригенного материала. Специфика же самих озерных водоемов определяет направленность и интенсивность как аутигенного минерало- и пороодообразования, так и диагенетических процессов.

Собственно озерный литогенез по существу отражает процессы, происходящие лишь в самих озерных водоемах, поскольку литологический состав водосборов прямо не связан с озерным осадконакоплением, хотя и определяет особенности состава приносимого в озера осадочного материала. В этой связи для выявления истории озер посредством интерпретации данных о составе озерных отложений первостепенное значение имеет изучение аутогенной и трансформированной при диагенетических процессах составляющих осадочных пород, т.е. прежде всего минерального состава и роли карбонатных и глинистых компонентов. Для оценки же тектонической и климатической обстановок существования самих озер большое значение приобретает анализ изменений размерности и петрографо-минерального состава терригенной составляющей пород. Валовой химический состав пород отражает при этом суммарный эффект влияния литологического состава водосборов и литогенетических процессов.

Остановимся на основных чертах эволюции литогенеза на территории южной половины Монголии в мезозое, несущих интересную информацию для выяснения изменений осадконакопления. На территории Монголии отсутствует

* Н. Н. Верзилин, Н. А. Калмыкова

единый полный разрез мезозойских отложений. Сводный разрез может быть составлен лишь из значительно разобщенных частных, расположение которых показано на рис. 6.1. Оценка возраста отложений и подразделение их на свиты произведено в основном по другим работам (Шувалов, 1980, 1982, 1987; Неуструева, 1982; Девяткин и др., 1975).

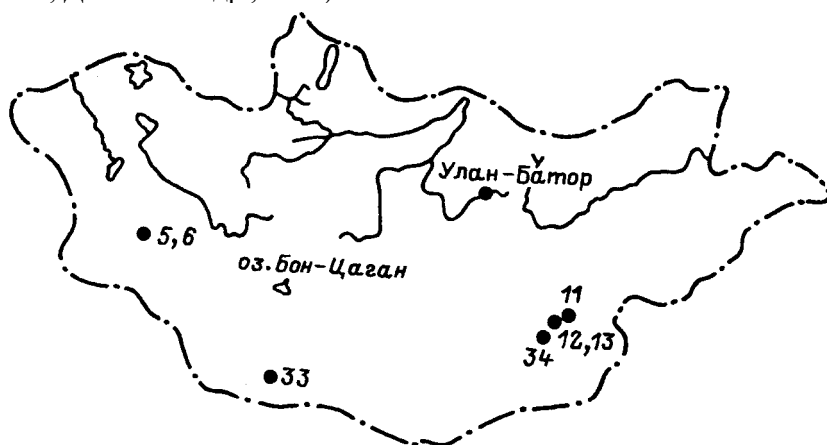


Рис. 6.1. Схема расположения разрезов мезозойских отложений.

Рассмотрим на примере двух наиболее представительных разрезов — Хамар-Хубурин-Худукского на востоке Гоби (рис. 6.2) и Дарбийского на западе Монголии (рис. 6.3) особенности литогенеза в юрское время. Большая удаленность их друг от друга позволяет оценить и степень выдержанности в пространстве происходивших во времени изменений литогенеза.

В развитой на палеозойских породах и перекрытой юрскими отложениями коре выветривания в месте составления Хамар-Хубурин-Худукского разреза выявлено уменьшение вверх по профилю содержания железа, алюминия, магния, натрия и возрастание кремнезема, кальция, калия (рис. 6.2). В коре выветривания отмечается примесь кальцита и аутигенного монтмориллонита. Указанные особенности могут рассматриваться как показатели существования в этап корообразования, т.е. в непосредственно предшествовавший юрскому осадконакоплению, аридного климата.

Для ранне-среднеюрского этапа осадконакопления, соответствующего в рассматриваемом районе времени формирования отложений хамархубуринской свиты, имеющей мощность около 750 м, было характерно образование каолинита, иногда с примесью гидрослюды или смешаннослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, и сидерита, нередко отмечалось присутствие в породах углистого детрита, минерализованных обломков древесины, а иногда отпечатков вегетативных частей растений, прослоев и пластов угля. Практически в осадочной толще отсутствует известняковый материал, причем не только аутогенный, но даже среди обломков терригенных пород. Характерно широкое распространение среди алеврито-песчаных пород кремневых граувакк.

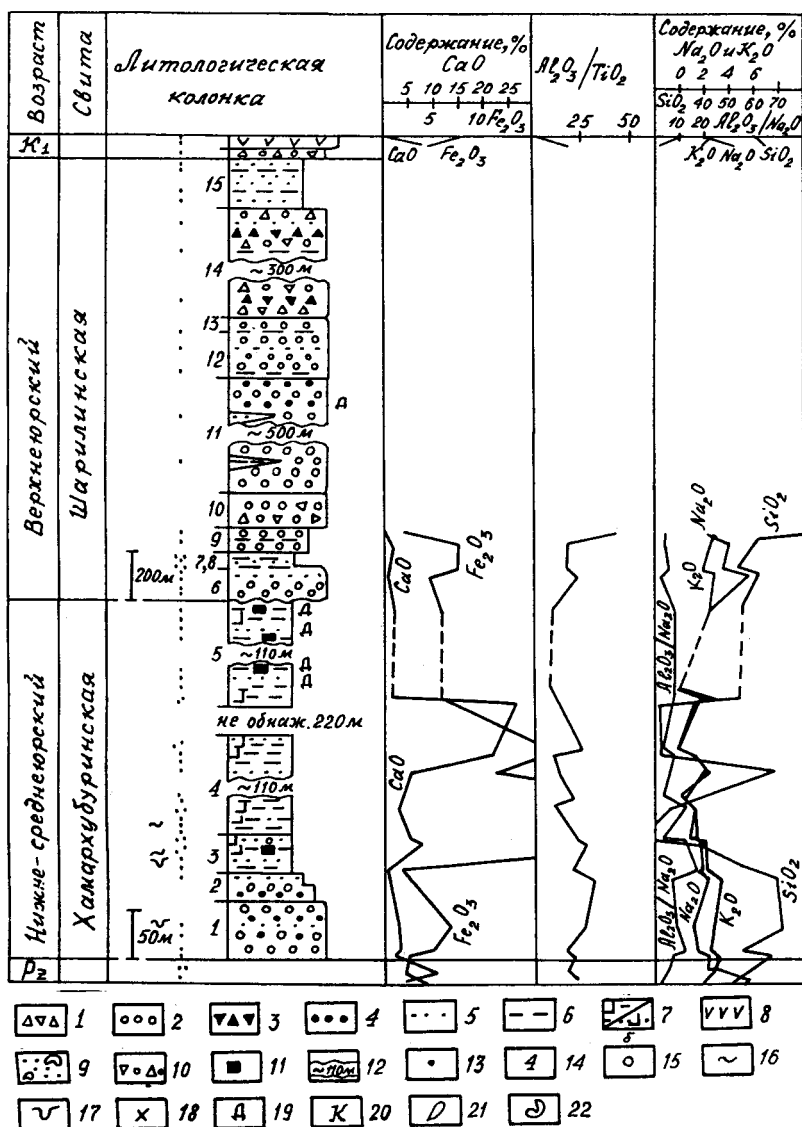


Рис. 6.2. Литологический разрез и геохимическая характеристика пород юрского возраста в районе Хамар-Хубурин-Худука (разрез 11). 1 — брекчии; 2 — конгломераты; 3 — древесники; 4 — гравелиты; 5 — песчаники и алевролиты; 6 — глины; 7 — глины (а) или песчаники (б) с конкрециями, караваями, линзами карбонатного материала; 8 — базальты; 9 — псевдогравелиты и разнозернистые песчаники с псевдогравийными зёрнами из глинистого и карбонатного материала; 10 — чередование примерно одинаково распространённых пород; 11 — присутствие углей; 12 — мощность пропуска при однообразном литологическом составе пачки; 13 — место взятия образцов; 14 — номера пачек; 15 — ядровидные конкреции; 16–18 — следы: оползания (16), внедрений (17), донных животных (18); 19–22 — находки: древесины (19), костей (20), копролитов (21), моллюсков (22).

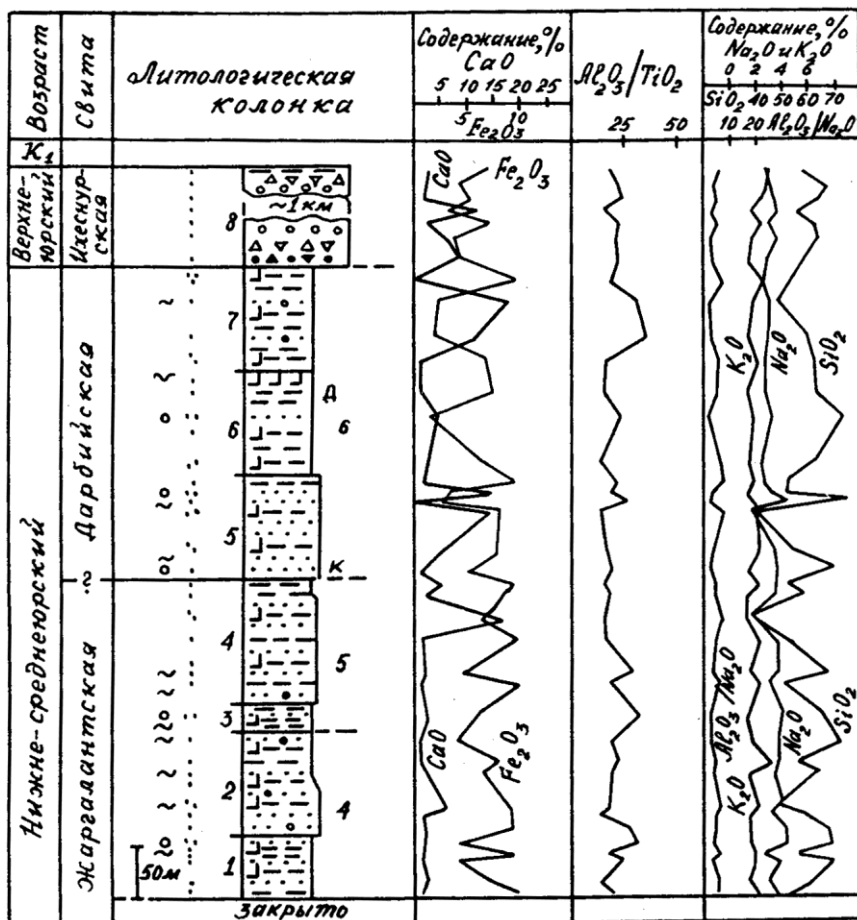


Рис. 6.3. Литологический разрез и геохимическая характеристика пород юрского возраста в районе сомона Дарби (разрез 5). Цифры справа от колонки — номера пачек, по данным работы Е.В. Девяткина и др. (1975). Условные обозначения см. на рис. 6.2.

Совокупность перечисленных особенностей может рассматриваться как литогенетический показатель существования в соответствующее время гумидного климата.

Приведенные данные позволяют сделать предположение, что этап юрского осадконакопления в рассматриваемом регионе начался одновременно и именно в связи с отмеченной гумидизацией климата, которая привела к увеличению увлажненности и возникновению широко распространенных речных и озерных обстановок.

Характерно, что гумидизация климата совпала с оживлением тектонических движений, с усилением их дифференцированности, приведших к формированию систем ярко выраженных прогибов, в которых затем отложились осадочные тол-

щи значительной мощности (Шувалов, 1982). Оживление тектонических движений в начале мезозойского этапа нашло отражение в широком распространении в низах хамархубуринской свиты грубообломочных и в меньшем объеме песчаных пород (рис. 6.2), формировавшихся, вероятно, преимущественно в обстановке рек и нижних частей предгорных конусов выноса, реже в озерных условиях.

Сходные отложения близкой мощности залегают на палеозойских толщах и в некоторых разрезах в районе сомона Дарби. Однако не исключено, что в ряде случаев, например в месте накопления осадков разреза 5 (рис. 6.3), в центральных, не компенсированных осадконакоплением частях возникших депрессий сразу стали формироваться песчано-глинистые с карбонатными линзами и конкрециями озерные отложения. Естественно, такая ситуация могла осуществляться при достаточно резкой и ярко выраженной гумидизации климата.

Основная часть хамархубуринской свиты рассматриваемого разреза мощностью около 660 м сложена преимущественно глинистыми породами с обилием линз и конкреций в той или иной мере окисленных сидеритов. Несомненно, формирование ее происходило в обстановке устойчиво существовавшего крупного пресноводного озера при выровненном характере прилежащих водосборов. При этом осадконакопление осуществлялось, как правило, в спокойной гидродинамической обстановке, слабо восстановительных и восстановительных условиях. Судя по широкому распространению каолинита, углистого детрита и присутствию углей, в донных илах господствовала кислая среда диагенеза.

Появление в верхней части хамархубуринской свиты 11 разреза содержащих монтмориллонит пластов, прослоев или прожилков кальцита и уменьшение роли сидерита, возможно, было вызвано некоторой аридизацией климата в конце среднеюрской эпохи, приводившей иногда к возникновению в озерных водоемах и щелочной среды формирования отложений. Однако материалы по этому району не позволяют судить о наиболее позднем этапе этой эпохи, так как отложения вышележащей, относимой к поздней юре, шарилинской свиты залегают здесь с четким перерывом и даже угловым несогласием на отложениях хамархубуринской свиты. Поэтому остановимся на особенностях состава нижне-среднеюрских пород, вскрытых в районе сомона Дарби (Западная Монголия), в разрезе, считающемся наиболее полным, поскольку в нем выделяется дарбийская свита, аналоги которой, по существующим представлениям (Шувалов, 1982), в других районах Монголии отсутствуют (рис. 6.2).

Нижняя часть разреза (пачки 1, 2) по общему облику похожа на основную, тонкозернистую часть хамархубуринской свиты, особенно по частому присутствию караваев, линз и пластов сидеритовидных темноцветных карбонатных пород и включений, примазок детрита, углистого материала. Также отсутствуют и красноцветные породы. Преобладают зеленовато-желтые и желтовато-зеленые до темно-серых песчаники и глины. Однако существенно, что карбонатные породы и конкреции представлены не сидеритом, а исключительно кальцитом. Сидеритоподобный же их облик связан с обилием в них органического вещества, обуславливающего темно-серую окраску и, вероятно, нередкую окремненность. Такой состав карбонатной составляющей согласуется и с иным составом глини-

стых минералов — преимущественно монтмориллонит-гидрофлюидным, со значительным содержанием хлорита. Обе отмеченные особенности позволяют считать, что формирование этих озерных отложений происходило не в кислой, а в основном в нейтральной и щелочной среде.

Следует напомнить, что в этом же районе в разрезах более периферийных относительно депрессии, в которой происходило осадконакопление, юрские отложения перекрывают резко расчлененный эрозионный рельеф, выработанный в палеозойских толщах, и представлены в основании толщей мощностью около 100 м желтых песчаников с редкими пластами грубообломочных пород. На основании изучения двух таких разрезов выявлено, что глинистый материал из цемента этих пород, присутствующих в них пластов и прослоев глин и непосредственно вышелегающих пестроцветных и даже красноцветных глинистых и песчаных пород представлен в основном каолинитом. Следовательно, в обрамлении озерного водоема, в наземных и речных конусах выноса или в его прибрежной зоне обстановка выветривания и диагенеза была кислой, что свидетельствует о гумидном климате.

Если эти породы несколько более древние, чем пачки 1 и 2 разреза 5, то можно предполагать, что во время их формирования климат стал менее гумидным и диагенез начал идти в озерном бассейне в нейтральных или щелочных обстановках. Если же те и другие породы рассматривать как одновозрастные, то отмеченные различия можно расценивать как показатель материальной изменчивости щелочности среды диагенеза вследствие, очевидно, уменьшения роли захороняющегося органического вещества, а возможно, в какой-то мере и непосредственного воздействия на осадки растений от периферийных к центральным участкам водоема. Однако при том или другом варианте представляется, что со времени формирования отложений пачек 1 и 2 разреза 5 климат в районе был не столь ярко выраженным гумидным, как в районе разреза 11 при накоплении осадков хамархубуринской свиты — возрастного аналога жаргалантской свиты (Шувалов, 1980, 1982).

Вышележащие отложения пачек 3 и 4 обладают набором пород, в общем сходным с подстилающей толщей. Состав глинистых минералов также идентичен. Однако в отложениях отсутствует углистый детрит, и значительное распространение приобретают красноцветные породы — это уже типичные пестроцветные отложения. Роль красноцветных пород постепенно увеличивается вверх по разрезу.

Отмеченные особенности указывают на постепенную аридизацию климата в конце времени формирования жаргалантской свиты. Таким образом, намечавшиеся к концу времени образования хамархубуринской свиты на юго-востоке Монголии признаки аридизации климата проявились и в юго-западной ее части — в отложениях, принимающихся возрастным аналогом этой свиты (Шувалов, 1980, 1982). Однако во втором районе аридизация проявилась более отчетливо и, пожалуй, начала сказываться на литогенезе несколько раньше.

Вышележащая толща пород, относимая к дарбийской свите, характеризуется распространением исключительно красноцветных глинистых, преобладающих в верхних двух третях толщи, и песчаных, преобладающих в низах, пород с

карбонатными конкрециями. Весь карбонатный материал, включая и характерные для отложений биогермные и строматолитовые образования, сложен кальцитом. Для толщи отмечается увеличение роли монтмориллонита в составе пород. При этом показательно, что часто в тех или иных пластах в больших количествах распространен то монтмориллонит, то гидрослюда, т.е. отмечается как бы большая, чем ранее, дифференциация глинистого материала, подчеркивающая преимущественно аутигенный (диагенетический) генезис этих минералов. Указанные особенности отложений дарбийской свиты свидетельствуют о существовании во время их формирования уже отчетливо выраженного аридного климата. Озерный водоем стал олиготрофным, хорошо аэрируемым, с щелочными водами.

В позднеюрский этап (т.е. во время формирования шарилинской или ихэснурской свит) произошли существенные изменения в осадконакоплении, вызванные активизацией тектонических движений, приведшей к возникновению весьма расчлененного высокогорного рельефа. Это нашло отражение не только в том, что начали формироваться вместо преимущественно глинистых осадков грубообломочные породы, но даже в залегании шарилинской свиты с угловым несогласием на хамархубуринской свите. Осадконакопление стало осуществляться преимущественно в наземных условиях, причем осадочный материал приносился, как правило, временными потоками. О таком генезисе осадков говорит и характерная красноцветная окраска и широкое распространение неотсортированных пород и брекчиевых их разностей. Значительная роль озерных обстановок может предполагаться лишь для времени образования верхней, в основном песчаной, части шарилинской свиты разрезов 11 и 34 (рис. 6.2).

Климатические условия формирования верхнеюрских отложений были, несомненно, аридными. Об этом свидетельствуют: существенно монтмориллонитовый состав глинистых минералов, нередко кальцитовый, а в единичных случаях исключительно кальцитовый цемент у обломочных пород; довольно значительное увеличение среди обломков алевритопесчаной размерности полевых шпатов и уменьшение обломков кремнистых пород; присутствие в Хара-Хутульском разрезе (разрез 34) пластов гипсоносных глин и часто обломков фосфатизированных костей.

В целом можно считать, что в позднеюрский этап климатические условия и обстановки литогенеза на территории всей южной половины Монголии были значительно более однообразными, чем в раннесреднеюрский этап. Ситуация изменилась в начале мелового периода.

В раннецаганцабское время, по-видимому, происходит вновь оживление тектонических движений, проявившееся в резком поглублении отлагавшегося осадочного материала (рис. 6.4)¹. Одновременно произошла, вероятно, и некоторая перестройка поднятий и погружений, которая сказалась даже в существенном изменении ассоциации тяжелых минералов. Оживление тектонических

¹ Необходимо отметить, что возрастная принадлежность пачек 1 и 2 в Хара-Хутульском разрезе точно не выяснена. Есть представления, что пачку 2 надо относить к шарилинской свите.

движений сопровождалось интенсивными извержениями основной, преимущественно базальтовой лавы.

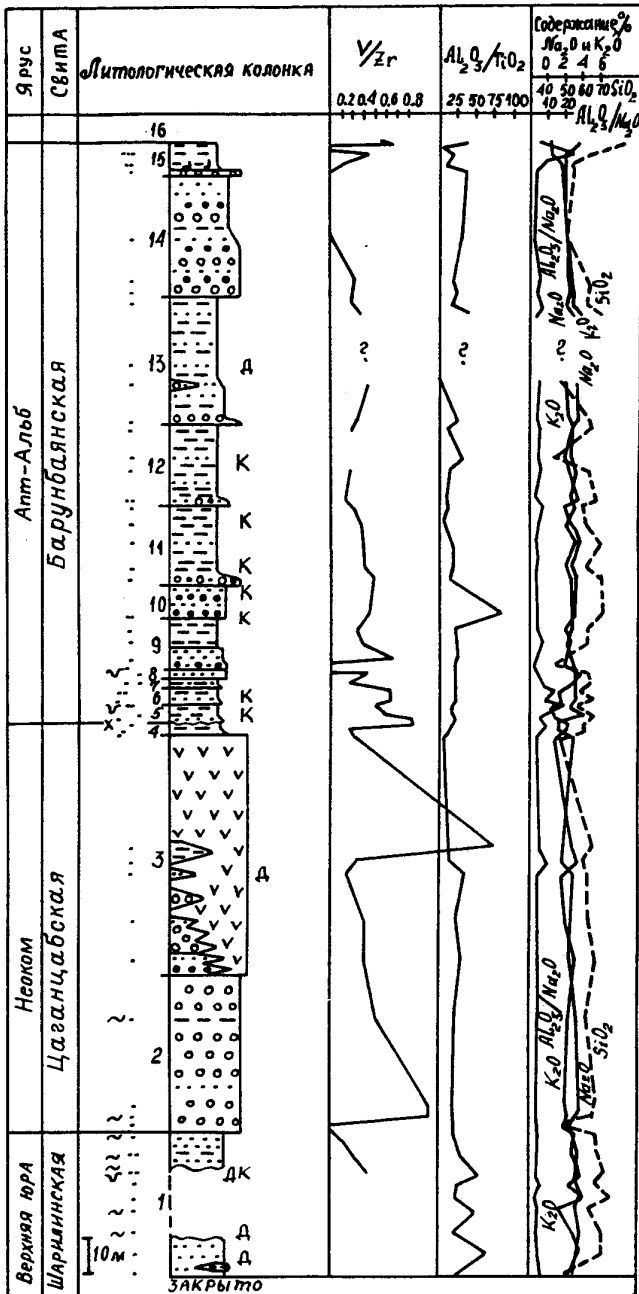


Рис. 6.4. Литологический разрез и геохимическая характеристика пород верхнеюрского и нижнемелового возраста в районе хребта Хара-Хутул (разрез 34). Условные обозначения см. на рис. 6.2.

Однако вспышка движений была относительно кратковременной, и к концу этапа интенсивного вулканизма рельеф стал выровненным, возможно, наиболее выровненным за всю мезозойскую историю. Глинистые минералы в подстилающих базальты породах обычно представлены монтмориллонитом, а в переслаивающихся с ними, и тем самым в более высоких горизонтах, содержат значительное количество гидрослюда. Некоторые признаки, в том числе особенности кор выветривания базальтов, позволяют предполагать, что климат в раннецаганцабское время был аридным, правда, его выраженность была значительно меньше, чем в конце шарилинского времени.

Позже, в позднецаганцабское время, т.е. все еще в раннем неокоме (Шувалов, 1987), во многих участках Юго-Восточной Монголии на базальты нижнецаганцабской подсыты с признаками залегания на погребенном рельефе ложатся цеолитоносные отложения, особенности и условия образования которых рассматривались нами ранее (Верзилин, Калмыкова, 1989 а; Верзилин и др., 1991). Поэтому приведем лишь один разрез этих отложений (рис. 6.5) и напомним, что они формировались в обширных озерных водоемах в обстановке засушливого климата и выровненного рельефа прилегающей суши, причем основная масса осадочного материала имела пирокластический генезис, что зафиксировало существование интенсивной эксплозивной вулканической деятельности вблизи от мест озерного осадконакопления. Именно по витрокластической части отлагавшегося материала и образовывались цеолиты (в основном клиноптилолит) и аутигенные глинистые минералы.

Более молодые отложения встречаются в районе сомона Дарби (рис. 6.6). Здесь непосредственно выше мощной толщи грубообломочных пород, относимых к верхней юре, залегает алевроито-песчано-глинистая, часто тонкослоистого строения толща в основном желто- и сероцветная, редко красного цвета. Иногда присутствуют прослои или линзы грубообломочных пород и конкреций или прослои карбонатных пород. Карбонатный материал представлен кальцитом. Для всей толщи, выделяемой в гурванэрэнскую свиту (Неустроева, 1982), характерна обычно слабая, но постоянная карбонатность пород и в основном гидрослюдисто-монтмориллонитовый со значительным содержанием хлорита состав глинистых минералов. Однообразие набора пород и их основных черт (и особенно постоянная, отмечаемая в разрезе кальцитовая составляющая) свидетельствуют о мало меняющейся устойчиво озерной обстановке осадконакопления, со слабой минерализацией вод. Этот вывод полностью согласуется с заключениями И.Ю. Неустроевой (1982), сделанными на основании изучения остракод из этих отложений.

Вышележащие нижнемеловые отложения, относимые к зэрэгской свите (Неустроева, 1982), характеризуются преимущественно распространением пестроцветных глин, с редкими пластами и прослоями зеленовато-желтых и светло-серых песчаников. Изредка встречаются прослои шестоватого кальцита и карбонатные, также известковые конкреции и часто копролиты. Среди глинистых минералов преобладают монтмориллонит и гидрослюда. Широко распространены

породы, содержащие обычно незначительную кальцитовую, реже доломитовую, примесь. В то же время бескарбонатные глины также встречаются не очень редко. Отмеченные черты, особенно распространение по всему разрезу копролитов со значительным содержанием фосфора, указывают на чрезвычайно однообразные обстановки озерного осадконакопления, с несколько большей минерализацией вод, чем во время формирования отложений подстилающей свиты, что хорошо согласуется и с выводами, сделанными исходя из данных по остракодам (Неуструева, 1982). Можно полагать, что климат стал несколько более засушливым, чем во время образования гурванэрэнской, а соответственно и цаганцабской свиты¹.

Поскольку в районе сомона Дарби более молодые меловые отложения отсутствуют, то для оценки особенностей аптальбских отложений, которые, вероятно, можно отнести к барунбаянской свите обратимся к Хара-Хутульскому разрезу. Надо отметить, что верхняя часть Дарбийского разреза, возможно, отвечающая пачке 20, по данным И.Ю. Неуструевой (1982), также уже имеет аптальбский возраст и относится к хухтыкскому горизонту. Поэтому если даже и есть стратиграфический пробел в рассматриваемом нами сводном разрезе то незначительный.

Барунбаянская свита сложена красноцветными глинами с подчиненными пластами и пачками светло-серых песчаников и грубообломочных пород, причем роль последних возрастает в ее верхней части (рис. 6.6).

Намечается относительно крупная ритмичность строения, исключительно монтмориллонитовый состав глинистых минералов и частое присутствие обломков костей разнообразных позвоночных (Верзилин, 1980); наличие обогащенных фосфором пород может рассматриваться как показатель засушливого климата и щелочных обстановок осадконакопления. Однако отсутствие карбонатных конкреций и прослоев и даже карбонатной примеси в породах позволяют предполагать, что минерализация озерных вод была несколько меньше, чем во время формирования зэрэгской свиты. Тем самым должна быть и меньше аридность климата. На последнее, вероятно, указывает и присутствие изредка в отложениях углистого детрита, обломков древесины и обилие остатков костей. Возможно, что спад аридизации, судя по уменьшению красноцветности, исчезновению примеси доломита в пачке 20 Дарбийского разреза, начался еще в хухтыкское время.

Литогенез в поздне меловую эпоху происходил в существенно иных обстановках по сравнению с существовавшими в юрское и раннемеловое время. Прежде всего, тектонические движения стали менее дифференцированными и напряженными, что привело к большему однообразию условий осадконакопления во времени и по площади. Озерные водоемы, очевидно, стали более обширными, но менее глубоководными. Осадконакопление осуществлялось практически исключительно лишь в озерных обстановках. Тектонические погружения периферийных участков водоемов часто были близки к компенсации осадконакоплением, что приводило нередко к размыву и переотложению осадочного материала.

¹ Данный вывод авторов не может быть применим ко всей территории Монголии, так как в других регионах климат в апт-альбе был более гумидным, чем в неокоме.

коплением, что приводило нередко к размыву и переотложению осадочного материала.

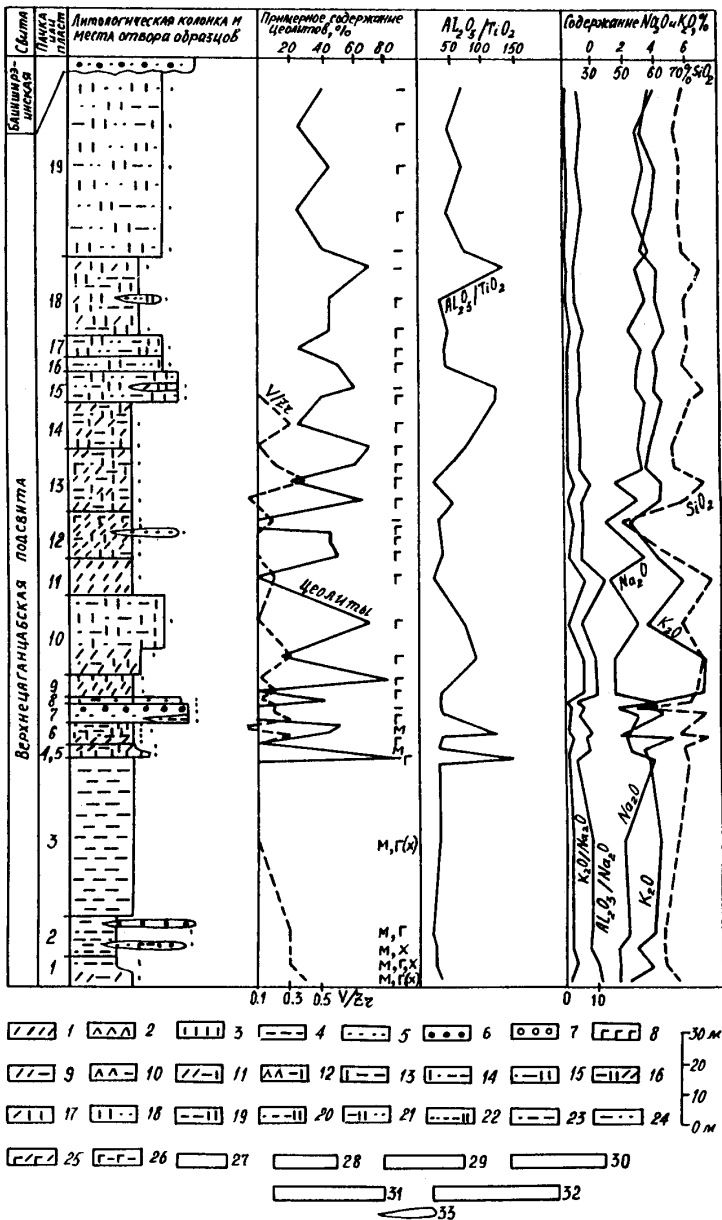


Рис. 6.5. Литологический разрез и геохимическая характеристика пород верхнецаганцабской подсвиты вблизи колодца Цаган-Цаб (разрезы 12, 13). 1 — туфы пелитовые, неизменные или слабо измененные; 2 — туфы алевритовые или псаммитовые, неизменные или слабо измененные; 3 — цеолитовый материал; 4 — глины или в сочетании с другими знаками — глинистый материал; 5 — алевриты и песчаники или в сочетании с другими знаками — алевритовый и песчаный материал из обломков кварца, полевых шпатов и очень редко пород; 6 — гравийный материал, гравелиты; 7 — конгло-

ванные и цеолитизированные; 12 — туфы алевритовые и псаммитовые, глинизированные и цеолитизированные; 13 — цеолитовые глины; 14 — цеолито-алевритовые (песчаные) глины; 15 — алеврито (песчано)-глинистые цеолититы; 16 — глинизированные и сильно цеолитизированные туфы, пелитовые (глинистые полевой шпат-кварцево-цеолитовые породы, образовавшиеся по туфам); 17 — кварцевые цеолиты, образовавшиеся по пелитовым туфам; 18 — цеолито-песчаные породы; 19 — глинисто-цеолитовые породы; 20 — алевритовые (песчаные) глинисто-цеолитовые породы; 21 — глинистые цеолито-песчаные породы; 22 — песчано-глинисто-цеолитовые породы; 23 — алевритовые (песчаные) глины; 24 — глинистые алевролиты (песчаники); 25 — известняково-туфовые породы; 26 — известняково-глинистые породы. Преобладание при переслаивании первичных генетических разновидностей пород: 27 — глины, 28 — туфов пелитовых, 29 — туфов алевритовых, 30 — туфов псаммитовых, 31 — туфо-песчаников, 32 — гравелитов и конгломератов, 33 — немасштабные линзы, прослои, пласты. Точки с цифрой слева у колонки — примерный уровень взятия и номер образцов пород, состав которых отражен соответствующими значками, показанными на том же уровне литологической колонки.

Слова „пелитовые”, „алевритовые”, „псаммитовые” и их сочетания указывают на структуру туфа, а не на примесь соответствующего материала, т.е. „туфы пелитовые” синоним туфов с пелитовой структурой, „туфы алевритовые” — „туфы с алевритовой структурой” и т.п.

Существенно меньшие скорости осадконакопления приводили к большей завершенности диагенетических процессов, что и явилось, по нашему мнению, основной причиной специфики состава породообразующих (легких) и аксессуарных (тяжелых) обломочных компонентов алеврито-песчаных пород верхнемеловых отложений по сравнению с более древними мезозойскими, на что обратили внимание уже давно (Сочава, 1975; Мироненко, 1986). При этом существенно, что в течение позднемеловой эпохи на всей территории южной части Монголии существовал достаточно однообразный аридный климат. Именно сочетание стабильности климатических обстановок и вялости тектонических движений и привело к единообразию состава и строения верхнемеловой осадочной толщи на громадной территории, что в какой-то мере нашло отражение на рис. 6.7.

Однообразие верхнемеловых отложений проявилось в постоянном преимущественном распространении красноцветных пород; в обычно резком преобладании среди глинистых минералов монтмориллонита; в большом содержании в алеврито-песчаном материале обломков полевых шпатов, обычно превосходящем содержание кварца, при практически полном отсутствии обломков кремнистых пород; очень большой роли эпидота среди тяжелых минералов (Мироненко, 1986).

Весьма показателен состав глинистых минералов. Существенно, что монтмориллонит присутствует во всех изученных образцах, составляя, как правило, основную часть глинистых минералов (до 85%), а иногда являясь единственным глинистым минералом. Часто среди глинистых минералов содержится примесь палыгорскита, что не отмечалось для более древних отложений. Присутствующая в породах гидрослюда иногда представлена разбухающей разновидностью с несовершенной структурой типа монтмориллонита.

Однако встречаются образцы, в которых есть монтмориллонит, переходящий в гидрослуду. Отмеченные в электронном микроскопе следы трансформации глинистых минералов, вероятно, указывают на то, что при диагенезе нередко существовали условия для возможности образования одного минерала по другому.

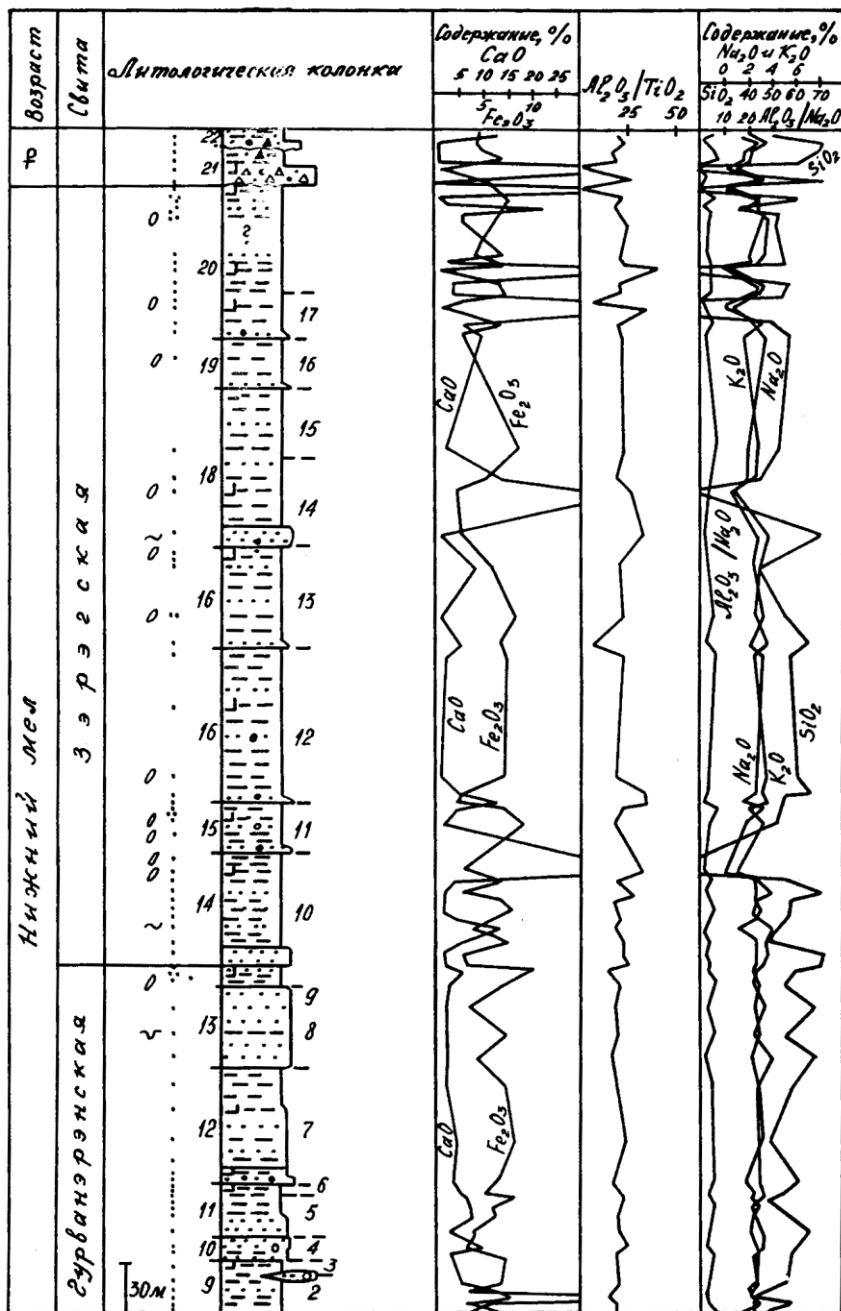


Рис. 6.6. Литологический разрез и геохимическая характеристика пород ранне-мелового возраста в районе сомона Дарби (разрезы 5, 6). Условные обозначения см. на рис. 6.2 и 6.5.

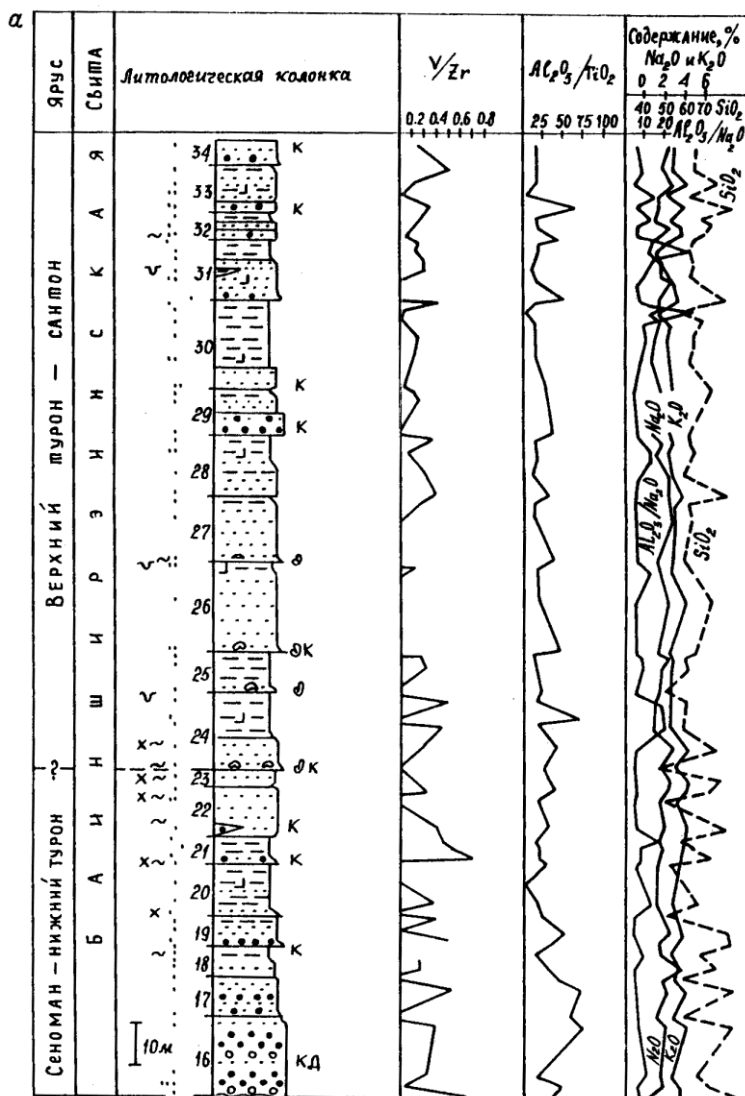


Рис. 6.7. Литологический разрез и геохимическая характеристика пород поздне мелового возраста. а — в районе хребта Хара-Хутул (разрез 34); б — в районе горы Онгон-Улан-Ула (разрез 33). Обозначения см. на рис. 6.2 и 6.5.

Состав глинистых минералов, особенно частое присутствие примеси палыгорскита, высокие содержания обломков полевых шпатов и эпидота однозначно свидетельствуют о щелочных обстановках формирования отложений и отчетливо аридном климате. Представляется несомненным, что аридность климата была большей, чем в раннемеловое время, и примерно такой же, как в позднем мелу в Ферганской впадине, т.е. экстрааридной.

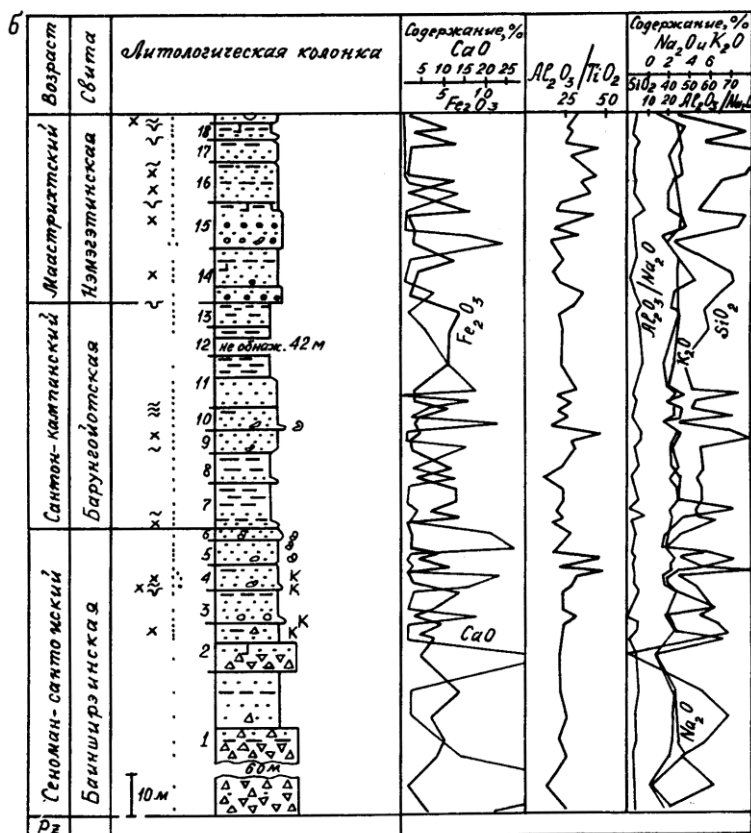


Рис. 6.7. (продолжение).

В пользу последнего говорит не только сходство особенностей упомянутого состава отложений, но и тождественность, согласно Г.Г. Мартинсону (1982), крупнораковинных пресноводных двустворчатых моллюсков.

Однако по различиям минерального состава глинистой составляющей в части изученных разрезов намечаются и некоторые изменения в минерализации озерных вод, возможно связанные с неоднородностью климата. Так, если сравнивать отложения баиширэнской свиты в Хара-Хутульском и Онгон-Улан-Улинском разрезах (рис. 6.7 а, б), то отсутствие в первом разрезе (Восточная Гоби) примеси палыгорскита, преимущественное распространение щелочноземельного, а не щелочного монтмориллонита, могут оцениваться как показатели меньшей минерализации вод в районе формирования слагающих его отложений. С этим хорошо согласуется то, что в Онгон-Улан-Улинском разрезе (Заалтайская Гоби) глины часто несколько засолены. Таким образом, для позднемелового времени, как и для юрского, иногда вырисовывается несколько большая аридность западных районов Монголии по сравнению с восточными, что соответствует представлениям В.М. Синицына (1966).

Чрезвычайно характерной особенностью рассматриваемых верхнемеловых отложений является широкое распространение в них своеобразных, крайне не-отсортированных, преимущественно песчаных пород с обилием сгустков и обломков-сгустков карбонатного и глинистого материала, которых иногда так много, что порода представляет собой псевдогравелит. Именно к таким породам в основном приурочиваются находки и крупнораковинных моллюсков и костные остатки (Верзилин, 1982 б, 1989). Для подстилающих отложений такие породы не характерны. Часто встречаются и разнообразные следы ползания донных животных, также практически не встречающихся в более древних из рассматриваемых отложений. Первая особенность свидетельствует о достаточно широко развитых процессах отложения части донного осадочного материала, чаще всего вследствие захвата его селе-мутьевыми потоками, вторая — о нередкой интенсивной заселенности донных осадков илоедными бесскелетными организмами и отсутствию в местах их обитания подвижной водной среды (Верзилин, 1982 а). Часто встречаются и разнообразные следы внедрений пластичного осадочного материала в подстилающие гидропластичные илы. Все эти особенности не только свидетельствуют об озерных обстановках осадконакопления, но и о нередком практически мгновенном привносе в зону осадконакопления сразу значительного количества осадочного материала, осуществлявшегося на фоне крайне медленного осадконакопления. Такой эпизодический привнос осадочного материала преимущественно селе-мутьевыми потоками и обычная хорошая аэрация придонных вод озера, благоприятствовавшая развитию донных организмов, были характерны лишь для позднемелового этапа, и вероятно, в основном вызывались ярко выраженным аридным климатом.

Таким образом, эволюция мезозойского литогенеза на территории южной половины Монголии обуславливалась сочетанием изменчивости напряженности и дифференцированности тектонических движений и климатическими изменениями. При этом общая направленность тектонических изменений происходила в сторону их затухания, но с яркой вспышкой в поздней юре, а климатических — в направлении усиления аридности, также с этапом некоторого ее повышения в конце юры. Характерно, что эти изменения происходили на общем фоне повышенной сейсмичности региона, что нашло отражение в широком развитии в рассматриваемых осадочных толщах следов подводного оползания осадков, внедрений, нептунических даек.

Остановимся на особенностях изменения во времени валового химического состава изученных отложений. Основные параметры представлены на рис. 6.2–6.7.

Из рис. 6.2–6.3 следует, что для юрского этапа было характерно формирование терригенных отложений, в общем мало геохимически дифференцированных. Это наиболее ярко проявилось в незначительных колебаниях содержания окислов калия и натрия и почти постоянном преобладании окиси натрия над окисью калия независимо от петрографической принадлежности породы. Мало меняется и значение отношения окиси алюминия к окиси натрия. Отмечается некоторая тенденция к увеличению отношения вверх по разрезу окиси алюминия к окиси титана, что может рассматриваться, согласно представлениям

Е.П. Акульшиной (Акульшина, 1985; Геология алмазоносных ..., 1986), как показатель увеличения щелочности среды формирования отложений. Более отчетливо проявляется тенденция уменьшения вверх по разрезу содержаний окислов железа, что хорошо коррелируется с возрастанием во времени аридности климата. Для верхней части разреза, формировавшейся в отчетливо выраженных аридных условиях, отмечаются меньшие, чем в нижней части толщи колебания содержаний кремнезема, отражающие как бы сближение валового химического состава алеврито-песчаных и глинистых пород.

Существенно, что для озерных отложений хамархубуринской свиты разреза 11, которые формировались в более гумидном климате, чем юрские отложения района сомона Дарби, еще более отчетливо проявляются повышенные содержания в породах железа. Наряду с этим характерно меньшее содержание окислов калия и натрия, более высокие значения отношения окиси алюминия к окиси натрия и пониженные отношения окиси алюминия к окиси титана. Сочетание указанных особенностей может рассматриваться как отражение в литогенезе ярко выраженного гумидного климата, который в более поздние этапы мезозоя в рассматриваемом нами регионе больше не проявлялся.

Нам представляются существенными особенности распределения натрия и калия. Повышенные содержания первого в низах разреза Дарби и преобладание его над калием по всему юрскому разрезу (рис. 6.3), вероятно, являются показателем мобилизации осадочного материала соответственно в основном или преимущественно в обстановке гумидного климата. Геохимия озерного литогенеза в данном случае как бы была зеркальным отражением химических процессов на водосборах при выветривании. Как известно, существуют представления (Акульшина, 1985; Геология алмазоносных ..., 1986), что отношение окиси калия к окиси натрия в глинистом веществе возрастает пропорционально интенсивности выветривания. Обратная закономерность, выявляемая в изученных отложениях, показывает, очевидно, что в данном случае определяющими геохимические особенности отложений были диагенетические процессы, а не процессы выветривания. Ранее такой вывод был сделан на основании изучения других объектов (Верзилин, 1975), а потому, вероятно, отражает достаточно распространенную особенность литогенеза.

Для мелового этапа литогенеза характерно общее более высокое содержание в отложениях калия, обычно близкое к содержанию натрия. Соответственно в породах то незначительно преобладает окись калия над окисью натрия, то отмечается обратное соотношение (см. рис. 6.4–6.7). Лишь для цеолитоносных отложений характерны значительно повышенные содержания окиси калия и обычно резкое преобладание ее над окисью натрия (Верзилин и др., 1991). Однако эта особенность вызвана не столько спецификой осадконакопления, сколько составом пирокластического материала.

Примечательно, что для байнширэнской свиты Хара-Хутульского разреза характерно почти постоянное существенное преобладание окиси калия над окисью натрия. При этом сходность конфигурации кривых содержаний между собой и прямая зависимость от содержания кремнезема, т.е. обломочной состав-

ляющей пород, указывают на связь их именно с обломочной частью. Это хорошо согласуется с высокими содержаниями обломков полевых шпатов, особенно калиевых, в алеврито-песчаном материале (Мироненко, 1986), а тем самым ярко выраженной аридностью климата. В отличие от этого разреза аридность климата, причем, как указывалась, вероятно, более высокая, в байнширэинское время в районе Онгон-Улан-Улы (Заалтайская Гоби) проявилась в резко повышенном содержании в ряде образцов окиси натрия, не связанной с обломочным материалом, а вследствие появления засоленности отложений (рис. 6.7 б).

Для верхнемеловых отложений по сравнению с юрскими и нижнемеловыми отмечается несколько большая химическая дифференцированность осадочного материала, проявляющаяся, в частности, нередко в повышенном содержании кремнезема (более 70%) в обломочных породах. Эта особенность, как и нередко мономинеральный состав глинистой и карбонатной составляющих, вероятно, в основном вызвана вялостью тектонических движений, обусловливавшей относительно медленную скорость мобилизации осадочного материала, возможность его многократного перетложения в процессе переноса, а главное — обычной завершенностью диагенетических преобразований.

В заключение следует подчеркнуть, что некоторые особенности изменений во времени химического состава пород не очень значительны. На этом основании можно сделать принципиально важный вывод, заключающийся в том, что на рассматриваемой территории Монголии в мезозое озерный литогенез осуществлялся по существу в геохимически почти закрытых, со слабым отрицательным геохимическим балансом седиментационных областях. Поэтому, несмотря на существенные изменения климатических и тектонических обстановок, валовой химический состав формировавшихся отложений мало менялся во времени. Напротив, их петрографический и минеральный состав достаточно чутко реагировал на эти изменения. Поэтому особенно большое значение как индикаторы обстановок седименто- и диагенеза имеют глинистые минералы и карбонатная составляющая пород.

7. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОЗЕР МОНГОЛИИ В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ*

7.1. ИСТОРИЯ ОЗЕР В ПАЛЕОГЕНЕ

Распространение палеогеновых и в первую очередь палеоценовых и эоценовых отложений обнаруживает тесную пространственную связь с площадями развития верхнемеловых отложений, ограниченных южными Гобийскими регионами Монголии. Интересующие нас озерные осадки палеогенового возраста чаще всего образуют небольшие по мощности (до 100 м) покровные образования, залегающие выше верхнемеловых отложений в центральных, наиболее глубоких частях депрессий, возникших в позднемеловое время. В совокупности те и другие формируют платформенный чехол Гобийской синеклизы (Шувалов, 1975 б; Девяткин, 1982).

Несколько иная картина распространения верхнепалеогеновых (олигоценых) отложений. Они наблюдаются не только в гобийских районах, где часто венчают разрез платформенного чехла, но и в некоторых крупных депрессиях Западной Монголии (Долина Озер и Котловина Больших Озер), заложившихся именно в палеогене как межгорные котловины между крупнейшими новейшими горными сооружениями Хангая и Алтая (Монгольского и Гобийского). Общая картина распространения палеогеновых озерных образований показана на рис. 7.1, однако она отражает лишь суммарную картину.



Рис. 7.1. Схема распространения озерных бассейнов Монголии в палеогене. Составили В.Ф. Шувалов и Е.В. Девяткин. Обозначения см. на рис. 5.2.

* В. Ф. Шувалов, Е. В. Девяткин

Ввиду этого мы постараемся осветить кратко развитие озер в палеоцене и эоцене, с одной стороны, и олигоцене — с другой, учитывая различия в характере самих бассейнов в эти эпохи и их несколько отличное площадное распространение.

Палеоценовые и эоценовые отложения обнаружены пока исключительно на юге страны. В настоящее время можно выделить следующие районы их распространения: 1) район сомона Булган (колодец Хашиату-Худук), 2) район родника Наран-Булак и урочища Цаган-Хушу (Нэмэгэтинская впадина), 3) район горы Хайчин-Ула (Бугинцавская впадина), 4) район к юго-востоку от Далан-Дзадгада (восточнее сомона Хурмэн). На рис. 7.1 им соответствуют крайние южные выходы палеогеновых озерных осадков. Кроме того, эоценовые отложения озерного генезиса известны из юго-восточной части Долины Озер (районы Холболджи-Нур и Мэнхэн-Тэг), юго-западнее Арвайхэра. В районе колодца Хашиату-Худук (северо-западнее г. Далан-Дзадгад) палеоценовые отложения представлены преимущественно красноцветными песчаниками, глинами озерного и делювиально-пролювиального генезиса, а также аллювиальными конгломератами (главным образом в основании разреза). Залегают они на красноцветных песчаниках барунгойотской свиты кампанского (верхний мел) возраста со значительным размывом и стратиграфическим несогласием. Эоценовые образования, перекрывающие палеоцен, сложены зелеными и бурыми глинами, песками и алевролитами преимущественно озерного генезиса с горизонтом покровных базальтов, имеющих К-Аг возраст 51 ± 3 млн лет (Жегалло, Шевырева, 1976; Девяткин, 1981). Выше залегают олигоценые отложения. В отмеченных разрезах доля озерных образований не превышает 25–30% от общей мощности отложений. Еще одно место развития нижнепалеогеновых, точнее палеоценовых отложений обнаружено нами к юго-западу от Далан-Дзадгада, близ горы Мандал-Толгой. Здесь они представлены оранжевыми желтовато-серыми, желтовато- и красновато-бурыми песчаниками, переслаивающимися с карбонатными глинами и гравелитами, перекрытыми местами покровными базальтами общей мощностью до 18–20 м. Абсолютный возраст базальтов 62 млн лет, т.е. отмеченные образования, вероятнее всего, относятся к раннему палеоцену.

Эоценовые отложения, помимо указанных мест, описаны также по северному борту Долины Озер Е.В. Девяткиным (1981). На левобережье р. Туйн близ Цаган-Хутэл, по его данным, они представлены желтовато-серыми, преимущественно песчано-глинистыми озерными и озерно-речными осадками общей мощностью до 40–50 м. Залегают они резко несогласно на палеозое и перекрываются гравийно-галечными отложениями олигоцена. Палеоценовые образования здесь отсутствуют.

На правом берегу р. Туйн эоцен представлен песчано-глинистыми породами (25–30 м) с преобладанием глин красно-бурого цвета в низах и серых песков и алевролитов в верхах разреза (Девяткин, 1981).

В центре Долины Озер, по данным Е.В. Девяткина (1981), эоценовые осадки залегают обычно под олигоценом и представлены (судя по материалам буре-

ния) озерными фациями — зелеными и бурыми глинами, алевролитами и мергелями с прослоями известняков. Мощность эоцена здесь возрастает до 80–100 м.

Почти повсеместно в описываемых отложениях Долины Озер (холболджиннурская свита) собраны ископаемые остатки млекопитающих средне-позднего эоцена (Девяткин, 1981), свидетельствующие о несколько более молодом их возрасте по сравнению с эоценом районов Хашиату-Худук, Наран-Булак, Цаган-Хушу и Далан-Дзадгада. В то же время разрезы эоцена Долины Озер и Хайчин-Улы близки по возрасту, судя по содержащейся в них ископаемой фауне (Решетов, 1979; Девяткин, 1981). В последнем районе присутствует и палеоцен, которого нет в Долине Озер.

Как мы уже отмечали выше, палеоценовые отложения развиты исключительно в южных частях Гоби и почти повсеместно наращивают здесь разрезы верхнего мела, однако в отличие от последнего их развитие ограничено лишь указанными районами, представляющими собой, по сути дела, наиболее прогнутые участки днищ наиболее глубоких позднемеловых впадин. Сокращению площадей седиментации в палеоцене способствовало как общее поднятие гобийских районов, начавшееся еще в конце позднего мела, так, видимо, и аридизация климата (Шувалов, 1985).

Указанная обстановка не могла способствовать широкому развитию озерных водоемов в Гоби в начале палеогена. В это время резко сократились их площади (по сравнению с поздним мелом), временами она способствовала их полному или почти полному исчезновению, о чем свидетельствует литологический состав отмеченных разрезов палеоцена. Разрезы палеоцена по генезису похожи на разрезы шарилинского (поздняя юра) и барунбаянского (конец апт-альба) времени; в последних преобладают отложения временных потоков (пролювиальные). Разница между ними (более тонкий состав палеоцена) объясняется главным образом, видимо, тектоническими причинами — отложения конца юры и апт-альба формировались в эпохи активизации, а палеоцена — в типичных платформенных условиях (Шувалов, 1975). В палеоцене в южных районах Гоби озера возникали на ограниченных площадях лишь в периоды относительного увлажнения климата, имели небольшие размеры, обладали местами повышенной соленостью и непостоянной береговой линией. В засушливые периоды озера либо сокращались до минимума (в Заалтайской Гоби), либо исчезали полностью (Южная Гоби, Уланнурская впадина).

В эоцене климат, судя по составу осадков, был несколько более влажным, чем в палеоцене, количество и размеры озер несколько увеличились как в районе палеоценовой седиментации, так и в ряде других депрессионных зон, в том числе и во вновь сформировавшихся (например, в Долине Озер). Наиболее значительные из них существовали в это время в районах Хайчин-Улы (Заалтайская Гоби) и на юго-востоке Долины Озер. Здесь они занимали относительно большие площади (до сотен квадратных километров в Долине Озер). В районах Южной Гоби и Уланнурской впадины размеры и количество озер не выросло, а местами даже несколько сократилось по сравнению с палеоценом, и характер их был близок к палеоценовым. В районе Долины Озер и Хайчин-

Улы озера помимо значительных размеров отличались длительным временем своего существования и значительно большими глубинами по сравнению с южногобийскими (районы Далан-Дзадгада, Булгана и др.). Об этом в первую очередь говорят тонкозернистый состав их осадков и мощности последних, достигающие 80–100 м. Озера были преимущественно пресноводными, о чем однозначно свидетельствуют ископаемые остатки (остракоды, рыбы и др.) обитавших в них животных. Окружавший озера рельеф был мало контрастным, преимущественно холмисто-равнинным и мелкосопочным.

Северные и западные регионы Монголии в палеоцене и эоцене оставались, как в позднем мелу, возвышенными территориями со слабо контрастным низкорным и равнинно-мелкосопочным рельефом (Шувалов, 1982; Девяткин, 1981), практически полностью лишены крупных впадин и озерных бассейнов.

В конце палеогена, в олигоцене, произошло определенное перераспределение поднятий и депрессий, особенно на западе Монголии. Усиливается дифференциация рельефа этой слабой контрастной области, и довольно четко обозначаются горные поднятия Хангая и Алтая. В то же время на юге Монголии, в Гоби осадконакопление происходило почти в тех же тектонических и климатических условиях, что на предыдущем этапе. Правда, следует отметить, что климат олигоцена, так же как и в эоцене, не был однородным. Более влажным он, несомненно, был в начале олигоцена, о чем свидетельствуют разрезы отложений этого времени в большинстве известных мест их развития.

В олигоцене осадконакопление было также главным образом в южной половине Монголии, однако оно отличалось в предалтайской и заалтайской частях страны. Олигоценовые отложения четко разделяются на нижнеолигоценовые и средне-верхнеолигоценовые. К нижнему олигоцену относится толща аллювиальных светло-желтых песков, гравийников и галечников с прослоями зеленоцветных и красноцветных озерных глин (эргилиндзоская свита и ее аналоги); в центральных частях впадин эти осадки сменяются озерными образованиями — зелеными глинами, алевритами, песками с прослоями мергелей. Наиболее широко эргилиндзоская свита и ее аналоги (Девяткин, 1981) распространены в Восточной Гоби к северу от сомона Хатан-Булаг, в Долине Озер и на южных склонах Хангая (районы рек Тацын, Туйн-Гол, Нарийн). Нижнеолигоценовые отложения обнажаются и вскрываются скважинами и северо-западнее — в Бэгрской, Шаргаингобийской, Дзэргэнской и некоторых других Предалтайских впадинах Западной Монголии. Мощности нижнеолигоценовых отложений достигают 80–100 м.

Во впадинах Заалтайской Гоби нижнеолигоценовые отложения распространены преимущественно вдоль южного склона Монгольского и Гобийского Алтая (Барунхурайская, Алакнурская, Цахирская и другие впадины) и представлены главным образом песками, гравелитами и конгломератами, местами с прослоями мергелистых глин. Мощности отложений достигают в районе Цахира 150–200 м (Шувалов, Решетов, 1974). Отложения преимущественно красноцветные и пестроцветные, аллювиально-пролювиальные.

Почти во всех указанных местах нижнеолигоценовые отложения сопровождаются средне-верхнеолигоценовыми. Однако местами последние развиты бо-

лее широко и особенно в Гоби нередко начинают разрез кайнозоя. Они установлены в Котловине Больших Озер, Предалтайских впадинах, Долине Озер, в Заалтайской, Южной и Восточной Гоби, в некоторых районах Восточной Монголии и Средней Гоби. В большинстве известных разрезов они сложены красноцветными глинами, алевролитами, песками, реже песчаниками, гравелитами. В бортовых частях впадин осадки представлены делювиально-пролювиальными образованиями, нередко с горизонтами ископаемых почв (Лискун, Бадамгарав, 1977). В центральных частях впадин они почти повсеместно сложены озерными песчанистыми глинами, алевролитами, нередко загипсованы. Так, например, в центре Шаргаингобийской впадины (на западе страны) отложения представлены красными тонкими параллельнослоистыми озерными глинами, чередующимися с песчаниками и мергелистыми конкрециями, общей мощностью 100–120 м.

По северному борту Долины Озер в отложениях средне-верхнего олигоцена часто присутствуют отдельные горизонты покровных базальтов с абсолютным возрастом от 24 до 32 млн. лет (Девяткин, 1981, 1982). Небольшие по мощности покровы базальтов иногда встречаются в подобных отложениях юго-восточнее Далан-Дзадгада и севернее хр. Арц-Богдо (Шувалов, Николаева, 1985).

Озерные такырные фации встречаются в разрезах краевых частей впадин Долины Озер, Котловины Больших Озер, Заалтайской, Южной и Восточной Гоби, в ряде Предалтайских впадин и на востоке Монголии. Заметим при этом, что на крайнем юге Монголии, в частности в Заалтайской Гоби, средне-верхнеолигоценовые отложения редко встречаются в центральных частях впадин, что может быть объяснено либо тем, что их там и не отлагалось вообще, либо, что, с нашей точки зрения, более вероятно, они там отлагались в озерных водоемах, но впоследствии как более тонкие осадки были удалены дефляцией. Известные мощности их обычно не превышают 100–150 м, чаще значительно меньше. Их возраст подтверждается не только указанными абсолютными датировками базальтов, но и многочисленными находками ископаемой фауны, преимущественно млекопитающих (Девяткин, 1981, и др.).

