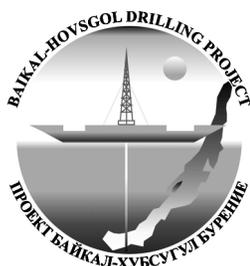


ГЕОЛОГИЯ И ПАЛЕОКЛИМАТ

СТРОЕНИЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ХУБСУГУЛ:
ЕГО СВЯЗЬ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ И КЛИМАТИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ

Коллектив участников проекта „Хубсугул-бурение“



Представлены результаты изучения бурового керна скв. HDP-04 из оз. Хубсугул (Монголия), полученного в рамках международной программы научного бурения в Байкальской рифтовой зоне. Обсуждаются результаты первичного описания керна скв. HDP-04, предварительная возрастная модель, основанная на палеомагнитной шкале полярности, общий состав и физические свойства осадков, вскрытых бурением. Впервые показано, что литологический состав толщи хубсугульских осадков, отложенных за период около 1 млн лет, отражает циклическую смену диатомовых бескарбонатных илов и карбонатсодержащих алевритистых глин. По аналогии со сменой состава донных осадков со времени последнего ледникового периода прошлые диатомовые интервалы предположительно соответствуют межледниковьям. В керне фиксируется, как минимум, девять подобных литологических переходов. Впервые представлены литологические свидетельства чрезвычайно низкого стояния Палеохубсугула (мелководные фации, указывающие на возможный размыв более древних отложений в точке, где глубина озера сегодня достигает 240 м). Корреляция опробованного разреза скв. HDP-04 с сейсмическими профилями подтверждает наличие значительного перерыва в осадочной записи среднего плейстоцена в хубсугульском рифтовом бассейне.

Циклическая смена карбонатсодержащих и бескарбонатных осадков, а также свидетельства резких колебаний уровня оз. Хубсугул в прошлом заметно повышают значимость осадочной записи этого рифтового бассейна. Она позволит получить более четкие представления об изменениях водного баланса и режима выпадения атмосферных осадков в регионе, чем это было возможно до сих пор для среднего и позднего плейстоцена.

Донные отложения, палинологические комплексы, плейстоцен, изменения растительности и климата, оз. Хубсугул, Монголия.

STRUCTURE OF BOTTOM SEDIMENTS IN LAKE HOVSGOL:
GEOLOGICAL AND CLIMATE CONTROLS

Hovsgol Drilling Project Group

A new experiment of the Hovsgol Drilling Project was carried out in 2004 in Lake Hovsgol as part of the international program of scientific drilling in the Baikal Rift. The reported data include a preliminary description of the recovered lake sediments (HDP-04 core), with their compositions and physical properties, and a tentative age-depth model based on the paleomagnetic polarity scale. This is the first evidence that the lithology of sediments deposited for the past ~1 Myr records periodic alternation of carbonate-free diatomaceous mud and carbonate-bearing silty clay.

The diatom intervals in the record are interpreted as corresponding to interglacials by analogy with the periodicity known since the Last Glacial. The core bears signature of at least nine lithological change events. The sediment lithology records extremely low stand of Paleo-Hovsgol (shallow-water facies produced by erosion of older sediments at the point where the today's lake reaches a depth of 240 m). Correlation of the HDP-04 core data with reflection profiling evidence confirms the presence of quite a large gap in the Pleistocene sedimentary record from the Hovsgol rift basin.

The discovery of alternating carbonate-rich/carbonate-free cycles and evidence for sudden lake level changes impart special importance to the Hovsgol archive: It can provide a better insight into the regional water budget and humidity history than it has been so far possible for the Middle and Late Pleistocene.

Bottom sediments, spore-and-pollen assemblages, Pleistocene, vegetation and climate change, Lake Hovsgol, Mongolia

© А.А. Абзаева, Е.В. Безрукова, В.А. Бычинский, В.Ф. Гелетий, А.В. Горегляд, Е.В. Иванов, Г.В. Калмычков, Е.В. Кербер, М.А. Крайнов, М.И. Кузьмин, Н.В. Кулагина, П.П. Летунова, Ю.В. Осуховская, Э.П. Солотчина, Л.Л. Ткаченко, М.Ю. Хомутова (Россия); Г. Иноуйе, Т. Каваи, К. Кашивайя, К. Миноура, Х. Сакаи (Япония); Ц. Наранцэцэг, Ц. Оюнчимэг, Д. Томурхуу (Монголия); Джу Йонг Ким (Корея); А.А. Прокопенко (США); С.А. Феденя, Г.К. Хурсевич (Белоруссия), 2007

ВВЕДЕНИЕ. НАУЧНОЕ БУРЕНИЕ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Основной задачей международного проекта „Хубсугул-бурение“ является получение новых данных для реконструкции изменений регионального климата внутриконтинентальной Евразии в прошлом. Наш проект является продолжением успешной долгосрочной научной программы „Байкал-бурение“ (1989—1999) [BDP-96, 1997; Непрерывная запись..., 1998; Коллектив участников..., 2000; BDP Members, 2001; Кузьмин и др., 2001]. Ритмичное строение толщи осадков оз. Байкал, отражающее циклические колебания климата, вызванные периодической сменой орбитальных параметров Земли, является надежной стратиграфической и возрастной основой для региональных реконструкций климата. Смена слоев, обогащенных биогенным кремнеземом и органическим веществом, на бездиатомовые тонкие глины с элементами ледового разноса в оз. Байкал отражает переход от теплых межледниковых условий к холодным климатам ледниковых периодов. Многочисленные работы по байкальским буровым кернам за последнее десятилетие продемонстрировали успешное применение физических (размерность зерен, магнитные свойства), геохимических, минералогических, палинологических и других методов для расшифровки климатических сигналов прошлого. Данная статья посвящена новой осадочной записи из Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) — разрезу донных осадков оз. Хубсугул, вскрытому керном буровой скв. HDP-04.

Озеро Хубсугул входит в состав байкальского водосборного бассейна и является вторым по величине бассейном БРЗ, в котором накапливаются тонкие гемипелагические осадки в глубоководных условиях. Различия географического расположения озер Байкал и Хубсугул делают сопоставление их осадочных разрезов важным для изучения климата Центральной Азии. Хубсугул относится к горному типу озер: урез воды его находится на высоте 1645 м над уровнем моря, что на 1100 м выше уреза в оз. Байкал. Его водосборный бассейн ограничен с севера Восточно-Саянским поднятием с высотами почти 3000 м, с запада — хр. Баян-Зухийн-Нуру с высотами 2800—3100 м, с востока — хр. Хэвэн-Залуу-Уурийн с высотами 2000—3000 м и представляет собой небольшую горную „депрессию“, центром которой является оз. Хубсугул, в осадках которого запечатлен региональный климатический сигнал. Площадь водосборного бассейна оз. Хубсугул (4920 км²) всего в 1.7 раза превышает площадь его водной поверхности, в то время как у Байкала это соотношение превышает 17. Подобное соотношение играет решающую роль при сменах режима увлажнения водосборных бассейнов.

Озеро Хубсугул вытянуто в меридиональном направлении, площадь водного зеркала составляет 2760 км², максимальная глубина — 262 м, средняя — 138 м (рис. 1). В центральной акватории находится глубоководная часть (более 200 м), ось которой несколько сдвинута к западному берегу. Западный берег крутой, в то время как на север, восток и юг глубины постепенно уменьшаются до 100-метровой изобаты. Литоральная зона с глубинами менее 50 м развита слабо и занимает приблизительно 15 % площади озера. В рельефе котловины выражены три подводных и шесть надводных террасовых уровней, что свидетельствует о многократном изменении уровня Хубсугула в его геологической истории [Атлас..., 1989].

В пределах водосборного бассейна распространен широкий комплекс пород от нижнего протерозоя до неоген-четвертичных отложений. Древние (нижнепротерозойские) породы представлены кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами, они перекрыты рифейскими метаосадочными отложениями, которые сменяются кембрийскими известково-карбонатными толщами с фосфоритами. Среди кайнозойских образований, представленных песчано-алевритовыми толщами, часто имеющими ледниковый генезис, широко представлены базальты. Среди магматических пород отмечаются основные интрузии габбрового или габбро-норитового состава, широкая гамма гранитоидных пород, а также высокощелочные интрузии сиенитов и нефелиновых сиенитов. Для района характерны многолетняя мерзлота, закарстованность, отмечаются сели и денудационные поверхности выравнивания. На юге Прихубсугулья часто встречаются временные водотоки, за счет которых происходит формирование мощных аллювиальных и делювиальных отложений. В северной части региона широко развит комплекс ледниковых форм, установлены также следы двух раннечетвертичных оледенений. Карстовый и эоловый комплексы широко не распространены.

Подобно оз. Байкал, в пелагической части оз. Хубсугул накапливаются бескарбонатные диатомовые илы*. Содержание биогенного кремнезема ($Si_{2\text{биог.}}$) в верхнем слое составляет 10—20 % [Prokopenko et al., 2005], что существенно ниже по сравнению с байкальскими диатомовыми илами, где содержание $Si_{2\text{биог.}}$ достигает 30—70 % [Голдырев, 1982; Безрукова и др., 1991; Colman et al., 1995]. В составе диатомового планктона доминирует комплекс видов *Cyclotella ocellata* и отсутствуют байкальские эндемичные виды. Однако М.Б. Едлунд с коллегами [Edlund et al., 2003] подчеркивали, что разнообразие размеров створок и морфологических особенностей *C. ocellata* в Хубсугуле не позволяют отнести их к одному виду, вынуждая

* Осадок назван диатомовым илом для удобства восприятия. По соотношению компонент его следует классифицировать как алевритистую глину с диатомовыми.

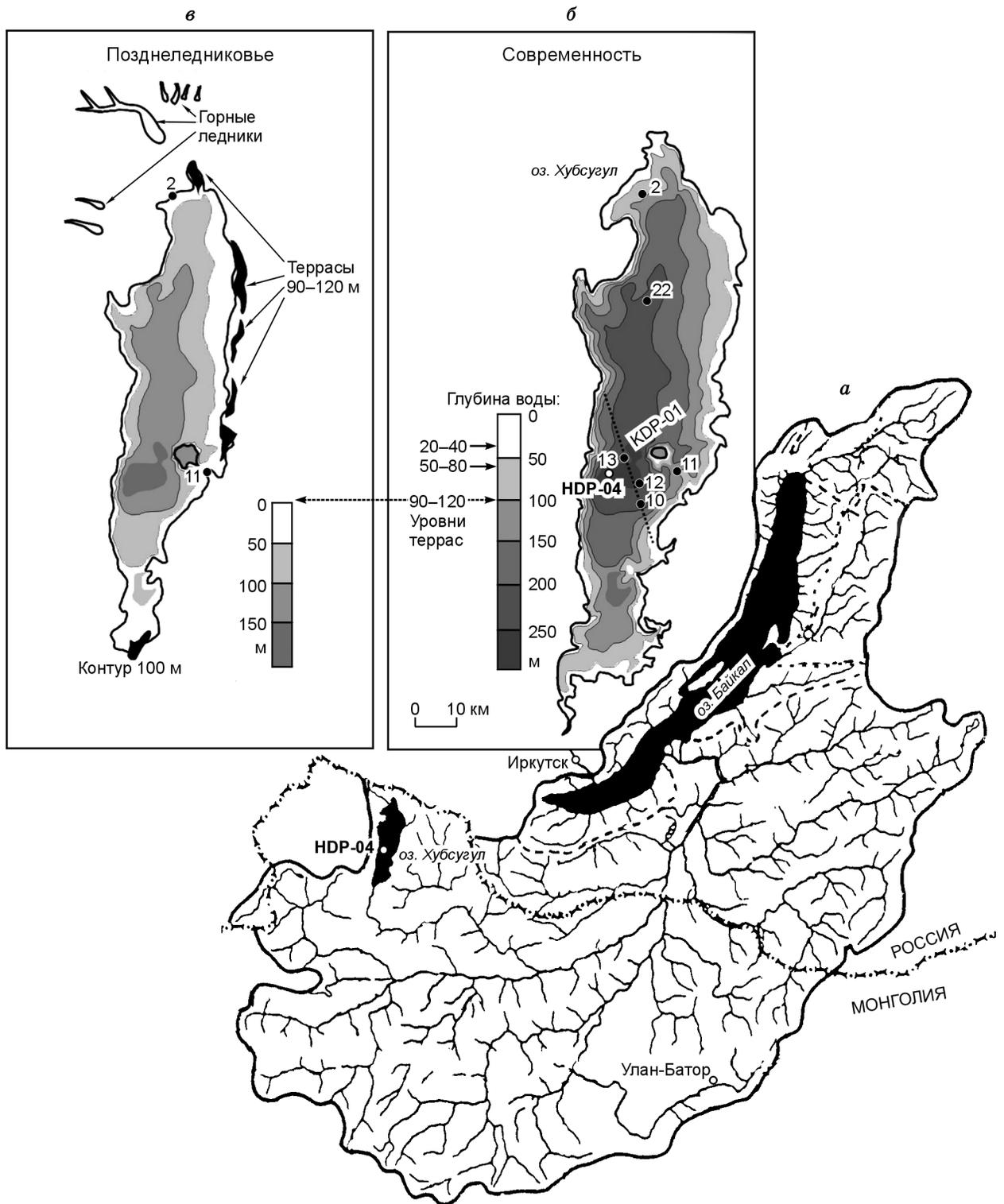


Рис. 1. а — положение оз. Хубсугул в водосборном бассейне оз. Байкал; **б** — современная батиметрическая карта оз. Хубсугул;

Показан ряд станций, на которых проводился отбор осадка грунтовыми трубками, а также линия профиля, разрез по которому приведен на рис. 2; **в** — батиметрическая карта оз. Хубсугул для позднеледникового времени. Контур озера проведен на 100-метровой изобате.

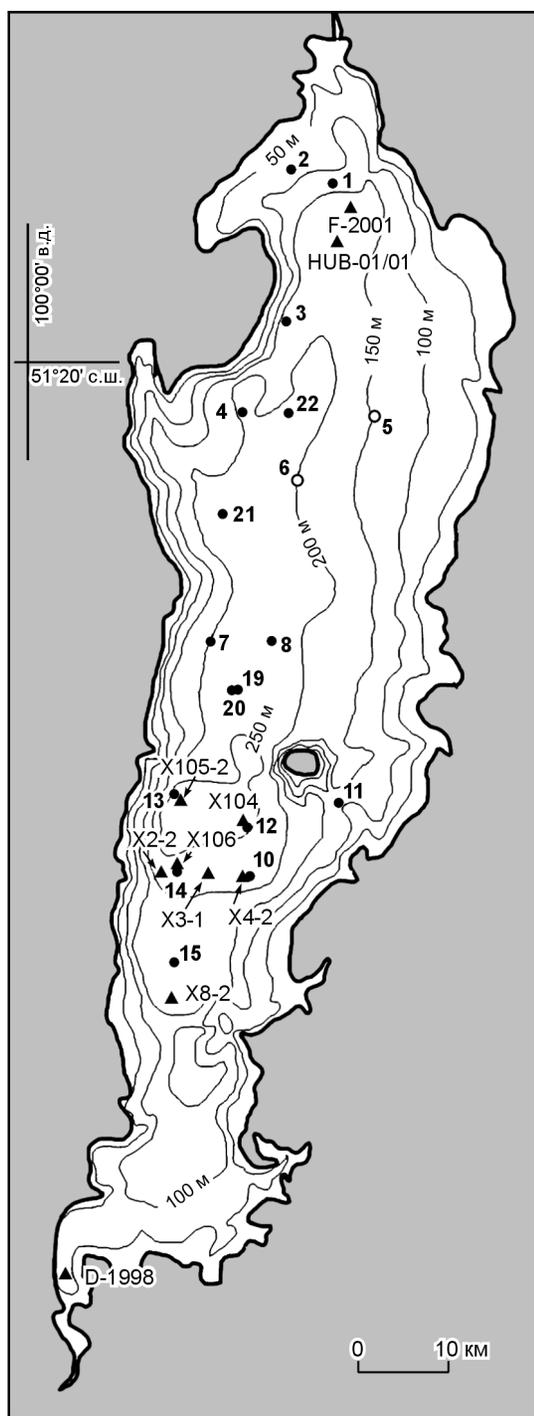


Рис. 2. Расположение станций, на которых проводился отбор грунтовыми трубками

Данные разных экспедиций. Черные кружки — станции, выполненные во время рейса группы исследователей из Института геохимии СО РАН (г. Иркутск) в 2001 г.

