

**ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩАЯ ОСАДОЧНАЯ ЗАПИСЬ ПО КЕРНУ  
ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ НА ПОСОЛЬСКОЙ БАНКЕ  
В ОЗЕРЕ БАЙКАЛ (BDP-99)**



**Коллектив участников проекта „Байкал-бурение“\***

В рамках проекта „Байкал-бурение“ зимой 1999 г. было проведено очередное глубоководное бурение на склоне подводного поднятия Посольская банка в Южном Байкале. Точка бурения располагалась на глубине 201 м; ее координаты 52°05'23" с.ш.—105°50'24" в.д.

Осадки разреза представлены чередующимися слоями биогенно-терригенных илов со слоями ледниково-озерных глин. При бурении скв. BDP-99 получен осадочный разрез мощностью около 350 м, охватывающий возрастной интервал около 1,2—1,3 млн лет. Данные диатомовой стратиграфии и результаты палеомагнитных исследований показывают, что в разрезе скважины на глубине 134 м имеется перерыв продолжительностью приблизительно в 200 тыс. лет. В то же время эпоха прямой магнитной полярности Брюнес (0—780 тыс. лет) в разрезе скважины представлена полностью. Несогласие, обнаруженное в разрезе буровой скважины, является первым и наиболее очевидным за историю изучения байкальских буровых кернов, и оно указывает на время тектонической реорганизации блоков Селенгинского района, которое имело место во временной интервал от 820 тыс. лет до 1 млн лет, что соответствует возрасту подъема Приморского хребта, оцененному по наземным разрезам.

Полученные записи изменения содержания остатков диатомовых водорослей в осадках разреза хорошо коррелируются с морской кислородной кривой, что указывает на изменения продуктивности озера под влиянием изменения климата. Детальные палинологические записи, охватывающие интервал 0—130 тыс. лет, позволяют реконструировать изменения климата и природных ландшафтов Байкальской котловины и Забайкалья.

Корреляция осадочного разреза скв. BDP-99 с сейсмическими разрезами позволяет определить возраст акустических фаций и отражающих акустических границ и распространить эти возрастные оценки на большие площади дна Посольской банки и Селенгинского мелководья.

Полученные результаты могут служить основой для расшифровки изменений климата и окружающей среды в регионе в плейстоцене, а также уточняют историю геологического развития Байкальского рифта.

*Бурение, озеро Байкал, озерные осадки, литология, седиментация, сейсмические разрезы, палеоклимат, палеомагнетизм, перерывы, диатомовая и пыльцевая стратиграфия.*

**HIGH-RESOLUTION SEDIMENTARY RECORD IN A NEW BDP-99 CORE FROM  
POSOL'SK BANK IN LAKE BAIKAL**

**BDP Members**

Another BDP drilling experiment was carried out in the winter of 1999 at 52°05'23" N—105°50'24" E, under 201 m of water, on the slope of the Posol'sk Bank, a submerged bottom rise in South Baikal.

The ~350 m core spanning 1.2–1.3 myr is composed of alternating diatomaceous mud and glacial clays. Diatom stratigraphy and paleomagnetic data show a ca. 200 kyr deposition gap at 134 m, though the core contains the complete Brunhes chron of direct polarity (0–780 kyr). This unconformity, discovered for the first time in the Baikal cores, is direct evidence for tectonic activity in the Selenga region between 0.820 and 1 myr, during the uplift of the Primorsky Ridge inferred from land data.

© Коллектив участников проекта „Байкал-бурение“, 2004

\* Е. Безрукова, А. Бухаров, В. Бычинский, Д. Вильямс, А. Гвоздков, В. Гелетий, А. Горегляд, И. Горохов, Е. Иванов, Т. Каваи, Г. Калмычков, Е. Карабанов, Е. Кербу, С. Колман, В. Кочуков, В. Кравчинский, М. Крайнов, С. Крапивина, Н. Кудряшов, М. Кузьмин, Н. Кулагина, П. Летунова, Л. Певзнер, А. Прокопенко, П. Солотчин, Л. Ткаченко, С. Феденя, Б. Хахаев, М. Хомутова, Г. Хурсевич, К. Шольц.

The diatom record in the core correlates well with the marine oxygen isotope stratigraphy and indicates climate-driven variations in diatom production. High-resolution pollen records spanning an interval from 0 to 130 kyr provide a clue to climate change in the Baikal region and Transbaikalia.

Correlation of the BDP core and seismic profiling data allows age referencing of the seismoacoustic units and reflections which can be extrapolated onto a large area of the Posol'sk Bank and the shallow-water region near the Selenga Delta.

The obtained results shed light on the Pleistocene climate history in the region and the geological history of the Baikal rift.

*Deep drilling, Lake Baikal, bottom sediments, lithology, sedimentation, seismic profiles, paleoclimate, paleomagnetism, deposition gap, diatom and pollen stratigraphy*

## ВВЕДЕНИЕ

В рамках международного проекта „Байкал-бурение“ в 1999 г. было проведено бурение в районе Посольской банки, расположенной на южном окончании Селенгино-Бугульдейской перемычки, разделяющей Центральную и Южную глубоководные котловины Байкала. На Посольской банке выполнялся пятый этап бурения в рамках настоящего проекта.

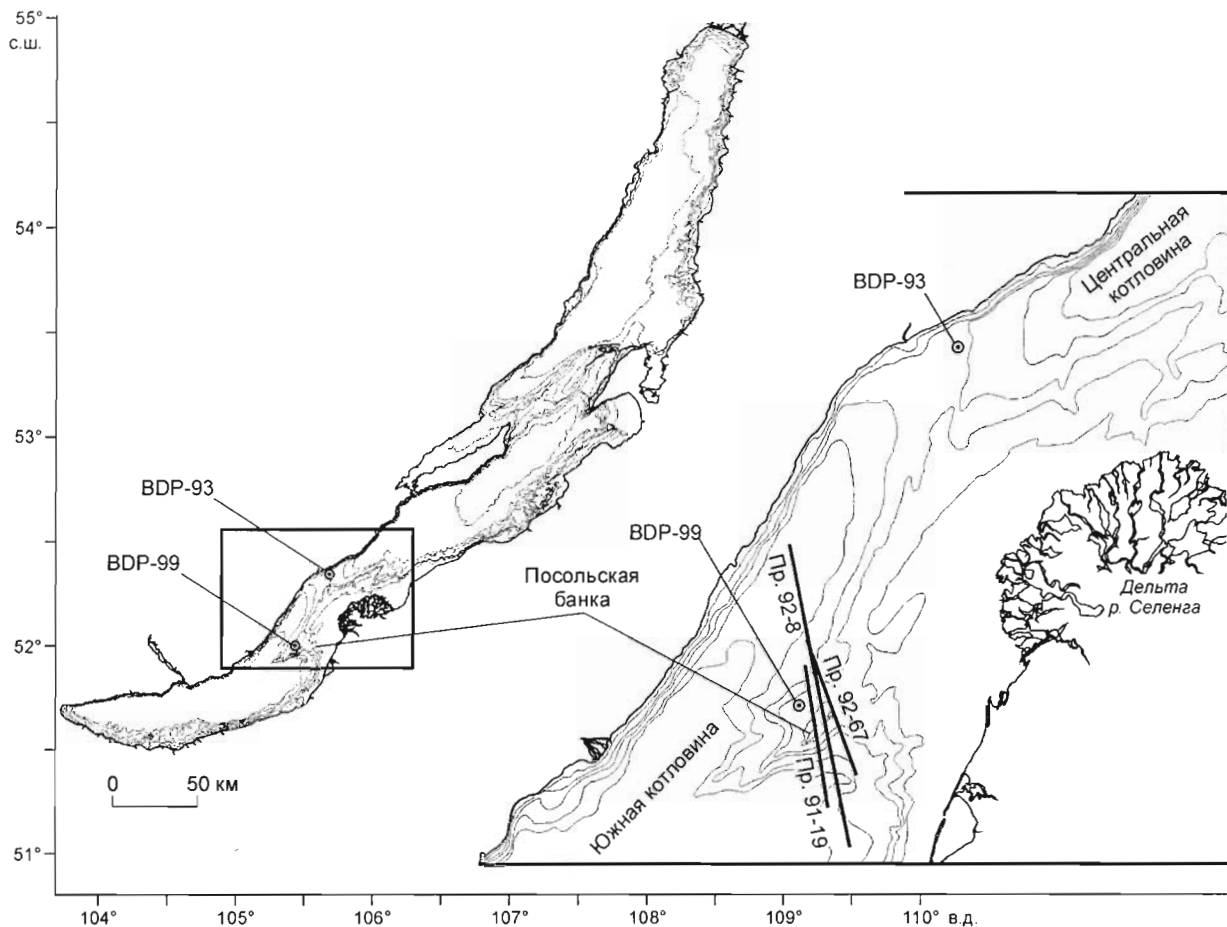
Первое бурение было проведено в 1993 г. на Бугульдейской перемычке [1, 2], в 1996 и 1998 гг. — на Академическом хребте [3, 4], а в 1997 г. — в центральной части Южной котловины [5]. В результате установлены особенности осадконакопления в различных морфоструктурах Байкала [6], подняты и изучены газогидраты, что было сделано для пресноводного озера впервые [5], получены непрерывные несколько миллионные (до 8 млн лет) палеоклиматические записи, которые можно рассматривать как модельные не только для Азии, но и для Северного полушария в целом [3, 6—10]. Исследование байкальских буровых кернов показало, что климат Сибири следует глобальным климатическим изменениям Земли, которые связаны с флуктуацией инсоляции, обусловленной вариациями ее орбитальных параметров [3, 4]. В то же время было показано, что в байкальских осадках зарегистрированы специфические климатические события, которые не найдены в морских записях, и которые отражают особенности реакции внутриконтинентальных регионов Евразии на глобальные климатические изменения [10, 11]. Изучение осадков озера позволило выделить также кратковременные нерегулярные климатические события, которые не связаны с изменением орбитальных параметров Земли, а обусловлены изменениями термогалинной циркуляции в Северной Атлантике и региональными изменениями режима атмосферного увлажнения — поздний дриас и циклы Бонда [7, 8]. Это указывает на тесную связь климата Сибири с климатическими изменениями в Северной Атлантике. В целом исследования осадков Байкала показали, что они содержат уникальную информацию по изменению климата и природной среды Центральной Азии на протяжении практически всего кайнозоя.

В продолжение начатых работ и для получения более детальных палеоклиматических записей для нового бурения в 1999 г. была выбрана точка на выположенном склоне Посольской банки в районе с большими скоростями осадконакопления, обеспечивающими высокое временное разрешение. Согласно предварительным исследованиям этот участок характеризовался отсутствием турбидитов. Бурение на Бугульдейской перемычке, которой также присущи высокие скорости седиментации, проводилось только до глубины 100 м, две пробуренные скважины не вскрыли границу магнитной инверсии Брюнес—Матуйа, что затрудняло разработку возрастной модели и усложняло интерпретацию данных. Поэтому при бурении на Посольской банке планировалось вскрыть более глубокие горизонты, пройти эту границу, и обеспечить точную возрастную привязку разреза.

Экспедиция BDP-99 началась 11 января 1999 г., 22 января буровой комплекс встал в точку бурения, координаты которой  $52^{\circ}05'23''$  с.ш.— $105^{\circ}50'24''$  в.д. при глубине воды 201 м. Буровые операции начались 28 января и были закончены вместе с геофизическим каротажем 8 марта. Экспедиция прибыла в порт Байкал 1 мая. В целом в 1999 г. было пробурено 350 м осадков при сплошном отборе осадочного керна до глубины 255 м.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА БУРЕНИЯ НА ПОСОЛЬСКОЙ БАНКЕ

Бурение BDP-99 проводилось на северо-западном склоне Посольской банки (рис. 1), которая представляет собой крупный односторонний горст, ограниченный с юга высокоамплитудным нормальным сбросом, имеющим южное падение [12], по которому южная часть блока Посольской банки приподнята по отношению к северному. Разломы южного ограничения состоят из серии кулисно-подставляющих друг друга сбросов, затухающих в западном направлении. Сама морфоструктура Посольской банки имеет СВ простирание и выражена в рельефе Южной котловины более чем на 40 км. Вершина Посольской банки выходит на глубины 35—55 м от поверхности воды. Согласно многоканальному сейсмическому профилированию кристаллический фундамент залегает на глубинах более 3 км от вершины Посольской банки

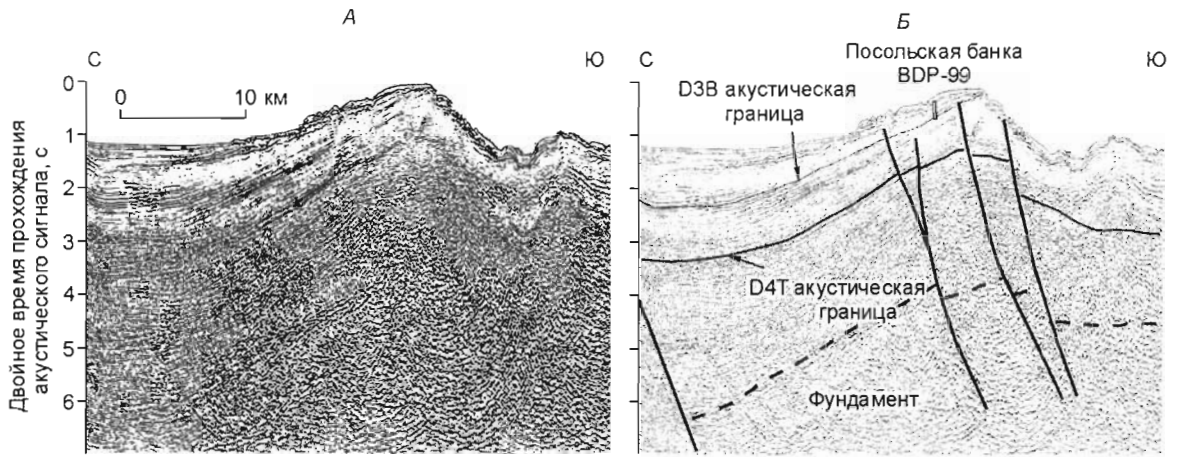


**Рис. 1. Батиметрическая карта оз. Байкал и положение скважины глубоководного бурения ВDP-99 на Посольской банке.**

На врезке показано положение сейсмических профилей, разрезы которых приведены на рис. 2—4.

(рис. 2) [13]. Основание банки как на дне Южной котловины, так и на самой банке перекрыто слоистой осадочной толщей. При проведении исследований с подводных аппаратов на крутом юго-западном склоне установлено, что Посольская банка сложена осадочными породами, которые наблюдались на ее склонах на глубинах 910, 870, 780 м [12]. На основе подводных исследований были выделены две толщи, имеющие региональное распространение. В основании Посольской банки лежат плотные алевропесчаники и мелкозернистые песчаники, сцементированные карбонатами, возраст которых определяется как нижний миоцен [14]. Перекрывающая осадочная толща представлена слабо уплотненными серыми однородными кавернозными (в обнажениях) бескарбонатными глинами, сложенными продуктами разрушения кор выветривания. Возраст глин определен как средний—верхний миоцен [14].

**Сейсмические данные.** Осадочный чехол северо-западного склона банки, согласно многоканальным сейсмическим данным (МОВГТ), сложен слоистыми осадками, мощность которых составляет более 1000 м (см. рис. 2) [13, 15]. Верхняя часть склона Посольской банки на сейсмических профилях представлена в виде непрерывных высокоамплитудных рефлекторов, что указывает на накопление тонких осадков в спокойных озерных условиях. В сейсмической записи МОВГТ (см. рис. 2, пр. 92-8) [13] выделяются две сейсмостратиграфические границы D4Т и D3В. Они могут рассматриваться как показатели эрозионного несогласия и, вероятно, были обусловлены изменениями тектонического режима при формировании осадочной толщи, но они располагаются ниже забоя скв. ВDP-99. В исследуемом районе в сейсмических записях МОВГТ выделяется еще одно несогласие D2В, расположенное выше забоя скв. ВDP-99 на глубине около 190 м с возрастом около 1,12 млн лет [13]. Эта граница широко проявлена в районе Бугульдейского поднятия и Селенгинского мелководья и рассматривается как эрозионная [13]. Однако в сейсмической записи МОВГТ 92-8 (см. рис. 2), секущей Посольскую банку, эта акустическая



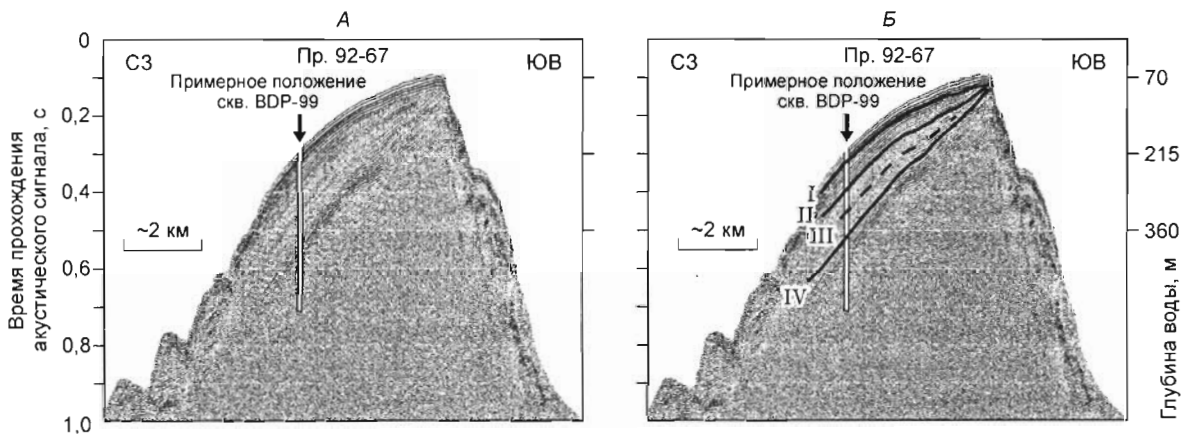
**Рис. 2.** Сейсмический разрез МОВГТ 92-8 через вершину Посольской банки [13] (А), интерпретация разреза (Б).

На профиле отмечено положение буровой скв. BDP-99. Положение основных разломов выделено жирными линиями.

граница не выражена. В нижней части склона банки на сейсмической записи видны хаотические структуры, что характерно для оползневых тел. Однако эти оползневые формы также расположены ниже точки бурения.

Данные одноканального непрерывного сейсмического профилирования (НСП) с использованием водяной пушки (water gun) (100—1060 Гц) с проникновением на глубину более 300 м и разрешением 1—2 м [16, 17] показывают слоистую структуру осадков Посольской банки в месте бурения скважины (рис. 3,а). На сейсмическом пр. 92-67 видно, что поверхностные отложения мощностью ~220 м сложены слоистыми осадками, в которых можно выделить четыре сейсмокомплекса с различными акустическими свойствами (см. рис. 3,б). Верхняя сейсмотолща мощностью ~29 м имеет четкие непрерывные рефлексоры, тогда как в последующих отражающие рефлексоры выражены слабее. Мощность верхнего слоистого сейсмокомплекса увеличивается вверх по склону (см. рис. 3). На вершине банки верхняя, слоистая толща залегает несогласно и срезает нижележащие слои. Несколько несогласий в залегании слоев отмечается в нижних горизонтах осадочного чехла на вершине банки.

Высокоразрешающие сейсмические данные (3,5 кГц) с разрешением около 0,5 м [16, 17] позволяют проследить строение осадочного чехла до глубины около 60 м. Профили 92-07 и 91-19 (рис. 4) проходят практически через вершину Посольской банки. В отличие от более низких горизонтов Посольской банки



**Рис. 3.** Разрез непрерывного сейсмического профилирования (с использованием гидравлической пушки) через вершину Посольской банки.

Стрелкой показано положение и глубина проникновения скв. BDP-99; пр. 92-67 [16, 17] (А); интерпретация разреза (Б). Римскими цифрами указаны сейсмотолщи, описание их см. в тексте.