Анализ генетического состава осадков этого времени свидетельствует о том, что наиболее крупные озерные водоемы в среднем и верхнем олигоцене были приурочены к котловинам Западной Монголии (Котловина Больших Озер, Предалтайские впадины, Долина Озер). В Заалтайской Гоби небольшие озерные водоемы располагались в районах Алакнурской, Нэмэгэтинской и некоторых других впадин, близ сомона Баян-Далай и восточнее сомона Хурмэн. Подобные озера были на востоке Гоби, близ сомона Манлай, в Тамсагской котловине. Основное свое водное питание эти озера получали за счет речного стока из Хангая, Алтая и других горных районов Монголии.

О характере озер средне-позднеолигоценового времени в указанных районах страны и климате этого времени можно сказать следующее. Озерные бассейны второй половины олигоцена развивались в условиях теплого аридного климата, о чем свидетельствуют красноцветная (преимущественно) окраска тонких озерных фаций, нередкая гипсоносность отложений, а также степной и полупустынный характер ископаемой фауны в сопутствующих им делювиально-

пролювиальных образованиях краевых частей котловин и в самих озерных осадках. Вряд ли озерные водоемы отличались значительными глубинами, поскольку окружающий их рельеф был в основном слабо дифференцированным. В тех же местах, где он был достаточно контрастным (Бэгэрская впадина, район Цахира и др.), средне-верхние олигоценые отложения, как правило, озерных фаций в своих разрезах практически не содержат и представлены грубообломочными главным образом пролювиальными отложениями. Несомненно, береговая линия озер этого времени не была постоянной, особенно в краевых частях впадин, и сами озера сильно сокращались по площади в особо засушливые периоды. В краевых частях депрессий небольшие мелководные бассейны нередко полностью пересыхали вплоть до образования такыров. Такие моменты весьма характерны и для современных мелководных озер гобийской части Монголии, полностью пересыхающих в засушливые сезоны и годы. Судя по составу озерных и сопутствующих им пролювиально-аллювиальных отложений, их цвету и нередкой повышенной карбонатности можно предположить, что озера не были чисто пресноводными, а, напротив, отличались солонатоводностью и одновременно были обеднены водными организмами и растительностью. Характерно и почти полное отсутствие в них ископаемой ихтиофауны, говорящее об их слабой продуктивности.

По мнению Е.В. Девяткина (1982), в связи с усилившейся аридизацией климата, единая палеогидросеть Предалтайской зоны, существовавшая в раннем олигоцене, к концу его распалась. Лишь в наиболее крупных впадинах сохранились мелководные озера, пересыхавшие у берегов, превращаясь в такыры и солончаки. Не существовало, видимо, единой гидросети и в других указанных нами ранее районах юга Монголии.

Распаду единой гидросети помимо аридизации климата в конце олигодена, видимо, способствовало и дальнейшее выравнивание как областей сноса, так и аккумуляции в южной половине Монголии, особенно в Гоби, продолжавшегося на фоне общего поднятия последней.

Существенно иной характер развития озерных бассейнов Монголии наступает в эпоху новейшей активизации в неоген – четвертичное время.

7.2. ИСТОРИЯ ОЗЕР В НЕОГЕНЕ

Неогеновая история озер в Монголии может быть представлена несколько более полно, поскольку осадки этого времени местами сохранились значительно лучше палеогеновых и нередко там, где и в настоящее время присутствуют озерные водоемы, в частности в Котловине Больших Озер, Прихубсугулье, Долине Озер и некоторых других районах (рис. 7.2).

Наибольшим распространением неогеновые отложения пользуются в западных регионах страны, в первую очередь в Котловине Больших Озер (Убсунурская, Хиргиснурская, Харуснурская впадины), в Долине Озер, в Предалтайских впадинах (Дзэргэнская, Ихэснурская, Шаргаингобийская, Бэгэрская), а также в Барунхурайской и Алакнурской впадинах Заалтайской Гоби. Меньше

развиты они на крайнем востоке Монголии — в Тамсагской, Чойбалсанской и некоторых других впадинах, в районе базальтового плато Дариганга, а также на севере Монголии (Дархатская впадина), в Северной и Южной Гоби (Цахир, Цогт-Цэцэй и др.). Отдельные выходы неогеновых отложений известны в среднем течении Орхона, низовьях Толы и некоторых районах Хангая.



Рис. 7.2. Схема распространения озерных бассейнов на территории Монголии в неогене. Составили В.Ф. Шувалов, Е.В. Девяткин. Обозначения см. на рис. 5.2.

Как по характеру распространения, так и по другим признакам в составе неогена Монголии можно достаточно уверенно выделить миоценовые и плиоценовые образования, хотя в отдельных местах отмечается и их совместное развитие.

Миоценовые отложения, как правило, залегают с размывом на олигоценых красноцветах. Представлены они в основном озерно-аллювиальными песками, гравийниками в краевых частях впадин, сменяющимися к их центрам зеленовато-серыми глинами, алевролитами с горизонтами мергелей и известняков. Мощности их на западе Монголии варьируют от 150–200 м (в Хиргиснурской впадине) до 200–300 м (во впадинах Предалтайской зоны). На востоке Монголии мощности обычно не превышают 50–100 м (Тамсагская и другие впадины). В Долине Озер и некоторых других местах отмечается постепенная смена миоценовых отложений вышележащими плиоценовыми, о которых будет сказано ниже.

Состав и характер миоценовых отложений в Западной и Восточной Монголии свидетельствует об увеличении увлажненности климата в это время по сравнению с поздним олигоценом. Наиболее четко этот этап увлажнения выражен в северных районах Монголии, где в составе миоцена наблюдаются прослои лигнитизированных пород (Шарын-Гол) и древесина (Хиргис). На юге Монголии миоценовые отложения практически отсутствуют, а там, где есть (Цахир, Цогт-Цэцэй), они обычно представлены щебнисто-песчаниковыми субаэральными образованиями (Шувалов, Решетов, 1974 и др.).

Распространение миоценовых отложений в Котловине Больших Озер, Предалтайских впадинах и Долине Озер, их фациальный состав говорят о том, что в миоцене стала вновь возрождаться озерно-речная система, в значительной мере разрушенная в середине и конце олигоцена. По мнению Е.В. Девяткина (1982), общее направление стока, как и в раннем олигоцене, было на юго-восток. Не исключена в это время и связь Убсунурского и Хиригиснурского бассейнов.

Анализ пространственного распространения миоценовых отложений и их фациального состава указывает на широчайшее развитие крупных озерных бассейнов в Котловине Больших Озер, Предалтайской зоне и Долине Озер. Большинство из них располагалось в районах современных крупнейших озер Западной Монголии (Хиргис, Убсу, Хар, Хар-Ус, Ихэс, Бэгэр, Бон-Цаган, Орог, Улан и др.). Причем, как показывает распространение озерных отложений миоцена, озерные бассейны этого времени были значительно обширнее современных водоемов. Так, например, миоценовый озерный бассейн древнего Хиргиса простирался на север и северо-запад от современной береговой линии на десятки километров, вплоть до хр. Хан-Хухийн. Аналогичная картина наблюдалась и южнее, где, судя по распространению озерных фаций, существовал даже единый озерный водоем, охватывавший практически все крупные и мелкие озера современной Котловины Больших Озер и разделяющие их ныне равнинные пространства. Судя по реконструкциям, проведенным Е.В. Девяткиным (1982), такой же единый крупный озерный водоем имел место и в Долине Озер (от Бэгэрской впадины на северо-западе до оз. Тацын-Цаган на юго-востоке) протяженностью до 300 км и шириной до 40–50 км. Обширный озерный бассейн существовал и на крайнем востоке Монголии, в Тамсагской впадине и в районе современного оз. Буйр, но значительно крупнее последнего. Распространение этих и других водоемов показано на рис. 7.2. Основное питание этих озер осуществлялось, как и ныне, крупными реками, бравшими начало в соседних горных сооружениях Хангая (р. Тэс, Дзавхан и др.), Алтая (р. Ховд, Булган и др.), Хингана (р. Халхин) и Хэнтэя (р. Керулен и др.).

Судя по составу озерных осадочных толщ миоцена, озера Западной Монголии этого времени характеризовались местами значительными глубинами, которые поддерживались не только многоводностью впадающих рек, но и постоянным прогибанием днищ, вмещавших их котловины. Соленость их была невелика, некоторые озера, видимо, были проточными. Об этом, в частности, могут свидетельствовать остатки моллюсков (унионид) и рыб, встречающиеся в миоценовых отложениях района оз. Хиргис и других.

В Заалтайской Гоби и некоторых впадинах Южной и Средней Гоби в составе миоценовых отложений преобладают делювиально-пролювиальные и аллювиально-пролювиальные красноцветные и пестроцветные отложения. Озерные фации среди них крайне редки и маломощны. Кроме того, следует отметить, что в большинстве впадин Гоби осадки этого возраста отсутствуют вообще, что может быть объяснено либо их последующим выдуванием, либо, что более вероятно, они здесь и не накапливались в силу значительно более аридного климата, чем в западных, северных и крайних восточных регионах Монголии.

Среди отложений некоторых миоценовых внутригорных впадин Хангая, Хэнтэя и Прихубсугуля преобладают аллювиальные и делювиально-пролювиальные образования, как правило, небольшой (до 10–20 м) мощности, указывающие, что, по крайней мере, крупных озерных водоемов здесь не было в это время.

Плиоценовое время характеризовалось дальнейшим прогибанием впадин Западной и Восточной Монголии и усилением поднятий горных сооружений Алтая, Хангая и Хэнтэя. В крупных котловинах Западной Монголии (Котловина Больших Озер, Предалтайская зона впадин, Долина Озер) плиоценовые отложения развиты очень широко. По материалам Е.В. Девяткина (1981), они представлены преимущественно субаквальными-озерными и озерно-речными отложениями, состоящими главным образом из зеленовато-серых глин, гравийников, мергелей и песков мощностью до 150–200 м. В окраинных частях впадин отмечается их замещение субаэральными бурочувствительными глинами, песками, галечниками. Первый, озерный тип разреза выделен Е.В. Девяткиным в хиргиснурскую свиту, по названию одноименного озера, где эти отложения лучше всего изучены и включают в себя богатый комплекс ископаемой фауны. Отложения этой свиты широко распространены в Хиргиснурской, Харуснурской, Харнурской, Убсунурской впадинах, а также во впадинах Долины Озер. Озерный тип разреза имеет двучленное строение (пачки А и Б хиргиснурской свиты). Пачка А представлена песками и глинами озерного и озерно-аллювиального генезиса общей мощностью до 100 м. Пачка Б, залегающая на ней, сложена исключительно озерными алевритами, глинами и главным образом мергелями мощностью более 50 м. По данным Е.В. Девяткина, пачка Б знаменует собой уровень максимального развития озер в указанных районах Западной Монголии и наиболее насыщена ископаемой фауной (моллюски, остракоды, рыбы и др.). По наблюдениям В.Ф. Шувалова, гипсометрический уровень современного положения этих осадков (до 100 м и выше над современным уровнем воды в озерах Хиргис и Убсу) указывает на широчайшее развитие плиоценовых отложений хиргиснурской свиты за пределами современных озерных водоемов Котловины Больших Озер, нередко на удалении от берегов озер до 20–30 км и более. Как отмечает Е.В. Девяткин (1982), время формирования пачки Б хиргиснурской свиты было временем максимального увлажнения климата в плиоцене. Однако по его же данным, в более южных районах, в частности в Шаргаингобийской впадине, плиоценовых отложений нет, т.е. климат здесь был значительно более аридным. Не исключено, что климат по всей зоне Котловины Больших Озер был идентичным и, вероятнее всего, семиаридным; в северной ее части сильное обводнение связано было с крупными водными артериями (р. Ховд, Дзавхан, Хунгуй, Тэс), заканчивавшимися здесь, но бравшими, как и сейчас, начало в сильно увлажнявшихся (более современного) горах Хангая и Алтая. На аридность климата в зоне осадконакопления, с точки зрения В.Ф. Шувалова, может, в частности, указывать широкое развитие мергелей в пачке Б. Аналогичная картина была, видимо, и на востоке Монголии, в районе Тамсагской впадины, а также в Долине Озер.

В Долине Озер, судя по распространению плиоценовых отложений (Девяткин, 1981), озерный водоем охватывал площадь от оз. Бон-Цаган (на северо-западе) до оз. Тацын-Цаган (на юго-востоке). По составу озерные отложения здесь очень близки хиргиснурской свите; мощность их, по данным Е.В. Девяткина, достигает 100–120 м. По своему характеру бассейны Долины Озер были близки озерным водоемам Котловины Больших Озер и, видимо, развивались в аналогичных климатических условиях.

Значительные по размерам озерные бассейны в плиоцене существовали также на крайнем востоке и северо-востоке Монголии (Тамсагская и Торейская впадины) и в Прихубсугулье (Дархатская впадина). Однако из-за слабой изученности плиоцена о характере водоемов этих районов судить довольно трудно. Вероятнее всего, в силу значительной увлажненности озера здесь были пресноводными и проточными, как и в настоящее время Буйр и Дод-Цаган.

Что касается других районов распространения плиоценовых отложений (Барунхурайская впадина, Хангайские впадины, Дариганга и др.), то там в их составе преобладают аллювиальные и делювиально-пролювиальные образования.

Озерные фации в них редки и обычно маломощны (первые метры). Последние могут указывать лишь на эпизодичное возникновение небольших замкнутых водоемов в этих регионах, существовавших непродолжительное время. В большинстве гобийских впадин плиоценовые отложения вообще отсутствуют, свидетельствуя об аридности климата здесь и крайне слабом развитии речной сети в Гоби в это время, а возможно, и об ее почти полном отсутствии.

8. ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРНОГО ЛИТОГЕНЕЗА НА ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛИИ В КАЙНОЗОЕ*

Интересно проследить эволюцию озерного литогенеза на территории Монголии не только в мезозое, но и в кайнозое, чтобы составить представление об общей направленности процесса. К сожалению, собственными данными в объеме, сопоставимом с имеющимися по мезозойским отложениям, об озерном литогенезе в кайнозое мы не располагаем. Поэтому некоторые заключения придется сделать, основываясь на материалах, приводимых в обобщающей монографии И.Г. Лискун и Д. Бадамгарав (1977) с учетом новейших данных, приводимых Е.В. Девяткиным и В.Ф. Шуваловым (1990).

При оценке особенностей литогенеза в раннем кайнозое, прежде всего, надо учитывать, что в течение позднего мела – палеогена на территории Монголии существовал платформенный этап осадконакопления, формирование же неогеновых и четвертичных отложений происходило в этап новейшей активизации тектонических движений. В связи с этим можно было бы ожидать, что именно с рубежом палеогена и неогена должны быть связаны какие-то наиболее существенные изменения литогенеза. Однако оказывается, они приурочиваются к иному уровню — примерно к границе раннего и среднего олигоцена, т.е. к границе шандгольской и бэгрской свит с подстилающими их отложениями. При этом хэцуцавские слои, мощность которых не более 15 м, выступают как переходные образования, что четко видно на рис. 58 в работе И.Г. Лискун и Д. Бадамгарав (1977). Какие же особенности литогенеза могут быть отмечены для кайнозойского этапа, предшествующего указанному стратиграфическому уровню?

Прежде всего, необходимо подчеркнуть, что поздне меловой – палеогеновый платформенный этап осадконакопления на территории Монголии как бы разобщен длительным перерывом, охватывающим дат и ранний палеоцен (Девяткин, 1981; Девяткин, Шувалов, 1990). Причины его в достаточной мере не выяснены. Возможно, он часто и не столь продолжителен. Не исключено даже, что из этого стратиграфического интервала просто пока не обнаружены палеонтологические находки, дающие указание на возраст. В пользу такого предположения говорит неоднозначность в ряде разрезов проведения границы между меловыми и палеогеновыми отложениями и обычное отсутствие остатков ископаемых организмов в низах отложений, относимых к палеогену. Однако, как бы там ни было, в целом верхнемеловой и палеогеновый комплексы осадочных пород в существенной мере отличаются между собой. Нельзя обойти молчанием и весьма показательный палеонтологический факт — обилие в верхнемеловых отложениях остатков крупнораковинных озерных двустворчатых моллюсков и отсутствие их в палеогеновых свитах. Он также свидетельствует о каких-то кар-

* Н. Н. Верзилин

динальных изменениях в ландшафтах и осадконакоплении на территории Монголии на границе мезозоя и кайнозоя.

Одним из таких изменений было значительное уменьшение распространенности озерных осадков. Если в позднем мелу озерное осадконакопление являлось господствующим, судя по вошедшим в геологический разрез отложениям, то в кайнозое, согласно И.Г. Лискун и Д. Бадамгараву (1977), роль его резко сократилась, причем в эоплейстоцене (свита гошу) стала совсем незначительной. Отмечаются этапы и практически полного их исчезновения. Резко возросла роль аллювиальных, пролювиальных и делювиальных осадков. Иногда господствующее распространение приобретали озерно-аллювиальные, озерно-пролювиальные и другие смешанные обстановки.

Однако существенно, что большая часть литогенетических показателей, таких как состав глинистых минералов, состав обломочных компонентов (и прежде всего соотношение устойчивых и неустойчивых их разновидностей), роль карбонатной составляющей, обычно не имеют четкой, однозначной связи с преобладающим генетическим типом отложений. Эти показатели не обнаруживают и четкой связи с изменением характера тектонических движений. Активизация их часто отчетливо сказывалась на изменении гранулометрического состава пород, распространении перерывов, размывов, но не на указанных параметрах. Скорее всего, изменения последних в основном были связаны с климатическими причинами, как и отмечали И.Г. Лискун и Д. Бадамгарав (1977) и как следует из данных, приводимых ими на рис. 58. При этом существенно, что на протяжении всего кайнозоя на территории Монголии имел место аридный тип литогенеза, некоторые же изменения его во времени вызывались колебаниями увлажненности, которая была в различной мере, но постоянно несколько выше современной.

Перечислим основные изменения наиболее показательных известных сторон литогенеза. Для позднего палеоцена (а в свете ранее указанного предположения, возможно, вообще для палеоцена) характерен гидрослюдистый и монтмориллонитовый состав глинистых минералов с наличием иногда примеси каолинита. Примесь каолинита, не отмечавшаяся для верхнемеловых пород, и, напротив, отсутствие примеси палыгорскита, часто характерной для верхнемеловых образований, как и большая роль гидрослюды в палеоценовых отложениях, несомненно, указывают на увеличение увлажненности климата в начале палеогена. Присутствие примеси каолинита отмечается и в более молодых отложениях, вплоть до конца олигоцена (до свиты ло). При этом роль монтмориллонита снижается, он либо присутствует в качестве примеси, либо в некоторых горизонтах отсутствует вообще, в хубсугульской и эргилийндзойской свитах отмечается примесь или следы хлорита и смешанослойных глинистых минералов. Эти особенности также могут рассматриваться как признаки более значительной увлажненности климата, чем в позднем мелу¹.

¹ Эти выводы редколлегии кажутся сомнительными в свете всех имеющихся материалов по кайнозойю Монголии.

Очень показательным является то, что примерно до среднего олигоцена отмечается существенно пониженное среднее содержание в породах железа и повышенные количества устойчивых к выветриванию тяжелых минералов. В более же молодых отложениях и содержания железа значительно выше, хотя, в общем, и отвечают кларковым, и неустойчивые минералы постоянно резко преобладают над устойчивыми. Последняя черта очень четко выражена. Заметно возрастает и карбонатность отложений, особенно резко в средне-позднем олигоцене (шандгольская и бэгрская свиты) и в верхней части хиргиснурской свиты. Перечисленные особенности могут рассматриваться как отражение в литогенезе уменьшения увлажненности климата и (или) снижения температурных обстановок. И те и другие изменения должны понизить интенсивность процессов выветривания и привести к исчезновению каолинита, увеличению роли гидрослюды. Существенное же возрастание во время формирования отложений ошинской свиты распространенности монтмориллонита, скорее всего, отражало некоторое относительное потепление климата. Появление же в туйнгольской и свите гошу примеси каолинита при исчезновении или наличии лишь незначительной примеси монтмориллонита может быть отражением повышения увлажненности в конце плиоцена и эоплейстоцена.

С представлением о значительной, по существу определяющей, роли изменений увлажненности на процесс литогенеза на территории Монголии в кайнозое хорошо согласуются и данные о присутствии в отложениях сидерита и баритовых конкреций. Так, баритовые конкреции характерны лишь для хубсугульской и эргилийндзоской свит, т.е. отложений позднего эоцена – раннего олигоцена (согласно оценке возраста Е.В. Девяткиным и В.Ф. Шуваловым (1990)), а сидеритовые проявления для пачки Б эргилийндзоской свиты и хэцуцавского слоя. Эти показатели отражают повышение увлажненности климата. Напротив, присутствие в алтантээлинской свите примеси магнезиальных силикатов и нередко преобладание монтмориллонита над гидрослюдой могут рассматриваться как показатели усиления аридности во время образования соответствующих осадков (нижний – средний плиоцен).

Имеющийся обширный материал по химическому составу глинистой фракции (размером менее 0.001 мм (Лискун, Бадамгарав, 1977)) кайнозойских отложений Монголии указывает на общее однообразие и слабую изменчивость этой составляющей пород. Существенно, что и карбонатная составляющая отложений также очень постоянна — практически исключительно кальцитовая. Такое однообразие характерных компонентов осадков, вероятно, отражает общее относительное постоянство их валового химического состава. В таком случае можно полагать, что сделанный вывод о том, что мезозойский литогенез на территории Монголии происходил по существу в геохимически почти закрытых седиментационных областях (со слабым отрицательным геохимическим балансом) может быть распространен и на кайнозойский этап. При этом достаточно четко выступает относительно больший отрицательный геохимический баланс литогенеза до среднего олигоцена по сравнению с более молодым. Это особенно отчетливо проявляется в общем меньшем содержании в низах толщи кайнозой-

ских отложений соединений железа и карбонатной составляющей. Такая особенность континентальных отложений могла возникнуть лишь в результате относительно более интенсивного выноса рассматриваемых составляющих из областей осадконакопления в досреднеолигоценовый этап, чем в последующий. Отмеченная особенность, вероятно, отражает как уменьшение во времени увлажненности климата, так и общее понижение температурных условий.

Приведенные материалы позволяют сделать вывод, что в середине олигоцена произошли наиболее существенные изменения литогенеза на территории Монголии для всего мезо-кайнозойского интервала геологической истории. В юрско-раннемеловой этап изменения литогенеза иногда выступали как более резкие, более контрастные, будучи вызваны сменой типов климата. Однако интенсивность и характер их проявления нередко были различными и проявлялись неодновременно в тех или иных местах. Это особенно ярко выступает, если привлечь материалы не только по приводившимся опорным разрезам, но по более обширной площади (Шувалов, 1982). Особенно показательна изменчивость распространения во времени и по площади угленосности. Характерна нередкая тесная связь особенностей литогенеза с фаціальными обстановками осадконакопления. Она иногда достаточно отчетливо проявляется и в досреднеолигоценовых кайнозойских отложениях, но исключительно редко (пачка Б хиргиснурской свиты) в более молодых.

Для кайнозойских отложений моложе нижнеолигоценовых характерно, судя по материалам (Лискун, Бадамгарав, 1977), отчетливое однообразие литогенеза на всей территории Монголии и слабо проявляющаяся связь химико-минерального состава накопившихся осадков с фаціальными обстановками. Показательно, что, по данным Е.В. Девяткина и В.Ф. Шувалова (1990), отложения средне-позднего олигоцена наиболее широко распространены в южном секторе Монголии. Они представлены шандгольской свитой — своеобразным маркирующим „стратиграфическим репером”, состав отложений и окраска которого выдерживаются на огромных пространствах, хотя отложения и преимущественно субаэрального типа.

Причиной выявленных существенных и одновременно проявившихся на всей территории Монголии изменений литогенеза на границе раннего и среднего олигоцена нам представляются происшедшие в это время кардинальные изменения в глобальном термическом режиме и циркуляционных процессах в атмосфере. Как было показано В.М. Синицыным (1967) на основании обширных эмпирических данных, до раннего олигоцена включительно существовал относительно равномерный термический режим, который обуславливал вялость циркуляционных процессов в атмосфере. Последнее, в свою очередь, вызывало господство переноса влаги в атмосфере на незначительные расстояния. Такой характер влагопереноса, особенно при сочетании с высокими температурами, вызывавшими интенсивное испарение, должен был способствовать широкому распространению контрастных по влажности микроклиматических обстановок (Верзилин, 1982 б). Одновременно он повышал стабильность существования крупных внутриконтинентальных водоемов. В результате получается, что в этапы суще-

ствования относительно равномерного термического режима на Земле на континентах увлажненность могла очень сильно и резко изменяться. В этом, нам кажется, и заключается причина нередкого близкого расположения в мезозое на территории Монголии районов с угленакоплением и формированием отложений с признаками существования более или менее ярко выраженного аридного климата.

Со среднего олигоцена вследствие большей контрастности термического режима на поверхности Земли, а соответственно и более интенсивного дальнего влагопереноса в атмосфере, во внутриконтинентальных областях ярко выраженные изменения увлажненности в местах устойчивого осадконакопления, вероятно, почти перестали существовать. По крайней мере, следы их в среднеолигоценых-эоплейстоценовых отложениях Монголии пока не обнаружены. Общее увеличение со среднего олигоцена дальности влагопереноса, очевидно, привело и к уменьшению устойчивости крупных озерных водоемов в обстановках аридного климата. Именно этим, по-видимому, в основном следует объяснять то, что в Монголии мезозойский этап преимущественно озерного осадконакопления сменился этапом формирования сложного (но по химико-минеральному составу достаточно однородного) фациального комплекса из различных субэзральных, речных и озерных осадков, генетическая принадлежность которых не всегда однозначно выявляется из-за эфемерности и быстрой смены обстановок, в которых они отлагались.

9. ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ДРЕВНИХ ОЗЕР МОНГОЛИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЗМОВ*

При реконструкции озерных бассейнов Монголии наряду со структурно-геологическими, литолого-фациальными и геохимическими исследованиями большое значение имеет изучение ископаемых организмов. Комплексы фауны и флоры являются прекрасными индикаторами среды их обитания и характеризуют процессы, протекающие в водоемах, а также уточняют палеоэкологическую обстановку. Изучение остатков гидробионтов, обитавших в озерах, позволяет судить о длительности существования водоемов, изменениях гидрологического, гидробиологического, гидрохимического и термического режимов, об их палеобиоценозах и о факторах, которые оказывали на них наибольшее влияние.

В озерных отложениях Монголии встречаются многочисленные остатки двустворчатых и брюхоногих моллюсков, остракод, конхострак, насекомых, рыб, черепах, крокодилов, разнообразных динозавров. Растительность представлена отпечатками листьев, окаменелыми плодами и древесиной, спорами и пылью, харовыми и диатомовыми водорослями. Однако каждая из групп организмов характеризуется присущими только ей специфическими биологическими, экологическими и тафономическими особенностями, что обуславливает их разную значимость при палеоэкологических реконструкциях. Так, например, остатки конхострак, обладающих тонкой хитиновой раковиной, приурочены преимущественно к тонкозернистым (алевритовым и пелитовым) разностям, обычно с тонкой горизонтальной слоистостью, относящимся к осадкам спокойных зон мелководных лимнических бассейнов (Трусова, 1987). В аналогичных породах встречаются, как правило, и остатки насекомых, которые в грубых породах обычно не сохраняются. Наилучшей сохранностью их остатки отличаются в туффитах и диатомитах (Жерихин, 1987). Специфическими условиями захоронения характеризуются и остатки позвоночных (Несов, 1987), и поэтому их находки относительно редки. Из водных растений в озерных осадках сохраняются оогонии харовых водорослей, панцири диатомей, реже макрофиты. Но и они требуют определенных условий обитания и захоронения. Так, харовые обычно характерны для водоемов с жесткими водами, насыщенными карбонатом кальция, а в слабоминерализованных водах с низким значением pH они либо не произрастают, либо их обызвествленные оогонии растворяются в процессе диагенеза. Диатомей, обладающие кремневым панцирем, в отличие от харофитов испытывают потребность в растворенном в воде кремнии. Таким образом, перечисленные группы гидробионтов, несмотря на их, безусловно, важное палеоэкологическое значение, имеют ограниченное применение при палеолимнологических реконструкциях в силу их сравнительно редкой встречаемости или приуроченности к водоемам определенного типа.

* Г. Г. Мартинсон, И. Ю. Неуструева

Поэтому для реконструкции палеоэкологических условий наибольшее значение приобретают широко распространенные группы, обитающие в озерах различных типов и на разных грунтах, обладающие твердым скелетом, способствующим сохранению их остатков в отложениях длительное время, но при этом характеризующиеся определенной таксономической дифференциацией по отношению к тем или иным абиотическим и биологическим факторам. Среди лимнических гидробионтов к таким организмам относятся моллюски и остакоды, кальцитовые раковины которых наиболее часто встречаются в отложениях различных эпох. Изобилуют ими и континентальные толщи Монголии. Наиболее пышное развитие эта фауна получила в юрское и меловое время, что было связано с возникновением обширных и разнообразных водных систем почти на всей территории Монголии.

9.1. ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНИХ ОЗЕР ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МОЛЛЮСКОВ*

В мезозойских озерно-континентальных отложениях Монголии почти повсеместно встречается большое количество раковин двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Значительно менее они распространены в осадочных толщах кайнозоя.

Формирование и развитие пресноводной малакофауны на обширной территории Монголии тесно связано с эволюцией озерных систем, отражавшей изменения палеогеографических и палеоклиматических обстановок. Для выяснения палеоэкологических особенностей водных бассейнов прошлого большое значение имели исследования таксономического состава моллюсков, структур и биогеохимических свойств их раковин. Существенную роль играло также выяснение приуроченности обитания организмов к определенным фациальным условиям. Используя все данные по ископаемым моллюскам, можно довольно уверенно восстанавливать морфометрию озер, термический и гидрохимический режимы водоемов, их продуктивность и степень динамичности водных масс.

В течение мезозоя и кайнозоя озерные системы неоднократно менялись, одновременно менялся и состав водной биоты. Установлено, что в Монголии отмечается несколько этапов развития малакофауны, характеризующих юрские, меловые и кайнозойские континентальные бассейны.

Нижне-среднеюрская фауна почти полностью состоит из двустворчатых моллюсков, брюхоногие встречаются очень редко. Обычно они характерны для угленосных толщ, расположенных в обширных межгорных впадинах. В Монголии эта малакофауна известна в районах Хамар-Хубурин-Худук и горы Тушилгэ на юго-востоке, а также на северо-западе, в Котловине Больших Озер, районе горы Жаргалант, где раковины залегают в горизонтах, подстилающих или покрывающих угольные пласты. В виде примера мы приводим разрез в районе колдца Хамар-Хубурин-Худук (снизу вверх), в котором наглядно видно расположение слоев с фауной (Шувалов, 1980):

* Г. Г. Мартинсон

1. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с прослоями углистых аргиллитов, глинистых сланцев, бурых углей и мелкогалечных конгломератов. Мощность углистых прослоев не превышает 1 м 88 м
2. Конгломерат мелкогалечный, буровато-серый 14 м
3. Аргиллиты коричневатого-бурого и зеленовато-серого, переслаивающиеся с разнозернистыми песчаниками, бурыми углистыми глинами с отпечатками флоры 254 м
4. Песчаники разнозернистые, зеленовато-бурого и зеленовато-серого, с прослоями алевролитов, аргиллитов и единичными линзами мелкогалечных конгломератов 120 м
5. Песчаники зеленовато-серого и коричневатого-бурого, с прослоями аргиллитов, содержащие раковины *Tutuella* cf. *crassa* Rad., *T. sibirica* Leb., *Ferganoconcha* sp., *Pseudocardinia* sp. 15 м
6. Аргиллиты с прослоями бурых углей и песчаников. В аргиллитах обнаружены многочисленные раковины пресноводных моллюсков: *Pseudocardinia* cf. *jenisseinsis* Martins., *Ferganoconcha curta* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *F. subcentralis* Tschern., *Sibireconcha* sp. 30 м

Выше несогласно залегают красноцветные конгломераты шарилинской верхнеюрской свиты. Мощность среднеюрской хамархубуринской свиты составляет здесь около 700 м. Аналогичный состав фауны собран в среднеюрских отложениях горы Тушилгэ. В отложениях жаргалантской свиты на северо-западе Монголии комплекс моллюсков более разнообразен и состоит из *Ferganoconcha sibirica* Tschern., *F. elongata* Rag., *F. tomiensis* Rag., *F. minor* Martins., *F. subcentralis* Tschern., *Pseudocardinia longa* Kol. et Spassk., *P. sibirensis* Martins., *P. turfanensis* Martins., *Sibireconcha* cf. *lankoviensis* Leb., *Unio golovae* Leb., *U. porrectus* Sow., *U. cf. jenisseiensis* Martins.

Большинство среднеюрских пресноводных моллюсков сравнительно небольшого размера, их раковины имеют гладкую поверхность, лишены каких-либо скульптур, лишь кольца роста выделяются темными полосками. Раковины двустворчатых чрезвычайно тонкие и хрупкие, что весьма характерно для моллюсков пресных озер гумидной зоны с умеренной температурой. Отсутствие в озерных водоемах достаточного количества карбоната кальция, необходимого для строительства раковин, приводит к ослаблению их структур и тонкостенности.

Юрские двустворчатые предпочитали селиться на сравнительно небольших глубинах на песчано-илистых грунтах вне зон, покрытых водорослями. Этот комплекс типичен для обширных, но мелководных озер, со слабой циркуляцией вод и спокойным гидрологическим режимом. Они относятся к эвригалинным формам, обитающим в условиях широкого диапазона температур в мезотрофных водоемах. В литоральной зоне, зарастающей макрофитами, в местах скопления растительного детрита появляются небольшие гастроподы, преимущественно вивипариды, вальватида и битиниида, питающиеся растительной пищей. Мелководные озера временами зарастали и заболачивались, а накапливавшийся растительный материал на дне озера способствовал углеобразованию.

Смена состава малакофауны в позднеюрское и неокомское время указывает на усиление тектонических процессов, изменение ландшафтной и климатической обстановок и появление новых озерных бассейнов, в которых формируется иной комплекс моллюсков. Усиливается аридизация климата. В отложениях верхней юры встречаются лишь мелкие гастроподы *Probaicalia*, *Valvata* и

Bithynia, появляются двустворчатые рода *Arguniella*, наиболее широко развитые в более поздних неокомских толщах (Шувалов, 1987).

Обильная малакофауна средней юры полностью вымирает. Формирование нового комплекса моллюсков начинается в конце верхней юры и главным образом в начале раннего мела. Широкое распространение получили двустворчатые моллюски семейств Neomiodontidae, Pisidiidae, Corbiculidae, Limnocyrenidae и другие небольшие по размерам формы. Значительно реже встречаются представители сем. Unionidae. Раковины этих двустворок отличаются хорошо развитым известковым слоем и сравнительной толстостенностью, указывают на присутствие в озерной среде достаточного количества карбоната кальция. Все двустворчатые моллюски являлись фильтраторами, процеживающими планктон и различные органические вещества через свои жабры. Для своего нормального существования им требовались плотные грунты, прозрачность и хорошая аэрация вод. Гастроподы раннего мела представлены сравнительно крупными вивипаридами, вальватидами, битинидами и мелкими башенковидными пробайкалиями; появляются также легочные моллюски (Lymneidae, Planorbidae, Physidae), обитавшие в зарослях водных растений.

На основании палеобиогеохимических анализов раковин двустворчатых моллюсков Ч.М. Колесников (1982) пришел к выводу, что в неоме лимнические бассейны существовали в условиях гумидного субтропического климата со среднегодовыми температурами воды в пределах 17–20°C. В этот период преобладали водоемы со слабой минерализацией вод от 0.2 до 1.2‰ т.е. нормально пресные, гидрокарбонатно-кальциевого типа. В различных районах Монголии в это время существовали озера с разнообразным режимом: олиготрофные, мезотрофные и гипотрофные. Некоторые водоемы испытывали влияние вулканической деятельности, продукты которой образовывали на дне туфоглины и туфопесчаники, с многочисленными скоплениями органических остатков. Такие отложения характерны для юго-восточных и центральных районов Монголии, особенно на месторождениях Сайхан-Обо, Тушилгэ, Эрдени-Ула и других. Очень богат фауной разрез на юге от Цаган-Субурги (Восточная Гоби), который, по данным В.Ф. Шувалова (1980), содержит следующие горизонты (снизу вверх):

1. Песчаник разнотерный, зеленовато-серый, с прослоями мергеля и конгломератов 57 м
2. Карбонатные сланцы с прослоями песчаника и аргиллита зеленовато-серого и буровато-серого цвета, содержащие остатки моллюсков *Arguniella* sp., *Limnocyrena* sp., *Probaicalia vitimensis* Martins. 76.5 м
3. Туфы окремненные, слоистые, желтовато-серые и зеленовато-серые, с прослоями песчаников, глинистых сланцев, алевролитов, известняков с раковинами *Arguniella* sp. 80 м
4. Глинистые сланцы зеленовато-серые и буровато-серые, ритмично переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, с фауной *Arguniella ovalis* Kol., *Limnocyrena wangshihensis* Grab., *Bithynia leachioides* Martins., *Probaicalia vitimensis* Martins. 65 м

5. Туфы зеленовато-серые и розовато-коричневые, с остатками моллюсков *Unio elongata* Martins., *Lamproscapha murtoica* Martins. 10 м
6. Песчаники, аргиллиты, туфы и мергели зеленовато-серого и кремового цвета. В средней части пачки раковины моллюсков *Arguniella ovalis* Kol., *A. elongata* Martins., *A. quadrata* Martins. 287 м
7. Туфы зеленовато-серые, с прослоями серого мергеля с раковинами моллюсков *Arguniella ovalis* Kol., *Probaicalia vitimensis* Martins. 90 м

Как видно из этого разреза, моллюски существовали в течение периода осадконакопления в данном водном бассейне в этом районе. Для готеривбаррема очень характерны образования тонких листоватых битуминозных сланцев, распространенных в юго-восточных, северо-восточных и центральных районах Монголии. Эти сланцы представляют собой частое чередование плотных глинисто-мергелистых горизонтов и тонких слоев глин, содержащих черный органический материал. Различные горизонты этих ритмично построенных сланцев содержат характерные фаунистические комплексы. Так, например, в горизонтах, сложенных органическими илами, встречаются почти исключительно раковины мелких гастропод *Probaicalia*, *Bithynia* и *Viviparus*. Данные брюхоногие, являясь активными животными суши, заползали в илистые массы, питаясь растительными остатками. Для горизонтов же глинисто-мергелистых пород типичны двустворки *Corbiculidae*, *Limnocyrenidae*, *Sphaeriidae*. Смена фауны свидетельствует о неустойчивости гидрологического режима и изменении палеоэкологической обстановки в озерах, ядро раннемеловой малакофауны обитало в озерах олиготрофного и мезотрофного типа в условиях гумидного и временами субаридного климата.

Во второй половине раннемелового периода, в апт-альбе в Монголии моллюски обитали в водоемах различного типа. Часть из них являлась унаследованными формами из неокомских озер, сохранились те же роды, но изменился их видовой состав. Отмечается большое влияние восточных форм, проникших из водоемов Приморья. Одновременно в Гобийских районах в альбское время формируется новый весьма своеобразный комплекс двустворчатых, отличавшихся крупными размерами, массивностью раковин с сильно развитой скульптурой. Аналогичная фауна известна из Китая, Лаоса, Тайланда, Казахстана и Средней Азии. Большинство ее относится к надсемейству *Trigonioidoidea*, включающее семейства *Pseudohyriidae* и *Sainshandiidae*. В более низких горизонтах глин и алевроитов встречаются раковины *Protelliptio* из сем. *Lampsilidae* совместно с новыми видами пизидиид и корбикулид. Из гастропод типичны для этих озер виды родов *Campeloma*, *Lioplax*, *Micromelania*. Этот своеобразный малакологический комплекс альбского возраста мог обитать только в обширных внутренних бассейнах, возможно связанных с заливами и лиманами восточных морей. Такие толстостенные и ребристые раковины могли принадлежать к крупным моллюскам, не способным существовать в мелких водоемах и реках. Минерализация вод в этих бассейнах была повышенной. По данным Ч.М. Колесникова (1982), проводившего палеобиогеохимические анализы раковин сайншандий, солевой состав озерных

вод доходил до 6.1–9.7‰, и по своему химическому составу они относились к хлоридно-сульфатно-натриевым группам. Климат в южной части Монголии в то время был аридным, а среднегодовая температура лимнических вод достигала 21.6–22.7°C. Массивные двустворчатые предпочитали плотные песчаные грунты, так как в вязких илах они благодаря своей тяжести погружались бы и не могли нормально фильтровать водную массу. Они обитали в условиях средних глубин и часто вымывались во время штормовой погоды на побережье.

Этот своеобразный комплекс был обнаружен и Юго-Восточной Гоби, в районе горы Тушилгэ и на юго-западе Монголии в предгорьях Онгон-Улан-Улы и Души-Улы; здесь наиболее характерными являлись *Sainshandia tushlegica* Martins., *S. dushiulensis* Martins., *S. mongolica* Martins. et Kolest., *Pseudohyria sculpturata* Martins., *Plicatella transaltaica* Martins. Из гастропод присутствовали *Campeloma yi-shiensis* Crab., *Juga mongolica* Martins., *Juga gobiensis* Martins., *Micromelania* sp.

В некоторых дельтовых частях лимнических бассейнов, в районе колодца Хурен-Дух, был встречен реофильный комплекс моллюсков, состоявший из *Cuneopsis lanceolata* Martins., *Margaritanopsis tushilgensis* Martins., *Rectidens mongolensis* Martins., раковины которых отличались сильной вытянутостью форм. Такая удлиненность раковин связана с необходимостью закрепляться на дне, чтобы противостоять динамичному течению. В типично озерных условиях такие удлиненные раковины у моллюсков редко встречаются.

Возникшие крупные внутренние бассейны на юге Монголии и в Северо-Восточном Китае в дальнейшем значительно расширяются, об этом свидетельствуют не только мощные осадочные красноцветные и пестроцветные толщи, но и широкое распространение двустворчатых надсемейства Trigonioidea. В турон-сантоне особое развитие получили разнообразные виды *Sainshandia*: *S. unegetensis* Martins. et Kol., *S. bainshiensis* Martins., *S. robusta* Martins.; появляется огромное количество новых видов рода *Pseudohyria*: *P. tuberculata* Martins., *P. turischewi* Martins., *P. hongilica* Barsb., *P. marginodentata* Barsb., *P. arida* Barsb., *P. radiata* Martins., *P. janshini* Martins., *P. cardiiformis* Martins., *P. sp.* Среди новых родов следует отметить появление *Plicatotrigonioides* и *Gobiola*, отличающихся своими крупными пликативными ребрами. В это время в бассейнах совершенно исчезают многочисленные мелкие формы сфериид, корбикулид и лимноциренид, а также гастропод. Такая особенность в формировании комплексов малокофауны связана, видимо, с тем, что существующие водоемы отличались сильной динамикой водных масс, более открытым побережьем и повышенной соленостью вод. По палеобиогеохимическим анализам раковин моллюсков этого времени Ч.М. Колесников (1982) установил, что среднегодовая температура вод достигала 21.8–23.5°C. Климат продолжал оставаться аридным, приближаясь уже к тропическому, а по химическому составу воды бассейны относятся к хлоридно-натриевому типу.

К концу позднего мела (маастрихт) на территории Южной Монголии продолжал господствовать тропический климат, среднегодовая температура озерных вод несколько повышается и колеблется в пределах от 23.0 до 24.8°C. Снижается степень минерализации вод до 9.8‰. Меняется и комплекс малакофауны:

исчезают двустворчатые *Sainshandia*, *Plicatotrionioides* и *Gobiola*; *Pseudohyria* представлены новыми видами, в том числе *P. debelicostata* Barsb., *P. bugincabica* Martins., *P. autochtona* Barsb., *P. multicostata* Martins. Одновременно возникает новый род *Buginella*, отнесенный также к надсемейству Trionioidoidea с четырьмя видами. Впервые в поздне меловых отложениях найдены гастроподы с массивными левозакрученными раковинами *Mesolanistes*, а также несколько видов небольших *Hydrobia* и *Benedictia*.

Установлено, что поздне меловые отложения отличаются ритмичностью в осадконакоплении. По данным Н.Н. Верзилина (1980 б), в основании ритма обычно залегает пласт псевдогравелитов или разнозернистых песчаников. В них присутствуют многочисленные остатки раковин крупных тригиониоидид. Мощность этих горизонтов около 1 м.

Выше залегает основная часть ритма, превышающая 10 и более м мощности, сложенная мелкозернистыми хорошо отсортированными песчаниками, переходящими в алевриты. В них встречаются отдельные разрозненные створки моллюсков. Затем снова появляются горизонты грубого материала с большим количеством раковин моллюсков.

В грубых псевдогравелитах и песчаниках раковины двустворок встречаются сомкнутыми, что свидетельствует о прижизненном их захоронении. Местами массовое скопление раковин приводит к образованию „ракушковых мостовых”, которые возникают в результате сильных мутьевых и селевых потоков, покрывающих погибших моллюсков. Раковины двустворок, обнаруженные в основной части ритма, обычно встречаются раскрытыми и сильно поврежденными. Известно, что при захоронении погибших моллюсков в условиях медленного процесса седиментации мускулы-замыкатели в раковинах быстро разрушаются агрессивным воздействием окружающей среды, в результате чего створки раскрываются. Таким образом, особенности захоронения раковин двустворчатых моллюсков свидетельствуют о характере водоемов и интенсивности процесса седиментации.

Ритмичность осадконакопления поздне меловых толщ можно прекрасно проследить во всех разрезах Южной и Юго-Восточной Гоби.

В самом конце мела, на границе с палеогеном, наблюдается полное вымирание моллюсков надсемейства Trionioidoidea и гастропод рода *Mesolanistes*, что, по-видимому, связано с исчезновением крупных внутренних бассейнов с повышенной соленостью вод и сменой климатической обстановки.

Значительно сложнее восстанавливать по ископаемым моллюскам экологическую обстановку в кайнозойских озерах, так как в осадочных толщах этого времени их раковины очень редко сохраняются. Несмотря на широкое развитие палеоген-неогеновых отложений в западной, центральной и юго-восточной Монголии, только в отложениях плиоценового возраста в Котловине Больших Озер, в 3 км западнее родника Мугу-Булак найден богатый комплекс двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Эта осадочная толща делится на две разнофациальные пачки (А и Б). Нижняя пачка А представлена чередующимися ярко-бурыми, местами косо-слоистыми песчаниками, алевритами и карбонатными горизонтально-слоистыми

глинами, переходящими в рыхлые зеленовато-серые мергели. В этой пачке найдены крупные раковины разнообразных видов *Margaritifera*, *Cuneopsis*, *Cuneunio*, *Lanceolaria*, *Sibirunio*, *Nodularia*, описанных А.Л. Чепалыгой (Девяткин и др., 1971).

Верхняя пачка Б состоит из светло-серых и зеленоватых мергелей и глин, с прослоями алевритов и песков, в которых найдено много раковин мелких гастропод, представленных *Limnaea*, *Planorbis*, *Planorbarius*, *Gyraulus*, *Valvata* и отдельных двустворчатых родов *Pisidium* и *Sphaerium*.

Систематический состав фауны и экологическая приуроченность пачек А и Б резко различны. В пачке А встречаются обитатели текущих и подвижных вод. Эта фауна, состоящая из унионид и маргаританид, свидетельствует о существовании многоводного крупного водоема с чистой, хорошо аэрированной водой и обилием пищи. Никаких признаков засоления этого бассейна не отмечается, можно предположить, что это был проточный водоем с интенсивным водообменом. Верхняя пачка Б, лишенная комплекса унионид, представлена обитателями стоячих вод — стагнофилами. Такой состав фауны характеризует небольшое мелководное озеро. Смена фауны указывает на сокращение озерного бассейна, постепенно заболачивавшегося.

В континентальных отложениях палеогена и раннего неогена найдены лишь наземные гастроподы. Они описаны В.А. Присяжнюком (Присяжнюк и др., 1975) из шандгольской свиты в районе Дзун-Шара-Ула. Данная наземная фауна представлена своеобразными видами семейства Pupillidae и Valloniidae, обитавшими в прибрежных зонах озера и снесенными с берега временными потоками. Их нахождение свидетельствует о значительном сокращении водных бассейнов палеогенового времени.

9.2. ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНИХ ОЗЕР ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОСТРАКОД*

Широкий экологический диапазон и таксономическая дифференциация по отношению к определенным факторам среды обитания позволяют успешно использовать остракод для палеолимнологических и палеоэкологических реконструкций. Методика палеоэкологических исследований применительно к остракодам основана на комплексном изучении их захоронений — состава ориктоценозов (включая количественное соотношение представителей различных систематических групп), характера сохранности их раковин, а также вещественного состава и текстурных особенностей вмещающих пород (Неуструева, 1975, 1981). Материалом для исследования послужили коллекции остракод, собранные в течение многих лет сотрудниками Совместных Советско-Монгольских геологической и палеонтологической экспедиций. В результате этих исследований остатками остракод охарактеризованы все стратиграфические подразделения от средней юры до палеогена включительно на большей части территории Монголии

* И. Ю. Неуструева, Ё. Ханд

(рис. 9.1). Однако распределены они по разрезам и по площади неравномерно, что обусловлено распространением озерных фаций, а также палеоэкологическими особенностями древних водоемов, в большей или меньшей степени благоприятными для обитания остракод.

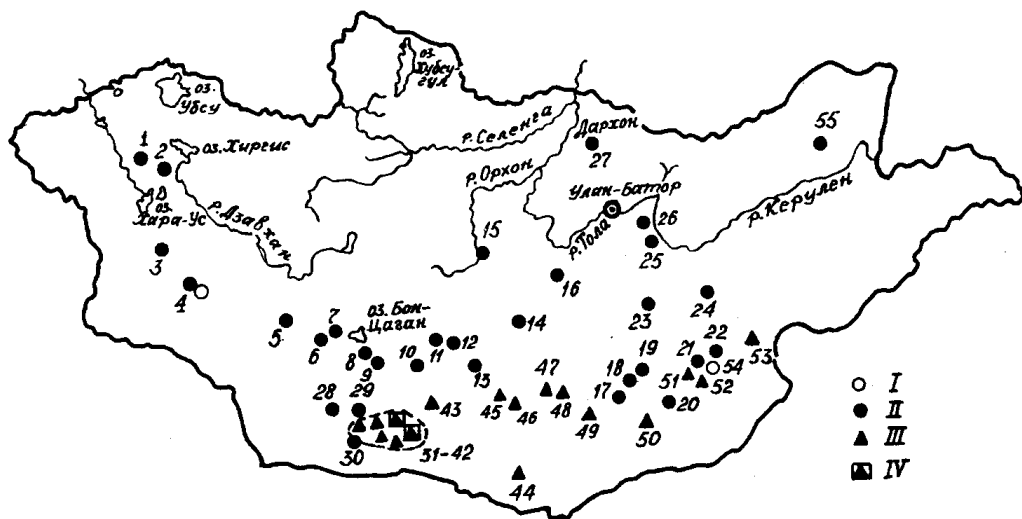


Рис. 9.1. Схема расположения местонахождений юрских, меловых и палеогеновых остракод.

I — юрские остракоды; *II* — раннемеловые остракоды; *III* — позднемеловые остракоды; *IV* — палеогеновые остракоды. Арабские цифры на схеме — местонахождение остракод: 1 — Сужийн-Нуру, 2 — Бумийн-Хара-Ула, 3 — Ацын-Сайр, 4 — Гурван-Эрэн, 5 — Бэгэр, 6 — гора Зап. Эрдэни-Ула, 7 — Джиргалантуин-Гол, 8 — Бон-Цаган, 9 — Холботу-Гол, 10 — Ихэ-Богдо, 11 — Буйлясугуин-Худук, 12 — Анда-Худук, 13 — гора Вост. Эрдэни-Ула, 14 — Зара-Ула, 15 — Шанх-Сомон, 16 — Унжул, 17 — Манлай, 18 — Модон-Усу, 19 — Шинхудук, гора Хухтык, 20 — Цаган-Субурга, 21 — Цаган-Цав, 22 — гора Тушильгэ, 23 — Хурэн-Дух, 24 — Барун-Мандал-Обо, 25–26 — Нилгинская впадина, Баганур, 27 — Шараин-Гол, 28 — Эдрэнгийн-Нуру, 29 — гора Души-Ула, 30 — гора Онгон-Улан-Ула, 31 — Ногон-Цав, 32 — Ингени-Цав, 33 — Ингэни-Хобур, 34 — Бамбу-Худук, 35 — Бугин-Цав, 36 — Гурилин-Цав, 37 — Цаган-Хушу, Наран-Булак, Алтан-Ула, Агуй-Дац-Булак, 38 — Нэмэгэту, 39 — Улан-Булак, 40 — Улан-Хушу, 41 — Хэрмин-Цав, 42 — высота 909, 43 — Улан-Цав-Ула, 44 — Цаган-Хайрхан-Ула, 45 — Тугригин-Ширэ, 46 — Баян-Дзак, 47 — Дзун-Баян, Барун-Баян, 48 — Цогт-Обо, 49 — Цогт-Цэцэй, 50 — Байшин-Цав, 51 — Хара-Хутул, 52 — Хонгил-Цав, 53 — Бага-Тарачи, 54 — Хамар-Хубурин-Худук, 55 — Ихэ-Дзосу.

За основу расчленения верхнемезозойских отложений Монголии в данной работе принята стратиграфическая схема, опубликованная В.Ф. Шуваловым (1982), в которой сведены материалы как самого автора, так и предшествующих исследователей.

Остракоды средней юры обнаружены в верхней части хамархубуринской свиты в Восточной Гоби в районе колодца Хамар-Хубурин-Худук, где они пред-

ставлены видами *Darwinula sarytirmensis* Sharapova, *D. dubia* Zhong, *D. guanguanensis* Но (Неуструева, 1974). Современные представители рода *Darwinula* являются обитателями илистых биотопов средних глубин (обычно до 10 м) пресноводных озер. Судя по характеру захоронений и вмещающим породам, и в средней юре они обитали в сходных биотопах. Вместе с тем следует подчеркнуть крайне редкую встречаемость остатков остракод в среднеюрских отложениях, низкую степень их таксономического разнообразия и плохую сохранность (обычно в виде ядер, лишенных кальциевого слоя). Эти особенности свидетельствуют о неблагоприятных условиях для обитания остракод в озерах средней юры, которые были вызваны недостатком растворенных в воде минеральных солей, в первую очередь карбоната кальция, низким уровнем трофии и, вероятно, кислой реакцией среды вследствие связи озер с болотными водами. По уровню трофии они приближались к современным дистрофным озерам, но вместе с тем несколько отличались от них. Мезозойские озера такого типа были названы „гипотрофными” (Жерихин, Калугина, 1985).

К концу средней – началу поздней юры климат на большей части территории Монголии становится более аридным (Шувалов, 1982). Оживление тектонической деятельности не способствовало распространению озерных систем; среди осадочных толщ преобладают аллювиальные и пролювиальные грубообломочные отложения, остатки фауны в которых встречаются крайне редко. Так, остатки остракод этого возраста были обнаружены лишь в дарбийской свите Западной Монголии на северо-восточном склоне хр. Гурван-Эрэн к югу от пос. Дарби. Они приурочены к линзовидному прослою мергелей среди бурых алевролитов, представляющих собой, по-видимому, отложения мелководного озера, расположенного в поясе предгорных конусов выноса.

Остракоды представлены мелкими раковинами и отдельными створками, заполненными кальцитом или вмещающей породой, и принадлежат преимущественно роду *Timiriasevia*, реже *Darwinula*. Судя по редкости находок и относительной бедности таксономического состава остракод, условия для их развития также не были благоприятными. По-видимому, это выразилось в нестабильности озерного режима в условиях оживления тектонических процессов. Интересно отметить, что близкий к рассматриваемому систематический состав остракод — доминирует тимириазевый — отмечается в сходной палеогеографической обстановке в поздней юре (гал-гатайском горизонте) Западного Забайкалья (Скобло, Лямина, 1980). Озерный водоем, в котором обитали остракоды в дарбийское время, судя по бедности органическими остатками, можно отнести к олиготрофному.

В шарилинское время озерные бассейны также имели весьма ограниченное распространение, о чем свидетельствует преимущественно грубообломочный состав одноименной свиты. Соответственно сравнительно редки и находки остракод. В частности, они были обнаружены В.Ф. Шуваловым в Гобийском Алтае в районе Холботу-Сайра и к северу от хр. Таряту-Ула. Остракоды в указанных местонахождениях представлены видами *Cypridea valdensis praecursor* Oertli, *C. granulosa mongolica* Neustr., *C. sharilinskiensis* Neustr., *Lycoptero-cypris infantilis*

Lub., *L. (?) multifera* Lub., *Theriosynoecum kholbotense* Neustr. (Неуструева, 1974, 1977). На западе Монголии на юго-западном склоне хр. Гурван-Эрэн в разновозрастных отложениях (в ихэснурской свите) в прослое красноцветного алевролита среди толщи конгломератов обнаружены остракоды *Mongolianella martini* Neustr., *Daurina* sp., *Lycopterozypis* sp., относящиеся к подотряду Cypridocorina. Как видно из приведенных списков, таксономический состав остракод шарилинского горизонта коренным образом отличается от ассоциаций остракод из нижележащих отложений на уровне не только родов, но и подотрядов. Эти различия обусловлены существенной сменой климатических и ландшафтных условий, в результате которых получили распространение озерные бассейны нового типа, отличавшиеся от предыдущих более высоким уровнем минерализации и трофии. Об этом свидетельствует наличие в составе ориктоценозов не только остракод, но и моллюсков и харофитов, которые, как правило, обитают в жестких водах, насыщенных карбонатом кальция.

Наиболее богатые комплексы остракод характеризуют озерные осадки неокома (цаганцабский и шинхудукский горизонты). В это время в составе остракод в целом насчитывается более ста видов, принадлежащих 30 родам, причем подавляющее большинство из них относится к подотряду Cypridocorina (рис. 9.2). Столь высокая степень разнообразия остракод отражает многообразие типов озер, существовавших на территории Монголии в неокоме. Так, на западе Монголии в районе хр. Гурван-Эрэн в это время существовал обширный слабо минерализованный относительно глубоководный олиготрофный водоем, в котором обитали редкие виды родов *Mongolianella*, *Daurina*, *Lycopterozypis* (Неуструева, 1982).

В центральной Монголии в районе оз. Бон-Цаган в цаганцабское время, судя по обилию и разнообразию остракод, представленных видами *Cypridea valdensis mongolica* Neustr., *C. ex. gr. priva* Lub., *C. cf. unicastata* Gal., *C. extenda* Hou., *Lycopterozypis infantilis* Lub., *L. ex. gr. debilis* Lub., *Theriosynoecum kholbotense* Neustr., *Darinula* aff. *leguminella* (Forbes), существовал сравнительно мелководный, насыщенный карбонатом кальция бассейн, со щелочной реакцией среды, по уровню трофии, сравнимый с современными мезотрофными озерами. Этот вывод подтверждается как составом вмещающих пород (известняки), так и присутствием среди органических остатков других групп фауны и флоры — двустворчатых и брюхоногих моллюсков, насекомых, рыб и оогоний харовых водорослей (Неуструева, 1977). Этот бассейн, возможно, соединялся с озерами прилегающих территорий (Холботу-Сайр, Джиргалантуин-Гол, Зап. Эрдэни-Ула), где развиты отложения со сходными комплексами лимнической фауны.

Иной характер, судя по составу остракод и вмещающих отложений, имели озерные бассейны в Восточной Монголии, где в это время проявилась вулканическая деятельность, оказавшая влияние как на состав донных отложений (присутствие пирокластического материала, образование туффитов), так и на гидрохимический режим водоемов.

Показателем увеличения минерализации вод может служить появление в ряде разрезов (Цаган-Субурга, Цаган-Цаб и др.) в ассоциациях остракод представителей рода *Mantelliana*, виды которого характерны для водоемов с повы-

шенной соленостью (Anderson, Bazley, 1971). В известковистых аргиллитах и мергелях, как и в Центральной Монголии, обычны *Cypridea priva* Lub., *C. sulcata* Mand., а также дарвинулы. Раковины остракод обычно заполнены кальцитом и цеолитом, что также является показателем повышенной минерализации воды.

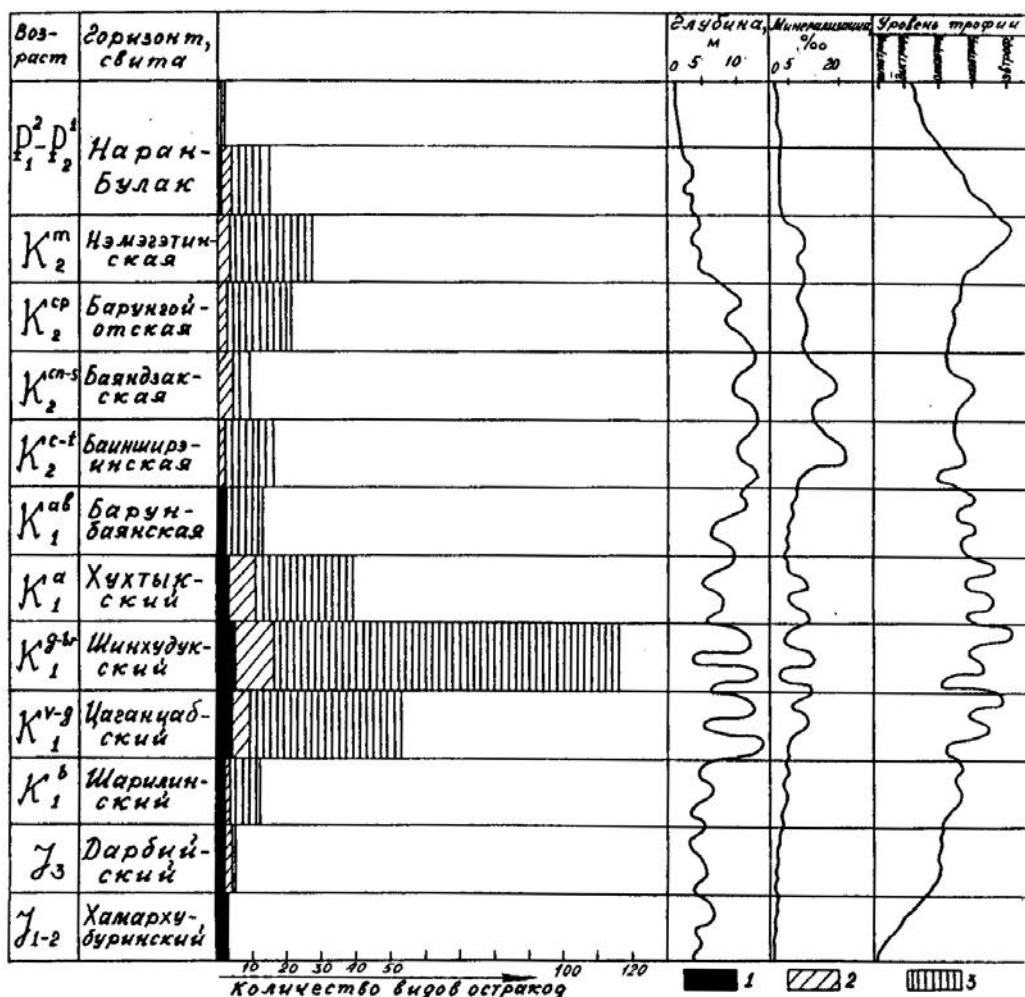


Рис. 9.2. Изменения таксономического разнообразия ассоциаций остракод и палеолимнологических параметров озерных бассейнов юры, мела и палеогена Монголии. 1-3 — подотряды остракод: 1 — Darwinulocopina, 2 — Cytherocopina, 3 — Cypridocopina.

Еще большим разнообразием отличались озера шинхудукского времени (готерив-баррем). Остатки остракод этого возраста изучены из многочисленных местонахождений, охватывающих почти всю территорию Монголии (Галеева, 1955; Любимова, 1956; Неуструева, 1974, 1977, 1982; Сеница, 1986). Повсеместное распространение получили разнообразные виды рода *Cypridea*, как правило, обладающие богато скульптурированными раковинами и характерные преимущественно для сравнительно мелководных, насыщенных минеральными солями

мезотрофных и эвтрофных озер. С ними обычно ассоциируют виды родов *Limnocypridea*, *Yumenia*, *Janinella*, *Плоскоциприморфа*, *Mongolianella*, *Lycocypris*, *Theriosynoecum*, *Тимирязевия*, *Tsetsenia*, *Darwinula*.

Кроме указанного типа озер в шинхудукское время широкое распространение получили относительно глубоководные, умеренно и значительно минерализованные водоемы, с высоким уровнем трофии, с застойным режимом и дефицитом кислорода, местами с сероводородным заражением у дна, о чем свидетельствуют включения пирита и находки пиритизированных створок остракод. Донные отложения озер этого типа представлены тонкослоистыми до листоватых глинистыми битуминозными сланцами почти черного цвета за счет содержания большого количества органики. Остатки остракод в таких породах встречаются редко и образуют моноксенозные ориктоценозы, состоящие из створок или замещенных пиритом раковин рода *Lycocypris*, реже *Zejaia*. Захоронения такого типа встречаются в толщах битуминозных сланцев шинхудукской свиты у колодца Шин-Худук, андахудукской свиты в районе оз. Бон-Цаган, в Холботу Сайре (Центральная Монголия) и в других местонахождениях (Ранне-меловое озеро Манлай, 1980, и др.).