выделить именно комплекс видов, характерный для оз. Хубсугул. Это наблюдение предполагает продолжительность эволюционного и(или) адаптационного развития диатомовых водорослей в древнем озере.

Перед бурением глубинных скважин на Хубсугуле были проведены экспедиции по сейсмическому профилированию (2000 г.) и по отбору верхнего слоя осадков до глубины 170 см с использованием гравитационных трубок (рис. 2). Результаты сейсмического профилирования, проведенные в 2000 г., показали, что максимальная мощность осадков отмечается в глубоководной части озера и превышает 180 м [Федотов и др., 2002]. Были выделены несколько сеймостратиграфических толщ, залегающих с угловыми несогласиями [Федотов и др., 2002].

Разрез верхней толщи хубсугульских осадков имеет характерное двучленное строение, подобно разрезам осадков оз. Байкал [Федотов и др., 2001; Прокопенко и др., 2003; Prokopenko et al., 2005]. В верхней части хубсугульского разреза залегают тонкие неяснослоистые зеленовато-серые бескарбонатные диатомовые илы мощностью от 15 до 80 см, а в основании вскрытого разреза залегают более грубые оливково-серые (черные) осадки с обильными включениями гидротроилита. Эти осадки содержат карбонаты и в основном представлены глинистым алевритом с примесью мелко- и среднезернистого песка, а также включениями гравийной и галечной размерности от окатанных до неокатанных. Подобное двучленное строение осадочного разреза наблюдается в оз. Хубсугул в интервале глубин от 90 до 240 м практически повсеместно, что хорошо видно на типичном для глубоководной части озера керне ст. 8 (рис. 3). Весьма характерно для хубсугульских кернов наличие переходного слоя мощностью от 5 до 25 см между диатомовым илом и подстилающим глинистым алевритом (см. рис. 3). Особенностью этого переходного слоя является тонкая слоистость, светлая серая окраска, повышенное содержание карбонатов и глинистой компоненты, отсутствие включений грубого материала, а также обилие тонких (до 1 мм) зеленоватых прослоев зернистой текстуры. Эти зеленоватые прослои, очевидно, являются реликтами захороненных железомарганцевых

корок, которые впоследствии были восстановлены в толще осадка. Содержание карбонатов (низкомагнетизальный кальцит, магнезиокальцит и доломит) в подстилающем диатомовый ил слое достигает 15 % сухого веса осадка [Солотчина и др., 2003]. Из приведенного литологического описания можно заключить, что две четко различающиеся части разреза донных осадков оз. Хубсугул формировались в различных седиментационных обстановках. Нижняя часть разреза по составу осадков близка к отложениям горных приледниковых озер, для которых характерно присутствие грубых включений ледового и айсбергового разноса в тонких глинистых отложениях, верхняя — соответствует современным межледниковым отложениям озер Хубсугул и Байкал, в которых важную роль играет биогенная составляющая (диатомовые).

Разрезы, вскрытые трубками на глубинах менее 150 м, отличаются от разрезов, полученных в глубоководной части озера. Например, на ст. 2 и 11 (см. рис. 3) толща глинистого алеврита в основании разреза насыщена растительными остатками (мхи, *Bryophyta*) хорошей сохранности, покрытыми карбо-

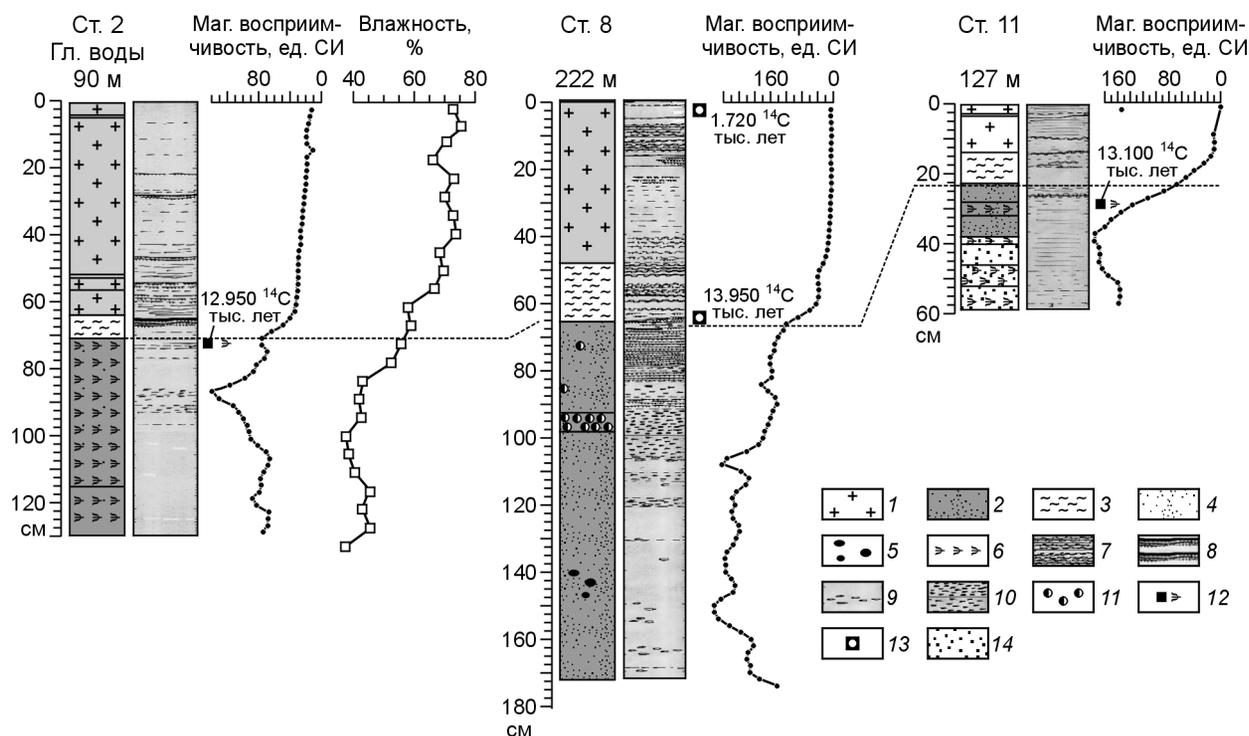


Рис. 3. Литологический разрез, данные абсолютного возраста (^{14}C), содержание биогенного кремнезема и влажность осадочного разреза ст. 2, 8, 11 [Prokopenko et al., 2005].

Левая колонка — литологический состав, правая — структура осадка. 1 — диатомовые глины; 2 — карбонатсодержащие илы с грубозернистыми включениями; 3 — тонкослойный переходный слой, представленный карбонатной глиной; 4 — пески; 5 — галька; 6 — остатки растений; 7 — зеленая прослойка; 8 — обогащенные гидротроилитом черные прослойки; 9 — линзовидные текстуры, возможно, обусловленные наличием гнезд грубозернистого материала; 10 — пятнистые текстуры, обусловленные присутствием гидротроилита; 11 — железистые конкреции; 12, 13 — точки, в которых определен абсолютный возраст: 12 — по остаткам растительности, 13 — по общему органическому углероду, 14 — турбидитный прослой.

натным цементом и образующими четко выраженные прослой мощностью до нескольких сантиметров. В нижней части керна со ст. 11 растительные прослой чередуются с прослоями хорошо сортированного мелкозернистого окатанного песка. Отложения мелководных фаций (обильные растительные остатки и прослой сортированного песка) в разрезах со ст. 2 и 11, где глубина воды составляет 90—127 м, указывают на то, что формирование нижней ледниковой части разреза происходило при значительном снижении уровня озера по сравнению с современным. В разрезах из мелководной части озера не отмечено признаков отложения в субэаральных условиях, поэтому оценка снижения уровня в последний ледниковый период на 100 м ниже современного представляется вполне правдоподобной [Prokopenko et al., 2005], тем более что она хорошо согласуется с выраженным по простиранию уровнем подводных террас в интервале современных глубин 90—120 м [Атлас..., 1989]. Предположение о падении уровня на 170 м ниже современного в последний ледниковый период [Федотов и др., 2002; Fedotov et al., 2004a] не подтверждается литологическим составом изученных датированных разрезов.

Результаты радиоуглеродного датирования позволяют связать смену характера осадконакопления в оз. Хубсугул с окончанием последнего ледникового периода, а также определить возраст начала подъема уровня озера по возрасту мелководных фаций. Переход к более глубоководным фациям в двух точках на расстоянии более 60 км друг от друга (керны ст. 2 и 11, см. рис. 1) произошел 13 ± 0.1 ^{14}C лет, т. е. 15.4 тыс. лет назад в современном летоисчислении. Наличие карбонатов, а также свидетельства резких колебаний уровня оз. Хубсугул в прошлом заметно повышают значимость осадочной записи этого рифтового бассейна для расшифровки палеоклимата. Палеоклиматические индикаторы байкальской записи до сих пор не давали четких представлений об изменениях водного баланса региона и режима выпадения атмосферных осадков. Колебания уровня оз. Байкал в пределах ± 30 —50 м были реконструированы по сейсмическим данным в дельте Селенги, но эти реконструкции ограничены интервалом последних 80 тыс. лет [Urabe et al., 2004].

ГЛУБОКОВОДНОЕ БУРЕНИЕ НА ОЗЕРЕ ХУБСУГУЛ

Первое глубоководное бурение было проведено в 2003 г. сотрудниками Лимнологического института СО РАН (г. Иркутск) [Казанский и др., 2005]. В настоящей работе обсуждаются результаты бурения, проведенного международным коллективом, продолжающим исследования по программе „Байкал-бурение“. Бурение состоялось в марте 2004 г. в средней части акватории оз. Хубсугул в точке с координатами $50^{\circ}57.368'$ с.ш. и $100^{\circ}21.571'$ в.д. при глубине воды 239.3 м. При бурении со льда использовался буровой комплекс УРБ-3Ф3, смонтированный на автомобиле МАЗ, бурильная колонна на базе легкосплавных труб ЛБТ-В-26/50-Д16Т и керноприемное устройство УКСБ-178-56—„Байкал“, с помощью которого производился практически непрерывный отбор керна. Это устройство было разработано в ГНПП „Недра“ (г. Ярославль) совместно с ВНИИБТ (г. Москва) и снабжено несколькими типами керноприемников. При проходке скважины использовался гидропоршневой керноприемник, а с глубины 70 м гидроударный. Отбор керна в ходе бурения осуществлялся в пластиковые трубы-вкладыши максимальной длины 2 м, выход керна составлял не менее 95 %. Для отбора неповрежденного верхнего слоя осадков в точке бурения применялась грунтовая трубка типа „Бентос“, с помощью которой был отобран поверхностный слой до глубины 1 м. Средняя скорость бурения составляла около 13 м/сут.

Перед вскрытием керна, которое проводилось уже в Институте геохимии СО РАН (Иркутск), было проведено измерение магнитной восприимчивости осадка с интервалом 3 см на приборе Bartington MS2 в поле низкой частоты (0.565 кГц) (пределы измерений $0.1\text{--}9999 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, чувствительность измерений $0.2 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ). Преимущество подобного метода — в его быстроте и в сохранении целостности осадка. После вскрытия одновременно с детальным литологическим описанием выполнялся отбор образцов для комплекса специальных исследований. Пробы для палеомагнитных исследований отбирались с шагом 3 см, для определения влажности — с шагом 10 см, на биогенный кремнезем и для геохимических исследований — с шагом от 2 до 10 см. Кроме того, для подсчета количества основных компонентов осадка были подготовлены смер-слайды. Пробы для них отбирались со средним шагом 10 см.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ НДР-04

Осадки разреза представлены тонкими алевритопелитовыми биогенно-терригенными илами. На основании подсчетов по смер-слайдам показаны соотношения в отдельных слоях частиц песчано-алевритовой и пелитовой размерности, а также диатомового материала (рис. 4). В отличие от байкальских разрезов, четко выраженные диатомовые интервалы встречаются в хубсугульском разрезе достаточно редко и по мощности не превышают 30—60 см. Содержание диатомовых не превышает 10—20 %, в то время как содержание глинистого материала колеблется от 7 до 80 %, а количество песчано-алевритового материала составляет от 1—20 до 15—60, реже 70 % (см. рис. 4). Только в редких прослоях содержание песчаного материала варьирует от 20 до 40 %. Песчано-алевритистый материал присутствует также в виде

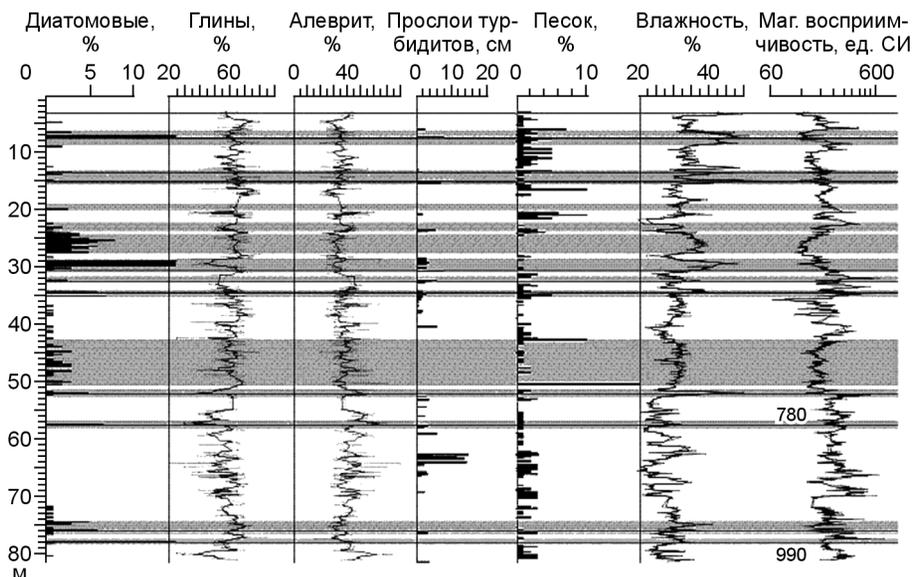


Рис. 4. Распределение количества диатомовых водорослей, частиц глинистой, алевритовой и песчаной размерности (по подсчетам в смер-слайдах), а также распределение турбидитов, содержание воды (влажность) и магнитная восприимчивость в разрезе скв. НДР-04.