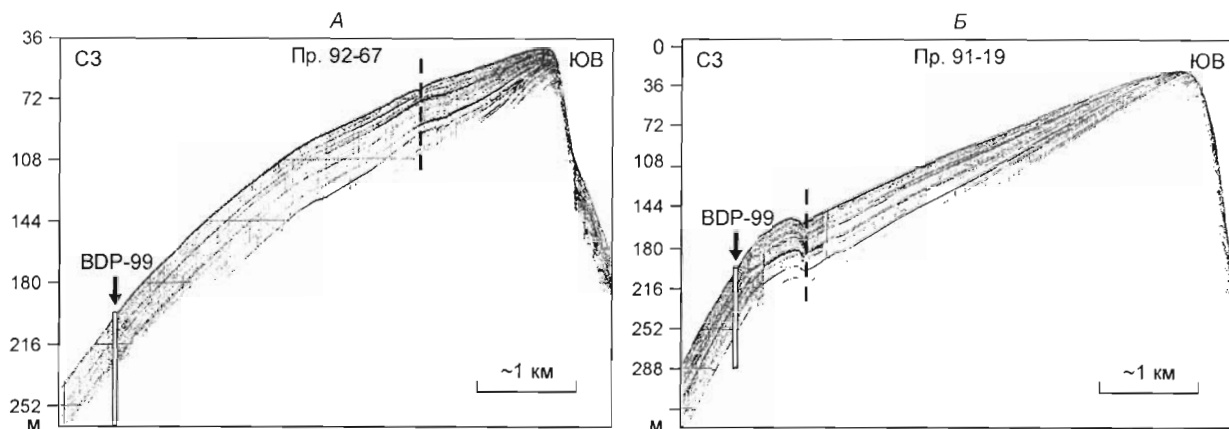


Рис. 4. Высокоразрешающие сейсмические профили 92-67 (А) и 91-19 (Б), по [16, 17].

Стрелкой показано положение буровой скв. BDP-99.

(см. рис. 3) видно, что к ее вершине мощность слоев уменьшается, а на самой вершине, на самой приподнятой ее части (см. рис. 4,б) хорошо виден эрозионный размыв осадков. Таким образом, анализ сейсмических данных показывает, что на вершине Посольской банки и в некоторых нижележащих осадках отмечаются следы эрозии. Однако непосредственно в точке бурения явных следов эрозии, судя по имеющимся сейсмическим профилям, не наблюдается.

**Осадочный чехол.** Опробование верхнего склона Посольской банки до глубины 300 м с помощью гравитационных трубок показало, что поверхностный слой осадков представлен алевритопелитовыми или пелитово-алевритовыми илами с примесью диатомовых створок, которые подстилаются на глубине 0,9—1,5 м тонкими плотными ледниково-озерными глинами. Глины содержат большое количество мелких (1—2 мм) линз алеврита и мелкого песка, интерпретируемые как элементы ледового и айсбергового разноса [10, 18]. Ледниковые глины также включают большое количество тонких (доли миллиметра) алевритовых слоев, происхождение которых, вероятно, также обусловлено ледовым разносом. Мощность поверхностного окисленного слоя осадков на склоне банки составляет 1—2 см.

Тонкие современные отложения отсутствуют лишь на самой вершине банки, на глубинах около 35 м, где на поверхности наблюдаются ледниково-озерные глины, на которых залегают хорошо отмытые песчано-гравийные отложения мощностью от 3—5 до 15—20 см с многочисленными гальками и мелкими валунами. Причем гравий и галька в основном имеют хорошую степень окатанности. Обычно грубозернистые отложения окислены и сцементированы железомарганцевой коркой. В большом количестве на вершине Посольской банки отмечаются железомарганцевые конкреции (Е.Б. Карабанов, неопубликованные данные).

Отсутствие тонких современных осадков на самой приподнятой части поднятия указывает на отсутствие современного осадконакопления и даже размыв осадков на вершине банки течениями. Активность процессов эрозии на вершине подтверждает также многочисленное проявление эрозионного микрорельефа на поверхности глин. Часто глины, вскрытые на вершине банки, окислены на глубину 10—20 см и сцементированы оксидами железа и марганца, что указывает на длительность экспозиции глин и продолжительное отсутствие накопления осадков. Присутствие галечно-песчаных отложений на вершине Посольской банки, вероятно, обусловлено своеобразным обогащением, когда тонкозернистый материал вымывается и уносится течениями, а грубозернистый остается на вершине банки. Вероятно также, что уплощенные поверхности Посольской банки на глубинах 35 и 50 м являются абразионными террасами, указывающими на низкое стояние уровня озера, а галечно-песчаные осадки могут являться пляжевыми отложениями.

**Выбор точки бурения.** Выровненный рельеф, наличие хорошо выраженного слоя голоценовых отложений на склоне Посольской банки, и отсутствие несогласий на сейсмических записях на ее северо-западном склоне указывают на нормальное осадконакопление в течение длительного времени и предполагают получение непрерывного осадочного разреза. С учетом этого комплекса данных точка бурения скв. BDP-99 выбрана на пологом северо-западном склоне Посольской банки на глубине 200 м, на значительном удалении от ее вершины. Смещаться на большие глубины было нецелесообразно, поскольку, начиная с глубины более 300 м по склону, на сейсмических профилях были выявлены оползневые тела. Таким образом, согласно имеющимся сейсмическим и геологическим данным, точка, выбранная для бурения скв. BDP-99, удовлетворяла требованиям о непрерывности планируемого разреза для получения

детальных палеоклиматических записей. В то же время расположение Посольской банки вблизи дельты Селенги и перенос речной взвеси в южном направлении [19, 20] предполагали высокие скорости седиментации на ее склоне. Местоположение скв. BDP-99 показано на разрезе многоканального сейсмического профилирования 92-8 (см. рис. 2). Скважина вскрыла разрез мощностью около 350 м, который, согласно сейсмическим данным, представлен тонкими, слоистыми, тектонически ненарушенными осадками.

По оценкам, полученным на основании анализа сейсмических профилей, и данным о скоростях акустических волн в осадках озера [4] видно, что скв. BDP-99 не достигла и не пересекла акустическую границу D3B (см. рис. 2), которую выделили К. Шольц и Д. Хатчинсон [13]. Таким образом, согласно имеющимся сейсмическим данным, полученный разрез скв. BDP-99 к началу исследования осадков представлялся непрерывным.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

**Техника бурения.** Буровые работы велись с применением бурового комплекса „Недра-Байкал-2000“, смонтированного на барже водоизмещением 1400 т. Буксировка комплекса проводилась теплоходом „Байкал“ с неоднократной корректировкой координат и последующим вмораживанием в лед в точке бурения с координатами  $52^{\circ}05'21''$  с.ш. и  $105^{\circ}50'21''$  в.д. Глубина воды в точке бурения составляла 201 м. В скважине пробурено два ствола глубиной 113 и 251,9 м.

Бурение проходило в четыре этапа. Первый этап — бурение первого ствола — был начат 31.01.99. Опыт бурения скв. BDP-96 и BDP-98 показал, что в период ледостава (январь—февраль), после вмораживания комплекса в лед, весьма велика вероятность смещения ледового поля вместе с буровым комплексом. В результате действия ледовых подвижек существует опасность слома райзера. Первый ствол 0—113,27 м был пробурен без крепления кондуктором-райзером с целью уточнения фактического разреза скважины, определения глубины залегания плотных глин и определения места установки башмака. Через полторы недели после начала бурения (08.02.99) произошла подвижка ледового поля вместе с буровым комплексом, и поэтому бурение первого ствола было прекращено. Второй этап бурения включал спуск райзера-кондуктора диаметром 245 мм до дна (глубина воды 201 м) и последующее его углубление в донные осадки. При углублении в донные отложения до глубины 218,78 м, а также при последующем углублении до 264,87 м кондуктор не цементировался. Бурение второго ствола от 0 до 251,9 м в осадке было начато 10.02.99 и закончено 21.02.99. На третьем этапе проводились геофизические исследования. Четвертый этап включал установку ликвидационного цементного моста в интервале 40—50 м от дна и подъем райзера на поверхность. Контроль глубины скважины осуществлялся по мере углубления и наращивания инструмента (бурильная колонна диаметром 146 мм из сплава Д16Т). Измерение бурильных труб перед спуском в скважину производилось на мостках буровой стальной мерной лентой с точностью до 0,001 м.

В соответствии с проектом была выбрана одноколонная конструкция скважины. При бурении скважины с отбором керна применялось керноотборное устройство УКСБ 178/56-79 „Байкал-2“, керноприемники — гидропоршневой (ГПК), вибрационный (ВК) и вращательный (РК). Конструкция керноотборного устройства широко апробирована при бурении скв. BDP-93, BDP-96, BDP-97, BDP-98. При бурении скв. BDP-99 применялись два типа промывочной жидкости — озерная вода (I ствол скважины) и буровой глинистый раствор на бентонитовой основе без химической обработки (II ствол скважины).

Всего в первом стволе пробурено 113,27 м, отобрано 111 м осадка, выход керна составил 98 %. Бурение второго ствола было осуществлено после спуска райзера на глубину 218,78 м (17,78 м от поверхности дна). В интервале 0—14 м бурение шло сплошным забоем, 14—109,27 м — с периодическим отбором керна для восполнения потерь осадков в первом стволе. В интервале 109,27—151,88 м сплошной отбор керна осуществлялся гидропоршневым керноприемником. На глубинах 151,88—251,9 м бурение со сплошным отбором керна было продолжено с применением вращательного керноприемника. Всего во втором стволе до глубины 251,9 м отобрано 141,21 м керна, выход керна на интервалах сплошного отбора составил 98 %.

В этом же стволе скважины до глубины 350,5 м проведены испытания нового керноприемного устройства КУСК-185/56-79 „Байкал-Глобал“, давшие положительные результаты (было получено 54,75 м кондиционного керна). Внедрение нового устройства, после доводки конструкции, позволит ликвидировать ряд конструктивных недостатков керноотборного устройства УКСБ-178/56-79 и даст возможность значительно увеличить проходку и механическую скорость бурения за один рейс при сохраненном высоком качестве и выходе керна.

Опыт бурения скв. BDP-99 показал, что в период ледостава (январь—февраль), когда вероятность подвижек велика, целесообразно бурить пилотный ствол без спуска райзера с целью уточнения фактического геологического разреза скважины и определения точного места установки башмака райзера. Многолетний опыт бурения BDP-96, BDP-98, BDP-99 подтверждает необходимость проведения периодического

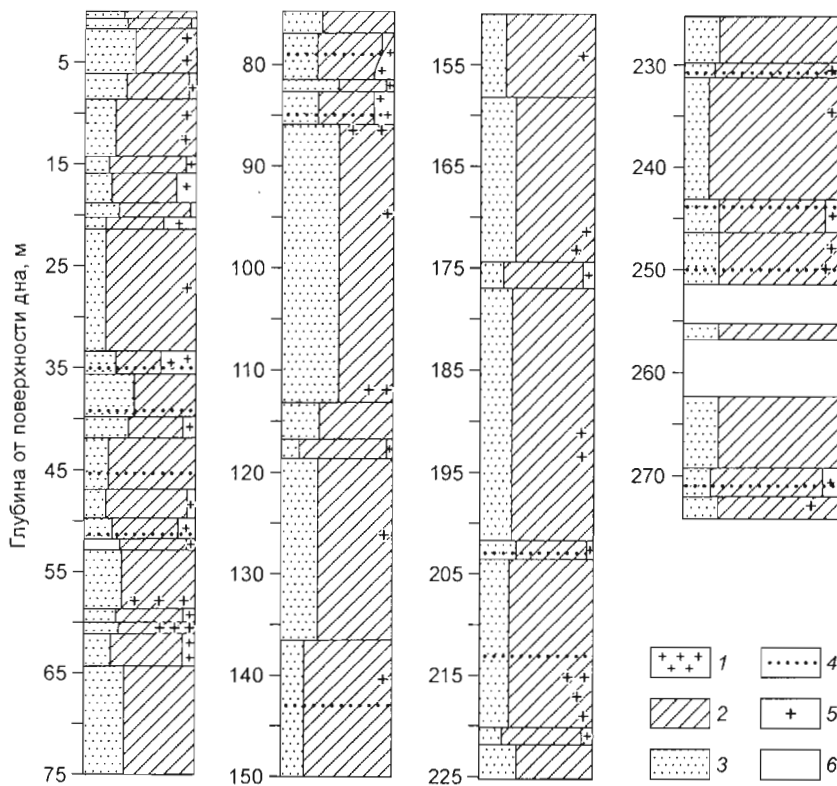


Рис. 5. Сводный (по скв. ВDP-99-1 и ВDP-99-2) литологический разрез.

1 — остатки диатомовых водорослей; частицы: 2 — глинистой, 3 — алевритопесчаной размерности; 1—3 показывают соотношения компонентов в объемных процентах; 4 — количество диатомовых меньше 3 %; 5 — песчаные и турбидитные прослои; 6 — интервалы, в которых керны отсутствуют.

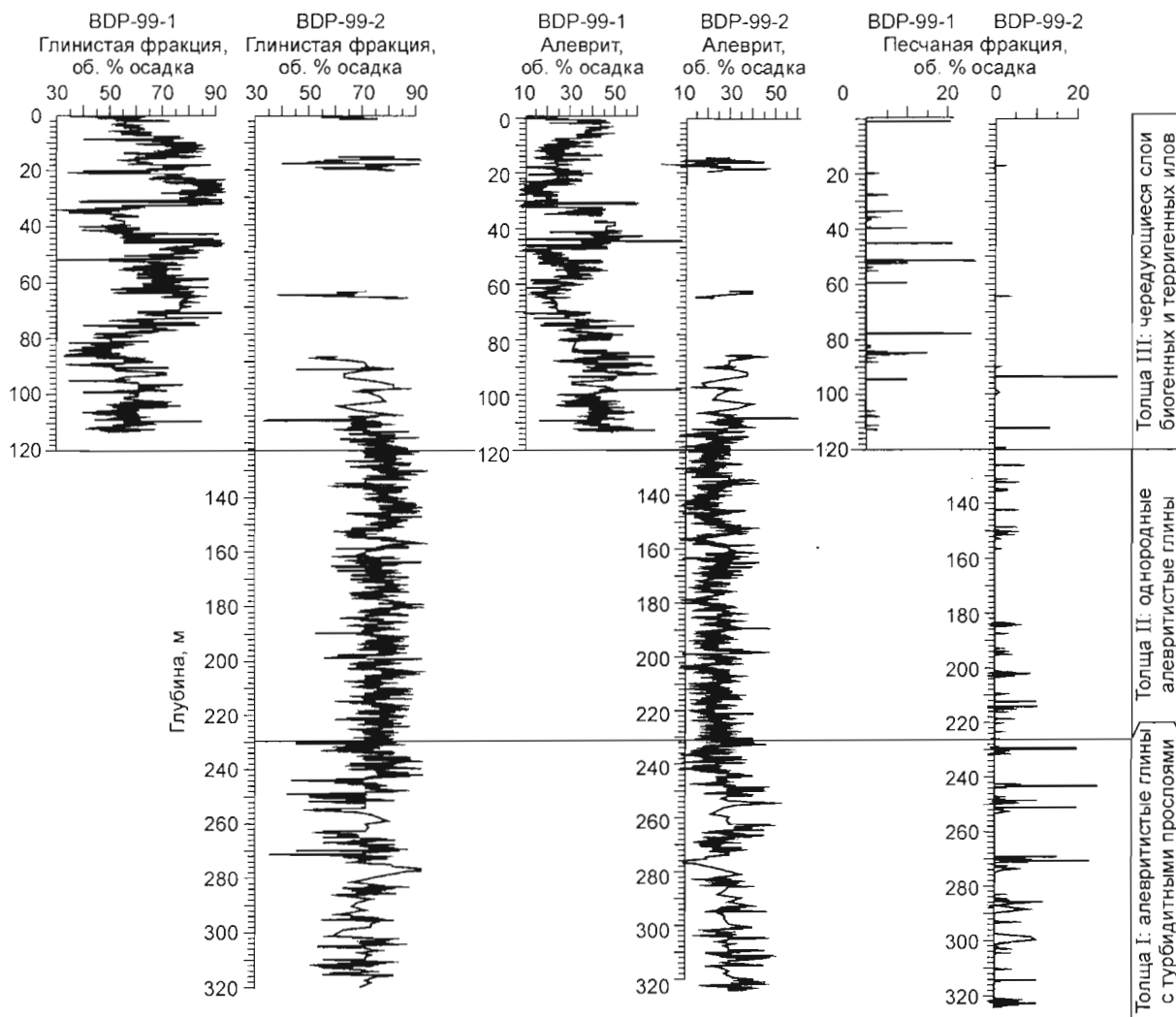
контроля пространственного положения подводной части бурильной колонны и райзера в процессе бурения с целью предотвращения их слома ввиду внезапных ледовых подвижек.

**Литологическая характеристика разреза скв. ВDP-99.** Осадки верхней части разреза представлены тонкими алевритопелитовыми биогенно-терригенными илами, в низах разреза преобладают тонкие более уплотненные терригенные алевритистые глины. В осадках также содержится примесь материала песчаной размерности. Распределение основных литологических компонентов разреза в интервале непрерывного отбора керна ВDP-99 приведено на обобщенном разрезе обоих стволов скв. ВDP-99 (рис. 5). Графики построены на основании подсчетов в смер-слайдах. Подсчет проводился полуколичественным методом путем визуального сравнения распределения зерен разной размерности со стандартными схемами распределения [21, 22].

В разрезе ВDP-99 можно выделить три толщи (рис. 6, 7), из которых нижняя и средняя представлены в керне ВDP-99-2, а верхняя — в керне ВDP-99-1. Нижняя толща с глубины 325 до 230 м сложена алевритистыми глинами с примесью песчаного материала. Доля алевритового материала в них составляет от 30 до 50 %. В этой толще довольно часто встречаются прослои более грубого материала, в которых содержание песчаной фракции может превышать 20 % объема осадка. В некоторых прослоях визуально прослеживается градационная слоистость, свидетельствующая об их, возможно, турбидитной природе. В интервале ниже 272 м створки диатомовых практически не встречаются (см. рис. 7).

Средняя толща от 230 до 120 м также представлена алевритистыми глинами, однако примесь грубого материала в этих глинах значительно ниже, чем в подстилающей толще, а среднее содержание створок диатомовых водорослей выше (см. рис. 6, 7). В отдельных интервалах створки диатомовых составляют 10—15 % объема осадка. Диатомовые часто представлены в виде обломков и в виде поясковых ободков. Отличительная характеристика средней толщи разреза ВDP-99 — это ее весьма однородный состав. Доля алевритового материала в среднем составляет 20—30 % и изменяется в толще незначительно, несмотря на то, что мощность толщи превышает 100 м (см. рис. 5, 6).

Верхняя толща биогенно-терригенных илов от 0 до 120 м характеризуется более изменчивым составом и значительными вариациями в содержании песчано-алевритовой фракции, от 10 до 60 % (см. рис. 6). В верхней части верхней осадочной толщи (0—87 м) содержание створок диатомовых значительно



**Рис. 6.** Кривые распределения глинистой, алевритовой и песчаной фракций в разрезах скв. BDP-99-1 и BDP-99-2.

В правой части рисунка показано стратиграфическое расчленение вскрытого разреза по литологическим свойствам осадков.

выше, чем в нижней части (см. рис. 7). Диатомовые встречаются преимущественно в виде целых створок, причем отмечается четкая ритмичность в их распределении: в одних слоях их содержание падает до нуля, в других они составляют до 20—40 % объема осадка. Ниже глубины 87 м содержание створок диатомовых заметно снижается по сравнению с верхней частью разреза, и диатомовые чаще встречаются в виде обломков. Тем не менее подобие ритмичности в содержании диатомовых водорослей сохраняется до основания толщи (см. рис. 7).

Кроме остатков диатомовых водорослей в осадках BDP-99 по всей длине разреза присутствуют спикулы губок (также состоящие из биогенного кремнезема). Распределение спикул губок по разрезу скважины неравномерное, они встречаются обычно в виде обломков, целые спикулы отмечаются реже. Это также является своеобразной особенностью керна BDP-99, поскольку в осадках скв. BDP-96 и BDP-98 с Академического хребта спикулы встречались чаще в целом виде [3, 4]. Количество спикул в просмотренных смер-слайдах невелико и колеблется от 0 до 10. Спикулы губок встречаются преимущественно в слоях, обогащенных створками диатомовых водорослей.