Остатки остракод апт-альбского возраста (хухтыкский и барун-бянский горизонты) известны преимущественно из южных районов Монголии, где в этот период господствовал семиаридный, а местами аридный климат (Шувалов, 1982). Ассоциации остракод хухтыкского горизонта Юго-Восточной Гоби (у горы Хухтык) существенно отличаются по составу от одновозрастных комплексов Заалтайской Гоби, что может объясняться как отсутствием связи между ними, так и палеоэкологическими особенностями водоемов этих районов.

В первом из названных районов преобладают массивные раковины *Cypridea prognata* Lub., *Langtonia kashevarovae* Neustr., заполненные кальцитом, свидетельствующие о высоком содержании в воде карбоната кальция, в меньшем количестве встречаются ликоптероциприды и тимирязевии. В Заалтайской Гоби, в районе горы Онгон-Улан-Улы и хр. Эдрэнгийн-Нуру в это время существовали обширные и, по-видимому, более глубоководные бассейны, на что указывает присутствие в большом количестве раковин *Mongolianella palmosa* Mand. в толще серых, хорошо отсортированных глин. В этом же районе в более мелководных озерах с повышенной минерализацией доминировали остракоды *Theriosynoecum krystofovitchi* Mand., а также ципридеи и тимирязевии. Кроме того, в отдельных прослоях в разрезах душиулинской свиты отрогов хр. Эдрэнгийн-Нуру отмечаются моноксенозные ориктоценозы, состоящие из створок *Mantelliana* ex. gr. *mantelli* (Jones), указывающие, возможно, на еще более высокую минерализацию озер. В самом конце раннего мела (в барунбянское время) остатки остракод встречаются еще реже. По данным Е.С. Станкевич (1974) и Ё. Ханд (1987), в разрезе свиты в местонахождениях Дзун-Баян и Барун-Баян в Северной Гоби остракоды представлены видами *Cypridea rostrata* Gal., *C. occolata* Zub., *C. prognata* Lub., *C. cogtobensis* Stank., *Bisulcoocypridea skeeteri* Peck, *Rhinocypris dzunbajensis* Stank., *Ziziphocypris martinsoni* Stank., *Z. neustruevae* Stank., *Тимирязевия* (?) *transitoria* Stank., *Darwinula contracta* Mand., *D. subcon-*

tracta Stank. Богатый комплекс остракод, включающий представителей шести родов, относящихся к различным надсемействам, указывает на благоприятные условия обитания. По мнению Е.С. Станкевич, здесь существовал небольшой неглубокий бассейн. Судя по составу ориктоценоза, включающего раковины остракод, моллюсков, зубы рыб, оогонии харовых водорослей, это был мезотрофный водоем, богатый питательными веществами. Интересно подчеркнуть, что в составе остракод апт-альба Монголии впервые появляются виды родов *Bisulcocypridea* и *Ziziphocypris*, характерные для этого же временного интервала в Китае и в Северной Америке (Sohn, 1969; Ye Chun-hui, Li Zu-wang, 1988). Таким образом, на протяжении раннего мела по изменению степени разнообразия и таксономического состава ассоциаций остракод можно выделить этапы становления (шарилинское время), расцвета (цаганцабское и шинхудукское время) и деградации (барунбаянское время) озерных ландшафтов.

В позднем мелу существенно изменяется тектонический режим и соответственно палеогеографическая обстановка. На юге страны, преимущественно в Гобийской части, располагались обширные внутриконтинентальные бассейны (Шувалов, 1982).

Все свиты верхнего мела охарактеризованы остатками остракод (Любимова, 1956; Станкевич, 1974, 1980, 1982; Ханд, 1974, 1976, 1977, 1987, 1989; Ханд, Станкевич, 1975; Станкевич, Ханд, 1976; Шувалов, Станкевич, 1977; Szczechuga, 1978). Тафономические и палеоэкологические исследования ориктоценозов остракод позднего мела, проведенные Е.С. Станкевич (1982) и Ё. Ханд (1987, 1989), подтверждают существование в позднем мелу в гобийской части Монголии обширных континентальных бассейнов, имевших между собой постоянные или периодические связи. В пользу этого мнения свидетельствует выдержанность в целом ассоциаций остракод позднего мела на значительных расстояниях от юго-востока страны до Заалтайской Гоби, что отличает их от сильно изменчивых комплексов остракод раннего мела. На протяжении позднего мела можно отметить лишь сравнительно редкие случаи своеобразия ассоциаций остракод, обусловленные спецификой озерных бассейнов. Так, в баинширэнское время особенно высокой минерализацией отличался бассейн, располагавшийся в Восточной Гоби вдоль массива Сайхан-Дулан, где в местонахождениях Хара-Хутул и Хангил-Цав, по данным Е.С. Станкевич (1982), были обнаружены представители морских родов *Argilloecia* и *Bairdoppilata*, указывающие на связи бассейна с морскими водами. Здесь же были обнаружены и остатки черепаш, по определениям В.М. Чхиквадзе, известные из морских отложений (Шувалов, 1982).

В других местонахождениях остракоды баинширэнской свиты представлены обычными для континентальных водоемов видами родов *Cypridea*, *Talicypridea*, *Condonia*, *Eucypris*, *Mediocypris*, *Lycoperocypris* и *Timiriasevia*. В баяндзакское время (коньяк-сантон?) своеобразная ассоциация остракод обнаружена в Северной Гоби в местонахождении Тугригин-Ширэ (Ханд, 1974, 1989), где доминирует эндемичный род *Gobiocypris*, по форме раковин и строению замка близкий солоноватоводному роду остракод морского происхождения *Cyprideis*. Кроме него в комплексе в значительном количестве присутствуют ви-

ды рода *Limnocythere*, характерные для щелочных вод и переносящие повышенные минерализации воды до 14‰ (Аладин, 1986), а также виды родов *Hyocypris*, *Cypria*, *Cyprinotus* и др. В других местонахождениях подобная ассоциация не встречается. Присутствие в качестве доминирующего вида *Gobiocypris turgigensis* Khand и большого количества лимноцитер позволяет предполагать высокую минерализацию озерного бассейна в районе Тугригин-Ширэ.

В целом же на протяжении позднего мела резких изменений в режиме бассейнов, кроме отмеченных случаев, не происходило, что подтверждается и постоянством доминирующей ассоциации, в состав которой почти повсеместно входили виды *Cypridea cavernosa* Gal., *Talicypridea biformata* (Szczechura), *Mongolocypis distribute* (Stank.) (Ханд, 1989). Относительная стабильность озерного режима способствовала постепенному увеличению видового разнообразия, максимум которого отмечается в нэмэгэтинское время. Богатство видового состава остракод, толстостенность их раковин и хорошая сохранность свидетельствуют о тепловодности бассейнов и насыщенности вод карбонатом кальция. Обилие остатков остракод и других бентосных организмов, а также харофитов позволяет предполагать высокое содержание кислорода в придонных слоях воды и сравнительную мелководность водоемов. Увеличение аридизации и потепление климата в течение позднего мела привели к уменьшению глубин, повышению минерализации и температуры воды. Е.С. Станкевич (1982), используя данные по экологии некоторых современных представителей родов *Cypria*, *Eucypris*, *Candona* и др., приходит к выводу, что температура позднемеловых бассейнов изменялась от 17–18°C в баинширэинское время до 26°C в нэмэгэтинское. Ч.М. Колесников (1982) на основании палеобиогеохимических исследований меловых моллюсков отмечает сходную тенденцию в изменении температуры и минерализации бассейнов, но приводимые им цифры несколько отличаются от данных Е.С. Станкевич. Несомненно, абсолютные значения температуры воды в палеобассейнах, приводимые обоими авторами, следует рассматривать как в значительной степени условные.

Ч.М. Колесников отмечает также изменение степени минерализации и ионного состава воды в меловых бассейнах — от пресных гидрокарбонатно-кальциевых вод (0.2–1.2‰) в раннем мелу до хлоридно-натриевых (11–12‰) к концу позднего мела. Можно считать, что данные изучения остракод в некоторой степени подтверждают трансформацию ионного состава воды. В пользу этого свидетельствует появление в баинширэинское время на юго-востоке Монголии представителей родов *Argilloecia* и *Bairdoppilata*, характерных для морских вод хлоридно-натриевого состава, а также присутствие в баяндакской свите рода *Gobiocypris*, относящегося к солоноватоводным представителям сем. Cytherideidae.

Кайнозойские остракоды изучены из разрезов палеогена, выделенных в нанранбулакскую свиту, в Нэмэгэтинской и Бугинцавской впадинах в Заалтайской Гоби (Szczechura, 1971; Ханд, 1976, 1977, 1987, 1989). По сравнению с меловыми, остракоды в палеогене встречаются сравнительно редко и на ограниченной территории, а их ассоциации гораздо менее разнообразны, чем нэмэгэтинские. Эти данные свидетельствуют о сокращении площадей озерного осадконакопле-

ния. Наступление палеогенового этапа в развитии остракод выразилось в исчезновении многих позднемиоценовых родов, в смене родов – доминантов, изменении видового состава почти всех родов, существовавших ранее, и появлении нового рода *Caganella*, представители которого обычно доминируют в палеогеновых ассоциациях. В песчано-глинистых отложениях нижней части наранбулакской свиты (жигденская и наранская пачки) наряду с доминирующим видом *Caganella mongolica* Szczechuga, существенную роль играют представители родов *Limnocythere*, *Timiriasevia*, *Eucypris*, реже встречаются *Cypria*, *Pseudoeucypris*, *Mediocypris*, *Darwinula*. Отмеченные особенности ассоциаций остракод свидетельствуют о существенных изменениях озерных систем в палеоцене по сравнению с меловым озерными бассейнами. После перерыва в осадконакоплении на границе мела и палеогена, захватившего ранний палеоцен, озерная седиментация возобновилась лишь в отдельных впадинах Заалтайской Гоби. Вновь образовавшиеся озера были, по-видимому, сравнительно мелководными, хорошо прогреваемыми, насыщенными карбонатами со щелочной реакцией среды, о чем свидетельствует значительное количество лимноцитер, предпочитающих именно такие условия. В верхней части наранбулакской свиты (бумбанская пачка), датированной ранним эоценом, остатки остракод принадлежат лишь двум видам — *Cypria dashzevegi* Khand и *Mediocypris* ex gr. *plumbea* Vodina (Ханд, 1987), что свидетельствует о деградации озерных бассейнов вследствие общего поднятия территории. В более молодых осадках остатки остракод не были обнаружены.

Таким образом, имеющиеся данные по ископаемым лимническим организмам (в основном по моллюскам и остракодам) свидетельствуют о большом значении их для палеоэкологических реконструкций. Именно основываясь на изменениях ассоциаций лимнобионтов, удалось проследить изменения режимов водоемов (глубин, температуры, степени минерализации), а также их трофического уровня от дистрофных и гипотрофных в средней юре до мезотрофных и эвтрофных в мелу и сделать вывод о некотором снижении трофности озер в палеогене. Важно подчеркнуть, что многие группы лимнических организмов (моллюсков, остракод, конхострак, насекомых, рыб и др.) уже в мезозое составляли устойчивые биоценозы, и многие современные таксоны (в частности, представители таких родов остракод, как *Candona*, *Eucypris*, *Cypria*, *Cyprinotus*, *Mediocypris*, *Pyocypris* и др.) появились в середине мелового периода. Ныне виды этих родов обитают в озерах различных регионов, в том числе в некоторых озерах Монголии.

9.3. НАСЕКОМЫЕ В ДРЕВНИХ ОЗЕРАХ МОНГОЛИИ*

Остатки насекомых весьма обычны в отложениях древних озер Монголии. На территории страны найдено более сотни местонахождений ископаемых насекомых, и почти все они представляют собой озерные отложения (Хосбаяр, 2005). Местонахождения обнаружены в большинстве регионов Монголии (рис. 9.3). Даже в самом Улан-Баторе, в карьере кирпичного завода собрана довольно представительная коллекция остатков нижнемеловых насекомых. Остатки многочисленны и разнообразны, среди них почти всегда представлены водные насекомые, позволяющие довольно уверенно восстанавливать условия их обитания. С территории Монголии описано намного больше водных насекомых, чем всех остальных водных растений и животных, взятых вместе. Подробные адресные описания монгольских местонахождений ископаемых насекомых доступны на сайте Лаборатории артропод ПИН РАН (http://www.palaeoentomolog.ru/Collections/mong_loc.html).

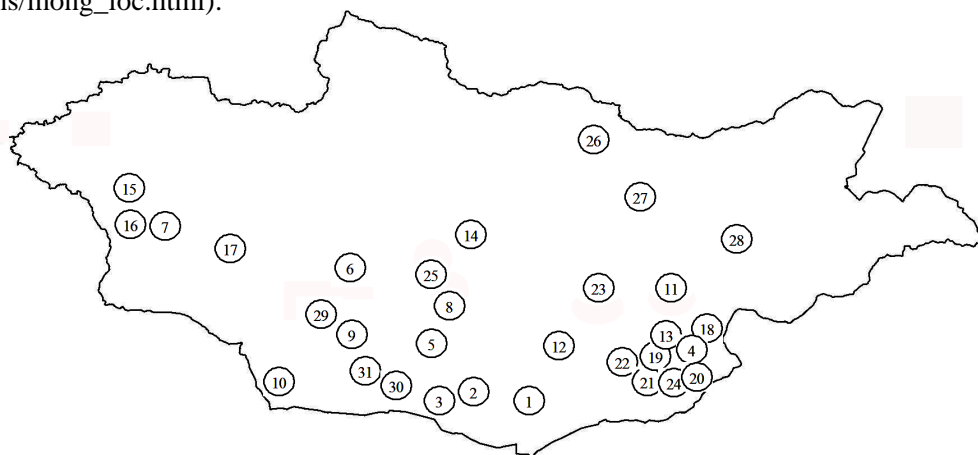


Рис. 9.3. Местонахождения ископаемых насекомых на территории Монголии. Цифры соответствуют нумерации местонахождений в таблице 9.1.

Существенно, что полупустынный эродированный ландшафт позволяет изучать отложения древнего озера на значительной площади, установить его форму, оценить изменения озера во времени. Остатки насекомых найдены в отложениях всех систем от перми до палеогена, особенно полна представительность юрских и меловых. Наконец, промежуточное положение Монголии позволяет связывать европейско-среднеазиатские, китайские и сибирские фауны и флоры. Стратиграфические выводы из изучения остатков насекомых также были далеко не тривиальны. Стратиграфические горизонты, выделенные на всей территории Монголии, включали отложения совершенно разного возраста. Местонахождения, которые считались одновозрастными в силу сходства характера осадка (например, красноцветные псефиты), оказались содержащими совершен-

* А. Г. Пономаренко, А. А. Прокин

но разные комплексы остатков наземных насекомых, которые образуют хорошо узнаваемую последовательность фаун. Тем не менее, и в стратиграфических (Стратиграфия мезозойских ..., 1975) и в палеолимнологических (Лимнология и палеолимнология ..., 1994) работах ископаемые насекомые, как правило, даже не упоминаются.

Таблица 9.1. Местонахождения ископаемых насекомых на территории Монголии

№	Местонахождение	Адрес	Возраст
1	Табун-Тологой, Бор-Тологой	Южно-Гобийский аймак, 16 км ЮВ сомона Цогт-Цеций, ур. Бор-Тологой, 20 км СВ карьера Табун-Тологой	Средняя пермь, казанский? ярус, цанхинская и табун-тологийская свиты
2	Яман-Ус	Южно-Гобийский аймак, 25 км В сомона Номгон, ур. Яман-Ус	Верхняя пермь-нижний триас?, свита яман-ус, верхняя (песчаниковая) толща
3	Сайн-Сар-Булак	Южно-Гобийский аймак, хребет Ноен-Ула, ущелье Сайн-Сар-Булак	Верхний триас, нижненоенсомская свита
4	Тушилга	Восточногобийский аймак, гора Тушилга в 1,5 км ЮЗ г. Сайн-Шанд	Средняя юра, хамархобурийская свита
5	Дулан-Богд	Баян-Хонгорский аймак, хр. Дулан-Богд на С склоне горы Их-Богдо, Ю оз. Орог-Нур	?Нижняя юра
6	Джаргалант	Кобдосский аймак, ЮВ склоны хр. Джаргалант, СЗ от сомона Дзерэг, Джаргалантское угольное месторождение, обн. по ключу Боро-Булак и открытые выработки	Средняя юра, жаргалантская свита
7	Ошин-Боро-Удзюр-Ула	Кобдосский аймак, гряда Ошин-Боро-Удзюр-Ула, ЮВ оз. Хар-Ус	Средняя юра, жаргалантская свита
8	Баян-Тэг	Увэр-Хангайский аймак, С хр. Ушугийн-Нуру, карьер Баян-Тэг	Средняя юра
9	Бахар	Баян-Хонгорский аймак, Гобийский Алтай, 12 км С горы Цецен-Ула	Верхняя юра
10	Шар-Тэг	Гоби-Алтайский аймак, ЮЗ оконечность хр. Адж-Богдо	Верхняя юра
11	Хоутийн-Хотгор	Среднегобийский аймак, 23 км ЮЗ сомона Баян-Жаргалан, впадина Хоутийн-Хотгор	Верхняя юра, уланэрэгская свита
12	Хутулийн-Хира	Южногобийский аймак, 25 км Ю Мандал-Обо, район Мушугайского месторождения, 3 ур. Хутулийн-Хира	Верхняя юра нижний мел, улугейская свита
13	Хутэл-Хара	Восточногобийский аймак, 70 км ЮЗ Сайн-Шанда, гора Хутэл-Хара (Хара-Хутул)	Нижний мел, цаганцабская свита, нижнецаганцабская под-свита

Таблица 9.1. (продолжение)

14	Хотонт	Ар-Хангайский аймак, 6 км З сомона Хотонт, С часть горы Уха	Верхняя юра или нижний мел
15	Мянгад	Кобдосский аймак, 8 км С сомона Мянгад	Нижний мел, гурван-нэрэнская свита
16	Гурван-Эрэн	Гоби-Алтайский аймак, ЮЗ оз. Ихэс-Нур и сомона Дарби	Нижний мел, гурван-нэрэнская свита, зэрэгская свита
17	Хух-Морьт	Гоби-Алтайский аймак, 40 км З сомона Хух-Морьт, между горами Шинлуст-Ула и Цахир-ула	Нижний мел, гурван-нэрэнская свита
18	Тушлэг	Восточногобийский аймак, С склон горы Тушилга, 10 км ЮЗ г. Сайн-Шанд	Нижний мел, цаганцабская свита, верхняя подсвита
19	Цаган-Субурга	Восточногобийский аймак, 150 км З Сайн-Шанда, 40 км С Улугей-Хида, Ю склон массива Цаган-Субурга (Улдзейту-Обо)	Нижний мел, цаганцабская свита
20	Цаган-Цаб	Восточногобийский аймак, 40 км ЮЗ Сайн-Шанда, Унэгетинская котловина, 3 км ЮЗ колодца Цаган-Цаб	Нижний мел, цаганцабская свита, верхняя подсвита
21	Ринчин-Бумба	Южногабийский аймак, обнажение у подножья горы Ринчин-Бумба в 15 км от развалин монастыря Шатен	Нижний мел, цаганцабская свита
22	Манлай	Южногабийский аймак, 5 км СВ сомона Манлай, С и СВ склоны хребта с вершиной Моготуин-Дэль-Ула	Нижний мел, моготуинская свита
23	Улан-Тологой	Среднегабийский аймак, 80 км З Мандал-Гоби (по дневнику Ю.А. Попова 40–42 км З Мандал-Гоби, 45 км по дороге от Сайхан-Обо, 2 км в дороги), ур. Улан-Тологой	Нижний мел, моготуинская свита
24	Баин-Шире	Восточногобийский аймак, 150 км Ю от г. Сайн-Шанд	Нижний мел, дзунбаинская свита
25	Анда-Худук	Увэр-Хангайский аймак, хр. Ушугийн-Нуру, западные истоки сая Шанд-Гол у колодца Анда-Худук	Нижний мел, готерив-баррем, андахудукская свита; андахудукский комплекс
26	Шарын-гол	Селенгинский аймак, 45 км ЮВ Дархана, карьер Шарын-Гол	Нижний мел, шарынгольская свита
27	Налайх	Центральный аймак, Налайхская долина, 40 км В г. Улан-Батор	Нижний мел
28	Нилигийская впадина	Хентейский аймак, Ю большой излучены Керулена, 15 км СЗ сомона Баян-Мунх	Нижний мел, дорготская и ишинхудукская свиты
29	Бон-Цаган	Баян-Хонгорский аймак, предгорья Дунд-Улы Ю оз. Бон-Цаган	Нижний мел, бонцаганская серия

Таблица 9.1. (продолжение)

30	Алтан-Ула	Южногобийский аймак, хр. Алтан-Ула, южные склоны вблизи колодца Наран-Булак	Верхний мел, низы барун-гойотской свиты, линза серых глин и песчаников, алтанулинский комплекс
31	Бамба-Худук	Южногобийский аймак, северный склон хр. Адтан-Улаб, колодец Бамба-Худук	Верхний мел, немегетинская свита

Древние озера на территории Монголии изучены крайне неравномерно. Так, нет никаких данных об озерах каменноугольного периода и более древних, хотя отложения континентальных водоемов карбона и девона определенно присутствуют. Пермских местонахождений ископаемых остатков насекомых всего три, триасовое одно, зато юрских около 20 и раннемеловых более 80. Позднемеловых снова лишь три, кайнозойских два. И это притом, что число местонахождений позднемеловых и кайнозойских местонахождений позвоночных измеряется десятками. Такая разница лишь частично объясняется разной интенсивностью сборов. Главная причина в том, что раннемеловой ландшафт и характер раннемеловых озер были наиболее благоприятны для захоронения ископаемых остатков насекомых. После триаса на территории Монголии вообще нет морских отложений, так что перспективы палеолимнологических исследований на территории Монголии очень благоприятны. К сожалению, исследована только незначительная часть отложений древних озер. Большинство из них не имеет даже первичного геологического описания, не говоря уже о палеоэкологическом. Лишь для некоторых озер биота была описана комплексно. Обычно она изучалась лишь до уровня, необходимого для стратиграфии.

Древнейшие озера, в которых найдены остатки насекомых, были изучены в районе **Табун-Тологойского** угольного месторождения в южной Монголии. Отложения имеют среднепермский возраст (рис. 9.3, табл. 9.1). В базальных пролювиальных отложениях озерной котловины органические остатки не найдены, как и в береговых песчаниках сложившегося озера. Большинство остатков собрано в тонкослойчатых алевропелитовых осадках профундали довольно глубокого озера с заморным гиполимнионом, поскольку тонкослойчатые мелкозернистые осадки не были биотурбированы. При этом встречается довольно много остатков высокотелых палеонисковых рыб, сходных с *Platysomus*. Почти все собранные остатки насекомых – наземные формы, водных практически не найдено. Из последних довольно обычны лишь схизофороидные жуки-архостематы, если характерное для них вдавление на надкрыльях правильно интерпретировано как приспособление для удержания под надкрыльями воздуха при пребывании жука под водой. Не найдено ни остракод, ни конхострак, зато найдены склериты лепадоморфных усоногих *Prelepas* (Пономаренко, 1992). В отличие от современных форм, карбоновые и пермские морские уточки найдены только в отложениях континентальных водоемов.

Выше по разрезу отложения становятся угленосными. Угольные слои промышленной мощности образованы главным образом листьями кордаитов. Наземная растительность состояла из смеси ангарских и катазиатских форм и произрастала в условиях теплого экваториального климата, который начал формироваться во второй половине перми. Для этого типа климата было характерно уменьшение температурного контраста между экватором и полюсами и малые сезонные различия (Пономаренко, 2010).

Следующее по возрасту местонахождение, **Яман-Ус**, также расположено в южной Монголии (рис. 9.3, табл. 9.1). Отложения также угленосные, принадлежат небольшому водоему аллювиального ряда, немногие сведения о местонахождении не позволяют обоснованно судить о характере водоема. Остатки водных насекомых представлены исключительно крыловыми чехлами нимф поденок (термины „личинки” и „нимфы” используются нами в объеме, предложенном А.П. Расницыным (1965)). Разные исследователи предполагают терминальный пермский или базальный триасовый возраст местонахождения. Предпочтителен первый, в пользу чего свидетельствуют данные о растениях, жуках, а также то, что, как убедительно показал Г. Реталлак (Retallack, 1985), угленакопление не известно в раннем триасе.

Граница между палеозойской и мезозойской эрами, она же — граница между пермским и триасовым периодами, была проведена по вымиранию морской биоты, причиной которого считают излияние Эменьшайских и Сибирских траппов. Достаточно сложно провести границу между пермскими и триасовыми континентальными отложениями, так как раннетриасовые местонахождения по энтомокомплексу практически неотличимы от пермских, что позволило Д.Е. Щербакوفу охарактеризовать этот период как „пост-палеозой” по аналогии с „пост-палеофитом”, выделенным С.В. Мейеном на основании изучения мегафлоры (Shcherbakov, 2008). Интересно, что по последним данным (Расницын и др., 2013) массового вымирания насекомых в конце перми не было, тем более на самом пермтриасовом рубеже или в нижнем триасе. Структура пермтриасового кризиса во многом подобна таковой мелового кризиса. После позднепалеозойского стазиса с триаса начался рост биоразнообразия, продолжающийся поныне. Очевидно, в результате кризиса структура биоты стала гораздо более емкой (Расницын и др., 2013).

К нижнему триасу относятся базальные горизонты южномонгольского местонахождения **Сайн-Сар-Булак** (рис. 9.3, табл. 9.1). Здесь в озерных песчаниках захоронены многочисленные остатки мелкого дицинодонта листрозавра (Gubin, Sinitza, 1993) и мелких конхострак плохой сохранности. Затем озеро исчезает, и в позднем триасе возникает новый озерный бассейн. Быстрое прогибание сопровождается накоплением значительных мощностей хлидолитов с вложенными линзами алевро-пелитовых осадков небольших, скорее всего, временных водоемов. В одной из этих линз найдена кость лабиринтодонта (Зайцев и др., 1973). Затем в котловине возникает довольно глубокое озеро с заморным гиполимнионом, осадки которого отличаются значительным содержанием неокисленного углерода. Кроме немногочисленных остатков наземных насекомых,

встречаются довольно многочисленные остатки казахартр (фото 5), особенной группы близких к щитням листоногих ракообразных, известных только из среднего и позднего триаса.

Вообще для триаса характерно крайне низкое разнообразие насекомых, которое подтверждается большим числом повторов даже в небольших сборах (Понмаренко, 2010). В то же время, именно в позднем триасе на фоне стабилизации условий в водоемах происходит радиация основных групп водных насекомых (Sinichenkova, 2003).

Местонахождения озерных насекомых ранней юры известны в юго-западной Монголии в районе города Сайн-Шанд — **Тушилга** (рис. 9.3, табл. 9.1) и в Центральной Монголии — в Монгольском Алтае (**Дулан-Богд**, рис. 9.3, табл. 9.1). Это типичные небольшие озера аллювиального ряда с ограниченным поступлением тонкозернистого пелитового материала (Верзилин, Калмыкова, 1994). Доминируют нимфы веснянок, несколько реже поденок, еще реже стрекоз. Остатки других насекомых очень редки. Нимфы веснянок и поденок выглядят как реофильные и оксифильные насекомые, хотя обитали в стоячем водоеме с заморным дном. Нимфы стрекоз р. *Samarura* выглядели как таковые равнокрылых стрекоз, но использовали листовидные придатки на конце тела не как жабры, а как хвостовой плавник (фото 6). Довольно обычны остатки рыб, главным образом фолидофороидов. Водные растения представлены почти исключительно хвощами. Фауна этих озер типично ангарская, усть-балейского типа. Сходное население имели среднеюрские озера западной части Долины Озер (местонахождения **Джаргалант** и **Ошин-Боро-Удзюр-Ула**) (рис. 9.3, табл. 9.1), но здесь разнообразие и водных, и наземных насекомых выше. Изредка встречаются остатки имаго крупных водных жуков-коптоклавид, но, в отличие от Забайкалья ни в одном из этих местонахождений не найдены их личинки. Интересно отсутствие амфибиотических двукрылых — нет ни хирономид, ни хаоборид. Возможно, что эти два отсутствия связаны, поскольку обилие личинок коптоклавид явно коррелирует с многочисленностью хаоборид. Эти озера также принадлежат к аллювиальному ряду и были расположены в области несколько более теплого климата.

Среднеюрский водоем с мощными слоями угля представлен в карьере **Баян-Тэг** на южной оконечности Хангая (рис. 9.3, табл. 9.1). Хотя представленные здесь растения сибирского типа, набор насекомых кажется еще более теплолюбивым, чем описанные выше. Самой странной его особенностью является абсолютное доминирование единственного вида веснянок *Plutopteryx beata* Sinitshenkova, 1985 из семейства Valejpterygidae, причем большинство экземпляров (около тысячи) — имаго, иногда совершенно покрывающие поверхность напластования. Нимф оказалось не более 20 экз. Это единственный случай столь массового захоронения веснянок. Такие захоронения известны для двукрылых хаоборид, но никогда не встречались у веснянок. Довольно многочисленные поденки принадлежат к семейству Leptophlebiidae. Они похожи на поденок, описанных из верхнеюрского местонахождения Хоутийн-Хотгора. Можно предположить, что веснянки и поденки обитали на плавающих агрегатах (Ponomarenko,

1996) в поверхностном слое при заморной профундали, подобно современным, которые при сильном органическом загрязнении у дна скапливаются в поверхностном слое и толще воды на растительном субстрате вместе с другими бентонитами, создавая эффект „второго дна” (Жгарева, 2007). Сообщества плавающих агрегатов мезозоя А.А. Протасов (2011) справедливо охарактеризовал как консортивные.

Из других водных насекомых многочисленны клопы-кориксиды *Shuragobia frater* Yu. Popov, 1988 из семейства Shurabellidae, описанные из верхов орцагской толщи местонахождения Бахар. Встречаются хищные жуки-коптоклавиды — имаго из рода *Timarchopsis* и личинки *Stygeonectes*, лиадитиды *Liadytes*; жуки из рода неопределенного систематического положения *Memptus*, вероятные водлоубообразные *Hygrobiietes*, предположительно водные схизофориды *Tersus* и *Schisophoroides*. Найден вид стрекоз р. *Sogdophlebia* из семейства Campterophlebiidae, немногие двукрылые, присутствуют также остатки рыб.

Еще более тепловодный облик имеют обитатели аллювиальных озер конца средней или начала поздней юры в районе горы **Бахар** в средней части Монгольского Алтая (рис. 9.3, табл. 9.1). Для отложений этого местонахождения было предложено название бахарская серия, подразделенная снизу вверх на тогухудукскую, орцагскую и баян-ульскую толщи (Синица, 1993). Возможно, что эти толщи представляют собой отложения разных, последовательно существовавших озер. Базальные конгломераты бахарских отложений, по крайней мере, в северо-западной части, являются речными — они сложены принесенными изда- лека хорошо окатанными валунами и гальками. К речным отложениям относятся хорошо отсортированные песчаники и алевролиты без видимых органических остатков. Вышележащая ритмическая толща представляет собой осадки довольно большого озера. Судя по присутствию в более грубых слоях и хорошо окатанных галек, и зерен речного происхождения, и остроугольных не окатанных продуктов плоскостных смывов, питание озера было разнообразным. Циклиты толщи образуют трансгрессивный ряд, отражающий углубление озерной чаши — преимущественный цвет отложений меняется с желтого и желто-бурого на серый и почти черный. Сходные слои алевролитов в одних случаях очень богаты ископаемыми остатками, в других — совершенно их лишены. Озеро быстро трансгрессировало, его осадки становились более тонкими, а глубины достаточными для захоронения водных и наземных насекомых в условиях асфиксии. Водные насекомые представлены здесь главным образом поденками семейства Leptophlebiidae (*Mesoneta* sp.). Реже встречаются водные жуки и клопы-гладыши. Захоронения наземных насекомых здесь наиболее обильны.

Осадки средней части толщи образовались в меняющейся обстановке устьевой части реки и приустьевых частей озера. Наиболее характерный объект здесь — скопления обломков толстостенных раковин двустворчатых моллюсков, кроме того встречаются конхостраки и оогонии харовых водорослей. Остатки наземных организмов представлены лишь грубым растительным детритом. В тонкозернистых прослоях встречаются насекомые, водные представлены клопами-гладышами и кориксидами *Bakharia gibbera* Yu. Popov, 1988 из подсе-

мейства Velocigixinae, представители которых являлись нектонными мелководными детритофагами (Попов, 1986), возможно, жуками-водолюбями. Найдены имаго веснянок, но нимфы их не встречаются.

Для верхней части толщи характерны темносерые и черные тонкослойчатые аргиллиты с большим количеством дисперсной обугленной органики, многочисленными листьями и семенами, наземными насекомыми. Водных насекомых, кроме имаго стрекоз, не найдено; водные позвоночные представлены только рыбами-палеонисками. По мнению С.М. Синицы (1993), — это отложения небольших отшнуровавшихся частей озера, густо заросших по берегам лесом. Дисперсная органика — обильно поступавшие с суши продукты разложения растительного опада. В желтых алевролитах многочисленны насекомые и растения, в серых и черных растения еще более обильны и, кроме того, многочисленны остатки рыб; в мергелях найдены растения и насекомые; в мергелях с примесью щебенки и гравия — двустворчатые и брюхоногие моллюски, остракоды *Darvinula*, конхостраки, древесина, оогонии харовых водорослей.

Средняя (орцагская) толща согласно залегает на того-худукской или на палеозойском фундаменте. В основании залегают псефиты, затем псаммиты, далее циклическая пачка из алевролитов, пелитов и мергелей, прослоев углей и строматолитовых построек. Область осадконакопления расширяется, занимая значительные территории на запад и юг. В базальных горизонтах преобладает плохоскатанный щебенчатый материал, сносимый временными водотоками с возвышенностей обрамления. В песчаниках преобладает кварц, наиболее устойчивый минерал, так что окрестности были невысоки, пенепленизированы, и выветривание зашло достаточно далеко. В щебне присутствуют сланцы и эффузивы и отсутствуют палеозойские известняки, образующие современное западное обрамление бахарских отложений, так что основной снос шел с востока и юга. Конусы выноса сохранились с западной и восточной стороны структуры, южнее их образовалось озеро, где шло осаждение алевропелитов. В верхней части толщи имеется промышленный пласт угля. Уголь маломощных прослоев аллохтонный, в их окружении растительные остатки многочисленны и часто образуют листовые кровли, верхний мощный пласт, скорее всего, водорослевый — содержание растительных остатков к нему постепенно падает, и в угле макроостатков растений нет, но есть специфические домики, построенные из песчинок и принадлежащие двукрылым или ручейникам. Они особенно многочисленны в алевролитах окрестностей маломощных угольных слойков. Домики, построенные из песчинок и растительного детрита, имеют примитивную, довольно хаотическую укладку. В тонкослойчатых бурых мергелях многочисленны растения и насекомые, в алевролитах — насекомые, тонкостенные двустворчатые моллюски, остракоды, растения. Нимфы поденок и веснянок еще многочисленны, но доминирование переходит к клопам-кориксидам. Кориксиды — наиболее универсальные в экологическом плане среди остальных водных полужесткокрылых, благодаря способности использовать атмосферный и растворенный в воде кислород, сбалансированной осморегуляции, смешанному питанию. Основным направлением их эволюции было появление и развитие фито- и детритофагии, сопровож-

давшие активизацией плавания (Попов, 1986). Характерной особенностью этого и следующего местонахождения Шар-Тэг является полное отсутствие находок нимф стрекоз при довольно большом разнообразии имаго. Обитатели озера представлены редкими остракодами и довольно многочисленными и разнообразными насекомыми. Это, прежде всего, клопы-кориксиды *B. gibbera* и близкие к кориксидам шурабеллиды *Shuragobia altaica* Yu. Popov, 1988 в нижних горизонтах, водные жуки схизофориды (род *Tersus*), лиадитиды и водолюбы, взрослые ручейники-филопотамиды *Baga bakharica* Sukacheva, 1992, хириномиды и хаобориды, рыбы, от которых сохранилась только чешуя. Довольно многочисленны остатки наземных насекомых.

Озеро постепенно все более трансгрессирует, осадки делаются более мелкозернистыми и карбонатными, снос уменьшается. К концу орцагского времени сохраняется только южная часть озера, но заполнения водоема песком, как обычно бывает, не происходит. Напротив, поступление в озеро даже пелитового материала сокращается и здесь накапливается довольно мощная сапропелевая толща, превратившаяся в десятиметровый пласт полукаменного угля. От обитателей водорослевых агрегатов, послуживших источником сапропеля, остались описанные выше характерные домики из песчинок. На юго-восток от этого озера существовали отдельные небольшие озера или почти отшнуровавшиеся части центрального озера, где поступление кластического материала было довольно обильным. Здесь образовывались маломощные пропласты углей, часто аллохтонных. Берега были облесены, количество растительных остатков в захоронениях очень велико; насекомых, наоборот, мало. Водные насекомые представлены почти исключительно ручейниками, от которых сохранились типичные для мезозоя домики *Terrindusia* (фото 7) и *Folindusia*. Судя по различию ориктоценозов, между завершением осадконакопления орцагского и началом осадконакопления баян-ульского времени прошел значительный отрезок времени, в течение которого орцагские отложения были дислоцированы и частично размыты.

В отложениях обширного по площади, но мелководного баян-ульского озера чередуется осаднение водорослевых известняков и темно-серых битуминозных тонкослойчатых аргиллитов („бумажных сланцев”). Обитатели озера — стрекозы семейства *Isophlebiidae* (*Khoutynia*), клопы-кориксиды *Haenbaea badamgaravae* Yu. Popov, 1988 (*Velocorixinae*), хаобориды, ручейники. Присутствуют многочисленные следы плохо сохранившейся органики, напоминающие сплетения нитчатых водорослей. По-видимому, озеро активно „цвело”.

Последовательность верхнеюрских местонахождений открывает известный лагерштетт **Шар-Тэг** (рис. 9.3, табл. 9.1) знаменитый огромным разнообразием представленных групп растений и животных (Gubin, Sinitza, 1996). Некоторые исследователи считают это местонахождение среднеюрским (по харовым водорослям), другие, наоборот, находят меловые элементы. Местонахождение расположено на крайнем юго-западе Монголии в крупном эрозионном окне на юго-западной оконечности хребта Адж-Богдо в юго-западной части Гоби-Алтайского аймака, и до конца не ясно на каком из составляющих Монголию террейнов. Местонахождение сложено осадками двух последовательно существ-

вовавших озер. Первое было довольно глубоким и имело заморную профундаль, откуда и были собраны все остатки насекомых (шар-тэгская толща). Кроме насекомых были найдены раковины моллюсков и конхострак, остатки двоякодышащих и коститетых рыб, лабиринтодонтов, водных черепах. Водные растения представлены хвощами, похожими на риччии печеночниками и мегаспорами плаунов. Озеро постепенно мелело, его сменили папоротниково-хвощевые марши, затем оно высохло и на его месте образовалось мощное каличе. Через некоторое время возникло новое, неглубокое, но более обширное озеро с аэробной водной массой. В осадках этого озера (улан-малгайтская толща) насекомые и крупномерные остатки растений не сохранились, зато найдены редкие раковины остракод, гиругониты харовых водорослей, остатки динозавров, крокодилов и черепах.

Состав водных насекомых шар-тэгской толщи имеет типично юрский облик — множество видов веснянок, причем представлены и нимфы; некрупные поденки, принадлежащие, как правило, к одному виду, обилие жуков из рода *Memptus*, мелкие жуки-коптоклавиды. Лишь многочисленность и разнообразие домиков ручейников более характерны для нижнего мела, но и во второй половине юры бывают местонахождения, где находки домиков ручейников весьма многочисленны в некоторых фациях. Многочисленность клопов-кориксид характерна для озер поздней юры и начала мела. Один из видов стрекоз — *Protomyrmeleon handlirschi* Martynov, 1925, наоборот, описан из Каратау, местонахождения первой половины верхней юры. Все сказанное заставляет нас считать, что Шар-Тэг, скорее всего, относится к средней части верхней юры. Среди наземных насекомых для определения возраста важными оказались мухи. Благодаря изучению М.Б. Мостовским смены фаун короткоусых двукрылых в юре и мелу (Mostovski, 2009), можно уверенно говорить о юрском возрасте Шар Тэга, поскольку доля мух среди неводных двукрылых очень невелика, безоговорочно доминируют Rhagionidae (утрачивающие в мелу доминирующее положение), присутствуют Archisargidae (вымершее к мелу семейство паразитических мух), а доля Empididae очень незначительна.

Водные насекомые Шар-Тэга имеют промежуточный зоогеографический состав. С одной стороны, здесь имеется довольно много разнообразных веснянок, с другой, присутствуют довольно многочисленные, хотя и не доминирующие в большинстве комплексов местонахождения, клопы-кориксиды. Кроме веснянок, к „сибирским” группам можно отнести поденок, хирономид рода *Jurochilus* (Lukashevich, Przhiboro, 2012), жуков-лиадитид *Liadytes aspidytoides* Prokin et al., 2013 и жуков из формального рода *Memptus*. К „евро-синийским”, кроме кориксид, следует отнести также вертячек, коптоклавид, домикостроящих ручейников, хаоборид, большинство стрекоз. В составе ориктоценоза больше насекомых, близких к евро-среднеазиатским, чем к северокитайским. Имеются виды, известные из южноказахстанского местонахождения Каратау и даже из южной Англии (Лукашевич, 2012; Lukashevich, 2009 и др.).

Такой состав свидетельствует о экотонном положении Шар-Тэга, местонахождение образовалось при прохождении на север границы между Сибирским и Евро-Синийским биомами.

В экологическом отношении комплекс водных насекомых Шар-Тэга следует, по-видимому, рассматривать как достаточно единый. Остатки большинства водных насекомых встречаются в наиболее мелкозернистых и тонкослойчатых осадках, не имеющих следов биотурбаций. Эти отложения образовались в моменты наибольшей трансгрессии озера и на относительно больших глубинах. Отсутствие биотурбации осадков, и, следовательно, донной фауны, заставляет предполагать их образование в асфиксных условиях. Нет следов обитания донной эпи- и инфауны, нет и следов транспорта по дну домиков ручейников. Да и сама мелкозернистость осадков предполагает отсутствие достаточно сильных для транспорта остатков насекомых течений. Сероцветность осадков определяется закисным состоянием железа и присутствием незначительного количества неокисленной органики. Интересно, что остатки именно жабродышащих насекомых — поденок, веснянок, ручейников, большекрылых-сиалид *Sharasialis fusiformis* Ропомаренко, 2012, встречаются в самых тонкозернистых осадках профундали, тогда как атмосферно-дышащие кориксиды, коптоклавиды и водолюбообразные жуки распространены заметно шире, их остатки встречаются и в более грубых мелководных или прибрежных осадках. Анतिकоррелирует распространение жабродышащих насекомых и с распространением таких оксифильных групп, как остракоды и двустворчатые моллюски. Конечно, можно предположить, что в достаточно подвижной среде, где образовывались богатые кислородом осадки, остатки насекомых просто не сохранялись, однако в некоторых из таких слоев есть остатки наземных насекомых и почти нет домиков ручейников, которые сохраняются и в этих условиях. Все сказанное заставляет считать, что большинство водных насекомых, в том числе и те, которые, судя по их строению, были оксифильными, обитали на каком-то субстрате, не будучи жителями бентали. Наиболее подходящим их местообитанием представляются плавающие агрегаты из водных растений. Каркасообразователями служили водные плавающие разноспоровые плауновидные *Limnoniobe* и печоночники *Thallites*, на которых селились разнообразные водоросли. Макроостатки плаунов не найдены, но некоторые домики ручейников построены из мегаспор *Limnoniobe*. Этот факт может рассматриваться как еще один аргумент против бентального обитания большинства шар-тэгских личинок ручейников. Трудно представить себе, каким образом бентальный прибрежный организм смог бы использовать для постройки домика мегаспору плавающего растения, а потом домик был бы транспортирован в профундаль. Трофность была довольно низкой, и в осадках не захоранивалось значительного количества органики. Насекомые потребляли в основном растительное вещество непосредственно на печоночково-водорослевых агрегатах. Органическое вещество распавшихся агрегатов потреблялось в более оксифильных условиях остракодами, в менее оксифильных — конхостраками. Возможно, участвовали в переработке планктонной и агрегатной органики и ветвистоусые рачки, но их остатки пока что не найдены. Судя по относительно

невысокому обилию основных потребителей кладоцер — хаоборид, это направление пищевых потоков не было большим.

Из водных насекомых шире всего по разрезу распространены клопы-кориксиды, более того, в мелководных и прибрежных фациях они составляют заметно большую часть ориктокомплексов, чем в иных обстановках. Довольно широко распространены и находки имаго коптоклавид. Остатки водолюбообразных жуков *Prospercheus cristatus* Prokin, 2009 (фото 8 а), первого известного представителя Spercheidae, и *Helophorus inceptivus* Fikáček et al., 2012 (фото 8 б), первого известного представителя семейства Helophoridae, относящегося к рецентному роду, а также домики ручейников найдены в прибрежных и мелководных фациях. Однако, домики здесь заметно более редки, их присутствие вполне может объясняться транспортом их плавающими водорослевыми агрегатами.

Несколько озерных местонахождений известно для терминальной верхней юры. **Хоутийн-Хотгор** (рис. 9.3, табл. 9.1) — самое восточное из них. Озеро, по-видимому, существовало в неглубокой котловине в условиях жаркого и засушливого климата. В донных осадках захоранивалось большое количество органического углерода при относительно малом поступлении тонкого пелитового материала. В результате образовывались так называемые „горючие” или „бумажные” сланцы, с тонкой, как книжные листы, слойчатостью. Дно водоема было асфиксным. В то же время вода озера не была сильно минерализована, поскольку озеро имело достаточно богатое население жабродышащих нимф поденок и веснянок. Вместе с ними появляются огромные нимфы изофлебиидных стрекоз, обломки шипастых панцирей которых сначала были приняты за остатки десятиногих раков. Доминируют клопы-кориксиды *Haenbaea badamgaravae*, встречающиеся часто в массовых количествах. Остатки плавающих макрофитов отсутствуют, органическое вещество поставлялось планктонными водорослями. Многочисленны и находки домиков ручейников. Довольно многочисленны и остатки комаров, особенно хаоборид. Экосистема озера Хоутийн-Хотгор демонстрирует сходство с экосистемой терминального озера местонахождения Бахар. Однако захоронение органики шло иным способом, здесь можно видеть толстые пласты водорослевых углей или клубки каких-то обугленных нитей.

Далее временную последовательность озер можно видеть от местности южнее сомона Сайхан-Обо до окрестностей Сайн-Шанда. В районе Сайхан-Обо известны крупные ранне-среднеюрские озера, но подробно они не описаны, указаны лишь находки моллюсков. Южнее, в районе урочища **Хутулийн-Хира** озера существовали в закладывавшейся котловине по периферии конусов выноса (рис. 9.3, табл. 9.1). Озера были небольшими, хорошо аэрированными, их осадки были грубыми, а от их обитателей сохранились только раковины двустворчатых моллюсков плохой сохранности. Затем началось формирование вулканического ландшафта, в котором существовало довольно большое и глубокое озеро с заморным гиполимнионом и сохранившимися в тонкослойчатых осадках многочисленными остатками ракообразных и насекомых. Здесь встречаются конхостраки, нотострки *Prolepidurus*, характерные для вулканогенно-осадочных отложений конца юры Восточной Азии, нимфы стрекоз-изофлебиид и поденок, домики

ручейников, в том числе и построенные с высоким конструктивным совершенством из аккуратно расположенного растительного материала. Такие домики появляются в вулканогенно-осадочных глушковских отложениях терминальной юры в Забайкалье, но затем исчезают и вновь появляются только в середине мела. Слоистая толща прерывается мощным массивным слоем пепловых отложений, возникшим, скорее всего, в результате однократного массового выброса. В пепловой толще хаотично захоронены крупные водные жуки *Coptoclava longipoda* Ping, 1928 (фото 9 б–г, 10, 11 а), характерные для нижнего мела Восточной Азии. Это самое древнее захоронение этого вида — наиболее типичного и массового консумента высшего звена нижнемеловых озер этого региона, которые характеризовались особенно высокой продуктивностью при низком разнообразии водных насекомых (Пономаренко, 2010). Для этого вида дитискоидных жуков наиболее правдоподобным представляется окукливание в колыбельках из растений, подобно вертячкам, на плавающих агрегатах в отсутствие гелофитов, так как нестабильность береговой линии и гребные конечности личинок делают практически непредставимым окукливание на берегу. Выше слоистость толщи восстанавливается, и появляются массовые захоронения водного мха *Bryochutulinia*, распространенного и в других вулканогенно-осадочных местонахождениях Восточной Азии. Встречаются здесь только домики ручейников, в дальнейшем существование озера заканчивается юрской „Помпеей”: температура воды повышалась перед полным засыпанием озера ингебридами, на дне откладывались домики ручейников, идущие от них цепочки следов заканчиваются у погибших личинок.

После спада вулканической активности можно видеть в геологической последовательности чередование озер с доминированием мелких поденок, что было распространено в юре, и озер с доминированием комаров, преимущественно хаоборид, что особенно характерно для раннего мела Восточной Азии, причем здесь озера с доминированием хаоборид появляются раньше. Скорее всего, эти типы экосистем достаточно долго сосуществовали, и их проявление в геологической летописи контролировалось климатическими и ландшафтными сдвигами, а частично было случайным. Последним местонахождением этого переходного периода было **Хутэл-Хара** (рис. 9.3, табл. 9.1). Здешнее озеро образовалось между двумя последовательными обширными лавовыми потоками, и тщательно переработанные пепловые осадки позволили сохраниться остаткам хирономид (Lukashevich, Przhiboro, 2012) и кладоцер (Kotov, Korovchinsky, 2006; Kotov, 2009), как показала электронная микроскопия, с мельчайшими деталями строения. Экосистема этого озера была отнесена Н.Д. Синиченковой и В.В. Жерихиным к типу А, к которому, по их мнению, также принадлежали забайкальские местонахождения Новоспасское, Унда, Дая и Шевья, характеризующиеся как отложения небольших олиго- или ультраолиготрофных высокогорных глубоких безрыбных озер (Sinichenkova, Zherikhin, 1996). Возможно, что сходство данного местонахождения с забайкальскими в действительности определяется не типом экосистемы водоема, а особенностями захоронения биоты в переработанных пепловых осадках.

Схожий облик имела экосистема водоема, примерно того же возраста и также сохранившего в своих осадках остатки исключительной сохранности (**Хотонт** (рис. 9.3, табл. 9.1)). По экосистемной организации это типичное „коретровое” озеро, здесь прекрасно сохранились личинки хаоборид *Chachotosha probatus* Lukashevich, 1996 (фото 11), на которых видно каждую щетинку (Лукашевич, 1996), и представители предшествующего трофического уровня — многочисленные и разнообразные кладоцеры (Kotov, 2009; Kotov, Taylor, 2011). В обычных условиях сохраняются только хаобориды, чаще имаго и куколки.

Переходный период захватил, по-видимому, и базальные горизонты мела. Следующие по возрасту водоемы имели уже типичную для раннего мела фауну, так называемую „Фауну Жехе” (англ. Jehol). Остатки этой фауны сохранились в сотнях озерных местонахождений Забайкалья, Китая, Кореи, Японии, Восточной и Средней Монголии. На крайнем западе Монголии в это время, как и в конце юры, существовала отличающаяся фауна, тяготеющая к европейско-среднеазиатской. При общем сходстве биоты, озера этого времени были весьма разнообразными. Это озера, морфология и осадки которых контролировались вулканизмом, небольшие озера аллювиального ряда на широких долинах крупных рек; обширные и глубокие озера на монгольской ветви Охотско-Байкальского шва; еще более обширные озера юго-запада Монголии, приближающиеся по размерам к таким озерам-морям, как Аральское.

Китайские исследователи выделяют в эволюции „фауны Жехе” три этапа (Zhang et al., 2010). Древнейший, названный фауной Дабейгоу, отличается от последующих сильнее и, скорее всего, приходится на конец переходного периода между фаунами юры и мела. Два других — ранний и поздний этапы фауны Исянь, названной по знаменитому лагерштетту Исянь (англ. Yixian), где найдены многочисленные остатки птиц, оперенных динозавров, млекопитающих и насекомых, вместе соответствуют первому этапу раннемеловых фаун Монголии и Забайкалья.

На западе Монголии представлены только озера первого этапа (местонахождения **Мянгад**, **Гурван-Эрэн**, **Хух-Морьт** (рис. 9.3, табл. 9.1). Это довольно крупные озера, судя по большой мощности базальных хлидолитов, прогибание котловин которых было быстрым и значительным. Слоистые осадки центральной части котловин довольно грубые, уровень эрозии был высок, так как тонкослойчатые пелитовые осадки почти не встречаются, так что сохранность остатков насекомых плохая (Насекомые в раннемеловых экосистемах ..., 1986). Несмотря на высокую скорость осадконакопления, мощность сероцветных аффиксных осадков невелика, большая часть слойчатых осадков — это красноцветные отложения мелкого, хорошо аэрированного озера, где, тем не менее, изредка встречаются не только остатки рыб, моллюсков, но и насекомых. Все озера отличаются и деталями осадконакопления и ориктоценозами. В большинстве озер доминировали кориксиды, причем довольно часто это единственный компонент ориктоценоза. В одном озере доминируют хаобориды *Astrocurethra*, в другом — своеобразные стрекозы *Sona*, представленные крайне многочисленными нектонными нимфами с плавательными волосками на лапках,

при достаточно высоком обилии имаго. Стрекозы настолько своеобразны, что было высказано сомнение в принадлежности наяд и имаго к одному виду, и для имаго был описан новый род в другом семействе (Fleck, Nel, 2003). По тафономическим соображениям это представляется совершенно невозможным. К тому же, на палеонтологическом материале часто прослеживается мозаичная эволюция таксонов, когда различные стадии жизненного цикла являются в разной степени продвинутыми морфологически. Особенно это характерно для насекомых, вследствие существования в их жизненном цикле стадий с различной скоростью изменений морфогенеза (Тихомирова, 1991). Кроме насекомых встречаются конхостраки, моллюски, редкие остракоды, черепахи и копролиты с отпечатком спирального клапана. Копролиты содержат остатки рыб-фолидофороидов. Предполагалось (Насекомые в раннемеловых экосистемах ..., 1986), что они принадлежат хористодерам — водным диапсидным рептилиям, поскольку до последнего времени в нижнем мелу Монголии крокодилы не были известны, а хористодеры многочисленны. Теперь крокодилы найдены в Шар-Тэге, в том же зоогеографическом выделе, так что копролиты могут принадлежать им.

Кроме копролитов тетрапод, во многих местонахождениях на плоскостях напластования были найдены пятна сохранившейся органики, содержащие остатки различных насекомых, реже рыб. Размеры пятен несколько сантиметров, так что это могут быть копролиты осетровых рыб. Изучение их состава позволило в определенной степени оценить представительность ориктоценозов. Оказалось, что практически всегда в копролитах доминируют или присутствуют только доминанты ориктоценозов. Если в ориктоценозе достаточно часто встречаются крупные поденки, то они чаще, чем кориксиды, встречаются в копролитах. Когда кориксиды сильно доминируют в ориктоценозе или даже являются единственным его компонентом, в копролитах встречаются только они. Трудно предполагать, что хищник специально выбирал редкие в биоценозе, но доминирующие по каким-то тафономическим причинам компоненты. Поэтому можно заключить, что структуры доминирования в исходном биоценозе и в ориктоценозе достаточно сходны, с поправкой на то, что рыбы предпочитают более крупную добычу: мелких рыб, крупных нимф поденок и т.д.

На юго-востоке Монголии, в районе аймака Сайн-Шанд (местонахождения **Тушлэг, Цаган-Субурга, Цаган-Цаб** (рис. 9.3, табл. 9.1)) в это время были распространены обширные плоские озера, осадки которых в основном представляют собой тонкослойчатые мелкозернистые алевропелиты со значительным содержанием переработанного туфового материала. Довольно обычны цеолиты. Ориктоценозы этих озер многочисленны, но малоразнообразны. Наиболее обильны крупные нимфы поденок *Ephemeropsis trisetalis* Eichwald, 1864 (фото 10 а, г) и крупные конхостраки, иногда совершенно покрывающие плоскости напластования; часто встречаются мелкие элопидные костистые рыбы *Lycopertera*. Другие водные обитатели почти не встречаются, лишь иногда попадаются плейстонные жуки *Coptoclava longipoda*, причем имаго чаще, чем личинки. В осадках нет существенного содержания неокисленного органического вещества, в ориктоценозах доминируют жабродышащие формы. По-видимому, асфикс-

ными были только осадки. Изредка удается наблюдать небольшие озера аллювиального ряда (местонахождение **Ринчин-Бумба** (рис. 9.3, табл. 9.1). В них почти не встречаются водные насекомые, конхостраки и остракоды, зато многочисленны раковины двустворчатых моллюсков. Многочисленны и фрагментарные остатки наземных насекомых с прочными покровами — изолированные надкрылья жуков и тараканов.

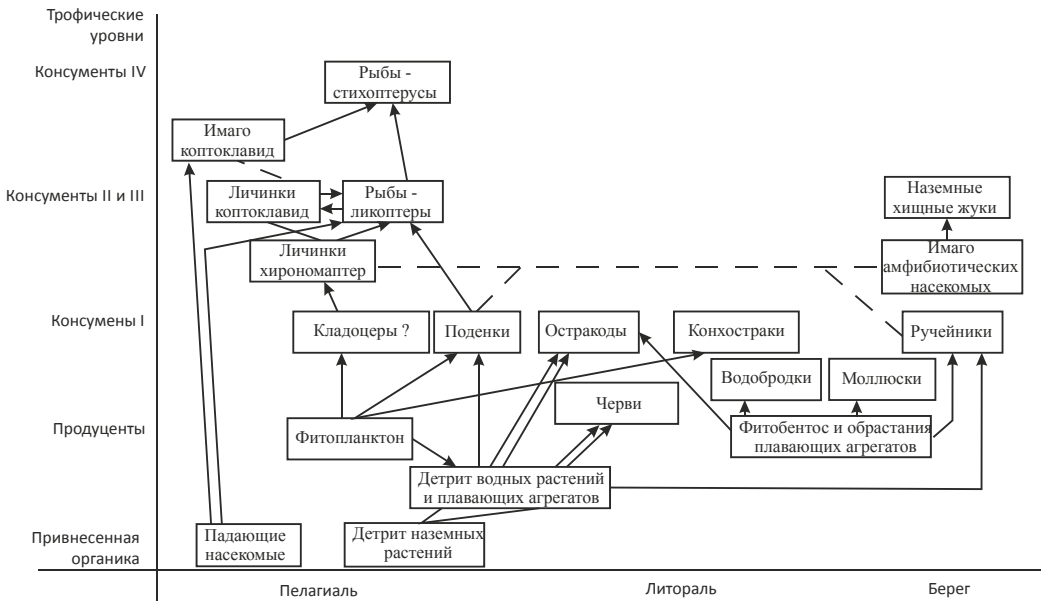


Рис. 9.4. Схема трофических связей обитателей озера Манлай (по Пономаренко, Калугиной, 1980 с изменениями). Трофические связи показаны сплошной линией, не пищевой перенос вещества — пунктиром.

Постепенно вулканогенно-осадочные отложения водоемов сменяются чисто пелитовыми. Меняется и морфометрия водоемов. Они становятся более глубокими и меньшими по площади. Одно из таких озер — **Манлай** (рис. 9.3, табл. 9.1) было изучено довольно подробно (Раннемеловое озеро Манлай, 1980). Были описаны осадки водоема и распределение остатков насекомых и рыб; предложена схема трофических связей обитателей озера (рис. 9.4). Показано, что жабродышащие наяды поденок *Ephemeroptera trisetalis* концентрировались в прибрежных его частях, тогда как в осадках пелагиали встречаются в основном остатки атмосферно-дышащих хаборид подсемейства Chironomapterinae (фото 11) и жуков *Coptoclava longipoda*, личинки которых были нектонными хищниками, которые, судя по размерам, вполне могли конкурировать с мелкими рыбами *Lycoptera*. Возможно, предпочтение *Ephemeroptera trisetalis* более мелководных участков связано с его галофобией, то есть свидетельствует о росте солености воды

с увеличением глубины озера. Кроме того, для глубинных частей озера можно предположить заражение воды сероводородом вследствие неполного перемешивания вод (меромиксис), что не благоприятствовало развитию здесь жабродышащих организмов. Также предполагалось, что данный вид мог кормиться перифитоном на водных растениях, произраставших на мелководьях (Пономаренко, Калугина, 1980). Экосистема этого озера была отнесена Н.Д. Синиченковой и В.В. Жерихиным к типу Е, который охарактеризован ими как свойственный „псевдоолиготрофным” озерам с нестабильным гидрологическим режимом, аноксным гипolimнионом, высокой мутностью и слабым развитием донной фауны; высокая первичная продукция обеспечивала доминирование пастбищных сетей, массовое развитие фильтраторов и планктофагов (Sinichenkova, Zherikhin, 1996). Здесь встречаются обладавшие аэренхимой листочки водного беннеттита *Otozamites lacustris* Braun, 1843 и странные остатки, похожие внешне на листья осок и плодоношения *Sparganium* (Красилов, 1980), анемохоры *Baisia*, которая, скорее всего, являлась представителем проангиоспермов — голосеменных имитаторов покрытосеменных.

В некоторых местонахождениях (**Улан-Тологой** (рис. 9.3, табл. 9.1)) почти не встречаются остатки водных насекомых, зато сотнями присутствуют отпечатки приводных клопов архегоцимицид. Возможно, эти клопы как раз являлись обитателями плавающих агрегатов, в формировании которых участвовали *Otozamites* и *Baisia*.

Перед серединой раннего мела на юго-западе возникает огромное глубокое озеро (или озера) с большим заморным гипolimнионом (местонахождение **Бани-Шире** (рис. 9.3, табл. 9.1)). Осадки его, которые описывались как дзунбаинская свита, представляют собой толщи горючих „бумажных сланцев” огромной мощности с высоким содержанием органического вещества, образованного в том числе копролитами, возможно принадлежавших личинкам комаров-хириномаптерин. В слоях с меньшим содержанием органики встречаются остатки самих куколок и имаго хириномаптерин, редко личинок жуков *Coptoclava*. Наиболее обычные остатки других обитателей водоема — это построенные из крупных песчинок домики ручейников, скелеты рыб и раковины катушек. На тончайших донных осадках нет никаких следов обитания ручейников и моллюсков, так что они могли попадать в отложения только с плавающих растительных агрегатов.

На южном фесе Хангая известно несколько озерных местонахождений, преимущественно плоских небольших озер обширных речных долин. Самое известное из них **Анда-Худук** (рис. 9.3, табл. 9.1), открытое еще в начале прошлого века экспедицией Американского музея естественной истории (Berkey, Morris, 1927). Местонахождение состоит из двух толщ — вулканогенно-осадочной и осадочной, разделенных угловым несогласием, из которых первую сначала сочли юрской, вторую — нижнемеловой. Однако они содержат одну и ту же фауну и не могут сильно отличаться по возрасту (Синица, 1993). Основные обитатели — поденки *Ephemeropsis orientalis* Eichwald, 1868 (а не *Ephemeropsis trisetalis*, как в большинстве монгольских нижнемеловых местонахождений); стрекозы *Hemrosopus*, хаобориды *Chironomaptera* и жуки *Coptoclava*. Разница в видовой

принадлежности поденок скорее связана с более поздним временем существования озера, чем с иной экологией, так как тот же вид поденок известен из местонахождения Байса в Бурятии, где озеро имеет совершенно иное строение. Севернее и восточнее в подобных долинах существовали заболоченные леса, дававшие промышленное угленакопление (месторождения **Шарын-гол**, **Налайх**, **Нилигийская впадина** (рис. 9.3, табл. 9.1)). В разрезах можно видеть странные парагенезы, когда с кислыми осадками болот соседствуют карбонаты. По мере разработки долин ландшафт становится более плоским, и возникают обычные для мезозоя мелководные озера с оксифильной фауной *Ephemeropsis*. Промышленные угли Монголии традиционно считались юрскими, но энтомофауна озер верхней части многих разрезов типично раннемеловая. Одно такое озеро известно прямо на территории Улан-Батора, здесь найдены обильные остатки растений, насекомых и даже наиболее характерного для раннего мела маленького динозавра *Psittacosaurus*.