Распределение карбонатов в скв. НДР-04

№ п/п	Абс. глубина, см	Сумма карбонатов	Кальцит	Моногидрокарбонат	Mg-карбонат	Доломит	SiO ₂ биог.
		%					
1	2	3	4	5	6	7	8
1	300	2—3	1—2	—	—	1—2	1.18
2	370	Следы	Следы	—	—	Следы	1.21
3	440	15—20	10	—	3—5	3—5	1.32
4	490	20	15	—	3—5	2—3	1.15
5	570	1—3	1—2	—	—	1—2	1.23
6	620	15—20	10—15	Следы	3—5	5—7	1.19
7	658	15—20	10—15	—	2—3	5—7	1.91
8	666	30—35	25	—	—	7—10	1.2
9	676	10	5	—	—	5	1.55
10	686	10—12	3—5	—	—	5—7	1.86
11	694	15—17	7—10	—	—	7—10	1.55
12	704	15	10	—	—	5	1.39
13	712	15	7	—	—	5—7	1.07
14	730	17—20	13—15	—	—	5—7	1.9
15	740	10—15	5—7	—	—	5—7	2.18
16	745	20—25	10	7—10	—	5	2.57
17	780	10	5	—	—	5	1.4
18	858	20—25	15—20	—	—	5	1.16
19	868	25	10—15	—	10	3—5	1.16
20	928	25	10	—	10	5	1.28
21	958	20—25	10—12	—	7—10	5	1.26
22	985	25	10—12	10—12	—	3—5	1.31
23	993	25	10—15	7—10	—	3—5	1.22
24	1033	25	15	5	—	5	1.25
25	1090	3—5	1—2	—	—	2—3	0.85
26	1198	7—10	3—5	—	—	5	0.95
27	1275	20	20	—	—	Следы	1.34
28	1335	25—30	25—28	—	—	1—2	1.23
29	1396	25—30	10	10—15	—	5	1.62
30	1428	20	10	5	—	5	0.73
31	1471	20	10	10	—	Следы	0.97
32	1490	25	20	—	—	5	0.66
33	1501	—	—	—	—	—	1.62
34	1511	—	—	—	—	—	1.92
35	1521	5	5	—	—	Следы	1.24
36	1551	30—35	30	—	—	5	1.02
37	1561	25	10	10	—	5	0.88
38	1579	25	10	10	—	5	1.03
39	1627	30	25	—	—	5	0.82
40	1647	30	25	—	—	5	0.75
41	1687	25—30	10	3—5	*7—10	5	1.13
42	1707	30	7—10	—	*15—17	3—5	0.72
43	1737	30	10	—	*15	5	0.71
44	1747	30—32	10—15	5	*5	7	0.85
45	1764	30—35	20—25	10	—	3—5	0.81
46	1767	25—30	10	5—7	7—10	5	0.98
47	1866	30	10	10	—	10	1.1
48	1886	25	10—15	10	—	5	0.89
49	1906	25	15	—	*3—5	5—7	0.93
50	1936	20—25	7—10	3	*7—10	5—7	0.7
51	1954	20	7—10	5—7	—	3—7	1.04

1	2	3	4	5	6	7	8
52	2077	25	15	—	Следы	10	0.95
53	2270	25	15	—	1—2	7—10	1.41
54	2360	25—30	15—20	—	2—3	7—10	0.82
55	2400	15	10	—	—	5	1.44
56	2507	15	10	—	—	5	2.02
57	2554	15	10	—	—	5	3.04
58	2700	15	7—10	—	2—3	3—5	2.4
59	2763	15—17	10	2—3	1—2	3—5	1.77
60	2828	20	10	5	—	5	1.49
61	2868	20—25	15	Следы	Следы	5—7	1.44
62	2898	2—3	—	—	—	2—3	1.86
63	2928	—	—	—	—	—	4.22
64	2930	—	—	—	—	—	6.04
65	2962	—	—	—	—	—	6.2
66	2994	3—5	—	—	—	3—5	1.71
67	3014	—	—	—	—	—	2.42
68	3024	2—3	—	—	—	2—3	3.59
69	3034	2—3	—	—	—	2—3	4.65
70	3084	15	10	—	*Следы	5	1.49
71	3207	20	15	—	—	5	1.36
72	3297	25	10—15	5—7	—	3—5	0.83
73	3357	20	15	Следы	1—2	3—5	1.44
74	3397	—	—	—	—	—	1.64
75	3467	15—17	10—13	—	—	5	1.38
76	3539	5—7	2—3	1—2	—	2—3	1.67
77	3626	25	20	—	*3—5	3—5	1.0
78	3628	25—30	20—25	—	—	3—5	0.97
79	3638	25—30	20—25	—	*3—5	3—5	0.92
80	3678	25	7—10	—	7—10, *3—5	5	0.75
81	3748	25	7—10	—	7—10, *3—5	5	0.92
82	3799	25	10	—	7—10, *3—5	5	0.98
83	3854	25—30	15	—	10	5—7	0.99
84	3924	20—25	10—15	—	5—7	5	0.63
85	3979	35	15	—	15	5	0.65
86	4028.5	25—27	15	—	7	5	1.04
87	4048.5	35	15	—	13—15	5—7	0.94
88	4106	25	10—12	—	7	5—7	1.03
89	4156	25	15	—	5—7	3—5	1.05
90	4246	20—25	10—15	—	*3—5	5	0.78
91	4303	25	20	—	Следы	5	1.2
92	4353	20	15	—	»	5	1.38
93	4393	20	15	—	»	5	1.35
94	4463	20	15	—	»	3—5	1.51
95	4492	20—25	20	—	»	3—5	1.42
96	4582	15—20	10—15	2—3	1—2	3—5	1.41
97	4620	15—20	10—15	2—3	1—2	3—5	1.25
98	4675	20	15	—	Следы	5	1.71
99	4725	20	15	—	»	3—5	1.52
100	4800	20—25	15	2—3	—	5—7	1.63
101	4884	15—20	10—12	—	1—2	5—7	1.23
102	4977	15	10	Следы	1—2	2—3	1.51
103	5167	5—7	3—5	—	—	2—3	1.6
104	5177	—	—	—	—	—	7.21
105	5183	—	—	—	—	—	6.23
106	5187	—	—	—	—	—	3.52
107	5207	—	—	—	—	—	1.9

1	2	3	4	5	6	7	8
108	5406	25	15	—	—	10	1.02
109	5609	25	10—12	—	5	7—10	1.13
110	5866	15—20	10—12	1—2	Следы	5	1.38
111	6306	25	15	—	»	10	1.2
112	6598	20—25	15	—	»	7—10	0.7
113	6758	25—30	15	—	»	10—15	1.35
114	6878	5—7	2—3	—	—	3—5	1.0
115	7130	10—15	10	—	1—2, *1—2	3—5	Не опр.
116	7337.5	15	10	Следы	1—2	3—5	»
117	7465	15	10	—	1—2, *1—2	3—5	»
118	7534	15—20	10	—	2—3, *2—3	5	»
119	7677	20	10—15	—	2—3	5—7	»
120	7843	15—20	10	—	2—3, *2—3	5—7	»
121	7950	15	5—7	—	2—3, *2—3	7—10	»
122	8098.5	3—5	—	—	1—2	3—5	»

Примечание. Прочерк — минерал не обнаружен. Mg-кальцит (графа 6) представлен в основном низкомагнезиальными разностями ($d_{104} = 3.02\text{—}3.01 \text{ \AA}$), присутствие высокомагнезиальных разностей ($d_{104} = 2.94 \text{ \AA}$) обозначено (*).

мелких линзовидных включений, которые распространены повсеместно, как правило, в глинистых прослоях. Довольно часто в разрезе скважины встречается грубообломочный материал: гравий и галька диаметром от 2—5 до 10 мм. Отмечены единичные находки гальки до 6 см по длинной оси.

Цвет осадков преимущественно темно-оливково-серый, причем для глинистых горизонтов характерны более темные серые и до оливково-черного оттенка. Для редких горизонтов с повышенным содержанием диатомовых характерны оливковые или зеленые тона. Для интервалов с повышенным содержанием песчано-алевритовой фракции иногда характерны рыжеватые оттенки.

Текстура осадков, как правило, варьирует от неясно-слоистой до слоистой, редко линзовидная и массивная. Неравномерная и нечеткая слоистость обусловлена присутствием прослоев и вкраплений гидротроилита (нестабильного водного моносульфида железа, $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), а также изменением гранулометрического состава осадков и частым чередованием оттенков цвета. Линзовидная текстура отмечается преимущественно в глинистых прослоях и обусловлена распространением линз и линзочек алевритового материала мощностью от 0.1—0.5, реже до 1 см. Образование таких линз, вероятно, связано с ледовым разномом.

В разрезе практически не обнаружены следы биотурбации, а также, в отличие от осадков оз. Байкал, конкреции вивианита ($\text{Fe}_3(\text{H}_2\text{O})_8[\text{PO}_4]_2$). Эти наблюдения, возможно, взаимосвязаны, так как включения вивианита в байкальских осадках часто приурочены к ходам бентосных микроорганизмов.

Крайне редкие остатки растений в разрезе представлены углефицированными фрагментами растений или обломками древесины, некоторое увеличение их отмечается в самом основании разреза на глубине 80 м.

Важным компонентом осадка являются карбонаты (таблица), которые характерны для всего разреза скважины, исключая диатомовые интервалы. На некоторых участках встречаются карбонатные стяжения до 0.5 см в диаметре, а на интервале 38—42 м неоднократно встречаются прослой, сцементированные карбонатами, мощностью до 6 см. Осадок в таких прослоях очень плотный и практически полностью растворяется при реакции с кислотой.

ТУРБИДИТНЫЕ ПРОСЛОИ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ НДР-04

Разрез НДР-04 расположен на глубоководном ложе рифтового бассейна вблизи крутого западного борта (см. рис. 1). Следствием такого расположения являются турбидитные прослой, часто встречающиеся в хубсугульском разрезе. В 81-метровом разрезе керна НДР-04 были зафиксированы 49 таких прослоев мощностью от 0.5 до 15 см (см. рис. 4). Типичное строение хубсугульского турбидитного ритма выглядит следующим образом. Поверх неровной эрозионной границы залегает прослой средне- до крупнозернистого полуокатанного песка мощностью до 1—2 см, сменяющийся выше прослоем мелкозернистого полу- и слабоокатанного песка мощностью до 5—10 см и очень мелкозернистого глинистого песка мощностью до 2—5 см. В верхней части ритма залегают прослой как песчанистого, так и глинистого алеврита мощностью 1—3 см, плавно переходящие в перекрывающие тонкие глинистые гемипелагические осадки. Турбидитные прослой в большинстве случаев содержат карбонатный материал, а иногда — тонкие растительные остатки в верхней части. Диатомовый анализ одного из турбидитных прослоев на

глубине 34.43 м показал преобладание в нем мелководного бентосного комплекса диатомей с доминированием видов *Fragilaria sensu lato*. В основании турбидитных прослоев непосредственно под эрозионной границей часто наблюдается обогащение гидротроилитом, что говорит об изменениях окислительно-восстановительного фронта в осадках после быстрого отложения взвеси муьевых потоков. Обогащение гидротроилитом приводит к однородной черной окраске прослоев или обильным пятнистым примазкам черного цвета, как это видно, например, в керне ст. 13 (см. [Prokopenko et al., 2005, рис. 3, С]).

Весьма часто турбидитные прослои отмечаются при переходах от карбонатных илов к диатомовым илам и далее вверх по разрезу опять к карбонатным осадкам, например, 8 из 15 диатомовых интервалов содержат турбидитные прослои мощностью до нескольких сантиметров. Такое распределение соответствует общим представлениям о меньшей стабильности склонов при смене климатических обстановок и колебаниях уровня рифтовых озер. Аналогом прошлых седиментационных обстановок в районе скв. НДР-04 могут служить короткие керны на ст. 13 (см. рис. 1) и ст. Х105-2 (см. рис. 2), отобранные практически в точке бурения. В этих двух кернах голоценовый диатомовый ил нарушен четко выраженным локальным турбидитом мощностью около 5 см. Радиоуглеродные датировки [Fedotov et al., 2004b] указывают, что возможные потери (эрозия) диатомового осадка современного межледниковья незначительны. Вероятно, они не превышают возрастного интервала 1—2 тыс. лет, учитывая, что средняя скорость осадконакопления в голоцене около 4 см/тыс. лет [Prokopenko et al., 2005]. Исходя из этой оценки, можно надеяться, что отложение сходных турбидитных прослоев во время прошлых межледниковий также не приводило к существенным потерям верхнего слоя донных осадков, а следовательно, и к разрывам в палеоклиматической записи.

Как видно на рис. 4, турбидиты в разрезе в целом распределены достаточно равномерно. Заметным исключением в этом отношении является 2-метровая секция 37 бурового керна скв. НДР-04 (абсолютные

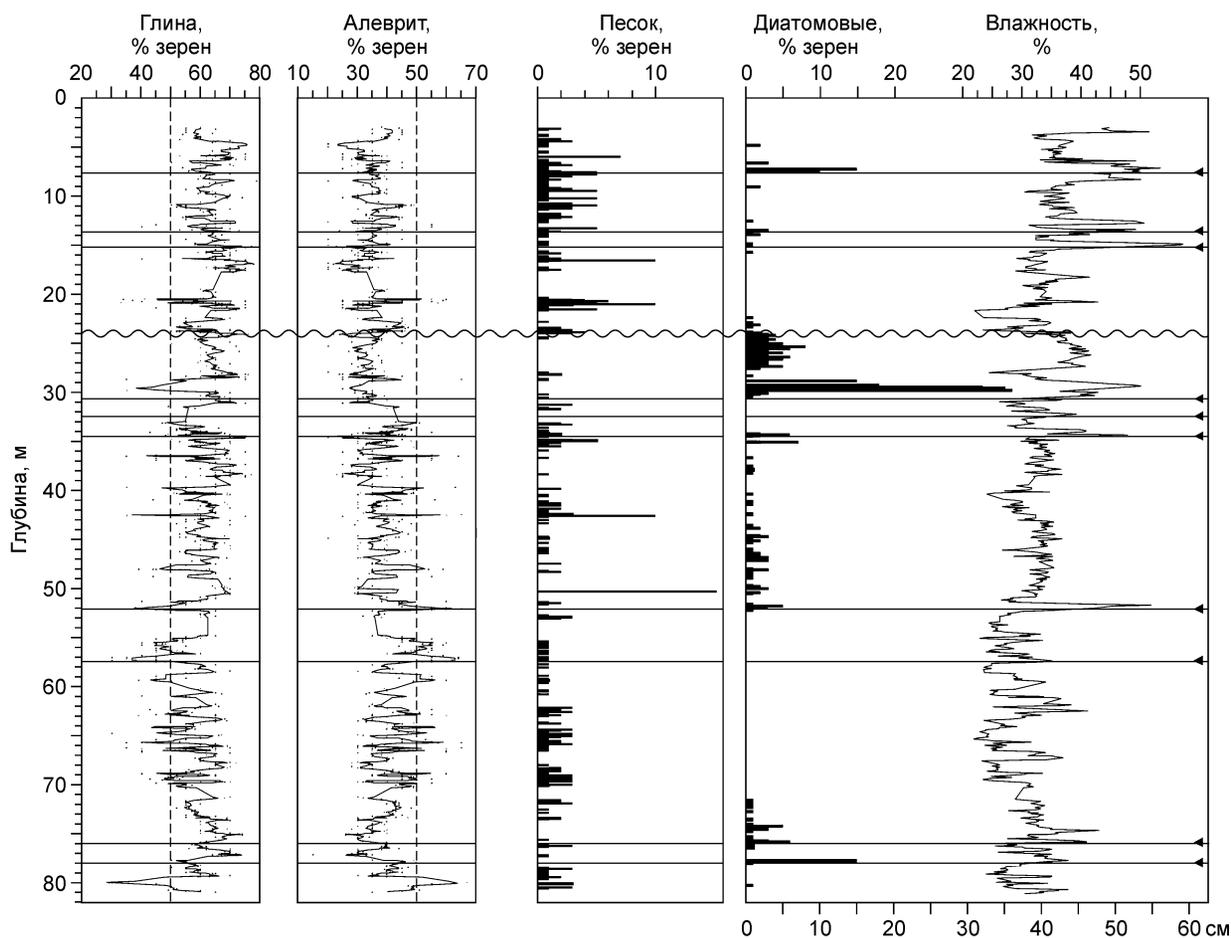


Рис. 5. В разрезе скв. НДР-04 показаны десять переходных слоев (сплошные линии) от карбонатных к диатомовым осадкам, предположительно отражающие смену ледниковых климатических условий на межледниковые.

Положение несогласия показано волнистой линией.