Цвет отложений, вскрытых скважиной, серый до оливково-черного, что связано с восстановительными процессами, протекающими в осадках. Это же характерно и для отложений глубоководных скважин с Академического хребта и Бугульдейской перемычки [1—4]. „Восстановленный“ цвет осадков сохраняется до забоя скважины, что указывает на наличие восстановительных условий на протяжении формирования всего разреза. Это также свидетельствует о том, что накопление отложений, вскрытых скважиной, все время происходило в субаквальных условиях, и этот участок Посольской банки не выходил



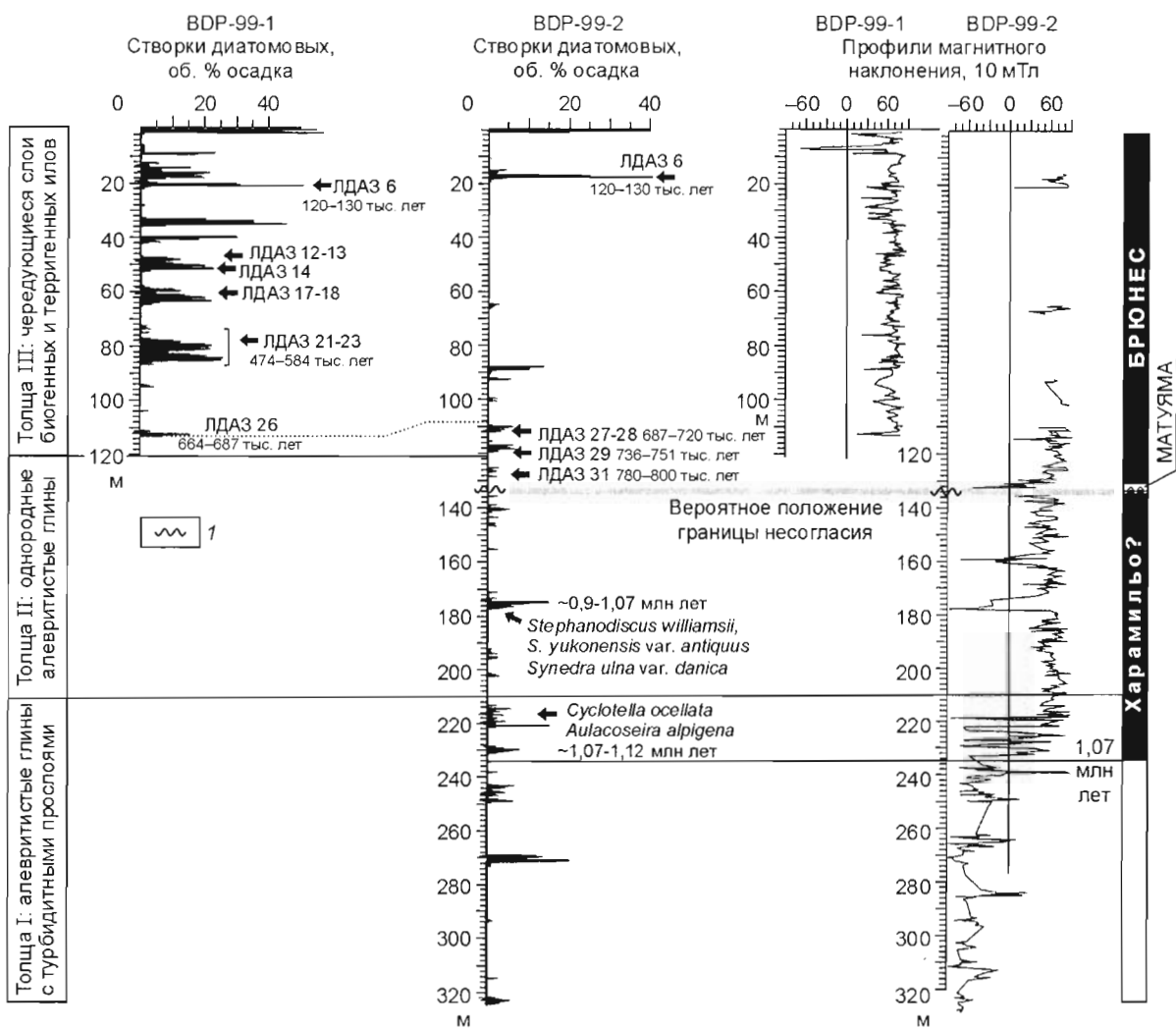


Рис. 7. Диатомовая и магнитная стратиграфия скв. BDP-99-1 и BDP-99-2.

В левой части рисунка показаны распределения диатомовых в обоих стволах скв. BDP-99. Стрелками отмечено положение локальных диатомовых зон (ЛДАЗ) BDP-96 [26]. В правой части рисунка приведены профили магнитного наклонения и дана возможная интерпретация полученных данных, согласно магнитно-стратиграфической шкале. 1 — предполагаемое несогласие.

на поверхность озера. В то же время осадки скв. BDP-99 окрашены в более темные тона по сравнению с осадками Академического хребта [3, 4], что указывает на присутствие большей доли терригенного материала и большую насыщенность аллохтонным органическим веществом осадков Посольской банки. Интенсивность окраски диатомовых слоев и глин практически одинакова, что также отличает разрез Посольской банки от разрезов Академического хребта.

Несмотря на то, что для района дельты Селенги обычно характерна слабая выраженность или отсутствие поверхностного окисленного слоя, в скв. BDP-99-2 отмечается поверхностный окисленный слой мощностью 5,5 см, что свидетельствует об отсутствии потерь при отборе керна. Окисленные поверхностные осадки в скв. BDP-99-1 не отмечаются. Потери верхнего слоя скв. BDP-99-1 можно оценить по корреляции в обоих стволах прослоя-индикатора, обогащенного диатомовыми водорослями вида *Synedra acus* var. *radians*, которые отмечаются в осадках из кернов практически по всей акватории озера [18]. В керне BDP-99-1 этот прослой залегает на глубине 29,5—31 см, в керне BDP-99-2 — на глубине 45,5—47 см (рис. 8). Это позволяет оценить величину потерь верхнего слоя осадков в керне BDP-96-1 в 14—16 см.

Текстура осадков, как правило, слоистая, тонкослоистая, массивная и линзовидная. Слоистость обусловлена чередованием диатомовых и глинистых слоев в верхней части разреза, а также изменением гранулометрического состава осадков. Тонкая слоистость выражена слабо, что также отличает данный разрез от разрезов Академического хребта. В разрезе отмечаются отдельные прослои, обогащенные

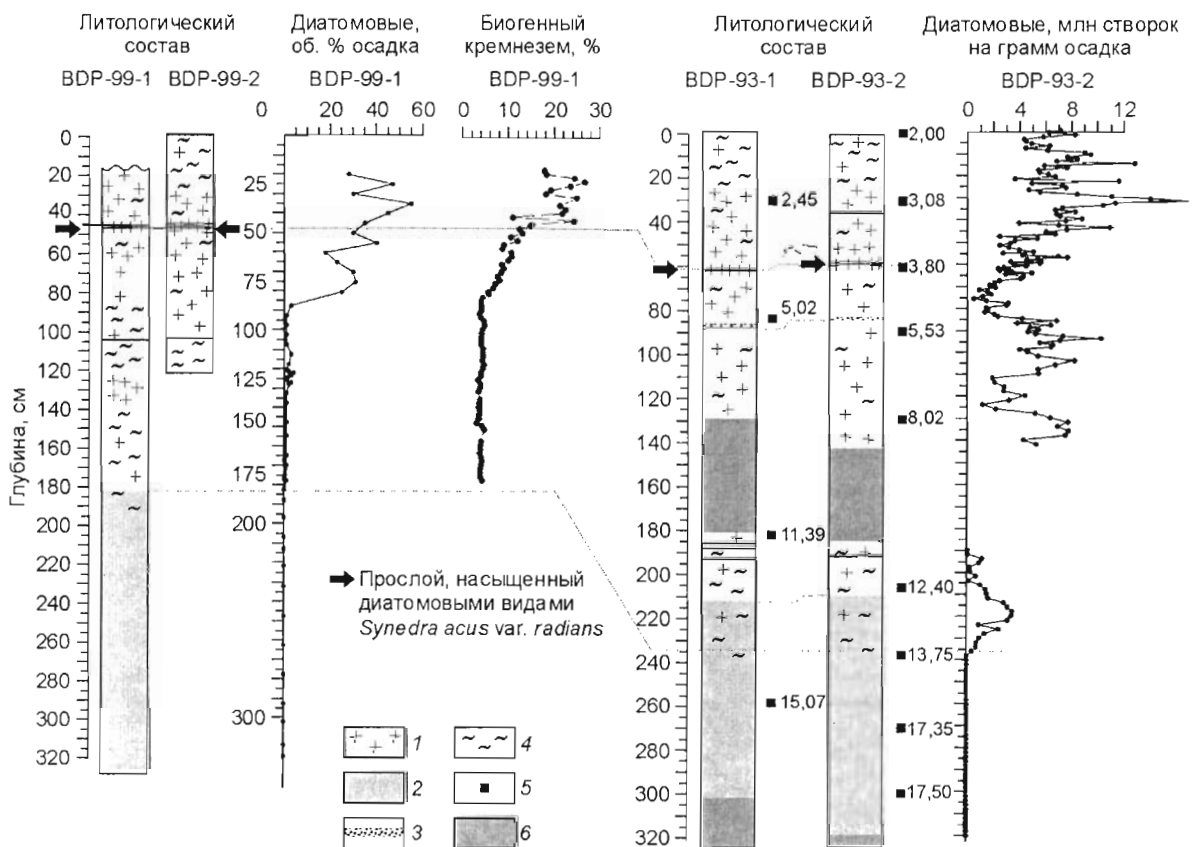


Рис. 8. Литологический состав и корреляция скв. BDP-99-1 и BDP-99-2 (слева); распределение диатомовых и биогенного кремнезема в скв. BDP-99-1 (в центре); литологический состав и корреляция кернов BDP-93-1 и BDP-93-2 с Бугульдейской перемычки; распределение диатомовых в скв. BDP-93-2 (справа).

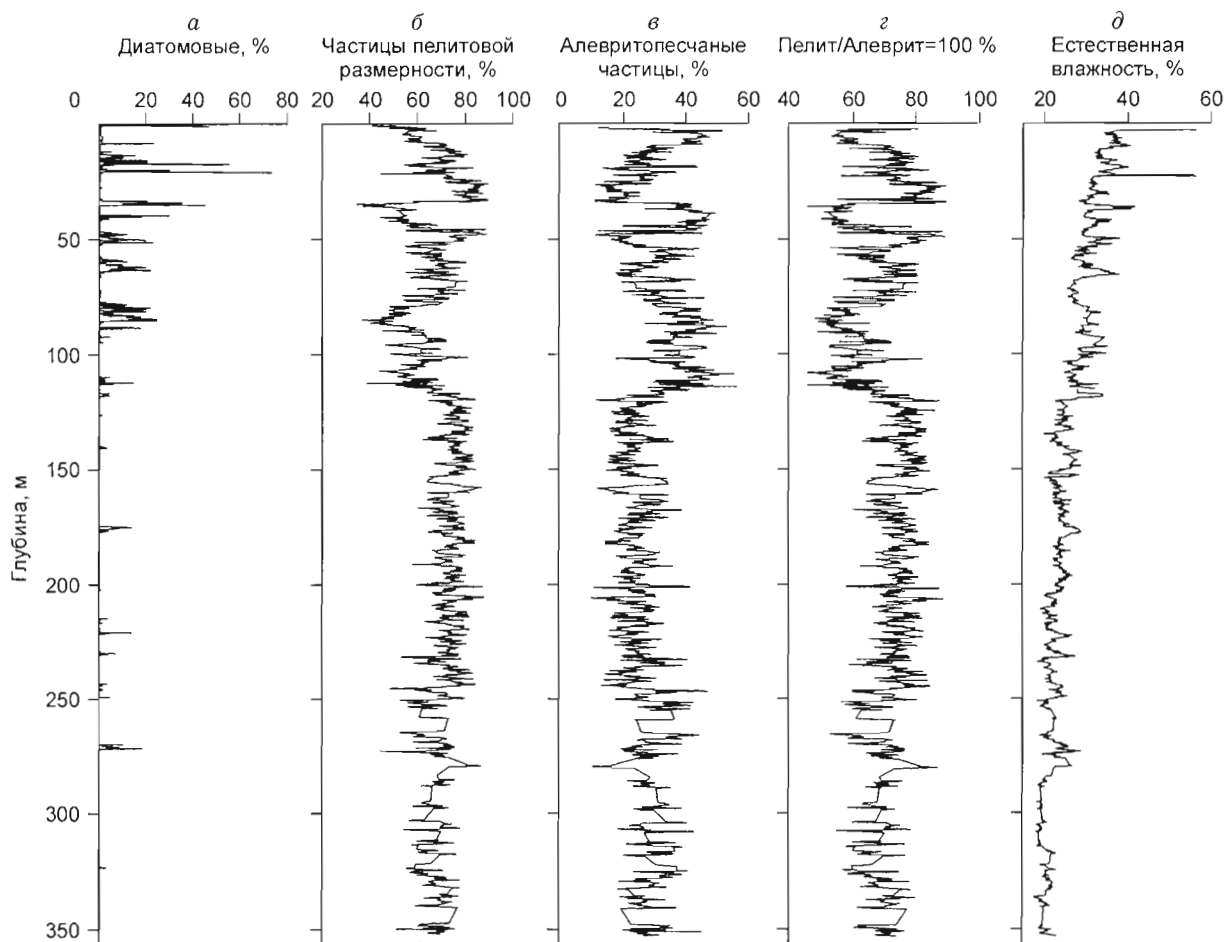
Черными квадратами отмечены положения и возраст (тыс. лет) согласно радиоизотопному ( $^{14}\text{C}$ ) датированию [29]. Стрелками показано положение тонкого прослоя диатомовых водорослей *Synedra acus*, на основании которого проводилась корреляция разрезов скв. BDP-99 и BDP-93. Возраст прослоя, согласно [74], составляет 3800 лет. 1 — диатомовые, 2 — алевритовая глина, 3 — турбидитный прослой, 4 — терригенный ил, 5 — радиоуглеродные AMS-датировки, 6 — отсутствие керна.

грубым алевритом и мелким песком с нечеткими границами. Количество их невелико, мощность не превышает 5 см. По разрезу они распределены неравномерно и приурочены большей частью к глинистым прослоям (см. рис. 5, 6). Обогащение тонких осадков грубым материалом в этих прослоях вероятно связано с ледовым заносом.

Несмотря на расположение точки бурения на подводном склоне, разрез BDP-99 не содержит большого количества отложений турбидитных потоков. Серия турбидитов наблюдается в нижней части разреза, на глубинах 349—350 м (см. рис. 5, 6). Хорошо выраженный турбидит мощностью 19 см обнаружен на глубине 92,5 м в скв. BDP-99-2. В основании этого слоя залегает песок, градиционно переходящий в алевритовый и далее пелитовый материал. Основание слоя эрозионное со следами размыва.

Следы биотурбации отмечаются в толще осадков редко и неравномерно, наиболее редки они в нижней части разреза. В диатомовых илах биотурбация выражена в виде мелких горизонтальных линзочек, несколько отличающихся по цвету от вмещающих осадков. В глинах она четко прослеживается в виде тонких, извилистых, вертикальных или наклонных каналов, длиной от 1—2 до 7 см, нарушающих слоистость и отличающихся по цвету от вмещающих осадков. Часто в этих каналах наблюдаются включения вивианита. В целом следы биотурбации проявлены в разрезе скв. BDP-99 меньше, чем в разрезах Академического хребта.

Линзовидные текстуры, не связанные с биотурбацией, отмечаются по всему разрезу и обусловлены присутствием небольших (от доли миллиметра до нескольких сантиметров) линзочек песчано-алевритового материала. Чаще всего они встречаются в верхних 80 м разреза (рис. 9). Обычно линзы приурочены к глинистым прослоям. На глубине 19—20 м можно видеть, что линзочки песка в диатомовом иле приурочены к верхней и нижней границе слоя при переходе диатомовых илов в глины. В глинах их



**Рис. 9. Кривые распределения литологических и физических параметров осадков в сводном разрезе BDP-99.**

*a* — количество диатомовых по разрезу керна; *б* — содержание пелита; *в* — содержание алевритопесчаных компонентов; *z* — соотношение пелитовых и алевритопесчаных частей осадка, приведенные к 100 %; *д* — кривая естественной влажности осадка (средние по 4 точкам).

количество достигает 25—30 линз на 1 м поверхности вскрытого керна. Песчаный материал линз не окатан или слабо окатан. Образование линз, скорее всего, связано с ледовым разносом [3, 4, 10, 18].

Галька и гравий встречаются по всей длине керна в виде отдельных единичных включений (рис. 10). Они приурочены практически всегда к глинистым прослоям и представлены, как правило, неокатанными или слабоокатанными обломками кварца и реже обломками пород: алевролитов, сланцев и гранитов. Растительные остатки в разрезе крайне редки. Они представлены углифицированными фрагментами растений или обломками древесины.

В осадках разреза отмечены включения и конкреции вивианита, что типично для осадков Байкала [4, 29]. Конкреции часто приурочены к отдельным прослоям. Наибольшее количество таких прослоев, обогащенных конкрециями, отмечают в верхних (0—50 м) частях разреза, а отдельные конкреции наблюдаются практически по всему разрезу. Включения вивианита представлены преимущественно мелкими (2—5 мм) гнездами неправильной формы, но иногда встречаются гнезда до 1 см и более. Материал включений грязно-серого цвета и порошкообразной консистенции. При вскрытии керна вивианит окисляется и изменяет окраску на ярко-голубую, что позволяет его легко диагностировать. Включения вивианита часто приурочены к ходам бентосных организмов. Включения вивианита постоянно отмечают до глубины 65 м. В нижней части керна они встречаются крайне редко (см. рис. 10).