Если озера предыдущего этапа распространены практически по всей территории Монголии, то более поздние (конец баррема-апт) озера имеют крайне ограниченное распространение. Они приурочены к западной части Гобийского Алтая. Отложения этих озер часто надстраивают отложения предыдущего этапа, то есть они были расположены в тех же депрессиях. Самое известное и самое изученное из этих озер — озеро местонахождения **Бон-Цаган** (рис. 9.3, табл. 9.1). Оно располагалось немного южнее современного озера Бон-Цаган и имело сходные размеры. Бон-Цаган самое богатое в Монголии и одно из богатейших в мире местонахождений мезозойских насекомых. Из 86 точек наблюдений всего было собрано свыше 10000 остатков насекомых, принадлежащих к 15 отрядам и 108 семействам, из которых лишь около 20% вымершие. В коллекции ПИН РАН присутствует несколько тысяч видов. Больше всего собрано жуков (около 40%), цикадок, клопов, двукрылых и тараканов по 8–15%. Из водных насекомых наиболее обычны домики ручейников, следующие по частоте встречаемости — двукрылые, главным образом хаобориды, затем личинки и довольно многочисленные взрослые жуки *Coptoclava longipoda* и нимфы стрекоз *Hemeroscopus baissicus* Pritykina, 1977 (фото 12 б) и неопisanного вида из семейства Tarsophlebiidae; остальные встречаются реже, чем наиболее распространенные наземные насекомые. Всего представлено 17 семейств водных насекомых, из которых 10 (59%) вымершие. Кроме насекомых в местонахождении собраны остатки растений (Krassilov, 1982), моллюсков, остракод, конхострак, пауков, рыб, перья птиц и неполные остатки черепахи. Соотношение частот встречаемости разных групп можно оценить по полному подсчету находок в блоке слоистого мергеля размером около 20×20×20 см: растительные остатки — 3, конхостраки — 4, остракоды — 2, насекомые — 132. Из них: личинки стрекоз семейства Tarsophlebiidae — 10, *Hemeroscopus baissicus* — 2, личинки жука *Coptoclava longipoda* — 17, его имаго — 5, двукрылые-хаобориды — 52, другие двукрылые — 3, куколки двукрылых или ручейников — 25, цикадка — 1, клопы наземные — 3, перепончатокрылое — 1, тараканы — 3, Insecta inc. sed. — 10.

Остатки стрекоз составляют немного более одного процента ориктоценоза, это меньше, чем во многих других местонахождениях. В то же время они весьма разнообразны, представлены, по мнению Л.Н. Притыкиной (личное сообщение), 10–12 видами из 9 родов и 8 семейств. Три рода определены как новые, все виды, за исключением *H. baissicus*, также новые. Описан единственный вид *Turanophlebia mongolica* Fleck et al., 2004. Нимфы присутствуют у двух видов: *Hemeroscopus baissicus* и неопisanного вида лестоморфной стрекозы, по-видимому, из семейства Tarsophlebiidae. Остатки имаго *H. baissicus* составляют около 20% всех остатков стрекоз, ни один из остатков имаго лестоморфных стрекоз не встречен в количестве, сравнимом с количеством лестоморфных нимф, так что статистически связать имаго и нимфу лестоморфной стрекозы невозможно. Один из двух видов рода *Turanophlebia* найден в заметно большем количестве, чем любой другой вид лестоморфных стрекоз. Возможно, что именно он и является имаго найденной нимфы. Обе бонцаганские нимфы встречаются вместе и почти всегда в примерно равных отношениях или лестоморфных нимф несколько больше. Не известно ни одного нижнемелового захоронения стрекоз, где бы вместе встречалось более одного вида нимф. Все нимфы, судя по размерам и строению их крыловых зачатков, средних возрастов. Остатки нимф стрекоз встречены только в мергелях, образовавшихся в относительно оксифильных условиях.

Подробное описание местонахождения было опубликовано С.М. Синицей (1993). Общая площадь нижнемеловых отложений достигает почти ста квадратных километров. В отложениях были выделены две серии: дунд-аргалантская (улан-аргалантская и тэвшская толщи) и бонцаганская (хурилтская и холботская толщи). На основании корреляции по остракодам первая серия была отнесена к верхней юре, вторая — к нижнему мелу. Основанием для подобной корреляции было отнесение к верхней юре европейского пурбека, тогда как по современным представлениям весь или почти весь пурбек относится к нижнему мелу. Почти все виды насекомых, найденные в улан-аргалантских отложениях, присутствуют и в хурилтских, так что вряд ли есть основания полагать существенную разницу в возрасте этих отложений. Почти все бонцаганские виды насекомых (кроме большинства водных) найдены только в местонахождениях с бонцаганским комплексом, то есть имеют узкое стратиграфическое распространение и существенно разную экологию, так что нельзя считать, что особенности их распространения определяются палеоэкологическими или тафономическими причинами. В отличие от форм таксонов, установленных по домикам личинок, виды ручейников, установленные по имаго, имеют узкое стратиграфическое распространение. Очень низкий процент вымерших семейств насекомых, присутствие среди них многочисленных форм, преимущественно распространенных в позднем мелу, высокий процент первых находок семейств насекомых, доживающих донныне, большое число теплолюбивых насекомых позволяют отнести эти отложения ко второй половине нижнего мела, скорее всего, к апту.

Осадконакопление в Бонцаганской (Хулсын-Гольской) впадине началось в улан-аргалантское время с появлением значительной высотной разницы между впадиной и ее обрамлением, что привело к быстрому накоплению значительных

пролювиальных толщ. Осадки грубые, плохо сортированные, со слабо окатанными гальками, они транспортировались временными водотоками. После некоторого выполаживания рельефа, возникает озеро, занимавшее юго-восточную часть впадины. На начальных стадиях существования озера осадконакопление было активным, существовал значительный привнос псефитового и псаммитового материала, при снижении активности сноса шло осаждение алевролитов и глин. Желтые песчаники со знаками ряби, тянущиеся на многие километры, по-видимому, являются пляжными и характеризуют этапы замедления осадконакопления и равновесного стояния озера. Зеленовато-голубые и красные алевритистые песчаники с журавчиками и норками образовались в мелководных и частично субаэральных условиях на дельтоподобной озерно-аллювиальной равнине. Остатки обитателей озера в основном принадлежат моллюскам *Arguniella*, *Limnocyrena*, *Synotaia*, остракодам *Cypridea* и рыбам *Lycoptera*, остатки конхострак и водных насекомых редки, последние представлены главным образом домиками ручейников. Массовых захоронений водных ликопсид нет, но довольно обильны отдельные перышки *Otozamites lacustris* и гирагониты харовых водорослей. Остатки наземных растений и насекомых фрагментарны. Не отмечены характерные диаспоры *Baissia*. Таким образом, большинство остатков принадлежат редким ксероморфным приводным растениям (*Brachyphyllion*), более поздние ценосерии представлены плохо. По-видимому, рельеф был быстро выровнен эрозией, *Brachyphyllion* занимал значительные территории вокруг озера, более мезофильные местообитания с чекановскиевыми и гинкговыми были удалены и в основном приурочены к речным долинам. Обилие изолированных надкрылий жуков, тараканов и цикадок свидетельствует о фрагментации остатков и их переносе, скорее всего, при поверхностном смыве. Набор остатков насекомых обнаруживает сходство с таковым английского вельда, так что обстановка может быть в известной степени сходной. Интересно, что здесь найден остаток термита *Valditermes*, весьма характерного для вельда. Озеро довольно быстро увеличивалось, занимая все большую площадь, глубина его была относительно невелика. Для этой стадии существования озера характерно развитие карбонатных платформ — водорослевых известняков с обильными остатками моллюсков и ракообразных, превращающих местами известняки в ракушечники. Осадконакопление происходило в фотической зоне при изменчивом водородном показателе и высоком окислительном потенциале. Озеро оставалось неустойчивым, что можно видеть по присутствию двух уровней трещин высыхания и четырех уровней приноса псефитового и псаммитового материала. Однако эти колебания не были очень велики, насколько можно видеть по большой протяженности известняков-ракушечников и их значительной мощности. Несмотря на постоянные изменения условий, в общем, этот режим сохранялся достаточно долго. Животное население водорослевых платформ — главным образом крупные брюхоногие моллюски *Bythinia*, *Valvata*, *Probaicalia* и остракоды *Cypridea*, *Timiriasevia*, реже конхостраки *Bairdestheria* и двустворки *Arguniella*. Остатки насекомых практически отсутствуют, что понятно из-за оксифильных условий, но практически нет и домиков ручейников, обычно обильных на водорослевых платфор-

мах. Начало следующего этапа знаменуется усилением поступления в озеро псаммитового, и даже псефитового материала, а также растительного детрита, усиливается эрозия и энергия поступающих в озеро потоков. Озеро быстро углубляется, и в разрезе появляются отложения профундали — темные и черные тонкослойчатые алевропелиты с высоким содержанием органического вещества („бумажные сланцы“). Это увеличение захоронения углерода может быть не связано с увеличением трофности озера за счет увеличения поступления в озеро биогенов при усилении эрозии. Возможно, что к захоронению органики в условиях аноксии приводит просто углубление озера, если оно расположено в зоне теплого климата, исключая зимний переворот воды. Как обычно, пачки „бумажных сланцев“ разделены тонкими прослоями мергелей, отмечающими краткие эпизоды распространения относительно оксифильных условий. К концу улан-аргалантского времени озеро вновь мелеет и заполняется песчаными осадками, трансгрессивный ряд циклитов сменяется регрессивным. Это происходит, несмотря на явное оживление тектонической активности. В осадках появляются в довольно большом числе нептунические дайки и следы подводных оползней и разрывов. Источником органики были наземные растения, планктон, но в большей степени, по-видимому, плавающие растительные острова. Их каркасом вместо беннеттита *Otozamites lacustris* становятся плавающие разноспоровые плауновидные *Limnothetis* и *Limnoniobe*, на них сцепляющиеся талломы печеночников и далее эпифитные синезеленые, желто-зеленые и зеленые водоросли. На плавающих островах, скорее всего, существовала и обильная животная жизнь, но в „бумажных сланцах“ остатки сохраняются плохо, о присутствии насекомых можно судить только по домикам ручейников. Минерализованные бактериоморфные структуры здесь представлены только сферическими формами размером около 3 мк. Они могут быть свободно распределены по поверхности слоев или погружены в осадок, изолированно или в едином, также минерализованном, первично слизистом веществе. Сферическая форма остатков показывает, что минерализация происходила очень быстро, до существенной усадки осадка.

После оживления тектонической активности начинается этап вулканической деятельности. Преобладают потоки и покровы лав, подушечные и шаровидные отдельности редки, так что лишь в меньшей части случаев излияние лав происходило в озеро. Единое озеро, скорее всего, распалось на множество небольших. Центральный лавовый купол располагался в северо-восточной части структуры. Извержение лав происходило из трещин, щитовых вулканов и центрального вулкана. Туфы перерабатывались и отлагались главным образом в водных условиях. Молодой вулканический рельеф интенсивно разрушался, и продукты размыва накапливались в озерах. Озера в межэруптивных фазах существовали достаточно долго, так что в них накапливалось до десятков метров осадков. Основными обитателями этих озер были остракоды и водные насекомые.

Вулканическая деятельность прекратилась к началу хурилтского времени. Следов поствулканической деятельности — гидротермальных, хемогенных

кремнистых отложений и прочих подобных образований не наблюдается. Восстанавливается единство озера, и оно занимает почти всю структуру, насколько можно судить по распространению желтых пляжных песчаников из продуктов переработки андезитов вулканогенного рельефа с юго-востока до крайнего северо-запада впадины. В южной части впадины сохранялись и отдельные небольшие изолированные озера. Наиболее глубокая часть озера располагалась на восток от его средней части, западнее ее было расположено подводное поднятие или остров в этой части впадины вообще нет отложений профундали. В профундальной части озера существовала примерно та же экосистема с планктоном и плавающими островами, что и в центральных частях улан-аргалантского озера. Основанная на продукции фитопланктона экосистема существовала в относительно оксифильных олиготрофизованных условиях, когда окислительный потенциал достаточен для водорослевого осаждения карбонатов и образования мергелей. Над планктонным уровнем здесь существовали хищники первого порядка — личинки хаборид и достаточно многочисленные хищники высших порядков — плавающие нимфы стрекоз и личинки жуков, рыбы. Можно подчеркнуть, нимфы стрекоз и рыбы — жабродышащие животные, следовательно, в воде содержалось достаточное количество кислорода. Разнообразие хищников может рассматриваться как показатель относительной стабильности экосистемы.

Экосистемы плавающих островов существовали в наиболее высокотрофных или слабо выедаемых условиях. Повышение трофности могло быть связано и с повышенным попаданием в озеро фосфатов в результате эрозии изверженных базальтов. Когда ландшафт пенеценизировался и поступление фосфатов сократилось, трофность экосистемы озера упала, во всяком случае, стало сохраняться заметно меньше органики. Свою роль могло сыграть и уменьшение глубины озера, связанное с замиранием тектонических движений и заполнением чаши осадками. Каркасом плавающих островов снова были плавающие разноспоровые плауновидные *Limnothetis* и *Limnionobe*; беннеттит *Otozamites lacustris* отсутствует. Плавающие растения перекрывают свет, и водоросли плохо снабжают кислородом даже верхние слои толщи воды. Они же резко уменьшают ветровое перемешивание. В результате почти вся толща воды оказывается аноксной. Основными фитофагами на плавающих островах были домикостроющие ручейники. Хотя они и жабродышащие насекомые, их личинки могли успешно существовать на плавающих островах, где вода была насыщена образующимся при фотосинтезе кислородом. Домики личинок создавали влажную камеру, так что личинки могли дышать жабрами, даже выползая на субаэральную поверхность плавающих островов, например при избегании от водных хищников (Пономаренко, 2010). Вначале в толще воды преимущественно существовали аноксные условия, затем, судя по развитию мергелей, озеро довольно часто оксифилизировалось, затем вновь вернулись аноксные условия. В некоторых случаях параллельно идет некоторое огрубение осадков, увеличение обилия остатков наземных растений и очень сильное повышение обилия водных ликопсид. В этих же слоях очень много обугленного растительного детрита. Возможно, что такие изменения указывают на усиление стока и сноса,

приводящего к усилению степени эвтрофикации. Вышележащие желтоватые и светло-серые тонкослойчатые глинистые отложения образовались уже при слабой аноксии, большая часть органики успевала окислиться, хотя, судя по остаткам, плавающие липосиды были все еще обильны. В этих отложениях остатки водных насекомых редки, хотя только здесь встречается своеобразный водолюбообразный жук *Cretohelophorus cupedoides* Ponomarenko, 1987 — вероятно, первый известный представитель семейства Hydrochidae, первый мезозойский представитель жуков-плавунчиков из рецентного рода — *Haliplus cretaceus* Prokin et Ponomarenko, 2013 и последний известный представитель вымершей базальной группы хелофоройдной линии жуков-водолюбов *Laetopsia bontsaganica* Prokin, 2009 (фото 12 в). Чаше встречаются фрагментированные остатки наземных насекомых. К концу хурилтского времени озеро мелеет и постепенно заполняется песком. Судя по остаткам насекомых из глинистых прослоев, вплоть до конца хурилтского времени никакой смены состава насекомых, которую следовало бы интерпретировать как эволюционную, не было. Насекомые всех меловых отложений бонцаганской впадины образуют единый комплекс, лишь состав водных насекомых меняется в соответствии с характером водоема.

Смена мергелей и аноксных глубоководных отложений может интерпретироваться и как климатогенная. Мергели характеризуют более сухие и жаркие периоды, терригенные осадки — более прохладные и гумидные. Распределение некоторых наземных насекомых, например, сетчатокрылых и тараканов, как кажется, подтверждает подобную интерпретацию.

В холботское время озеро вновь заполняется осадками и мелеет. Донные осадки в это время были преимущественно песчаными, в озере возникали многочисленные пересыпи и дюны, разделявшие озеро на отдельные чаши. Зерна песчаников имеют следы ветровой переработки. Из-за оксифильных условий и грубозернистых осадков остатки насекомых не сохраняются. Не сохраняются даже домики ручейников из органических частиц, а домики из песчинок очень трудно идентифицировать.

Экосистемы озер бонцаганского типа представляют закат великой восточноазиатской фауны Жехе. Из пяти ее важнейших элементов — поденок *Ephemeroptera*, жуков *Coptoclava*, стрекоз *Hemeriscopus*, домикостроющих ручейников и рыб *Lycoptera* уже в начале бонцаганского этапа исчезают поденки. Появившиеся позже всех стрекозы, как и другие компоненты, продолжали существовать. Ручейники даже увеличивают значение, в некоторых местонахождениях этого типа они становятся подавляющими доминантами, их разнообразные домики часто буквально покрывают поверхности напластования и оказываются породообразующим компонентом строматолитов.

В конце раннего мела, в альбском веке, происходит быстрое изменение состава насекомых, одновременное с распространением покрытосеменных растений. К сожалению, энтомофауны этого времени встречаются редко и изучены плохо. В Монголии известны отложения озер, существовавших на границе раннего и позднего мела, но все это мелководные озера с оксифильной водной массой и

красноцветными осадками. Остатки насекомых в них не сохраняются, не найдены и домики ручейников.

Палеогеография позднего мела Монголии резко отличается от палеогеографии всего предыдущего периода. Местонахождения верхнего мела известны только из гобийской части Монголии, в Заалтайской и Восточной Гоби. Местонахождения позднемеловых позвоночных многочисленны, а захоронения растений и особенно насекомых очень редки. Озера были очень большие, почти озера-моря, но не очень глубокие, их осадки были грубыми, не пригодными для сохранения остатков насекомых. Тем не менее, в известном местонахождении динозавров **Алтан-Ула** (рис. 9.3, табл. 9.1) найдены изолированные надкрылья жуков. Интересно, что среди них довольно много надкрылий листоедов-донациин, личинки которых живут на водных растениях. Почти одновременно появляются динозавры с зубами, приспособленными к пережевыванию пищи с примесью абразивного материала. Таковой представляются прибрежные геллофиты — кормовые растения радужниц, вместе с которыми в рот мог попадать высоко-абразивный грунт (Пономаренко, 2006, 2010). Еще в одном верхнемеловом местонахождении **Бамба-Худук** (рис. 9.3, табл. 9.1) найдены домики ручейников.

Распространение местонахождений палеогеновых озер, в общем, совпадает с таковым позднемеловых и сходно с ними по представленным фациям. Только в одном из местонахождений найден единственный остаток насекомого — надкрылье таракана. Неогеновые озера были шире распространены по территории и также многочисленны, но в их осадках остатки насекомых не найдены. Наверняка могут быть найдены субфоссильные остатки плейстоценовых насекомых, особенно в зоне вечной мерзлоты.

Рассмотрение экосистемной организации древних озер Монголии, в первую очередь на основании изучения комплексов водных насекомых, позволяет сформулировать некоторые общие соображения об эволюции экосистем континентальных водоемов.

Мезофитные растения, представленные споровыми и голосеменными, по-видимому, в меньшей степени, чем современная растительность, были способны предупреждать эрозию поверхности земли; ландшафт был сходен с современным аридным вне зависимости от количества атмосферных осадков (Пономаренко, Калугина, 1980). Высокие концентрации взвешенного вещества служили причиной низкой прозрачности воды и создавали световые условия, уменьшающие объем фотической зоны. При отсутствии почвенного буфера в нестабильных условиях любые изменения на водосборе вели к резкому изменению гидрохимических показателей и приводили, в том числе, к заморам. Частые катастрофические паводки и смывы грунта делали свободно плавающие или закоренные агрегаты и их консортивные сообщества наиболее устойчивыми в таких условиях.

Сохранение мезозойских пресноводных реликтов из числа членистоногих во временных водоемах — щитней (Mantovani et al., 2004) и жуков-хелофорид, свидетельствует о значительной древности их экосистемной организации, кото-

рая во многом была свойственна и древним озерам. Так, например, современный род *Helophorus* (Coleoptera, Helophoridae) восходит к концу юры (Шар-Тэг) (Fikáček et al., 2012 a, 2012 б), а рецентный вид *Helophorus sibiricus* (Motschulsky, 1860) найден в раннем миоцене Карташево (Fikáček et al., 2011).

С появлением покрытосеменных гелофитов усилилось эвтрофирование водоемов за счет более легкого разложения их тканей по сравнению с голосеменными, четче стали оформлены границы водоемов.

При питании динозавров сначала плавающими агрегатами, а затем гелофитами, в воду должны были попадать продукты дефикации с вероятным стехиометрическим преобладанием азота над фосфором, как у птиц. Такие экскременты должны были обеспечивать преимущественное развитие хищных клоацер и копепод (как в морях) (Толмеев, 2006; Andersen, Hessen, 1991; Sterner, Schulz, 1998), а не мирных клоацер и коловраток, как при эвтрофировании продуктами жизнедеятельности млекопитающих с преобладанием фосфора. Господство млекопитающих обеспечило перевес в пользу фосфора в трофических сетях континентальных экосистем, что, вероятно, во многом определило облик Земли современного типа с резкой границей между сушей (включая внутренние водоемы) и морем.

Со второй половины эоцена начинается похолодание, которое имело для континентальных водоемов два благоприятных последствия. Похолодание улучшило обеспечение водной массы кислородом за счет ее сезонных переверотов, а более прохладный и сезонно-сухой климат привел к распространению злаковых биомов, успешно препятствующих эрозии (Пономаренко, 2010). Усиление почвообразовательного процесса с накоплением биогенов привело к образованию континентальных гидроэкосистем современного облика, стабилизировав их границы и упорядочив вещественно-энергетические потоки с водосбора через почвенный буфер. Формирование границ бассейнов привело к увеличению разнообразия пресноводных рыб, которые постепенно вытеснили пресноводные экосистемы с „беспозвоночным контролем” на периферию сукцессионных рядов (временные водоемы, болота) или во внебассейновые экосистемы (например, высокогорные озера), где в экстремальных условиях среды гетеротопы и амфибионты до сих пор имеют преимущества перед гомотопными гидробионтами. В водоемах, где хищниками высшего трофического звена стали рыбы, за счет их неселективного хищничества по механизму „контроля сверху” (Безина, 1997) увеличилось разнообразие и уменьшились средние размеры хищных беспозвоночных.

В заключение можно еще раз отметить, что на территории Монголии особенно хорошо представлены раннемеловые озера, и их подробное изучение могло бы значительно продвинуть развитие палеолимнологии.

10. ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ОЗЕР МОНГОЛИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

10.1. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОЗЕР В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ*

К началу плейстоцена, а точнее в эоплейстоцене, были сформированы основные морфоструктурные элементы рельефа Монголии. Правда, формирование определенных элементов и основных поднятий Гобийского и Монгольского Алтая продолжалось в течение всего плейстоцена, а местами наблюдается и до настоящего времени. Точно так же почти современный облик приобрели и основные зоны межгорных впадин (Котловина Больших Озер, Предалтайская зона, Долина Озер, Дархатская, Хубсугульская и Бусингольская впадины, большинство гобийских впадин и т.д.). Главным фактором в развитии плейстоценового осадконакопления становится климатический, который в значительной мере предопределяет и развитие озерных бассейнов в различных регионах Монголии.

С эоплейстоценом в Монголии связываются преимущественно аллювиальные и аллювиально-пролювиальные толщи, развитие в Котловине Больших Озер, Долине Озер, Северной Монголии (долины рек Орхон, Селенга и др.), в ряде районов Гоби. К числу их относятся свиты туйнгольская и гошу, впервые выделенные в Долине Озер соответственно вдоль ее северного и южного бортов (Девяткин, 1981), „верхнегобийские” конгломераты, развитые главным образом на юге Монголии, и др. Общими чертами эоплейстоценовых отложений Монголии является их бурочувствительность, проявляющаяся в разных фациях (Девяткин, 1981), а также присутствие в них значительного количества выветрелого обломочного материала как переотложенного, так и выветрелого на месте (в породе), наличие погребенных почвенных „красноцветных” горизонтов. Распространены эти отложения как во впадинах (в их краевых частях), так и в долинах рек. Значительно реже эоплейстоценовые отложения удается обнаружить в центральных частях некоторых впадин, где они представлены глинистыми и алеврито-песчаными озерными осадками.

К сожалению, данные об озерных эоплейстоценовых отложениях крайне отрывочны. Можно с определенной долей вероятности предполагать их развитие в наиболее крупных впадинах Западной Монголии (Котловина Больших Озер, Долина Озер, Предалтайская зона), в Дархатской котловине (Северная Монголия), в Тамсагской впадине (Восточная Монголия). Все эти котловины, интенсивно заполнявшиеся осадками еще в неогене, безусловно, испытывали опускание и в эоплейстоцене (эоплейстоцен мы даем в понимании Е.В. Девяткина (1981), 3.5–0.7 млн. л. н.), о чем свидетельствуют мощности аллювиальных и пролювиально-делювиальных отложений свиты гошу и ее аналогов в южных краевых частях Долиноозерских впадин, достигающие местами

* В. Ф. Шувалов, Т. В. Николаева

200 м и более. В то же время на Южно-Хангайском плато, в долинах рек Байда-раг, Туйн и других мощности эоплейстоценового аллювия, по данным Е.В. Девяткина (1981), обычно не превышают 10–12 м.

Спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный в эоплейстоценовых отложениях Западной Монголии (туйнгольская свита), свидетельствует о том, что растительность во впадинах имела степной облик, а в горах лесостепной. Однако во впадинах пыльца древесных также присутствует (до 16–20%), причем в составе ее встречаются сосна, кедр, береза, реже широколиственные, в 2.5 раза превышающие ее содержание в современных спектрах. Степные спектры, в составе которых преобладают пыльца полыни и маревые, также отличаются от современных, что позволяет сделать вывод о большей увлажненности климата всей территории Монголии в эоплейстоцене по сравнению с настоящим временем (Девяткин, Шилова, 1970; Девяткин, 1982).

О характере озерных водоемов этого времени судить трудно, так как озерные отложения изучены крайне слабо. Можно лишь отметить, что озера имели меньшее распространение, чем в плиоцене, и были меньшими по размерам. На это, в частности, указывает залегание аллювиально-пролювиальных фаций эоплейстоцена на типично озерных отложениях плиоцена севернее оз. Хиргис и в других местах.

Ситуация эоплейстоцена в целом несколько напоминает ту, которая была на западе Монголии в ранней юре в эпоху активных тектонических движений, где почти во всех известных разрезах юры преобладают грубообломочные аллювиальные отложения, а озерные почти не встречаются. При этом климат в раннеюрское время был значительно более влажным, чем в эоплейстоцене.

Как отмечалось выше, основные элементы рельефа Монголии к плейстоцену уже сформировались (за исключением ряда поднятий и впадин в Гоби), и в дальнейшем определяющим фактором в развитии Монголии становится климатический. Как отмечает Е.В. Девяткин (1982), значительные климатические изменения, проявившиеся в плейстоцене, „наложенные” на уже сформировавшийся в своих основных чертах разнообразный рельеф, привели к образованию нового комплекса отложений. Он отличается как появлением совершенно новых типов отложений (ледниковых, флювиогляциальных и др.), так и значительным изменением литолого-фациальных черт таких типов, как аллювиальные, пролювиальные и озерные отложения, связанных с проявлением мерзлотных, перигляциальных процессов, обусловленных неоднократными колебаниями (похолоданиями и потеплениями, увлажнением и аридизацией) климата плейстоцена.

В свете этих изменений и будет рассмотрена позднеплейстоценовая история озер Монголии. Наиболее полно она может быть охарактеризована в основных межгорных впадинах Монголии (Котловина Больших Озер, Долина Озер, и впадины Северо-Восточной Монголии), располагающихся в современном аридном поясе. Озера бессточных впадин (большинство из них именно таковые) являются хорошими индикаторами палеоклиматических изменений, имевших место на протяжении плейстоцена. Как отмечает Е.В. Девяткин (1982), при изучении палеогеографии бессточных впадин аридной зоны страны приходится учиты-

вать проблему „аридов” и „плювиалов”. Большинство исследователей считают, что оледенение в горах Алтая и Хангая соответствует плювиальному, а межледниковья — аридному климату в зоне впадин. Н.Т. Кузнецов и Э.М. Мурзаев (1963) для плейстоцена Центральной Азии выделяют особую „озерную стадию”, связывая ее с увлажнением климата в период оледенения. По мнению Е.В. Девяткина (1981), „пик плювиальности” в этих районах совпадал с концом межледниковья и первой половиной оледенения. В максимум и во вторую половину оледенения климатические условия были более аридными, чему способствовало то, что большие массы воды были „законсервированы” в ледниках. Некоторое, но меньшее увеличение влажности было связано с периодом деградации горных ледников. Увеличение речного стока для этого времени оценивается Н.Т. Кузнецовым (1968) в 15–20%. Межледниковое время характеризовалось общим повышением температур, увеличением испарения, а, следовательно, уменьшением речного стока и регрессией озерных бассейнов, что мы наблюдаем в настоящий момент (Девяткин, 1981).

В целом формы рельефа современных озерных котловин и распространение в них соответствующих осадков свидетельствуют о существенно больших размерах озер в прошлом. Однако далеко не всегда удается установить время максимальной озерной трансгрессии в тех или иных регионах Монголии в плейстоцене. Особенно трудно это сделать для раннего плейстоцена, осадки которого чаще всего либо не отделяются от среднеплейстоценовых, либо вообще не прослеживаются. В то же время нет никаких оснований считать, что в начале плейстоцена в Котловине Больших Озер, Предалтайских впадинах, Долине Озер и других депрессионных зонах Монголии озер не было. Несомненно, озера здесь существовали, но данные об их размерах и другие характеристики большинство исследователей не приводят ввиду отсутствия материала об осадках. Последние, в ряде случаев, возможно, и вообще смыты эрозионными и денудационными процессами, а местами, вероятно, погребены под более молодыми толщами. В пользу существования озер в указанных регионах Монголии в раннем плейстоцене могут свидетельствовать в основном косвенные данные, в частности, присутствие у северного подножия хр. Хан-Хухийн аллювиально-пролювиальных отложений нижнего плейстоцена видимой мощностью до 25 м (Убсунурская котловина). Как отмечает Е.В. Девяткин, по своему составу и положению в рельефе они сопоставимы с эоплейстоценовой свитой гошу (Девяткин и др., 1989).

В Хиргиснурской впадине Котловины Больших Озер нижнеплейстоценовые отложения также изучены очень слабо и палеонтологически не охарактеризованы. Они выделяются в двух местах на основании их общего положения в стратиграфическом разрезе. На левом берегу протоки Чонохарайх это озерные светло-серые пески, суглинки с прослоями глин и гравийников мощностью до 5 м, залегающие на отложениях чонохарайской свиты с размывом. Вблизи гор эти отложения выклиниваются и образуют древние береговые валы на уровне 1190 м. К северу от оз. Хиргис нижнеплейстоценовые отложения залегают на верхнем плиоцене и представлены серыми щебнисто-галечно-супесчаными образованиями мощностью до 10 м. Перекрыты они среднеплейстоценовыми озерными от-

ложениями высокой террасы оз. Хиргис (Девяткин и др., 1989). По мнению Е.В. Девяткина, литолого-генетические особенности и условия распространения нижнеплейстоценовых отложений в Котловине Больших Озер позволяют считать, что они отвечают небольшой трансгрессивной фазе озерного бассейна, не превышающей отметки 1190 м. Спорово-пыльцевой спектр отражает бедную растительность сухих степей.

Нижнеплейстоценовые отложения аллювиального и аллювиально-пролювиального генезиса обнаружены также в долинах и бассейнах рек Селенга, Керулен, Тола, Онон и других, а также близ Торейских озер, но они не свидетельствуют о характере возможно существовавших здесь озерных бассейнов в это время.

В Долине Озер отложения нижнего плейстоцена имеют очень ограниченное распространение и представлены главным образом пролювиально-аллювиальными образованиями свиты гошу вдоль северного подножия Гобийского Алтая (хр. Их-Богдо, Бага-Богдо, Арц-Богдо). Видимая их мощность до 120 м. В центральной части Долины Озер грубые осадки свиты гошу сменяются более тонкими песками, глинами и прослоями галечников мощностью до 45 м. Возможно, часть их относится к отложениям озер.

Несомненно, небольшие озера в раннем плейстоцене были и на юге, в гобийских районах страны, однако о строении и мощности отложений нижнего плейстоцена здесь почти ничего неизвестно, если не считать возможно относящихся к этому возрасту плотных серых покровных („верхнегобийских“) конгломератов.

Значительно более полные материалы имеются по среднему плейстоцену, во время которого озерные бассейны достигали огромных размеров в Котловине Больших Озер, Долине Озер, Предалатайских впадинах, на северо-востоке и в других районах Монголии. В середине плейстоцена оледенением была охвачена большая часть горных сооружений Монголии, в первую очередь Монгольский и Гобийский Алтай, Прихубсугулье, Хангай и Хэнтэй. Следы оледенения в горах Монголии отмечает множество исследователей (Berkey, Morris, 1927; Обручев, 1947; Мурзаев, 1952; Маринов, 1957; Сеницын, 1959; Кузнецов, Мурзаев, 1963; Николаева, Шувалов, 1967; Маринов, Селиванов, 1970; Девяткин, 1970; Селиванов, 1972; Девяткин и др., 1978; Девяткин, 1981, 1982 и др.). Многочисленные реки, бравшие начало в этих горах, несли огромные массы воды в Котловину Больших Озер, Долину Озер и другие котловины Монголии, что не могло не вызвать в них резкого повышения уровня озерных водоемов. Следы их прекрасно сохранились в большинстве крупных впадин Монголии. Касаясь Котловины Больших Озер (КБО), заметим, что в ее северных впадинах, куда впадают крупнейшие реки Хангая и Монгольского Алтая (Тэс, Дзавхан, Хунгуй, Ховд и др.), ведущими процессами была озерная и речная аккумуляция, тогда как в южных впадинах (Хойсуингобийская, Шаргаингобийская и др.) доминировали процессы пролювиального и склонового осадконакопления и только в центре их отмечаются озерные и озерно-такырные осадки (Девяткин и др., 1989). В последующие позднеледниковое и послеледниковое время озерные осадки большинства впадин КБО подверглись

эоловой переработке, благодаря которой в восточных частях КБО и на западных склонах Хангая сформировались крупнейшие в Монголии массивы эоловых песков (Монгол-Элс, Бориг-Дэл-Элс, Алтан-Элс и др.).

В самой северной впадине КБО — Убсунурской, по данным Н.Б. Глуховской (1989), озерно-аллювиальные осадки среднего плейстоцена к востоку от оз. Убсу формируют ступень озерной равнины на высотах 80–290 м над уровнем озера. Поверхность равнины переработана эоловыми процессами, имеет бугристый микрорельеф. В составе отложений преобладают серые и желтовато-серые пески с прослоями супеси, глины. Озерные отложения этого же возраста развиты и к юго-западу от оз. Убсу у подножия хр. Тохтоген-Шиль, где они представлены суглинками, глинами, грубозернистыми песками с галькой общей мощностью до 4–5 м. В районе Улангома, по данным польских геологов, среднечетвертичные дельтово-озерные пески, гравийники и глины имеют мощность до 100–200 м (Slowanski, 1970). В разрезе озерных отложений в долине р. Хойт Н.Б. Глуховской были собраны многочисленные моллюски и остракоды, которые свидетельствуют о возрасте осадков не древнее среднего плейстоцена (Глуховская, 1989). Судя по реконструкциям, проведенным Е.В. Девяткиным, Н.Б. Глуховской, Д.В. Севастьяновым и Н.И. Дорофеюк, озерный бассейн среднего плейстоцена в Убсунурской впадине занимал почти всю одноименную котловину и, видимо, имел водную связь с расположенным к югу крупнейшим бассейном Хиргиснурской и других впадин КБО через пролив в районе Улангома (рис. 10.1), откуда воды перетекали в Убсунурскую котловину в силу ее более низкого гипсометрического положения (современный уровень оз. Убсу составляет около 760 м по сравнению с 1028 м оз. Хиргис). Как и ныне, Убсунурский водоем в среднем плейстоцене был конечным, в то время как Хиргиснурский, ныне конечный, вероятнее всего, был проточным озером.

На большей части Хиргиснурской и соседних с нею Харнурской, Харуснурской впадин и низовьях р. Дзавхан, т.е. в центральной части КБО, среднеплейстоценовые отложения представлены в основном озерными и озерно-аллювиальными фациями, отражающими различные стадии развития плювиальных бассейнов. В основании разреза среднего плейстоцена на левобережье протоки Чонохарайх (между озерами Хар-Ус и Хар) залегает маломощный (до 2 м) горизонт серовато-бурых и серых песков с гравием и валунами (Slowanski, 1976). Эти отложения отвечают периоду интенсивного вреза во время регрессивной фазы начала среднего плейстоцена и разобщения озер Хар-Ус и Хар. Выше него лежит пачка светло-серых алевроитов (8.5 м) с типичной ленточной слоистостью. Из этих отложений получены две термолюминесцентные даты: 360 ± 42 и 320 ± 35 тыс. лет. Палеомагнитные исследования дали цифру 330 ± 50 тыс. лет, что позволяет отнести осадки к началу среднего плейстоцена (Девяткин, 1981).

Более высокие горизонты среднего плейстоцена представлены песками, гравийниками, реже галечниками, которые образуют уровень наиболее высокой озерной террасы в центральной части КБО, фиксируемый в интервале 1260–1180 м, т.е. 150–250 м над современным урезом воды оз. Хиргис. Равнина на-

клонена к озеру, покрыта у бортов пролювиальными шлейфами, золовыми песками, расчленена сайрами. Типичные озерные осадки сохранились здесь на самых плоских участках. Озерные осадки этого времени вскрыты и бурением.

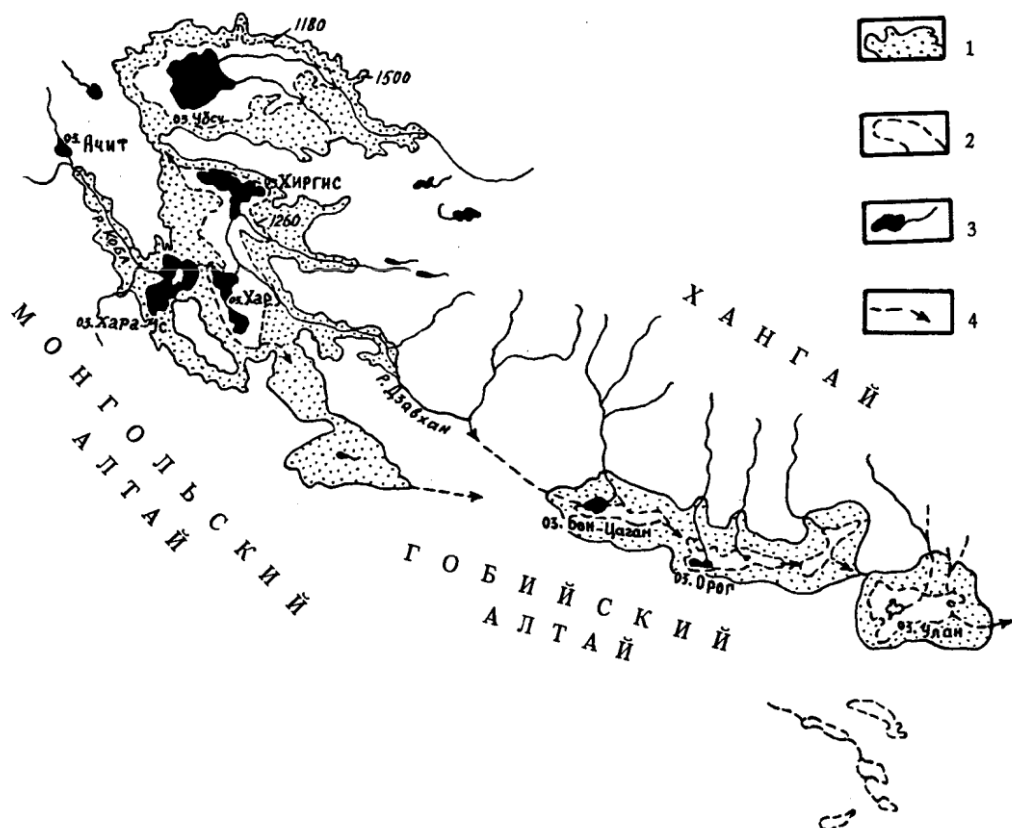


Рис. 10.1. Схема позднечетвертичной эволюции озерно-речной сети в Котловине Больших Озер и Долине Озер (по: Э.М. Мурзаеву, 1952 и Е.В. Девяткину, 1981; с дополнениями Д.В. Севастьянова и Н.И. Дорофеюк, 1992). 1 — граница озерных бассейнов в среднем плейстоцене; 2 — граница озер в позднем плейстоцене; 3 — современные озера и реки; 4 — предполагаемое направление древнего стока.

К северо-западу от аймачного центра Дзавхан (южнее оз. Хиргис) они представлены толщей песков и галечников (50 м), подстилаемых пачкой озерных глин (8 м). Возраст максимальной трансгрессии среднего плейстоцена можно оценить термолуминесцентными датировками. Так, из разреза оз. Хиргис-2 из озерных песков, залегающих в доколе IV озерной террасы, имеется датировка 280 ± 33 тыс. лет. Среднему плейстоцену соответствует и датировка песчано-алевритовых осадков, вскрытых в доколе III озерной террасы по р. Дзавхан (177 ± 19 тыс. лет). Таким образом, возраст отложений высокого уровня озерно-го водоема КБО лежит в интервале 177–280 тыс. лет (Девяткин и др., 1989).

В долине р. Ховд в среднем плейстоцене существовал каскад проточных озер. Так, наиболее крупное из них оз. Ачит достигало уровня 1500 м (на 65 м выше уровня современного), о чем свидетельствует фациальное замещение на этом уровне солифлюкционно деформированных склоновых образований озерными песками (Девяткин и др., 1978).

В южной части КБО озера среднего плейстоцена существовали в Хойсуингобийской и Шаргаингобийской впадинах. В Хойсуингобийской впадине среднеплейстоценовый уровень озерной аккумуляции фиксируется на отметках около 1300 м, а в Шаргаингобийской — на высоте около 1100 м. При этом реконструкции показывают, что был сток вод из первой впадины во вторую (Девяткин, 1981). Мощности озерных осадков песчано-глинистого состава, относящихся к указанным уровням в этих впадинах, крайне невелики и обычно составляют первые метры.

Озерные бассейны в среднем плейстоцене были и в Предальтайских впадинах — Дзэргэнской и Ихэснурской, причем в периоды максимальной трансгрессии они соединялись с бассейнами КБО (рис. 10.1).

В среднем плейстоцене максимальных размеров достигли озерные бассейны и в Долине Озер. Эта крупная депрессионная структура, унаследованная с позднего мезозоя и кайнозоя, протягивается почти на 600 км вдоль северного подножья Гобийского Алтая, достигая ширины в 50–75 км. Она включает несколько впадин (Бэгэрская, Бонцаганнурская, Орогнурская и Уланнурская), вытянутых цепочкой с северо-запада на юго-восток. С севера эта асимметричная депрессия (крутой борт у нее южный) ограничена пологими склонами Южно-Хангайского плато. Отложения среднего плейстоцена занимают здесь большие площади и весьма разнообразны генетически. Аллювиальные образования формируют средневысотные (15–25 м) уровни террас в долинах южнохангайских рек Байдараг, Туйн, Тацын, Нарийн, сливаясь к центру депрессии в единую равнину, сложенную главным образом серыми и серовато-бурыми галечниками, песками и гравийниками. В южном направлении, т.е. к Гобийскому Алтаю, грубость материала уменьшается, и аллювий замещается озерными осадками. К западу от оз. Бон-Цаган озерно-аллювиальные отложения среднего плейстоцена слагают цокольную террасу на абсолютных высотах от 1400 до 1665 м (до 340 м над современным уровнем воды в озере). Южнее озера ими выполнено грабенообразное понижение, где они лежат под верхним плейстоценом. В составе этих осадков серые и буроватые пески, глины с включением дресвы, гравия и гальки. В осадках цокольной террасы преобладают серые глины с обломками и прослоями песка. Мощности чехла на цокольной террасе до 38 м, а в грабене — до 90 м и более.

Озерные отложения среднего плейстоцена к югу от оз. Цаган состоят из супесчаных осадков мощностью до 65 м, а между озерами Орог и Тацын-Цаган — из желтовато-бурых глин мощностью около 9 м.

Во всех указанных местах среднеплейстоценовые отложения либо перекрыты верхним плейстоценом, либо перевеяны в бугристые, кучевые, реже барханские пески. Наиболее крупные массивы песков расположены южнее оз. Бон-

Цаган, вокруг оз. Орог и по южному берегу оз. Тацын-Цаган. Мощности их достигают местами 20–25 м.

В среднем плейстоцене в Долине Озер водоем достигал максимальных размеров. Он занимал огромную площадь, протягивающуюся на несколько сотен километров с северо-запада на юго-восток, от оз. Бон-Цаган до оз. Тацын-Цаган, и соединялся с бассейнами озер Бэгэр (на севере) и Улан на юге, где уровень максимальной трансгрессии достигал 1100 м. Уровень крупнейшего Долинно-озерского бассейна составлял 1400–1420 м. В него, видимо, частично поступали в это время с севера и воды р. Дзавхан через Дэлгэрскую впадину, где бурением и геофизикой установлены аллювиальные отложения мощностью до 20–40 м (Девяткин, 1981). Реконструкция этих бассейнов приведена на рис. 10.1. Общее направление стока из бассейнов КБО и Предалтайских впадин было к юго-востоку в сторону котловины оз. Улан и других гобийских впадин.

На востоке и северо-востоке озерные отложения среднего плейстоцена сосредоточены в двух главных районах — в районе оз. Буйр и Тамсагской депрессии, с одной стороны, и в районе Торейских озер и их окрестностях — с другой.

В Тамсагской впадине они слагают высокие аккумулятивные поверхности озерно-аллювиального генезиса. Между оз. Буйр и хр. Нукут-Дабан эта поверхность расположена на отметках 690–720 м. В рельефе равнины выражены цепочки остаточных озерных котловин; они образуют бессточное Тамсагбулакское понижение. Переуглубления древнего рельефа заполнены озерными глинистыми осадками, мощность которых достигает 30 м. В разрезе озерно-аллювиальных отложений близ сомона Тамсагбулаг обнаружен спорово-пыльцевой спектр, который отражает повышенную по сравнению с современной облесенность предгорий Большого Хингана, наличие лесной растительности в ныне безлесном районе, а также нормальный проточный режим постоянных в то время водотоков с долинной уремой (Малаева и др., 1989).

В западной, периферической части Тамсагской впадины среднеплейстоценовые отложения формируют аккумулятивные поверхности, обрывающиеся к солончакам уступом высотой до 50 м. В верхней части толщи наблюдается горизонтальное переслаивание песка, суглинка с галькой, гравия. Состав обнаруженных здесь спор и пыльцы также отражает лесную и лесостепную ландшафтную обстановку в отличие от современной степной.

В районе озер Буйр и Далай (на китайской территории) в среднем плейстоцене, видимо, существовал единый водоем на отметках до 750 м (современный уровень оз. Буйр 583 м). Озерные отложения этого бассейна образуют поверхности III и IV террас, сложенных в основном песками, перекрытыми сверху лёссовидными суглинками (Девяткин, 1981). На юг этот бассейн, видимо, простирался до северных предгорий Хингана и Нукут-Дабана. Озера были пресноводными и проточными, соединявшимися с верховьями Амура.

Для Торейской группы озер отмечаются довольно высокие уровни среднеплейстоценовых трансгрессий (150–240 и 100–110 м), которые увязываются с высокими террасами р. Онон. Вероятнее всего, среднеплейстоценовые бассейны района Торейских озер были проточными и пресноводными в отличие от совре-

менных солоноватоводных бессточных Торейских озер, питаемых водами, главным образом р. Улдза.

Несомненно, в ледниковые плювиальные эпохи, в том числе и в среднеплейстоценовое время, в гобийских районах Монголии также существовали озерные бассейны, однако осадки их почти нигде не сохранились. Предположительно такие озера могли возникать в Ингэниховурской, Гашуннурской, Баяндалайской, Дзунбаинской, Галбынгобийской и ряде других впадин. Озерному бассейну, существовавшему в Гашуннурской впадине, вероятно, обязаны своим происхождением древние террасовые уровни, описанные В.Г. Васильевым и др. (1959) к югу от поселков Обот-Хурал и Ноян. Террасы высотой 35–40, 18–22, 14–16 и 8–10 м сложены здесь песчано-глинистыми осадками (Николаева, 1989). Площади гобийских озер, существовавших, видимо, недолгое время, достигали сотен квадратных километров (Девяткин, 1981).

Особо следует отметить такие озера, как Дархатское (Западное Прихубсугулье), возникшее в одноименной впадине в результате подпруживания мореной р. Шишхид. Как ныне оз. Дод-Цаган, среднеплейстоценовое Дархатское озеро было проточным и пресноводным. Размеры его достигали сотен квадратных километров и приближались, видимо, к размерам Хубсугула. Однако максимального развития бассейн, скорее всего, достиг не в средне-, а в позднеплейстоценовое время (Белова и др., 1989). Аналогичные подпрудные озера в среднем и позднем плейстоцене существовали и в других горных районах Монголии (Алтай, Хангай и др.), но материалы по ним относятся главным образом к позднему плейстоцену, на котором мы и остановимся.

Верхнеплейстоценовые озерно-аллювиальные и озерные осадки в Убсунурской и других впадинах КБО образуют более низкий по сравнению со среднеплейстоценовым уровень аккумулятивной равнины, которой в принципе не свойственна эоловая переработка. В Убсунурской впадине ее абсолютные высоты увеличиваются от 780–790 м на междуречье Тэс и Нарийн (северо-восточная часть впадины) до 940 м у подножия хр. Хан-Хухийн (на юге), что соответствует высотам над урезом воды в оз. Убсу от 20 м до 180 м. К западу от озера древние береговые валы, связанные с этим уровнем, отмечаются на расстоянии 20–30 км (80–100 м выше современного уровня озера). К востоку от озера состав озерно-аллювиальных отложений верхнего плейстоцена более грубый по сравнению со средним плейстоценом (гравийники и галечники с песком). На левом берегу р. Нарийн в обрыве террасы они представлены желтовато-серыми песками с прослоями алевритов. Мощности их достигают 10–16 м; на юго-восточном берегу озера — до 30–36 м (Глуховская, 1989).

В Хиргиснурской и соседних с нею впадинах центральной части КБО верхнеплейстоценовые озерные террасы образуют три уровня на высотах 1140–1180 м (IV терраса высотой 110–150 м), 1120 м (III терраса, 90 м) и 1090 м (II терраса, 60 м). Для них характерны участки четко выраженного озерного рельефа поверхности — береговые валы, остатки пляжных галечниковых полос, озерные клифы на коренных породах. Отложения озерных террас представлены переслаиванием горизонтально- и косослоистых песков, алевритов, гравелитов и

мелких галечников. Эти террасы отражают главным образом трансгрессивные фазы развития озера. По скважинам отмечается присутствие в тыловых частях озерных террас горизонтов пролювия, фиксирующих регрессивные фазы. Озерные террасы центральной части КБО могут быть увязаны с периодами горного оледенения при непосредственном прослеживании фациальных переходов морен в аллювиальные и далее в озерные террасы, а также с помощью термолюминесцентного датирования. В верховьях р. Ховд у сомона Улан-Хус ленточные глины, залегающие в разрезе II террасы, датированы 103 ± 9.5 тыс. лет. Озерные отложения III террасы оз. Хиргис датированы двумя датами: 76 ± 9 и 63 ± 8 тыс. лет. Вероятно, к этому же горизонту относятся и озерные пески и суглинки, вскрытые в цоколе I террасы озера и датируемые 90 ± 10 тыс. лет. Второму постмаксимальному оледенению в КБО озер соответствует, видимо, уровень I озерной террасы с возрастом 26 ± 3 тыс. лет.

Палинологический анализ верхнеплейстоценовых отложений ряда разрезов из КБО свидетельствует о повышении доли участия пыльцы дендрофлоры в пыльцевых спектрах по сравнению с современными, что указывает на значительно более низкое положение лесного пояса в Хангае во время прохладных и более влажных эпох позднего плейстоцена. Количество осадков в эти периоды, видимо, превышало современную норму в 2–2.5 раза (400–500 мм) в полосе луговых степей (Девяткин и др., 1978, 1989). Таким образом, трансгрессивные стадии озерных водоемов КБО, находящиеся в настоящее время в сухостепной и полупустынной зонах, были следствием изменения общеклиматических факторов — увеличения влагообеспеченности и снижения общего температурного фона, т.е. уменьшения континентальности климата региона (Девяткин и др., 1989).

В более южных впадинах КБО (Хойсуингобийская, Шаргаингобийская) верхнеплейстоценовые отложения изучены слабее. В первой из указанных впадин отмечаются по окраинам пролювиальные грубообломочные осадки, а в центральных частях — сложные сочетания пролювиальных и озерных отложений щебнисто-глинистого и песчано-галечного состава мощностью до 10–20 м. Выровненные поверхности, сложенные указанным материалом, располагаются на отметках около 1300 и 1250 м. Возможно, это и есть терраса верхнеплейстоценового возраста. Несомненно, здесь были бессточные озера, существовавшие в более сухом климате.

В Шаргаингобийской впадине озерные отложения среднего-верхнего плейстоцена образуют горизонтальные поверхности, фрагментарно сохранившиеся близ оз. Шаргаин-Цаган на отметках 1000–1100 м. Сложены они горизонтально и косослоистыми галечниками, песками и гравийниками мощностью 5–10 м. Отличительной особенностью этих отложений, залегающих на неогене, является наличие в разрезах линз и прослоев тонких алевроитов, песков и глин, повышенная карбонатность отложений, указывающие в целом на небольшие размеры и бессточность развивавшихся здесь в это время озер (Девяткин и др., 1989).

В Долине Озер верхнеплейстоценовые озерные отложения широко развиты вокруг оз. Цаган, восточнее оз. Орог, по северному берегу оз. Тацын-Цаган и в других местах. На поверхности озерных отложений сохранился первичный

„озерный рельеф” с хорошо выраженными группами береговых валов, лишь несколько более денудированными по сравнению с современными. Э.М. Мурзаевым (1952) восточнее оз. Орог описана серия позднеплейстоценовых береговых валов высотой 9–17 м над урезом воды в озере и террасовидные ступени на высотах 25 и 53 м на нижнем участке р. Нарийн. Максимальные мощности озерных отложений между озерами Орог и Тацын-Цаган достигают 53 м, а близ оз. Цаган превышают 62 м (Девяткин и др., 1989). К западу от оз. Бон-Цаган озерно-аллювиальные верхнеплейстоценовые отложения слагают плоскую полого-наклонную террасу на абсолютных отметках 1344–1400 м, т.е. на 31–87 м выше современного уреза воды в озере. По данным бурения, мощности их от 5 до 34 м, а литологический состав довольно пестрый: бурые супеси с прослоями глин, песка и галечниками в основании толщи (Девяткин и др., 1989).

По мнению Е.В. Девяткина (1981), в верхнем плейстоцене единого озерного бассейна в центральной части Долины Озер не было. Он разделился на два озера: 1) оз. Бон-Цаган совместно с оз. Цаган с уровнем трансгрессии 1360 м и 2) оз. Орог совместно с оз. Тацын-Цаган — 1290–1300 м. К концу верхнего плейстоцена произошло дальнейшее разъединение озер. Уровень Бон-Цагана понизился до 1320 м, оз. Орог — до 1240 м, а Тацын-Цагана — до 1260 м. Видимо, прекратилась связь последнего и с оз. Улан на юго-востоке Долины Озер.

На северо-востоке и востоке Монголии озерные бассейны в позднем плейстоцене сохранились в тех же районах, что и в среднем плейстоцене — в районе Торейских озер и в Тамсагской котловине (близ оз. Буйр). В районе Торейских озер верхнему плейстоцену соответствует серия низких уровней (до 60 м), которая сопоставляется с низкими террасами р. Онон. Южнее, в районе оз. Хух верхнеплейстоценовыми, вероятно, являются террасовые уровни высотой 620 м и, возможно, 608–615 м (Николаева, Шувалов, 1985).

В районе оз. Буйр верхнечетвертичная трансгрессия отмечается до отметок 670 м. Она имела два основных уровня, к которым привязаны I и II террасы рек Керулен и Халхин (Девяткин, 1981). Термолюминесцентные датировки, полученные из отложений II террасы р. Халхин, от 33±5 тыс. лет до 93±16 тыс. лет (Девяткин и др., 1989). По данным И.П. Сырнева (1975), верхнечетвертичная озерно-аллювиальная равнина, соответствующая уровням I (3–4 м) и II (6–10 м) террас Керулена в его низовьях, простиралась на запад и север от оз. Буйр на многие десятки километров, образуя единый уровень с оз. Далай (Китай), существовавший здесь в позднем плейстоцене.

Озерные бассейны Тамсагской котловины и оз. Буйр в первую очередь были в позднем плейстоцене, несомненно, крупнее современных, но, по мнению И.П. Сырнева, не образовывали в рассматриваемое время единого крупного бассейна, вопреки утверждению Е.И. Селиванова (1972), т.к. озера эти были проточными и, как и сейчас, имели связь с верхним Амуром. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что терраса оз. Далай, сложенная песками и глинами (хулунбуирские слои), переходит в поверхность первой террасы р. Аргунь высотой 7–10 м (на территории Китая). Аналогичны переходы речных террас Керулена и Халхина в террасу оз. Буйр (Сырнев, 1975).

Возникновение крупных проточных озер в Тамсагской впадине И.П. Сырнев связывает с прогибанием отдельных участков впадины и увеличением притока речных вод из Хэнтэя и Хингана во время позднечетвертичных оледенений в горах. Климатический фактор менял размеры и конфигурацию озер в этом регионе, но приводил и к более интенсивному оттоку вод из озер, не способствуя подъему их уровня на очень значительные высоты (Сырнев, 1975).

На севере Монголии, в Прихубсугулье, развитие озер Хубсугул и Дархатского в позднем плейстоцене зависело от тех же причин, что и на востоке Монголии. По данным В.С. Кулакова и В.А. Беловой (1975), во впадине оз. Хубсугул в позднечетвертичное время продолжалось активное развитие дизъюнктивных форм и элементов рельефа, сопровождавшееся излиянием „долинных” базальтов. В долинах впадавших рек и на побережье происходило формирование IV (24–26 м), III (17–19 м) и II (10–14 м) террас. О климатической обстановке времени формирования террас можно судить по данным палинологического анализа. В период формирования IV террасы, по данным В.А. Беловой, доминировали березовые лесостепные группировки со сравнительно мезофитной степной растительностью; изредка встречался ильм. Горнотаежный комплекс был представлен елью, кедром, сосной и единично тсугой. Климат был относительно теплым со среднегодовым количеством осадков 400–500 мм (Кулаков, Белова, 1975). Формирование III террасы, по их же данным, происходило в более влажных (до 1000 мм и выше) климатических условиях. Накопление озерных аллювиальных отложений этого времени связано с плювиальной эпохой позднего плейстоцена (Уфлянд и др., 1971), приходившейся на период от 26250 ± 300 лет до 51 тыс. лет (Кулаков, Белова, 1975), т.е. от второй половины зырянского времени до первой половины каргинского межледниковья. Формирование отложений II террасы Хубсугула происходило в условиях значительного увеличения континентальности климата.

По данным В.С. Кулакова и В.А. Беловой (1975), оз. Хубсугул неоднократно изменяло свой уровень и площадь, о чем свидетельствуют озерные террасы и находки озерных галечников в долине р. Эгийн (близ пос. Алан-Эрдэнэ, т.е. значительно южнее истоков этой реки из озера. Изменение уровня Хубсугула, видимо, происходило как по климатическим, так и по тектоническим причинам. Расширение озера шло на восток. Как известно, колебания уровня сточных озер связаны с изменением высоты порога стока. В настоящее время порог стока Хубсугула повышается в результате накопления селевых наносов в районе истоков р. Эгийн, что вызывает подтопление низких голоценовых террас озера. Подобные явления могли иметь место и в позднем плейстоцене. На увеличение площади озера сказывались и оледенения в окружающих горах, имевшие горнодолинный характер (Кулаков, Белова, 1975).

Ледниково-подпрудное озеро в позднем плейстоцене существовало в соседней с запада Дархатской впадине. Максимальное развитие озеро здесь получало в периоды оледенения (зырянского и сартанского). Озерные осадки Дархатской впадины имеют суммарную мощность до 200 м. Накопление этой толщи связывается с плювиальными эпохами верхнего плейстоцена (Уфлянд и др., 1971).

С повышением увлажненности климата в отдельные эпохи позднего плейстоцена связано, видимо, развитие отдельных озер и в гобийских регионах Монголии, в частности, в таких впадинах, как Галбын-Гоби, Ширэгин-Гашун, Ингэни-Ховур, Эрдэни-Цогтын-Гоби, Эхингольской и многих других. Озерно-пролювиальные осадки этого времени отмечены Т.В. Николаевой (1989) в краевой части Дзунбаинской впадины Восточной Гоби. Они представлены песчано-галечными отложениями желтовато-серого цвета, обнажающимися в обрывах террасовидной поверхности. Подобные же отложения мощностью 4.5–10 м отмечаются в обрывах террасы во впадине Эрдэни-Цогтын-Гоби. В центральных частях этих котловин установлено двучленное строение этих толщ: низы сложены глинами озерного генезиса (около 6 м), а верхи (2–3 м) — песками, супесями и суглинками озерно-пролювиального генезиса. В ряде впадин широко развиты эоловые пески, образовавшиеся за счет перевевания верхнеплейстоценовых озерных осадков (Галбын-Гоби, Байшинцавская, Улугейская и др.).

С ледниковыми эпохами верхнего плейстоцена, бывшими в горах Гобийского Алтая, связано формирование озерных осадков в прилегающих к ним гобийских впадинах: Баяндалайской, Ингэни-Ховурской и других. В Эхингольской впадине Заалтайской Гоби озерные отложения описаны Д.А. Тимофеевым (1980). Сложены они суглинками с линзами песка и гравия мощностью 3.5 м. Термолюминесцентная датировка этих суглинков 30 тыс. лет (Николаева, 1989). Д.А. Тимофеев отмечает подобные озерные отложения и в других впадинах у северных склонов Гобийского Тянь-Шаня. Условия формирования этих отложений были более прохладными и влажными, чем ныне (Николаева, 1989). Размеры и время существования гобийских позднеплейстоценовых озер были невелики, хотя, несомненно, их общее количество здесь было значительно большим, чем в настоящее время.

Заключительные этапы развития озер связаны с голоценом.

10.2. ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ОЗЕР В ГОЛОЦЕНЕ*

Конец плейстоцена характеризовался активизацией тектонических движений на территории Монголии. Общее похолодание и развитие позднеплейстоценового оледенения привело к дальнейшим изменениям в ландшафтной структуре территории. На фоне похолодания нарастала аридизация климата, о чем свидетельствует постепенное остепнение растительности, проявляющееся в спорово-пыльцевых спектрах озерно-аллювиальных отложений западных и центральных районов Монголии (Малаева, 1989). В послеледниковое время распадается система проточных озер, имевшая сток на восток в бассейн Амура. Отмирают многочисленные реки, образуется бессточный внутренний бассейн Центральной Азии (Николаева, Шувалов, 1985).

Эпоха голоцена характеризовалась значительными колебаниями увлажненности и стока. Новые данные о голоценовой истории водных экосистем, осно-

* Д. В. Севастьянов, Н. И. Дорофеев, А. А. Лийва

ванные на анализе разнообразных палеогеографических, археологических и радиоуглеродных данных, были получены П.Б. Виппером, Н.И. Дорофеев, А.А. Лийва и другими исследователями Совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедиции АН СССР и АН МНР.

Изучение и интерпретация динамики природной среды Монголии на протяжении голоцена затруднены из-за сложности рельефа страны, резко выраженной континентальности и аридности климата, из-за отсутствия полных колонок озерных осадков, отлагавшихся последовательно без перерывов в течение всего голоцена.

История озерных экосистем и динамика растительного покрова Монголии в позднем плейстоцене и голоцене были изучены на основе комплексного исследования донных отложений пресных и слабо минерализованных озер с применением анализа литологического состава отложений, изучения микрофоссилий высших и низших растений, остатков беспозвоночных животных и определения абсолютного возраста озерных осадков (Виппер и др., 1981).

В общих чертах история развития озерных экосистем Центральной Монголии отражена на рис. 10.2.

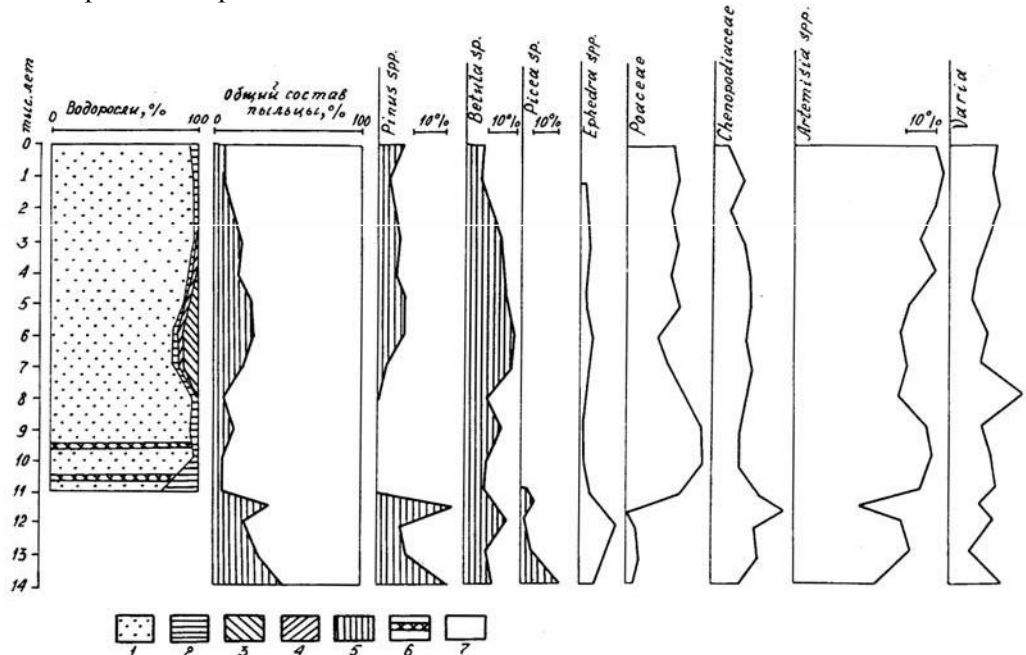


Рис. 10.2. История развития озерных экосистем и растительности Центральной Монголии в позднем плейстоцене и голоцене (по: П.Б. Виппер и др., 1981). 1 — диатомовые; 2 — хризомонадовые; 3 — хлорококковые; 4 — синезеленые; 5 — пыльца древесных пород; 6 — торфянистые прослои; 7 — пыльца травянистых растений.