глубины 6186—6392 см), где наблюдается серия из 8 турбидитов близкой мощности и состава (размерности зерен). Вероятно, отложение этой серии необычно мощных (до 15 см) для хубсугульского разреза песчаных турбидитов было связано с эпизодом повышенной тектонической активности западного крыла Хубсугульского рифта.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ HDP-04 И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ

Исходя из приведенной выше истории оз. Хубсугул за последние 20 тыс. лет (см. рис. 3), можно предположить, что прошлые межледниковья в хубсугульском рифтовом бассейне также характеризовались относительно высоким уровнем озера и накоплением диатомовых илов, а прошлые ледниковые периоды — относительно низким стоянием озера и накоплением карбонатных осадков. Изучение буровых кернов — это единственно возможный способ проверить эти предположения. Изучение литологического состава нового керна скв. HDP-04 принципиально важно, так как до сих пор ответить на вопрос о возможной климатической цикличности состава древних хубсугульских осадков не представлялось возможным. Литологические данные по керну скв. KDP-01 (см. рис. 1) длиной 52 м маловыразительны [Fedotov et al., 2004b; Казанский и др., 2005]. Ю.А. Казанский и А.П. Федотов с коллегами предполагают, что ниже единственного диатомового интервала на глубине 5.50—5.74 м осадок является алевроитовой глиной с примесью песка и несколькими прослоями песка невыясненной природы.

В керне HDP-04 (см. рис. 5) в верхних 80 м хубсугульских осадков впервые выявлены, как минимум, 9 (возможно, 10) переходных слоев от карбонатсодержащих глин к диатомовым илам. Для сравнения, на рис. 6 представлены литологическая последовательность ст. 22 (переход от позднеледниковья к голоцену) и аналогичная последовательность среднеплейстоценового возраста из секции 18-1 бурового керна скв. HDP-04. В обоих случаях и переходный светлый карбонатный слой, и диатомовый слой весьма схожи не только по мощности, но также по текстуре и по окраске. Сходство текстуры и состава хубсугульских осадков на интервале 18—10 тыс. лет назад и более древних среднеплейстоценовых литологических переходов предполагает, что в прошлом в оз. Хубсугул тоже происходили циклические изменения уровня и химического состава вод, вызванные периодическими изменениями климата. В таком случае, эти литологические переходы можно интерпретировать как аналоги терминаций холодных ледниковых стадий морской изотопной кривой, которые отмечаются с периодичностью около 100 тыс. лет [Broecker, Van Donk, 1970], и(или) как аналоги теплых интерстадиалов, вызванных климатическими колебаниями большей частоты. Например, резкие изменения осадконакопления и климата с периодичностью прецессионного цикла Земли зафиксированы в байкальской записи в изотопных подстадиях 5d и 7d [Karabanov et al., 1998; Прокопенко и др., 2001]. В настоящее время, в связи с неоднозначностью интерпретации хубсугульских литологических циклов, для построения возрастных моделей на основе подсчета их количества требуются дополнительные данные.

МЕЛКОВОДНЫЕ ФАЦИИ В РАЗРЕЗЕ HDP-04

Весьма значимым наблюдением является 50-сантиметровая последовательность осадков мелководных фаций, впервые обнаруженная в керне скв. HDP-04 (рис. 7, 94—144 см в секции 14-1), в точке, где современная глубина воды составляет 240 м. На горизонте 144 см в этой секции наблюдается резкая смена окраски осадка с черной на серую. Ниже этой границы (см. рис. 7) залегает однородная 4-метровая толща очень тонких однородных карбонатсодержащих глин черного цвета (секции 15, 16). Выше 144 см в секции 14-1 тонкие глины сменяются весьма необычной литологической последовательностью (см.

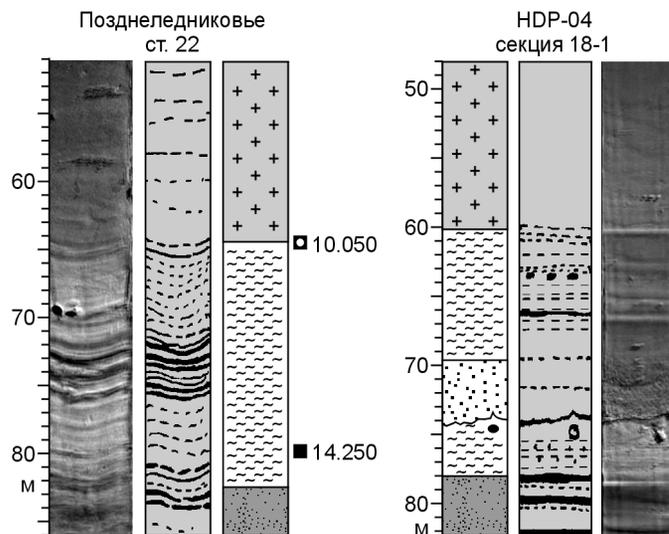


Рис. 6. Сравнение литологии разрезов ст. 22 и секции 18-1 скв. HDP-04.

На обоих разрезах видны переходные типы осадков между диатомовыми илами (верхняя часть разреза) и карбонатными глинами (низы разреза). Усл. обозн. см. на рис. 3.

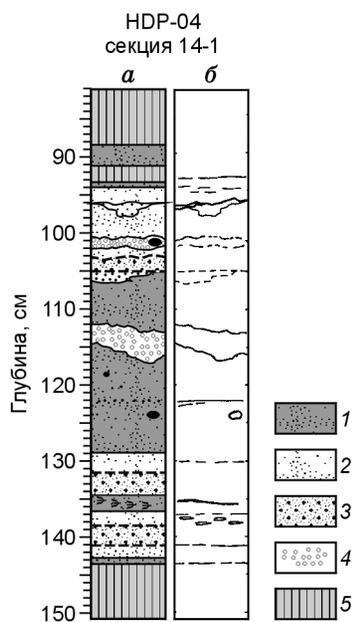


Рис. 7. Литологический разрез секции 14-1 скв. HDP-04.

а — литология осадка, *б* — структурная особенность. Прослои: 1 — алевритовых глин; 2 — глинистого алеврита; 3 — заиленного песка; 4 — карбонатных оолитов; 5 — илы. Ост. усл. обозн. см. на рис. 3.

рис. 7): прослой алевритовой глины (0.5 см), глинистого алеврита (2 см), прослой заиленного песка (2.5 см), глинистого алеврита с линзовидной текстурой (2 см), алевритистой глины с обильными растительными остатками (2 см), песчанистым алевритом (3 см) и глинистым алевритом (3 см). Эта последовательность не является отложениями мутьевых потоков, так как в ней отсутствует градиация размерности, наблюдаемая в типичных хубсугульских турбидитных ритмах, и, очевидно, представляет собой относительно мелководные фации осадков. Предположение о низком стоянии оз. Хубсугул при отложении осадков, вскрытых в секции 14-1, подтверждается наличием двух прослоев карбонатных оолитов: 102—100 и 117—112 см (абсолютные глубины — 23.41—23.42 и 23.52—23.57 м), залегающих поверх неровных эрозионных границ (см. рис. 7). Оолиты обычно формируются в озерных осадках мелководных фаций под влиянием волновой активности. Верхний оолитовый прослой в секции 14-1 подстилается и перекрывается прослоями мелкозернистого полуокатанного песка мощностью 2—3 см (см. рис. 7).

Таким образом, новый керн скв. HDP-04 впервые позволяет утвердительно ответить на вопрос о наличии литологических свидетельств низкого стояния уровня озера в прошлом. До сих пор ответ оставался отрицательным за отсутствием данных, и осадконакопление в осевой части хубсугульского бассейна представлялось непрерывным [Fedotov et al., 2004b; Казанский и др., 2005]. Смена фаций с глубоководных на мелководные в разрезе скв. HDP-04 свидетельствует о том, что уровень оз. Хубсугул в прошлом мог снижаться на величину более 200 м, и древние осадки могли подвергаться размыву. Этот вывод хорошо согласуется с результатами сейсмических исследований, обсуждаемыми ниже.

УГЛОВОЕ НЕСОГЛАСИЕ В ТОЛЩЕ ХУБСУГУЛЬСКИХ ОСАДКОВ И КОРРЕЛЯЦИЯ С РАЗРЕЗОМ HDP-04

Результаты сейсмической съемки 2000 г. на оз. Хубсугул, к сожалению, до сих пор не опубликованы и недоступны, за исключением двух участков глубоководных склонов [Федотов и др., 2002]. Представление о строении осадочной толщи, вскрытой буровыми кернами скважин KDP-01 и HDP-04, можно получить по южной части диагонального профиля, секущего центральную котловину (см. рис. 1). Примерную оценку расстояний и профиль дна можно получить с учетом глубин и относительного расположения (координат) станций отбора гравитационными трубками (см. рис. 2) [Prokopenko et al., 2005]. Примерную глубину границ сейсмоторщ в разрезе можно рассчитать по измеренным в Байкале скоростям звука в воде (1430 м/с) и в осадке (1650—1680 м/с) [BDP Members, 2001]. При составлении схематического разреза центральной котловины оз. Хубсугул (рис. 8) мы исходили из предположения о выдержанности угла падения отражающих горизонтов.

На профиле обращают на себя внимание два очевидных угловых несогласия: между толщами III и IV, а также IV и V [Федотов и др., 2002]. Граница IV—V — наклонная и поэтому попытки оценить ее глубины в осадке в районе буровых скважин вряд ли оправданны (см. рис. 8). Однако граница III—IV, как и отражающие горизонты основания толщи III, залегают горизонтально, и потому продление этих границ в центральную часть котловины представляется вполне правомерным (см. рис. 8). С учетом приведенных выше скоростей звука в воде, в осадке (в среднем 1665 м/с) и средней глубины воды 235 м, угловое несогласие III—IV проходит в толще осадка на глубине около 24 м (см. рис. 8). Буровые керны скважин KDP-01 (53 м) и HDP-04 (81 м) не могли не пройти этого несогласия. Таким образом, сейсмические данные [Федотов и др., 2002] указывают, что хубсугульский разрез, вскрытый буровыми кернами скважин KDP-01 и HDP-04, не может являться непрерывным. „Непрерывная“ возрастная модель, основанная на линейной интерполяции между голоценовым интервалом и сменой полярности Брюнес—Матуяма, предложенная А.Ю. Казанским [2005] и А.П. Федотовым и др. [2002], находится в противоречии с сейсмическими данными того же коллектива авторов. Новый буровой керн скв. HDP-04 позволяет выявить и исправить это противоречие, а также обнаруживает хорошее соответствие литологии и результатов сейсмического профилирования. Обсуждавшаяся выше литологическая последовательность в секции 14-1, фиксирующая низкое стояние оз. Хубсугул, отмечена на глубине 23.85—23.35 м в осадке, что хорошо согласуется с

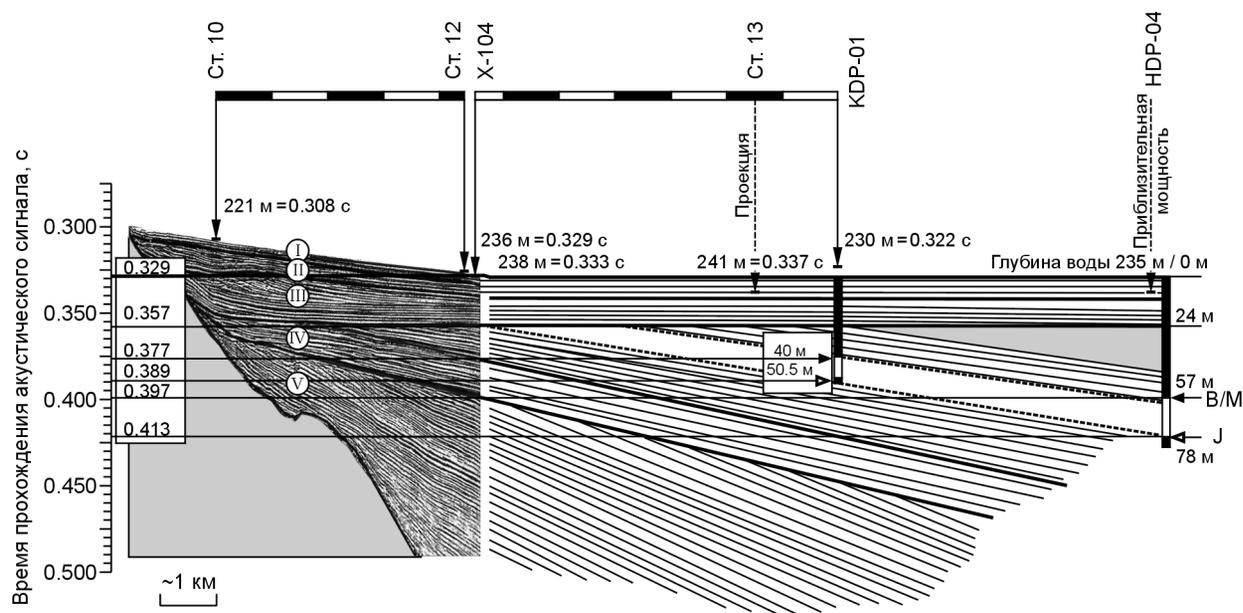


Рис. 8. Участок сейсмического профиля [Федотов и др., 2002] и схематическое строение осадочного чехла оз. Хубсугул в районе глубоководного бурения.

B/M — граница Брюнес—Матуяма; J — верхняя граница субхрона Харамилью.

расчетной оценкой глубины углового несогласия между толщами III и IV по сейсмическим данным. В керне скв. KDP-01 на глубине около 23 м также были обнаружены 6 песчаных и 4 алевритовых прослоя [Казанский и др., 2005], однако авторы, очевидно, не придали значения этим наблюдениям.

Таким образом, сейчас можно с уверенностью заключить, что буровые керны скважин KDP-01 и HDP-04 вскрыли сейсмоторщи I—IV. Разрез хубсугульских осадков в этих скважинах, как и в любой другой части этого рифтового бассейна, не является непрерывным из-за углового несогласия на глубине около 24 м, по возрасту соответствующего средней части эпохи прямой полярности Брюнес. Различия в глубине палеомагнитной границы Брюнес—Матуяма в кернах скв. KDP-01 (40 м) и скв. HDP-04 (57 м) указывает не на разницу скоростей осадконакопления, а на более существенные потери верхней части толщи IV в керне скв. KDP-01 (см. рис. 8, заливка). Керн скв. HDP-04, расположенной у крутого западного борта котловины (см. рис. 1), где мощности осадков максимальны, вскрыл, наверное, самый полный среднеплейстоценовый разрез хубсугульских осадков, который вообще доступен в этом рифтовом бассейне. Наличие несогласия осложняет построение возрастной модели для средней части разреза.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для измерения палеомагнитных характеристик осадков скв. HDP-04 отобраны свыше 2 тыс. ориентированных образцов с шагом 3 см. Измерения проводились на криогенном магнитометре SQUID-3 в лаборатории университета г. Тояма (Япония) совместно российскими и японскими исследователями. У всех образцов была измерена естественная остаточная намагниченность (NRM). Результаты измерений после удаления замеров, приходящихся на участки механического повреждения осадка и турбидиты, показаны на рис. 9. Смена прямой полярности на обратную наблюдается на глубине 57.2 м, а обратная смена полярности — на глубине 78.5 м. Предположительно, эти горизонты соответствуют границам Брюнес—Матуяма и Матуяма—Харамилью, что позволяет оценить возраст забоя скважины в 1 млн лет.

Кроме того, нами было проведено подробное ступенчатое размагничивание (2.5, 5, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70 мТл) 100 образцов (до глубины 57 м с шагом 1 м, глубже — с шагом 50 см). Оно подтвердило возможность использования в первом приближении NRM для определения возраста — после снятия вязкой компоненты полем 5—10 мТл только у 15 % образцов менялось направление полярности. Для сравнения мы приводим график наклонения вектора магнитного поля после размагничивания в переменном поле 10 мТл (рис. 9, б). Сравнение рис. 9, а и б показывает, что в целом картина смены полярности на обоих графиках совпадает.