По всему разрезу скважины обильно проявлены полосы, пятна, мелкие вкрапления и гнезда гидротроилита ( $\text{FeS} + n\text{H}_2\text{O}$ ). Обычно он представлен черным порошкообразным веществом, а при окислении

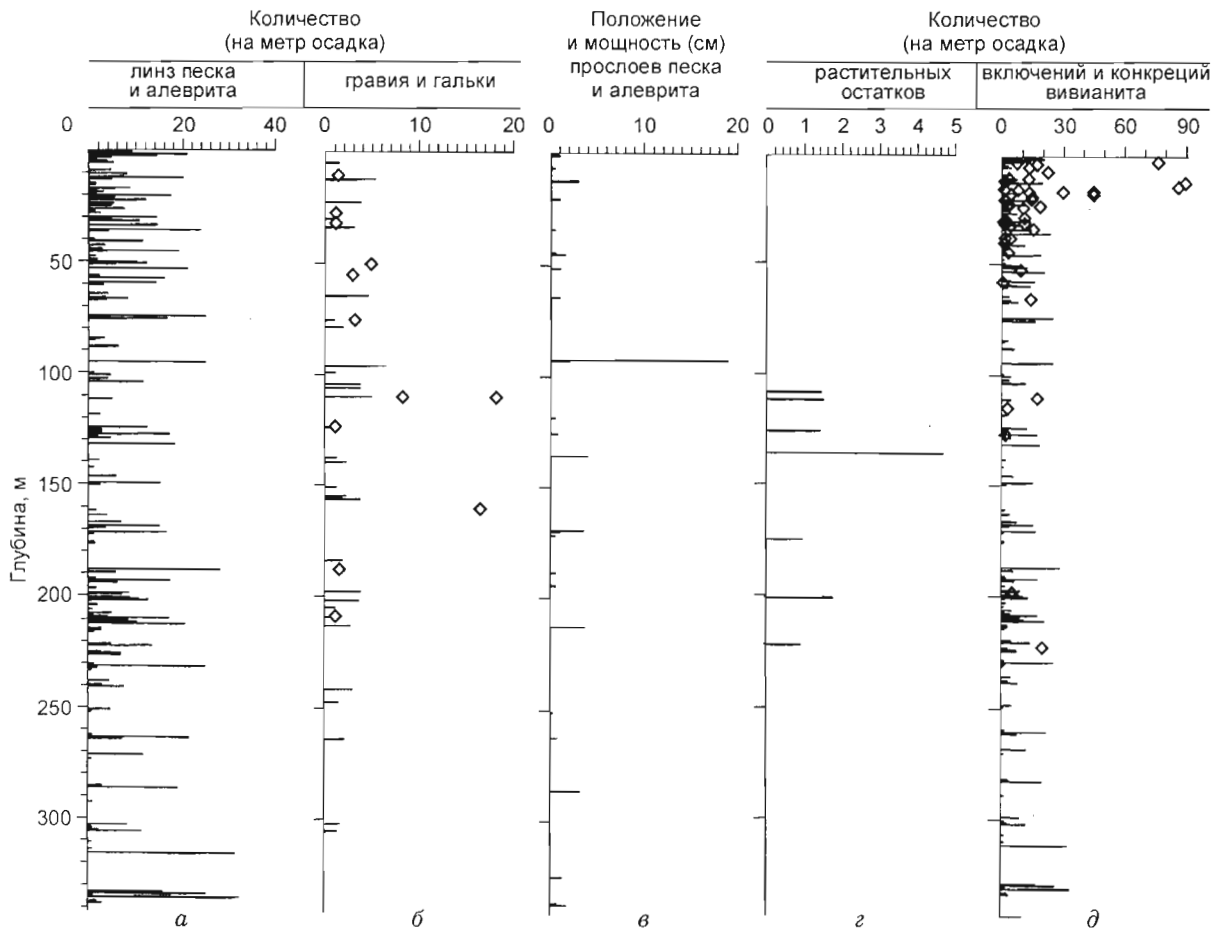


Рис. 10. Графики распределения количества донных отложений в сводном разрезе скв. BDP-99-1 и BDP-99-2.

*a* — линз песка и алеврита; *б* — гравия и гальки (показаны ромбиками); *в* — расположение и мощность (см) прослоев песка и алевритов; *г* — растительных остатков; *д* — включений и конкреций (показаны ромбиками) вивианита.

осадка на воздухе выделения гидротроилита приобретают охристо-рыжую окраску. По сравнению с буровыми кернами Академического хребта выделения гидротроилита в BDP-99 более многочисленны.

**Физические свойства донных отложений.** Плотность осадков определялась путем взвешивания образцов керна (около 400 мг) на торсионных весах ТВ-500 в воздухе и в керосине непосредственно на буровом комплексе сразу после подъема керна. Определения были сделаны в интервале глубин 180—350 м. Плотность осадков скв. BDP-99 в среднем составляет  $1,97 \text{ г/см}^3$  (от 1,84 до  $2,10 \text{ г/см}^3$ ), она уменьшается в слоях, содержащих диатомовые створки, и возрастает в глинистых прослоях. Колебания плотности хорошо согласуются с колебаниями содержания створок диатомовых и влажности. В целом плотность возрастает вниз по разрезу согласно гравитационному уплотнению осадков. Плотность осадков с Посольской банки выше, чем осадков с Академического хребта, что связано с большей долей терригенной составляющей в осадках скважины.

Естественная влажность осадков определялась сразу после вскрытия керна. Пробы объемом  $1 \text{ см}^3$  отбирались через 10 см. Они взвешивались, затем высушивались при  $60 \text{ }^\circ\text{C}$  и повторно взвешивались. Проанализировано 2079 проб. Содержание влаги в них колеблется от 18,9 до 64,6 %. Отмечается закономерное уменьшение влажности отложений вниз по разрезу (рис. 11), что обусловлено гравитационным уплотнением осадков. В забое разреза естественная влажность уменьшается до 19—22 %. Подобное уменьшение влажности за счет уплотнения осадков отмечалось в скважинах на Бугульдейской перемычке [1]. На Академическом хребте уменьшение влажности осадков с глубиной было выражено в меньшей степени [3, 4].

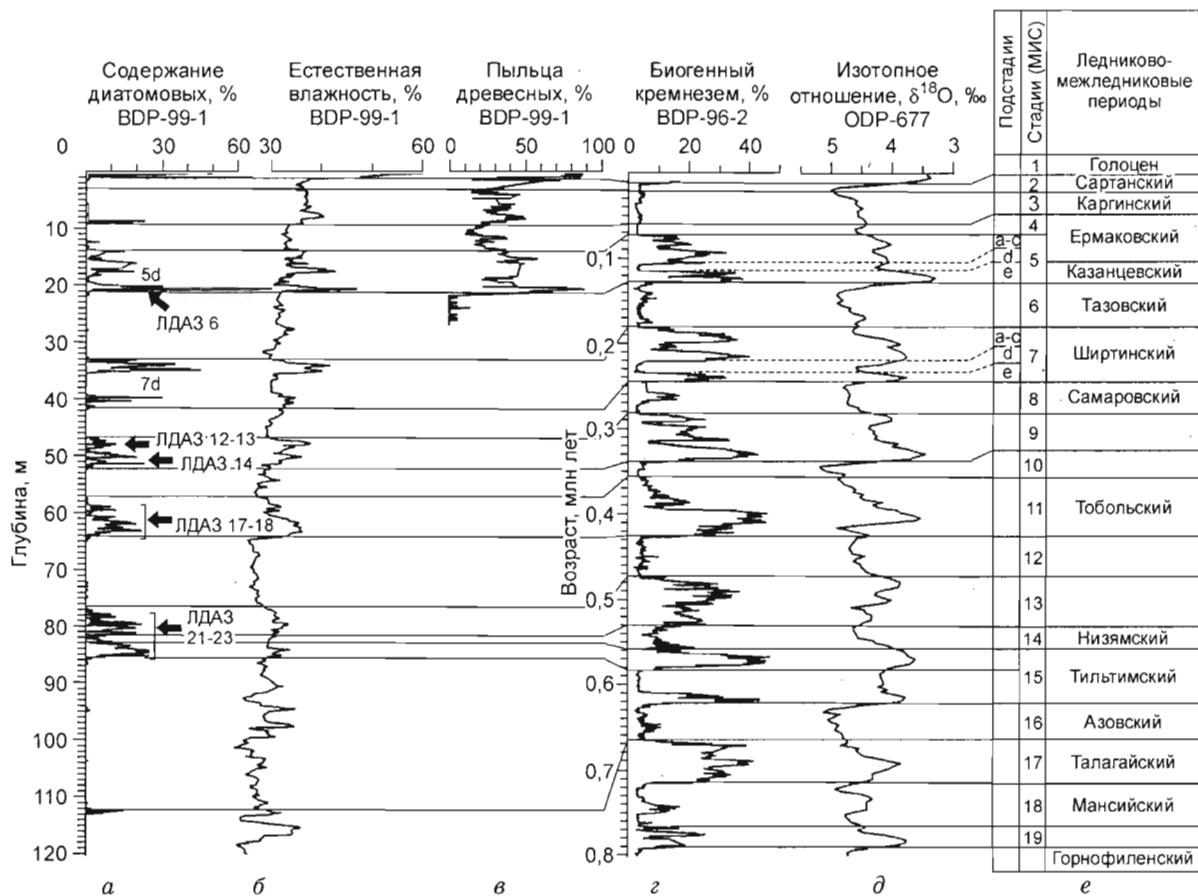


Рис. 11. Сопоставление распределений диатомовых (а), естественной влажности (б), процентное содержание пылицы древесных растений (в) в осадках скв. BDP-99-1; с распределением биогенного кремнезема в BDP-96-2 [52] (z) и морской изотопно-кислородной кривой ODP-677 [50] (д).

В правой колонке (е) показано сопоставление записей из BDP-99-1 с морской изотопной стратиграфической шкалой (МИС) и с ледниково-межледниковой стратиграфической схемой для Западной Сибири [53, 54].

На фоне снижения влажности вниз по разрезу наблюдается значительное колебание ее значений, обусловленное изменениями литологических свойств и, в первую очередь, содержания створок диатомовых водорослей. Сравнение кривых распределения влажности и распределения створок диатомовых водорослей показывает (см. рис. 11), что слои, обогащенные створками диатомовых, характеризуются также и повышенной влажностью, что четко отличает их от глинистых терригенных прослоев. Такое соотношение наблюдается по всему разрезу. Изменение влажности осадков Байкала при переходе от диатомовых илов в глины отмечалось и ранее в кернах с Бугульдейской перемычки и Академического хребта [1—4]. Это даже послужило основой для использования влажности как упрощенного индикатора литологических и палеоклиматических изменений [23, 24].

**Геофизический каротаж** включал: каротаж сопротивления (КС), гамма-каротаж (ГК), индукционный (ИК), потенциал самопроизвольной поляризации (ПС), акустический (АК), каротаж магнитной восприимчивости (КМВ), резистивиметрию (РЗ), термометрию (ТМ), инклометрию (ИКМ) и измерение диаметра скважины (КВ). Диапазоны проведения различных типов каротажа показаны в таблице. Гамма-каротаж проводился как в открытом стволе скважины, так и в райзере-кондукторе.

Метод	КС	ПС	ГК*	КМВ	АК	РЗ	ТМ*	ИКМ*	КВ
Глубины измерения в скв. BDP-99 (м)	63—178	63—183	0—274	63—171	63—176	63—169	0—185	0—260	16—182

\* Измерения проводились также в колонне, расположенной в водной толще, остальные измерения в буровом стволе скважины.

Термометрия позволила оценить средний геотермический градиент (17,8 мК/м) и температуру (4,6—7,9° С) осадков в интервале глубин 0—185 м в скв. BDP-99-2.

**Палеомагнитные исследования.** Для изучения магнитной восприимчивости осадков скв. BDP-99 были отобраны 1223 образца со средним шагом 20 см. В изученных ранее байкальских разрезах неоднократно отмечалось обратное соотношение между содержанием створок диатомовых водорослей и магнитной восприимчивостью [3, 4]. Подобное соотношение прослеживается также и в разрезе BDP-99, особенно в его верхней части (0—87 м). Однако даже для верхней части разреза BDP-99 корреляция байкальских записей магнитной восприимчивости с морской изотопно-кислородной кривой весьма затруднительна, в отличие от разрезов буровых скважин с Академического хребта [3, 4]. Профиль магнитной восприимчивости в средней толще разреза BDP-99 не выявляет значительных изменений и указывает на однородность литологического состава (рис. 12).

Для изучения наклонения магнитного поля в осадках скв. BDP-99 отобраны и измерены 656 образцов. Отбор произведен из обеих скважин, 602 образца отобраны с торцов кернов, а 54 — с разрезанных половинок для детального размагничивания. Все образцы размагничены в переменном магнитном поле в Иркутской палеомагнитной лаборатории, а затем измерены на магнитометре JR-4 (производство Чехии). Основной целью палеомагнитных исследований было определение возраста разреза путем сравнения полученной записи наклонений вектора естественной остаточной намагниченности с магнитохронологической реперной шкалой кайнозоя [25].

Ранее было показано [3, 4], что вязкая компонента намагниченности в байкальских осадках снимается полем 10 мТл. Детальное размагничивание 54 образцов скв. BDP-99 подтвердило это. Поэтому размагничивание остальных образцов проводилось в полях 5, 10 и 20 мТл для удаления вязкой вторичной компоненты.

Наклонения вектора остаточной намагниченности по образцам обеих скважин после размагничивания переменным магнитным полем 10 мТл приведены на рис. 7. На глубине 220—240 м происходит смена геомагнитной полярности (прямой на обратную). Если предположить, что на этой глубине находится граница геомагнитных эпох Брюнес—Матуяма (780 тыс. лет) и принять скорость осадконакопления постоянной, то тогда, согласно данным магнитохронологической реперной шкалы [25], на глубине около 290 м должна была бы наблюдаться следующая смена полярности на границе эпохи Матуяма—эпизода Харамильо (990 тыс. лет), а на глубине 315 м — Харамильо—Матуяма (1070 тыс. лет). Но этих смен полярности в палеомагнитной записи скв. BDP-99 нет. В связи с этим можно предположить, что на глубине более 230 м отлагались осадки эпизода прямой полярности, скорее всего Харамильо. В этом случае осадки, отвечающие верхам эпохи Матуяма, отсутствуют, т. е. ориентировочно в интервале 150—200 м имеется размыв. Это приводит к совмещению в разрезе осадков, накопленных в эпоху прямой полярности Брюнес, с осадками, накопленными во время эпизода прямой полярности Харамильо. Установить в разрезе, где заканчивается эпоха прямой полярности Брюнес, а где заканчивается Харамильо только на основании палеомагнитных данных, не представляется возможным. Однако, как будет показано ниже, использование диатомовой стратиграфии позволяет установить положение несогласия и границу Брюнес—Матуяма.

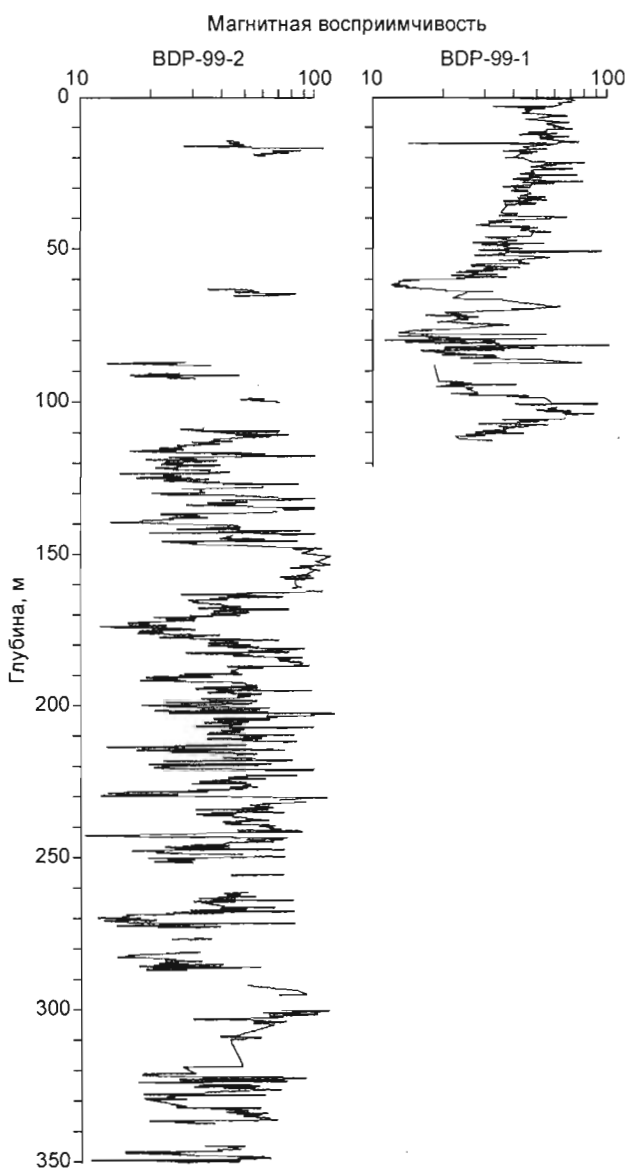


Рис. 12. Результаты измерения магнитной восприимчивости ( $\kappa \cdot 10^3$  ед. СИ) осадков в скв. BDP-99-1 и BDP-99-2.

**Распределение содержания створок диатомовых водорослей в разрезе.** Подсчет створок диатомовых в кернах BDP-99 проводился полуколичественным методом вместе с учетом распределения терригенных фракций [3, 4, 21, 22]. Записи изменения содержания створок диатомовых в осадках Посольской банки, особенно в верхней толще до глубины 80 м, демонстрируют типичное для байкальских осадков чередование слоев обогащенных диатомовыми водорослями, формирование которых происходило в межледниковые периоды, и бездиатомовых прослоев, сформировавшихся в условиях ледникового времени (см. рис. 7, 11). Среднее содержание диатомовых водорослей снижается вниз по разрезу. Особенно заметное уменьшение численности створок отмечается ниже глубины 87 м (см. рис. 7). Максимальное содержание створок зафиксировано в осадках самого верхнего слоя (0—1 м), где их обилие достигает 47 % от объема осадка (см. рис. 7, 8). В нижней части разреза концентрация диатомовых водорослей в отдельных одиночных прослоях составляет всего 5—15 %, но в основной массе осадка диатомовые практически отсутствуют (см. рис. 5—7). Сохранность диатомей в кернах BDP-99 далека от идеальной, и многие створки представлены в виде обломков и ободковых поясков. Например, у створок видов *Cyclotella* чаще всего не сохраняются краевые зоны, вероятно, в результате частичного растворения створок.

**Предварительная диатомовая стратиграфия разреза BDP-99.** Для предварительного анализа видового состава диатомей в кернах BDP-99 были отобраны образцы с горизонтов, обогащенных диатомовыми створками, представляющих интерес для стратиграфических целей. Сравнения видового состава диатомей в осадках BDP-99 с детальной биостратиграфической записью керна BDP-96-2 с Академического хребта [26, 27] сделало возможным оценить возраст толщи, вскрытой скв. BDP-99.

В секции 1-1А (глубина 0—0,67 м) скв. BDP-99-1 представлена типичная для Байкала голоценовая диатомовая ассоциация: *Cyclotella minuta*, *C. ornata*, *Aulacoseira baicalensis*, *A. islandica* (споры), *Stephanodiscus binderanus*. В этом керне также присутствует прослой, обогащенный створками диатомовых вида *Synedra acus* var. *radians*, подобный обнаруженному в керне скв. BDP-93 с Бугульдейской перемычки [28] (см. рис. 8) и во многих других осадочных разрезах озера [18]. Возраст этого диатомового прослоя, согласно радиоуглеродному датированию, определяется в 3,8 тыс. <sup>14</sup>С лет [7, 28, 29].

Обилие диатомей в образце из секции 5-1В (скв. BDP-99-1) (6,13—6,71 м) значительно ниже, и ассоциация представлена видами *Cyclotella minuta*, *C. ornata* и *S. flabellatus*, представителями каргинского интерстадиала в байкальской записи (Г.К. Хурсевич, неопубликованные данные). Диатомовая ассоциация в секции 14-1 (19,34—20,63 м) из скв. BDP-99-1 представлена видами *Stephanodiscus grandis*, *S. formosus*, *S. carconeiformis*, *Synedra ulna* var. *danica*, *A. islandica* (створки и споры). Такой состав, согласно [26, 30], характерен для локальной диатомовой зоны (ЛДАЗ) 6 (см. рис. 7). Эта зона по возрасту соответствует интервалу последнего межледникового периода (казанцевское время), эквивалентному морской изотопно-кислородной подстадии (МИС) 5е (см. рис. 11). Отличительной чертой диатомовой ассоциации МИС 5е в кернах BDP-99 является обилие диатомовых вида *Aulacoseira italica*, что ранее не наблюдалось на этом временном интервале ни в кернах BDP-93 с Бугульдейской перемычки, ни в кернах BDP-96 с Академического хребта.