В основании колонок озерных отложений из водоемов Хангая, Монгольского Алтая и Прихубсугулья, лежащих на высоте 1400–2500 м над уровнем моря, зале-

гают серо-голубые (сизые) глины, которые, согласно данным Н.В. Кинд (1972, 1974), отлагались в холодных условиях позднеледниковых озер. Серо-голубой цвет этих осадков связан с частичным оглеением осадков при застое воды в бессточных или слабо проточных водоемах, существовавших в условиях холодного и сухого климата позднеледниковья. Возраст этих глинистых осадков может быть отнесен к периоду 11–14 тыс. л. н. В водоемах Котловины Больших Озер, лежащих на высоте 1000–1200 м (озера Хар, Дургэн и др.), в основании разрезов донных отложений залегают глинистые осадки буровато-оранжевого цвета, что связано со спецификой окраски гидратированных форм окислов железа.

Начало голоцена в водоемах было отмечено радикальными изменениями в условиях осадконакопления. Отложения серо-голубой глины в горных условиях резко переходят в торфянистые прослойки или органические осадки, а в некоторых случаях — в глинистые отложения темно-серого цвета. Смена кластических отложений органическими совпадает по времени с обмелением озер и формированием террас, затопленных в настоящее время. Радиуглеродные датировки, характеризующие этот рубеж, получены для озер Даба на Хангае (11180 ± 120 , ТА-1028), Дод-Цаган — в Прихубсугулье (11275 ± 150 , ТА-1031), Ачит — в Монгольском Алтае (11500 ± 1183).

Таким образом, рубеж древнего и раннего голоцена (по: Нейштадт, 1983) около 11000 л. н. характеризовался переходом климатических условий от холодных и влажных к относительно более теплым и сухим. Судя по характеру донных отложений, составу альгологических и спорово-пыльцевых комплексов, этот рубеж был отмечен значительным обмелением озер, сокращением их площадей, перерывами в осадконакоплении, формированием торфянистых отложений по берегам озер.

На следующем этапе развития озерных экосистем, от 10000 до 8000 л. н., после кратковременного обмеления озер началось новое обводнение и расширение акваторий водоемов, вызванное таянием горных ледников и увеличением стока рек. Этому периоду соответствует возрастание количества диатомей в составе альгофлоры озер.

В Монгольском Алтае, Хангае, Прихубсугулье происходит расширение площадей, занимаемых лесом, увеличивается лесообразующая роль лиственницы и березы. В целом в горных районах преобладают лесостепные ландшафты, а в равнинных областях Котловины Больших Озер и Долины Озер этот период характеризовался аридизацией природных условий, преобладанием сухостепных ландшафтов (Метельцева, Соколовская, 1983).

Развитие озерных экосистем Монгольского Алтая реконструировано по наиболее полному непрерывному разрезу отложений оз. Хотон. Для горных районов западной части Монголии этот разрез может рассматриваться как опорный, отражающий историю озер и окружающих ландшафтов на протяжении последних 10 тыс. лет (рис. 10.3).

Озеро Хотон располагается на высоте 2083 м во внутригорной тектонической впадине на северо-восточном макросклоне осевого хребта Монгольского Алтая. Озеро образовалось в результате подпруживания стока рек Каратыр и

Аксу конечными моренами позднплейстоценового возраста. Колонка донных отложений вскрывает толщу осадков мощностью около 5 м. В основании колонки лежит серо-голубая плотная глина, которая переходит в вязкую серую глину, а на глубине 3.7 м от поверхности сменяется серовато-зеленым тонкодетритовым сапропелем. Серия радиоуглеродных датировок, полученных по органическим озерным илам, показала, что в оз. Хотон осадки накапливались непрерывно в течение более 9 тыс. лет (Дорофеюк, 1988).

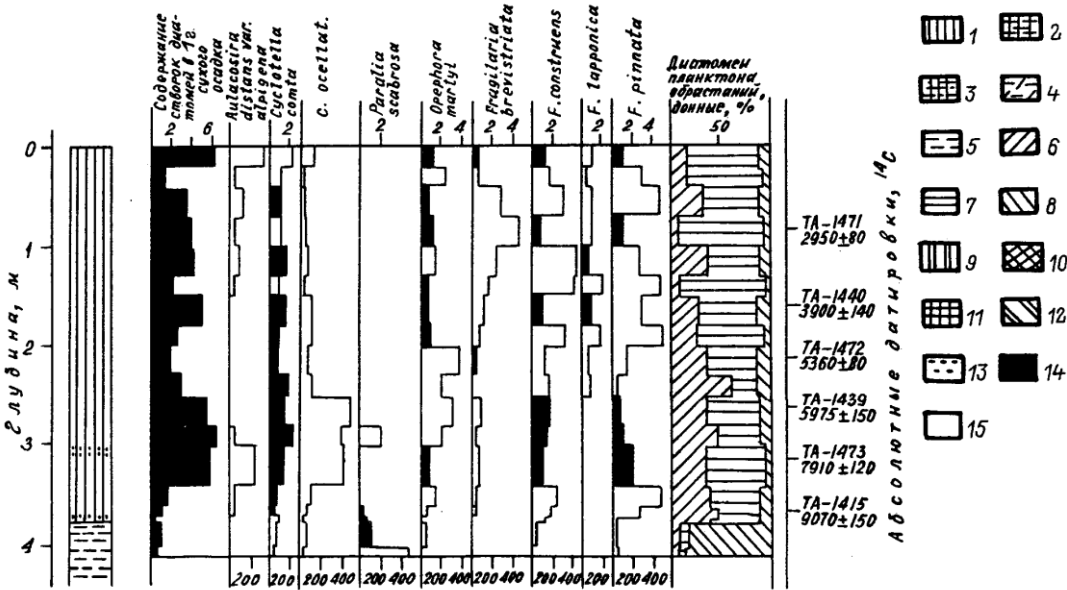


Рис. 10.3. Литология и диатомовая диаграмма колонки донных отложений оз. Хотон (Монгольский Алтай). Грунты: 1 — сапропель тонкодетритовый, 2 — сапропель глинистый, 3 — сапропель песчаный, 4 — серая глина, 5 — серо-голубая глина; диатомеи: 6 — планктонные, 7 — бентосный, 8 — донные, 9 — индифференты по отношению к солености, 10 — галофилы, 11 — алкалифилы, 12 — индифференты по отношению к pH, 13 — алкалибионты; 14 — верхняя шкала для диатомей, млн ств./г; 15 — нижняя шкала для диатомей, тыс. ств./г.

В отложениях упомянутой серо-голубой глины диатомовых водорослей не обнаружено. Серая глина, лежащая в интервале 4.1–3.7 м от поверхности осадков, характеризует состояние озерной экосистемы в начале голоцена. Диатомовый комплекс беден. В доминирующую группу входят донная североальпийская *Paralia scabrosa* (Østr.) Moiss., которая в массе развивается на песчаных отмелях крупных олиготрофных водоемов, и *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz. При общей численности диатомей около 1.3 млн. створок/г на долю планктона приходится всего 7%. Озеро на этом этапе представляло собой крупный олиготрофный приледниковый водоем.

На рубеже 9070±150 л. н. (ТА-1415) происходят коренные перемены в экосистеме озера: отложения серой глины сменяются опесчаненным сапропелем,

значительно сокращается численность диатомей, доля планктона возрастает до 40–45% от общей численности диатомей.

Большой этап среднего голоцена от 8 до 4.5 тыс. л. н. в осадках оз. Хотон выделяется наибольшей продуктивностью планктонных видов *Cyclotella comta* и *C. ocellata* Pant. Отступление и таяние ледников и снежников в горах приводит к увеличению площади озера, затоплению берегов и развитию литоральных зарослей макрофитов. Поступление в оз. Хотон большого количества холодных талых вод, содержащих минеральные вещества, способствует развитию североальпийской водоросли *Aulacosira distans* var. *alpigena* (Grun.) Sim. и галофильной группы водорослей (35% от общей численности диатомей).

Можно отметить, что в середине голоцена на Монгольском Алтае проявились две крупные фазы колебаний увлажненности: около 7 тыс. л. н. — теплая и влажная, а около 5600 л. н. — относительно холодная и влажная, когда в озере значительно снизилась продуктивность водорослей.

Новый этап в развитии экосистемы оз. Хотон был связан с усилением континентальности и аридности климата. Около 4 тыс. л. н. озеро начинает испытывать значительные колебания уровня и температуры воды. В соответствии с изменениями внешних условий изменяются доминанты и характер доминирующих комплексов: доминирующие планктонные виды сменяются доминантами из перифитона. Первая регрессия озера проявилась около 3600 л. н., вторая, более значительная — около 3000 лет назад (2950±80 л. н., ТА-1471). Последняя регрессивная стадия развития озера началась около 1000 л. н. и продолжается до настоящего времени. Промежуточные фазы повышенного увлажнения совпадают с периодами увеличения проточности озера, когда на фоне доминирования *Cyclotella comta* отмечается присутствие *Aulacosira distans* var. *alpigena* — водоросли, характерной для чистых, холодных, горных и северных водоемов.

Скорость осадконакопления в течение голоцена в оз. Хотон была относительно постоянной и составляла около 0.5 мм/год. На протяжении последнего тысячелетия она сократилась до 0.3 мм/год, что связано с сокращением ледникового стока в озеро. Близкая к этой величине скорость осадконакопления отмечена и в оз. Ачит.

Наибольшее разнообразие в развитии озерных экосистем горных и равнинных областей Монголии отмечалось в среднем голоцене (8000–2000 л. н.). В пределах этого отрезка времени проявился климатический оптимум, который характеризовался в целом более высоким увлажнением при относительно прохладном климате. Повышение обводненности озер в середине голоцена привело к затоплению береговых террас и расширению литоральной зоны водоемов, обогащению донных осадков органическим веществом, резкому увеличению численности синезеленых и хлорококковых водорослей, свойственных озерным мелководьям. К этому периоду приурочена последняя фаза голоценового вулканизма в Хангае, в результате которого произошло интенсивное излияние базальтовых лав и перекрытие рек плотинами с образованием лавово-запрудненных озер.

Наиболее известным вулканогенным озером на Хангае является оз. Тэрхийн-Цаган, донные отложения которого изучены наиболее подробно

(Дорофеюк, 1984, 1988; Севастьянов и др., 1989). Это озеро образовалось в результате запруживания р. Тэрхийн лавовым потоком, изверженным вулканом Хорог. Строение донных осадков и состав диатомовых комплексов содержат информацию об условиях эволюции природной среды бассейна и экосистемы озера на протяжении среднего и позднего голоцена (рис. 10.4).

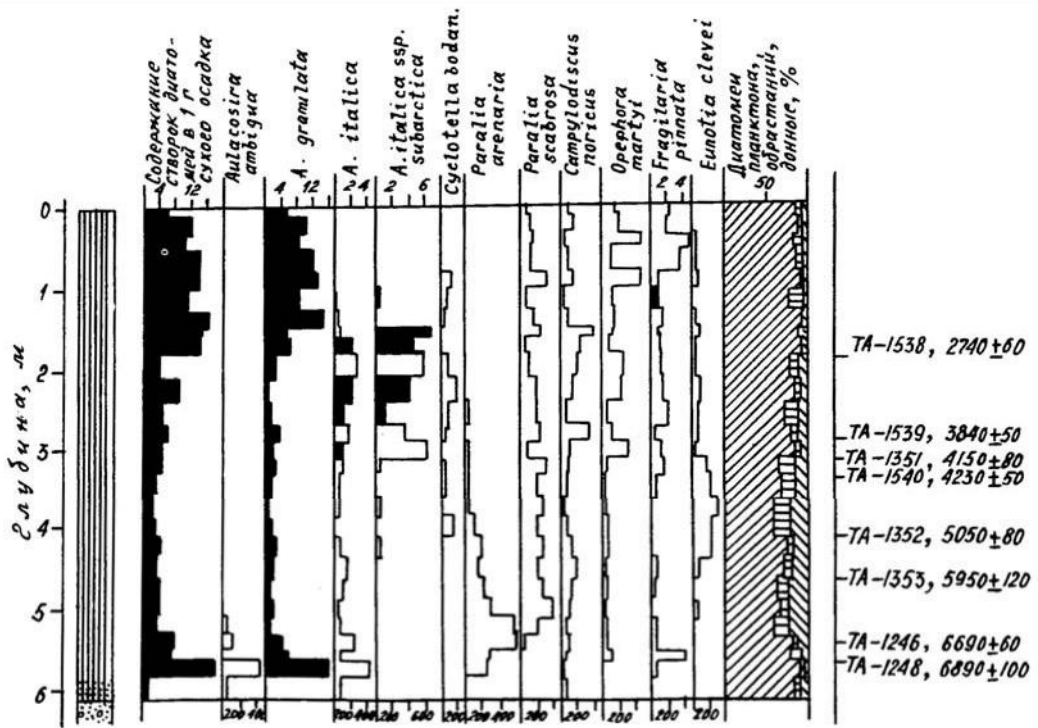


Рис. 10.4. Литология и диатомовая диаграмма колонки донных отложений оз. Тэрхийн-Цаган (Хангай). Условные обозначения на рис. 10.3.

Бурение озерных отложений оз. Тэрхийн-Цаган показало, что формирование органогенных илов, перекрывающих лавы, началось около 7000 л. н., когда в образовавшееся после извержения вулкана Хорог озеро поступало большое количество питательных веществ и SiO_2 , благоприятных для развития диатомовых водорослей. Этим объясняется вспышка развития диатомовых на первом этапе формирования озерной экосистемы.

Через 200–300 лет в результате развития эрозионного вреза истока из озера уровень его понижается, глубина становится меньше. Увеличивается прогрев озерных вод, численность диатомей сокращается вдвое. Наряду с доминирующей *Aulacosira granulata* (Ehr.) Sim. на отмелях развиваются сообщества донных и эпифитных водорослей. В интервале времени от 6500 до 4150 л. н. отмечено снижение численности диатомовых водорослей и увеличение содержания зеленых и синезеленых водорослей, характерных для хорошо прогреваемых, богатых органическим веществом вод. Донные осадки этого периода формировались в условиях

теплого и влажного климата (Дорофеюк, 1988). Во второй фазе этого периода (5000–4150 л. н.) отмечено наименьшее содержание как диатомовых, так и других групп водорослей, что, вероятно, связано с изменением климатических условий в сторону похолодания и увлажнения. В диатомовом комплексе этого времени доминируют виды, характерные для глубоких и олиготрофных озер: *Aulacosira granulata*, *Paralia scabrosa*, *Cyclotella bodanica* Euglenst., *Eunotia clevei* Grun.

Около 4000 л. н. в доминирующем комплексе появляются две планктонные водоросли, характерные для неглубоких водоемов. С этого времени озеро испытывает значительные колебания уровня, связанные с климатическими изменениями.

Кратковременная фаза увлажнения и похолодания климата Хангая может быть отмечена около 3000 л. н., когда в диатомовом комплексе озера резко увеличилась численность *Aulacosira italica* ssp. *subarctica* (O.Müll.) Sim., что связано с увеличением глубины, проточности и понижением температуры водных масс. Вслед за этим периодом отмечается резкое возрастание общего числа диатомей за счет массового развития *A. granulata* и других видов. Высокая продуктивность водорослей и преобладающее развитие планктонных организмов свидетельствуют о значительной глубине озера, увеличении теплообеспеченности и поступлении большого количества биогенных элементов с водосбора. Озерная котловина в течение последних 2000 лет все больше заполняется осадками, на мелководьях развиваются заросли макрофитов, а вместе с ними и бентосные водоросли обрастаний, достигающие к этому времени положения субдоминантов. Озеро становится мезотрофным, богатым жизнью, испытывает небольшие колебания уровня, которые отмечаются и в настоящее время.

Уникальность разреза голоценовых отложений оз. Тэрхийн-Цаган состоит в непрерывности полученной колонки осадков, лежащей на вулканических лавах и содержащей богатую информацию о развитии озерной экосистемы от ее возникновения около 7000 л. н. до настоящего времени. Кроме того, полученная серия радиоуглеродных датировок по органическим илам дала возможность достаточно точно рассчитать среднюю скорость озерного осадконакопления в голоцене. По нашим расчетам, средняя скорость седиментации в оз. Тэрхийн-Цаган в голоцене составляла около 0.9 мм/год. Наибольшая скорость накопления осадков соответствовала интервалу времени от 5000 до 4000 л. н. и составляла 1.3 мм/год, что, по-видимому, было обусловлено увеличением увлажненности климата и возрастанием поверхностного стока в озеро. Таким образом, оптимум голоцена на Хангае характеризовался относительно большей увлажненностью, чем в среднем по голоцену (Севастьянов и др., 1989).

В конце среднего голоцена на Хангае и Монгольском Алтае наметилась тенденция к нарастанию континентальности и аридности климата. Спорово-пыльцевые спектры из озерных осадков среднего и позднего голоцена свидетельствуют об уменьшении доли пыльцы древесных пород и возрастании количества пыльцы травянистых, среди которой увеличивается присутствие ксерофитных видов. К этому периоду относят резкое усиление эоловых процессов, способствующих интенсивному привносу терригенного материала в озера, обра-

зованию песчано-щебнистых прослоек в озерных отложениях и запруживанию движущимися песками некоторых рек. В Монгольском Алтае возраст щебнистой прослойки в оз. Даян составляет 3340 ± 70 лет (ТА-962), а в оз. Ачит — 3270 ± 90 (ТА-1029). В Котловине Больших Озер, в оз. Хар — 3480 ± 80 лет (ТА-1061), на Хангае, в оз. Хух — 3430 ± 90 лет (Vib.-105), а в оз. Цаган — 2660 ± 80 лет (ТА-1063). К этому же времени относится образование крупных озер Хар и Баян в долинах рек Улагчны и Мухар-Хунгуй, на западных склонах Хангая, возникших в результате запруживания этих рек барханными песками. Возраст начала формирования оз. Баян (Хунгуйский) — около 2660 ± 80 л. н. (Vib.-12) (Виппер и др., 1981).

История водных экосистем Восточно-Монгольской степной области имеет ряд существенных особенностей, обусловленных относительной выровненностью территории и более стабильной неотектонической обстановкой на протяжении четвертичного времени.

В настоящее время характерным элементом рельефа денудационных и аккумулятивных равнин и плосковершинных холмогорий Восточно-Монгольской степной области Монголии являются плоскодонные, суходольные, долинообразные впадины, заполненные озерно-аллювиальными отложениями. К этим элементам рельефа приурочены современные озера, представляющие собой реликты более крупных древних водоемов или озерно-речных систем. В основном это небольшие бессточные, солонowodные или эфемерные, периодически пересыхающие озера. Пресноводных озер мало. Наиболее крупными водоемами этой области являются проточное пресноводное оз. Буйр, в которое впадает р. Халхин, и солонватые бессточные озера Яхийн и Хух. В питании этих озер преобладают атмосферные осадки, временные водотоки и в меньшей мере поверхностные и подземные воды.

Геоморфология берегов этих озер, размеры озерных котловин и их положение в гидрографической сети свидетельствуют о значительных изменениях, произошедших в ходе эволюции этих водоемов на протяжении голоцена.

Поздний плейстоцен и голоцен на этой территории отличались значительными колебаниями увлажненности и стока. В позднем плейстоцене были сформированы озерные террасовые комплексы в пределах абсолютных высот 610–620 м, а более низкие, на высотах до 600 м, сформировались в голоцене. Как отмечают Т.В. Николаева и В.Ф. Шувалов (1985), многие из современных озер Восточно-Монгольской степной области располагаются в древних ложбинах стока, т.е. их происхождение связано с преобразованием речной сети этого региона в процессе общей аридизации климата на протяжении голоцена.

Обширная котловина, в которой располагается оз. Буйр, представляет собой озерно-аллювиальную равнину с сериями древних береговых террас, аккумулятивных валов, абразионных клифов. Анализ рельефа прилегающих территорий показал, что р. Халхин неоднократно меняла положение своего русла и в начале голоцена впадала в оз. Буйр в юго-западной части котловины. В эпоху увлажненности начала голоцена сток р. Халхин значительно превышал современный и обеспечивал высокое стояние уровня оз. Буйр. К этому времени относится

формирование террас, расположенных на 10–15 м выше современного уровня озера. Нетрудно рассчитать, что площадь озера в пределах котловины, ограниченной изолинией с абсолютной высотой 600 м, могла быть в 8–10 раз больше современной, а система озер Буйр – Далай имела сток в бассейн Амура.

Термолюминесцентная датировка погребенной почвы из средней части 8-метровой террасы составляет 8800 ± 1400 л. н. (Малаева и др., 1989). Палинологическая характеристика осадков из этой террасы свидетельствует о значительных колебаниях количества пыльцы древесно-кустарниковых и травянистых растений в раннем-среднем голоцене, что может указывать не только на изменения общей увлажненности, но и на миграцию русла р. Халхин, в долине которого произрастали леса и разнообразная травянистая растительность (Малаева, 1989).

Древняя ложбина стока р. Халхин выходит к оз. Буйр с юго-юго-запада. Вдоль этой ложбины в настоящее время расположена цепь соленых озер, наиболее крупными из которых по направлению к оз. Буйр являются Шут, Баян-Бурд, Булан-Шавар, Барун-Шавар, Дунд-Шавар, Баян. Последнее озеро периодически соединяется протокой с оз. Буйр.

Изменение направления течения р. Халхин и прорыв её к северной оконечности котловины озера, судя по соотношению террасовых уровней, произошел во второй половине голоцена. В результате меандрирования реки её русло переместилось к северу и прорвалось в долину р. Хайластайн в ее нижнем течении и она стала впадать в озеро, используя русло этой реки. Миграция русла произошла на фоне общего сокращения увлажненности и накопления аллювиальных отложений в ложбине стока. К этому же времени может быть отнесено разобщение водоемов Буйр и Далай.

В настоящее время продолжается смещение русла р. Халхин к северу, что может привести в будущем к окончательному отрыву реки от озера и превращению его в бессточный солонowodный водоем.

Особенности эволюции экосистемы оз. Буйр в голоцене реконструированы на основе изучения колонки донных отложений из центральной части озера (Дорофеюк, 1992). Колонка озерных осадков мощностью 3.5 м представлена песчанистыми и алеврито-пелитовыми илами. В основании колонки залегает серо-голубая глина, не содержащая остатков водорослей.

Диатомовые комплексы озера начали формироваться во второй половине голоцена (рис. 10.5). В слоях серой глины, перекрывающей серо-голубую, в интервале глубин 3.5–3.1 м обнаружена богатая с высоким общим содержанием в 1 г осадка (5–9 млн. створок) диатомовая флора. Доминирующий комплекс представлен планктонными *Aulacoseira granulata*, *Cyclotella meneghiniana* Kütz., *C. comta*, *Coscinodiscus lacustris* Grun. и эпифитными видами — *Fragilaria brevistriata* Grun., *F. construens* var. *venter* (Ehr.) Grun. Содержание галофильных видов 16–27%. Подобный комплекс характерен для крупного, неглубокого, проточного, мезотрофного водоема.

В глинистых опесчаненных сапропелях, залегающих на глубине 3.1–2.6 м, *Aulacoseira granulata* становится абсолютным доминантом (56–92%), среди субдоминантов виды рода *Fragilaria* и *Cyclotella comta*.

В верхних слоях этих отложений (глубина 2.8–2.6 м) резко (до 1 млн) падает численность диатомей и содоминантом *A. granulata* становится *C. meneghiniana*.

Органогенные илы начали формироваться 3290±80 л. н. (ТА-1193). В толще сапропелей на глубине 2.6–2.0 м от поверхности осадков происходит существенная перегруппировка доминантов — ведущее положение занимает *C. meneghiniana* — планктонный, галофильный вид, а в верхних слоях этих отложений (на глубине 2.0–2.3 м) в доминирующую группу внедряется донный мезогалобный *Campylodiscus clypeus* (Ehr.) Ehr. ex Kütz. Для этих слоев характерно высокое содержание планктонных (80%), галофильных (69%) и мезогалобных (15%) диатомей и снижение общей численности диатомовых водорослей, достигающих минимального значения (732 тыс./г) на глубине 2.0–2.3 м. Одновременно с сокращением численности диатомовых идет нарастание продуктивности зеленых и синезеленых водорослей, преобладающих в этих слоях.

Судя по составу диатомового комплекса донных осадков, отложившихся приблизительно 3000 л. н., озеро в это время представляло неглубокий, хорошо прогреваемый, слабопроточный, солоноватоводный водоем со слабо развитыми зарослями макрофитов, что связано, вероятно, с нарастанием аридности климата и сильным сокращением проточности водоема.

Следующий этап в истории озера отмечается по резкому изменению литологического состава и диатомового комплекса. Глинистые отложения мощностью 0.9 м перекрывают органогенные осадки. Вместе с этим возрастает численность диатомей (до 7.8 млн) и среди них доля пресноводных планктонных видов. Вновь господствует *Aulacoseira granulata*, в числе субдоминантов планктонные *Cyclotella comta*, *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* (Kütz.) Grun. и представители перифитона из рода *Fragilaria*. Описанный период в истории озера можно рассматривать как результат увеличения увлажненности климата и восстановления проточности водоема.

На глубине 1.1 м от поверхности осадков. 1320±80 л. н. (ТА-1831), вновь начинается отложение органогенных илов. В экосистеме озера, судя по данным диатомового анализа, происходит значительная перестройка: из доминирующего комплекса полностью выпадают *Aulacoseira granulata* и *Cyclotella meneghiniana*, его основу составляют *Fragilaria brevistriata* и *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* — индикаторный вид высокотрофных водоемов. Преобладают представители бентосной и галофильной групп. По существу с начала этого периода (приблизительно 1000 л. н.) проявляется сильная эвтрофикация озера, вызванная абиотическими и биотическим факторами — нарастанием аридизации климата и изменением гидрологических условий, заполнением осадками озерной ванны и снижением уровня вод, расширением площади литорали и развитием на ней зарослей макрофитов. В процессе жизнедеятельности макрофиты поставляли в озеро большое количество биогенных элементов, способствующих повышению продуктивности озерной биоты и соответственно повышению трофности водоема.

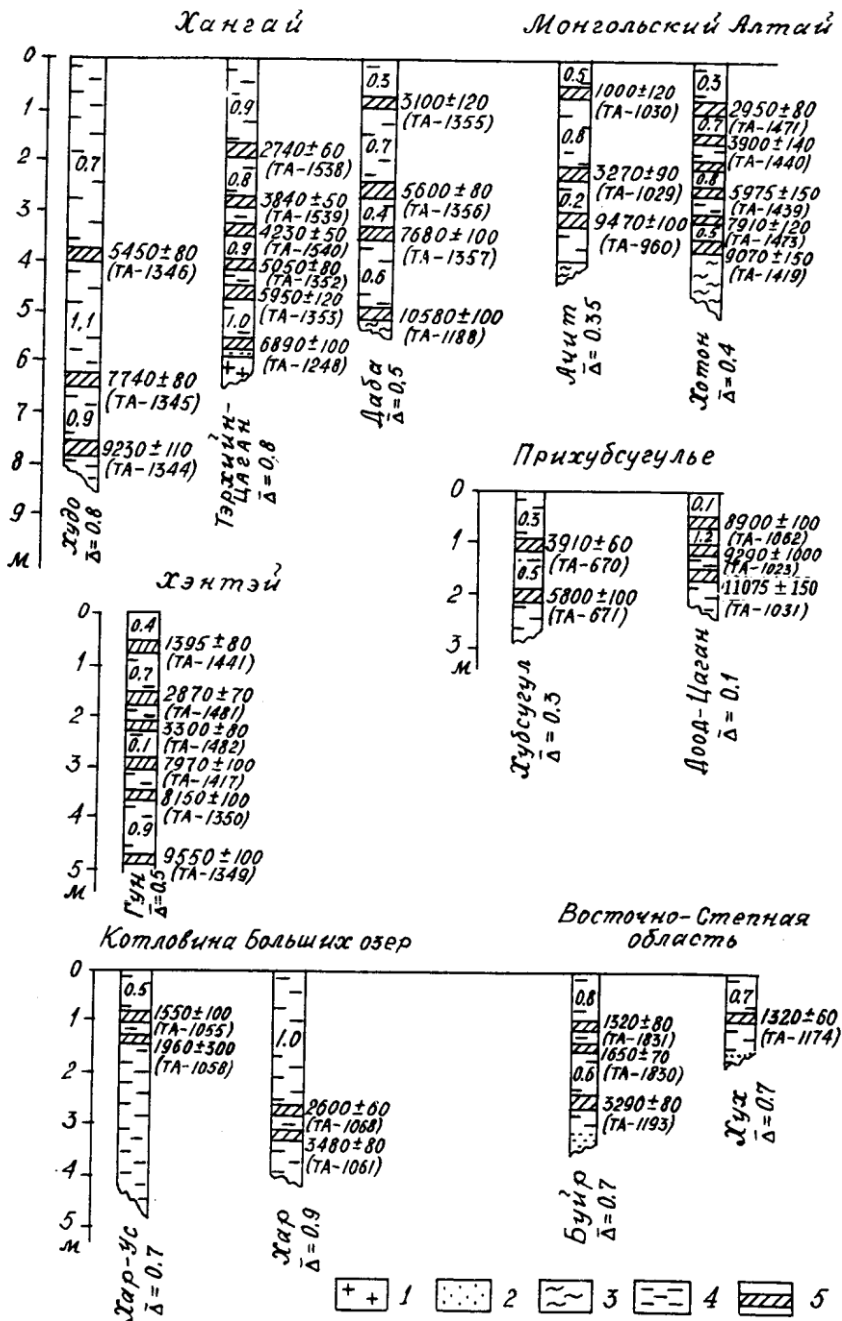


Рис. 10.6. Колонки озерных отложений из различных ландшафтных областей Монголии и радиоуглеродные датировки органогенных осадков. 1 — коренные горные породы; 2 — песчано-гравийные отложения; 3 — глины; 4 — озерные суглинки; 5 — органогенные осадки, датированные по ^{14}C ; Δ — средняя скорость осадконакопления по разрезу, мм/год.

Полученная серия радиоуглеродных датировок органогенных озерных осадков дает возможность оценить среднюю скорость осадконакопления в озере. В среднем и позднем голоцене она составляет 0.75–0.8 мм/год. Относительно высокий темп осадконакопления обусловлен большим количеством аллохтонных наносов, поступающих в озеро со стоком р. Халхин, а также высокой общей биологической продуктивностью озерной экосистемы.

Большая серия радиоуглеродных датировок озерных отложений, выполненных в Институте зоологии и ботаники АН Эстонии, дала возможность рассчитать средние скорости озерного осадконакопления и получить уникальный материал по хроностратиграфии голоцена в различных ландшафтно-климатических областях Монголии. Радиоуглеродному датированию были подвергнуты образцы погребенных в донных отложениях озер остатков водной растительности, торфянистых прослоев и органогенных илов, что позволило провести сопоставление и сравнительный анализ условий осадконакопления в различных озерах. На рис. 10.6 показано обобщенное схематическое строение наиболее длинных колонок донных отложений, полученных на основе бурения, приведены абсолютные датировки слоев озерных осадков и показаны средние расчетные скорости осадконакопления между соседними слоями и в среднем по голоценовому разрезу.

Можно отметить, что более высокие скорости озерного осадконакопления (до 1–2 мм/год) в горных областях соответствовали относительно влажным и теплым климатическим условиям, при которых увеличивался поверхностный сток, и возрастала роль аллохтонных осадков.

В равнинных областях более высокие скорости осадконакопления в озерах, по-видимому, были связаны с периодами повышенной биопродуктивности водоемов, им соответствовало преобладание автохтонных биогенных осадков. Минимальные скорости озерной седиментации (0.3–0.5 мм/год) могут указывать на холодные и засушливые климатические фазы развития природных условий в бассейнах озер, не способствовавших формированию обильного поверхностного стока и высокой биологической продуктивности озерных экосистем.

Безусловно, полученные осредненные величины дают лишь общие представления о порядке скоростей озерного осадконакопления в голоцене, однако в ряде случаев при выявлении аномально малых значений этих скоростей оказывается возможным установить наличие перерывов в накоплении озерных отложений (например, в оз. Дод-Цаган в Дархатской котловине на этапах раннего голоцена).

10.3. ЭВОЛЮЦИЯ ОЗЕР В ГОЛОЦЕНЕ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ*

Основные этапы эволюции озер Монголии в голоцене восстановлены на основе детальных спорово-пыльцевых исследований озерных осадков. Палинологические данные позволяют более точно установить основные тенденции в развитии природно-климатических процессов в бассейнах озер, определить хронологические рубежи в эволюции водоемов, произвести стратиграфическое расчленение толщ озерных отложений. При этом учитываются изменения литологического и гранулометрического состава озерных осадков, содержания в них органического вещества и карбонатов. Хроностратиграфическое расчленение колонок проведено в соответствии с радиоуглеродными датировками и данными диатомового анализа осадков.

В основу расчленения голоценовых осадков положены подразделения, предложенные М.И. Нейштадтом (1983), в соответствии с которыми выделяются древний, ранний, средний и поздний голоцен. Эти подразделения сопоставляются нами с периодизацией Блитта-Сернандера, которая определяется характером изменений климатических условий.

Необходимо отметить, что колонки озерных осадков длиной до 5 и более метров, отобранные из разнотипных озер Монголии, были подробно изучены комплексом методов специалистами ССМКБЭ (Виппер, 1976; Виппер и др., 1975, 1976, 1981). По палинологическим и другим материалам, приведенным в этих публикациях, было установлено, что озерные осадки накапливались, начиная с раннего голоцена. Выделенные исследователями палинологические зоны по разрезам донных отложений позволили выявить особенности смен растительности в бассейнах озер, определить тенденции развития климата и характер эволюции озер Монголии в различные периоды голоцена.

Более подробно нами изучены короткие колонки озерных осадков (0.8–1.2 м), отобранные Д.В. Севастьяновым, Н. Батнасаном и А.Н. Егоровым из озер Хубсугул, Эрхэл, Угий, Бон-Цаган, Дургэн, Толбо, Буйр и Хух, расположенных в различных ландшафтно-климатических областях Монголии (рис. 10.7).

Данные спорово-пыльцевого анализа осадков из этих колонок свидетельствуют о формировании их в среднем и позднем голоцене.

Впервые на основании детальных палинологических исследований нами выявлены основные этапы эволюции озер в позднем голоцене, установлены как общие тенденции в их развитии, так и особенности, характерные для водоемов различных регионов Монголии.

Котловина Больших Озер. Озера КБО по своему происхождению относятся к перегляциальным водоемам (Девяткин, Мурзаева, 1975).

Озеро Хар, расположенное в центре района на абсолютной высоте 1132 м, является крупным пресноводным водоемом. Оно соединяется протокой с оз. Хар-Ус и оз. Дургэн. Колонка донных отложений длиной 4 м отобрана и детально изучена сотрудниками ССМКБЭ (Виппер и др., 1981).

* Г. Н. Бердовская

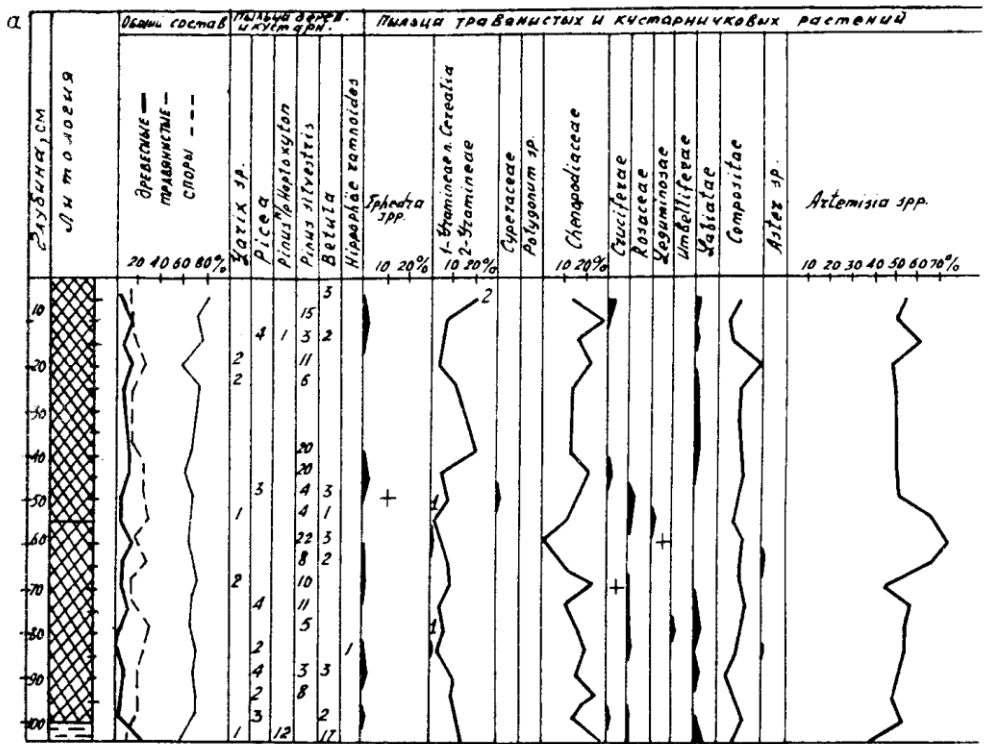


Рис. 10.7. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки донных отложений. а — оз. Дургэн, б — оз. Бон-Цаган. 1 — плотные песчаные илы; 2 — алевритовые илы; 3 — песок; 4 — жидкий ил.

Для спорово-пыльцевых спектров нижних слоев осадков колонки характерно значительное содержание пыльцы полыни и маревых, находки пыльцы древесных пород единичны. Судя по составу палиноспектров, в составе растительного покрова региона преобладали полупустынные группировки, что позволяет говорить о значительно сухом климате данного периода. Эту палинозону мы соотносим с бореальной климатофазой.

Следующая палинозона характеризуется, во-первых, увеличением содержания пыльцы злаковых, во-вторых, появлением в спектрах пыльцы мезофильного разнотравья, что свидетельствует о господстве растительности степей. Данную палинозону мы соотносим с атлантической климатофазой, для которой показательно увеличение увлажненности климата.

Следует констатировать, что нами не фиксируется перерыв в цикле осадконакопления в атлантическое время, как это отмечается Е.П. Метельцевой (Виппер и др., 1981). Более вероятно, что перерыв в осадконакоплении имел место в суббореальный период, когда повсеместно усиливается аридизация климата.

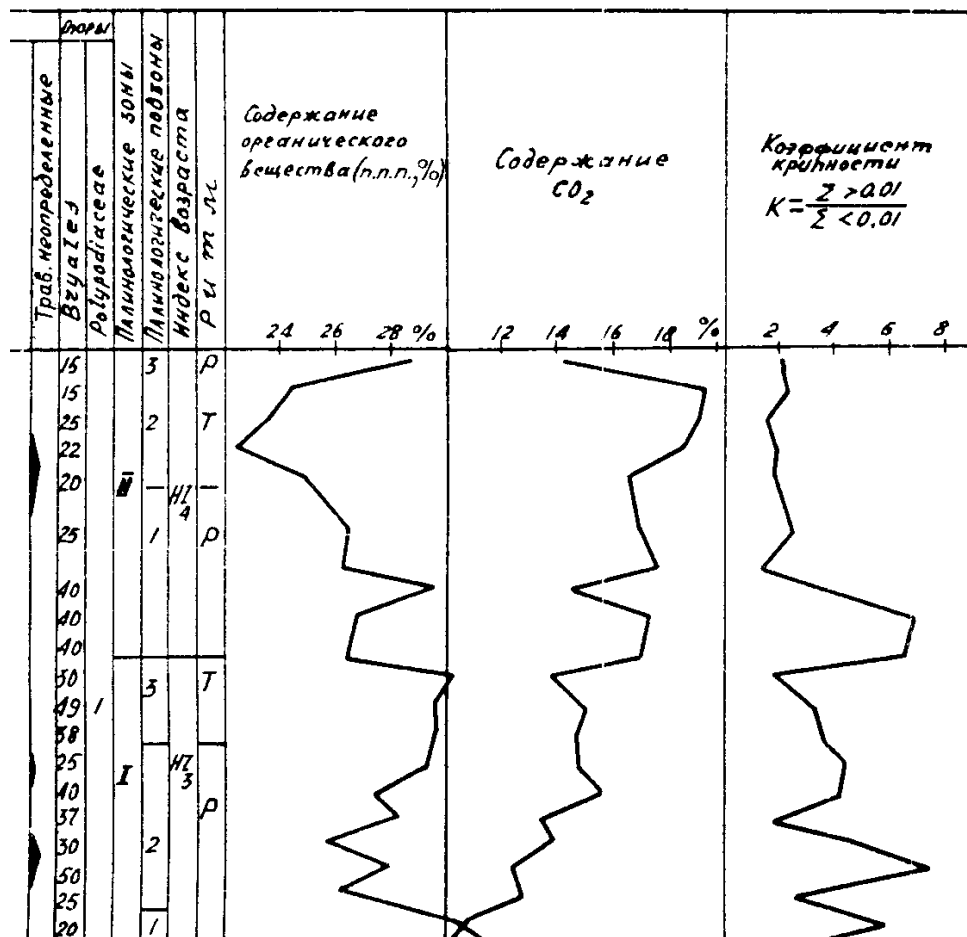


Рис. 10.7. (продолжение)

Верхние слои осадков колонки из оз. Хар формировались в позднем голоцене, что подтверждается радиоуглеродной датировкой растительных остатков — 1810±80 л. н. В палиносpectрах этих отложений увеличивается содержание пыльцы ксерофитов, что указывает на развитие пустынных ландшафтов.

Озеро Дургэн — бессточный солоноватый водоем. С востока к нему прилегают пустынные ландшафты с преобладанием барханных песков и солончаков. На юге и западе от озера на пролювиальной равнине располагаются полупустынные и сухостепные ландшафты.

Колонка озерных осадков общей мощностью 108 см отобрана вблизи юго-западного берега с глубины 23 м (рис. 10.7 а). Колонкой вскрыты слои: 0–50 см — ил светло-серый; 50–100 см — ил темно-серый, местами бурый; 100–108 см — глина бурая.

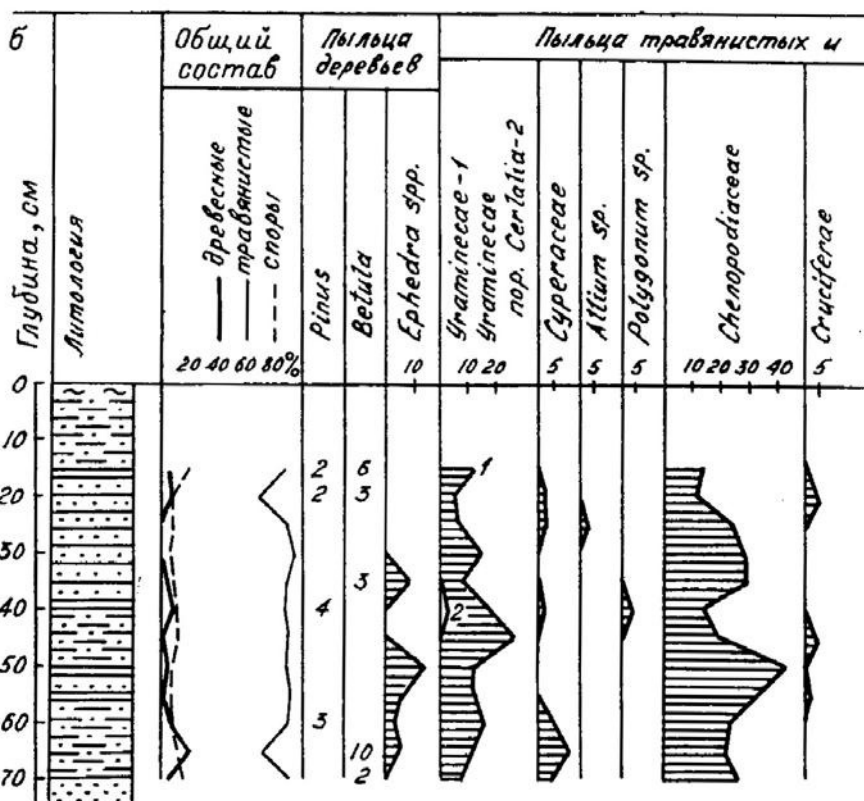


Рис. 10.7. (продолжение).

Спорово-пыльцевой анализ каждого 2.5 см осадка позволил выделить две палинозоны (рис. 10.7 а): I — палинозона характерна для осадков с глубины 104–55 см, II — с глубины 55–5 см.

В общем составе I палинозоны преобладает пыльца травяно-кустарничковых растений, составляющая 60–70%, содержание пыльцы деревьев варьирует от 2 до 15%, спор — от 12 до 30%.

Среди пыльцы деревьев определена пыльца лиственницы, ели, сосны и березы. В составе травяно-кустарничковой группы доминируют пыльца полыни (45–75%), меньше пыльца маревых (2–25%), пыльца злаковых (5–15%) и сложноцветных (5–13%). Спорадически и единично встречается пыльца эфедры. Единична пыльца мезофитного разнотравья, определена пыльца гречишных, розоцветных, бобовых, зонтичных и грубоцветных. По количеству и участию тех или иных компонентов в палиноспектрах озерных осадков в палинозоне выявлены три подзоны (рис. 10.7 а).

Граница между двумя палинозонами (55 см) отделяет два периода голоцена: средний (суббореальная климатофаза) и поздний.

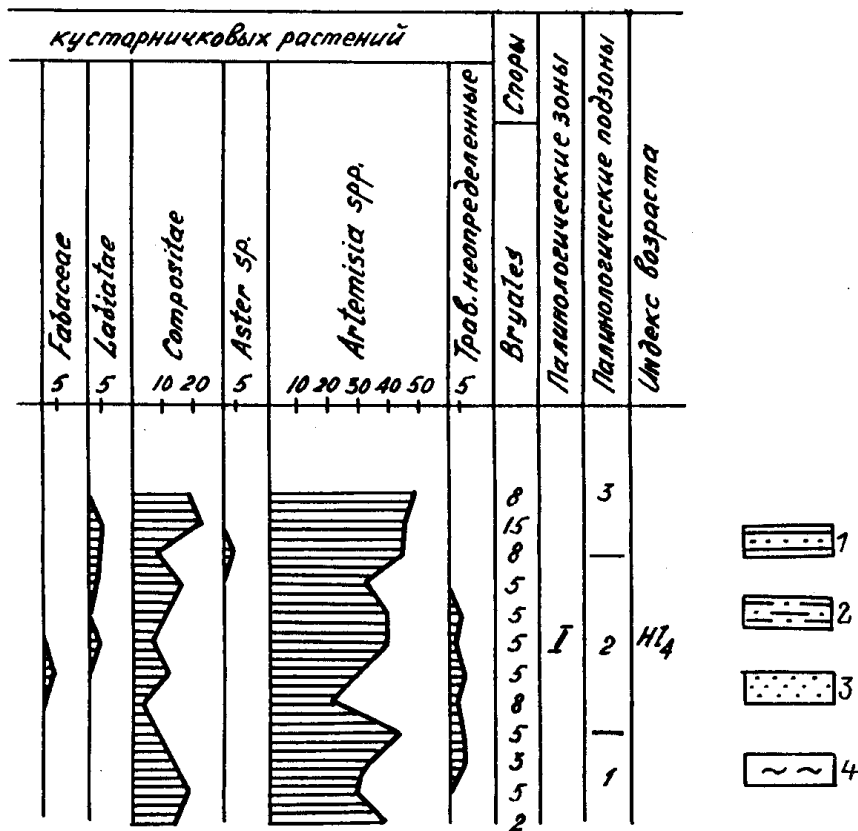


Рис. 10.7. (продолжение).

Она установлена как по значительным изменениям процентного содержания в палиноспектрах различных компонентов пыльцевого „дождя”, так и по резким колебаниям содержания органического вещества, CO₂ и изменению гранулометрии осадка.

В образцах II палинозоны (55–5 см) в отличие от I содержится большее количество пыльцы маревых (15–30%) и злаковых (5–22%). Следует констатировать отсутствие пыльцы мезофитного разнотравья, являющегося одним из показателей увлажненности климатических условий. В общем составе выявленных микрофоссилий фиксируется уменьшение количества спор зеленых мхов.

Отмечаемые изменения в составе палиноспектров свидетельствуют об усилении аридности климата в бассейне оз. Дургэн. Последнее предполагает сокращение акватории водоема и падение его уровня. Во II палинозоне выявляются три подзоны — 55–25, 25–5, 5–0 см.

Данные палинологического анализа осадков оз. Дургэн существенно дополняются результатами их гранулометрического состава, содержанием в них органического вещества и карбонатов. Максимальное значение органического вещества (до 30%) определено в пределах I палинозоны, что позволяет предпо-

лагать более теплые климатические условия, способствующие массовому развитию водных и прибрежно-водных сообществ.

В составе растительного покрова бассейна оз. Дургэн в периоды повышения увлажненности господствовали степи, а в предгорьях — лиственничники. Для осадков трансгрессивного цикла характерно повышение количества органики и уменьшение сортированности осадка (коэффициент K).

Для аридных этапов показательно увеличение в растительности пустынных и полупустынных формаций. Наиболее сухие климатические условия имели место при формировании осадков с глубин 50–25 см. Для этого регрессивного этапа показательно повышение крупности осадка, т.е. возрастание коэффициента K . Некоторое увеличение увлажненности климатических условий фиксируется по палинологическим данным в период накопления осадков на глубине 25–5 см.

На современном этапе (поверхностная проба) в осадках вновь повышается содержание органического вещества, что, по-видимому, может быть связано с проявлением антропогенного фактора в бассейне озера и является признаком эвтрофикации водоемов КБО.

Долина Озер. В данном районе преобладают пустынные и полупустынные ландшафты, степи имеют ограниченное распространение.

Спорово-пыльцевым методом исследованы осадки озера Бон-Цаган. Колонка имеет мощность 90 см и расположена в северной части водоема (рис. 10.7 б). Ею вскрыты следующие слои:

- 0–10 см — ил желеобразный;
- 10–30 см — ил опесчаненный, черный, с пятнами ожелезнения;
- 30–62 см — ил опесчаненный, бесструктурный;
- 62–82 см — суглинок с раковинами моллюсков;
- 82–85 см — глина серого цвета, плотная;
- 85–90 см — суглинок с песчаными прослоями.

По палинологическим данным выделено три палинозоны (рис. 10.7 б).

Для I палинозоны (глубина 85–62 см) характерно доминирование пыльцы травяно-кустарничковых растений, пыльца деревьев единична. Среди пыльцы травянистых растений преобладает пыльца полыни, маревых, сложноцветных; пыльцы злаковых до 20%. Состав палиноспектров позволяет говорить о преобладании в растительности региона полупустынных формаций, что свидетельствует об аридном климате того времени.

II палинозона (62–30 см) отмечается возрастанием в спектрах заносной пыльцы сосны, березы, ели, а также наличием пыльцы мезофитного разнотравья, представленного лилейными, гвоздичными, лютиковыми, крестоцветными, гречишными, бобовыми и зонтичными. Следует отметить участие в спектрах пыльцы водных и прибрежно-водных растений, определена пыльца тростника, камыша, рдеста.

Наличие большого количества заносной пыльцы деревьев объясняется расширением лесо-кустарничкового пояса в горах Хангая и продвижением леса в долины, что обусловлено увеличением увлажненности климата. Этим же обстоятельством определяется и увеличение в растительности мезофитного разнотравья.

Таким образом, во время формирования осадков с глубины 62–30 см оз. Бон-Цаган находилось в трансгрессивной фазе.

В III палинозоне (30–0 см) выявляются две подзоны. Для первой подзоны показательно доминирование пыльцы маревых, значительный процент составляет также пыльца злаковых. В растительном покрове региона возрастают площади, занятые полупустынными ландшафтами. Климат данного периода более аридный, чем в предшествующий этап развития водоема Бон-Цаган. Аридизация климатических условий продолжается на современном этапе, что выявляется по палиноспектрам поверхностных донных проб, и приводит к понижению уровня воды в озере в настоящее время.

Прихусугульский район. Характеристика изменений природно-климатических условий в голоцене в горно-таежной области получена нами по результатам исследования спорово-пыльцевым методом донных осадков оз. Хубсугул. Колонка осадков общей мощностью 110 см была отобрана Д.В. Севастьяновым и А.Н. Егоровым с глубины 100 м южной части акватории озера. Осадки представлены алевроито-пелитовыми илами, которые имеют равномернослоистую структуру.

По результатам анализа каждые 2.5 см осадка выделены четыре палинологические зоны (рис. 10.8). Для III палинозоны (45–25 см) показательно возрастание количества пыльцы ели до 10%, постоянное присутствие пыльцы березы, наличие единичной пыльцы ольхи серой при общем доминировании сосны обыкновенной. В составе пыльцы травяно-кустарничковой группы заметно повышается содержание пыльцы злаковых (25–34%), отмечается участие пыльцы осоковых и мезофитного разнотравья.

I палинозона характерна для осадков с глубины 100–70 см. В общем составе преобладает пыльца древесных пород, доминирует пыльца сосны (от 80 до 100%), единично определена пыльца сосны сибирской, ели и березы. Среди пыльцы травянистых растений преобладает пыльца полыни, меньше пыльца маревых, злаковых и сложноцветных.

Во II палинозоне (70–50 см) в составе древесно-кустарничковой группы отмечается постепенное участие пыльцы березы при преобладании пыльцы сосны обыкновенной. В составе пыльцы трав увеличивается процентное содержание пыльцы маревых и эфедры. Эти особенности спектров позволяют говорить об уменьшении увлажненности климата в связи с продвижением из южных районов лесостепных и степных сообществ. Палинологические данные свидетельствуют о распространении в Хубсугульской котловине лесной растительности и достаточно влажных климатических условиях в период накопления осадков с глубины 45–25 см. Озеро находилось в трансгрессивной фазе.

Для IV палинозоны (25–0 см) характерно увеличение в общем составе пыльцы травяно-кустарничковых растений — до 40%. Пыльца деревьев составляет 50%, доминирует пыльца сосны. Среди пыльцевых зерен сосны фиксируется значительное количество разорванных и корродированных форм, что позволяет предположить их дальний перенос. Напротив, хорошая сохранность пыльцы берез свидетельствует о ее захоронении вблизи мест произрастания.

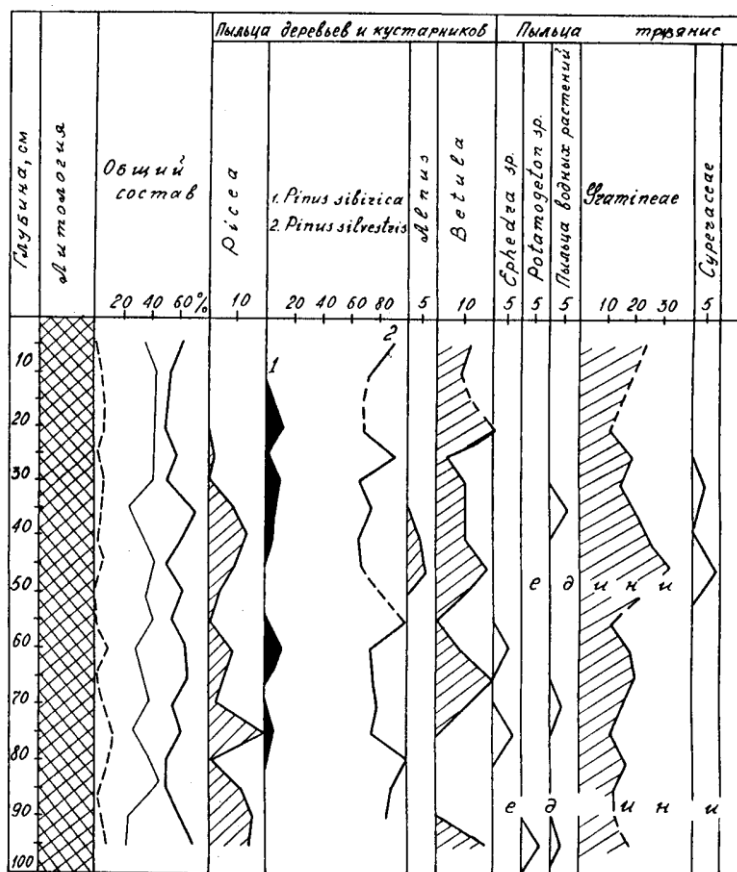


Рис. 10.8. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки донных отложений оз. Хубсугул.

В составе пыльцы трав наибольший процент составляет пыльца полыни (до 30%), пыльца сложноцветных (до 30%) и пыльца маревых (свыше 20%), пыльца злаковых определена от 12 до 24%.

Судя по палинологическим материалам, в составе растительного покрова значительные площади заняты лесостепью и степью.

Таким образом, условия этого этапа в истории оз. Хубсугул более аридные, чем в период формирования осадков с глубины 45–25 см.

Несколько отличен от вышеприведенной характеристики состав микрофоссилий донной поверхностной пробы (2.5–0 см), что обусловлено повышением влажности климата в горах. Визуальные наблюдения констатируют некоторый подъем уровня воды в оз. Хубсугул (трансгрессивная стадия).

Восточно-Монгольский степной район. В этом регионе Монголии нами исследовались спорово-пыльцевым методом донные осадки озер Буйр и Хух.

Озеро Буйр расположено на высоте 580 м, имеет площадь 610 км². Это наиболее крупный пресноводный водоем Восточно-Монгольский степной области.

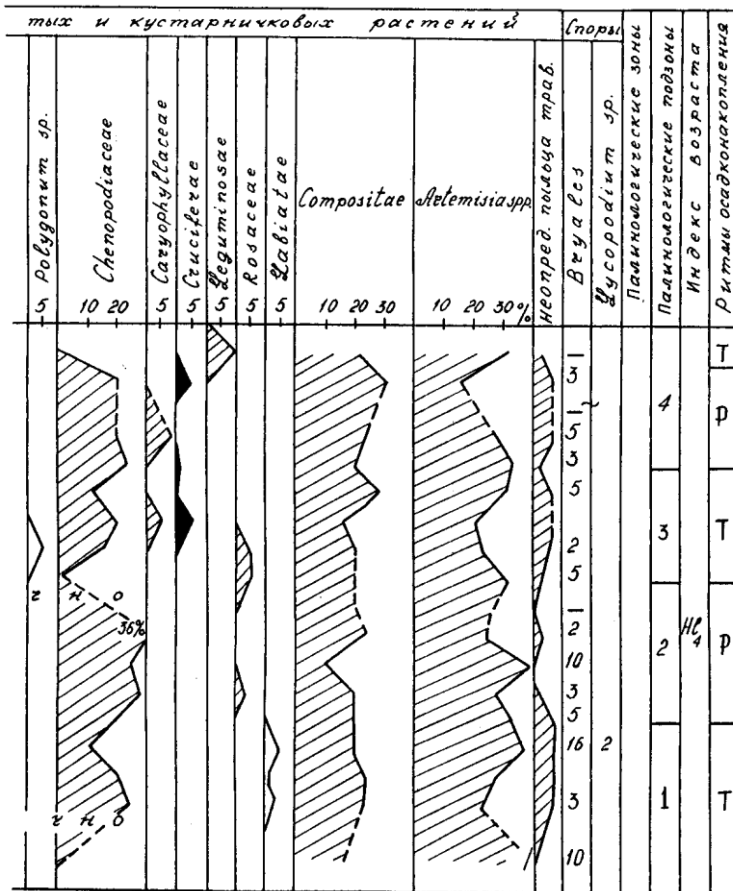


Рис. 10.8. (продолжение).

Колонка озерных осадков мощностью 3.5 м подробно исследована методом диатомового анализа Н.И. Дорофеюк (1992).

Палинологическая характеристика отложений высокой и низкой поймы оз. Буйр приведена Е.М. Малаевой (1989). Судя по составу палиноспектров и приведенной датировке 8800 ± 140 л. н., озерные осадки интенсивно накапливались в бореальную климатофазу. В составе растительного покрова этого времени преобладали полынно-маревые формации, что предполагает засушливые климатические условия. Для последующей атлантической климатофазы показательно участие в составе спектров заносной пыльцы деревьев и наличие единичных находок пыльцы вяза и лещины; в составе пыльцы травянистых растений увеличивается роль пыльцы мезофитного разнотравья. Климат данного периода был достаточно влажным и теплым, в растительности господствовали разнотравные степи.

В суббореальную климатофазу повышается содержание в спектрах пыльцы кустарниковых берез и ольховника, а также спор, что по данным Е.М. Малаевой,

свидетельствует о прохладных климатических условиях, имевших место в период формирования осадков низкой озерной террасы оз. Буйр.

Впервые изучение эволюции оз. Буйр, базирующееся на данных исследования озерных осадков комплексом методов, было проведено сотрудниками Совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедиции.

По палинологическим материалам, полученным Л.В. Голубевой (1976), в среднем и позднем голоцене в северо-восточном регионе Монголии господствовали степи. Состав степей не оставался постоянным, что связано с колебаниями увлажненности климатических условий. С увеличением влажности климата связано расширение в горах площадей сосново-лиственничных и темнохвойных лесов, а к югу и юго-востоку от гор Хэнтэя в предгорьях и речных долинах были распространены березняки и лиственничники.

Нами исследованы спорово-пыльцевым методом осадки, вскрытые колонкой, отобранной в центральной части озера с глубины 10 м. Мощность осадков 80 см. Они сформировались в позднеголоценовое время. Сверху вниз прослежены слои:

0–12 см — ил жидкий;

12–65 см — ил алевроитовый с растительными остатками;

65–80 см — ил песчанистый, плотный.

На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 10.9 *a*) выделено четыре палинозоны. Для I палинозоны (75–65 см) характерно доминирование в общем составе пыльцы травяно-кустарничковой группы (70–80%). Следует отметить, что пыльца деревьев единична. Среди пыльцы травянистых растений доминирует пыльца полыни (от 25 до 50%) и маревых (от 25 до 40%), меньший процент составляет пыльца злаковых (от 8 до 15%) и сложноцветных (от 8 до 14%), единично встречена пыльца осоковых, а спорадически отмечена пыльца эфедры и прибрежно-водных растений.

Состав палиноспектров данной подзоны свидетельствует о преобладании в растительном покрове степной растительности. Появление в спектрах заносной пыльцы сосны и березы, наличие пыльцы осоковых и прибрежно-водных растений позволяет говорить о том, что во время накопления осадков I палинозоны климатические условия были более влажными, чем в последующий период. Так, для II палинозоны (55–40 см) показательно увеличение пыльцы маревых. По-видимому, в связи с усилением эридизации климата в этот период оз. Буйр находилось в регрессивной фазе.

Для III палинозоны (40–25 см) показательно уменьшение процентного содержания пыльцы маревых, появление пыльцы осоковых и рдеста. Следует отметить значительный процент пыльцы сосны и березы, что предполагает расширение лесов в прилегающих горных районах Хэнтэя и Хингана в связи с увеличением количества осадков. В IV палинозоне (25–2.5 см) в составе пыльцы травяно-кустарничковой группы отмечается увеличение содержания пыльцы злаковых, а также уменьшение процентного содержания заносной пыльцы деревьев, что предполагает некоторое увеличение аридности климата.

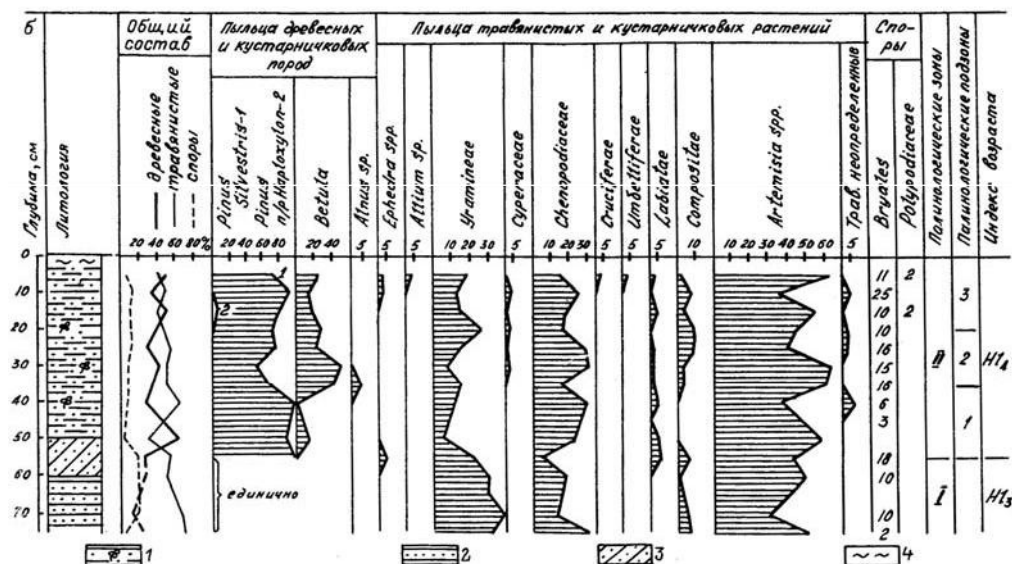


Рис. 10.9. (продолжение). 1 — алевритовые илы с включением погребенной водной растительности; 2 — плотный песчаный ил; 3 — плотный косослоистый песчаный ил; 4 — жидкий ил.