Следует отметить одну особенность графика наклонений, хорошо проявленную на рис. 9, б, т. е. на графике, построенном по результатам, когда была снята вязкая компонента полем 5—10 мТл. На участке

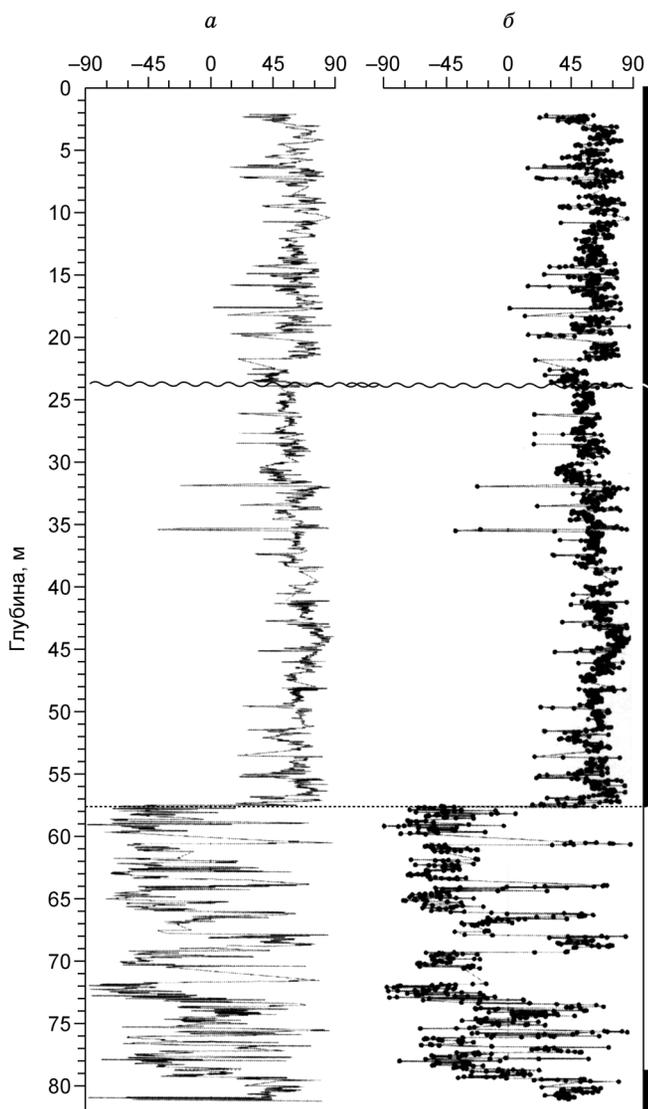


Рис. 9. График остаточной намагниченности разреза скв. НДР-04:

a — естественной; *б* — после снятия вязкой компоненты полем 10 мТл. Волнистая линия — несогласие в разрезе. Крайний столбец: черное — положительная, белое — отрицательная остаточная намагниченность.

керна, отвечающего глубине 22—23 м, прослеживается падение значений наклонений с 60—70° до 40—50°. С этим интервалом связано угловое несогласие, поэтому наблюдаемое изменение абсолютных значений наклонений может быть связано со сменой угла падения слоев осадочной толщи.

Важным результатом исследований разреза скв. НДР-04 является обнаружение нескольких экскурсов в эпоху Матуяма, которые ранее были установлены на Академическом хребте на Байкале в скв. ВДР-96 [Кравчинский и др., 1998]. По аналогии с байкальскими ниже приводятся названия экскурсов, установленных на Хубсугуле, а возраст их принимается на основе байкальских данных (рис. 10). Следует подчеркнуть, что каждый экскурс выделяется на основе более трех определений. В хубсугульском разрезе выделены следующие экскурсы: ВДР-96-23 (800 тыс. лет) — на глубине 60.5 м; ВДР-96-25 (845 тыс. лет) — 66.5 м; ВДР-96-26 (860 тыс. лет) — 68—69 м; Kamikatsura (875—890 тыс. лет) — 68—69 м. Кроме того, в НДР-04 предварительно выявлены три экскурса на глубинах 73.0—74.5; 75.5 и 77.0 м. Правомерность выделения этих экскурсов необходимо подтвердить данными по другим скважинам.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ХУБСУГУЛЬСКИХ СКВАЖИН

Важной особенностью минерального состава, о чем уже упоминалось, является присутствие карбонатов в осадках, формирующихся предположительно в периоды относительно низкого стояния озера. Распределение карбонатов в разрезе скв. НДР-04 изучалось с шагом 1—1.2 м, были проанализированы 56 образцов (см. таблицу). Изучались ориентированные препараты, приготовленные нанесением водной суспензии на стеклянную подложку и высушиванием при комнатной температуре. Съемка образцов выполнена на автоматизированном дифра-

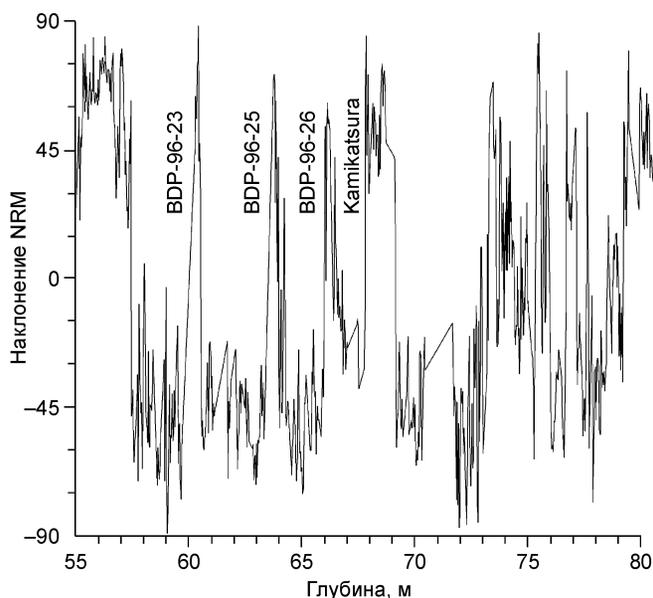


Рис. 10. Экскурсы, выделенные в разрезе скв. НДР-04, сопоставимые с экскурсами, выделенными на Байкале скв. ВДР-96 [Кравчинский и др., 1998].

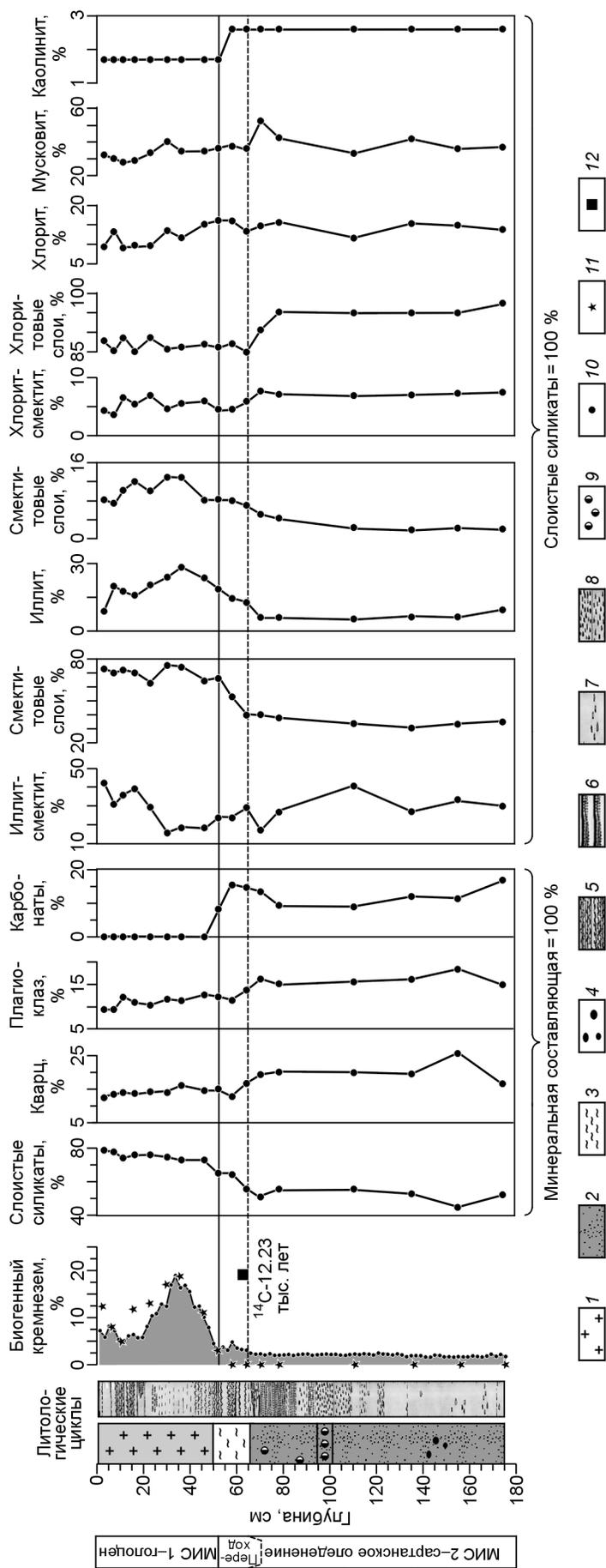


Рис. 11. Распределение минералов в донных осадках в разрезе, вскрытом на ст. 8.

1 — диатомовые илы; 2 — бездиатомовые глинистые алевроиты ледникового генезиса; 3 — тонкослоистый переходный слой; 4 — галька; 5 — реликты захороненных железо-марганцевых корок; 6 — прослой, насыщенные гидротроилитом; 7 — линзовидные текстуры (в основном обусловлены скоплениями грубого материала); 8 — точечные включения гидротроилита; 9 — железистые конкреции диаметром до 1—2 мм; 10 — содержание в пробах SiO_2 биог. по данным щелочной экстракции; 11 — содержание биогенного кремнезема по данным ИК-спектроскопии; 12 — точка определения радиоуглеродного возраста с учетом резервуарного эффекта [Prokorenko et al., 2005].
Кварц, плагиоклаз, карбонаты и сумма слоистых силикатов даны в пересчете на минеральную часть осадка, слоистые силикаты (иллит-смектит, иллит, хлорит-смектит, хлорит, мусковит, каолинит) — на сумму слоистых силикатов, принятую за 100 %.

ктометре ДРОН-4 (излучение CuK_α , графитовый монохроматор, шаг сканирования 0.05 по $2\Theta^0$). Диагностика присутствующих в осадках разновидностей карбонатов выполнена методом рентгенографии с привлечением данных ИК-спектроскопии. ИК-спектры записывались на спектрометре Specord-75 IR, образцы готовились методом прессования таблеток с KBr.

Полный минералогический анализ осадков в настоящее время сделан только для позднеледниковья — голоцена на примере ст. 8 (рис. 11) [Солотчина и др., 2003]. Здесь мы отметим только некоторые общие закономерности распределения минеральных фаз. В пересчете на минеральную часть осадка среднее содержание кварца в алевритистых глинах составляет около 20 %, а в диатомовых (голоценовых) илах порядка 14 %; плагиоклаза ~16 и ~11 % соответственно. Можно заметить, что, как и в байкальских осадках, содержание кварца и плагиоклаза повышено в осадках последнего ледникового периода. Обломочный характер имеют также мусковит и хлорит [Солотчина и др., 2003]. Содержание их мало меняется по разрезу, но все-таки имеется тенденция некоторого уменьшения этих минералов в верхней (теплой) части разреза. Эти данные свидетельствуют о важной роли физического выветривания, поставляющего обломочный материал из водосборного бассейна.

Количество глинистых минералов в осадках голоцена в среднем 50 % минеральной части осадка против 30 %, накопившихся за время последнего оледенения. Осадки межледникового периода характеризуются повышенным уровнем иллита (до 30 %) и высоким содержанием (до 80 %) смектитовых межслоев в структуре иллит—смектиты. Все это указывает на усиление химического выветривания в водосборном бассейне озера при потеплении и увлажнении климата.

Карбонаты в разрезе скв. НДР-04 представлены в основном кальцитом (в среднем ~10—20 %) с примесью доломита (в среднем 5—7 %). Кроме того, довольно часто в осадке обнаруживается магнезиокальцит, в единичных случаях его содержание достигает 5—10 % (см. таблицу). Несомненный интерес представляет обнаружение в осадках керна скв. НДР-04 очень редкого водного карбоната, моногидрокарбоната ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Находки этого минерала в природных условиях единичны и вопросы его генезиса в осадках озер различных регионов мира являются предметом дискуссий. Он является метастабильной фазой и его содержание меняется в керне скв. НДР-04 от 0 до 7—10 %, что указывает на периодичность отложения минерала. Моногидрокарбонат отмечается главным образом в верхней (до 21 м) части разреза скважины, в то время как магнезиокальцит — в нижней. Поскольку уровень оз. Хубсугул в плейстоцене был ниже современного, и в то же время отсутствовал сток, возможно, что повышение минерализации вод являлось одним из важнейших факторов отложения моногидрокарбоната, магнезиокарбоната и соответственно карбонатов. Действительно, в последний ледниковый период, когда уровень Хубсугула опускался на 100 м и озеро стало бессточным [Прокопенко и др., 2003], карбонаты откладывались из толщи воды, в то время как в голоценовых осадках карбонаты отсутствуют [Солотчина и др., 2003; Prokopenko et al., 2005], а судя по распределению их по разрезу скв. НДР-04 отмечаются участки без карбонатов, в них обычно несколько повышенные содержания биогенного кремнезема.

В дальнейшем детальное исследование распределения карбонатных минералов и общего минерального состава хубсугульских осадков с шагом 1—5 см позволит связать смену процессов выветривания в водосборе и аутигенного минералообразования в озере со сменой региональных палеоклиматических условий.

ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ НДР-04

Из результатов исследований бурового керна скв. КДР-01, выполненных в Лимнологическом институте СО РАН, следует, что хубсугульский осадочный разрез не содержит диатомей ниже глубины 5.74 м [Fedotov et al., 2004b]. Однако проведенный нами диатомовый анализ осадочной толщи, вскрытой скв. НДР-04, показал, что диатомовые встречаются в ряде интервалов, являясь важной компонентой осадка, особенно в бескарбонатных слоях.

Характер диатомовой флоры пресноводный. Распределение створок диатомовых водорослей в изученном разрезе неравномерное. Относительно высокое содержание диатомей в разрезе выявлено в интервалах: 7783—7791 см — до 30 млн створок на грамм сухого осадка; 7581 см — до 20 млн створок; 3425—3435 см — до 115 млн створок (первый существенный пик обилия диатомовых водорослей в изученном разрезе); 3229—3237 см — до 20 млн створок; 3018—3042 см — до 140 млн створок (максимальное содержание диатомей в разрезе); 2928—2964 см — до 30 млн створок; 2386—2394 см — до 10 млн створок; 718—754 см — более 100 млн створок на грамм сухого осадка. Данные о численности диатомей хорошо согласуются с результатами полуколичественной оценки по смер-слайдам и анализа содержания биогенного кремнезема (рис. 12).