Ряд видов-индикаторов также найден ниже по разрезу керна BDP-99-1. Например, диатомовая ассоциация в секции 21-23 (32,37—38,61 м) представлена видами *Stephanodiscus grandis*, *S. formosus*, *S. carconeiformis*, характерными для интервала МИС 7 в керне BDP-96-2 с Академического хребта [26, 30]. В секции 30-31 (47,21—50,43 м) помимо диатомовых водорослей *Stephanodiscus grandis* в значительном количестве присутствуют также споры *Aulacoseira islandica*, указывая, что, вероятнее всего, этот интервал глубин соответствует диатомовым зонам ЛДАЗ 12-13 (МИС 9) [26, 30]. Предлагаемая корреляция подтверждается присутствием в секции 32-1 (50,43—51,25 м) скв. BDP-99-1 очень характерной ассоциации ЛДАЗ 14, соответствующей морской изотопно-кислородной подстадии МИС 9е: обилие створок вида *Stephanodiscus exiguus* и присутствие створок вида *S. baicalensis* var. *concinis* [26, 30]. В секции 38-1 (61,96—62,71 м) обнаружена байкальская ассоциация, типичная для межледникового интервала, соответствующего морской изотопно-кислородной стадии 11. В разрезе BDP-99-1, подобно разрезу BDP-96-2, на этом интервале присутствуют *S. distinctus*, *S. exiguus*, *S. binderanus*, *Cyclotella minuta* и споры *Aulacoseira islandica* (ЛДАЗ 17-18, согласно [26, 30]). В секции 48-49 (76,68—79,03 м) скв. BDP-99-1 в диатомовой ассоциации доминирует вид *S. distinctus* et var. *excentricoides*. Этот интервал соответствует зоне ЛДАЗ 21 в разрезе BDP-96-2, коррелирующей с морской изотопно-кислородной стадией 13. Интересно, что в разрезе BDP-99-1 для этой диатомовой зоны характерно еще и обилие створок *Cyclotella minuta*. Диатомовая ассоциация секции 51 (82,24—83,21 м) в BDP-99-1 представлена практически единственным видом *S. distinctus*, также для этого интервала характерно высокое содержание створок бентосных диатомей. Такое сочетание является отличительной чертой ЛДАЗ 23 в керне BDP-96-2 [26, 30]. Последним возрастным индикатором, найденным в BDP-99-1, явилась диатомовая ассоциация в секции 70 (112,14—113,41 м). Присутствие видов *Cyclotella praeminuta* и *Stephanodiscus baicalensis* var. *concinis* позволяет коррелировать этот интервал в разрезе BDP-99 с диатомовой зоной ЛДАЗ 26 в разрезе BDP-96-2.

Таким образом, этот интервал в основании верхней толщи разреза BDP-99 соответствует морской изотопно-кислородной стадии 17 с возрастом около 664—687 тыс. лет [26, 30].

Поиск видов-индикаторов в средней толще разреза BDP-99 был затруднен как меньшей степенью сохранности диатомей, так и значительно меньшим содержанием створок в осадке. Представительный образец был найден в секции 101 (227,07—229,01 м) скв. BDP-99-2 (см. рис. 7), в котором диатомовая ассоциация представлена видами *Cyclotella ocellata* и *Aulacoseira alpigena*. Байкальская ассоциация диатомей, в которой доминировал вид *Cyclotella ocellata*, была ранее найдена в разрезе BDP-96-2 в узком интервале глубин от 47,6 до 49,6 м. Этот интервал в BDP-96-2 соответствует возрасту около 1,07—1,12 млн лет [31]. Таким образом, зона *Cyclotella ocellata* — важный стратиграфический маркер для BDP-99. Особенностью этой зоны в разрезе BDP-99 является обилие створок вида *Aulacoseira alpigena*. В разрезе BDP-96 вторым доминирующим видом в этом интервале был вид *Aulacoseira subarctica* [31]. Данные видовые различия, по нашему мнению, не противоречат корреляции этих интервалов в BDP-96 и BDP-99, поскольку как *A. alpigena*, так и *A. subarctica* являются холодолюбивыми видами. В керне BDP-96 этот „холодный“ интервал с характерной диатомовой ассоциацией был скоррелирован с похолоданием Менап в Западной Европе [31]. Другим важным маркирующим горизонтом в разрезе BDP-99-2 является интервал, содержащий диатомовые водоросли видов *Stephanodiscus williamsii*, *S. yukonensis* var. *antiquus* [31] и *Synedra ulna* var. *danica*. Эта диатомовая ассоциация в секции 57-58 (174,93—176,67 м) скв. BDP-99-2 (см. рис. 7) соответствует ассоциации с возрастом 0,9—1,07 млн лет в разрезе BDP-96-2, где она лежит выше зоны *Cyclotella ocellata* [31]. Таким образом, нижнеплейстоценовые диатомовые ассоциации в разрезе BDP-99-2 с Посольской банки найдены в той же стратиграфической последовательности, что и в осадочном разрезе Академического хребта.

**Палинологическая стратиграфия. Методика исследований.** Для целей палинологического анализа опробован каждый десятый сантиметр верхних 25 м (кern 1-17). Такой выбор исследуемого интервала и частота опробования определялись следующими причинами: необходимостью получения детальных высокоразрешающих записей из района с высокими скоростями седиментации. В скв. BDP-93, имеющей близкую скорость седиментации, палинологическим анализом был охвачен весь разрез мощностью 100 м, однако шаг опробования превышал 40 см. В другой исследуемой скв. BDP-96 интервал опробования составлял около 10 см при значительно более низких скоростях осадконакопления. В новой скв. BDP-99 было принято решение начать опробование с шагом 10 см, чтобы на первом этапе получить результаты для верхней части разреза, которая представляет наибольший интерес для расшифровки климата последних тысячелетий.

Образцы подготовлены для просмотра под микроскопом с использованием стандартной методики [32]. Сумма подсчитанных в образцах пыльцы и спор варьировала от 5 до 2300 зерен. При этом определение процентного содержания элементов спорово-пыльцевого спектра (СПС) проводилось только для тех образцов, в которых сумма пыльцы и спор в спектрах превышала 200 зерен. Определение обилия или процентного содержания пыльцы отдельных таксонов основано на сумме пыльцы древесных растений. В целом в составе СПС определены пыльца и споры около 70 растений. Однако для настоящей статьи построена упрощенная пыльцевая диаграмма на основе только 17 элементов спектров.

**Пыльцевая стратиграфия.** На пыльцевой диаграмме выделены 11 пыльцевых зон (рис. 13). Выделение зон проводилось визуальным методом на основе изменений содержания в СПС пыльцы и спор различных растений и суммы всех подсчитанных пыльцевых зерен. Описание зон приводится сверху вниз.

Пыльцевая зона 1 выделяется на основе почти абсолютного господства пыльцы древесных растений, среди которых преобладает пыльца сосны *Pinus sylvestris* при заметном участии пыльцы кедра сибирского *Pinus sibirica*, лиственницы *Larix* sp. (см. рис. 13). Пыльцевая зона 2 включает СПС с господством в верхней части пыльцы кедра сибирского, кустарниковых березок; в середине зоны — пыльцы пихты, лиственницы, ели *Picea obovata*, ивы *Salix* sp.; в нижней части — пыльцы ели, лиственницы, эфедры (*Ephedra* sp.), спор папоротников *Polypodiaceae*. Зона 3 характеризуется набором спектров с доминированием пыльцы ели, лиственницы, ивы. Зона 4 включает спектры с очень низким содержанием пыльцы и спор, среди которых преобладает пыльца главным образом ветроопыляемых растений с высокой способностью к рассеиванию, представителей степной и лесостепной растительности — сосны, душекии, маревых *Chenopodiaceae*, полыней *Artemisia*. В СПС зоны 5 резко увеличивается по сравнению со СПС зоны 4 общее количество пыльцы и спор, но заметно снижается содержание пыльцы древесных растений. Преобладает пыльца кустарников — душекии, и трав — эфедры, маревых, гвоздичных *Carophyllaceae*, полыней, осок *Surgetaceae*, злаковых *Poaceae*. Зона 6 выделяется по значительному увеличению в СПС содержания пыльцы ели, уменьшению — пыльцы эфедры. Для СПС зоны 7 характерно низкое процентное содержание пыльцы древесных растений на фоне господства пыльцы березы, душекии, ивы, при обилии трав — маревых, гвоздичных, полыней, осоковых и спор папоротников. Зона 8 включает СПС с еще более низким (менее 30 %) содержанием пыльцы древесных, среди которых преобладает пыльца кедра сибирского, затем сосны. По-прежнему много пыльцы кустарниковой ольхи и пыльцы трав, особенно маревых, полыней, осоковых. СПС этой зоны также выделяются обилием спор сфагновых мхов *Sphagnum* sp. В СПС



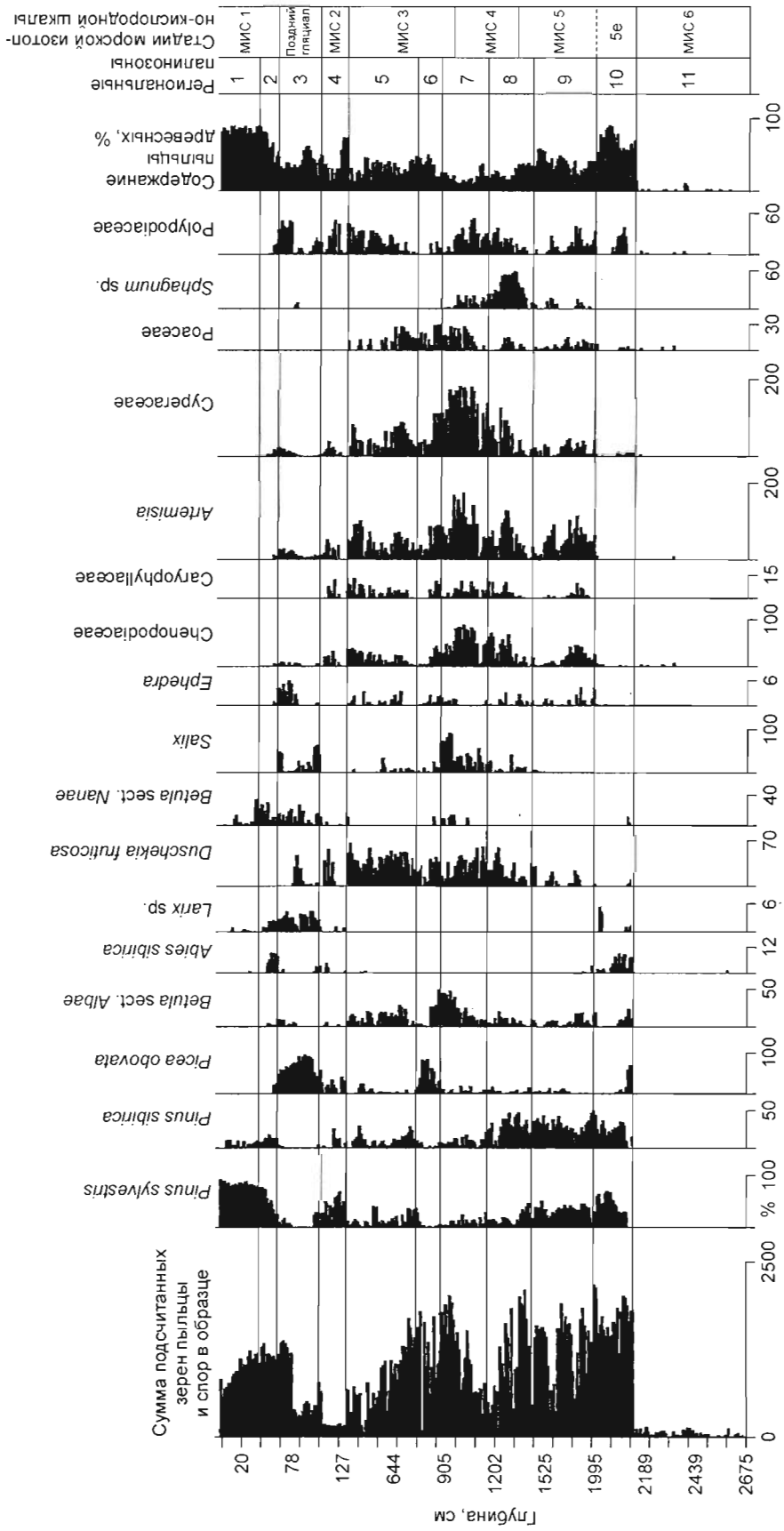


Рис. 13. Спорово-пыльцевая диаграмма для осадков BDP-99-1 в интервале глубин 0—25 м.

В правой части рисунка показаны выделенные палинологические зоны и их соответствие морской изотопно-кислородной стратиграфии.

зоны 9 содержание пыльцы древесных растений повышается за счет пыльцы сосны и кедра. Уменьшается роль трав, особенно семейства осоковых. СПС зоны 10 отличаются высоким содержанием пыльцы древесных растений (см. рис. 13). В группе древесных преобладает пыльца ели, пихты, сосны, кедра.

*Палинологические реконструкции.* Данные палинологического анализа позволяют провести реконструкцию изменений растительности и климата обширной территории водосборного бассейна оз. Байкал. Осадки в районе бурения скв. ВDP-99 сформированы в зоне влияния самого крупного притока озера, а следовательно, и поставщика пыльцевого материала — р. Селенга. Здесь же должно быть заметно выражено и влияние других крупных притоков — рек Бугульдейка, Бол. Голоустная и ряда рек, стекающих с северных склонов хр. Хамар-Дабан. Сложный и разнородный состав полученных СПС отражает главным образом разнообразие ландшафтно-растительных условий тех территорий, которые дренируются названными речными системами. При реконструкции ландшафтно-климатических условий учитывались данные о составе современной растительности бассейнов рек [33, 34], особенности состава субрецентных СПС бассейнов рек Бугульдейка, Бол. Голоустная, рек хр. Хамар-Дабан, донных осадков оз. Байкал [35], территории Монголии [36], Забайкалья [37].

Растительность времени формирования спектров зоны 11 не может быть восстановлена в силу крайне низкой репрезентативности спектров этой зоны (см. рис. 13). Однако стоит заметить, что в структуре ландшафтов исследуемой территории, очевидно, существовали степные, тундровые марево-полянны, осоково-злаковые травяные сообщества наряду с островными лесами из сосны, кедра, лиственницы. Спектры зоны 11 характеризуют ландшафты тазовской ледниковой эпохи.

Время начала формирования зоны 10 характеризовалось распространением в среднегорном поясе темнохвойных пихтовых, кедровых с папоротниковым покровом и долинных еловых лесов (см. рис. 13). Климат становится влажным, с количеством осадков не менее 700 мм в год. Процесс развития почвенного покрова в условиях улучшения климата и деградации многолетней мерзлоты способствовал формированию хорошо дренированных, богатых элементами зольного питания почв. Такие условия существовали большую часть времени формирования зоны 10. Этот период характеризовался проявлением в бассейне Байкала активной циклонической деятельности, связанной, очевидно, с изменениями общей циркуляции атмосферы Северного полушария в условиях возобновления работы теплого и влажного северо-атлантического конвейера в межледниковое время. На заключительном этапе формирования СПС зоны 10 в составе растительности господствовали сосновые, кедровые и лиственничные леса в условиях более континентального, холодного, недостаточно влажного климата.

Позже, во время аккумуляции СПС зоны 9, значение лесной растительности уменьшилось (см. рис. 13). Сосна могла участвовать в составе лесостепного комплекса подгорных равнин и низкогорного пояса. Кедр, очевидно, в составе среднегорного пояса, с большим эффективным увлажнением. Увеличилась доля степных марево-полянны и злаковых группировок. Проявились признаки локального опустынивания с формированием группировок из эфедры. Заметное участие в составе растительности принимали травянистые растения из семейства гвоздичных, предпочитающие сухие, часто незадернованные участки. Климат времени формирования СПС зоны 9 характеризуется как континентальный, сухой, умеренно-холодный с жаркими, засушливыми летними сезонами и малоснежными, холодными — зимними.

Влажный, холодный климат времени формирования спектров зоны 8 привел к активному заболачиванию придельтовых равнин, устьев и низких пойм рек. Именно в это время максимальное развитие получили мезотрофные сфагновые группировки, обычные для переувлажненных местообитаний с застойным режимом. Придолинные участки и влажные склоны занимали кустарниковые, преимущественно ивово-душекиевые группировки. Роль степных ландшафтов междуречных пространств и хорошо инсолируемых горных склонов также была велика. Площади, занятые лесной растительностью, существенно сокращались.

Еще большее распространение степной, тундровой и лесотундровой растительности произошло в период формирования спектров зоны 7, о чем свидетельствует дальнейшее сокращение доли пыльцы древесных растений, в том числе и сосны, и кедра (см. рис. 13). Вероятно, кустарниковые душекиевые тундры и березовые лесотундры распространялись в средне- и низкогорном поясах, долинах рек. Придельтовые равнины занимали осоковые, иногда сфагново-осоковые эвтрофные заболоченные сообщества, ивняки со стабильным, хорошо проточным гидрологическим режимом. В бассейне Селенги господствовали маревые, разнотравно-злаковые степи, возможно, с участием редких, островных сосновых лесостепей. Климат оставался холодным, недостаточно влажным, резко континентальным. Очевидно, широкое распространение мерзлоты в условиях низкой летней инсоляции, маломощного снежного покрова и предопределило деградацию лесной растительности.

Короткий период расширения лесной растительности во время формирования спектров зоны 6 за счет главным образом развития придолинных еловых лесов (см. рис. 13) мог быть вызван некоторым повышением весенне-летних температур, смягчением зимних. Тогда запасов летнего тепла могло быть достаточно для значительного протаивания летом грунтов, улучшения режима стока на заболоченных пространствах, расширения ельников и уменьшения площадей сфагново-осоковых болот.

Растительность зоны 5 характеризовалась преобладанием лесостепных, степных ландшафтов. Вместе с тем в среднегорно-таежном поясе несколько расширились площади кедровых лесов. Наряду с березовыми и сосновыми лесостепными ассоциациями, злаково-пыльчаными и марево-гвоздичными степями, развивавшимися в условиях сухого, умеренно-холодного климата выровненных пространств Забайкалья, подгорно-равнинного пояса горных районов, широкое развитие получили кустарниковые, преимущественно душекиевые группировки по влажным склонам, долинам рек и придельтовым равнинам (см. рис. 13).

Спектры зоны 4 бедны в количественном отношении (см. рис. 13). Сумма подсчитанных для них пыльцы и спор со стандартного слайда варьировала от 2 до 125 зерен. В силу слабой репрезентативности спектров зоны реконструкция ландшафтно-климатических условий на надежном уровне затруднена. Причинами аккумуляции малого количества пыльцевого материала могло быть сильное сокращение лесной растительности, господство степных и тундровых сообществ. Тогда пыльцу сосны следует рассматривать как дальнезаносную, например, с территории Монголии или юга Забайкалья.

Высокое содержание в спектрах зоны 3 пыльцы ели, лиственницы наряду с крайне малым участием пыльцы сосны и кедра на фоне низкой концентрации пыльцы (см. рис. 13) предполагает господство еловых, лиственничных северо-таежных ассоциаций, возможно, лесотундрового облика, в условиях холодного, умеренно-влажного климата с широким развитием мерзлоты. Пихта, кедр, сосна, очевидно, занимали небольшие наиболее благоприятные участки среднегорного пояса. Роль кустарниковых тундр из ольховника и ив также была значительна. Такие представления о характере растительности региона хорошо согласуются с представлениями о подобном облике последней на протяжении довольно длительного промежутка времени — от начала дегляциации (около 15 тыс. л.н.) до начала раннего голоцена (около 10 тыс. л.н.) во многих районах Прибайкалья, Сибири в целом, средних широтах Евразии [38—45].

В начале формирования спектров зоны 2 проявился короткий период сильной аридизации климата, на что указывает самое значительное за все время накопления осадка изученного интервала керна BDP-99 содержание пыльцы элемента степной и полупустынной флоры — эфедры (см. рис. 13). Возможно, что этот короткий временной интервал соответствует позднему дриасу. После этого события отмечается значительное увеличение атмосферных осадков, смягчение континентальности климата, повышение весенних и зимних температур, что способствовало распространению влажных темнохвойных кедрово-пихтовых папоротниковых лесов.

Позднее, в период накопления спектров зоны 1, растительность региона приобрела облик, близкий к современному. Господствующим типом растительности стал лесной. А доминирующими древесными породами-лесообразователями — кедр, лиственница, сосна (см. рис. 13). Климат стал континентальным, недостаточно влажным, умеренно-теплым.

**Сводный разрез.** Для получения единой сводной записи из осадочных разрезов двух скв. BDP-99 необходимо было выявить точку их совмещения. Обычно сведение разрезов в один общий осуществлялось на основании данных бурового журнала о глубине проходки и корреляции записей естественной влажности и изменения содержания диатомовых водорослей [4]. Согласно данным бурового журнала, совмещения разрезов можно производить на глубине 113 м в обеих скважинах. Данные диатомового анализа позволяют уточнить положение точки совмещения.