На современном этапе в растительности региона господствуют степи.

Приведенные палинологические материалы по изучению озерных осадков, вскрытых колонками бурения, позволили выявить динамику растительного покрова и изменения климатических условий в голоцене, а также проследить за гидрологическим состоянием водоемов.

Многие исследователи отмечали синхронность озерных трансгрессивных стадий с пльвиалами и оледенениями (Кузнецов, Мурзаев, 1963; Поздний кайнозой Монголии, 1989; и др.), а регрессивных — с аридизацией климатических условий. Эти же тенденции прослежены и нами при исследовании горных озер аридной зоны Тянь-Шаня и Восточного Памира (Озеро Иссык-Куль, 1986; Севастьянов и др., 1990б) и находят свое проявление в истории озер Монголии.

Граница голоцена и плейстоцена в Монголии выделяется на рубеже 12000 л. н. Таким образом, перестройка ландшафтов началась раньше, чем в северных широтах (Поздний кайнозой Монголии, 1989). Судя по опубликованным материалам, в древнем голоцене, по палинологическим данным, отмечается расширение лесной растительности, что обусловлено увеличением увлажненности климата в связи с таянием ледников. Озерные водоемы занимают значительные площади.

Появление в озерных осадках торфяных и органогенных прослоек в раннем голоцене свидетельствует об обмелении целого ряда озер, в том числе Ачит в Монгольском Алтае, Даба в Хангае, Дод-Цаган в Дархатской котловине и ряд других водоемов.

Таким образом, холодные и влажные климатические условия древнего голоцена сменились более сухими и теплыми.

Следует констатировать тот факт, что развитие озерных водоемов различных регионов Монголии в одни и те же периоды голоцена происходило не синхронно. Так, в бореальную климатофазу (от 10000 до 8000 л. н.) в Монгольском Алтае и Прихубсугулье наблюдается подъем уровня озер и расширение их акваторий. В связи с повышением температуры воздуха в данных регионах происходит интенсивное таяние ледников и подъем уровня в реках. В растительном покрове этих районов преобладали лесостепные сообщества.

В то же время в аридных территориях Монголии — в Котловине Больших Озер и Долине Озер господствуют сухостепные и полупустынные ландшафты. Регрессивный этап в развитии водоемов этих регионов фиксируется снижением их уровней.

Один из противоречивых вопросов — характеристика климатического оптимума голоцена, границы которого, по данным палинологического и радиоуглеродного анализов, устанавливаются от 7000 до 4000 л. н.

По данным Е.П. Метельцевой (Виппер и др., 1981) на основании исследования озерных осадков спорово-пыльцевым методом в горах Северной Монголии, данный период характеризуется как влажный и прохладный. В горах расширяется лесной пояс, где наряду с березой и лиственницей отмечается ель и сосна сибирская. Для степных формаций показательно значительное участие разнотравья.

Площади озер увеличиваются — трансгрессивный этап в развитии водоемов.

Л.Н. Савина (Савина и др., 1981) по результатам изучения спорово-пыльцевым методом почвенных профилей в горах Хангая считает, что бореальная климатофаза — сухая и холодная, а атлантическая — влажная и теплая. Облесенность Хангая усиливается в атлантический период, максимум облесенности отмечается в суббореальное время. Для субатлантического времени характерно увеличение степных формаций в растительности.

По материалам, полученным Е.М. Малаевой и В.Э. Мурзаевой (1987), изучавших аллювиальные отложения рек Северной и Восточной Монголии (реки Идэр, Онон, Улдза, Керулен, Халхин), пребореальная и начало бореальной климатофазы отличаются влажными климатическими условиями, затем следует сухой бореальный период. Атлантический период (климатический оптимум) — влажный и теплый, что подтверждается присутствием в палиноспектрах этого этапа пыльцы широколиственных пород — лещины, вяза, липы. Суббореальная фаза — прохладная и влажная. Эти исследователи полагают, что наибольшее облесение в горах было в атлантическое и суббореальное время.

Противоположные выводы по изменению климатических условий в различные периоды голоцена приведены в публикациях Совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедиции (Виппер и др., 1975, 1976, 1981 и др.) на основании комплексного изучения озерных осадков, вскрытых колонками от 1.5 до 5 м мощности. По мнению исследователей, на смену прохладного и влажного атлантического периода (трансгрессия водоемов) при-

ходят более аридные климатические условия — суббореальная климатофаза продолжительностью, по нашим выкладкам, от 4000 до 2000 лет.

Анализ палинологических данных по колонкам из озер Котловины Больших Озер и Долины Озер позволяет говорить о перерыве в озерном осадконакоплении в суббореальное время, тогда субаквальные условия во многих водоемах замещались субэзральными — регрессивный этап в эволюции озер.

Некоторое увеличение увлажненности климата имело место в начале субатлантической климатофазы, что вызвало подъем уровня воды в озерах Монголии. С этим же периодом связано усиление облесенности ряда территорий.

Трансгрессивная фаза большинства водоемов Монголии, по нашему мнению, соотносится со временем развития стадии горно-долинного оледенения — Эгэзэн (Шнитников, 1961).

Следующий этап развития озерных экосистем в позднем голоцене связан с усилением аридизации климата. Особенно отчетливо он проявился в засушливых регионах, в Котловине Больших Озер, Долине Озер и в Восточно-Монгольский степной области и сопровождался падением уровня воды в водоемах — регрессивная фаза. В этот период отмечается деградация пояса лесной растительности, а на равнине и в предгорьях наибольшее развитие получают сухие степи и полупустыни. Для озерных котловин Монгольского Алтая и Прихубсугульского района показательны лесостепные и степные ландшафты, пришедшие на смену лесным. Вероятно, с регрессией водоемов связано повышение солености вод ряда озер.

Крупная трансгрессивная фаза эволюции озер в позднем голоцене Монголии повсеместно проявилась в XVII-XIX вв. С этим временем связано проявление последней стадии горно-долинного оледенения — Фернау.

Последующий регрессивный этап обусловлен увеличением аридности климатических условий в большинстве районов Монголии, особенно равнинных. Так, озера Хар, Хиргис, Дургэн, Бон-Цаган и другие, расположенные в Котловине Больших Озер и Долине Озер, значительно сокращают свои акватории. Падение уровня воды в них продолжается и в настоящее время, что усугубляется проявлением антропогенного фактора.

Следует, однако, констатировать, что в это же время горные озера Хэнтэя, Хангая, Прихубсугуля, а также озера северо-восточных районов находятся в относительно благоприятном состоянии. В некоторых водоемах проявляется трансгрессивная фаза.

Таким образом, при планировании и реализации народнохозяйственных мероприятий, как в бассейнах озер, так и на самих водоемах следует учитывать не только их состояние, но и наметившиеся тенденции их эволюции в будущем.

Часть III

**ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ ОЗЕРНОГО
ПРОИСХОЖДЕНИЯ И СОВРЕМЕННЫЕ
ПРОБЛЕМЫ РЕКРЕАЦИОННОГО ОСВОЕНИЯ
ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ МОНГОЛИИ***

Развитие народного хозяйства Монголии в последние десятилетия сопровождается постоянным увеличением потребностей в использовании водных, минерально-сырьевых и рекреационных ресурсов страны. При этом возрастают масштабы антропогенного воздействия на природные водные экосистемы, которые вовлекаются в сферу хозяйственной деятельности и неизбежно подвергаются антропогенным преобразованиям, загрязнению и эвтрофированию. В начале 21-го века эвтрофирование водоемов стало еще более заметным. Это происходит в результате снижения уровня вод в озерах на фоне увеличения притока органических и биогенных веществ с водосборов из-за повышения поголовья сельскохозяйственных животных. Ограниченность водных ресурсов Монголии, неравномерность пространственного распределения озер и их уязвимость для антропогенных воздействий в условиях аридного климата страны делают все более актуальными поиски путей рационального природопользования и охраны природных ресурсов озерного происхождения.

К числу важнейших естественных ресурсов озерного происхождения относятся, прежде всего, водные, растительные, рыбные ресурсы, минеральные соли и лечебные грязи. Многие озера и реки, составляющие важную часть живописных ландшафтов Монголии, в последнее время приобретают большое рекреационное значение и привлекают все большее число иностранных туристов.

Пресная и условно пресная (до 3 г/л) озерная вода является важнейшим природным ресурсом страны, определяющим возможность существования и использования всех прочих озерных ресурсов. Согласно оценке Института географии АН Монголии, средние многолетние запасы воды в озерах страны достигают 500 км³, причем более 82% этого количества относятся к пресным водам и, следовательно, могут быть использованы для целей водоснабжения и орошения. Основная масса пресных вод заключена в оз. Хубсугул — 77% (380.7 км³). На втором месте по запасам пресных вод находится оз. Буйр (3.8 км³), лежащее на восточной окраине страны, на третьем — оз. Хар-Ус в Котловине Больших Озер. В настоящее время озерные воды широко используются для орошения земель, водопоя скота и в последние годы стали все более использоваться для коммунального и промышленного водоснабжения. Кроме того, разрабатываются планы превращения некоторых озер в водохранилища для использования их в энер-

* Д. В. Севастьянов, Н. Батнасан, Ж. Цэрэнсодном, Ю.Ю. Дгебуадзе

гетических целях и для регулирования стока рек. Наиболее удобными водоемами для строительства на их основе ГЭС могут быть озера Хубсугул, Дод-Цаган, Тэрхийн-Цаган, Хотон, Хоргон, Ачит и некоторые другие, являющиеся естественными регуляторами водного режима рек, вытекающих из этих озер. Расчеты показывают, что суммарные потенциальные гидроэнергетические ресурсы рек Эгийн, Суман, Ховд, Шишхид, Оршун, вытекающих из озер, составляют около 1000 МВт в год (Цэрэнсодном, 1976).

Многие озера Монголии нельзя отнести к водоемам с высокой рыбопродуктивностью и большим видовым разнообразием ихтиофауны. В озерах страны обитает 80 видов рыб. Приближенная оценка рыбных запасов показывает, что на 21 озере общей площадью 1166 тыс. га годовой улов рыбы может составлять около 4.6 тыс. т. На протяжении многих лет рыбные ресурсы Монголии в силу национальных традиций использовались мало. Организованный промышленный рыбный промысел в 1980–90-х гг. проводился на трех озерах — Буйр, Угий и Дод-Цаган, где средний годовой улов составлял 250 т рыбы. На озере Угий, где постоянный рыбный промысел ведется с 1938 г., годовые уловы с 1963 по 1983 г. составляли в среднем лишь 900 ц, а в 1983–1993 уловы снизились до 320 ц. В результате нерегулируемого лова на некоторых озерах было зафиксировано падение рыбных запасов, сокращение уловов и обеднение видового разнообразия рыб (например, на озерах Угий и Буйр). В связи с этим в середине 1990-х гг. был временно прекращен промышленный лов рыбы на оз. Угий, а в дальнейшем здесь был введен временный полный запрет на лов рыбы.

Кроме перечисленных промысловых озер периодически сезонный лов местного характера осуществлялся на некоторых озерах Алтая (озера Хотон, Толбо, Ачит), Хангая (Тэрхийн-Цаган) и на оз. Хубсугул. С 1980 г. рыбным промыслом стали осваиваться водоемы Котловины Больших Озер, в которых добывается алтайский осман и монгольский хариус. Приближенные оценки, выполненные в 2000–2002 гг. показали, что в Алтайских озерах Монголии (Ачит, Толбо) промысловый запас рыб составлял 69–101 т, биомасса 8–11 кг/га, а в Котловине Больших Озер (Хар-Ус, Хар, Дургун) от 90 до 140 т, биомасса 8–10 кг/га (Мэндсайхан, 2010).

Рост населения Монголии, изменение экономической и политической ситуации в стране в 1990-е годы и ввоз дешевых сетематериалов стали причинами развития нелегального, неучтенного и нерегулируемого промысла (ННН-промысла). Ежегодно для озер Западной Монголии выдаются лицензии на добычу от 10 до 60 т рыбы, однако надлежащий контроль и статистика уловов отсутствуют. Не следует забывать, что уловы в этих озерах (большая часть из которых относится к олиготрофным водоемам) базируются на эндемичных уникальных рыбах — монгольском хариусе и алтайских османах. В связи с этим, первостепенной задачей при организации рационального устойчивого использования биологических ресурсов озер Западной Монголии является разработка научных основ оценки допустимых уловов в сочетании с рыборазводными мероприятиями.

В течение многих лет на ряде безрыбных озер Монголии под руководством академика А. Дулмаа осуществляется вселение ценных видов рыб. В горных озе-

рах Хангая — Найман, Улагчны-Хар, Бага и других в начале 80-х гг. прошлого века были интродуцированы пелядь и байкальский омуль, которые хорошо прижились, размножились и в 1990-х гг. достигли промысловой численности (Дулмаа, 1984, 2007; Dulmaa, 2012; Dulmaa, Penas, 1986).

В перспективе целесообразно широкое внедрение рыборазведения, прежде всего, ценных аборигенных видов Монголии (тайменя, ленка, хариусов, сигов, сазана, щуки), на озерах Хубсугул, Хиргис, Хар-Ус, Хар, Ачит, Толбо, Хотон и Хоргон, Угий, Буйр и на озерах Дархатской котловины.

Одним из видов природных биологических ресурсов, тесно связанных с озерами, являются многочисленные водоплавающие птицы, которые гнездятся и останавливаются для отдыха на перелетах на озерах Монголии. Большие скопления охотничье-промысловых водоплавающих птиц наблюдаются на озерах лесостепной, степной и полупустынной зон. Многочисленные стаи гусей и уток держатся в гнездовой период и во время осенне-весенних перелетов на таких крупных озерах как Убсу, Хиргис, Хар-Ус, Хар, Дургэн, Бон-Цаган, Ачит, Тэрхийн-Цаган, Хубсугул, Буйр и др. Многие из перечисленных озер представляют прекрасные охотничье-промысловые угодья и при организации надлежащего контроля могут стать важным рекреационным ресурсом.

Водные и прибрежно-водные растения, из которых наиболее распространены жесткие гидрофиты тростник и камыш, издавна использовались на изготовление камышитовых плит, а часть заготавливалась на силос для скота. Особенно большие площади занимал тростник по берегам озер Хар-Ус, Убсу, Буйр, Орог и некоторых других. Только на оз. Хар-Ус площадь тростниковых зарослей превышала 80 тыс. га, а запасы тростника оценивались в 50–55 тыс. т. Однако чрезмерное использование и изъятие этого вида природных ресурсов наносит существенный вред озерным экосистемам, как это было отмечено в бассейне оз. Орог, где выкашивание тростника и разбор на орошение вод р. Туйн, впадающей в озеро, привели к существенному его усыханию, к увеличению амплитуды естественных природных колебаний уровня водоема.

Значительную кормовую ценность, как показывают исследования, имеют мягкие водные растения озер. Однако этот кормовой ресурс до настоящего времени почти не используется. Добыча его трудоемка, однако в условиях частых засух, проявляющихся во многих районах Монголии и затрудняющих поиск пастбищ для выпаса скота, использование водных растений озер для корма животных может представлять практический интерес.

В условиях аридного климата в бессточных водоемах Монголии происходит концентрация солей и образование месторождений минеральных ресурсов озерного генезиса. Многочисленные солоноводные озера, вода и донные отложения которых содержат различные ценные химические соединения и соли, протягиваются озерным поясом по сухим степям и пустыням с запада на восток Монголии. Здесь встречаются озера, содержащие промышленные запасы различных солей: галит, мирабилит, тенардит, сода, трона, гипс и др. По оценкам специалистов, запасы поваренной соли озерного происхождения в месторождениях Западной и Центральной Монголии составляют 2–3 млн. т. Суммарные за-

пасы минералов мирабилита и тенардита в соленых озерах достигают 20 млн т; кроме того, имеются богатые запасы самосадочной соды. Богатой базой для развития местной химической промышленности, для удовлетворения внутренних нужд и экспортных поставок страны являются месторождения солей на озерах Гурван-Тэс, Холбоолж, Борвой, Давсан, Цоохор, Дэвтэр, Сангийн-Далай, Булт, Талхилт, Цавдан и других. На берегах оз. Убсу выявлены огромные запасы каменной соли, имеющей древнее озерное происхождение (Рассказов и др., 1991).

Лечебные грязи имеются в большинстве соляных озер страны, как правило, приуроченных к зонам степей и полупустынь центральной и юго-восточной частей страны. Особенно богаты лечебными грязями озера Аврага, Тосон, Гурван, Их-Цайдам, Буст, Угумур (Центральный аймак); Гингийн-Цаган, Хубур (Булган аймак); Богд, Холбоолж (Баянхонгорский аймак); Дэвтэр, Хар (Завханский аймак); Хурмын, Ногоон (Дундговь аймак), а также многих других мелких месторождений грязи. Большую известность на территории Монголии получили лечебные грязи озер Цайдам, Их-Тухум и Бага-Тухум, Цаган, Хуняган, Улзийт, которые находятся недалеко от г. Улан-Батор. Грязи этих озер обладают высокими лечебными свойствами и широко используются в народной медицине, их также применяют в государственных курортах и лечебницах. Необходимо отметить, что применение минеральных грязей для лечебных целей в большинстве случаев производится без врачебного контроля, что может приводить к отрицательным результатам. Потенциальные возможности бальнеологических ресурсов минеральных озер Монголии очень велики и могут использоваться с целью развития рекреационного потенциала страны (Лимнология ..., 1994).

К минеральным ресурсам, связанным с современными и древними водоемами, относятся пески, гравий, галька, а также озерные глины, которые можно использовать в строительстве и для производства керамзита, бетона и кирпича.

Одним из важнейших полезных ископаемых, связанных с древними озерными бассейнами Монголии, являются бурые и каменные угли. Их формирование происходило в основном в ранне- и среднеюрскую и апт-альбскую эпохи. В первую из них формирование каменных и бурых углей наблюдалось практически во всех регионах страны, ибо климат в это время повсеместно был гумидным. К числу наиболее значительных угольных месторождений, имеющих большое практическое значение, относятся Эгингольское (Прихубсугулье), Сайханобинское (Северный Хангай), Цаганобинское или Элигэнгобийское (Северная Гоби), Джаргалантское (Западная Монголия), Шарынгольское (Северный Хэнтэй), Тушилгинское (Восточная Гоби) и др. Весьма перспективны на уголь такие впадины ранне- и среднеюрского времени, как Бахарская, Ихэснурская, Цэльбулакская (Предалтайская зона), Улугейская (Восточная Гоби), Цагандэлгэрская (Предхэнтэйская зона) и ряд других, где широко развиты песчано-глинистые ниже-среднеюрские отложения с обилием углефицированных растительных остатков.

В апт-альбское время в зоне гумидного климата на востоке, севере, юго-востоке и в центре Монголии формировались буроугольные месторождения. Среди них такие крупнейшие, как Овдогхудукское, Ульдзуйтинское (Восточная

Монголия), Налайхинское, Баганурское (Хэнтэй), Шагайтэгское (Центральная Монголия), Мурэнгольское, Чойбалсанское (Северо-Восточная Монголия) и ряд других. С озерными бассейнами апт-альбского и поздне мелового времени в Гоби связаны месторождения гипса. В их числе месторождение Унэгэту в Восточной Гоби (верхний мел), проявления гипса в Заалтайской Гоби — Онгон-Уланулинское (апт-альб), Ингэниховурское (верхний мел) и др. В некоторых неокомских бассейнах происходило накопление фосфоритов, местами достигавших промышленной концентрации (хр. Таряту-Ула в Гобийском Алтае), барита, доломита и др. (Шувалов, 1982).

С древними озерными водоемами неокомского времени связаны многочисленные месторождения горючих сланцев в центре, на востоке и юге Монголии, в том числе Тэбшингобийское (Северная Гоби), Баянтэгское и Андахудукское (Центральная Монголия), Алтанулинское (Заалтайская Гоби), Холботинское (Гобийский Алтай) и многие другие. Продуктами преобразования сапропелевых неокомских озерных илов являются и месторождения нефти — Дзунбаинское, Цаганэльское (Восточная Гоби), а также нефтепроявления в Нилгинской, Тамсагской и некоторых других впадинах Восточной Монголии. К сожалению, размеры нефтяных месторождений Монголии невелики, качество нефти низкое и она не может полностью обеспечить потребности страны в бензине и дизельном топливе. С кайнозойскими озерами Монголии также связаны такие полезные ископаемые, как строительные материалы и поваренная соль. Они распространены, главным образом, в гобийских районах Монголии (Шувалов, 1985).

Важными полезными ископаемыми, сформировавшимися в древних неокомских озерных бассейнах Восточной, Северо-Восточной и Юго-Восточной Монголии, являются цеолиты, возникшие главным образом в период активной вулканической деятельности. Цеолиты — продукт преобразования кислых вулканических туфов в слабо минерализованных бассейнах указанных регионов. Цеолиты в настоящее время широко используются в качестве адсорбентов в атомной энергетике, как биостимулятор в животноводстве и в ряде других отраслей народного хозяйства. Они изучены, главным образом, на юго-востоке Монголии, в Восточной и Южной Гоби. К числу наиболее крупных месторождений этого минерального сырья относятся Тушлегское, Цаганцабское, Амтгайское, Ханбогдинское. Менее значительные проявления цеолитов обнаружены в районах Улугей-Хида, Хара-Хутол-Улы, а также в ряде районов северо-востока страны, на севере Гоби (Петрова и др., 1986; Верзилин и др., 1991 и др.).

Несомненный интерес представляют и многие уникальные месторождения юрской, меловой и кайнозойской фауны позвоночных и беспозвоночных (динозавров, крокодилов, черепах, моллюсков, остракод, ракообразных и др.), имеющих мировое значение, а также листовой флоры и харовых водорослей, обнаруженных в Гоби и других частях страны (Лимнология ..., 1994).

Разнообразие природных ландшафтов страны, наличие многочисленных и живописных гор, озер и рек Монголии становится все более привлекательным для освоения в целях рекреации и туризма. Рекреационные ресурсы в последние годы начинают приобретать все большее значение для экономики страны. Еже-

годно Монголию посещают тысячи иностранных туристов, чтобы познакомиться с уникальной и разнообразной природой и культурой этой страны. Наиболее перспективным считается развитие экологического туризма. При этом охрана природы и рекреационное природопользование становится одним из приоритетных направлений развития народного хозяйства Монголии.

В последние годы Парламентом Монголии утверждено 30 законов по охране природы. Правительство страны осуществляет более 20 программ, связанных с решением проблем охраны природы и рационального природопользования, например, „Национальная программа по охране биологического разнообразия”, „Национальная программа развития ООПТ”, „Государственная экологическая политика”, „Программа природоохранных мероприятий” и др. Ряд проектов по охране редких и исчезающих видов животных и растений, по расширению территорий с заповедным режимом осуществляется с помощью международных организаций и зарубежных стран, в том числе и России. За период с 1993 по 2010 гг. Монголия успешно сотрудничает с международными организациями, присоединилась ко многим международным конвенциям, принятым по важнейшим природоохранным проблемам (Конвенция о биологическом разнообразии; Конвенция о борьбе с опустыниванием; Рамсарская конвенция по охране водноболотных угодий и перелетных птиц и др.) и в настоящее время предпринимает конкретные меры в направлении охраны природы, рационального использования природных ресурсов и развития рекреации и туризма в стране.

Озера и реки Монголии — один из важнейших и наиболее привлекательных природных ресурсов страны. Берега водоемов являются наиболее благоприятными местами для развития рекреации и туризма, для организации домов отдыха, пансионатов, турбаз, охотничьих и рыболовных хозяйств, спортивно-оздоровительных баз. Акватории наиболее крупных водоемов Монголии, таких как Хубсугул, Убсу, Хиргис, Хар-Ус, Тэрхийн-Цаган, Буйр и др. уже взяты под охрану и имеют статус особо охраняемых природных территорий (ООПТ). Всего в настоящее время в стране имеется 71 ООПТ, занимающих площадь около 15% всей территории Монголии; 12 из них — это заповедники, 19 — национальные парки, 18 — природные резерваты, 6 — памятники природы.

В последние годы Правительство Монголии уделяет много внимания развитию сети ООПТ, целью которого является взятие под особую охрану до 30% площади страны в период до 2030 г. В приграничных районах Северной Монголии, где располагаются наиболее крупные озера — Хубсугул и Убс, существуют 6 национальных парков, 3 заповедника, 1 заказник и 1 памятник природы. Они занимают 6.4% площади всех ООПТ. Необходимо отметить, что в приграничных районах Монголии находятся самые крупные заповедники и национальные парки, потому что эти территории отличаются малонаселенностью, слабым хозяйственным освоением, а значит, преобладанием мало нарушенных природных комплексов, имеющих особую ценность. Участки вдоль их границ оказались в хорошей сохранности, здесь сосредоточены места обитания многих редких видов, уникальные экосистемы и ландшафты (Оюунгэрэл, 2011).

Большой интерес в рекреационном и туристическом отношении представляет оз. Хубсугул. Котловина озера, расположенная в приграничной с РФ зоне, отличается относительно мягким и прохладным климатом по сравнению с другими районами Монголии, неповторимой красотой пейзажей, альпийским рельефом горного обрамления, многочисленными минеральными источниками, кристально чистой водой и горным воздухом. Суровая красота местной природы ежегодно привлекает десятки тысяч монгольских и зарубежных туристов. В озерной котловине в 1995 г. создан „Хубсугульский национальный парк”, включающий акваторию и часть побережья. На сопредельной территории РФ в Бурятии располагается „Тункинский национальный парк”, общей площадью 1183.7 тыс. га. Взаимодействие этих ООПТ создает основу трансграничного рекреационного пространства, в пределах которого в настоящее время осуществляется совместное развитие охраны экосистем бассейна оз. Хубсугул и рационального рекреационного природопользования по обе стороны Российско-Монгольской границы.

Неповторимой красотой отличается природа оз. Тэрхийн-Цаган в Хангае, которое расположено в пределах национального парка „Хорго”, организованного в 1995 г. на площади 77.3 тыс. га. Котловина озера расположена в неглубокой тектонической впадине, подпруженной лавовыми потоками потухших вулканов, конусы которых возвышаются в окрестностях озера. Конус вулкана Хорго возвышается над озером почти на 200 м. Склоны гор покрыты густым лиственничным и кедровым лесом, берега озера сложены гранитами и базальтами. В озере водится множество ценных промысловых рыб — ленок, щука, окунь.

Озера Хангая и Монгольского Алтая обладают высоким рекреационным потенциалом и перспективны для организации международного туризма. Обширный Национальный парк „Хангайн-Нуруу”, площадью 888.5 тыс. га, включающий в свою территорию и некоторые озера Хангая, несомненно, привлечет внимание многочисленных монгольских и иностранных экотуристов, любителей горных восхождений и спортивного рыболовства.

Большой интерес в спортивно-оздоровительном и туристском отношении представляют озера и окружающие их горы в Монгольском Алтае. Крупные пресноводные озера, такие как Хотон и Хоргон, Даян, Толбо, Тал и другие являются наиболее живописными элементами горных ландшафтов. Озера Хотон и Хоргон могут представлять существенный интерес для организации туров спортивного лова хариуса. Однако отдаленность и труднодоступность этих интересных объектов природы пока еще определяют слабую освоенность их в рекреационных целях.

Более благоприятные климатические условия, продолжительный купальный сезон, большое количество солнечных дней отличают природные условия водоемов Котловины Больших Озер: Убсу, Хиргис, Хар-Ус, Хар, Айраг. Степные и пустынные ландшафты котловины и голубая гладь крупных озер, в окружении средневысоких гор с лиственничными рощами, с пасущимися стадами овец и коз, табунами лошадей, группами верблюдов, с белеющими юртами на желто-зеленом фоне пастбищ в летнее время создают особую красоту монголь-

ской природы. Большинство из этих озер имеют солоноватую воду и бирюзовый цвет, придающий особую живописность окружающим пустынным ландшафтам. До настоящего времени рекреационные ресурсы этих озер используются слабо. Единственный санаторий и турбаза существуют на северном берегу оз. Хиргис вблизи минерального источника. В целом, Котловина Больших Озер весьма перспективна для туристско-рекреационного освоения.

Богата живописными озерами и Восточно-Степная область Монголии. Одним из них является Буйр, самое большое степное озеро страны. Низкие ровные берега озера, широкие песчаные пляжи, дюны, тростниковые заросли, обилие рыбы и водоплавающей птицы делают это озеро привлекательным для отдыха, спортивной охоты и рыболовства в летне-осеннее время.

Рациональное использование природных ресурсов озер Монголии требует всестороннего изучения процессов, происходящих в водоемах и на водосборах озер, и выявления природных тенденций развития озерных экосистем. Однако необходимо отметить, что лимнологическая изученность Монголии пока недостаточна. В то же время возрастающая антропогенная нагрузка на озерные бассейны определяет необходимость дальнейшего развития лимнологических исследований как одну из важнейших задач научного изучения природных ресурсов страны.

В 1990-х гг. сотрудниками Совместной Российско-Монгольской комплексной биологической экспедиции (СРМКБЭ) РАН и АН Монголии были выполнены исследования с целью оценки экологического состояния природных ландшафтов и определения степени антропогенной нарушенности экосистем. Разработанные карты экосистем Монголии показывают, что по некоторым показателям отмечаются прогрессирующие тенденции нарушения естественного равновесия природных комплексов, имеются признаки превышения допустимых антропогенных нагрузок на природную среду, опустынивания ландшафтов и эвтрофирования природных вод (Ecosystems ..., 1995; Гунин и др., 1998). Важной составной частью этой работы явилась оценка современного состояния водных экосистем Монголии по разработанной коллективом авторов методике (Севастьянов и др., 1990).

В целом, природные водные экосистемы страны в настоящее время находятся в удовлетворительном состоянии. Но на отдельных водных объектах начинают сказываться результаты хозяйственной деятельности. Особенно отчетливо это проявляется на водных экосистемах в аридных регионах Монголии — в Гобийской и Восточно-Степной областях, где начали обозначаться опасные экологические ситуации. Это, прежде всего, ускоренное антропогенным влиянием усыхание озер Тацын-Цаган и Орог в Гобийской Долине Озер; признаки эвтрофирования природных вод в р. Дзабхан и оз. Айраг, обусловленные интенсивным развитием орошаемого земледелия в речной долине. Расширение площадей орошаемого земледелия и рост водозабора непосредственно из оз. Буйр в Восточно-Степной области может в скором будущем оказать негативное влияние на состояние экосистемы озера, уровень которого имеет естественную тенденцию к понижению вследствие уменьшения водообмена из-за развития протоки Ша-

ральджин, которая перехватывает часть стока р. Халхин, питающей оз. Буйр. Вследствие возрастающего промышленного лова рыбы с китайской стороны быстро сокращаются общие запасы рыбы в оз. Буйр. Таким образом, в этом районе природные и антропогенные факторы совместно оказывают отрицательное воздействие на водную экосистему, предопределяя ее деградацию.

Нельзя не отметить, что наличие сопредельных территорий России и Монголии в бассейне оз. Байкал накладывают на наши страны высокую ответственность за сохранение разнообразных природных экосистем и организацию рационального природопользования. В этом регионе имеются большие резервы для создания продуманной системы охраняемых природных территорий и создания трансграничного рекреационного пространства, рассчитанного на перспективное совместное рекреационное природопользование. Как показывает зарубежный опыт, в целях оптимизации природопользования, планируемое расширение сети ООПТ в приграничных районах должно предусматривать сохранение существующих охраняемых территорий разного ранга, создание и развитие буферных территорий и „экологических коридоров” между отдельными резерватами, что будет способствовать сохранению природных ландшафтов и перераспределению туристских потоков, а в ряде случаев — снижать общую антропогенную нагрузку на экосистемы (Бакланов, Ганзей, 2008).

Как в России, так и в Монголии постепенно возрастает заинтересованность в сохранении биоразнообразия и рациональном использовании рекреационного потенциала территорий, интерес к развитию природно-ориентированных видов туризма, практикуемых на ООПТ, к повышению роли „организованных путешествий в природу”.

В обеих странах повышенным интересом российских и иностранных туристов пользуется бассейн оз. Байкал, включающий оз. Хубсугул и речную систему Селенги, соединяющую эти крупнейшие озера России и Монголии. Этот бассейн требует совместных усилий в области охраны природных экосистем и особого внимания к организации рационального природопользования.

Общая площадь бассейна оз. Байкал достигает 450 тыс. км², из которых доля южной (монгольской) части бассейна озера составляет 303.9 тыс. км². Протяженность государственной границы между Россией и Монголией в пределах бассейна составляет около 750 км. При этом, на монгольской части территории сосредоточено около 60% всего населения страны, расположены основные лесохозяйственные, горнодобывающие предприятия и 4/5 всех посевных площадей Монголии. Как показали исследования СРМКБЭ, экологическое состояние природных ландшафтов и задачи охраны природы в этом регионе требуют особого внимания к организации трансграничного Российско-Монгольского биосферного заповедника с несколькими кластерными участками в среднем течении р. Селенги, для сохранения уникальных ландшафтов этого региона (Бажа, Гунин, 2006).

Популярность Монголии как страны экотуризма на международном туристском рынке и, в частности, у российских туристов, постепенно возрастает. Если в 2004 г. из России в Монголию с целью туризма въезжало около 10 тыс. чел., в 2005 г. в 1.3 раза больше, то в 2008 г. уже 16 тыс. чел., а из Монголии в Россию

в 2008 г. выехало 29 тыс. туристов. Однако до настоящего времени развитие экологического туризма здесь происходит в значительной степени стихийно (Туризм ..., 2009).

Резервом для развития международного туризма в России и Монголии могут быть приграничные территории, пригодные в перспективе для формирования единого трансграничного Российско-Монгольского рекреационного пространства, соединяющего соседние территории и расширяющего возможности совместной охраны природы и рационального использования природных рекреационных ресурсов на общих принципах международного права. Наиболее перспективны в этом отношении территории бассейнов озер Убсу и Хубсугул, где уже сложились трансграничные рекреационные пространства, формируется инфраструктура экотуризма, активно действуют туристские маршруты, увеличиваются туристские потоки. Важным направлением развития охраны природных ландшафтов и рекреационного природопользования должно стать взаимодействие „Селенгийского национального парка” (Монголия) и „Селенгинского заказника” (Бурятия, РФ) в области развития трансграничного экологического туризма. В районе оз. Убсу существует кластерный биосферный заповедник „Убсунурская котловина” (Тува, РФ) и заповедник „Убсунурский бассейн” (Монголия), которые на основании межправительственного соглашения 1992 г. об образовании международного заповедника, успешно взаимодействуют в течение многих лет, фактически развивая международный природоохранный мониторинг, научно-познавательный и экологический туризм.

Особое значение приобретает в настоящее время разработка мероприятий по укреплению трансграничного сотрудничества в области рекреационного природопользования, охраны природных экосистем и природных вод от антропогенных воздействий, загрязнений и эвтрофирования в бассейнах озер Байкал и Хубсугул, связанных р. Селенгой.

В районе оз. Хубсугул в настоящее время практически уже существует трансграничный туристский кластер на основе взаимодействия „Хубсугульского национального парка” (Монголия) и „Тункинского национального парка” (Бурятия, РФ). Основное развитие осуществляется в области охраны природы и международного экологического туризма.

Таким образом, в приграничных регионах России и Монголии объективно сложился рекреационный каркас, позволяющий оптимизировать задачи охраны природы и развития рекреационного природопользования в бассейне оз. Байкал, развивать объекты инфраструктуры туризма и придать новый импульс развитию экономики северных районов Монголии и Прибайкальских районов России.

Современное рациональное природопользование на территории Монголии требует внедрения современных научных разработок в области мониторинговых исследований и охраны водоемов и водотоков. Особое значение приобретают новые разработки СРМКБЭ в области изучения антропогенной нарушенности экосистем Монголии и мероприятий по противодействию процессам опустынивания ландшафтов, охране природных вод от загрязнений и антропогенного эвтрофирования водоемов в бассейне оз. Байкал, имеющем международный статус

объекта Всемирного природного наследия. Особую актуальность в настоящее время приобретают комплексные исследования в области сохранения биоразнообразия, рационального использования природных ресурсов водоемов Внутренней Азии и оптимизации рекреационного природопользования в этом регионе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ*

Изложенные материалы позволяют проследить основные черты эволюции озерных ландшафтов на территории Монголии, эволюцию озерного осадконакопления, лимнических гидробионтов и озерных экосистем, начиная с юрского времени, и наметить определенный прогноз их развития в ближайшем будущем. Рубеж юры не является случайным, поскольку именно с этого времени континентальные толщи в Монголии развиты достаточно широко и представительно с точки зрения наличия в них озерных осадков, охарактеризованных ископаемой фауной и флорой. О лимнических толщах более ранних этапов развития Монголии имеются лишь фрагментарные сведения, зато весь последующий континентальный разрез представлен очень полно, что и позволяет рассматривать эту территорию как уникальную для целей восстановления палеогеографии мезозоя и кайнозоя Азии.

Основными факторами, влиявшими на возникновение, развитие и особенности озер, являются геотектонические, климатические и биологические. Наиболее благоприятное сочетание этих факторов определило максимальное распространение озерных ландшафтов за всю мезо-кайнозойскую историю — в раннем мелу (неокоме). Главнейшими из них явились относительная стабилизация тектонических движений с тенденцией к прогибанию обширных территорий в разных регионах Монголии, не всегда компенсированных осадконакоплением, протекавших в условиях умеренно влажного и семиаридного климата. Достаточно развитый растительный покров в областях аккумуляции и на водоразделах, во многом уникальные морфологические, гидрологические, гидрохимические и гидробиологические черты водоема, весьма своеобразная фауна и флора самих озер способствовали формированию крайне специфических условий для накопления в них интереснейших образований типа сапропелей с высоким содержанием органики (битуминозные сланцы), практически не возникающие в современных водоемах. Заметим при этом, что изучения современных сапропелей Монголии в широких масштабах не проводилось, и эту задачу как одну из актуальных следовало бы поставить на будущее.

Вторым интереснейшим этапом развития озер в Монголии следует назвать позднемеловой, когда огромнейшие мелководные бассейны временами охватывали территории в сотни тысяч квадратных километров. Однако в отличие от раннемеловых озер, которые были развиты практически по всей территории Монголии, позднемеловые бассейны седиментации располагались в южной Гобийской части страны. Характерной чертой озерного осадконакопления в позднем мелу явилось образование толщ озерных красноцветов, обусловленное спе-

* Д. В. Севастьянов, И. Ю. Неуструева, В. Ф. Шувалов, Ю. Ю. Дгебуадзе

цифкой геохимических обстановок той эпохи, которые в силу изменившихся биотических и абиотических факторов в современных озерах не наблюдаются.

В конце мела – начале палеогена в связи с поднятием территории и изменением климата озерные бассейны в Гобийском регионе практически полностью исчезли. В палеоцене озера существовали лишь в наиболее погруженных частях депрессий, унаследованных от позднего мела. Определенное перераспределение поднятий и депрессий на Западе Монголии приурочено к олигоцену. Наиболее крупные водоемы в это время располагались в Котловине Больших Озер, в Предалтайских впадинах, в Долине Озер. В условиях теплого климата озера были мелководными, в сухие сезоны пересыхали и превращались в такыры. В неогене начинает формироваться план расположения озерных районов, близких к современному. При этом большинство этих впадин развивалось с середины мезозоя. Наиболее крупные из них приурочены к Котловине Больших Озер и Долине Озер. Но озерные бассейны неогена были значительно обширнее современных, порой достигая сотен и даже тысяч квадратных километров.

В целом современный облик основных элементов рельефа Монголии сформировался к началу плейстоцена; процесс этот продолжается и в настоящее время. Большая часть современных озер (за исключением упомянутых выше крупных бассейнов тектонического происхождения) образовалась в эпохи оледенения и позже — в голоцене.

Одновременно с развитием озерных бассейнов протекала и эволюция их экосистем. Уже в юрское время лимнобиос был представлен основными группами организмов — моллюсков, остракод, конхострак, насекомых, рыб и др., которые и ныне составляют важнейшие компоненты биоценозов озер. Нет сомнения, что в озерах существовал микрофито- и микрозоопланктон, но ввиду отсутствия у этих организмов скелетных образований их остатки не сохранились. Состав лимнобионтов и трофический уровень озер существенно менялся во времени. Так, в юре в условиях умеренно теплого климата и озерно-болотных ландшафтов преобладали слабо минерализованные заболачивающиеся водоемы с низким уровнем трофии (дистрофные и гипотрофные), с обедненным составом гидробионтов. На рубеже юры и мела произошла существенная перестройка ассоциаций лимнических организмов, связанная с важнейшими климатическими и тектоническими изменениями, повлекшими смену типов озерных ландшафтов и континентальных бассейнов.

В раннем мелу в период максимальной озерности территории и разнообразия типов водоемов преобладающими были мезотрофные и эвтрофные озера с богатыми ассоциациями бентосных организмов, насекомых, рыб, харовых водорослей и др.

В позднем мелу экосистемы обширных континентальных бассейнов, при некотором снижении уровня трофии по сравнению с раннемеловыми озерами, пополняются такими группами водных животных, как черепахи и крокодилы, усложнивших пищевые цепи и трофические связи организмов.

Весьма существенным событием в развитии экосистемы в кайнозое следует считать появление диатомовых водорослей, играющих в современных озерах

важнейшую роль и являющихся одним из главных индикаторов трофического статуса водоемов. Следует подчеркнуть, что многие группы лимнических организмов современных озер уже в мезозое составляли устойчивые биоценозы и многие современные таксоны появились в середине мелового периода.

Формирование современной структуры озерных экосистем в целом завершилось в конце плейстоцена. Чередование ледниковых и межледниковых условий в плейстоцене, неоднократная смена плювиальных природных условий аридными и, наоборот, отразились на характере озерной седиментации и изменении доминирующих комплексов гидробионтов. Важным этапом развития озерных экосистем в плейстоцене явилось окончательное обособление Центрально-азиатского бессточного бассейна. В настоящее время видовое разнообразие гидробионтов в этом бассейне значительно меньше, а количество эндемиков больше, чем в озерных экосистемах, принадлежащих бассейнам Северного Ледовитого и Тихого океанов. Нарастающая в голоцене аридность климата на территории Монголии способствовала переходу от преобладавшего в позднем плейстоцене – древнем голоцене терригенного типа осадконакопления в озерах к биогенному и хемогенному типам, которые распространены в современных озерах Гобийской и Восточно-Степной областей Монголии. Это выражается в увеличении количества органического вещества в современных озерных отложениях и образовании залежей разнообразных солей в многочисленных рапных соленых озерах, расположенных в бессточных бассейнах Центральной и Восточной Монголии.

Таким образом, весьма важным направлением дальнейшего развития озероведения в Монголии являются палеолимнологические исследования. Выявление тенденций в ходе развития природных процессов, протекающих в озерных бассейнах, а также направленности эволюции озерных экосистем — один из путей общего географического прогнозирования. Современное состояние озерных экосистем, их гидрофизические, гидрохимические и гидробиологические особенности, состав и строение донных отложений во многом обусловлены унаследованными от древних озерных бассейнов чертами, а также вновь приобретенными свойствами, которые возникли в результате адаптации к изменяющимся современным условиям, к возрастающему антропогенному воздействию на природные экосистемы.

Особый интерес представляют исследования озер бессточных бассейнов Монголии, которые вследствие периодических колебаний климата и соответственно водности, сопровождаются высыханием и восстановлением ряда озер, и являются своеобразными природными лабораториями демонстрирующими механизмы становления водных сообществ и микроэволюционной диверсификации отдельных видов гидробионтов.

Рост потребностей развивающегося сельского хозяйства и промышленности Монголии в водных ресурсах, возрастающее водопотребление и водозабор на орошение земель, строительство гидроэлектростанций требуют разработки научно обоснованных рекомендаций и мероприятий по созданию водоохраных зон озер, по регламентации водозаборов из рек, питающих озера, по осуществ-

лению научно обоснованных норм и сроков полива и очистке дренажных и сточных вод в бассейнах озер. Особую актуальность в условиях ограниченных водных ресурсов Монголии приобретает дальнейшее изучение местных особенностей антропогенного эвтрофирования озерных вод и разработка мероприятий по предотвращению этого нежелательного явления, которое связано с поступлением избыточного количества биогенных элементов в природные воды.

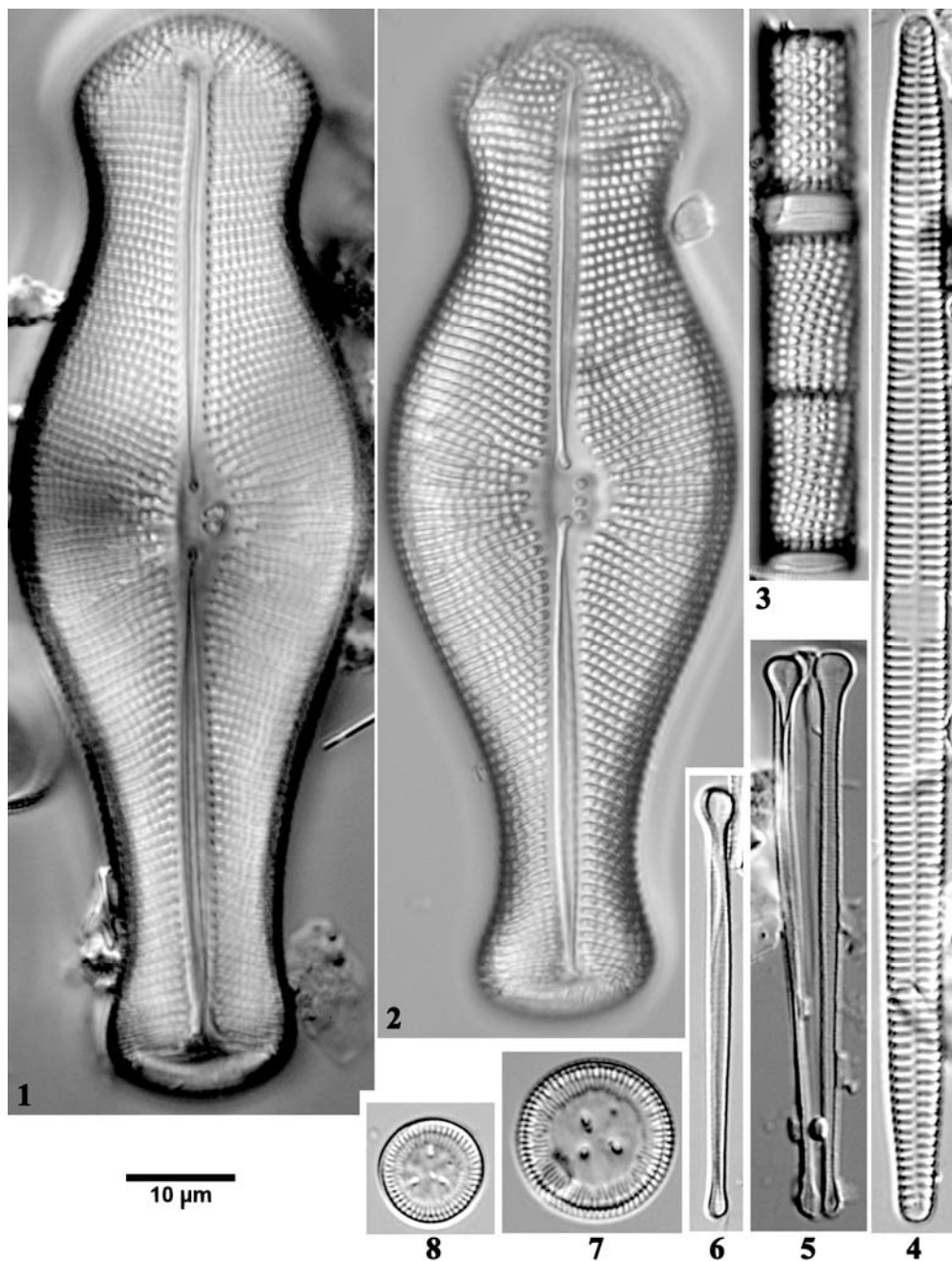
Представленный в части I материал, описывающий гидрологические и гидрохимические характеристики озер лишь за период последней четверти 20-го века ставит задачу по сбору современных сведений об особенностях физико-химических свойств и водного режима пресных, солоноватых и соленых озер Монголии.

Должное внимание в ходе проведения дальнейших лимнологических исследований необходимо уделить выявлению причинно-следственных связей с изменениями климатических и метеорологических условий, которые играют ведущую роль в изменении абиотических факторов и, как следствие, структурно-функциональных показателей сообществ гидробионтов.

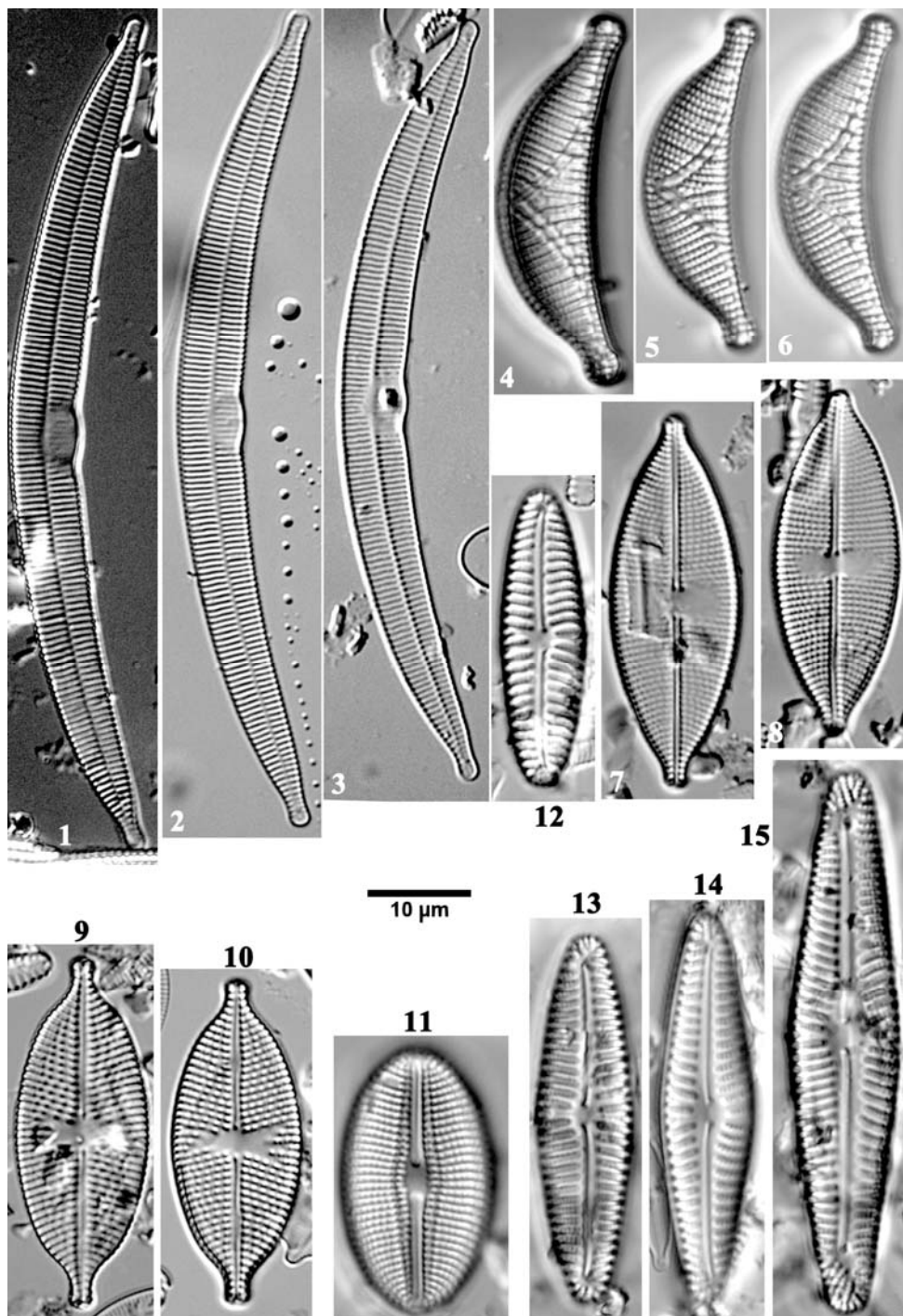
Это показали результаты гидробиологических исследований, проведенных в первом десятилетии 21-го века. Они позволили выявить значительные изменения видового состава, численности, биомассы и соотношения основных таксономических групп планктонных и бентосных сообществ, что, очевидно, связано с изменениями водности, количеством атмосферных осадков, а также увеличением внешней нагрузки (эвтрофирования) на водосборы вследствие увеличения поголовья пасущихся сельскохозяйственных животных.

В связи с этим большую важность приобретают комплексные исследования мониторингового типа, которые целесообразно организовать на наиболее крупных и разнотипных озерах, расположенных в различных областях Монголии: Хубсугул, Убсу, Хиргис, Хара-Ус, Хар, Дургэн, Бон-Цаган, Буйр, Угий.

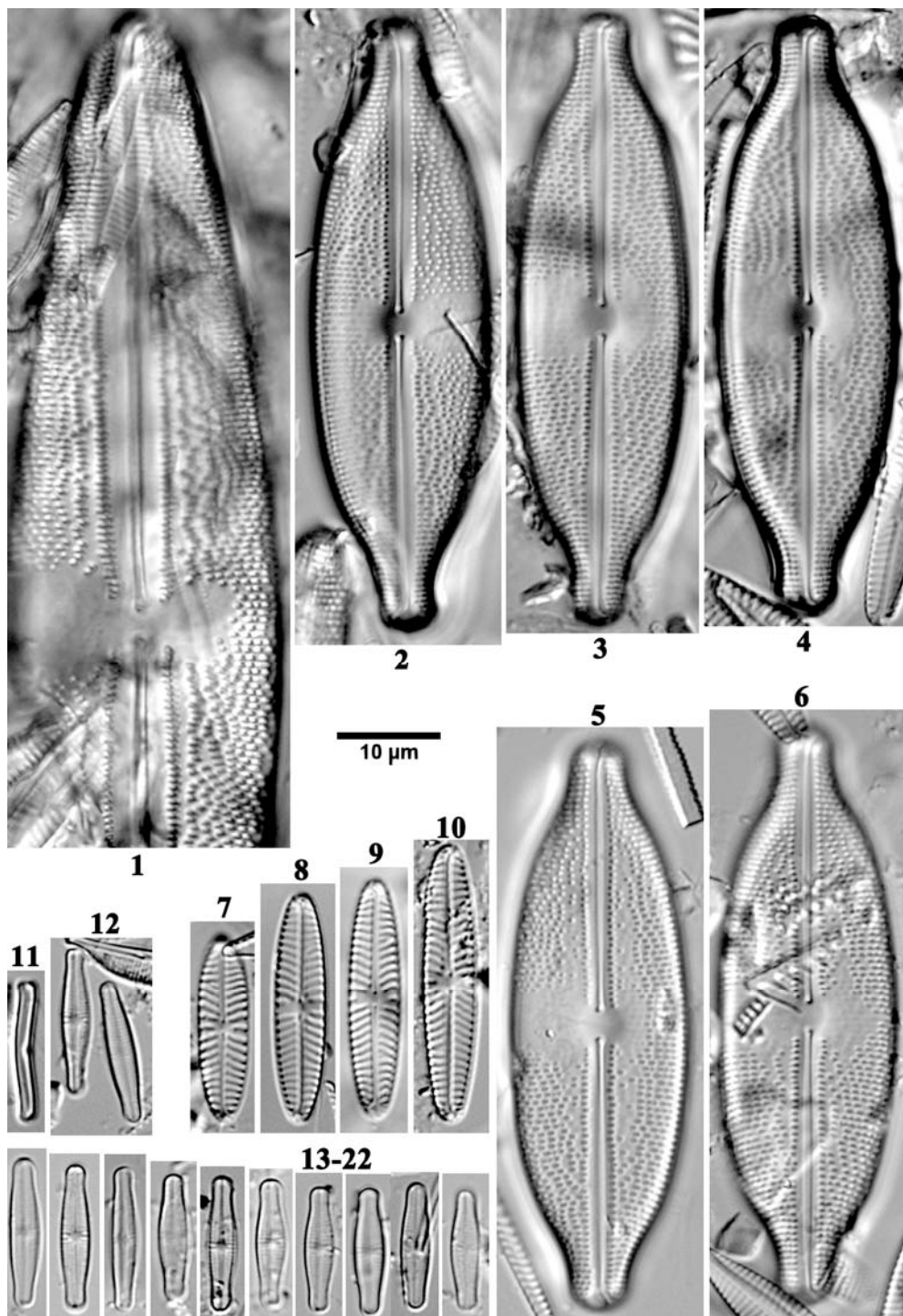
Доминирующие комплексы диатомовых водорослей в озерах Монголии



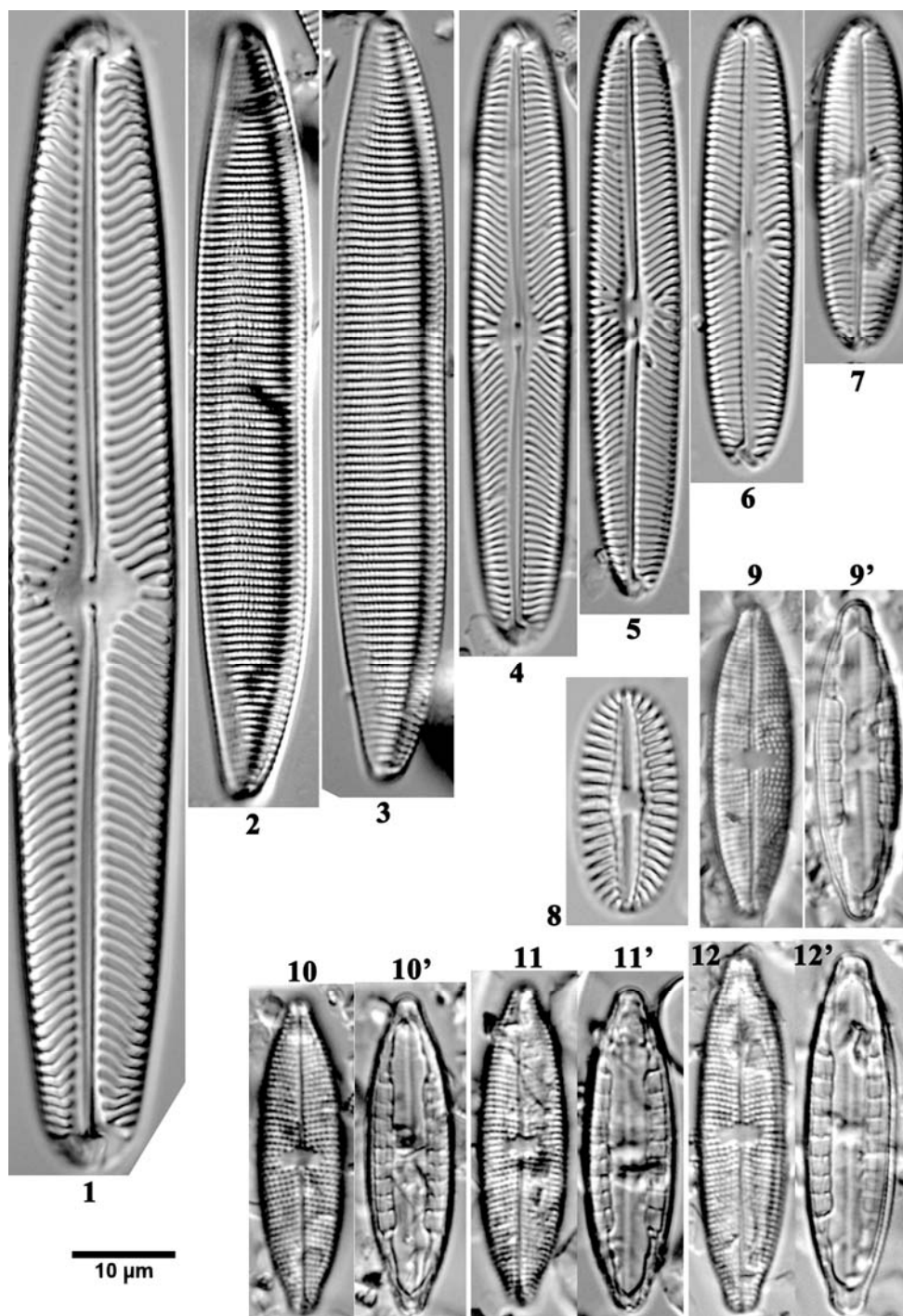
Фототаблица 1. 1, 2 — *Didymosphenia geminata* (Lyngbye) Schmidt; 3 — *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen; 4 — *Ulnaria ulna* (Nitzsch) Compère; 5, 6 — *Asterionella formosa* Hassall; 7, 8 — *Cyclotella ocellata* Pantocsek. Озеро Терхийн-Цаган.



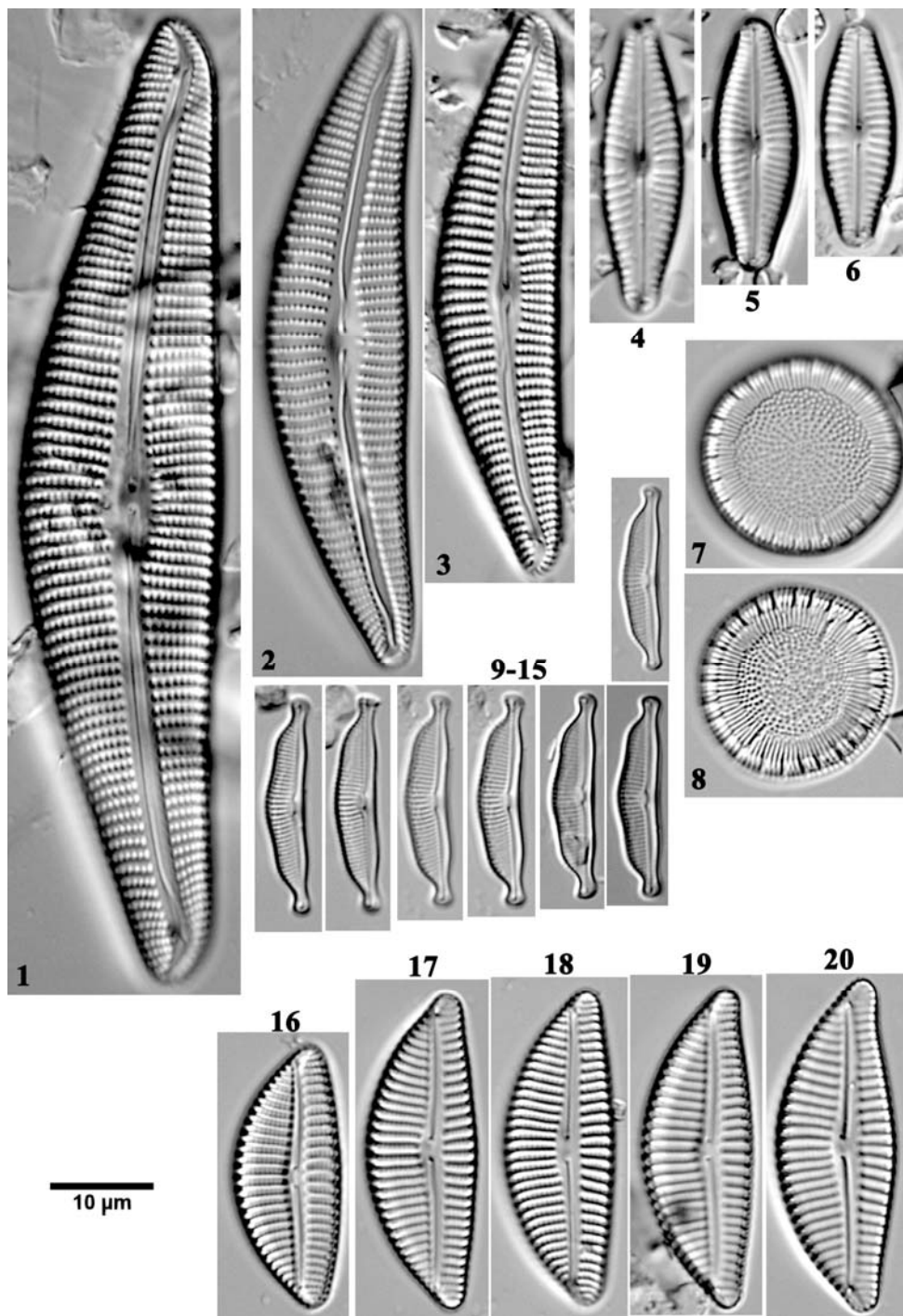
Фототаблица 2. 1–3 — *Hannaea baicalensis* Genkal, Popovskaya & Kulikovskiy; 4–6 — *Epithemia sorex* Kützing; 7, 8 — *Aneumastus* sp. 1; 9, 10 — *Aneumastus* sp. 2; 11 — *Diploneis parma* Cleve, 12–15 — *Encyonema lacustre* (Agardh) Mills. 1–11 — оз. Терхийн-Цаган, 12–15 — оз. Хар.