В изученном разрезе к доминантам диатомовых водорослей принадлежат планктонные представители родов *Stephanodiscus* и *Cyclotella*. Предварительно выделены три интервала глубин, каждый из которых характеризуется специфическим составом диатомового сообщества. В интервале глубин 75—

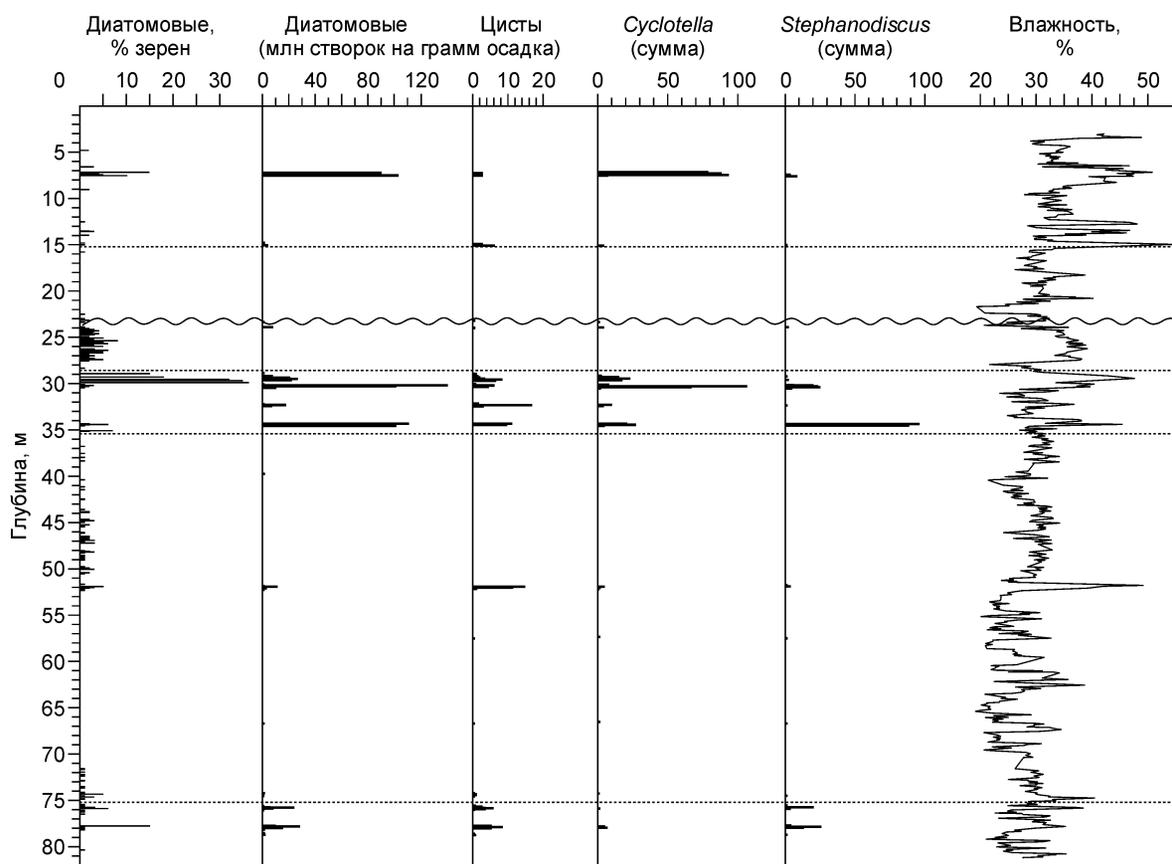


Рис. 12. Распределение диатомовых по родам и изменение влажности в разрезе скв. HDP-04.

80 м установлено сообщество диатомей с преобладанием двух, по всей вероятности, вымерших видов *Stephanodiscus* и незначительным количественным содержанием *Cyclotella* sp. aff. *C. comta*. Совершенно иной состав доминантных видов *Stephanodiscus* и *Cyclotella* встречен в интервале глубин 28—35 м. Среди них вымершие мелкие и крупные виды *Stephanodiscus* имеют пик встречаемости (до 100 млн створок на грамм сухого осадка) на глубине 34—35 м, а виды *Cyclotella*, принадлежащие к кругу форм *C. minuta*, показывают высокие оценки обилия (более 100 млн створок) в интервале глубин 29—30 м. С глубины 15 м и выше в диатомовом сообществе господство переходит к видам *Cyclotella*, относящимся к комплексу *C. ocellata*. Таксономическая принадлежность диатомей будет уточнена в дальнейшем в результате ультраструктурного изучения створок диатомовых водорослей с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ).

В распределении цист хризифитовых водорослей в изученном разрезе выявлены 9 пиков. Максимальная численность их отмечена на глубине 3229 см (более 16 млн цист на грамм сухого осадка). Кроме того, довольно высокое количественное содержание цист хризифитовых установлено на глубинах 5193, 3437, 2960, 1500 см.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ HDP-04

Ранее палинологическим методом изучались датированная среднепозднеголоценовая [Dorofeyuk, Tarasov, 1998], не обеспеченная датировками позднеледниково-голоценовая [Федотов и др., 2001] толщи отложений оз. Хубсугул, а также хорошо датированная позднеледниково-голоценовая толща [Prokopenko et al., 2005]. Опыт такого изучения позволил составить надежную, по сути модельную, на сегодняшний день палиностратиграфическую шкалу изменения растительности и природной среды за последние 15 тыс. лет (рис. 13), которая теперь может рассматриваться как опорная шкала для интерпретации результатов пыльцевого анализа в более древний (плейстоценовый) этап условий формирования осадков озера. Последовательность изменения ландшафтно-климатических условий со времени позднеледникового представляется следующим образом.

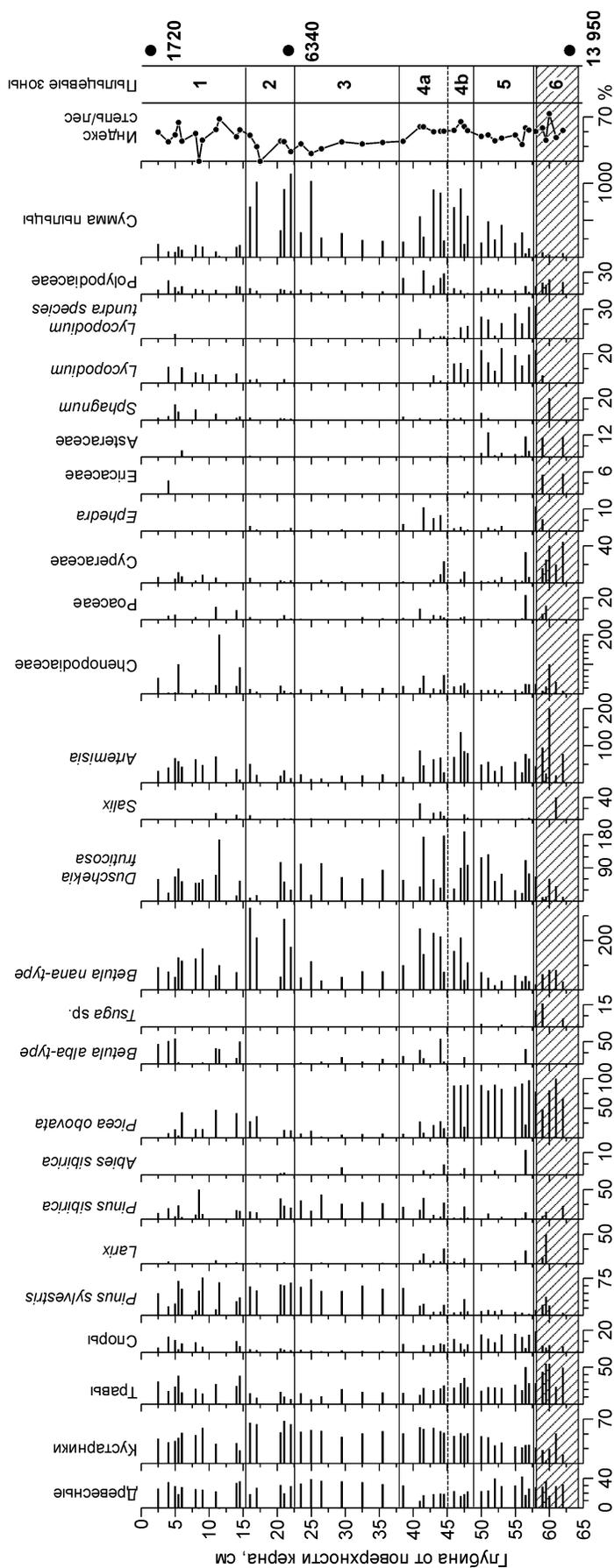


Рис. 13. Спорво-пыльцевая диаграмма для позднеледниковых и голоценовых отложений.

Построена на основании изучения разреза ст. 8 (оз. Хубсугул).

Состав пыльцы в спектрах, соответствующих интерстадиалу беллинг—аллеред, очень специфичен. Это пыльца растений, главным образом формирующих в настоящее время полынно-маревые степи, заболоченные кустарниковые тундры в среднегорном поясе из *Betula nana-type*, *Duschekia fruticosa* и безлесные болотные ассоциации из осок, эрикоидных кустарничков, сфагновых мхов (*Suregaceae*, *Ericaceae*, *Sphagnum*). Растительность подобного состава в настоящее время существует в пределах юга зоны кустарниковых тундр и лесотундр. *Suregaceae* формирует болота низинного типа, что означает преимущественно почвенное (не атмосферное) питание этих болот — поступление влаги снизу. Таким образом, реконструируется резко-континентальный холодный климат с дефицитом атмосферного увлажнения. Появление в спектрах переотложенных зерен экзотов (в колонке *Tsuga*) — результат эрозии в процессе заморзания—оттаивания слоя мерзлоты. Известно, что для южной части криолитозоны присутствие в спектрах большого количества пыльцы осок при существенном содержании пыльцы полыни является индикатором широкого распространения многолетне-мерзлых пород (ММП). Господство в группе недревесных растений пыльцы злаков, полыни и разнотравья при малом содержании древесных также является признаком присутствия ММП [Гравис, Лисун, 1974]. При переходе от позднего дриаса к раннему голоцену продолжает господствовать лесотундровая растительность из ели *Picea* и лиственницы *Larix*, причем первая, вероятно, по долинам и краям заболоченных дельт, вторая — по склонам. При этом падение обилия пыльцы *Betula nana-type* индицирует некоторую деградацию слоя многолетней мерзлоты, а увеличение обилия пыльцы *Duschekia* наряду с уменьшением обилия ксерофитных трав, особенно *Chenopodiaceae*, может означать небольшое повышение зимнего атмосферного увлажнения или, по крайней мере, под-

вижку в сторону более мезофитных условий. Обилие спор *Lycopodium*, особенно *Lycopodium dubium*=*L. pungens*, поступающих в воды озер обычно в процессе переноса их водными потоками, является признаком широкого развития открытых, безлесных пространств — каменистых склонов, зарослей кустарников, редколесий и арктических тундр высокогорий. Климат стал менее континентальным, с повышенным атмосферным увлажнением. Начиная с 9.5 тыс. л.н. в палиноспектрах фиксируется экспансия лесной растительности: расширение площадей кедровых с примесью пихты и ели лесов в горно-таежном поясе, сосновых и лиственничных — на подгорных равнинах. Резко сократились площади кустарниковых ассоциаций на холодных, влажных почвах. Снизилась и роль степной растительности. Такая смена растительности может означать снижение континентальности климата, возрастание уровня атмосферного увлажнения, повышение температур как зимних, так и летних сезонов. Такой тип растительности преобладал в Прихубсугулье до 6.5 тыс. л.н. и очевидно характеризовал оптимум голоцена с прохладным и влажным климатом. Сравнение с современным растительным покровом позволяет лучше понять климатические условия, благоприятствующие максимальному развитию хвойных лесов в горах юга Восточной Сибири и Монголии. Хвойные леса здесь приурочены только к наименее инсолируемым склонам теневых экспозиций, поскольку естественное возобновление наблюдается только в конусе тени деревьев, на вырубках же всходы погибают при 52 °С после 5-минутного перегрева [Гирс, Зубарева, 1979], а температура на поверхности почвы в 50—60 °С наблюдается в июне—августе в течение 10—12 дней [Виппер, 1968]. В Северной Монголии наибольшее разнообразие хвойных характерно для северных и восточных склонов хр. Хэнтей, где годовая сумма осадков достигает 500 мм, причем 20 % из них выпадает зимой [Национальный атлас..., 1990]. Климат Хэнтея отличается невысокой континентальностью — относительно теплой зимой и прохладным летом. Именно это и позволяет в горно-лесном поясе развиваться хвойным лесам из лиственницы, кедра с незначительной примесью ели и пихты. Значит, в оптимуме голоцена, который завершился около 6 тыс. л.н., среднегодовая сумма осадков могла быть на 100—150 мм выше ее современных значений и составлять около 500 мм, а температуры летних сезонов несколько ниже современных, что и являлось решающими факторами расширения площадей горно-лесного пояса. Снижение уровня аридизации климата подтверждается и пониженными значениями индекса степь—лес.

В интервале 6.5—5.5 тыс. л.н. наблюдается усиление позиции кустарниковых ассоциаций из *Betula nana*-type и *Duschekia fruticosa*, а чуть позже — долинных ельников и уменьшение роли кедра и сосны, вероятно вследствие похолодания, снижения испарения и соответственно повышения уровня локальной увлажненности. В интервале 5.5—3.5 тыс. л.н. преобладают степной и лесостепной типы растительности, отражая наступление сухого и относительно теплого климата. В последние 3.5—3 тыс. лет характер растительности был уже близок к современному. Кустарниковые группировки со сфагново-осоковым покровом стали занимать ограниченные места обитания с переувлажненным субстратом — долины рек, склоны теневых экспозиций.

Таким образом, отмеченные тенденции в развитии растительности и изменении климата бассейна оз. Хубсугул на протяжении последних 14 тыс. лет довольно хорошо совпадают с таковыми, происходившими в бассейне оз. Байкал, и следуют тенденциям изменения природно-климатических условий в Северном полушарии. При этом необходимо отметить, что физико-географическое положение бассейна Хубсугула привело к проявлению некоторых региональных особенностей в палеоклиматическом тренде. Они выразились в существовании на территории Прихубсугулья более сухого и теплого оптимума голоцена по сравнению с таковым, проявившимся на территории смежных регионов, например, Прибайкалья, Китая, Дальнего Востока — регионов, расположенных или в зонах прямого влияния океанического (муссонного) климата, или в зонах контакта крупных воздушных фронтов.

Для изучения видового состава пыльцы в буровом керне скв. HDP-04 были отобраны 64 образца из интервалов с повышенным содержанием биогенного кремнезема. По аналогии с голоценом, эти интервалы должны соответствовать межледниковьям или интерстадиалам, что могло бы, в определенной степени, гарантировать получение репрезентативных спорово-пыльцевых спектров (рис. 14). Большей частью так и оказалось, но также интересен факт высокой насыщенности пыльцевыми зернами тех отложений, для которых содержания $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ оказались низкими (1—2 % в интервале 12.5—15.7 м; 2—3.5 % в интервале 24—27.5 м). Исследованы 32 образца в интервале 12.5—15.7 м с шагом опробования 10 см и 32 образца характеризуют интервал керна от 24 до 27.5 м с той же частотой опробования. Получается, что при средней скорости осадконакопления 4—7 см/тыс. лет [Prokopenko et al., 2005] извлечена запись изменения растительности и природной среды бассейна оз. Хубсугул с разрешением около 1—1.5 тыс. лет.

Образцы для целей палинологического анализа подвергались химической обработке согласно методике, рекомендованной программой PALE 1995 г. Все полученные спорово-пыльцевые спектры содержали достаточное для интерпретации количество зерен микрофоссилий (от 140 до 1200). В целом в составе СПС определены пыльца и споры 72 таксонов растительности разного ранга. Из этого разнообразия выделены наиболее информативные индикаторы палеоклимата и представлены на спорово-пыльцевой диаграмме (см. рис. 14). Процентное содержание каждого таксона вычислялось от суммы пыльцы

древесных растений в спектрах. Значения индекса степь—лес, демонстрирующего отношения изменения относительного обилия пыльцы типично степных и типично лесных элементов растительности, а значит, и относительные изменения в режиме атмосферного увлажнения, рассчитаны по формуле, предложенной в работе [Traverse, 1988] и несколько модифицированной нами [Безрукова и др., 2005].

Согласно особенностям изменения состава СПС на диаграмме для изученных интервалов керна выделены 7 палиностратиграфических зон, соответствующих этапам изменения растительности и природной среды бассейна оз. Хубсугул (см. рис. 14).