Стратиграфическая последовательность ЛДАЗ 26-28, выявленная в BDP-96, соответствует МИС 17, и выявленные ассоциации последовательно сменяют друг друга [26, 30]. Эта последовательность важна для составления сводного разреза, поскольку эти зоны попадают на конец скв. BDP-99-1 и на начало непрерывного отбора керна в скв. BDP-99-2. ЛДАЗ 26 в скв. BDP-99-1 заканчивается на глубине 113,27 м (см. рис. 7). В скв. BDP-99-2 эта диатомовая зона отсутствует, в результате неслучайного отбора керна в верхней части (см. раздел „Техника бурения“). Но непосредственно на глубине 109,45 м в скв. BDP-99-2 начинается sdвоенная зона ЛДАЗ 27-28. Поскольку зона ЛДАЗ 27 следует сразу за зоной 26, то логично предположить, что керн второго ствола приподнят относительно первого ствола на 3,97 м. Эта поправка может использоваться для составления общей шкалы глубин для разреза BDP-99. Данное заключение подтверждается различием в положении ЛДАЗ 6 в кернах BDP-99-1 и BDP-99-2. В кернах BDP-99-1 ЛДАЗ 6 расположена на глубине от 20,04 до 20,77 м, а в скв. BDP-99-2 — от 16,96 до 17,39 м, т. е. разница в глубинах составляет примерно 3,2 м (см. рис. 7).

Правомерность использования диатомовой биостратиграфии для составления общего разреза по скв. BDP-99-1 и-2 подтверждается составом диатомовой ассоциации в керне 12-1А (117,56—118,32 м) разреза BDP-99-2. Виды *Cyclotella praeminuta* и *Stephanodiscus baincalensis* var. *concinis* указывают на принадлежность этого интервала к зоне ЛДАЗ 29 с возрастом 736—751 тыс. лет в разрезе BDP-96-2 с Академического хребта [26, 30]. Таким образом, результаты анализа распределения видового состава диатомовых водорослей в сводном разрезе демонстрируют ненарушенную стратиграфическую последовательность байкальских осадков на интервале морских изотопно-кислородных стадий 17-18 (663—764 тыс. лет). Согласно весьма характерному составу диатомовых водорослей в керне 16-1С (126,12—126,79 м) (*Aulacoseira subarctica* и *Stephanodiscus notabilis*), эту последовательность можно проследить в

разрезе BDP-99 до зоны ЛДАЗ 31, соответствующей интервалу МИС 19 (780 тыс. лет) на границе эпох прямой и обратной полярности Брюнес и Матуяма (см. рис. 7).

Таким образом, точка совмещения разрезов расположена в скв. BDP-99-1 на глубине 112,14 м, к которой для составления единого разреза необходимо добавить данные из скв. BDP-99-2, начиная с глубины 109,45 м плюс 3,97 м величина различия в положении границ диатомовых зон в обоих стволах. Общая длина сводного разреза в этом случае будет составлять 356,87 м. Осадки самого верхнего керна 1-1а из ствола BDP-99-2 также использовались для компенсации потерь верхних 15 см осадков в кернах скв. BDP-99-1.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Возрастная модель разреза BDP-99.** Согласно палеомагнитным данным верхняя часть разреза, вскрытая скважинами, имеет прямую геомагнитную полярность и граница магнитной инверсии расположена на глубине ~234 м (см. рис. 7). Однако первичная интерпретация этой границы как границы магнитной инверсии Брюнес—Матуяма с возрастом 780 тыс. лет [25], которая следует из данных по наклонению магнитного поля и которая была выполнена нами ранее [46], не согласуется с диатомовой стратиграфией. Последняя показывает, что возраст диатомовых слоев на глубине 170—220 м составляет 0,9—1,12 млн лет, что значительно превосходит возрастные рамки эпохи Брюнес. На основании приведенных выше данных о литологическом составе разреза BDP-99 и биостратиграфической корреляции с разрезами BDP-93 и BDP-96, а также с привлечением данных по наклонению магнитного поля можно составить предварительную возрастную модель для скв. BDP-99.

В целом разрез верхней толщи BDP-99 и разрез, вскрытый скв. BDP-93, весьма близки по мощности, хотя на отдельных интервалах скорости осадконакопления, безусловно, различались. Например, начало последнего межледникового интервала (казанцевское время) в разрезе BDP-93 приходится на глубину около 18 м [47]. В кернах BDP-99-1 этот диатомовый межледниковый горизонт (диатомовая зона ЛДАЗ 6, согласно [26, 30]) приходится на глубину около 20—21 м. Межледниковый интервал, соответствующий морской изотопно-кислородной стадии 11, выраженный в байкальских записях диатомовыми зонами ЛДАЗ 17—18 [26, 30], в кернах BDP-93 приходится на интервал глубин 68—71 м [48]. В кернах BDP-99-1 этот диатомовый горизонт расположен на глубине 58—62 м. Возраст основания 100-метрового керна BDP-93 — около 660 тыс. лет [6, 18, 49]. Этому возрасту в кернах BDP-99-1 соответствует интервал глубин 112—114 м (ЛДАЗ 26) (см. рис. 7).

Таким образом, скорости осадконакопления были различны в осадочных горизонтах, накапливавшихся синхронно в разных скважинах, причем на одних интервалах скорости были несколько выше на Бугульдейской перемычке, на других — на Посольской банке. Однако средняя скорость на Бугульдейской перемычке (осадочная толща 100 м, сформированная за 660 тыс. лет) составила 15,15 см в тысячу лет. На Посольской банке верхняя 126-метровая толща, сформированная за 780 тыс. лет (см. рис. 7), накапливалась со средней скоростью 16,16 см в тысячу лет, т. е. средние скорости отличаются не более чем на 10 %.

В отличие от осадочных разрезов BDP-96 и BDP-98 на Академическом хребте, в разрезе BDP-99 ниже интервала ЛДАЗ 29-31, не наблюдается ожидаемой смены прямой полярности (эпоха Брюнес) на обратную (эпоха Матуяма). Вместо этого смена полярности в интервале диатомовой зоны ЛДАЗ 31 (граница Брюнес—Матуяма) выглядит как магнитный экскурс, ниже которого лежит следующий интервал прямой полярности. Учитывая надежную корреляцию как верхне-, так и нижнеплейстоценовых маркирующих горизонтов в разрезах BDP-99 и BDP-96, нарушенная последовательность в профиле магнитного накопления в BDP-99 указывает на возможный перерыв в осадконакоплении между верхней и средней толщами разреза Посольской банки.

Согласно корреляции верхних интервалов 0—3 м в разрезах BDP-99 и BDP-93 (см. рис. 8) в точках бурения на Посольской банке и на Бугульдейской перемычке, со времени последнего ледниково-межледникового перехода накопились весьма близкие по мощности слои осадков. Скорость осадконакопления в BDP-99 составляла в среднем около 15 см в тысячу лет, что весьма близко к оценке средней скорости в 17,6 см в тысячу лет в BDP-93 на этом временном интервале [47].

Короткий интервал обратной полярности, соответствующий ЛДАЗ 31, очевидно представляет собой самую верхнюю часть эпохи Матуяма [26]. Значительный интервал осадков, соответствующих эпохе Матуяма, в разрезе BDP-99 отсутствует, так как на глубине около 134 м начинается новый интервал прямой полярности, продолжающийся в разрезе BDP-99 до глубины 234 м. Таким образом, можно заключить, что на глубине около 134 м в кернах BDP-99-2 проходит граница несогласия, и средняя толща разреза BDP-99, вероятнее всего, представляет часть интервала прямой полярности Харамильо с возрастом 0,99—1,05 млн лет [50]. В пользу такой интерпретации говорят также результаты диатомового анализа, указывающие на присутствие байкальских видов с возрастом 0,9—1,12 млн лет, характерных для интервала субхрона Харамильо (см. рис. 7).

Несогласие, обнаруженное в разрезе буровой скв. BDP-99 на приподнятом блоке Посольской банки, является, пожалуй, первым и наиболее очевидным за историю изучения байкальских буровых кернов. Предварительная возрастная модель предполагает потерю слоя осадков, соответствующих интервалу около 200 тыс. лет. Несогласие обнаружено вблизи границы верхней и средней толщ осадков в BDP-99 и подчеркивается резкой сменой состава, цвета, влажности осадков и обилия створок диатомовых. Отложение 120-метровой толщи осадков, расположенных ниже перерыва и накопившихся за короткий интервал субхрона Харамильо, предполагает рекордные для байкальских поднятий скорости осадконакопления на этом интервале, в среднем около 1,7 м в тысячу лет. Возраст забоя скв. BDP-99 в данный момент определить сложно. Однако, исходя из средней скорости осадконакопления в субхроне Харамильо, а также, учитывая, что в нижней части скважины, в нижней толще (толща 1; см. рис. 6, 7) увеличивается количество турбидитных прослоев, можно предположить, что средняя скорость была не менее 1,7 м в тысячу лет. В этом случае возраст забоя скважины составил около 1,2—1,3 млн лет.

**Палеоклиматические сигналы в осадках скв. BDP-99.** В результате работ на Байкале с забортными грунтовыми трубками, а в дальнейшем при исследовании кернов глубоководного бурения было показано, что осадочная толща озера имеет ритмичное строение, обусловленное переслаиванием илов с обильным содержанием остатков диатомовых водорослей с глинами, практически лишенными диатомей [1—4, 51]. Такая ритмичность, например, на Академическом хребте прослежена до глубины 600 м [4]. Было показано также, что илы, обогащенные створками диатомовых водорослей, отлагались в теплые межледниковые периоды, а практически бездиатомовые глины — в холодные ледниковые эпохи [1—6].

Ритмичное строение хорошо проявлено и в верхней части скв. BDP-99, в интервале глубин 0—87 м. Использование индикаторных видов диатомовых водорослей, слагающих ассоциации в конкретных, четко привязанных к возрасту, слоях в скв. BDP-96 [26], стало основой выделения локальных диатомовых зон, которые позволили, как было отмечено выше, провести корреляцию разреза скв. BDP-99 с осадочным разрезом Академического хребта, построить единый разрез по скважине на Посольской банке и, наконец, построить возрастную модель для этой скважины. Сравнение ЛДАЗ из различных частей озера (Академический хребет, Бугульдейская перемычка, Посольская банка) показывает, что основные виды диатомей прослеживаются по всему озеру, и именно они могут рассматриваться в качестве индикаторных видов, так как они четко привязаны к возрасту, в первую очередь, по скв. BDP-96, для которой для эпохи Брунес построена модельная возрастная шкала [52]. К таким видам относится, например, *Stephanodiscus grandis*, *S. formosus*, *S. carconeiformis*, *Synedra ulna* var. *danica*, *A. islandica*, которые характерны для ЛДАЗ 6, встречаются и на Академическом хребте, и на Бугульдейской перемычке, и на Посольской банке и отложились в теплый период МИС 5e (120—130 тыс. лет т.н.). Такие примеры можно продолжить и на примере ЛДАЗ 12-13, 14, 17-18 и т. д. (см. раздел „Предварительная диатомовая стратиграфия“). Как было установлено Г.К. Хурсевич с коллегами [26, 27, 30, 31], во время ледниковых эпох диатомей практически вымирали, их, очевидно, не было в центральных частях озера, но в то же время какое-то количество диатомей сохранилось в отдельных, пригодных для их существования, более мелких и прогреваемых в летние месяцы заливах Байкала. Однако в эпохи потеплений, в межледниковое время, в различных удаленных друг от друга частях Байкала, причем по всей площади озера одновременно образовывались новые виды диатомей. Очевидно, экологические условия для видообразования диатомей и их распространения по всему озеру были благоприятны и в целом близки, несмотря на значительные размеры Байкала. Это указывает на то, что экосистема пелагиали Байкала является экологически единой и одинаково реагирует на изменения климата и окружающей среды. Именно это „экологическое единство“ Байкала позволяет применять диатомовую стратиграфию для сопоставления осадочных разрезов из различных частей озера. В то же время следует заметить, что отдельные виды, как например *Aulucoseira italica*, отмечаются в ассоциации ЛДАЗ 6 только в разрезе Посольской банки. Очевидно, специфика некоторых байкальских районов, связанных с поступлением вод из крупных рек, таких как Селенга для района Посольской банки, могла сказаться на развитии здесь других неэндемичных видов диатомей. Этот факт необходимо будет учитывать при изучении особенностей палеосреды для различных морфоструктур Байкала.

Как было установлено ранее [1—4], слои, обогащенные диатомовыми, имеют большую влажность, чем глины, что использовалось для первой оценки климатических изменений по керну скв. BDP-96 [23]. Учитывая эти данные, а также возможность корреляции распределения диатомовых в скв. BDP-99 с распределением биогенного кремнезема в BDP-96, на рис. 11 приведена кривая по распределению диатомей и влажности для BDP-99 и биогенного кремнезема для BDP-96-2 для интервала времени 0—800 тыс. лет. На этом рисунке приведена также кривая содержания изотопа кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  ‰ для ODP-677 [50], что позволяет коррелировать кривые распределения диатомовых водорослей и влажности для BDP-99 с морскими изотопно-кислородными стадиями. Приведенные на графиках распределения биогенного кремнезема для BDP-96-2 и распределения диатомовых для BDP-99, положение ЛДАЗ, выявленных для этого возрастного интервала, показывают надежность возрастных датировок (или возрастной модели) разреза Посольской банки. В правой части рис. 11 приведены стадии и подстадии по морской кислородной кривой [52]. Кроме того, на графике приведены ледниковые и межледниковые стадии, выявленные для

Сибири [39, 53, 54, 58]. Эти стадии можно уверенно сопоставить с соответствующими стадиями морской кислородной кривой. В полученной таким образом палеоклиматической записи с Посольской банки можно видеть многие климатические события, которые ранее были установлены в осадочных разрезах Академического хребта [3, 4, 6, 10].

На кривой распределения диатомей и влажности в сква. BDP-99 видны маломощные прослои, представленные глинами с малым количеством диатомовых водорослей и низким содержанием влаги внутри теплых изотопных стадий МИС 5 и 7 на глубинах 18—19,5 и 35,6—39,4 м (см. рис. 11). Согласно [10, 18, 55], такие прослои ледниково-озерных глин связаны с кратковременными оледенениями во время морских изотопных подстадий 5d (105—117 тыс. лет) и 7d (220—232 тыс. лет). Эти кратковременные, но глубокие похолодания были обусловлены уменьшением поступления инсоляции на Землю [56]. В морских записях эти похолодания проявлены слабо. Однако во многих континентальных записях они выражены как значительные похолодания климата [57]. В Сибири эти похолодания сопровождалось оледенениями горных хребтов [10, 18, 53, 58, 59]. Эти кратковременные оледенения горного обрамления озера в результате значительного уменьшения солнечного тепла, поступающего на Землю, зафиксированы и в записи с Посольской банки. Следует заметить, что накопление более мощного слоя ледниковых глин в изотопную подстадию 7d (220—232 тыс. лет) по сравнению с подстадией 5d в записи из скв. BDP-99, свидетельствует о более длительном и глубоком оледенении в это время. Подобные различия уже отмечались в осадочных записях с Академического хребта. Это совпадает с тем, что уменьшение инсоляции во время подстадии 7d было более значительным, чем в подстадию 5d [56]. Соответствие данных по изменению инсоляции, поступающей на Землю, с байкальскими свидетельствует о хорошей чувствительности и достоверности записи с Посольской банки. Кроме того, этот факт говорит о том, что эпохи оледенений проявлены в осадочных разрезах по всему Байкалу, а не только в Северной котловине, в горном окружении которой фиксируются в геологической истории горные ледники. Очевидно, горное оледенение в Хамар-Дабане, Северо-Западной Монголии, Восточной Туве, т. е. в районах, питающих крупнейшую реку, впадающую в Байкал, Селенгу, определяло поступление ледниковых глин в Центральную и Южную котловины Байкала и соответственно на Посольскую банку.

Таким образом, палеоклиматическая запись, основанная на распределении в осадках остатков диатомовых водорослей в интервале времени 0—800 тыс. лет (см. рис. 11), информативна и имеет важное значение для расшифровки палеоклимата этого возрастного интервала. Однако в низких частях разреза количество диатомовых водорослей резко уменьшается, а во многих интервалах этой части скважины можно видеть следы растворения створок диатомей. В связи с этим становятся важными вопросы о сохранении диатомовых водорослей в осадочных разрезах, а также причины их отсутствия в некоторых интервалах байкальских осадочных разрезов.

В разрезе скважин Академического хребта флуктуации содержания диатомовых водорослей четко увязываются с климатическими вариациями, а записанные палеосигналы связаны, очевидно, с изменениями продуктивности озера под влиянием изменения климата. Как показано [60], в осадок попадает небольшое количество диатомей, а значительная часть их растворяется по мере осаждения еще в водной толще, но, попадая в осадок на Академическом хребте, они захораниваются и остаются в осадке, фиксируя климаты прошлого. Отличительной особенностью Академического хребта является малая скорость осадконакопления (4 см в тыс. лет), что, по нашему мнению, является важной причиной сохранения диатомей в осадочном разрезе.

В нижних частях разреза Посольской банки отмечается резкое увеличение потока терригенного вещества, слагающего значительную долю осадков в Байкальской морфоструктуре. Это может являться причиной того, что в осадках нижней части разреза значительно уменьшено содержание створок (см. рис. 7). Однако причина уменьшения процентного содержания створок в нижней части разреза не может быть объяснена только простым разбавлением диатомовых водорослей терригенным веществом. При увеличении терригенного потока и приблизительно постоянном потоке створок диатомовых, продуцируемых в водной толще, должно снижаться содержание створок на грамм осадка, но увеличиваться мощность диатомовых слоев. Из записи изменения содержания диатомовых в осадках скв. BDP-99 (см. рис. 7, 11) видно, что вместе с уменьшением содержания диатомовых также падает мощность диатомовых прослоев. Это свидетельствует, что в нижней части керна помимо разбавления терригенными осадками происходит также снижение накопления створок.

Возможно, что значительное уменьшение содержания створок диатомовых в осадках скв. BDP-99 связано с растворением створок в толще отложений. Согласно данным [61], растворение створок диатомовых водорослей зафиксировано в поверхностных осадках Байкала. Причем растворение протекает более интенсивно при меньших концентрациях створок. Возможно, что разбавление диатомовых терригенными осадками приводит к усилению растворения створок за счет снижения их концентрации. Подобный „двойной“ эффект разбавление—растворение, вероятно, и является причиной особенно значительного снижения численности диатомовых в осадках кернов с Посольской банки и Бугульдейской перемычки.

Учитывая, что на Академическом хребте растворение диатомовых в самом осадке практически не отмечается, можно полагать, что низкое содержание створок диатомовых водорослей в нижних частях разрезов Бугульдейской перемычки (BDP-93) и Посольской банки (BDP-99) и их частичное растворение является локальным явлением, которое, вероятнее всего, обусловлено высокими скоростями терригенной седиментации в районе влияния р. Селенга. Последнее приводит к значительному снижению концентрации створок диатомовых водорослей в осадках и тем самым к усилению процессов растворения створок.

В связи с этим нижняя часть разреза утрачивает свою ценность в качестве источника палеоклиматической информации, основанной на распределении комплексов диатомовых водорослей. В то же время разбавление терригенным материалом диатомовых не влияет на качество палинологической и геохимической записей.