Фотогaблицa 3. 1 — *Anomoeoneis costata* (Kützing) Hustedt; 2–6 — *Anomoeoneis sphaerophora* (Ehrenberg) Pfitzer sensu lato; 7–10 — *Navicula* cf. *weisneri* Lange-Bertalot; 11–22 — *Achnanthisdium minutissimum* (Kützing) Czarnecki. Oзepo Hoгoн.



Фотогтаблица 4. 1 — *Navicula oblonga* (Kützing) Kützing; 2, 3 — *Nitzschia brunoi* Lange-Bertalot; 4-7 — *Navicula* cf. *digiticonvergens* Lange-Bertalot; 8 — *Diploneis heteromorphiforma* Metzeltin, Lange-Bertalot & Soninkhishig; 9-12 — *Mastogloia lacustris* (Grunow) Van Heurck. Озеро Хар-Ус.



Фотогтаблиця 5. 1 — *Cymbella helvetica* Kützing; 2, 3 — *Cymbella cymbiformis* Agardh; 4–6 — *Cymbellafalsa diluviana* (Krasske) Lange-Bertalot & Metzeltin; 7, 8 — *Handmannia bodanica* (Eulenstein ex Grunow) Kociolek & Khursevich; 9–15 — *Halamphora dusenii* (Brun) Levkov; 16–20 — *Encyonema caespitosum* Kützing. Озеро Хар-Ус.

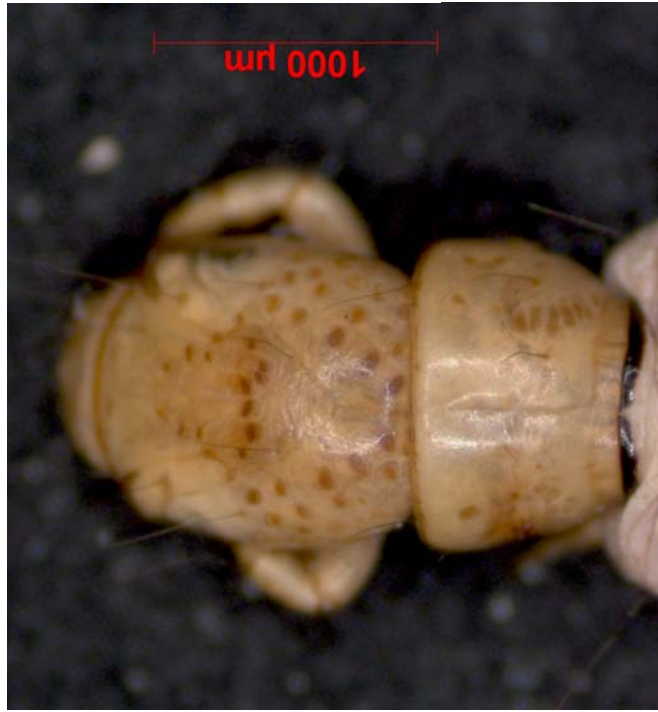


Фото 2. *Neuriclepsis bimaculata* (L., 1758), голова и пронотум личинки.



Фото 1. *Osetis lacustris* (Pictet, 1834), личинка.

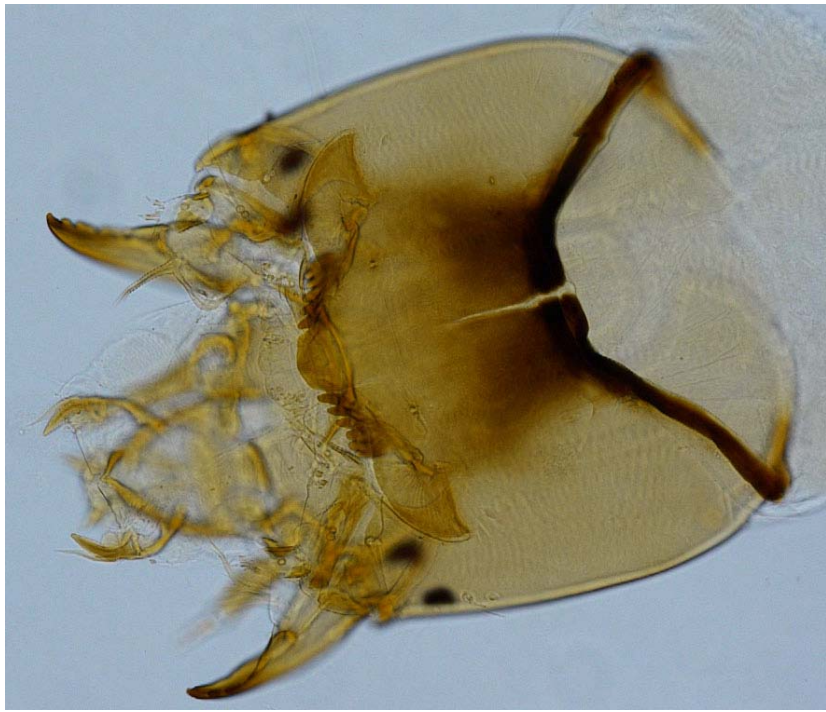


Фото 4. *Stadorrelta* sp., давленный препарат головной капсулы личинки.

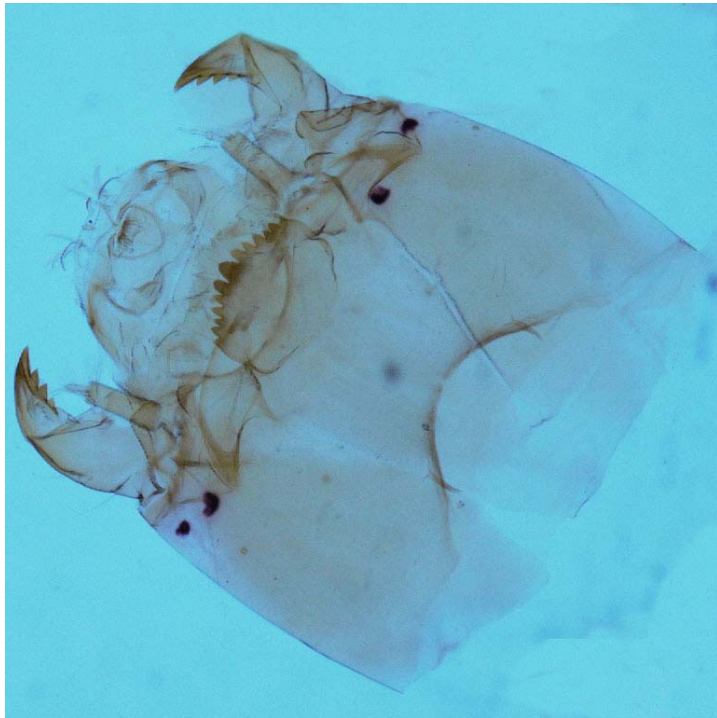


Фото 3. *Fleuria lacustris* Kieffer, 1924, давленный препарат головной капсулы личинки.

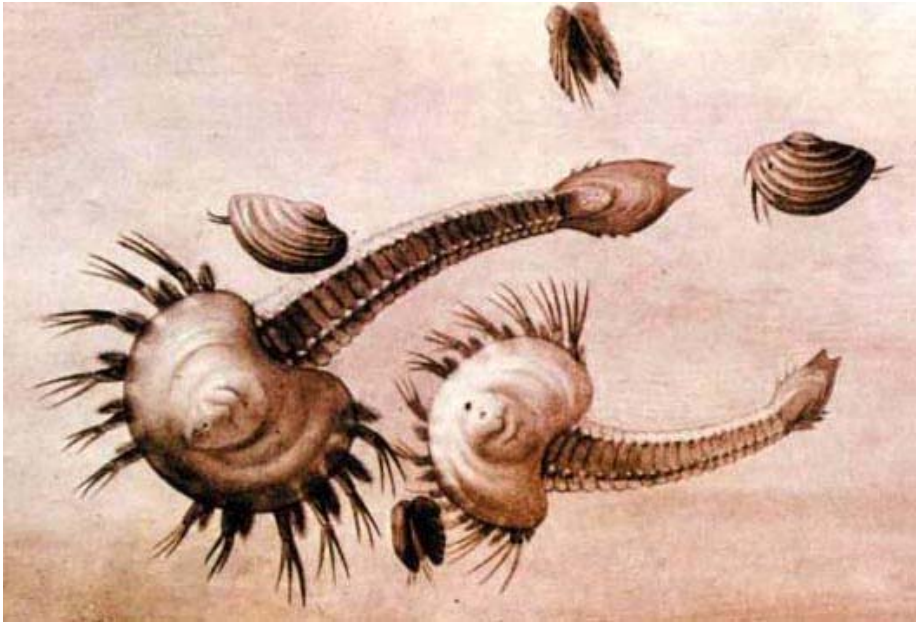


Фото 5. Триасовые казахартры и конхостраки. Реконструкция К. Улановой.

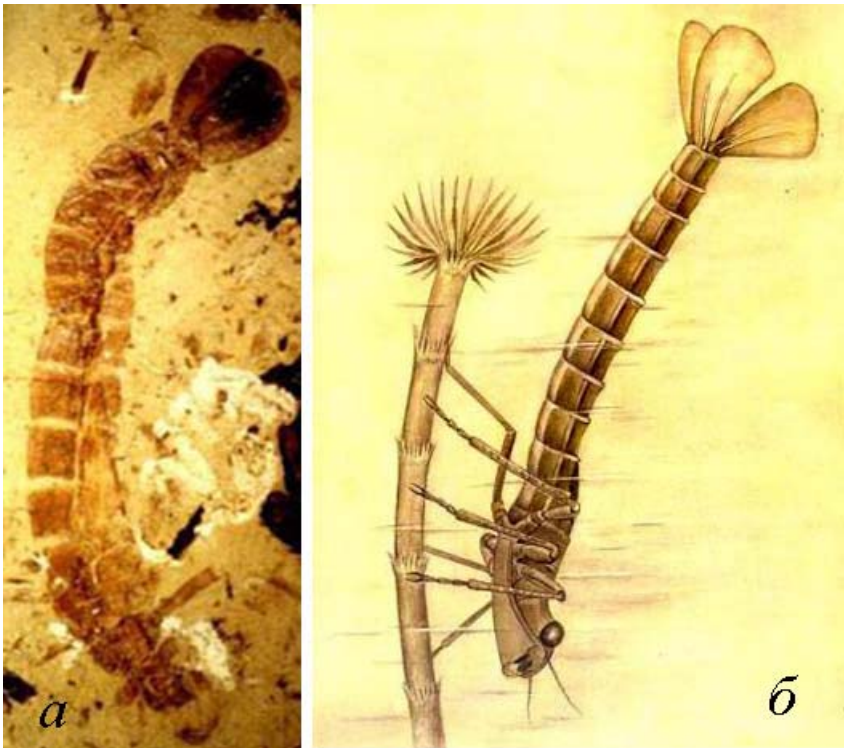


Фото 6. Наяда стрекозы рода *Samarura* с терминальными листовидными придатками на конце тела, игравшими роль «хвостового плавника»: *а* — отпечаток, *б* — реконструкция Т. Раковой.

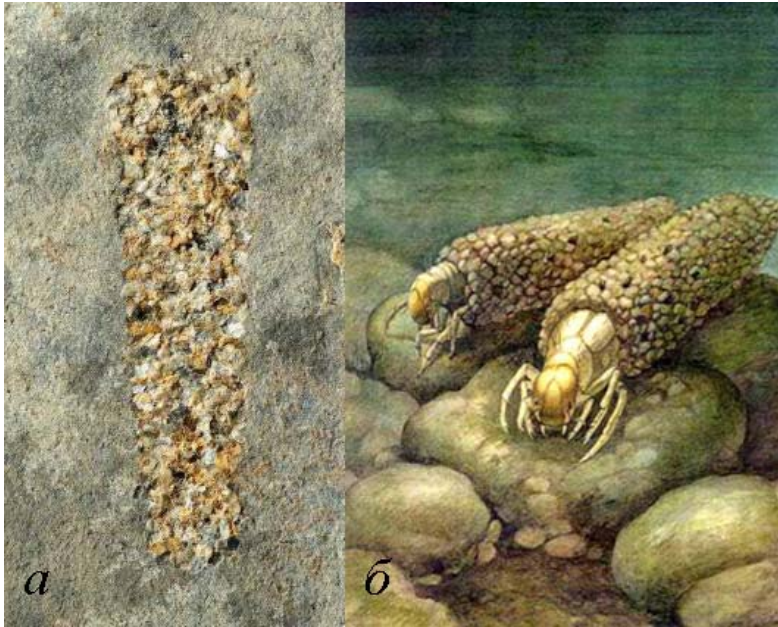


Фото 7. Ручейники в домиках *Terrindusia* из частиц грунта: *а* — домик, *б* — реконструкция К. Улановой.

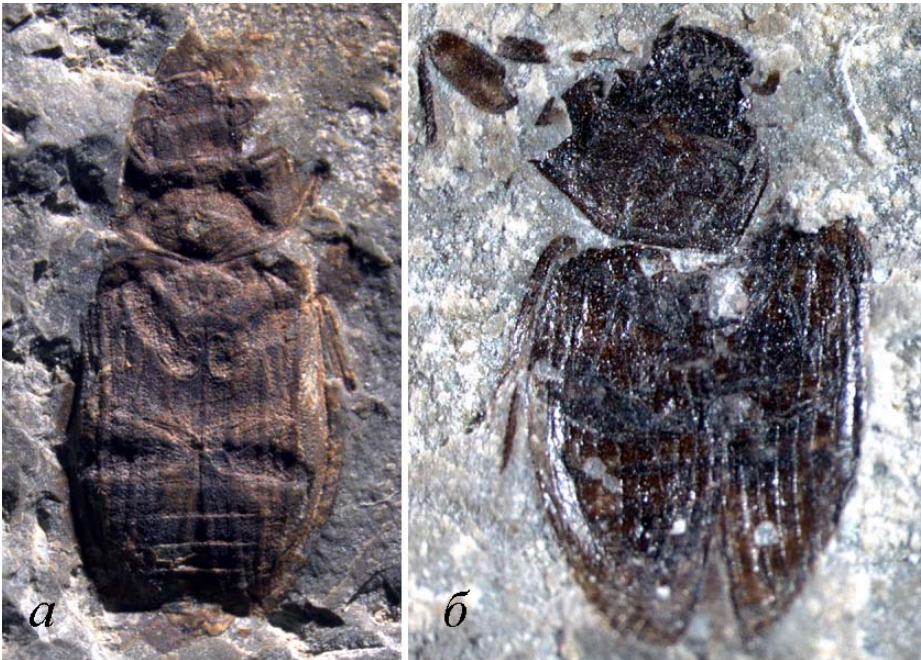


Фото 8. Водолюбообразные жуки из местонахождения Шар-Тэг: *а* — *Prospercheus cristatus* Prokin, 2009, голотип; *б* — *Helophorus inceptivus* Fikáček et al., 2012, голотип.

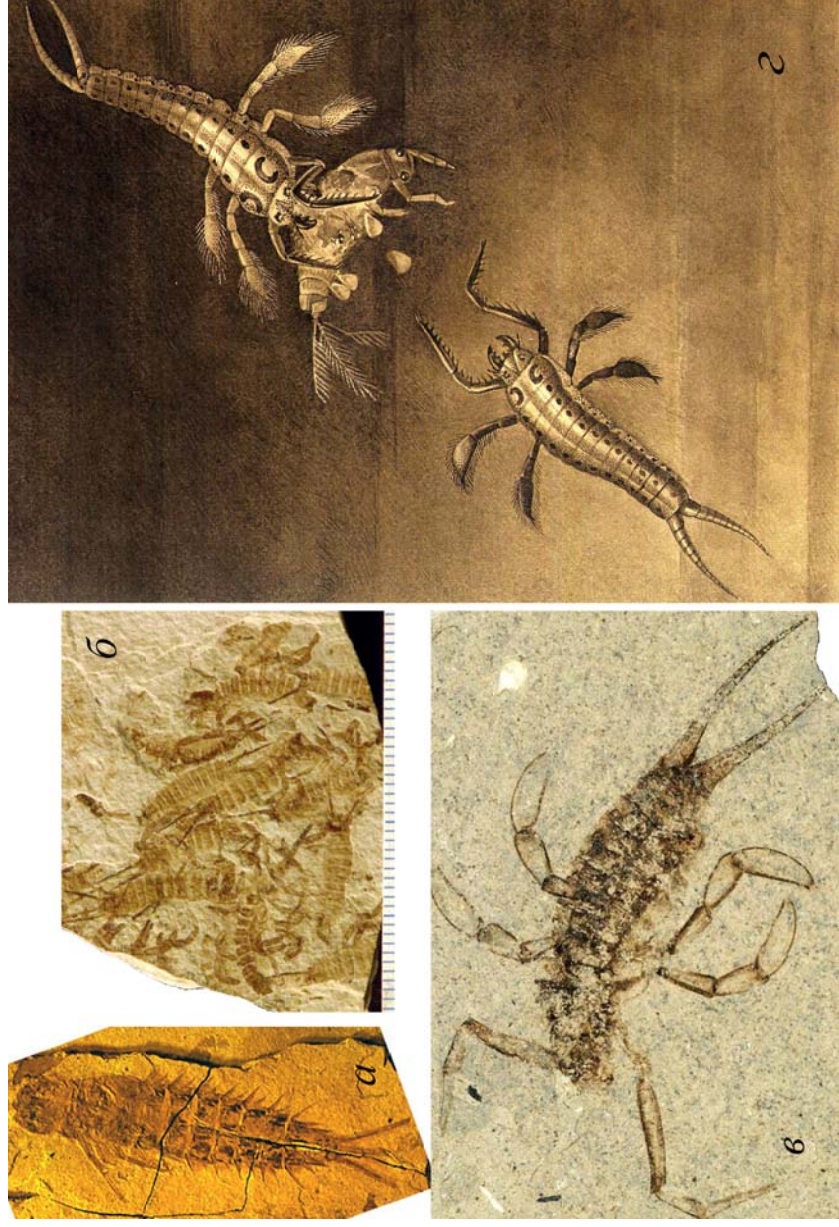


Фото 9. Личинки жуков *Sorptoslava longiroda* Ping, 1928 и нимфы поденок *Ephemeroopsis trisetalis* Eichwald, 1864: *a* — нимфа *E. trisetalis*; *б* — массовое захоронение личинок *S. longiroda*; *в* — личинка *S. longiroda*; *г* — личинки *S. longiroda* во время охоты на нимфу *E. trisetalis*, реконструкция А.Г. Пономаренко и В.И. Дорощева.

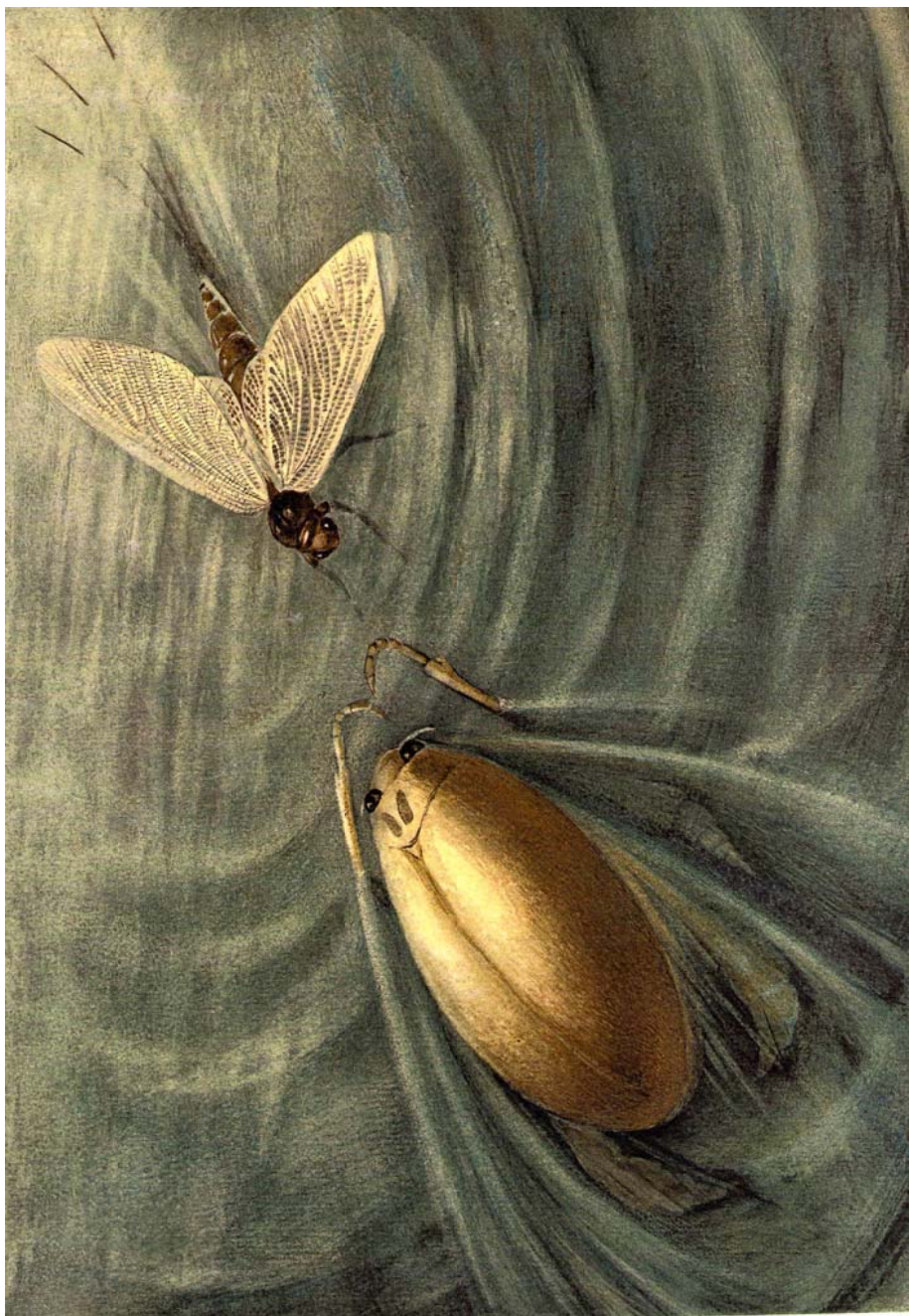


Фото 10. Имаго жука *Cortoclava longiroda* и имаго поденки *Ephemeroptera trisetalis*. Реконструкция К. Улановой.



Фото 11. Хабориды подсемейства Chironomarteginae: *a* — отпечаток личинки *Chachotosha probatus* Lukashevich, 1996 (фото Д.Е. Щербакова); *б* — имаго *Chironomartera*, реконструкция В.Г. Ковалева; *в* — личинка *Chachotosha*, реконструкция К. Улановой; *г* — куколка *Chachotosha probatus* (фото Д.Е. Щербакова).



Фото 12. Водные насекомые из местонахождения Бон-Цаган: *a* — отпечаток имаго *Soptoclava longiroda*; *б* — наяда стрекозы *Hemeroscorpius baissicus* Pritukina, 1977 с плавательными щетинками на лапках, реконструкция К. Улановой; *в* — имаго жука *Laetorsia bontsaganica* (Prokin, 2009), голотип.



Фото 13. Карликовая (внизу) и озерная (вверху) формы карликового алтайского османа *Oreoleuciscus humilis* оз. Орог (Долина Озер).



Фото 14. Озеро Орог (Долина Озер, Монголия), октябрь 2000 г. — «влажный период» (Разрешенный доступ Геологической Службы США/Credit: U.S. Geological Survey Department of the Interior/USGS).



Фото 15. Озеро Орог (Долина Озер, Монголия), август 2006 г. — «сухой период» (Разрешенный доступ Геологической Службы США/Credit: U.S. Geological Survey Department of the Interior/USGS).



Фото 16. Озеро Орог (Долина Озер, Монголия), сентябрь 2010 г. — «переходный период» (Разрешенный доступ Геологической Службы США/Credit: U.S. Geological Survey Department of the Interior/USGS).



Фото 17. Озеро Орог (Долина Озер, Монголия), 30 августа 2013 г. — «влажный период» (Разрешенный доступ Геологической Службы США/Credit: U.S. Geological Survey Department of the Interior/USGS).



Фото 18. Озеро Орог (Долина Озер, Монголия), август 2010 г. — «переходный период».



Фото 19. Озеро Орог (Долина Озер, Монголия), август 2010 г. — «переходный период».



Фото 20. Озеро Орог (Долина Озер, Монголия), август 2013 г. — «влажный период».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко В.Н.* Климат и озера. Л., 1985. 264 с.
- Адаменко В.Н., Масанова М.Д., Четвериков А.Ф.* Индикация изменений климата (методы анализа и интерпретации). Л., 1982. 112 с.
- Акульшина Е.П.* Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск, 1985. 234 с.
- Аладин Н.В.* Особенности осморегуляции гемолимфы ракушковых и жаброногих ракообразных из морских и континентальных солоноватых вод // Гидробиологические исследования эстуариев. Л., 1986. С. 75–97. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 141).
- Алекин О.А.* Основы гидрохимии. Л., 1970. 296 с.
- Алексеев В.Я., Иванов А.В.* Криогенная метаморфизация природных вод и ее роль в круговороте веществ // Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. 1976. № 49. С. 311.
- Алексейчик С.П., Стефаненко А.Я.* Палеозойские отложения Монголии. Пермские отложения Монголии // Сов. геол. 1947. № 24.
- Андреева Р.В.* Определитель личинок слепней: европейская часть СССР, Кавказ и Средняя Азия. Киев: Наукова Думка, 1990. 172 с.
- Андроникова И.Н.* Структурно-функциональная организация зоопланктона озерных экосистем разных трофических типов. СПб.: Наука. 1996. 189 с.
- Атлас озера Хубсугул. М., 1989. 118 с.
- Баасанжав Г., Дгебуадзе Ю.Ю., Демин А.Н., Дулмаа А., Ермохин В.Я., Липин В.И., Рябов И.Н., Тугарина П.Я.* Обзор видов ихтиофауны МНР // Рыбы Монгольской Народной Республики. М., 1983. С. 102–224.
- Баасанжав Г., Дгебуадзе Ю.Ю., Демин А.Н., Дулмаа А., Ермохин В.Я., Липин В.И., Нансалмаа Б., Пугачев О.Н., Пэрэнлэйжамц Ж., Рябов И.Н., Тугарина П.Я.* Экология и хозяйственное значение рыб МНР. М., 1985. 200 с.
- Бажа С.Н., Гунин П.Д.* Перспективы развития сети особо охраняемых природных территорий и организация трансграничного биосферного заповедника в бассейне реки Селенги: Тез. докл. межд. конф. “Разнообразии растительного покрова Байкальского региона”. Улан-Удэ, 1999. С. 101–102.
- Бакланов П.Я., Ганзей С.С.* Трансграничные территории: проблемы устойчивого природопользования. Владивосток: Дальнаука, 2008. 216 с.
- Баранов И.В.* Лимнологические типы озер СССР. Л., 1961. 276 с.
- Барсболд Р.* Биостратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела гобийской части МНР. М., 1972. 88 с.
- Барсболд Р.* Хищные динозавры мела Монголии. М., 1983. 120 с. (Тр. ССМПЭ; Вып. 19).
- Баталин Ю.В., Галиев У.З., Иванов Н.Н. и др.* Вопросы содоносности Забайкалья. Казань, 1974. С. 28–40. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. № 34).
- Батнасан Н., Севастьянов Д.В.* Колебания увлажненности и состояние озер на территории Монголии // География и природные ресурсы. 1992. № 2. С. 177–183.
- Безина Е.В.* Соотношение пресса хищников и обеспеченности ресурсами в регуляции структуры и функционирования сообществ: обзор гипотез // Журн. общей биологии. 1997. Т. 58, № 5. С. 26–45.
- Белова В.А., Девяткин Е.В., Кулаков В.А., Малаева Е.М.* Дархатская и Хубсугульская впадины // Поздний кайнозой Монголии. М., 1989. С. 99–101. (Тр. ССМГЭ; Вып. 47).
- Береснева И.А.* О соотношении тепла и влаги на территории Монгольской Народной Республики // Тр. Гл. геофиз. обсерв. 1977. Вып. 390. С. 109–114.

- Береснева И.А. О радиационном балансе пустынно-степной зоны МНР // Тр. ГГО. 1978. С. 426.
- Беспалов Н.Д. Почвы Монгольской Народной Республики // Тр. Монгольской комиссии АН СССР. М., 1951. Вып. 41. 216 с.
- Богословский Б.Б. Озероведение. М., 1960. 336 с.
- Борисовец Е.Э., Дгебуадзе Ю.Ю., Ермохин В.Я. Морфометрический анализ алтайских османов (*Oreoleuciscus*; Pisces, Cyprinidae) водоемов МНР: многомерный подход // Зоол. журн. 1985. Т. 64, вып. 8. С. 1199–1212.
- Борисовец Е.Э., Дгебуадзе Ю.Ю., Ермохин В.Я. Использование математических методов для определения форм алтайских османов — *Oreoleuciscus* (Pisces, Cyprinidae) // Зоол. журн. 1987. Т. 66, вып. 12. С. 1850–1863.
- Боруцкий Е.В., Степанова Л.А., Кос М.С. Определитель Calanoida пресных вод СССР. СПб.: Наука, 1991. 503 с.
- Братцева Г.М., Новодворская И.М. Споры и пыльца из нижнемеловых отложений местонахождения Хурэн-Дух // Ископаемая фауна и флора Монголии. М., 1975. С. 205–209.
- Братцева Г.М., Новодворская И.М. Об условиях захоронения раннемеловой фауны и флоры в местонахождениях Буйялсугун-Худук Анда-Худук // Палеонтология и био-стратиграфия Монголии. М., 1976. С. 285–290.
- Бульон В.В. Лимнологические очерки Монголии. Л., 1985. 104 с.
- Бульон В.В. Структура и функция микробиальной «петли» в планктоне озерных экосистем // Биол. внутр. вод. 2002. № 2. С 5–14.
- Бульон В.В., Никулина В.Н., Степанова Л.А., Цалолыхин С.Я., Цэрэвсамбуу С. Экосистемы водоемов Центрально-Азиатского бассейна // Рыбы Монгольской Народной Республики. М., 1983. С. 69–101.
- Валяшко М.Г. Закономерности формирования химического состава природных вод. М., 1981. 157 с.
- Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., 1959. 494 с.
- Верзилин Н.Н. Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления (на примере меловых отложений Ферганы). Л., 1975. 144 с.
- Верзилин Н.Н. Основные особенности осадконакопления на территории Южной Монголии в поздне меловую эпоху // Вестн. ЛГУ. 1980 а. № 6. С. 18–27.
- Верзилин Н.Н. Новые данные о стратиграфии и тектонике меловых отложений Южной Монголии // Вестн. ЛГУ. 1980 б. № 12. С. 5–9.
- Верзилин Н.Н. Проблемы микроклиматов в палеогеографии // Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982 а. С. 31–41.
- Верзилин Н.Н. Палеолимнологическое значение текстурных особенностей верхнемеловых отложений Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии Л., 1982 б. С. 81–100.
- Верзилин Н.Н. О роли „случайных” событий в образовании местонахождений остатков организмов // Теория и опыт тафономии. Саратов, 1989. С. 22–31.
- Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А. Литологические особенности Цаган-Цабского разреза цеолитоносных отложений Юго-Восточной Монголии // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1989 а. Вып. 2, № 14. С. 3–12.
- Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А. Тушлегский разрез неокомских цеолитоносных отложений Юго-Восточной Монголии и его сравнение с Цаган-Цабским // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1989 б. Вып. 3, № 21. С. 3–12.

- Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А. Эволюция озерного литогенеза на территории Монголии в мезозое // Лимнология и палеолимнология Монголии. СПб.: Наука, 1994. С. 181–195.
- Верзилин Н.Н., Клочков Л.В., Шувалов В.Ф. Основные особенности образования цеолитов и глинистых минералов неокомских туфогенных отложений Юго-Восточной Монголии // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 96–103.
- Виноградов А.В. Мшанки (Vryozoa) в перифитоне степных и лесостепных водоемов Северной Евразии // Вестн. Тюменского гос. у-та. 2005. № 5. С. 43–61.
- Виппер П.Б. История развития растительного покрова Северной Монголии в голоцене // Тр. Ин-та ботаники АН МНР. 1976. № 1. С. 105–110.
- Виппер П.Б., Дорофеюк Н.И., Лийва А.А., Метельцева Е.П., Соколовская В.Т. Палеогеография голоцена и верхнего плейстоцена Центральной Монголии // Изв. АН ЭССР. Биология. 1981. Т. 30, № 1. С. 74–32.
- Виппер П.Б., Дорофеюк Н.И., Метельцева Е.П., Соколовская В.Т., Шулия К.С. Опыт реконструкции растительности Западной и Центральной Монголии в голоцене на основе изучения донных отложений пресных озер // Структура и динамика основных экосистем Монгольской Народной Республики. Л., 1976. С. 35–59. (Тр. ССМКБЭ; Т. 8).
- Виппер П.Б., Дорофеюк Н.И., Соколовская В.Т. История формирования озера Дунд-Нур и динамика растительного покрова Монгольского Алтая в голоцене // История озер и внутренних морей: Тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. по истории озер; Т. 4. Л. 1975. С. 14–119.
- Галева Л.И. Остракоды меловых отложений Монгольской Народной Республики. М., 1955. 95 с.
- Генгал С.И., Куликовский М.С., Дорофеюк Н.И. Центрические диатомовые водоросли сфагнового болота „Нур” (Монголия) // Ботан. журн. 2009. Т. 94, № 7. С. 1207–1218.
- Генгал С.И., Поповская Г.И., Белых О.И., Фирсова А.Д. Новые и интересные диатомовые водоросли в планктоне озера Хубсугул: Centrophyceae // Биология внутренних вод. 2005. № 4. С. 3-8.
- Генгал С.И., Поповская Г.И., Белых О.И., Фирсова А.Д. Диатомовые водоросли, новые для планктона озера Хубсугул: Pennatorphyceae // Там же. 2006. № 3. С. 3-12.
- Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. М., 1974. 200 с. (Тр. ССМГЭ; Вып. 10).
- Геология алмазоносных отложений верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. Новосибирск, 1986. 184 с.
- Глухова В.М. Кровососущие мокрецы родов *Culicoides* и *Forcipomyia* (Ceratopogonidae) // Фауна СССР. Насекомые двукрылые. Т. 3, вып. 5а. Л.: Наука, 1989. 408 с.
- Глуховская Н.Б. Убсунурская впадина // Поздний кайнозой Монголии. М., 1989. С. 104–105. (Тр. ССМГЭ. Вып. 47).
- Голубева Л.В. Растительность Северо-Восточной Монголии в плейстоцене и голоцене // Структура и динамика основных экосистем Монголии. Л., 1976. С. 69–71. (Тр. ССМКБЭ; Т. 8).
- Гончаров А.В., Даценко Ю.С. Зависимость степени развития фитопланктона от уровня воды в москворецких водохранилищах // Актуальные проблемы водохранилищ: Тез. докл. Всерос. конф. с участием специалистов из стран ближнего и дальнего зарубежья. 29 октября – 3 ноября 2002 г., Борок, Россия. Ярославль, 2002. С. 35.
- Городков К.Б. Материалы по фауне Scatophagidae (Diptera) Монгольской Народной Республики // Насекомые Монголии. Вып. 2. Л.: Наука, 1974. С. 380–395.
- Грубов В.И. Определитель сосудистых растений Монголии. Л.: Наука, 1982. 443 с.

- Грум-Гржсмайло Г.Е. Рост пустынь и гибель пастбищных угодий и культурных земель в Центральной Азии за исторический период // Изв. ГГО. 1933. Т. 65, вып. 5. С. 437–454.
- Гунин П.Д., Востокова Е.А., Матюшкин Е.Н. Охрана экосистем Внутренней Азии. М.: Наука, 1998. 219 с. (Тр. ССМКБЭ; Т. 40).
- Гурьянова Л.В. Географо-гидрологическая оценка термики и динамики малых озер (на примере Белоруссии): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Пермь, 1987.
- Даценко Ю.С. Эвтрофирование водохранилищ. Гидролого-гидрохимические аспекты. М.: ГЕОС, 2007. 252 с.
- Дашидорж А. Материалы по ихтиофауне верховьев Селенги и Амура в пределах Монголии // Зоол. журн. 1955. Т. XXXIV, вып. 3.
- Дашидорж А. Материалы к фауне озера Хубсугул // Тр. Ин-та биологии АН МНР. 1973. Вып. 8. С. 108–111.
- Дгебуадзе Ю.Ю. К изучению состава рыбного населения водоемов Монгольской Народной Республики // Зоогеографическое районирование МНР. М.: Наука, 1986. С. 52–90. (Тр. ССМКБЭ; Т. 18).
- Дгебуадзе Ю.Ю. Экологические закономерности изменчивости роста рыб. М.: Наука, 2001. 276 с.
- Дгебуадзе Ю.Ю., Дулмаа А. Глобальные климатические изменения и динамика популяций рыб водоемов и водотоков Долины озер // Экология и природопользование в Монголии: Мат. Междунар. конф. Улан-Батор, 1990. С. 50–51.
- Дгебуадзе Ю.Ю., Дулмаа А., Мунхбаяр Х. О находке представителя рода *Oreoleuciscus* (Cyprinidae) в бассейне р. Селенги // Вопросы ихтиологии. 2003. Т. 43, № 3. С. 420–422.
- Дгебуадзе Ю.Ю., Ермохин В.Я. Морфологические методы в популяционных исследованиях рыб // Состояние и перспективы развития морфологии. М., 1979. С. 355–356.
- Девяткин Е.В. Геология кайнозоя Западной Монголии // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., 1970. С. 44–102. (Тр. ССМГЭ; Вып. 2).
- Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М., 1981. 196 с. (Тр. ССМГЭ; Вып. 27).
- Девяткин Е.В. Неоген-антропоген (этап неотектонической активизации) // Геоморфология Монгольской Народной Республики. М., 1982. С. 230–245.
- Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Чепалыга А.Л. Фауна пресноводных моллюсков из плиоцена Западной Монголии // Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., 1971. С. 176–185.
- Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Мурзаева В.Э. Хиргис-Нурская, Хара-Ус-Нурская и Хара-Нурская впадины // Поздний кайнозой Монголии. М., 1989. С. 106–108. (Тр. ССМГЭ; Вып. 47).
- Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Мурзаева В.Э., Шелкопяс В.Н. Плиоценовые бассейны Котловины Больших озер Западной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 5. С. 89–99.
- Девяткин Е.В., Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф., Хосбаяр П. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., 1975. С. 5–41. (Тр. ССМГЭ; Вып. 13).
- Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э. Плейстоценовые озера Монголии // История озер и внутренних морей аридной зоны: Тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л., 1975. С. 98–103.

- Девяткин Е.В., Шилова Г.Н. Палеонтологическая характеристика некоторых опорных разрезов плиоценовых и четвертичных отложений Западной Монголии // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., 1970. С. 132–142. (Тр. ССМГЭ; Вып. 2).
- Девяткин Е.В., Шувалов В.Ф. Континентальный мезозой и кайнозой Монголии: стратиграфия, геохронология, палеогеография // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М., 1990. С. 165–177.
- Дзенс-Литовский А.И. Методы комплексного исследования и разведки озерных соляных месторождений // Тр. ВНИИГалургии. 1957. Вып. 34. 212 с.
- Дзенс-Литовский А.И. Соляные озера СССР и их минеральные богатства. Л., 1968. 119 с.
- Дорогостайский В.Ч. Материалы по альгологии оз. Байкал и его бассейна // Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва. 1904. Т. 35, вып. 3. С. 1–44.
- Дорофеюк Н.И. Характеристика диатомовых водорослей донных отложений озера Тэрхийн-Цаган-Нур (МНР) // Ботан. журн. 1984. Т. 69, № 9. С. 1243–1249.
- Дорофеюк Н.И. Палеогеография голоцена Монгольской Народной Республики по данным диатомового анализа донных отложений озер // Природные условия, растительный покров и животный мир Монголии. Пушино, 1988. С. 66–83.
- Дорофеюк Н.И. Вековые изменения танатоценозов озер и реконструкция условий их формирования // Экология и природопользование в Монголии. Пушино, 1992. С. 151–167.
- Дорофеюк Н.И. Флора водорослей Монгольской части бассейна р. Селенги // Водные экосистемы бассейна Селенги. М., 2009. С. 62–118. (Тр. СРМКБЭ; Т.55).
- Дорофеюк Н.И., Цэцэгмаа Д. Фитопланктон озер // Лимнология и палеолимнология Монголии. СПб., 1994. С. 115–122.
- Дорофеюк Н.И., Цэцэгмаа Д. Конспект флоры водорослей Монголии. М.: Наука, 2002. 285 с. (Тр. СРМКБЭ; Т. 42).
- Дулмаа А. Биология озер Монгольской Народной Республики: Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Иркутск, 1974 а. 52 с.
- Дулмаа А. Исследования озер Монголии // Исследования природных ресурсов Восточной Сибири (1923–1973 гг.) Биолого-географическим научно-исследовательским институтом. Иркутск, 1974 б. С. 67–73.
- Дулмаа А. Натурализация пеляди в водоемах Убурхангайского аймака // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР: Тез. докл. Улан-Батор, 1984. С. 31–32.
- Дулмаа А. Питание и пищевые взаимоотношения рыб Дархатской котловины // Биологийн Хүрээлэн Эрдэм Шинжил гээний Бүтээл [Тр. Института биологии Монгольской Академии наук]. № 25. Улаанбаатар, 2005. С. 30–43.
- Дулмаа А. Биологическое обоснование разведения омуля (*Coregonus autumnalis migratorius* Georgi, 1775) в гобийских озерах Западной Монголии // Вестн. АН Монголии. 2007. № 2. С. 36–47. На монг. яз.
- Дулмаа А. Современное состояние изученности фауны озера Хубсугул и водоемов Дархатской котловины // Аннотированный список фауны озера Байкал и его водосборного бассейна. Т. II: Водоемы и водотоки юга Восточной Сибири и Северной Монголии. Кн. 1. Новосибирск: Наука, 2009. С. 553–555.
- Дулмаа А., Баасанжав Г. Сиг реки Дэлгер-Мурен // Вестн. АН МНР. 1972. № 1. С. 3–5. На монг. яз.
- Дулмаа А., Дзегбаудзе Ю.Ю. Ихтиологические и гидробиологические исследования на территории Монголии (исторический очерк) // Рыбы Монгольской Народной Республики. Условия обитания, систематика, морфология, зоогеография. М.: Наука, 1983. С. 11–15.

- Дулмаа А., Ербаева Э.А., Загоренко Г.Ф., Кожсова О.М., Путьятина Т.И., Томилов А.А. Гидробиология // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля в МНР. М., 1976. С. 224–267.
- Дулмаа А., Нансалмаа Б. Планктон и бентос гобийских озер // Тр. Ин-та биологии АН МНР. 1970. № 5. С. 65–74. На монг. яз.
- Дулмаа А., Нансалмаа Б. К биологии озер бассейна Северного Ледовитого океана на территории МНР. Улан-Батор, 1977. 362 с.
- Дулмаа А., Нансалмаа Б. Оз. Дод-Цаган. Оз. Угий-Нур. Оз. Тэрхийн-Цаган-Нур // Рыбы Монгольской Народной Республики. Условия обитания, систематика, морфология, зоогеография. М.: Наука, 1983. С. 17–27, 60–69.
- Дулмаа А., Скворцов В.В., Петухов В.А. Зоопланктон и зообентос // Лимнология и палеолимнология Монголии. СПб.: Наука, 1994. С. 122–131.
- Дулмаа А., Тугарина П.Я. Материалы к экологии и систематике алтайских османов некоторых водоемов Западной Монголии // Вестн. АН МНР. 1974. № 1. С. 97–114. На монг. яз.
- Дулмаа А., Улзийхутаг Н., Туяа Ц. Результаты исследований планктонных водорослей Монголии // Тр. Ин-та ботаники АН МНР. 1979. № 5. С. 146–158. На монг. яз.
- Егоров А.Н. Парниковый эффект соленых озерах // Водные ресурсы. 1991. № 6. С. 31–37.
- Егоров А.Н., Тихомиров А.И. Термический режим и теплозапасы // Гидрология озер Воже и Лача. Л., 1979. С. 150–167.
- Елпатьевский В.С. Исследование озера Косогол летом 1903 г. // Землеведение. Кн. 1–2. СПб., 1904.
- Ербаева Э.А. Личинки хирономид озера Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля (Монгольская Народная Республика). (Тр. Советско-Монгольской комплексной Хубсугульской экспедиции. Вып. 3/4). Иркутск; Улан-Батор, 1976. С. 218–226.
- Ербаева Э.А., Акинишина Т.В., Жарикова Л.К., Варыханова К.В., Кицук Т.И., Сахаровский С.И., Лезинская И.Ф., Кац Л.А. Зообентос мелководной зоны озера Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля (Монгольская Народная Республика). (Тр. Советско-Монгольской комплексной Хубсугульской экспедиции). Иркутск; Улан-Батор, 1979. С. 154–178.
- Ербаева Э.А., Сафронов Г.П. Хирономиды (Diptera, Chironomidae) озера Хубсугул // Аннотированный список фауны озера Байкал и его водосборного бассейна. Т. II: Водоемы и водотоки юга Восточной Сибири и Северной Монголии. Кн. 1. Новосибирск: Наука, 2009. С. 589–607.
- Ефремов И.А. Захоронение динозавров в Нэмэгэту (Южная Гоби, МНР) // Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., 1955. С. 789–809.
- Жамбажамц М. Мотон орин уур амычал // Улсын хэллэмийн гадар. Улаан-Баатар. 1989. С. 23–30. На монг. яз.
- Жгарева Н.Н. Фауна зарослей // Экосистема малой реки в изменяющихся условиях среды. М.: Т-во науч. изданий КМК, 2007. С. 249–268.
- Жегалло В.И., Шевырева Н.С. Ревизия геологического строения и новые данные о фауне млекопитающих Гашато (палеоцен МНР) // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М., 1976. С. 269–279.
- Жерихин В.В. Насекомые // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л., 1987. С. 43–48.

- Жерихин В.В., Калугина Н.С. Ландшафты и сообщества // Юрские континентальные биоценозы Южной Сибири и сопредельных территорий. М., 1985. С. 140–183. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 213).
- Жуков Б.Ф. Бесцветные жгутиконосцы // Методика изучения биогеоценозов внутренних водоемов. М.: Наука, 1975. С. 133–135.
- Заика В.В. Водные экосистемы Южной Тувы и Северо-Западной Монголии и их энтомофауна // Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных регионов. Мат-лы VII Междунар. конф. (19–23 сентября 2005 г., Кызыл). Т. 1. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2005. С. 154–159.
- Заика В.В. Ручейники (Insecta, Trichoptera) Горного Алтая, Тувы и Северо-Западной Монголии // Евразийский энтомологический журн. 2009. Т. 8, № 2. С. 245–248.
- Зайков Б.Д. Очерки по озероведению. Ч. II. Л., 1960. 240 с.
- Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Шишкин М.А. Опорный разрез континентальных отложений верхнего палеозоя и триаса южной Монголии с первыми находками лабиринтодонтов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 7. С. 133–144.
- Загоренко Г.Ф. Некоторые новые данные об альгологии озера Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля (Монгольская Народная Республика). Вып. 1. Иркутск; Улан-Батор, 1972. С. 129–132.
- Загоренко Г.Ф., Кожова О.М. Состав и экологические показатели летнего фитопланктона озера Хубсугул в 1971 г. // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля (Монгольская Народная Республика). Вып. 2. Иркутск; Улан-Батор, 1973. С. 329–340.
- Загоренко Г.Ф., Кожова О.М. Фитопланктон и первичная продукция оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля в МНР. М., 1976. С. 245–256.
- Зеленцов Н.И., Петрова Н.А., Ербаева Э.А. Морфология и кариотип *Acricotopus lucens* Zett. (Diptera, Chironomidae) // Энт. обозр. 1992. Т. 71, № 2. С. 295–301.
- Зиновьев А.Г. К фауне Phaoiini (Diptera, Muscidae) Монголии. II. Роды *Lophosceles* Ringdahl и *Phaonia* Robineau-Desvoidy // Насекомые Монголии. Вып. 11. Л.: Наука, 1990. С. 471–515.
- Зорина О.В. Личинки IV возраста. Подсемейство Chironominae // Определитель насекомых Дальнего Востока России. Т. VI. Двукрылые и блохи. Ч. 4. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 671–734.
- История озер СССР: Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. Л., 1986. 253 с.
- История озер СССР: История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л., 1987. 280 с.
- Кадырова М.К. Слепни Узбекистана (Diptera, Tabanidae). Ташкент: Фан, 1975. 228 с.
- Кайе А., Девяткин Е.В. Морфоструктурные исследования кварцевых зерен из песков мезо-кайнозойских отложений Монголии // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 5. С. 67–85.
- Канюкова Е.В. Водные полужесткокрылые насекомые (Heteroptera: Nepomorpha, Gerromorpha) фауны России и сопредельных стран. Владивосток: Дальнаука, 2006. 297 с.
- Кинд Н.В. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового света (радиоуглеродная хронология) // Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода: Докл. Междунар. геол. конгресса. XXIV сессия. М., 1972. С. 58–75.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Китаев С.П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон. М., 1984. 207 с.

- Клеменц Д.А. Краткий отчет о путешествии по Монголии за 1984 г. // Изв. АН. Сер. 5. 1895. Т. 3, № 3.
- Книжин И.Б., Вайс С.Дж., Богданов Б.Э., Копун Т., Музалевская О.В. Хариусы (Thymallidae) водоемов западной Монголии: морфологическое и генетическое разнообразие // Вопр. ихтиологии. 2008. Т. 48. Вып. 6. С. 745–766.
- Ковалев В.Г. Виды рода *Crossopalpus* Bigot (Diptera, Empididae) фауны Монголии // Наземные Монголии. Вып. 6. Л.: Наука, 1979. С. 428–458.
- Кожов М.М., Антипова Н.Л., Васильева Г.Л., Николаева Е.П. О планктоне оз. Хубсугул (Косогол) // Лимнологические исследования Байкала и некоторых озер Монголии. М., 1965. С. 181–190. (Тр. Лимнологического ин-та СО АН СССР; Т. 6 (26).
- Кожова О.М. Озеро Хубсугул // Рыбы Монгольской Народной Республики. М., 1983. С. 27–45.
- Кожова О.М., Загоренко Г.Ф. Зимний фитопланктон озера Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья (Монгольская Народная Республика). Иркутск; Улан-Батор, 1976. Вып. 3–4. С. 158–166.
- Кожова О.М., Загоренко Г.Ф., Ладейщикова Е.Н. Особенности фитопланктона оз. Хубсугул в межгодовом и сезонном аспектах // Гидробиол. журн. 1977. Т. 13, № 5. С. 77–82.
- Кожова О.М., Загоренко Г.Ф., Максимов И.Н. Первичная продукция пелагиали оз. Хубсугул (МНР) // Гидробиол. журн. 1975. Т. 11, № 3. С. 5–9.
- Кожова О.М., Загоренко Г.Ф., Ербаева Э.А., Помазкова Г.И., Пуяткина Т.Н. Гидробиологическая характеристика северной оконечности озера Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья (Монгольская Народная Республика). (Труды Советско-Монгольской комплексной Хубсугульской экспедиции). Иркутск, 1981. С. 125–134.
- Кожова О.М., Загоренко Г.Ф., Прозоров В.А. Состояние растительных сообществ озера Хубсугул // Природные условия и биологические ресурсы МНР: Тез. докл. М., 1986. С. 88–89.
- Кожова О.М., Загоренко Г.Ф., Пуяткина Т.Н., Помазкова Г.И., Ербаева Э.А. Гидробиологическая характеристика северной оконечности оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР: Тез. докл. Улан-Батор, 1980. С. 137–140.
- Козлов П.К. Монголия и Кам. 3-летнее путешествие по Монголии и Тибету (1899–1901 гг.). М.: Географиз, 1947. 438 с.
- Козлов П.К. Путешествие в Монголию 1923–1926. М.: Географиз, 1949. 236 с.
- Колесников Ч.М. Биогеохимическое изучение гидрохимии и термики меловых лимнических водоемов Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982. С. 101–125.
- Кондратьев С.А. Телмен-Нур и западная окраина Хангайского нагорья // Хозяйство Монголии. Улан-Батор, 1929. № 5 (8). С. 11.
- Копылов А.И., Мыльников А.П., Энхтуяа А. Гетеротрофные флагелляты в реках и озерах Монголии: видовой состав, численность, биомасса и продукция // Биология внутр. вод. 2006. № 1. С. 57–66.
- Корнева Л.Г. Флора водорослей и фитопланктон некоторых озер бассейна р. Селенги // Водные экосистемы бассейна Селенги. М., 2009. С. 62–136. (Тр. СРМКБЭ; Т. 55).
- Косолапова Н.Г., Косолапов Д.Б. Разнообразие и распределение гетеротрофных жгутиконосцев в эвтрофном мелководном озере // Биология внутр. вод. 2009. № 1. С. 1–8.
- Красилов В.А. Ископаемые растения Манлая // Раннемеловое озеро Манлай. М., 1980. С. 41–43.

- Крыжановский С.Г.* Эколого-морфологические закономерности развития карповых, вьюновых и сомовых рыб // Тр. Ин-та морфологии животных. 1949. Вып. 1. С. 5–332.
- Крылов А.В., Акоюн С.А., Никогосян А.А., Айрапетян А.О.* Зоопланктон озера Севан и его притоков // Экология озера Севан в период повышения его уровня. Результаты исследований Российской-Армянской биологической экспедиции по гидроэкологическому обследованию озера Севан (Армения) (2005–2009 гг.). Махачкала: Наука ДНЦ, 2010. С. 168–200.
- Крылов А.В., Дулмаа А.* Зоопланктон озер и рек бассейна р. Селенги // Водные экосистемы бассейна Селенги. М., 2009. С. 166–206. (Тр. СРМКБЭ; Т. 55).
- Крылов А.В., Кулаков Д.В., Папченков В.Г.* Влияние поселений гидрофильных птиц на зоопланктон литоральной зоны разнотипных водоемов // Экология. 2011. № 6. С. 467–473.
- Кузнецов Н.Т.* К вопросу о водообмене между озерами центральной группы в Котловине Больших озер Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1951. № 5.
- Кузнецов Н.Т.* Гидрография рек Монгольской Народной Республики. М., 1959. 154 с.
- Кузнецов Н.Т.* Воды Центральной Азии. М., 1968. 272 с.
- Кузнецов Н.Т., Мурзаев Э.М.* Наблюдения на озерах Джунгарии // Чтения памяти Л.С. Берга. М.; Л., 1960.
- Кузнецов Н.Т., Мурзаев Э.М.* Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время // Озера полуаридной зоны. М.; Л., 1963. С. 157–173. (Тр. Лабор. озероведения; Т. 15).
- Кузнецов С.И., Дубинина Г.А.* Методы изучения водных микроорганизмов. М., 1989. 287 с.
- Кулаков В.С., Белова В.А.* Четвертичная палеогеография бассейна озера Хубсугул // История озер и внутренних морей аридной зоны: Тез. докл. IX Всесоюз. симпоз. по истории озер; Т. 4. Л., 1975. С. 103–114.
- Куликовской М.С., Дорофеев Н.И.* Новые для флоры Монголии диатомовые водоросли // Новости систематики низших растений. Т. 44. СПб.; М., 2010. С. 69–80.
- Кутикова Л.А.* Коловатки фауны СССР. Л.: Наука, 1970. 744 с.
- Кянсеп-Ромашкина Н.П.* Распространение харовых водорослей в мезозойских озерных бассейнах Монголии и условия их произрастания // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982. С. 158–179.
- Лантева Н.А., Монакова С.В.* Микробиологическая характеристика озер Ярославской области // Микробиология. 1976. Т. 45, № 6. С. 717–722.
- Ларищев А.А.* О флористическом составе мезозойских лесов пустыни Гоби в Монголии // Бюлл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. 1955. Т. 30, вып. 6. С. 97–98.
- Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л., 1980. 128 с.
- Лимнология и палеолимнология Монголии. СПб.: Наука, 1994. 304 с.
- Линевич А.А.* Хирономиды Байкала и Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.
- Лисицына Л.И., Папченков В.Г.* Флора водоемов России (Определитель цветковых растений). М.: Наука, 2000. 238 с.
- Лискун И.Г., Бадамгарав Д.* Литология кайнозоя Монголии. М., 1977. 159 с.
- Лишев М.Н.* Питание и пищевые отношения хищных рыб бассейна Амура // Тр. Амурской ихтиол. экспедиции 1945–1949 гг. М.: МОИП, 1950. № 1. С. 19–146.
- Ловелиус Н.В.* Изменчивость прироста деревьев. Л., 1979. 230 с.
- Лувсандорж Ш.* Минеральные озера Монголии. (Монгол орны эрдэст нуурид). Улаанбаатар, 1967. 167 с. На монг. яз.
- Лукашевич Е.Д.* Новые хабориды мезозоя Монголии (Diptera: Chaoboridae) // Палеонтологический журн. 1996. № 4. С. 55–60.

- Лукашевич Е.Д. Новые бибиоморфные двукрылые юры Азии (Insecta: Diptera) // Палеонтологический журн. 2012. № 3. С. 52–64.
- Лукин Е.И. Пиявки пресных и солоноватых водоёмов. Фауна СССР. Пиявки. Т. 1. Л.: Наука, 1976. 484 с.
- Лутта А.С., Быкова Х.И. Слепни (сем. Tabanidae) Европейского Севера СССР. Л.: Наука, 1982. 184 с.
- Любимова П.С. Остракоды меловых отложений восточной части Монгольской Народной Республики // Тр. ВНИГРИ. 1956. Вып. 93. 174 с.
- Макарченко Е.А. Новый вид хирономид рода *Pseudodiamesa* Goetgh. (Diptera, Chironomidae) из Монголии (озеро Хубсугул) // Экологические исследования озера Байкал и Прибайкалья. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 1984. С. 60–65.
- Макарченко Е.А., Макарченко М.А. Личинки IV возраста. Подсемейство Orthoclaadiinae // Определитель насекомых Дальнего Востока России. Т. VI. Двукрылые и блохи. Ч. 4. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 623–671.
- Малаева Е.М. История растительности Монголии в плейстоцене и голоцене и палеоиндикационные признаки ископаемых пыльцевых флор // Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография). М., 1989. С. 158–177. (Тр. ССМГЭ; Вып. 47).
- Малаева Е.М., Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э., Сырнев И.П., Иванова Н.Г. Восточная Монголия // Там же. С. 115–133.
- Малаева Е.М., Мурзаева В.Э. Голоцен Северной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 2. С. 69–72.
- Маринов Н.А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., 1957. 268 с.
- Маринов Н.А., Селиванов Е.Н. Новые материалы о древнем оледенении Монголии // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., 1970. С. 170–177. (Тр. ССМГЭ; Вып. 2).
- Мартинсон Г.Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.; Л., 1961. 332 с.
- Мартинсон Г.Г. К вопросу о принципах стратиграфии и корреляции мезозойских континентальных образований Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., 1975. С. 7–25.
- Мартинсон Г.Г. Позднемеловые моллюски Монголии. М., 1982. 84 с.
- Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф. Стратиграфия и ископаемые моллюски нижнемеловых озерных отложений Заалтайской Гоби в Монголии // Ископаемые пресноводные моллюски и их значение для палеолимнологии. Л., 1976. С. 20–50.
- Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982. 211 с.
- Метельцева Е.П., Соколовская В.Т. Палинстратиграфия озерных отложений и региональные субрецентные пыльцевые спектры как основа для реконструкции палеоклимата Северной Монголии // История озер в СССР: Тез. докл. VI Всесоюзн. совещ. Таллин, 1983. Т. 2. С. 140–141.
- Методика изучения биогеоценозов внутренних водоёмов / Отв. ред. Ф.Д. Мордухай-Болтовской. М.: Наука, 1975. 240 с.
- Методология оценки состояния и картографирования экосистем в экстремальных условиях / П.Д. Гунин, Е.А. Востокова (Ред.). Биологические ресурсы и природные условия Монголии Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1993. 203 с. (Тр. СРМКБЭ РАН и АНМ. Т. 38).
- Мироненко О.А. К литологии меловых отложений Монголии // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. 7. 1986. Вып. 4. С. 22–29.
- Мурзаев Э.М. Озеро Хар-нур Хунгуйский // Вопросы географии. 1947. Вып. 3.

- Мурзаев Э.М. Котловина Больших Озер в Западной Монголии и происхождение ее ландшафтов // Тр. II Всесоюзн. геогр. съезда. М., 1948. Т. 1. С. 34–45.
- Мурзаев Э.М. Монгольская Народная Республика. М., 1952. 472 с.
- Мэндсайхан Б. Рыбное население Центрально-Азиатского бессточного бассейна (Монголия): Автореф. дис. канд. биол. наук. М.: ИПЭЭ РАН. 2010. 27 с.
- Мягмарсүрэн Д. Зонально-ландшафтное распределение слепней (Diptera, Tabanidae) фауны Монголии // Насекомые Монголии. Вып. 6. Л.: Наука, 1979 а. С. 413–423.
- Мягмарсүрэн Д. Слепни (Diptera, Tabanidae) Монгольской Народной Республики (фауна, экология, зоогеография): Автореф. дис. канд. биол. наук. Л.: Зоологический институт АН СССР, 1979 б. 20 с.
- Мягмарсүрэн Д. Зоогеографический анализ фауны слепней (Diptera, Tabanidae) Монгольской Народной Республики // Насекомые Монголии. Вып. 8. Л.: Наука, 1982. С. 408–416.
- Мяэметс А.Х. Изменения зоопланктона // Антропогенное воздействие на малые озера. Л.: Наука, 1980. С. 54–64.
- Намхайдорж Б. Обзор видового состава и распространения мух-журчалок (Diptera, Syrphidae) Монголии // Биологийн Хүрээлэн Эрдэм Шинжилгээний Бүтээл [Тр. Института биологии Монгольской Академии наук]. № 25. Улаанбаатар, 2005. С. 213–220. На монг. яз.; резюме на рус. яз.
- Нарчук Э.П. Двукрылые сем. Stratiomyidae (Diptera) Монгольской Народной Республики // Насекомые Монголии. Вып. 1. Л.: Наука, 1972 а. С. 751–783.
- Нарчук Э.П. Злаковые мухи (Diptera, Chloropidae) Монгольской Народной Республики // Насекомые Монголии. Вып. 1. Л.: Наука, 1972 б. С. 905–932.
- Нарчук Э.П. Новые данные по фауне мух-львинок (Diptera, Stratiomyidae) Монгольской Народной Республики // Насекомые Монголии. Вып. 4. Л.: Наука, 1976. С. 461–471.
- Нарчук Э.П. Злаковые мухи рода *Lipara* Mg. (Diptera, Chloropidae), их биология и паразиты в Монголии // Насекомые Монголии. Вып. 5. Л.: Наука, 1977. С. 711–715.
- Нарчук Э.П. Характеристика фауны двукрылых насекомых (Diptera) Монгольской Народной Республики // Насекомые Монголии. Вып. 10. Л.: Наука, 1989. С. 578–592.
- Негробов О.П. Виды *Dolichopus* подрода *Hydroceleuthus* (Diptera, Dolichopodidae) Восточной Палеарктики // Насекомые Монголии. Вып. 4. Л.: Наука, 1976 а. С. 509–517.
- Негробов О.П. Новые виды Dolichopodidae (Diptera) из Монгольской Народной Республики // Насекомые Монголии. Вып. 4. Л.: Наука, 1976 б. С. 501–508.
- Негробов О.П., Баркалов А.В. Два новых вида рода *Dolichopus* Latr. (Diptera, Dolichopodidae) из Монгольской Народной Республики и СССР // Насекомые Монголии. Вып. 5. Л.: Наука, 1977. С. 688–693.
- Насекомые в раннемеловых экосистемах западной Монголии / А.П. Расницын (ред.). М.: Наука, 1986. 214 с. (Тр. ССМПЭ; Вып. 28).
- Национальный атлас МНР. М.; Улан-Батор, 1990. 144 с.
- Нейштадт М.И. К вопросу о некоторых понятиях в разделении голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 2. С. 103–108.
- Несов Л.А. Позвоночные животные // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л., 1987. С. 49–54.
- Неуструева И.Ю. Некоторые виды остракод из юрских и нижнемеловых отложений Монголии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1974. С. 247–264 (Тр. ССМПЭ; Вып. 1).
- Неуструева И.Ю. Реконструкция условий обитания пресноводных остракод на основе изучения их захоронений // Образ жизни и закономерности расселения современной

- и ископаемой микрофауны. Новосибирск, 1975. С. 310–315. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 333).
- Неуструева И.Ю. Новые виды остракод из верхней юры и нижнего мела Центральной Монголии // Фауна, флора и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1977. С. 136–142. (Тр. ССМПЭ; Вып. 4).
- Неуструева И.Ю. Типы ориктоценозов остракод в континентальных отложениях и их фациальная приуроченность // Ежегодник ВПО. 1981. Т. 24. С. 121–126.
- Неуструева И.Ю. Условия обитания раннемеловых остракод Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982. С. 126–144.
- Николаева Т.В. Южная (Заалтайская) Гоби // Поздний кайнозой Монголии. М., 1989. С. 137–138.
- Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Новые данные о плейстоценовом оледенении Хангая и Гобийского Алтая // Вестн. ЛГУ. 1967. № 6. С. 34–39.
- Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Геоморфология озерных котловин Северо-Восточной Монголии // Вестн. ЛГУ. 1985. № 28. С. 48–54.
- Никольский Г.В. Рыбы бассейна Амура. М., 1956. 551 с.
- Никольский Г.В. Экология рыб. М., 1974. 367 с.
- Обручев В.А. Восточная Монголия. М.; Л., 1947 а. 352 с.
- Обручев В.А. Впадины Центральной Азии и их научные сокровища, ожидающие изучения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947 б. Вып. 5. С. 56–68.
- Озера МНР и их минеральные ресурсы / А.А. Рассказов, Ш. Лувсандорж, Д.В. Севастьянов, Ж. Цэрэнсодном, А.Н. Егоров. М.: Наука, 1991. 136 с. (Тр. ССМГЭ; Вып. 52).
- Озеро Иссык-Куль и тенденции его природного развития. Л., 1986. 265 с.
- Олсуфьев Н.Г., Кучерук В.В., Доброхотов В.П. К фауне слепней Монголии // Мед. паразитология. 1979. Т. 48, № 1. С. 13–18.
- Определитель зоопланктона и зообентоса пресных вод Европейской России. Т. 1. Зоопланктон / Под ред. В.Р. Алексеева, С.Я. Цалолихина. М.: Тов-во научн. изд. КМК. 2010. 495 с.
- Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т. 1. Низшие беспозвоночные: Губки, Книдарии, Турбеллярии, Коловратки, Гастротрихи, Нематоды, Волосатики, Олигохеты, Пиявки, Мшанки, Тихоходки. СПб.: Наука, 1994. 396 с.
- Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т. 2. Ракообразные: Листоногие, Ветвистоусые, Веслоногие, Остракоды, Кумовые, Мизиды, Илопопы, Декапопы, Амфиоподы. СПб.: Наука, 1995. 628 с.
- Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т. 3. Паукообразные и низшие насекомые: Акариды, Орибатиды, Галакариды, Гидрахниды, Пауки, Ногохвостки, Поденки, Веснянки, Стрекозы, Клещи. СПб.: Наука, 1997. 448 с.
- Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т. 4. Высшие насекомые: Двукрылые насекомые (Комары, Мухи). СПб.: Наука, 1999. 1000 с.
- Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т. 5. Высшие насекомые: Ручейники, Бабочки, Жуки, Большекрылые, Сетчатокрылые. СПб.: Наука, 2001. 836 с.
- Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т. 6. Моллюски, Полихеты, Немертины. СПб.: Наука, 2004. 528 с.