СПС зоны HDP₇ характеризуют состав ландшафтов, структуру растительности и климат времени аккумуляции отложений из интервала 25.7—27.5 м. Их состав остается практически однородным на протяжении всего времени формирования этих отложений. В общем составе СПС преобладает пыльца древесных и травянистых растений, среди древесных — пыльца сосны обыкновенной *Pinus sylvestris* и кедра сибирского *Pinus sibirica* при значительном участии пыльцы ели *Picea obovata*. В группе травянистых доминирует пыльца полыней *Artemisia* и осок Сурегасеae. Такой состав СПС отражает преобладание в бассейне озера лесостепных ландшафтов с разнотравно-полынными степями, злаково-осоковыми луговыми группировками. На речных террасах могли преобладать сосновые с лиственницей остепненные леса, по долинам рек — еловые. Горно-лесные комплексы были сформированы кедровыми лесами с лиственницей, с подлеском из березок, душекки, ивы. К концу периода (HDP₇—HDP₆) расширились площади степных группировок. Согласно изменениям значений индекса степь—лес, уровень атмосферного увлажнения был близок к современному на протяжении большей части времени формирования осадков этого интервала, и лишь к его заключительным этапам (HDP₆) стал нарастать дефицит увлажнения. В целом климат, охарактеризованный СПС зон HDP₇—HDP₆, был близок к климату голоцена — умеренно-влажный и умеренно-теплый. Таким образом, палинологический анализ свидетельствует о теплом, межледниковом периоде, отвечающем формированию осадков данного интервала. В то же время содержание биогенного кремнезема в этом интервале всего 2—3.5 %, содержание карбонатов на глубине 27 м — 15 %.

В общем составе СПС времени формирования зоны HDP₅ преобладает пыльца древесных и кустарниковых растений, отражая распространение кедрово-лиственничных лесов с обильным подлеском из березок и ольховника в горно-лесном поясе и остепненных сосновых и березовых лесов с маревопопынными группировками в условиях умеренно-холодного и достаточно влажного климата. Такие условия позже (зона HDP₄) сменились коротким интервалом сухого и теплого климата с господством степных и лесостепных ландшафтов. В составе лесостепей произрастали сосново-березовые группировки, ильмовые с лещиной и ольхой парковые ассоциации по долинам рек. Доминировали марево-полынные степи, злаково-осоково-разнотравные луга. Кратковременный этап ксерофитизации подтверждается и существенным повышением обилия пыльцы рода частуха *Alisma* — обычного прибрежно-водного растения для стоячих или медленно текущих вод. Возможно, происходило некоторое снижение уровня озера, что способствовало расселению обильных зарослей частухи по краям зарастающих берегов.

На протяжении следующего относительно короткого этапа (зона HDP₃) происходит возврат к умеренно-теплому и влажному климату и расширению горно-лесного пояса. Из состава СПС почти полностью исчезает пыльца прибрежно-водных растений, свидетельствуя о подтоплении ранее заболоченных пространств и нарастании глубин прибрежной зоны.

Следующий этап (зона HDP₂) вновь характеризовался образованием обширной прибрежной, мелководной зоны, зараставшей гигрофитами (частухой) и хвощами. В это время в условиях сухого, но уже прохладного климата, о чем свидетельствует малое участие в составе растительности широколиственных элементов дендрофлоры (ильм, лещина, ольха), преобладали марево-полынные степи, злаково-осоково-разнотравные ассоциации. Согласно составу СПС из зоны HDP₁, природно-климатические условия периода характеризовались существованием аридного, умеренно-теплого климата. Это подтверждается присутствием в составе спектров пыльцы представителей умеренно-термофильной флоры, таких как ильм, лещина и широким распространением березняков. Сравнение этого интервала, где был проведен палинологический анализ, с данными минералогии показывает высокое содержание в разрезе карбонатов (20—35 %, см. таблицу). Это хорошо согласуется с данными об обмелении озера.

В целом анализ состава и изменения растительности показал, что на протяжении плейстоцена структура и общий состав растительности отражали неоднократные изменения степени увлажненности территории, индицируя существование довольно аридных условий. Колебания климата могли приводить к вертикальному смещению границ растительных поясов этого горного района и меньшим образом затрагивали подгорно-равнинные территории, остававшиеся постоянно в пределах степного пояса. При этом следует заметить, что наличие или отсутствие карбонатов позволяет относить время формирования осадков в ледниковые или межледниковые периоды. Это хорошо согласуется и с палинологическими данными. Однако в более глубоких частях разреза (интервал 24—27.5 м) результаты палинологического анализа указывают на теплый влажный климат, при этом в осадках отмечаются карбонаты. Очевидно,

только детальные палинологические и минералогические исследования позволят восстановить изменения окружающей среды и палеоклимата в водосборном бассейне оз. Хубсугул.

ВОЗМОЖНАЯ ВОЗРАСТНАЯ МОДЕЛЬ СКВАЖИНЫ HDP-04

Непрерывные осадочные записи из оз. Байкал с высокоамплитудными периодическими изменениями содержания биогенного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{биог.}}$) ранее позволили построить надежные возрастные модели для региональных климатических записей. Было показано, что закономерные изменения $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ подчиняются цикличности астрономических параметров Миланковича [Colman et al., 1995; Williams et al., 1997; Prokopenko et al., 2006]. Впоследствии байкальские аналоги каждой из морских изотопных стадий (МИС), а также большинства подстадий [Prokopenko et al., 2001a,b] были идентифицированы в возрастном диапазоне 0—1.25 млн лет и привязаны к детальной диатомовой стратиграфической записи [Khursevich et al., 2001, 2005]. Поскольку полые створки диатомей ($\text{SiO}_{2\text{биог.}}$) являются одним из главных компонентов осадка, такие физические параметры, как магнитная восприимчивость [Кинг и др., 1993] и влажность [Грачев и др., 1997], также воспроизводят четкую цикличность орбитальных параметров.

Таким образом, по аналогии с оз. Байкал, построение возрастной и стратиграфической шкал на основе выделения интервалов, коррелируемых с морскими изотопными стадиями и подстадиями, вполне оправданно и для хубсугульского разреза. Однако наличие несогласия на глубине 23.84 м осложняет задачу, так как неизвестен возрастной диапазон утраченных (размытых) осадков. К тому же, по сравнению с Байкалом, сигналы $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ (а следовательно, влажности и магнитной восприимчивости) гораздо менее выразительны. Ниже мы предпринимаяем попытку примерно оценить возможные потери и возраст толщ на несогласном контакте, основываясь на оценке средних скоростей осадконакопления и на профилях изменения физических свойств осадка в верхней части разреза.

На данный момент можно полагаться лишь на три контрольные точки с оценками возраста: позднеледниковье—голоцен (радиоуглеродные датировки) и две границы перемены полярности на глубинах 57.2 и 78.5 м, коррелируемые соответственно с границами Брюнес—Матуяма (~780 тыс. лет, МИС 19) и Матуяма—Харамильо (~990 тыс. лет, МИС 27). Расчетная средняя скорость осадконакопления между этими палеомагнитными границами составляет около 10 см/тыс. лет. Экстраполируя эту скорость вверх по разрезу, возраст осадков непосредственно под несогласной границей в разрезе HDP-04 можно определить как ~450 тыс. лет (МИС 12). Межледниковый состав наземной флоры (преобладание пыльцы древесных) в осадках, подстилающих несогласную границу (рис. 15), предполагает, что этот интервал в HDP-04 вероятнее коррелирует с МИС 13 (~480—520 тыс. лет).

Скорость осадконакопления в верхней части разреза для экстраполяции до глубины 23.84 м можно оценить на основании определения радиоуглеродного возраста [Prokopenko et al., 2005] в разрезах, полученных грунтовыми трубками. Длина разрезов не превышает 1.8—2 м, а скорость осадконакопления составляет около 6 см/тыс. лет, исходя из этого значения, расчетный возраст несогласной границы — около 400 тыс. лет (начало МИС 10). Профиль влажности в разрезе HDP-04, по аналогии с байкальским, можно использовать для проверки вышеприведенных оценок, если предположить, что пики влажности, соответствующие диатомовым интервалам на глубинах 7.5 и 15 м, приходятся на межледниковые интервалы последнего (МИС 5e) и предпоследнего (МИС 7e) межледниковий с возрастом 127 и 240 тыс. лет. Расчетные скорости осадконакопления до этих пиков составят 6.0 и 6.2 см/тыс. лет, что прекрасно совпадает с оценкой по радиоуглеродным датировкам.

Дополнительным способом проверки этой оценки является спектральный анализ частот в сигналах биогенного кремнезема, влажности и магнитной восприимчивости (рис. 16). Несмотря на достаточно низкую амплитуду этих сигналов, в спектрах их частот обнаруживается заметный пик. Если его интерпретировать как пик, вызванный изменением наклона земной орбиты с периодом 41 тыс. лет*, то скорость осадконакопления в верхней части разреза составит 7 см/тыс. лет, а в нижней части разреза — 10.5 см/тыс. лет, что мало отличается от оценок приведенных выше.

Таким образом, по предварительным оценкам возрастной диапазон интервала осадков, утраченных в хубсугульской записи скв. HDP-04 в результате падения уровня и размыва древних отложений, соответствует как минимум 400—480 тыс. лет. Необходимо оговориться, что эта оценка консервативна, так как она основана на предположении о постоянстве средних скоростей осадконакопления. Например, на профилях влажности и обилия диатомовых не обнаруживается четкий пик, который мог бы соответствовать межледниковью МИС 9e (~320—340 тыс. лет). Таким образом, не исключена возможность больших потерь в средней части разреза. Кроме того, привязка межледникового сигнала в

* Пик, связанный с периодом 41 тыс. лет, наиболее четко проявлен на диаграммах влажности и биогенного кремнезема.

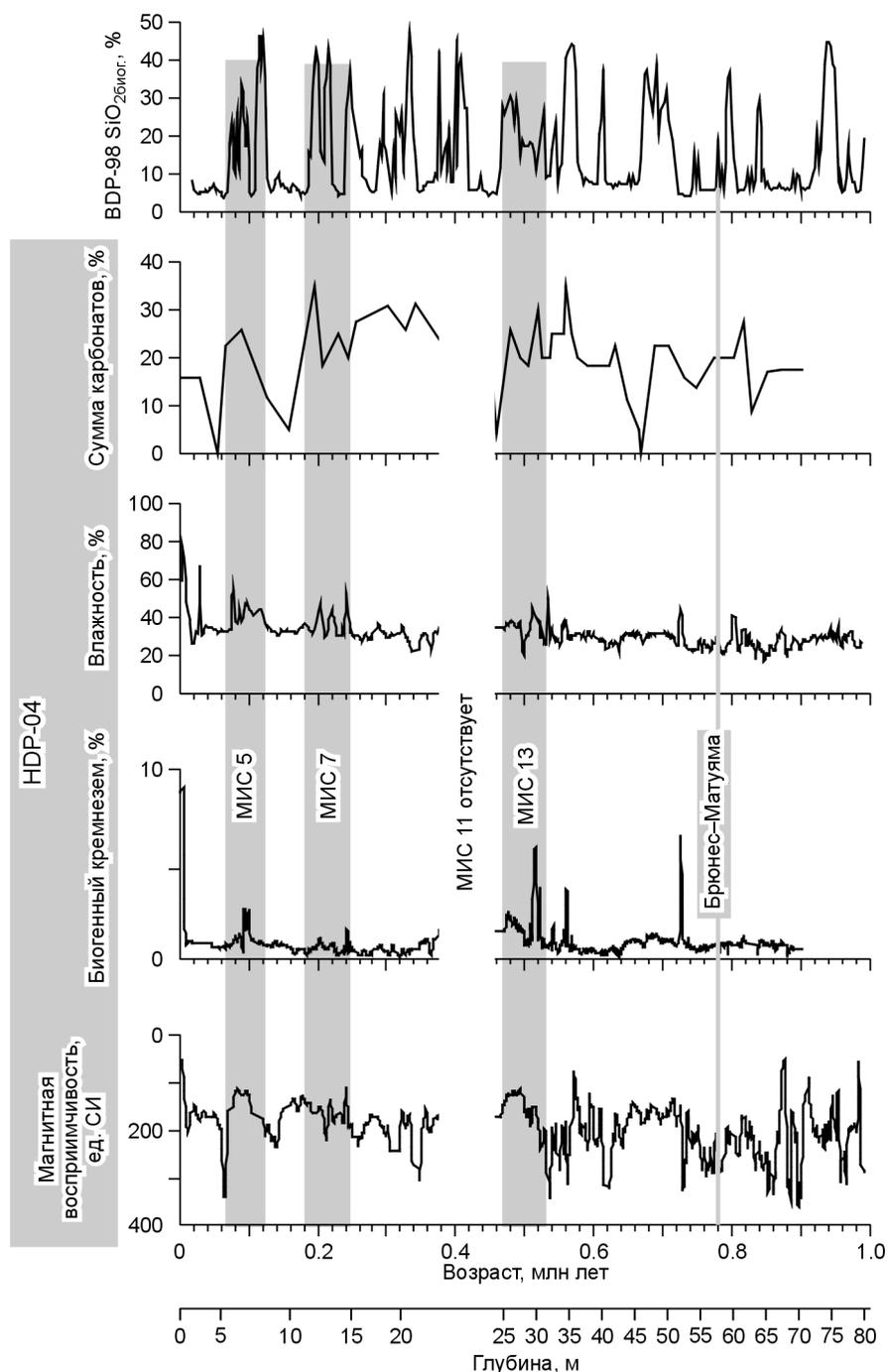


Рис. 15. Распределение величины магнитной восприимчивости, содержания биогенного кремнезема, карбонатов и величины влажности осадков в разрезе скв. HDP-04.

Распределение этих величин совмещено с распределением $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ в скв. BDP-98 [Коллектив..., 2000]. Приведенные графики совмещены с возможной возрастной моделью скв. HDP-04.

осадках, непосредственно подстилающих несогласную границу, к верхней части МИС 13 также неоднозначна. Сложность заключается в том, что продолжительный среднеплейстоценовый интервал МИС 13—15а (~480—590 тыс. лет) отличался стабильными условиями осадконакопления и выветривания в водосборе, а также малыми вариациями в составе водной флоры, как это было показано для оз. Байкал [Prokopenko et al., 2002]. Поэтому в скв. HDP-04 однородная толща межледниковых осадков может соответствовать не полному тепловому интервалу древнее 480 тыс. лет, а лишь его части.

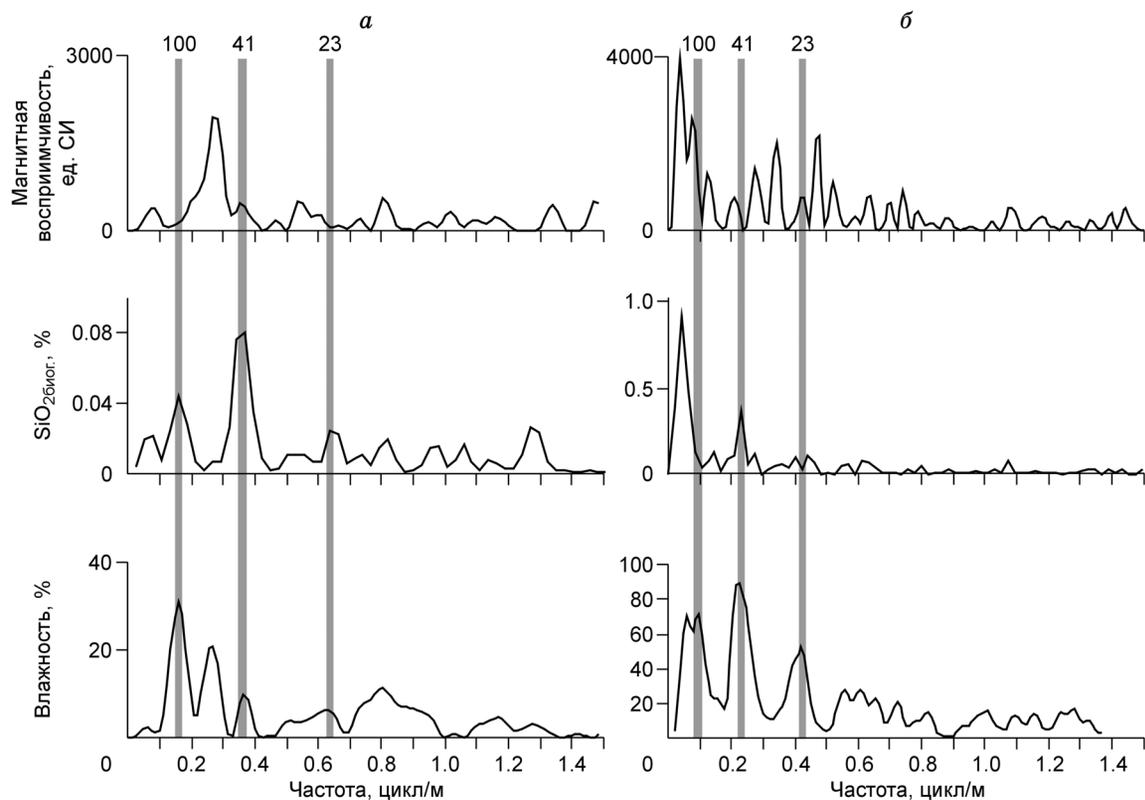


Рис. 16. Амплитудные спектры записи биогенного кремнезема, влажности и магнитной восприимчивости скв. НДР-04 для интервала:

а — 11—22 м; *б* — 23—76 м. Темным цветом выделены пики, соответствующие периодическому изменению наклона земной оси с периодом 41 тыс. лет. На основе этого для верхней части разреза (11—22 м) скорость осадконакопления определена 7 см/тыс. лет, для нижней (23—76 м) — 10.5 см/тыс. лет.