Палинологические записи, как отмечалось выше, были получены к данному моменту только для самой верхней части разреза скв. BDP-99. Однако уже эти первые материалы показывают важность этого метода для палеоклиматических реконструкций. По данным палинологического анализа и корреляции с кривыми распределения диатомовых и влажности донных отложений (см. рис. 11, 13) видно, что исследованный отрезок керна длиной 25 м охватывает временной интервал, соответствующий морским изотопным стадиям МИС 1-6 с возрастом 0—150 тыс. лет. Исходя из этой корреляции следует, что палинологическая зона 1 и финал зоны 2 соответствуют голоцену и МИС 1, начало зоны 2 — зона 3 — позднему ледниковью. Спектры зоны 4 отражают максимум похолодания сартанской стадии оледенения (МИС 2). Тогда спектры зон 5—6 и вторая половина зоны 7 соответствуют каргинскому интерстадиалу (МИС 3), а спектры первой половины зоны 7 и финала зоны 8 — зырянской стадии, или МИС 4, и начало зоны 8 и зоны 9—10 — казанцевской межледниковой стадии (МИС 5). Причем для МИС 5 в палинологической записи наиболее явно выражен палеоклиматический сигнал подстадии 5e, очевидно, соответствующий палинологической зоне 10. По крайней мере, именно в это время реконструируется влажный, умеренно-теплый и умеренно-континентальный климат с мягкими снежными зимами, мощным снежным покровом, умеренно-теплыми летними сезонами, с минимальным распространением и максимальными глубинами залегания многолетнемерзлых пород. Такие условия способствовали развитию влаголюбивого темнохвойно-таежного комплекса с господством пихтово-кедровых еловых лесов. СПС аналогичного состава характерны и для влажностного оптимума голоцена с 8,5 до 4,5 тыс. л.н. по данным предыдущих палинологических исследований донных осадков оз. Байкал и озерно-болотных отложений его бассейна [62—65 и др.].

Особенностью состава пыльцевых спектров из осадков BDP-99 является сочетание в них пыльцы элементов растительности разных, порой контрастных экологических условий местообитания — влажных лесных, придельтовых, пойменных, тундровых и лесотундровых наряду с сухими лесостепными, степными и даже полупустынными. Причиной такого сложного состава пыльцевых спектров служит тот факт, что они аккумулировали пыльцу из соответствующих растительных ассоциаций, существовавших, с одной стороны, в пределах горного обрамления оз. Байкал и, с другой — в огромном водосборном бассейне р. Селенга, дренирующей территорию, на которой в течение всего плейстоцена преобладали лесостепные и степные ландшафты с участками полупустынных. Лесная темнохвойная растительность получила максимальное развитие в условиях умеренно-влажного и прохладного климата подстадии 5e, и раннего, и среднего голоцена в среднегорно-таежном поясе горного обрамления оз. Байкал [35] и горах Монголии [66].

**Корреляция бурового разреза Посольской банки с сейсмическими разрезами.** Глубокие скважины, пробуренные в озере, предоставляют уникальную возможность интерпретации имеющихся сейсмических разрезов и интерполяции этих данных на большие площади дна. К сожалению, ни один из имеющихся сейсмических профилей не прошел точно через точку бурения скв. BDP-99. Ближе всего к буровой скважине расположены профили НСП 91-19 и 92-67 (см. рис. 1), полученные в совместных российско-американских экспедициях на НИС „Верещагин“ в 1991 и 1992 гг. [16, 17].

Для корреляции сейсмических данных с буровыми, важным является вопрос о скоростях акустических волн. Обычно для расчетов используется скорость звука в воде, равная приблизительно 1500 м/с. Непосредственные замеры скорости звука, выполненные в буровой скв. BDP-98 с Академического хребта, показывают, что скорости акустических волн в осадках на глубинах 0—250 м изменяются от 1625 до 1650 м/с [67].

Для скв. BDP-99 рассчитанные акустические скорости до отражающих горизонтов при глубине воды 201 м и мощности осадков 250 м меняются от 1535 до 1570 м/с (средние скорости с учетом столба воды мощностью в 200 м). Для расчетов глубины залегания сейсмических горизонтов была использована средняя скорость, равная 1550 м/с (Л.А. Певзнер, неопубликованные данные). Это позволяет более точно оценить глубину положения акустических границ на сейсмических профилях и увязать их с литологией и стратиграфией бурового керна.

*Одноканальное сейсмическое профилирование.* Проекция скв. BDP-99 на сейсмический разрез 92-67 одноканального НСП показана на рис. 3. На рисунке видно, что скважина пересекает несколько сейсмиче-

ских толщ с различными свойствами акустических рефлекторов и особенностями записи акустического сигнала. Эти особенности сейсмотолщ находят свое отражение в литологическом строении разреза.

Сейсмотолща I (см. рис. 3), представленная на профиле НСП грубослоистой толщей с четко выраженными отражающими рефлекторами, соответствует верхней части разреза скважины на глубинах 0—29 м. В осадочном разрезе сейсмотолща I представлена чередующимися слоями диатомового ила (20—47 % диатомовых) и слоями ледниково-озерных глин. Этот интервал характеризуется резким колебанием влажности осадка (см. рис. 9—11), где диатомовые слои значительно увлажнены и имеют меньшую плотность, а глинистые слои содержат мало влаги и уплотнены. Резкие и значительные колебания влажности и плотности осадков на этом интервале, вероятно, и обеспечивают четкие и непрерывные отражающие границы в акустической записи.

Ниже по разрезу численность диатомовых створок уменьшается, а естественная влажность снижается, и ее значения в глинах и диатомовых становятся менее контрастными (см. рис. 7, 9—11). Это приводит к тому, что скачки плотности в осадках уменьшаются, а интенсивность отражения сигнала в акустической записи снижается (см. рис. 3). В связи с этим сейсмотолща II имеет более слабо выраженные отражающие рефлекторы, а сейсмотолща III практически акустически прозрачна (см. рис. 3). В осадочном разрезе сейсмотолще II соответствует интервал 29—87 м со слоистыми осадками, содержащими прослойки с диатомовыми водорослями от 25 до 40 % и прослойки плотных глин (см. рис. 7, 9—11).

Сейсмотолща III (87—180 м) в осадочном разрезе более однородна и представлена плотными глинами с очень тонкими прослоями, незначительно обогащенными диатомовыми водорослями (5—15 %) (см. рис. 7). Этот горизонт характеризуется незначительными колебаниями влажности (см. рис. 9, 10). Последнее, вероятно, является причиной того, что в акустической записи сейсмотолща III имеет самые слабо выраженные рефлекторы.

Сейсмотолща IV (180—232 м) в одноканальной сейсмической записи имеет более четко выраженные рефлекторы, которые, однако, имеют прерывистый характер и прослеживаются очень плохо (см. рис. 3, Б). Наличие более четких отражающих границ в акустической толще IV по сравнению с сейсмотолщей III, вероятно, обусловлено появлением прослоев, обогащенных песком в низах разреза (см. рис. 6). Плохое разрешение акустической записи на этом интервале, вероятно, связано с незначительными колебаниями влажности и плотности осадков, а также с техническими ограничениями одноканальной системы. В осадках скважины сейсмотолща IV характеризуется незначительным содержанием створок диатомовых (~5—15 %) (см. рис. 7). Ниже глубины 232 м акустический сигнал пропадает (см. рис. 3).

В целом можно отметить неплохое соответствие акустической записи литологическому составу и физическим свойствам осадков разреза. Границы сейсмотолщ практически точно совпадают с границами изменения содержания диатомовых и влажности осадка. Это позволяет достаточно точно скоррелировать акустические и литологические разрезы, а также оценить возраст сейсмотолщ.

В то же время перерыв, зафиксированный в разрезе скважины, в акустической записи не выражен. Согласно литологическим данным и диатомовой стратиграфии, перерыв в скв. BDP-99 расположен на глубине 134 м (см. рис. 7). На сейсмическом профиле этой глубине соответствует середина акустической толщи III (см. рис. 3), слоистость которой выражена крайне слабо. Явных видимых следов перерыва в точке бурения в сейсмической записи не отмечается. В то же время выше по склону банки, где акустический сигнал более четкий, в средней части сейсмотолщи III, соответствующей положению перерыва, можно увидеть несогласие. Вероятно, это несогласие, продолжающееся ниже по склону, и проявляется в виде перерыва в осадочном разрезе, хотя оно явно не выражено в сейсмической записи.

*Возраст акустических толщ.* Оценки возраста выделенных сейсмотолщ и их увязка с климатическими событиями региона возможны через оценку глубины залегания их границ и согласно диатомовой стратиграфии (см. рис. 7, 11). По этим данным нижняя граница акустической фации I в осадочном разрезе расположена на глубине 29 м, что соответствует середине морской кислородно-изотопной стадии 6 или середине тазовского оледенения. На рис. 11 хорошо видно, что на этой глубине (229 м) отмечается изменение влажности осадков, что, возможно, и определило положение сейсмоотражающего горизонта. Данная интерпретация позволяет оценить возраст нижней границы верхней акустической толщи в 150 тыс. лет, т. е. акустическая толща I соответствует временному интервалу 0—150 тыс. лет (поздний плейстоцен—голоцен).

Граница акустических толщ II и III расположена в осадочном разрезе на глубине около 87 м. Этой глубине соответствует граница между морскими изотопно-кислородными подстадиями 15a и 15b с возрастом 583 тыс. лет (см. рис. 11). Найти соответствие этой границы в сибирской стратиграфической шкале затруднительно, однако по возрасту этот переход, вероятно, соответствует середине тильтимского межледниковья [52, 53, 57]. Возраст акустической толщи II можно оценить в 150—583 тыс. лет (ранний плейстоцен).

Граница акустических толщ III и IV в осадочном разрезе расположена на глубине 180 м. Это соответствует нижней границе диатомовой зоны с *Stephanodiscus williamsii*, *S. yukonensis* var. *antiquus*, *Synedra ulna* var. *danica*, нижняя граница которой, согласно диатомовой стратиграфии (см. рис. 7), имеет возраст



**Рис. 14. Возможная корреляция высокоразрешающего профиля НСП 91-19 [16, 17] с кривой распределения естественной влажности в скв. BDP-99.**

Положение сейсмического профиля показано на рис. 1. МИС 5—МИС 11 указывают положение толщ соответствующих с морскими изотопными стадиями.

~1,07 млн лет. Нижняя граница сейсмотолщи IV в осадочном разрезе расположена на глубине 234 м. Она совпадает с нижней границей диатомовой зоны с *Cyclotella ocellata*, *Aulacoseira subarctica*. Ее возраст, согласно диатомовой стратиграфии (см. рис. 7), оценивается в 1,12 млн лет. По этим данным, возраст акустических толщ III составляет 0,58—1,07 млн лет (средний—ранний плейстоцен), а IV — 1,07—1,12 млн лет соответственно (ранний плейстоцен).

*Высокоразрешающее сейсмическое профилирование.* Проекция буровой скважины на высокоразрешающий профиль

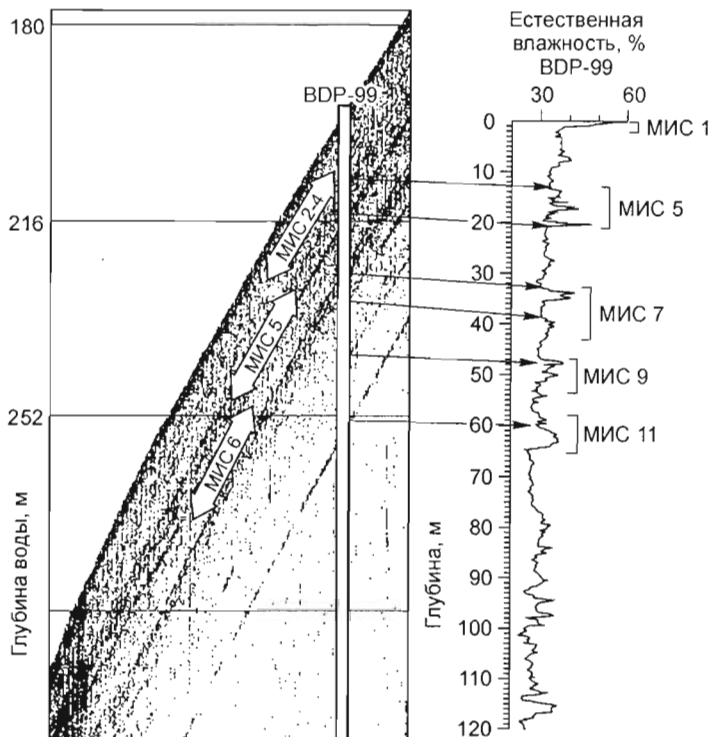
91-19, который наиболее близко расположен к точке бурения, показана на рис. 4, 14. Скважина пересекает несколько отражающих границ\*, глубину залегания которых можно оценить исходя из скорости акустических волн. Возраст акустических границ определяется по глубине их расположения в осадочном разрезе и по корреляции с записью распределения диатомовых из скв. BDP-96-2 (см. рис. 11).

Согласно нашим расчетам, глубина залегания первой акустической границы на высокоразрешающей записи (профиль НСП 91-19) расположена на глубине ~21 м и соответствует границе перехода морской изотопно-кислородной стадии МИС 6 (тазовское оледенение) к морской изотопно-кислородной стадии МИС 5е (казанцевское межледниковье) с возрастом в ~130 тыс. лет (см. рис. 11, 14). Возраст самой нижней акустической границы на высокоразрешающем профиле 91-19 оценивается в ~360 тыс. лет и соответствует концу МИС 11 (тобольский межледниковый период) — началу холодной морской изотопно-кислородной стадии 10. Возраст и глубина промежуточных акустических границ, проявленных на высокоразрешающем профиле, показаны на рис. 14. Все они совпадают с границами изменения влажности и плотности осадков при переходе от глин к диатомовым илам, т. е. со скачками плотности.

Относительно однообразное строение поверхностного слоя осадочной толщи Посольской банки позволяет распространить наши возрастные оценки вверх и вниз по склону и даже оценить возраст слоев, выклинивающихся на юго-западном крутом склоне банки (см. рис. 4,Б). На записи НСП 91-19 видно, что самый верхний акустический слой (сейсмотолща I с возрастом 0—130 тыс. лет) утоняется вверх по склону и срезается за счет эрозии. В точке бурения этот акустический слой включает отложения от голоцена (МИС 1) до верхов МИС 6 (т. е. тазовского оледенения).

Внутри этого слоя заключены отложения сартанского ледникового периода (МИС 2), каргинского мегаинтерстадиала (МИС 3), зырянского оледенения (МИС 4) и казанцевского межледниковья (МИС 5). На рис. 4 видно, что ряд горизонтов в верхнем акустическом слое постепенно выклиниваются, и на самой вершине Посольской банки обнажаются отложения МИС 6, расположенные ниже первой сейсмической границы, установленной в районе бурения (см. рис. 4).

Морская изотопно-кислородная стадия 6 соответствует тазовскому оледенению по сибирской стратиграфической схеме (см. рис. 11) [39, 53, 54, 58], т. е. описанные нами выходы ледниковых глин на вершине банки на глубине 35 м, которые мы получили во время опробования осадков Посольской банки с помощью пробоотборников, принадлежат тазовскому оледенению и имеют возраст 130—180 тыс. лет. Ранее предполагалось, что они принадлежат последнему сартанскому оледенению (МИС 1) с возрастом



\* Следует отметить, что глубины отражающих горизонтов на профилях 92-67 и 91-19 могут не совпадать, так как они получены с помощью различных геофизических приборов, а также потому, что они расположены на некотором удалении друг от друга.

11—24 тыс. лет. В сейсмических записях на вершине Посольской банки также отмечаются несколько несогласий, когда верхние слои осадков срезают нижележащие (см. рис. 3, 4). Вероятно, что эти несогласия соответствуют низким стояниям уровня озера в прошлом. Знание возраста осадочных слоев на сейсмических записях позволяет оценить возраст этих снижений уровня воды в Байкале. Таким образом, расчеты, базирующиеся на данных по измерению скорости звука в осадках озера и материалах корреляции буровых скважин, позволяют определить глубину расположения акустических границ и возраст осадочных слоев, выделяемых на сейсмических записях.

**Интерпретация условий осадконакопления и тектоническая реорганизация района Посольской банки.** Еще одной важной чертой разреза с Посольской банки является возможность реконструкций тектонических процессов, записанных в его осадках. Во всех предыдущих буровых разрезах, изученных в рамках проекта „Байкал-бурение“, которые были получены с поднятий Бугульдейская перемычка и Академический хребет и со дна Южного бассейна, какие-либо явные следы тектонических процессов или изменения рельефа отсутствовали. Исключение, вероятно, составляет 600-метровый разрез BDP-98, вскрывший осадочную толщу с возрастом более 8 млн лет [4, 68]. В этом разрезе прослеживается достаточно постепенное эволюционное изменение условий осадконакопления в результате изменения тектонической обстановки и рельефа в районе Академического хребта. В новом разрезе буровой скв. BDP-99 на склоне Посольской банки обнаружено несогласие и последующее за ним резкое снижение скорости осадконакопления, что представляет уникальную возможность оценить возраст тектонического события, связанного с появлением этого несогласия.

Вся толща осадков BDP-99 отлагалась в субаквальных условиях, о чем свидетельствуют восстановленная (оливково-черная до серой) окраска и отсутствие субаэральных осадков. Однако условия осадконакопления на Посольской банке подвергались значительным изменениям. Седиментационная обстановка, близкая к современной, существовала на протяжении последних 820 тыс. лет. За это время накопилась верхняя толща осадков в разрезе BDP-99 (134—0 м). Во время отложения нижней и средней толщ осадков (325—134 м) на Посольскую банку поступало значительно больше терригенного осадочного материала по сравнению с современными условиями. Высокие скорости осадконакопления, и сходство литологического состава нижней и средней толщ свидетельствуют о том, что в это время (0,82—1,3 млн лет назад) источник поступления вещества был близок, а седиментационная обстановка в точке бурения была относительно постоянная. Источником осадочного материала, отлагавшегося с рекордными для байкальских буровых кернов скоростями, превышающими 1,7 м в тысячу лет, вероятнее всего, была взвесь основного притока Байкала — р. Селенга. Очевидно, 0,82—1,3 млн лет назад морфометрия Селенгинского района оз. Байкал значительно отличалась от современной, и точка BDP-99 находилась в зоне прямого поступления речной взвеси. Об условиях осадконакопления, близких к дистальным дельтовым, свидетельствует появление прослоев, обогащенных песком и турбидитом, в нижней толще разреза BDP-99. Начиная с 0,82 млн лет назад, осадконакопление на склоне банки стало в первую очередь зависеть не от прямого поступления взвеси из протоков р. Селенга, а от осаждения терригенного материала, разносимого озерными течениями, и скорость седиментации, снизившись в 10 раз, составила ~16,16 см в 1000 лет.

Эрозионная граница на глубине 134 м, разделяющая верхнюю „гемипелагическую“ и среднюю „продельтовую“ толщи, вероятно, указывает на время тектонической реорганизации блоков Селенгинского района. Этот этап тектонической активизации логично связать с эрозионной границей D2B, выделенной К. Шольцем и Д. Хатчинсон [13] и ошибочно названной нами в [6] D3B. Прежние оценки возраста этой эрозионной границы в 1,07—1,31 млн лет были основаны на экстраполяции скоростей осадконакопления для Бугульдейской перемычки (кern BDP-93) [6] и в 1,12 млн лет для всего Селенгинского района [13]. Новый kern BDP-99 позволяет уточнить прежние оценки, указывая, что этап тектонической перестройки в Селенгинском районе укладывается во временной интервал от 820 тыс. до 1 млн лет. Таким образом, возраст несогласия в разрезе BDP-99 близок к средней оценке возраста границы D2B по детальному набору сейсмических профилей МОБИТ [13] и соответствует возрасту подъема Приморского хребта [69, 70].

По нашему мнению, тектоническим событием, приведшим к изменению рельефа и условий осадконакопления, могло быть резкое и быстрое поднятие восточного крыла одностороннего горста блока Посольской банки по Посольскому разлому и опускание западного крыла грабена северной оконечности Южной котловины озера. До начала поднятия склон Препосольской банки был частью подводного склона дельты р. Селенга, на котором происходило накопление речного аллювия. Поднятие восточного крыла банки и опускание западной части грабена северной оконечности Южной котловины озера привело к продвижению последней в сторону дельты и изоляции поднятия от дельты р. Селенга.