- Оюунсүрэн М.* Результаты исследования биологии и экологии комаров // Хөдөөажахуйсэтгуул [Сельское хозяйство]. 1970. № 3. С. 65–66. На монг. яз.; резюме на рус. яз.; цит. по: Нарчук, 1989.
- Оюунгэрэл Б.* Этапы развития сети особо охраняемых природных территорий Монголии // Бюл. Ботанического сада-института ДВО РАН. 2008. Вып. 2. С. 52–62.
- Певцов М.В.* Очерк путешествия по Монголии и северным провинциям Внутреннего Кинцтая. 1883 // Путешествие по Китаю и Монголии. М.: Географгиз, 1951. С. 110–186.
- Первухин М.А.* О генетической классификации озерных ванн // Землеведение. 1937. № 6.
- Перетолчин С.П.* Физико-географический очерк оз. Косогол // Тр. О-ва естествоиспыт. при Казанском ун-те. 1903. Т. 37, вып. 6. С. 16–27.
- Петрова В.В., Бадамгараев Д., Шувалов В.Ф.* Южная Монголия — новый промышленно-перспективный цеолитоносный район // Добыча, переработка и применение природных цеолитов. Тбилиси, 1986. С. 7–8.
- Пидгайко М.Л., Александров Б.М., Иоффе Ц.И., Максимова Л.П., Петров В.В., Саватеева Е.Б., Салазкин А.А.* Краткая биолого-продукционная характеристика водоемов северо-запада СССР // Изв. ГосНИОРХ. 1968. Т. 67. С. 205–228.
- Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография) / Е.В. Девяткин, Е.М. Малаева, В.С. Зажигин и др. М.: Наука, 1989. 213с. (Тр. ССМГЭ; Вып. 47).
- Пономаренко А.Г.* Пресноводные усконогие раки (Crustacea, Cirripedia, Lepadomorpha) из верхней перми Южной Монголии // Тр. Совместной Российско-Монгольской палеонтологической экспедиции. 1992. Т. 41. С. 95–97.
- Пономаренко А.Г.* Эволюция фитофагии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Т-во науч. изданий КМК, 2006. С. 257–270.
- Пономаренко А.Г.* Членистоногие в эволюции континентальных водоемов // Вестн. РАН. 2010. Т. 80, № 10. С. 880–889.
- Пономаренко А.Г., Калугина Н.С.* Общая характеристика насекомых местонахождения Манлай // Раннемеловое озеро Манлай. М.: Наука, 1980. С. 68–81. (Тр. ССМПЭ; Вып. 13).
- Пономаренко А.Г., Попов Ю.А.* О палеобиоценозах раннемеловых озер Монголии // Палеонтологический журн. 1980. № 3. С. 3–13.
- Попов Ю.А.* Подотряд Cimicina (=Heteroptera). Инфраотряд Nepomorpha // Насекомые в раннемеловых экосистемах Западной Монголии. М.: Наука, 1986. С. 54–68. (Тр. ССМПЭ; Вып. 28).
- Посохов Е.В.* Общая гидрогеохимия. Л., 1975. 208 с.
- Посохов Е.В.* Химическая эволюция гидросферы. Л., 1981. 285 с.
- Посохов Е.В.* Ионный состав природных вод. Генезис и эволюция. Л., 1985. 256 с.
- Потаенко Ю.С.* Численность, биомасса и продукция бактериопланктона // Экспериментальные и полевые исследования биологических основ продуктивности озер. Л., 1979. С. 80–102.
- Потанин Г.Н.* Очерки Северо-Западной Монголии. Результаты путешествий 1879–1880 гг. Вып. III. СПб., 1883.
- Потанин Г.Н.* Путешествия по Монголии. М.: Географгиз, 1948. 481 с.
- Пржевальский Н.М.* Монголия и страна тангутов: Трехлетнее путешествие в Восточной нагорной Азии. Т. I. СПб., 1875.; Т. 2. 1876. М.: Географгиз, 1946. 333 с.
- Пржибыро А.А.* Экология и роль бентосных двукрылых (Insecta: Diptera) в прибрежных сообществах малых озер Северо-Запада России: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л.: Зоологический институт РАН, 2001. 25 с.

- Пржиборо А.А.* Население двукрылых (Insecta: Diptera) в прибрежной зоне озер Пионерского и Придорожного и количественная оценка его обилия // Закономерности гидро-биологического режима водоемов разного типа. М.: Научный мир, 2004. С. 102–121.
- Пржиборо А.А.* Двукрылые насекомые (Insecta: Diptera) в прибрежной зоне водоемов Монголии // Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных регионов. Мат-лы VII Междунар. конф. (19–23 сентября 2005 г., Кызыл). Т. 1. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2005. С. 251–256.
- Пржиборо А.А.* Водные и околородные макробеспозвоночные и количественная оценка их обилия // Экосистемы заказника „Раковые озера”: история и современное состояние. (Тр. С.-Петербургского общества естествоиспытателей. Сер. 6. Т. 6 [2011]). СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 53–65, 208, 252–272.
- Природные условия и ресурсы Прихубсугуля в МНР. М.: Недра, 1976. 355 с.
- Присяжнюк В.А., Девяткин Е.В., Бадамгарав Д. и др.* Первые находки наземных моллюсков в олигоцене Монголии // Ископаемая фауна и флора Монголии. М., 1975. С. 167–177.
- Протасов А.А.* Жизнь в гидросфере. Очерки по общей гидробиологии. Киев: Академприодика, 2011. 704 с.
- Пуяткина Т.Н.* Бактериопланктон озера Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля. Иркутск; Улан-Батор, 1973. С. 341–348.
- Пуяткина Т.Н.* Бактериопланктон // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля в МНР. М., 1976. С. 244–269.
- Раннемеловое озеро Манлай / Н.С. Калугина (ред.). М.: Наука, 1980. С. 52–56. (Тр. ССМПЭ; Вып. 13).
- Расницын А.П.* Некоторые аспекты взаимоотношений морфогенеза и роста в эволюции онтогенеза насекомых // Энтомологическое обозрение. 1965. Т. 44, №3. С. 548–553.
- Расницын А.П., Аристов Д.С., Расницын Д.А.* Насекомые у рубежа перми и раннего триаса (Уржумский-Оленекский века) и проблема пермотриасового кризиса биоразнообразия // Журн. общей биологии. 2013. Т. 74, № 1. С. 43–65.
- Расказов А.А., Абрамов А.В.* О содовых озерах МНР // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 6. С. 88–99.
- Расказов А.А., Лувсандорж Ш., Севастьянов Д.В., Цэрэнсодном Ж., Егоров А.Н.* Озера МНР и их минеральные ресурсы / М.: Наука, 1991. 136 с. (Тр. ССМГЭ; Вып. 52).
- Расказов А.А., Севастьянов Д.В., Егоров А.Н.* Формирование состава озерных вод и минеральных осадков в бессточных котловинах южного Прихубсугуля // География и природные ресурсы. 1990. № 1. С. 170–173.
- Решетов В.Ю.* Раннетретичные тапирообразные Монголии и СССР. М., 1979. 149 с.
- Рождественский А.К.* Изучение динозавров Монголии и их роль в расчленении континентального мезозоя // Тр. ССМГЭ. М., 1971. Вып. 3. С. 21–32.
- Россолимо Л.Л.* Основы типизации озер и лимнологического районирования // Накопление вещества в озерах. М., 1964. С. 5–46.
- Россолимо Л.Л.* Озерное накопление органического вещества и возможности его типизации // Типология озерного накопления органического вещества. М., 1976. С. 3–10.
- Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л., 1962. 628 с.
- Рыбы Монгольской Народной Республики. Условия обитания, систематика, морфология, зоогеография. М.: Наука, 1983. 277 с.
- Рэгдэл Д., Дугаржав Ч.* Экологические требования к социально-экономическому развитию Монголии // Экологические последствия биосферных процессов в экотонной зоне Южной Сибири и Центральной Азии. Уланбатор: Изд-во Бэмби сан, 2010. С. 13–25.

- Савина Л.Н., Коротков И.А., Огородников А.В. и др. Тенденции развития лесной растительности Монгольской Народной Республики (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Палеоботанические исследования в лесах Северной Азии. Новосибирск, 1981. С. 83–158.
- Самарина В.С. Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Л., 1963. 156 с.
- Самуилов А.Е., Свирский В.Г. Список рыб оз. Ханка // Биология рыб Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 87–90.
- Сафонова Т.А., Ермолаев В.И. Водоросли водоемов системы озера Чаны. Новосибирск: Наука, 1983. 153 с.
- Сапожников В.В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Путешествие 1905–1909 гг. // По Русскому и Монгольскому Алтаю. М.: Географгиз, 1949. 579 с.
- Севастьянов Д.В., Батжаргал Ж., Батнасан А., Дзедбадзе Ю.Ю., Дорофеюк Н.И., Егоров А.Н., Ермохин В.Я., Скворцов В.В., Чеботарев Е.Н. Методика экологической оценки современного состояния водных экосистем МНР. Улан-Батор, 1990. 35 с.
- 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., Дорофеюк Н.И. История водных экосистем Монголии // Изв. РГО. 1992. Т. 124, вып. 2. С. 123–138.
- Севастьянов Д.В., Дорофеюк Н.И., Лийва А.А. Особенности возникновения и эволюции вулканогенного озера Тэрхийн-Цаган-Нур в центральном Хангае (МНР) // Изв. ВГО. 1989. Т. 121, вып. 3. С. 223–227.
- Севастьянов Д.В., Егоров А.Н., Цэрэнсодном Ж., Батнасан Н. География озер Монгольской Народной Республики // Изв. ВГО. 1990. Т. 122, вып. 6. С. 535–540.
- Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М., 1972. 292 с.
- Сергеева И.В., Макаренченко Е.А. Личинки IV возраста. Подсемейство Tanypodinae // Определитель насекомых Дальнего Востока России. Т. VI. Двукрылые и блохи. Ч. 4. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 594–607.
- Симуков А.Д. Географическое положение МНР // Современная Монголия. Улан-Батор, 1933. № 1. С. 32–36.
- Симуков А.Д. Путевые заметки по Хангаю и Гоби зимой 1937 г. // Современная Монголия. Улан-Батор, 1938. № 2 (27).
- Синица С.М. Ракообразные. Остракоды // Насекомые в раннемеловых экосистемах Западной Монголии. М., 1986. С. 174–178. (Тр. ССМПЭ; Вып. 28).
- Синица С.М. Юра и нижний мел Центральной Монголии. М.: Наука, 1993. 240 с. (Тр. СРМПЭ; Вып. 42).
- Синицын В.М. Центральная Азия. М., 1959. 456 с.
- Синицын В.М. Палеогеография Азии. М., Л., 1962. 267 с.
- Синицын В.М. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л., 1966. 166 с.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967. 210 с.
- Скобло В.М., Лямина Н.А. Остракоды мезозоя Западного Забайкалья (справочное руководство). Иркутск, 1980. 226 с.
- Слынько Ю.В., Боровикова Е.А. Филогеография алтайских османов (*Oreoleuciscus* sp., Scurpinidae, Pisces) по данным изменчивости нуклеотидных последовательностей гена цитохрома *b* митохондриальной ДНК // Генетика. 2012. Т. 48, № 6. С. 726–736.
- Смирнов В.А. Отчет о работах гидрохимического отряда Монгольской экспедиции 1926 г. // Тр. Монг. комиссии АН. Л., 1932. Вып. 1–2.

- Соболева Р.Г.* Биология слепней Приморского края. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Сочава А.В.* Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Южной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., 1975. С. 113–182.
- Станкевич Е.С.* Остракоды из отложений континентальных водоемов верхнего мела Северной Гоби (Монголия) // Проблемы исследования древних озер Евразии. Л., 1974. С. 57–70.
- Станкевич Е.С.* Пресноводные остракоды баинширэнской свиты Юго-Запада Заалтайской Гоби (Монголия) // Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л., 1980. С. 65–71.
- Станкевич Е.С.* Остракоды позднего мела и особенности их обитания // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982. С. 145–157.
- Станкевич Е.С., Ханд Ё.* Остракоды барунгойотской свиты верхнего мела Заалтайской Гоби (МНР) // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М., 1976. С. 161–170. (Тр. ССМПЭ; Вып. 3).
- Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. 238 с. (Тр. ССМГЭ; вып. 13).
- Сулин В.А.* О классификации природных вод // Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР. 1948. Т. 3. С. 86–88.
- Сырнев И.П.* О соотношении озерных и аллювиальных отложений и развитии озер Тамцагской впадины // История озер и внутренних морей аридной зоны: Тез. докл. IV Всесоюзн. симпоз. Т. 4. Л., 1975. С. 103–108.
- Сырнев И.П.* Древние долины на восточномонгольских равнинах // Геоморфология. 1982. № 3.
- Сычевская Е.К.* История формирования ихтиофауны Монголии и проблема фаунистических комплексов // Рыбы Монгольской Народной Республики. М., 1983. С. 225–249.
- Тимофеев Д.А.* Геоморфологический очерк меридионального профиля. Шинэ-Джинст-Эхийн-Гол-Цаган-Богдо // Проблемы освоения пустынь. 1980. № 2. С. 12–20.
- Тихомиров А.И.* Термический режим крупных озер европейской части СССР // Вопросы современной лимнологии. Л., 1973. С. 74–94.
- Тихомиров А.И.* Термика крупных озер. Л., 1982. 232 с.
- Тихомирова А.Л.* Перестройка онтогенеза как механизм эволюции насекомых. М.: Наука, 1991. 168 с.
- Толмеев А.П.* Концепция «экологической стехиометрии» в водных экосистемах: литературный обзор // Сибирский экол. журн. 2006. № 1. С. 13–19.
- Толстихин Н.И.* О классификации природных вод по химическому составу и их нумерации // Изв. Забайкальск. фил. геогр. об-ва. 1966. Т. 2, вып. 3. С. 13–27.
- Томилов А.А., Даидорж А.* Оз. Хубсугул и возможности его рыбохозяйственного использования // Лимнологические исследования Байкала и некоторых озер Монголии. М., 1965. С. 164–180. (Тр. Лимнологического ин-та; Т. 6, вып. 26).
- Томилов А.А., Ербаева Э.А., Комлев В.Г.* Бентос профундали озера Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля (Монгольская Народная Республика). Иркутск; Улан-Батор, 1973. С. 349–356. (Тр. СМКХЭ; Вып. 2).
- Трусова Е.К.* Бранхиоподы // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л., 1987. С. 38–43.
- Тугарина П.Я.* Экология рыб озера Хубсугул и их рыбохозяйственный потенциал. Иркутск, 2002. 210 с.
- Туризм в цифрах. 2009: Стат. Сб. ИИЦ Статистика России. Федеральное агентство по туризму. М.: ИИЦ «Статистика России», 2009. 38 с.

- Улзийхутаг Н., Цэцэгмаа Д. Краткий конспект водорослей Монголии // Тр. Ин-та ботаники АН МНР. 1980. № 6. С. 145–192. На монг. яз.
- Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И., Шилова Г.Н. Основные черты стратификации и условия формирования кайнозойских образований Прикосоголья (МНР) // Вопросы географии Монголии. 1971. Т. 46, вып.1. С. 54–67.
- Ханд Ё. Позднемеловой род *Gobiosypris* gen. nov. в Монголии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1974. С. 265–267. (Тр. ССМПЭ; Вып. 1).
- Ханд Ё. Новые виды остракод из верхнемеловых и палеогеновых отложений юга МНР // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М., 1976. С. 151–158. (Тр. ССМПЭ; Вып. 3).
- Ханд Ё. Новые виды остракод из пограничных слоев верхнего мела и палеогена Заалтайской Гоби (МНР) // Фауна, флора и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1977. С. 106–111. (Тр. ССМПЭ; Вып. 4).
- Ханд Ё. Позднемеловые и раннепалеогеновые остракоды южной части МНР и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1987. 22 с.
- Ханд Ё. Тафономия и условия обитания позднемеловых и раннепалеогеновых остракод МНР // Теория и опыт тафономии. Саратов, 1989. С. 131–140.
- Ханд Ё., Станкевич Е.С. Новые виды остракод баинширэнинской свиты Восточной Гоби // Ископаемая фауна и флора Монголии. М., 1975. С. 179–180. (Тр. ССМПЭ; Вып. 2).
- Хосбаяр П. Монгол орны Мезозой ба Кайнозойн эринний эртний газарзуй, уур амьсгал. Улаанбаатар, 2005. 184 с. (ШУА-ийн Геологи, эрдэс баялгийн хурээлэнгийн бүтээл, № 15). На монг. яз.
- Цогт У. Фитопланктон озер Монголии // Вестн. АН МНР. 1970. № 2. С. 38–51. На монг. яз.
- Цэгмид Ш. Из прошлого „Долины озер” в Монгольской Гоби // Природа. 1955а. № 5. С. 21–24.
- Цэгмид Ш. Усыхают ли озера Западной Монголии? // Природа. 1955б. № 7. С. 8–12.
- Цэгмид Ш. Физико-географическое районирование Монгольской Народной Республики // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 5. С. 34–41.
- Цэнд Н. Монгол орны баруун зугийн зарим нуурын химийн найрлага ба цэнгэг усны микроэлемент // МААХ-ийн фонд дахе тайлан. 1966. На монг. яз.
- Цэнд-Аюуш Я. К биологии карася, сазана из озера Буйр // Тр. Ин-та биологии. 1967. № 2. С. 71–76. На монг. яз.
- Цэнд-Аюуш Я. Видовой состав рыб бассейна Северного Ледовитого океана в пределах МНР // Тр. Ин-та биологии АН МНР. 1970. № 5. С. 117–125.
- Цэрэнсодном Ж. Озера Монголии. (Монгол орны нуур). Улан-Батор, 1971. 202 с. На монг. яз.
- Цэрэнсодном Ж. Озера Монголии, их гидрологические особенности и районирование // Вопросы географии Монголии. Улан-Батор, 1976. № 16. С. 28–44.
- Цэрэнсодном Ж. Каталог озер Монголии (Монгол орны нуурын). Улан-Батор, 2000. 141 с. На монг. яз.
- Цэрэнсодном Ж., Севастьянов Д.В., Егоров А.Н. Современные проблемы изучения озер Монголии // Изв. ВГО. 1989. Т. 121, вып. 1. С. 23–27.
- Цэцэгмаа Д. Монгол орны замгийн аймгийн урөнхий тойм (зүйлийн бүрэлдэхүүн, тархал). Улаанбаатар: ШУА Ботаникийн хүрээлэн, 2008. 120 с. На монг. яз.; рез.: англ.
- Цэцэгмаа Д., Улзийхутаг Н. Некоторые новые данные в исследовании водорослей МНР // Тр. Ин-та ботаники АН МНР. 1987. № 11. С. 51–58. На монг. яз.; рез.: рус.
- Чеботарев Е.Н. Изменение численности биомассы и продукции бактерий // Методические аспекты лимнологического мониторинга. Л., 1988. С.76–84.

- Чеботарев Е.Н., Скворцов В.В.* Микрофлора, фитопланктон и зообентос некоторых разнотипных озер Восточной Монголии // Экология и природопользование в Монголии: Тез. докл. Междунар. конф., 4–6 сентября 1990. Улан-Батор, 1990. С. 125–126.
- Чекановская О.В.* Водные малощетинковые черви фауны СССР. М.; Л., 1962. 411 с.
- Черкасов А.Е., Батсүх Н., Шумеев В.П., Бат Б.* Водный баланс и уровенный режим озера Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья. Вып. 2. Иркутск; Улан-Батор, 1973. С. 228–241.
- Черновский А.А.* Определитель личинок комаров семейства Tendipedidae. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 187 с.
- Чуйков Ю.С.* Методы экологического анализа состава и структуры сообществ водных животных. Экологическая классификация беспозвоночных встречающихся в планктоне пресных вод // Экология. 1981. № 3. С. 71–77.
- Шнитников А.В.* Динамика компонентов ландшафтной оболочки в эпоху голоцена // Вопросы голоцена. М.; Л., 1961. С. 77–113.
- Шнитников А.В.* Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., 1969. 245 с.
- Шнитников А.В.* Теоретические основы многовековой изменчивости общей увлажненности и состояния озер — современное и вероятное будущее // Проблемы исследования крупных озер СССР. Л., 1985. С. 3–22.
- Шувалов В.Ф.* Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., 1975а. С. 50–112. (Тр. ССМГЭ; Вып. 13).
- Шувалов В.Ф.* Структуры платформенного этапа развития Монголии (поздний мел-палеоген) // Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М., 1975 б. С. 243–259.
- Шувалов В.Ф.* Основные этапы развития мезозойских озерных бассейнов Монголии // История озер в мезозое, палеогене и неогене. Л., 1975 в. С. 32–39.
- Шувалов В.Ф.* Основные этапы развития мезозойских озерных бассейнов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 58–62.
- Шувалов В.Ф.* Юрские и нижнемеловые озерные отложения Восточной Гоби и распределение в них ископаемой фауны и флоры // Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л., 1980. С. 91–118.
- Шувалов В.Ф.* Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982. С. 18–80.
- Шувалов В.Ф.* Озерные бассейны аридных и гумидных областей Монголии в позднем мезозое // Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л., 1985. С. 39–61.
- Шувалов В.Ф.* Возраст цаганцабского горизонта Монголии в свете новых радиологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 68–77.
- Шувалов В.Ф., Николаева Т.В.* О возрасте и пространственном распространении кайнозойских базальтов на юге Монголии // Вестн. ЛГУ. Сер. геол., геогр. 1985, № 14. С. 52–59.
- Шувалов В.Ф., Решетов В.Ю.* Новое местонахождение млекопитающих среднего олигоцена на юге Монголии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1974. С. 326–329. (Тр. ССМПЭ; Вып. 1).
- Шувалов В.Ф., Станкевич Е.С.* Позднемеловые остракоды и стратиграфия Байшинцавского района Юго-Восточной Монголии // Фауна, флора и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1977. С. 112–126.

- Шувалов В.Ф., Трусова Е.К. Новые данные о стратиграфическом положении позднеюрских и раннемеловых конхострак Монголии // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М., 1976. С. 236–265. (Тр. ССМПЭ; Вып. 3).
- Шувалов В.Ф., Трусова Е.К. Позднемеловые конхостраки Монголии // Фауна мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1979. С. 83–92.
- Шувалов В.Ф., Чхиквадзе В.М. Новые данные о позднемеловых черепахах Южной Монголии // Ископаемая фауна и флора Монголии. М., 1975. С. 214–229.
- Щербина Г.Х., Аюушсүрэн Ч. Структура макрозообентоса некоторых озер Монголии // Биология внутр. вод. 2007. №2. С. 62–70.
- Щербина Г.Х., Дулмаа А., Аюушсүрэн Ч. Структура макрозообентоса озер и рек бассейна р. Селенги // Водные экосистемы бассейна Селенги. М., 2009. С. 207–226. (Тр. СРМКБЭ РАН и АНМ; Т. 55).
- Щербина Г.Х., Зеленцов Н.И. Фауна хирономид (Diptera, Chironomidae) некоторых водоемов и водотоков Монголии // Биология внутр. вод. 2008. № 1. С. 21–26.
- Щербина Г.Х., Зеленцов Н.И. Фауна имаго хирономид (Diptera, Chironomidae) водоемов и водотоков бассейна р. Селенги на территории Монголии // Водные экосистемы бассейна Селенги. М., 2009. С. 227–232. (Тр. СРМКБЭ РАН и АНМ; Т. 55).
- Экология и хозяйственное значение рыб МНР. М., 1985. 200 с.
- Юнатов А.А. Краткий очерк растительного покрова МНР // Учен. зап. Монг. гос. ун-та. Т. 1, вып. 1 Улан-Батор, 1946. С.17–45.
- Юнатов А.А. О зонально-поясном расчленении растительного покрова Монгольской Народной Республики // Изв. ВГО. 1948. Т. 80, вып. 4. С. 346–360.
- Яковлев В.Н. Ихтиофауна мезозойских озер Сибири // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., 1968. С. 189–202.
- Andersen T., Hessen D.O. Carbon, nitrogen, and phosphorus content of freshwater zooplankton // Limnol. Oceanogr. 1991. Vol. 36. P. 807–814.
- Anderson F.W., Bazley R.A. The Perbeck Reds of the Weald (England) // Bull. geol. surv. Gret Britain. 1971. N 34.173 p.
- Bañkowska R. Syrphid flies (Diptera, Syrphidae) from Mongolia collected by Polish expeditions // Fragm. faun. 2000. Vol. 43, N 5. P. 47–54.
- Berkey C.P., Morris F.K. Geology of Mongolia, reconnaissance report based on the investigations of the years 1922–1926 // Amer. Mus. Nat. Hist. New York, 1927. 475 p.
- Bouchard R.W., Jr., Ferrington L.C., Jr. Identification guide and key to chironomid pupal exuviae from Mongolian lakes. 2008. University of Minnesota, Department of Entomology. Version 1.72 pp.
- Caron D.A. Technique for enumeration of heterotrophic and phototrophic nanoplankton, using epifluorescence microscopy, and comparison with other procedures // Appl. Environ. Microbiol. 1983. Vol. 46, N 34. P. 491–498.
- Carrias J.-F., Amblard C., Quiblier-Lloberas C., Bourdier G. Seasonal dynamics of free and attached heterotrophic nanoflagellates in an oligomesotrophic lake // Freshwater Biol. 1998. Vol. 39. P. 91–101.
- Daday E. Beitrage zur kenntnis der Microfauna der Kossogolbeckens in der nordwestlichen Mongolei // Math. nat., Ber. eus Ungarn (Leipsig). 1908. Vo1. 26, N 5. S. 274–360.
- Dgebuaдзе Ю.Ю. The land/inland-water ecotones and fish population of Lake Valley (West Mongolia) //Hydrobiologia. 1995. V. 303. P. 235–245.
- Dgebuaдзе Ю.Ю., Dorofeyuk N.I., Krylov A.V. Contributions of Russian Scientists to the Research of Aquatic Ecosystems in Mongolia // Mongolian Journal of Biological Sciences. 2010. Vol. 8(1). P. 59–69.

- Dgebuadze Yu., Mendsaihan B., Dulmaa A.* Diversity and distribution of Mongolian fish: Recent state, trends and studies // *Erforsch. Biol. Ress. Mongolei. Martin-Luther-Universität Halle Wittenberg, (Halle/Saale).* 2012. V. 12. P. 219–230.
- Dorofeyuk N.I., Kulikovskiy M.S.* Diatoms of Mongolia. Moscow, 2012. 356 p. (Тр. СРМКБЭ; Т. 59).
- Dulmaa A.* Hydrobiological outline of the Mongolian lakes // *Int. Rev. ges. Hydrobiol.* 1979. Vol. 64, N 6. P. 709–736.
- Dulmaa A.* New data on the fish *Coregonus peled* (Gmelin, 1788) in some water bodies of Mongolia // *Erforsch. Biol. Ress. Mongolei. Martin-Luther-Universität Halle Wittenberg, (Halle/Saale).* 2012. Vol. 12. P. 231–243.
- Dulmaa A., Penas M.* Observation on *Coregonus peled* (Pisces: Coregonidae) introduced in Mongolian waterbodies // *Folia zool.* 1986. Vol. 34, N 2. P. 269–277.
- Ecosystems of Mongolia. Scale 1: 1 000 000. M., 1995. 15 p.
- Edlund M.B., Shinneman A.L.C., Soninkhishig N.* Diatoms (Bacillariophyceae) from the Walley of the Great Lakes in Western Mongolia // *Mongolian Journal of Biological Sciences.* 2010. Vol. 8, N 1. P. 17–26.
- Edlund M.B., Soninkhishig N., Stoermer E.F.* The diatom (Bacillariophyceae) flora of Lake Hövsgöl National Park, Mongolia // *The Geology, Biodiversity and Ecology of Lake Hövsgöl (Mongolia).* Leiden, 2006. P. 145–177.
- Edlund M.B., Soninkhishig N., Williams R.M., Stoermer E.F.* Biodiversity of Mongolia: Checklist of diatoms, including new distributional reports of 31 taxa // *Nova Hedwigia.* 2001. Vol. 72, N 1–2. P. 59–90.
- Edlund M.B., Williams R.M., Soninkhishig N.* The planktonic diatom diversity of ancient Lake Hövsgöl, Mongolia // *Phycologia.* 2003. Vol. 42. P. 232–260.
- Elberg K.* Sciomyzidae aus der Mongolei (Diptera). Ergebnisse der zoologischen Forschungen von Dr. Z. Kaszab in der Mongolei (Diptera), Nr. 426 // *Ann. hist.-natur. Mus. nat. Hung.* 1978. Vol. 70. P. 207–211.
- Erbaeva E.A., Varychanova K.A., Rozhkova N.A.* Wasserinsekten des Chubsugul-See in der Nordmongolei // *Erforschung biologischer Ressourcen der Mongolischen Volksrepublik. (Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg wiss. Beitr., 1985/86, P. 23).* Halle (Saale). 1989. N 6. P. 69–75.
- Erbaeva E.A., Kozhova O.M., Safronov G.P.* The fauna of bottom invertebrates of Lake Hövsgöl // *The geology, biodiversity and ecology of Lake Hövsgöl (Mongolia).* Leiden: Backhuys Publ., 2006. P. 259–278.
- Fan Yu.* Chemical characteristics of Xirang lakes // *Proc. Symp. Qinghai-Xirang (Tibet) Plateau (China).* Beijing, New York, 1982.
- Fikáček M., Prokin A., Angus R.* A long-living species of the hydrophiloid beetles: *Helophorus sibiricus* from the early Miocene deposits of Kartashevo (Siberia, Russia) // *ZooKeys.* 2011. Vol. 130. P. 239–254.
- Fikáček M., Prokin A., Angus R.B., Ponomarenko A., Yue Y., Ren D., Prokop J.* Revision of Mesozoic fossils of the helophorid lineage of the superfamily Hydrophiloidea (Coleoptera: Polyphaga) // *Acta Entomologica Musei Nationalis Pragae.* 2012a. Vol. 52, N 1. P. 89–127.
- Fikáček M., Prokin A., Angus R.B., Ponomarenko A., Yue Y., Ren D., Prokop J.* Phylogeny and the fossil record of the Helophoridae reveal Jurassic origin of extant hydrophiloid lineages (Coleoptera: Polyphaga) // *Systematic Entomology.* 2012b. Vol. 37. P. 420–447.
- Fleck G., Nel A.* Revision of the Mesozoic family Aeschnidiidae (Odonata: Anisoptera) // *Zoologica.* 2003. Vol. 153. P. 1–170.

- Garbuz D.G., Zatssepina O.G., Przhiboro A.A., Yushenova I., Guzhova I.V., Evgen'ev M.B. Larvae of related Diptera species from thermally contrasting habitats exhibit continuous up-regulation of heat shock proteins and high thermotolerance // *Mol. Ecol.* 2008. Vol. 17. P. 4763–4777.
- Gelhaus J.K., Podenas S. The diversity and distribution of crane flies (Insecta: Diptera: Tipuloidea) in the Hövsgöl Lake watershed, Northern Mongolia // *The geology, biodiversity and ecology of Lake Hövsgöl (Mongolia)*. Leiden: Backhuys Publ., 2006. P. 279–303.
- Gomboluudev P., Natsagdorj L., Sarantuya G. Climatic changes on the Mongolian territory and their consequences // *Ecological consequences of biosphere processes in the ecotone zone of southern Siberia and Central Asia*. Ulaanbaatar: Bembi san Publishing House, 2010. P. 41–44.
- Gorodkov K.B., Grunin K.Ja., Nartshuk E.P., Richter V.A., Savtchenko E.N., Stackelberg A.A., Tanasijtshuk V.N., Zaitzev V.Ph. Dipteren aus der Mongolischen Volksrepublik (Diptera, Insecta). Ergebnisse der Mongolisch-Deutschen biologischen Expeditionenseit 1962. Nr. 65 // *Mitt. Zool. Mus. Berlin*. 1974. Vol. 50. N 2. P. 223–232.
- Gradzinski R. Sedimentation of dinosaur-bearing upper cretaceous deposits of the Nemegt basin, Gobi desert. Results of the Polish-Mongolian paleontological expeditions. Part II. Warszawa, 1970.
- Gubin Yu.M., Sinitza S.M. Triassic terrestrial tetrapods of Mongolia and the geological structure of the Sain-Sar-Bulak locality / S.G. Lucas, M. Morales (eds.). *The nonmarine Triassic*. Albuquerque. New Mexico Museum of Natural History, 1993. P. 169–170.
- Gubin Yu.M., Sinitza S.M. Shar Teg: A unique Mesozoic locality of Asia / M. Morales (ed.). *The continental Jurassic* // *Bull. Mus. Northern Arizona*. 1996. Vol. 60. P. 311–318.
- Halgoš J., Minář J. Contribution to the identification of mosquito species in northern and western Mongolia // *Dipterologica Bohemoslovaca*. 1995. Vol. 7. P. 65–70.
- Hayford B. New records of Chironomidae (Insecta: Diptera) from Mongolia with review of distribution and biogeography of Mongolian Chironomidae // *J. Kans. entomol. Soc.* 2005. Vol. 78, N 2. P. 192–200.
- Hayford B., Bachmann J., Gotov M. A comparison between communities of Chironomidae (Insecta: Diptera) from lake bays and affluent streams of the Lake Hovsgol watershed, Mongolia // *Proc. Acad. natur. Sci. Philad.* 2006. Vol. 155. P. 13–23.
- Hayford B., Ferrington L.C., Jr. Distribution of Chironomidae (Diptera) in Lake Hövsgöl, Mongolia // *The geology, biodiversity and ecology of Lake Hövsgöl (Mongolia)*. Leiden: Backhuys Publ., 2006. P. 433–452.
- Hindák, F., Zagorenko, G.F. Contribution to the knowledge of the species composition of summer phytoplankton of Lake Hubsugul, Mongolia // *Folia geobot. et phytotaxon.* 1992. Vol. 27, N 4. P. 419–439.
- Hutchinson G.E. *A treatise on limnology*. V. I Geography Phys and Chemistry. New York, 1957. 1015 p.
- Hutchinson G.E., Löffler H. The thermal classification of Lakes // *Proc. Mat. Acad. Sci. Wash.* 1956. Vol. 42. P. 84–86.
- Jürgens K., Stolpe G. Seasonal dynamics of crustacean zooplankton, heterotrophic nanoflagellates and bacteria in a shallow, eutrophic lake // *Freshwater Biol.* 1995. Vol. 33. P. 27–38.
- Kielan-Jaworowska Z. Evolution of the therian mammals in the cretaceous of Asia // *Palaeont. poion.* 1975. Vol. 33. P. 103–132.
- Kielan-Jaworowska Z., Sochava A.V. The first multituberculata from the uppermost Cretaceous of the Gobi Desert, Mongolia // *Acta paleontol. polon.* 1969. Vol. 14. P. 355–371.
- Knudson L.V., Vala J.-C. *Biology of snail-killing Sciomyzidae flies*. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 526 pp.

- Kotov A.A. New finding of Mesozoic ephippia of the Anomopoda (Crustacea: Cladocera) // Journal of Natural History. 2009. Vol. 43, N 9–10. P. 523–528.
- Kotov A.A., Korovchinsky N.M. First record of fossil Mesozoic Ctenopoda (Crustacea, Cladocera) // Zoological Journal of Linnean Society. 2006. Vol. 146. P. 269–274.
- Kotov A.A., Taylor D.J. Mesozoic fossils (>145 Mya) suggest the antiquity of the subgenera of *Daphnia* and their coevolution with chaoborid predators // Evolutionary Biology. 2011. Vol. 11, N 129. 9 pp.
- Kozhova O.M., Erbaeva E.A., Safronov G.P. The benthic invertebrates of Lake Khubsugul, Mongolia // Adv. ecol. Res. 2000. Vol. 31. P. 97–124.
- Kozhova O.M., Izmet'eva L.R., Erbaeva E.A. A review of the hydrobiology of Lake Khubsugul (Mongolia) // Hydrobiologia. 1994. Vol. 291. P. 11–19.
- Krassilov V.A. Early Cretaceous flora of Mongolia // Palaeontographica B. 1982. Bd. 181. 43 s.
- Kulikovskiy M.S., Lange-Bertalot H., Metzeltin D., Witkowski A. Lake Baikal: hotspot of endemic diatoms I // Iconographia Diatomologica. 2012. N 23. P. 7–608.
- Kulikovskiy M., Lange-Bertalot H., Witkowski A., Dorofeyuk N. Morphology and taxonomy of selected cymbelloid diatoms from a Mongolian Sphagnum ecosystem with a description of three species new to science // Fottea. 2009. Vol. 9, N 2. P. 223–232.
- Kulikovskiy M., Lange-Bertalot H., Witkowski A., Dorofeyuk N., Genkal S.I. Diatom assemblages from *Sphagnum* bogs of the world. I. Nur bog in northern Mongolia // Bibliotheca Diatomologica. 2010. Vol. 55. 326 pp., 118 pls.
- Kurkland D.W., Bradbury J.P., Dean W.E. The heliothermic lake a direct method of collecting and stoking solar energy // Arch. Hydrobiol. Supplemented. 1983. Vol. 65, N 1. P. 1–60.
- Lindner E. Stratiomyiden aus der Mongolei. Ergebnisse der zoologischen Forschungen von Dr. Z. Kaszab in der Mongolei (Diptera). 95 // Reichenbachia. 1973. Vol. 9, N 9. P. 85–92.
- Lukashevich E. Limoniidae (Diptera) in the Upper Jurassic of Shar Teg, Mongolia // Zoosymposia. 2009. N 3. P. 131–154.
- Lukashevich E.D., Przhiboro A.A. Pupae of Mesozoic *Jurochlus* Kalugina, 1985 (Diptera: Chironomidae), with description of four new species // Zootaxa. 2012. Vol. 3478. P. 434–452.
- Mantovani B., Cesari M., Scanabissi F. Molecular taxonomy and phylogeny of the 'living fossil' lineages *Triops* and *Lepidurus* (Brachiopoda: Notostraca) // Zoologica Scripta 2004. Vol. 33. P. 367–374.
- Metzeltin D., Lange-Bertalot H., Soninkhishig N. Diatoms in Mongolia // Iconographia Diatomologica. Annotated Diatom Micrographs. 2009. Vol. 20. 686 pp., 271 pls.
- Minář J. Culiciden aus der Mongolei (Diptera). Ergebnisse der zoologischen Forschungen von Dr. Z. Kaszab in der Mongolei (Nr. 380) // Acta zool. Hung. 1976. Vol. 22, N 3–4. P. 335–350.
- Mitamura O., Khadbaatar D., Ishida N. Comparative investigation of chemical and biological characteristics in waters and trophic state of Mongolian lakes // Limnology. 2010. Vol. 11. P. 17–30.
- Mortimer C.H. Physical limnology of Lake Michigan // Physical characteristics of Lake Michigan and its responses to applied forces. Environmental status of the Lake Michigan region. Pl. 1, vol. 2. Michigan, 1975. P. 13–102.
- Mostovski M.B. Brachyceran assemblages (Insecta: Diptera) as indicators of terrestrial palaeoenvironments in the Late Mesozoic // Palaeont. Afr. 2009. Vol. 44. P. 121–125.
- Nagata T. The microflagellate-picoplankton food linkage in the water column of Lake Biwa // Limnol. Oceanogr. 1988. Vol. 33. P. 504–517.

- Nartshuk E.P.* Chloropidae. Part II. Subfam. Chloropinae. Ergebnisse der zoologischen Forschungen von Dr. Z. Kaszab in der Mongolei, Nr. 302 // Folia entomol. Hung. (s. n.). 1973. Vol. 26. Suppl. P. 269–288.
- Nartshuk E.P.* Chloropidae (Diptera) from Mongolia. III. Ergebnisse der zoologischen Forschungen von Dr. Z. Kaszab in der Mongolei (Nr. 379) // Acta zool. Acad. sci. Hung. 1976. Vol. 22, N 3–4. P. 351–368.
- Nartshuk E.P.* Einige Ergebnisse zur Erforschung der Dipteren (Insecta) der Mongolischen Volksrepublik // Erforschung biologischer Ressourcen der Mongolischen Volksrepublik. (Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg wiss. Beitr. 1985/86. P. 23). Halle (Saale). 1989. N 6. P. 63–67.
- Nasemann H., Neubert E.* Süßwasserfauna von Mitteleuropa. Bd. 6. Annelida. 2. Clitellata: Branchiobdellida, Acanthobdellea, Hirudinea. Heidelberg-Berlin: Spectrum Akademischer Verlag GmbH., 1999. 178 pp.
- Oestrup E.* Beiträge zur Kenntnis der Diatomeenflora des Kossogolbeckens in der nordwestlichen Mongolei // Hedwigia. 1909. Bd. 48. S. 74–100.
- Olivier D.R., Roussel M.E.* The genera of larval midges of Canada. The Insects and Arachnids of Canada. Part 11. 1983. 263 pp.
- Ostenfeld C.H.* Beiträge zur Kenntnis der Algenflora des Kossogolbeckens in der nordwestlichen Mongolei, mit spezieller Berücksichtigung des Phytoplanktons // Hedwigia, 1907. Bd. 46. S. 365–420.
- Paul M.* Limnological aspects of the Uvs Nuur Basin in northwest Mongolia. Dissertation Dr. rer. nat. Dresden, 2012. 201 pp.
- Peck L.V.* Family Syrphidae // Catalogue of Palaearctic Diptera. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1988. Vol. 8. P. 11–230.
- Podenas S., Gelhaus J., Podeniene V.* An overview of the Tipulomorpha and Ptychopteromorpha crane flies (Diptera) of Mongolia // Proc. Acad. natur. Sci. Philad. 2013. Vol. 162. P. 111–123.
- Podeniene V., Gelhaus J.K., Yadamsuren O.* The last instar larvae and pupae of *Tipula (Arctotipula)* from Mongolia // Proc. Acad. natur. Sci. Philad. 2006. Vol. 155. P. 99–105.
- Ponomarenko A.G.* Evolution of continental aquatic ecosystems // Paleontological Journal. 1996. Vol. 30, N 6. P. 705–709.
- Reiss F.* Ein Beitrag zur palaearktischen Chironomiden fauna (Diptera) am Beispieleinige Tanytarsini-Arten aus der Mongolei und Ostsibirien // Entomol. Tidskr. 1971. Vol. 92, N 3–4. P. 198–212.
- Reiss F.* *Cryptotendipes acalcar*, spec. nov., einaberranter Gattungsvertreter aus palaearktischen Salzgewässern (Chironomidae, Diptera) // Spixiana. 1990. Vol. 13, N 3. P. 267–271.
- Remm H.* Ceratopogonidae (Diptera). Ergebnisse der zoologischen Forschungen von Dr. Z. Kaszab in der Mongolei. 246 // Reichenbachia. 1973. Vol. 14, N 22. P. 171–186.
- Retallack G.J.* Fossil soils as grounds for interpreting the advent of large plants and animals on land // Phil. Trans. R. Soc. L. B. 1985. Vol. 309. P. 105–142.
- Rozkošný R.* *Pteromicra nigripalpis* sp. n. from Mongolia and a world catalogue of the genus (Diptera, Sciomyzidae) // Acta Entomol. Bohemoslovaca. 1979. Vol. 76, N 3. P. 181–187.
- Rozkošný R.* A biosystematic study of the European Stratiomyidae (Diptera). Vol. 1. Hague etc.: Junk Publ., 1982. 401 pp.
- Rozkošný R.* A biosystematic study of the European Stratiomyidae (Diptera). Vol. 2. Hague etc.: Junk Publ., 1983. 431 pp.
- Sasa M., Suzuki H.* Studies on the Chironomidae (Diptera, Insecta) collected in Mongolia // Jpn. J. Trop. Med. Hyg. 1997. Vol. 25, N 4. P. 149–189.

- Schödl S. Taxonomic revision of *Enochrus* (Coleoptera: Hydrophilidae) I. The *E. bicolor* species complex // Entomological Problems. 1998. Vol. 29, N 2. P. 111–127.
- Shcherbakov D.E. Insect recovery after the Permian/Triassic crisis // Alavesia. 2008. N 2. P. 125–131.
- Shinneman A.L.C., Almendinger J.E., Umbanhowar C.E., Edlund M.B., Soninkhishig N. Paleolimnologic evidence for recent eutrophication in the Valley of the Great Lakes (Mongolia) // Ecosystems. 2009a. Vol. 12. P. 944–960.
- Shinneman A.L.C., Edlund M.B., Soninkhishig N. Diatoms as indicators of water quality in Western Mongolian lakes: a 54-site calibration set // J. Paleolimnol. 2009b. Vol. 42. P. 373–389.
- Shinneman A.L.C., Umbanhowar C.E., Edlund M.B., Soninkhishig N. Late-Holocene moisture balance inferred from diatom and lake sediment records in Western Mongolia // The Holocene. 2010. Vol. 20, N 1. P. 123–138.
- Šifner F. Scatophagidae (Diptera) de Mongolie. Ergebnisse der zoologischen Forschungen von Dr. Z. Kaszab in der Mongolei. 357 // Ann. Hist.-natur. Mus. nation. Hung. 1975. Vol. 67. P. 219–227.
- Sinichenkova N.D. Main ecological events in aquatic insects history // Acta zoologica cracoviensia. 2003. Vol. 46. P. 381–392.
- Sinichenkova N.D., Zherikhin V.V. Mesozoic lacustrine biota: extinction and persistence of communities // Paleontological Journal. 1996. Vol. 30, N 6. P. 710–715.
- Slowanski W. Cenozoik kotliny Ubsa-Nyr in Turgeni – Ula Oras Cagan – Shibietu– Hury // Biul. Inst. Geol. Warszawa. 1970. N 226. P. 82–90.
- Slowanski W. Cenozoik dorrecta Chono–charajah – Golw Kotle Wielkich Jesior (Zachodnia Mongolia) // Biul. Inst. Geol. Warszawa. 1976. N 301.
- Slynko Yu.V., Dulmaa F., Dgebuadze Yu.Yu., Erdenebat M., Mendsaikhan B., Karabanov D.P. Fishes of Mongolia: fauna, zoogeography, current state of populations, conservation // Ecological consequences of biosphere processes in the ecotone zone of Southern Siberia and Central Asia: Proc. Intern. Conf. Vol. 1. Ulaanbaatar (Mongolia), September 6–8, 2010. Ulaanbaatar: Bembi san Publishing House, 2010. P. 92–94.
- Sohn I.G. Nonmarine Ostracodes of Early Cretaceous age from Pine Valley Quadrangle, Nevada // Prof. pap Unit. Stat. Geol. Surv. Washington. 1969. N 643. P. 81–89.
- Sommaruga R. Microbial and classical food webs: A visit to hypertrophic lake // FEMS Microbiol. Ecol. 1995. Vol. 17. P. 257–270.
- Soninkhishig N. Diatoms of bottom sediments of Lake Telmen and Bayan (Mongolia). Ph. D. thesis. Ulaanbaatar, Mongolia, 2003. 151 pp.
- Soninkhishig N., Edlund M.B. Diatom flora of Buyr Nuur and their use as a water quality indicators // Eastern Mongolia Ecosystem. Vol. 1. Ulaanbaatar, 2001. P. 103–122.
- Soninkhishig N., Edlund M.B., Kim Y.H. Freshwater algae of the Khognokhaan Protected Area, with special emphasis on diatoms // Ecosystem and Biodiversity of Khognokhaan Protected Area, Mongolia. The Korean Council for Conservation of Nature. Vol. 15: 2000 Academic Survey of Natural Environment of Mongolia. 2002. P. 175–211.
- Soninkhishig N., Edlund M.B., Peck J.A. Diatom-based paleoenvironmental reconstruction of Lake Telmen for last 6230 years // Mongolian Journal of Biological Sciences. 2003. Vol. 1, N 1. P. 55–68.
- Soós Á. Tethiniden aus der Mongolei mit einem Verzeichnis der paläarktischen Arten (Diptera: Acalypratae). Ergebnisse der zoologischen Forschungen von Dr. Z. Kaszab in der Mongolei. 430 // Acta zool. Acad. Sci. Hung. 1978. Vol. 24, N 3–4. P. 407–413.
- Sturner R.W., Schulz K.L. Zooplankton nutrition: recent progress and a reality check // Aquatic Ecol. 1998. Vol. 32. P. 261–279.

- Szczechura J.* Fresh-water Ostracoda from the Paleocene of the Nemegt Basin Gobi Desert Mongolia // *Palaeontol. Polonica*. Warszawa. 1971. Vol. 25. P. 85–97.
- Szczechura J.* Fresh-water Ostracodes from the Nemegt Formation (Upper Cretaceous) of Mongolia // *Palaeontol. Polonica*. Warszawa/Krakov, 1978. Vol. 38. P. 65–121.
- Vaillant F.* Diptères Psychodidae recueillis par le Dr. Z. Kaszab en Mongolie. Ergebnisse der zoologischen Forschungen von Dr. Z. Kaszab in der Mongolei, Nr. 323 // *Ann. Soc. entomol. Fr.* (N. S.). 1973. Vol. 9, N 3. P. 667–677.
- Verleyen E., Vyverman W., Sterken M., Hodgson D.A., De Wever A., Juggins S., Van de Vijver B., Jones V.J., Vanormelingen P., Roberts D., Flower R., Kilroy C., Souffreau C., Sabbe K.* The importance of dispersal related and local factors in shaping the taxonomic structure of diatom metacommunities // *Oikos*. 2009. N 118. P. 1239–1249.
- Vinarski M.V., Glöer P.* Taxonomic notes on Euro-Siberian snails, 4. Re-examination of *Limnaea psilia* Bourguignat, 1862, with the description of *Radix parapsilia* n. sp. // *Arch. Molluskenkunde*. 2009. Vol. 138, N 2. P. 123–236.
- Vørs N.* Heterotrophic amoebae, flagellates and heliozoan from arctic marine waters (North West Territories Canada and West Greenland) // *Polar Biol.* 1993. Vol. 13. P. 113–126.
- Vyverman W., Verleyen E., Sabbe K., Vanhouthe K., Sterken M., Hodgson D.A., Mann D.G., Juggins S., Van de Vijver B., Jones V., Flower R., Roberts D., Chepurinov V.A., Kilroy C., Vanormelingen P., De Wever A.* Historical processes constrain patterns in global diatom diversity // *Ecology*. 2007. Vol. 88, N 8. P. 1924–1931.
- Wagner R., Joost W.* Bemerkungen zur Psychodiden-Fauna der Mongolischen Volksrepublik (Insecta, Diptera) // *Entomol. Nachr. Ber.* 1985. Vol. 29, N 4. P. 171–174.
- Weisse T.* The annual cycle of heterotrophic freshwater nanoflagellates: role of bottom-up versus top-down control // *J. Plank. Res.* 1991. Vol. 13. P. 167–185.
- Williams W.D.* Problems in the management of inland Saline lakes // *Verh. Internat. Verein. Limnol.* Stuttgart, 1981. N 21. P. 688–692.
- Wright R.T., Hobbie J.K.* The uptake of organic solutions in lake water // *Limnol. Oceanogr.* 1965. Vol. 10, N 1. P. 22–28.
- Ye Chun-hui, Li Zu-wang.* Ostracods of the Zhindan Group from the Sout-western Ordos Basin // *Acta Micropaleontol. Sinica*. 1988. Vol. 5, N 2. P. 127–144.
- Zhang H., Wang B., Fang Y.* Evolution of Insect diversity of the Jehol Biota // *Science China. Earth Science*. 2010. Vol. 53, N 12. P. 1908–1917.
- Zheng X.* Salt lakes and their origins in Xingiang. China // *Chin. J. Oceanol. Limnol.* 1987. N 5. P. 172–185.

Содержание

Введение	5
НАЗВАНИЯ ОЗЕР И РЕК МОНГОЛИИ В КНИГЕ	11
Часть I. ЛИМНОЛОГИЯ МОНГОЛИИ	12
1. География озер Монголии (<i>Д.В. Севастьянов, Ж. Цэрэнсодном</i>)	12
1.1. Очерк истории исследований озер	12
1.2. Закономерности пространственного распределения озер	15
1.3. Рельеф и озера	20
1.4. Климат и озера	29
1.5. Вопросы типизации и районирования озер	37
2. Гидрология озер Монголии (<i>А.Н. Егоров, Ж. Цэрэнсодном, Н. Батнасан, С. Цугар</i>) ...	47
2.1. Морфометрические особенности озер	47
2.2. Физические свойства и водный режим озер	49
3. Гидрохимия озер Монголии (<i>Д.В. Севастьянов, А.Н. Егоров, А.А. Рассказов, Н. Лувсандорж</i>)	72
3.1. Гидрохимические особенности пресных и солоноватых озер	72
3.1.1. Озера Алтайской горной области	76
3.1.2. Озера Хангайско-Хэнтэйской горной области	79
3.1.3. Озера Прихубсугульской области	82
3.1.4. Озера Гобийской области (КБО и ДО)	84
3.1.5. Озера Восточно-Монгольской степной области	88
3.2. Гидрохимические особенности соленых озер	90
4. Гидробиология озер Монголии	98
4.1. Высшая растительность	98
4.1.1. Макрофиты озер в 1970–80-е гг. (<i>А. Дулмаа, Г. Санчир</i>)	98
4.1.2. Водная и прибрежно-водная растительность озер в начале XXI-го века (<i>А. Дулмаа</i>)	100
4.2. Водоросли озер	106
4.2.1. Фитопланктон в 1970–80-е гг. (<i>Н.И. Дорофеев, Д. Цэцэгмаа</i>)	106
4.2.2. Фитопланктон в начале XXI-го века (<i>Л.Г. Корнева</i>)	112
4.2.3. Разнообразие водорослей озер Монголии (<i>Н.И. Дорофеев, П.М. Царенко, М.С. Куликовский</i>)	117
4.3. Микробиология озер (<i>Е.Н. Чеботарев</i>)	124
4.4. Гетеротрофные нанофлагелляты (<i>Н.Г. Косолапова</i>)	135
4.5. Зоопланктон	140
4.5.1. Зоопланктон 1970–80-е гг. (<i>А. Дулмаа</i>)	140
4.5.2. Зоопланктон в начале XXI-го века (<i>А.В. Крылов, А. Дулмаа</i>)	144
4.6. Зообентос	166
4.6.1. Зообентос в 1960–80-е гг. (<i>А. Дулмаа, В.В. Скворцов, В.А. Петухов</i>)	166
4.6.2. Макрозообентос в начале XXI-го века (<i>А.А. Прокин</i>)	170
4.6.3. Двукрылые насекомые (Insecta: Diptera) в озерах Монголии (<i>А.А. Пржиборо</i>) ...	186
4.7. Ихтиофауна (<i>Ю.Ю. Дгебуадзе, А. Дулмаа, Б. Мэндсайхан</i>)	193
4.7.1. Бассейн Тихого океана	195
4.7.2. Бассейн Северного Ледовитого океана	198
4.7.3. Центральноазиатский бессточный бассейн	201

Часть II. ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ МОНГОЛИИ	208
5. Палеогеография озер Монголии в мезозое (<i>В.Ф. Шувалов</i>)	208
5.1. Палеогеография озер ранней и средней юры	211
5.2. Палеогеография озер поздней юры	215
5.3. Палеогеография озер раннего мела	218
5.4. Палеогеография озер позднего мела	229
6. Эволюция озерного литогенеза на территории Монголии в мезозое (<i>Н.Н. Верзилин, Н.А. Калмыкова</i>)	236
7. Палеогеография озер Монголии в палеогене и неогене (<i>В.Ф. Шувалов, Е.В. Девяткин</i>)	254
7.1. История озер в палеогене	254
7.2. История озер в неогене	259
8. Особенности озерного литогенеза на территории Монголии в кайнозое (<i>Н.Н. Верзилин</i>)	264
9. Палеоэкология древних озер Монголии по данным изучения ископаемых организмов (<i>Г.Г. Мартинсон, И.Ю. Неуструева</i>)	269
9.1. Особенности древних озер по данным изучения моллюсков (<i>Г.Г. Мартинсон</i>)	271
9.2. Особенности древних озер по данным изучения остракод (<i>И.Ю. Неуструева, Ё. Ханд</i>)	276
9.3. Насекомые в древних озерах Монголии (<i>А.Г. Пономаренко, А.А. Прокин</i>)	285
10. Особенности эволюции озер Монголии в плейстоцене и голоцене	310
10.1. Палеогеография озер в плейстоцене (<i>В.Ф. Шувалов, Т.В. Николаева</i>)	310
10.2. Палеоэкология озер в голоцене (<i>Д.В. Севастьянов, Н.И. Дорофеюк, А.А. Лийва</i>) ...	322
10.3. Эволюция озер в голоцене по палинологическим данным (<i>Г.Н. Бердовская</i>)	335
Часть III. ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ ОЗЕРНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ РЕКРЕАЦИОННОГО ОСВОЕНИЯ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ МОНГОЛИИ (<i>Д.В. Севастьянов, Н. Батнасан, Ж. Цэрэнсодном, Ю.Ю. Дгэбуадзе</i>)	349
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (<i>Д.В. Севастьянов, И.Ю. Неуструева, В.Ф. Шувалов, Ю.Ю. Дгэбуадзе</i>)	360
Список литературы	364

Content

INTRODUCTION	5
NAMES OF MONGOLIAN LAKES AND RIVERS IN THIS BOOK	11
Part I. LIMNOLOGY OF MONGOLIA	12
1. Geography of Mongolian lakes (<i>D.V. Sevastyanov, J. Tserensodnom</i>)	12
1.1. Essay on the history of lakes research	12
1.2. Patterns of lakes spatial distribution	15
1.3. Relief and lakes	20
1.4. Climate and lakes	29
1.5. Questions of lakes typing and zoning	37
2. Hydrology of Mongolian lakes (<i>A.N. Egorov, J. Tserensodnom, N. Batnasan, C. Tsugar</i>)	47
2.1. Morphometric features of lakes	47
2.2. Physical properties and water regime of lakes	49
3. Hydrochemistry of Mongolian lakes (<i>D.V. Sevastyanov, A.N. Egorov, A.A. Rasskazov, N. Luvsandorzh</i>)	72
3.1. Hydrochemical features of fresh and brackish lakes	72
3.1.1. Lakes of Altai mountain region	76
3.1.2. Lakes of Khentey-Khangay mountain region	79
3.1.3. Lakes of Hovsgol region	82
3.1.4. Lakes of Gobi region	84
3.1.5. Lakes of East Mongolian steppe region	88
3.2. Hydrochemical features of saline lakes	90
4. Hydrobiology of Mongolian lakes	98
4.1. Higher vegetation	98
4.1.1. Macrophytes of water bodies in 1970–80-s (<i>A. Dulmaa, G. Sanchir</i>)	98
4.1.2. Water and littoral vegetation of some Mongolian lakes in the beginning of the XXI century (<i>A. Dulmaa</i>)	100
4.2. Algae of lakes	106
4.2.1. Phytoplankton in the XX century (<i>N.I. Dorofeyuk, D. Tsetsegma</i>)	106
4.2.2. Phytoplankton in the beginning of the XXI century (<i>L.G. Korneva</i>)	112
4.2.3. Diversity of algae in Mongolian lakes (<i>N.I. Dorofeyuk, P.M. Tsarenko, M.S. Kulikovskiy</i>)	117
4.3. Microbiology of lakes (<i>E.N. Chebotarev</i>)	124
4.4. Heterotrophic nanoflagellates (<i>N.G. Kosolapova</i>)	135
4.5. Zooplankton	140
4.5.1. Zooplankton in the XX century (<i>A. Dulmaa</i>)	140
4.5.2. Zooplankton in the beginning of the XXI century (<i>A.V. Krylov, A. Dulmaa</i>)	144
4.6. Zoobenthos	166
4.6.1. Zoobenthos in the XX century (<i>A. Dulmaa, V.V. Skvortsov, V.A. Petukhov</i>)	166
4.6.2. Macrozoobenthos in the beginning of the XXI century (<i>A.A. Prokin</i>)	170
4.6.3. Dipterans (Insecta: Diptera) (<i>A.A. Przhiboro</i>)	186
4.7. Ichthyofauna (<i>Yu.Yu. Dgebuadze, A. Dulmaa, B. Mendsaykhan</i>)	193
4.7.1. Pacific Ocean basin	195
4.7.2. Arctic Ocean basin	198
4.7.3. Central Asian closed basin	201

Part II. PALAEO LIMNOLOGY OF MONGOLIA	208
5. Palaeogeography of Mongolian lakes in the Mesozoic (<i>V.F. Shuvalov</i>)	208
5.1. Palaeogeography of lakes in Early and Middle Jurassic	211
5.2. Palaeogeography of lakes in Late Jurassic	215
5.3. Palaeogeography of lakes in Early Cretaceous	218
5.4. Palaeogeography of lakes in Late Cretaceous	229
6. Evolution of lake lithogenesis on the territory of Mongolia in the Mesozoic (<i>N.N. Verzilin, N.A. Kalmykova</i>)	236
7. Palaeogeography of Mongolian lakes in the Paleogene and Neogene (<i>V.F. Shuvalov, E.V. Deviatkin</i>)	254
7.1. The history of lakes in the Paleogene	254
7.2. The history of lakes in the Neogene	259
8. The peculiarities of lithogenesis on the territory of Mongolia in the Cenozoic (<i>N.N. Verzilin</i>)	264
9. Palaeoecology of ancient lakes of Mongolia according to the study of fossils (<i>G.G. Martinson, I.Y. Neustruev</i>)	269
9.1. Features of ancient lakes according to the study of mollusks (<i>G.G. Martinson</i>)	271
9.2. Features of ancient lakes according to the study of ostracods (<i>I.Yu. Neustrueva, E. Hand</i>)	276
9.3. Insects in the ancient lakes of Mongolia (<i>A.G. Ponomarenko, A.A. Prokin</i>)	285
10. Features of Mongolian lakes evolution in the Pleistocene and Holocene	310
10.1. Palaeogeography of lakes during the Pleistocene (<i>V.F. Shuvalov, T. Nikolaeva</i>)	310
10.2. Palaeoecology of lakes in the Holocene (<i>D.V. Sevastyanov, N.I. Dorofeyuk, A.A. Liyva</i>) ...	322
10.3. Evolution of lakes in the Holocene according to the palinological data (<i>G.N. Berdovskaya</i>)	335
Part III. NATURAL RESOURCES OF LAKE ORIGIN AND MODERN PROBLEMS OF RECREATIONAL EXPLOITATION OF MONGOLIAN WATER BODIES (<i>D.V. Sevastyanov, N. Batnasan, J. Tserensodnom, Yu.Yu. Dgebuadze</i>)	349
CONCLUSION (<i>D.V. Sevastyanov, I.Yu. Neustrueva, V.F. Shuvalov, Yu.Yu. Dgebuadze</i>)	360
References	364