По мере получения более детальных анализов, возрастная модель разреза скв. НДР-04 будет уточняться. Предварительные оценки тем не менее указывают на весьма любопытное наблюдение: аномальное во многих отношениях межледниковье МИС 11 [Howard, 1997] в хубсугульской котловине характеризовалось аномально низким уровнем озера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Буровой керн скв. НДР-04, представляющий собой самую длинную и полную осадочную запись этой котловины за последний 1 млн лет, впервые вскрыл разрез донных отложений оз. Хубсугул до глубины 81 м. Уровень озера и минерализация вод за это время претерпевали периодические изменения, что нашло отражение в циклической смене донных осадков от карбонатных к диатомовым интервалам. При переходе позднеледниковье—голоцен такая литологическая последовательность хорошо задокументирована и надежно датирована радиоуглеродным методом. В более древней части разреза скв. НДР-04 насчитываются, как минимум, девять подобных литологических переходов. Весьма вероятно, что закономерное изменение состава донных осадков оз. Хубсугул также вызвано циклами Миланковича (периодическими изменениями параметров земной орбиты), аналогично байкальским циклам накопления биогенного кремнезема.

Палеомагнитные исследования позволили идентифицировать смену полярности на глубинах 57.2 и 78.5 м как границы Брюнес—Матуяма и Матуяма—Харамильо. Наличие хорошо выраженных экскурсов между этими границами в будущем поможет построить более детальную палеомагнитную возрастную шкалу для этого интервала.

Впервые за историю изучения байкальской рифтовой зоны вскрыт 81-метровый разрез гемипелагических осадков, в котором практически непрерывно присутствуют карбонаты. Наличие карбонатов открывает новые возможности для изучения прошлых изменений водного баланса и, возможно, температурного режима, используя стабильные изотопы и другие геохимические индикаторы. Самой распространенной минеральной фазой среди карбонатов является кальцит, отмечаются также магнезиокальцит и доломит.

Важным результатом является обнаружение моногидрокальцита, редкой метастабильной фазы, генезис которой требует дальнейшего изучения.

Из-за расположения точки бурения около крутого западного берега в разрезе скв. НДР-04 часто встречаются турбидитные прослои мощностью от 1 до 5, реже до 15 см (всего 49 таких прослоев). Повышенное обилие и мощность турбидитов на глубине 62—64 м может указывать на эпизод тектонической активизации западного борта котловины.

На глубине 23.84 м в керне скв. НДР-04 наблюдаются мелководные фации, указывающие на чрезвычайно низкий уровень озера. Интерпретация сейсмического профиля, секущего хубсугульскую котловину, предполагает наличие углового несогласия на расчетной глубине 24 м в осадке и таким образом хорошо согласуется с литологическими данными скв. НДР-04.

Предварительная возрастная модель предполагает размыв среднеплейстоценовых осадков, соответствующих интервалу МИС 12—10 (480—400 тыс. лет), или даже более широкому интервалу, охватывающему верх МИС 13 и основание МИС 9. Согласно интерпретации профилей содержания диатомовых, влажности и магнитной восприимчивости, межледниковые интервалы МИС 5 и МИС 7 полностью представлены в верхней части разреза скв. НДР-04.

Диатомовый анализ указывает на пресноводный характер флоры на всех интервалах, где отмечены диатомовые прослои. В разрезе скв. НДР-04 выделяются три широких интервала, отвечающих основным этапам развития диатомовой флоры. Согласно предварительным данным, ряд видов диатомовых в нижней части разреза могут оказаться вымершими эндемичными хубсугульскими видами.

Результаты палинологического анализа отдельных интервалов керна скв. НДР-04 указали на представительный состав пыльцы в осадках и тем самым подтвердили перспективность этого метода для дальнейшего изучения. Межледниковые ассоциации с преобладанием пыльцы древесных отмечены не только в диатомовых, но также и в карбонатных интервалах. Постоянное присутствие степных элементов, совместно с древесными, отвечает разнообразию ландшафтных обстановок для каждого из изученных интервалов. В целом состав растительности в керне скв. НДР-04 указывает на более высокую степень аридности климата хубсугульского водосборного бассейна по сравнению с байкальскими записями.

Данная статья является первой публикацией коллектива участников проекта „Хубсугул-бурение“ и открывает цикл работ, посвященных новой осадочной записи байкальской рифтовой зоны — разрезу, вскрытому буровым керном скв. НДР-04.

Статья подготовлена к печати М.И. Кузьминым и А.А. Прокопенко. Большую помощь в подготовке рукописи оказала С.О. Котоманова.

Работы по проекту „Хубсугул-бурение“ проводились при поддержке РФФИ (гранты 02-05-64781, 02-05-65134, 03-05-65127, 03-05-64579, 05-05-97302, 05-05-66942-ЯФ_а, 06-05-64671, 06-05-64931); интеграционными проектами СО РАН № 147, 121, 108, 6.10; программами Президиума РАН № 14.6, 13.8, а также NSF АТМ-0402351; грантами Центра приоритетных программ XXI в.: „Динамика взаимодействующей системы Солнце—Земля—Жизнь“, „Мониторинг окружающей среды и прогноз долгосрочной и краткосрочной динамики региона Панъяпонского моря — создание мониторинговой сети и оценка деятельности человека“ (Япония); грантом Института геонаук и минеральных ресурсов (Корея).

ЛИТЕРАТУРА

Коллектив участников проекта „Байкал-бурение“. Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубокого бурения) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (1), с. 3—32.

Атлас озера Хубсугул. Монгольская Народная Республика. М., ГУГК СССР, 1989, 120 с.

Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф., Гранина Л.З., Грачев М.А., Игнатова Н.В., Карabanов Е.Б., Купцов В.М., Курылев А.В., Летунова П.П., Лихошвай Е.П., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Якушин А.О. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 5, с. 1032—1037.

Безрукова Е.В., Данько Л.В., Снытко В.А., Летунова П.П., Орлова Л.А., Кузьмин С.Б., Вершинин К.Е., Абзаева А.А., Сизых А.П., Хлыстов О.М. Новые данные об изменении растительности западного побережья озера Байкал в среднем—позднем голоцене // Докл. РАН, 2005, т. 401, № 1, с. 100—105.

Виппер П.Б. О взаимоотношении леса и степи в горных условиях Юго-Восточного Забайкалья // Ботан. журн., 1968, т. 53, № 4, с. 363—366.

Гирс Г.И., Зубарева О.Н. Устойчивость вегетативных органов хвойных к высокой температуре // Реакция хвойных на действие повреждающих факторов. Красноярск, Институт леса и древесины СО АН СССР, 1979, с. 5—14.

Голдырев Г.С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск, Наука, 1982, 181 с.

Гравис Г.Ф., Лисун А.М. Ритмостратиграфия четвертичных отложений Монголии по палинологическим данным и история развития литогенеза горных пород // Геокриологические условия МНР. М., Наука, 1974, с. 148—186.

Грачев М.А., Лихошвай Е.В., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Безрукова Е.В., Вейнберг Е.В., Гольдберг Е.Л., Гранина Л.З., Корнакова Е.Г., Лазо Ф.И., Левина О.В., Летунова П.П., Отинов П.В., Пирог В.В., Федотов А.П., Яскевич С.А., Бобров В.А., Сухоруков Ф.В., Резчиков В.И., Федорин М.А., Золотарев К.В., Кравчинский В.А. Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (5), с. 957—980.

Казанский А.Ю., Федотов А.П., Матасова Г.Г., Юлдашев А.А., Зиборова Г.А., Железнякова Т.О., Вологина Е.Г., Оюунчимег Ц., Наранцэцэг Ц., Томурху Д. Первые результаты палеомагнитных исследований донных осадков озера Хубсугул по данным бурения // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (4), с. 448—451.

Кинг Дж., Пек Дж., Гангеми П., Кравчинский В.А. Палеомагнитные и петромагнитные исследования осадков оз. Байкал // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (10—11), с. 174—191.

Кравчинский В.А., Пек Дж., Сакаи Х., Кинг Дж., Номура Ш., Танака А., Кузьмин М.И., Вильямс Д., Каваи Т. Магнитостратиграфическая шкала позднего кайнозоя Центральной Азии по данным глубокого бурения на Байкале // Глобальные изменения природной среды / Под ред. Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ СО РАН, 1998, с. 73—78.

Кузьмин М.И., Карабанов Е.В., Каваи Т., Вильямс Д., Быгинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Горегляд А.В., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сошина Н.М., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Э.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н. Глубоководное бурение на Байкале — основные результаты // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 8—34.

Национальный атлас Монгольской Народной Республики. Улан-Батор; М., ГУГК, 1990, 144 с.

Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (2), с. 139—156.

Прокопенко А.А., Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Причины раннего оледенения Сибири при переходе от казанцевского климатического оптимума к зырянскому ледниковому периоду (результаты изучения донных осадков озера Байкал) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 64—75.

Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Калмычков Г.В., Гелетий В.Ф., Гвоздков А.Н., Солотчин П.А. Изменение состава донных осадков озера Хубсугул как показатель изменений климата в Байкальском регионе на рубеже 15—14 тыс. лет назад // Докл. РАН, 2003, т. 390, № 1, с. 109—112.

Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Столповская В.Н., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Ткаченко Л.Л. Минералогические и кристаллохимические индикаторы изменений окружающей среды и климата в голоцен-плейстоценовых осадках озера Хубсугул (Монголия) // Докл. РАН, 2003, т. 391, № 4, с. 527—531.

Федотов А.П., Безрукова Е.В., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Левина О.В., Мизандронцев И.Б., Мазепова Г.Ф., Семенов А.Р., Железнякова Т.О., Крапивина С.М., Чебыкин Е.П., Грачев М.А. Осадки озера Хубсугул как летопись палеоклиматов голоцена и позднего плейстоцена // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 384—390.

Федотов А.П., де Батист М., Шапрон Е., де Райкер К., Паулс Т., Грачев М.А. Сейсмопрофилирование осадков озера Хубсугул // Докл. РАН, 2002, т. 382, № 2, с. 261—263.

BDP Members. The new BDP-98 600-m drill core from Lake Baikal: a key Late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // Quatern. Intern., 2001, v. 80—81, p. 19—36.

BDP-96 Members. Continuous paleoclimate record recovered for last 5 million years // EOS: Trans. Amer. Geophys. Union, 1997, v. 78, № 51, p. 597—604.

Broecker W. S., Van Donk J. Insolation changes, ice volumes and the ^{18}O record in deep-sea cores // Geophys. Space Physics Rev., 1970, № 8, p. 169—198.

Colman S.M., Peck J.A., Karabanov E.B., Carter S.M., Bradbury J.P., King J.W., Williams D.F. Continental climate response to orbital forcing from biogenic silica records in Lake Baikal // Nature, 1995, v. 378, p. 769—771.

Dorofeyuk N.I., Tarasov P.E. Vegetation and lake levels in northern Mongolia in the last 12 500 years as indicated by data of pollen and diatom analyses // Stratigr. Geol. Correlation, 1998, № 6, p. 70—83.

Edlund M.B., Soninkhishig N., Williams R.M. The planktonic diatom diversity of ancient Lake Hovsgol, Mongolia // Phycologia, 2003, v. 42, p. 232—260.

Fedotov A.P., Chebykin E.P., Yu S.M., Vorobyova S.S., Yu O.E., Golobokova L.P., Pogodaeva T.V., Zheleznyakova T.O., Grachev M.A., Tomurhuu D. Changes in the volume and salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in response to global climate changes in the upper Pleistocene and the Holocene // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2004a, v. 209, p. 245—257.

Fedotov A.P., Kazansky A.Y., Tomurhuu D., Matasova G., Ziborova G., Zheleznyakova T.O., Vorobyova S.S., Phedorin M., Goldberg E., Oyunchimeg T., Narantsetseg T., Vologina E., Yuldashev A., Kalugin I., Tomurtoogoo O., Grachev M.A. A 1-Myr record of paleoclimates from Lake Khubsugul, Mongolia // *EOS: Transactions AGU* 85, 2004b, p. 387—390.

Howard W.R. A warm future in the past // *Nature*, 1997, v. 388, p. 418—419.

Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Colman S.M. The link between insolation, North Atlantic circulation and intense glaciations in Siberia during interglacial periods of Late Pleistocene // *Quatern. Res.*, 1998, v. 50, p. 46—55.

Khursevich G.K., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Kuzmin M.I., Fedenya S.A., Gvozdkov A.N. Insolation regime in Siberia as a major factor controlling diatom production in Lake Baikal during the past 800 000 years // *Quatern. Intern.*, 2001, v. 80—81, p. 47—58.

Khursevich G.K., Prokopenko A.A., Fedenya S.A., Tkachenko L.I., Williams D.F. Diatom biostratigraphy of Lake Baikal during the past 1.25 Ma: new results from BDP-96-2 and BDP-99 drill cores // *Quatern. Intern.*, 2005, v. 136, p. 95—104.

Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Khursevich G.K., Gvozdkov A.A. The detailed record of climatic events during the past 75000 yrs BR from the Lake Baikal drill core BDP-93-2 // *Quatern. Intern.*, 2001a, v. 80—81, p. 59—68.

Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Shackleton N.J., Crowhurst S.J., Peck J.A., Gvozdkov A.N., King J.W. Biogenic silica record of the Lake Baikal response to climate forcing during the Brunhes // *Quatern. Res.*, 2001b, v. 55, p. 123—132.

Prokopenko A.A., Williams D.F., Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Khursevich G.K., Peck J. Muted climatic oscillations in continental Siberia during the mid-Pleistocene // *Nature*, 2002, v. 418, p. 65—68.

Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Williams D.F., Gelety V.F., Kalmychkov G.V., Gvozdkov A.N., Solotchin P.A. Basin-wide sedimentation changes and deglacial lake-level rise in the Hovsgol basin, NW Mongolia // *Quatern. Intern.*, 2005, v. 136, p. 59—70.

Prokopenko A.A., Hinnov L.A., Williams D.F., Kuzmin M.I. Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia // *Quatern. Sci. Rev.*, 2006, v. 25, p. 3431—3457.

Traverse A. *Paleopalynology*. Boston, Allen and Unwin, 1988, 600 p.

Urabe A., Tateishi M., Inouchi Y., Matsuoka H., Inoue T., Dmytriev A., Khlystov O. Lake-level changes during the past 100 000 years at Lake Baikal, southern Siberia // *Quatern. Res.*, 2004, v. 62, p. 214—222.

Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Kravchinsky V., King J., Kuzmin M.I. Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // *Science*, 1997, v. 278, p. 1114—1117.

*Рекомендована к печати 7 ноября 2006 г.
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию
21 августа 2006 г.*