Вероятно, нижняя и средняя толщи осадочного разреза скв. BDP-99 (134—350 м) накопились на склоне реки Праселенга при прямом поступлении осадков и поэтому характеризуют продельтовые условия осадконакопления, тогда как отложения верхней толщи (0—134 м) сформировались в „гемипелагических“ условиях за счет осаждения терригенных осадков из водной толщи озера и продукции диатомового планктона, т. е. в озерной обстановке седиментации, хотя при значительном влиянии реки. Эти

отличия обстановок седиментации и объясняют различия в литологическом составе выделенных толщ, содержании и сохранности створок диатомовых водорослей. В условиях подводного склона дельты превалировало накопление терригенных осадков, а накопление диатомей носило подчиненный характер. Поступление диатомовых водорослей также могло сопровождаться их перемещением по склону, что могло вызвать разрушение створок и в дальнейшем более быстрое их растворение. Это объясняет плохую сохранность створок и присутствие большого количества обломков створок водорослей в осадках нижней части разреза.

Мощность современного тектонического уступа, выраженного на юго-восточном склоне Посольской банки, составляет более 900 м. Зная, что длительность перерыва в осадконакоплении составляла около 200 тыс. лет, можно оценить минимальную скорость подъема восточного крыла Посольской банки. Она составляет 4,5 мм/год, что несколько меньше скорости подъема горных хребтов, окружающих оз. Байкал (8,9—27,4 мм/год) [71]. По времени это событие, как мы уже говорили выше, совпадает с приморской фазой необайкальского этапа развития Байкальской рифтовой зоны, выразившейся в резком ускорении поднятия Приморского хребта, реорганизации речной сети и разрыве стока воды из озера через Праман-зурку [69, 70].

Согласно литологическим исследованиям в разрезе скв. BDP-99 вскрыты ледниково-озерные глины, подобные глинам с Академического хребта. Накопление таких глин в Южном Байкале, в районе, удаленном от прямого воздействия ледников, указывает на огромное влияние оледенения на весь Байкал, а не только на Северную котловину, практически полностью окружавшуюся ледниками в плейстоцене [69]. Вероятно, поступление ледникового детрита в озеро осуществлялось не только в Северной котловине, но и в Южной из ледников Хамар-Дабана. Источником ледниковых глин также могла быть Селенга, собирающая потоки талых ледниковых вод с восточных склонов Хамар-Дабана и горных хребтов Монголии.

Ледниково-озерные глины с Посольской банки также содержат следы айсбергового разноса в виде линз песка, гравийных и галечных частиц, что указывает на широкое распространение айсбергов в озере во время оледенений. Источником айсбергов могли быть как ледники Северного Байкала, спускавшиеся в озеро [70, 72, 73], так и береговые льды Южной котловины.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, при бурении скв. BDP-99 на склоне Посольской банки получен осадочный разрез мощностью около 350 м, охватывающий возрастной интервал около 1,2—1,3 млн лет. Данные диатомовой стратиграфии и результаты палеомагнитных исследований показывают, что в разрезе скважины на глубине 134 м имеется перерыв в осадконакоплении продолжительностью приблизительно в 200 тыс. лет. В то же время эпоха прямой магнитной полярности Брюнес (0—780 тыс. лет) в разрезе скважины представлена полностью. Отложения 120-метровой толщи осадков, расположенные ниже перерыва, накопились с рекордной для байкальских поднятий скоростью, в среднем около 1,7 м за тысячу лет.

Несогласие, обнаруженное в разрезе буровой скв. BDP-99 на приподнятом блоке Посольской банки, является, пожалуй, первым и наиболее очевидным за историю изучения байкальских буровых кернов и указывает на время тектонической перестройки Селенгинского района. Наличие перерыва позволяет датировать время этой перестройки в регионе от 800 тыс. лет до 1 млн лет, что соответствует возрасту подъема Приморского хребта, оцененному по наземным разрезам [69, 70]. Исследования разреза позволили также оценить минимальную скорость поднятия Посольской банки, которая составляла 4,5 мм/год.

Диатомовая корреляция скв. BDP-99 с данными диатомовой стратиграфии по разрезу BDP-96-2 с Академического хребта, которые удалены друг от друга более чем на 200 км и расположены в районах, отличающихся по глубинам, а соответственно и летним температурам поверхностных вод, свидетельствует, что развитие планктонных диатомовых водорослей происходит синхронно в геологическом масштабе времени во всем озере. Это указывает на то, что экосистема пелагиали Байкала является экологически единой и что она синхронно и однонаправленно реагирует на изменения климата и окружающей среды. Это является основой для использования диатомовых в качестве стратиграфического инструмента для корреляции осадочных разрезов из разных частей озера. Данные диатомовой стратиграфии позволяют также датировать осадочные слои внутри эпохи Брюнес и связать их с морской изотопной стратиграфией.

Высокие скорости осадконакопления в керне BDP-99 и детальное опробование для палинологического анализа позволяет реконструировать с высокой детальностью ландшафтно-климатические изменения как в Байкальской котловине, так и за ее пределами.

Корреляция осадочного разреза скв. BDP-99 с сейсмическими акустическими разрезами позволяет определить возраст акустических толщ и отражающих акустических границ и распространить эти возрастные оценки на все поднятие.

Коллектив проекта „Байкал-бурение“ планирует продолжить исследования осадков скв. BDP-99. Более детальные исследования осадков разреза могут позволить выявить особенности реакции экосистемы Байкала под влиянием климатических флуктуаций в районе интенсивного поступления биогенов

с суши, а также оценить особенности режима стока р. Селенга и изменения выпадения атмосферных осадков в ее водосборном бассейне.

Работы по проекту „Байкал-бурение“ проводились при поддержке РФФИ (проекты № 97-05-65340; 00-0564635; 01-05-97223; 01-05-97206; 02-05-64781; 03-05-65127), Национального научного фонда США (NSF) (грант EAR-96-14770), университетов штата Южная Каролина, Колумбия (США); Агентства по науке и технологии при правительстве Японии (STA), Министерства промышленности, науки и технологий Российской Федерации и Сибирского отделения РАН.

Коллектив авторов благодарит эти организации за финансирование и помощь в осуществлении проекта и особенно Министерство науки и технологий Российской Федерации за постоянное внимание и поддержку исследований. Авторы благодарят также экипаж теплохода „Байкал“, осуществившего проводку бурового комплекса в байкальских льдах, и коллектив буровиков ФГУП НПЦ „Недра“, обеспечивших выполнение всей программы буровых работ, и всех сотрудников Института геохимии, способствовавших успешному выполнению программы „Байкал-бурение“.

Первичное литологическое описание кернов скв. BDP-99 было выполнено коллективом сотрудников Института геохимии и Объединенного института геологии и геофизики Сибирского отделения РАН А. Гвоздковым, Е. Ивановым, П. Солотчиним под руководством А. Прокопенко. Полуколичественный учет содержания диатомовых и гранулометрического состава осадков по смер-слайдам выполнялся Л. Ткаченко. Диатомовый анализ выполнен сотрудниками Института геологических наук Национальной академии наук Белоруссии Г. Хурсевич и С. Феденей. Палинологический анализ проведен в Лимнологическом институте СО РАН и Институте земной коры СО РАН Е.В. Безруковой, Н.В. Кулагиной, П.П. Летуновой и С.М. Крапивиной.

Статья подготовлена к печати М. Кузьминым, Е. Карабановым и А. Прокопенко. Большую помощь в подготовке рукописи к печати оказала С. Котоманова.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Коллектив** исполнителей проекта „Байкал-бурение“. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 2, с. 3—32.
2. **BDP-93** Baikal Drilling Project Members. Preliminary results of the first drilling on Lake Baikal, Buguldeika site, south-eastern Siberia // Quater. Inter., 1997, v. 37, p. 3—17.
3. **Коллектив** участников проекта „Байкал-бурение“. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 2, с. 139—156.
4. **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.
5. **Кузьмин М.И., Калмычков Г.В., Дучков А.Д. и др.** Гидраты метана в осадках озера Байкал // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 1, с. 25—37.
6. **Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al.** Sedimentation process and the new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: the results of the deep-water drilling // Int. J. Earth Sci., 2000, v. 89, p. 183—192.
7. **Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Khursevich G.K.** A new record of Holocene climate change from bottom sediments of Lake Baikal // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2000, v. 156, p. 1211—1224.
8. **Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Вильямс Д.Ф.** Отклик осадочной записи озера Байкал на катастрофические события „Хайнрик“ в Северной Атлантике за последние 80 000 лет // Докл. РАН, 1996, т. 379, № 3, с. 391—397.
9. **Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B. et al.** Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // Science, 1997, v. 278, p. 1114—1117.
10. **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 // Quater. Res., 1998, v. 50, p. 46—55.
11. **Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al.** Continental response to heinrich events and Bond cycles in sedimentary record of Lake Baikal, Siberia // Global and Planetary Changes, 2002, v. 28, p. 217—226.
12. **Зоненшайн Л.П., Гольмшток А.Я., Хатчинсон Д.Р.** Структура Байкальского рифта // Геотектоника, 1992, № 5, с. 63—77.
13. **Scholz C.A., Hutchinson D.R., Kurotchkin A.G.** Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta Accomodation zone, Lake Baikal Rift, Siberia // Int. J. Earth Sci., 2000, v. 89, p. 212—228.

14. **Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П.** Обнажения миоценовых осадков на дне оз. Байкал и время сбросообразования (по наблюдениям с подводных обитаемых аппаратов „Пайсис“) // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 5, с. 931—933.
15. **Scholz C.A., Klitgord K.D., Hutchinson D.R. et al.** Results of 1992 seismic reflection experiment in Lake Baikal // EOS (Transactions, American Geophysical Union), 1993, v. 74, p. 465—470.
16. **Colman S.M., Foster D.S., Hatton J.** High-resolution seismic-reflection surveys of Lake Baikal, Siberia 1990—1992. USGS Open-file Report 96-274, 1996, p. 1—21.
17. **Colman S.M., Foster D.S., Hatton J.** High-Resolution Seismic-Reflection Surveys of Lake Baikal, Siberia, 1990—1992: U.S. Geological Survey Open-File Report 96-274, 1996, <http://geo-nsdi.er.usgs.gov/metadata/open-file/96-274/metadata.fag.html>.
18. **Карабанов Е.Б.** Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкции изменения климата Центральной Азии в позднем кайнозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., Ин-т литосферы РАН, 1999, 72 с.
19. **Потемкина Т.Г., Фиалков В.А.** Баланс наносов в дельте Селенги и их распространение в Байкале // Водные ресурсы, 1993, т. 20, № 6, с. 689—692.
20. **Потемкина Т.Г., Фиалков В.А.** Распределение наносов в водотоках дельты реки Селенги и их вынос и распространение в озере Байкал // География и природные ресурсы, 1998, № 2, с. 70—74.
21. **Terry R.D., Chilingar G.V.** Summary of „Concerning some additional aids in studying sedimentary formations“ by M.S. Shvetsov // J. Sedim. Petrol., 1995, v. 25, № 3, p. 229—234.
22. **Scholle P.A.** A color illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks // AAPG Memoir, 1979, v. 28, 201 p.
23. **Кузьмин М.И., Грачев М.А., Вильямс Д. и др.** Непрерывная летопись палеоклиматов последних 4,5 миллиона лет из озера Байкал // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 5, с. 1021—1023.
24. **Grachev M.A., Vorobyova S.S., Likhoshway Y.V. et al.** A high-resolution diatom record of the paleoclimates of East Siberia for the last 2,5 My from Lake Baikal // Quater. Sci. Rev., 1998, v. 17, № 12, p. 1101—1106.
25. **Cande S.C., Kent D.V.** Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res., 1995, v. 100, p. 6093—6095.
26. **Хуревич Г.К., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др.** Детальная диатомовая биостратиграфия осадков озера Байкал в эпоху Брюнес и климатические факторы видообразования // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1—2, с. 108—129.
27. **Khursevich G.K., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al.** Biostratigraphic significance of new fossil species of the diatom genera *Stephanodiscus* and *Cyclotella* from Upper Cenozoic deposits of Lake Baikal, Siberia // Micropaleontology, 2000, v. 47, p. 47—71.
28. **Prokopenko A.A., Williams D.F., Karabanov E.B.** Response of Lake Baikal ecosystem to climate forcing and pCO<sub>2</sub> change over last glacial/interglacial transition // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v. 172, p. 239—253.
29. **Colman S.M., Jones G.A., Rubin M. et al.** AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia: challenges of dating sediments from a large, oligotrophic lake // Quater. Sci. Rev. (Quaternary Geochronology), 1996, v. 15, p. 669—684.
30. **Khursevich G.K., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al.** Insolation regime in Siberia as a major factor controlling diatom production in Lake Baikal during the past 800 000 years // Quater. Inter., 2001, v. 80—81, p. 47—58.
31. **Khursevich G.K., Karabanov E.B., Williams D.F. et al.** Evolution of freshwater centric diatoms during the Late Cenozoic within Baikal Rift Zone // Proceeding of BICER, BDP and DIWPA Joint International Symposium on Lake Baikal, 1998 year, Yokohama, Japan, 2000, p. 146—154.
32. **Fægri K., Iversen J.** Textbook of Pollen Analysis, fourth edition (revised by K. Fægri, P.E. Kaland and K. Krzywinski). Chichester, Wiley & Sons, 1989, 431 p.
33. **Байкал: Атлас** / Гл. ред. Г.И. Галазий М., Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993, 160 с.
34. **Природопользование и охрана среды в бассейне Байкала** / Отв. ред. В.В. Воробьев, А.В. Мартынов. Новосибирск, Наука, 1990, 223 с.
35. **Безрукова Е.В.** Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск, Наука, 1999, 128 с.
36. **Савина Л.Н., Буренина Т.А.** Сохранность пыльцы лиственницы в лесных почвах и отражение состава лиственничных лесов Монголии в рецентных спектрах // Палеоботанические исследования в лесах Северной Азии. Новосибирск, Наука, 1981, с. 62—83.

37. Стефанович Е.Н. Сравнительный анализ спорово-пыльцевых спектров современных склоновых отложений таежной зоны Забайкалья // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 24—33.
38. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: Атлас-монография. М., Наука, 1982, 156 с.
39. Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994, 105 с.
40. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977, 200 с.
41. Mann D.H., Peteet D.M. Extent and Timing of the Last Glacial Maximum in Southwestern Alaska // Quatern. Res., 1994, v. 42, p. 136—148.
42. Whitlock C., Bartlein P. Vegetation and climate change in northwest America during the past 125 kyr // Nature, 1997, v. 388, № 3, p. 57—61.
43. Reasoner M.A., Huber U.M. Postglacial palaeoenvironments of the upper Bow Valley, Banff National Park, Alberta, Canada // Quatern. Sci. Rev., 1999, v. 18, p. 475—492.
44. Andreev A.A., Tarasov P.E., Romanenko F.A., Sulerzhitsky L.D. The Younger Dryas pollen records from Sverdrup Island (Kara Sea) // Quatern. Intern., 1998, v. 41/42, p. 135—139.
45. Андреев А.А., Тарасов П.Е., Романенко Ф.А. и др. Развитие растительности на западном побережье Байдарацкой губы в позднем плейстоцене и голоцене // Стратиграфия и геологические корреляции, 1997, т. 5, с. 235—247.
46. Krainov M.A., Kravchinsky V.A. Rock-magnetic study of deep-water Baikal sediments: implication to Neogene-Quaternary climate in Asia // International workshop for the Baikal & Hovsgol drilling project in Ulanbaatar: Abstracts of the Workshop, 2001, October 4—7. Ulanbaatar, 2001, p. 36.
47. Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al. The link between tectonic and paleoclimatic events at 2,8—2,5 Ma BP in the Lake Baikal region // Quatern. Intern., 2001, v. 80—81, p. 37—46.
48. Khursevich G.K., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al. New fossil species of *Cyclotella* (*Bacillariophyta*) from Upper Cenozoic deposits of Lake Baikal, Siberia and their stratigraphic significance (Internationale Projekt on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate) // IPPCCE Newsletter, 1999, v. 12, p. 62-76.
49. Karabanov E.B. Pleistocene—Holocene paleoclimate record of Lake Baikal, PhD. Thesis, University of South Carolina, Columbia, SC, USA, 1997, 184 p.
50. Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677 // Transition of Royal Society. Edinburgh, Earth Sci., 1990, v. 81, p. 251—261.
51. Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф. и др. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 5, с. 1032—1036.
52. Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al. Biogenic silica record of the Lake Baikal response to the climatic forcing during the Brunhes // Quatern. Res., 2001 v. 55, p. 123—132.
53. Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А. и др. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 6, с. 1027—1048.
54. Карabanov E.B., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др. Оледенения и межледниковья Сибири — палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1—2, с. 48—63.
55. Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al. Climatic events in Siberia during upper brunhes according to the Lake Baikal sedimentary record // Berliner Geowiss. Abh. Berlin, 1999, v. E30, p. 315—323.
56. Laskar J., Joutel F., Boudin F. Orbital, precessional and insolation quantities for the Earth from –20 Myr to +10 Myr // Astronomy and Astrophysics, 1993, v. 270, p. 522—533.
57. Tzedakis P.C. Long-term populations in northwest Greece through multiple Quaternary climatic cycles // Nature, 1993, v. 364, p. 437—440.
58. Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири // Геология и геофизика, 1989, № 6, с. 13—22.
59. Kuzmin M.I., Yarmoluyk V.V., Karabanov E.V. et al. Paleoclimate records from the Lake Baikal, sediment and lava formations of the South-Baikal volcanic area // Long continental record from Baikal / Kenji Kashiwaya (ed.). Tokyo, Springer—Verlag, 2003, p. 23—42.
60. Левина О.В., Бычинский В.А., Пройдакова О.А. и др. Химический состав и термодинамические свойства створок диатомовых применительно к процессам осаждения—растворения биогенного кремнезема в озере Байкал // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1—2, с. 319—329.
61. Flower R.J., Mackay A.W., Rose N. et al. Sedimentary records of recent environmental change in Lake Baikal, Siberia // The Holocene, 1995, v. 5, p. 323—327.

62. **Белова В.А.** Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1985, 158 с.
63. **Савина Л.Н.** Тенденции развития прибрежных ландшафтов оз. Байкал по данным палеогеографических исследований // Позднекайнозойская история озер СССР. Новосибирск, Наука, 1982, с. 42—52.
64. **Безрукова Е.В., Мац В.Д., Летунова П.П. и др.** Голоценовые торфяники Прибайкалья как объект палеоклиматических реконструкций // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 12, с. 78—92.
65. **Безрукова Е.В., Такахара Х., Кривоногов С.К. и др.** Позднечетвертичная и голоценовая истории юго-восточного побережья оз. Байкал по материалам скважины Дулиха // Проблемы реконструкции палеоклимата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск, Изд-во ИАЭ СО РАН, 2000, с. 36—48.
66. **Виппер П.Б., Дорофеюк Н.В., Лийва А. и др.** Палеогеография голоцена Центральной Монголии // Изв. АН ЭССР, Сер. биол., 1981, № 30, с. 74—82.
67. **Певзнер Л.А., Бадалов О.Г., Есипко О.А., Неронова Е.В.** Геофизические исследования в глубоководных скважинах оз. Байкал // Разведка и охрана недр, 1999, т. 11, с. 8—14.
68. **Antipin V., Afonina T., Bezrukova E. et al.** The new BDP-98 600-m drill core from Lake Baikal: a key late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // Quater. Intern., 2001, v. 80—81, p. 19—36.
69. **Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др.** Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., Наука, 1974, 357 с.
70. **Matz V.D.** The structure and development of the Baikal rift depression // Earth Sci. Rev., Elsevier, Amsterdam, 1993, v. 34, p. 81—118.
71. **Бухаров А.А.** Байкал в цифрах. Байкальский музей. Иркутск, ИНЦ СО РАН, 2001, 71 с.
72. **Back S., DeBatist M., Kirillov P. et al.** The Frolikha fan: a large Pleistocene glaciolacustrine outwash fan in northern lake Baikal, Siberia // J. Sedim. Res., 1998, v. 68, № 5, p. 841—849.
73. **Osipov E.Yu., Grachev M.A., Mats V.D. et al.** Paleoglaciological reconstruction of the Last Glacial maximum in the northern part of the Barguzin Ridge, North-East of Lake Baikal // PAGES meeting on High Latitude paleoenvironments, Moscow, May 16—17, 2002. Program and Abstracts. Moscow, 2002, с. 39.

*Рекомендована к печати 23 апреля 2003 г.  
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию  
15 декабря 2002 г.*