
Приоритетное направление 7.12. ЭВОЛЮЦИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ. НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТРАДИЦИОННЫХ И НОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ЭНЕРГИИ.

Программа 7.12.1. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА СИБИРИ В КАЙНОЗОЕ И ПРОГНОЗ ИХ ВЛИЯНИЯ НА СТАБИЛЬНОСТЬ ЭКО- И ГЕОСИСТЕМ

Проект 7.12.1.1. ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ КЛИМАТА ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ (НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕРНЫХ И ПОЧВЕННО-ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ)

(научный руководитель проекта академик РАН М.И. Кузьмин)

- Исследования по проекту проводились согласно заданиям, которые формулировались ежегодно. В настоящем итоговом отчете отмечены некоторые результаты исследований предыдущих годов, а также наиболее полно результаты 2009 года.

Большое внимание уделялось анализу распределения петрогенных окислов и редких элементов из глубоководных байкальских скважин. Ранее анализ биогенного кремнезема выполнялся с шагом 1 см. Провести анализ всех элементов с таким же шагом в связи с огромным объемом аналитического материала не представляется возможным. Поэтому был применен следующий метод опробования. Пробы для анализа выбирались с учетом распределения по скважинам SiO_2 биог. Пробы отбирались следующим образом, по одной – две пробы на участках максимального или минимального содержания биогенного кремнезема, а по одной пробе в точках, расположенных на линиях подъема или снижения SiO_2 биог. В среднем шаг опробования составил порядка 20-30 см. В настоящее время проводится интерпретация полученных аналитических данных.

Проведено разделение проб по содержанию SiO_2 биог. с применением кластер-анализа (Рис. 27). Установлено, что по мере подобия пробы четко разделяются на три группы: пробы с малым содержанием SiO_2 биог., до 10 %, со средним содержанием SiO_2 биог. до 10-15 % и высоким содержанием – более 20 %. При этом содержание биогенного кремнезема в этих группах никак не связано с глубиной. Это подтверждает наш более ранний вывод [Кузьмин и др., 2001], что содержания биогенного кремнезема определяются только условиями осадконакопления: в теплые, межледниковые периоды содержания SiO_2 биог. – высокие, в ледниковые – меньше.

Это положение было проверено корреляционным анализом, введенным нами [Карпов и др., 1976] в кластер-анализ. На Рис. 28 приведены данные по всем пробам BDP-96 с глубины 0-110 метров. Содержание кремнезема и всех элементов рассчитано для терригенной части проб. Четко выделяются две группы элементов, объединяющие различные группы проб: с высоким содержанием элементов, связанных с органическим веществом (S, влага и потери при прокаливании) и группа, в которой практически все петрогенные элементы имеют высокую корреляцию между собой. В то же время следует заметить, что SiO_2 терригенный не связан ни с одной из групп элементов, более того с орогенным веществом имеет отрицательную корреляцию.

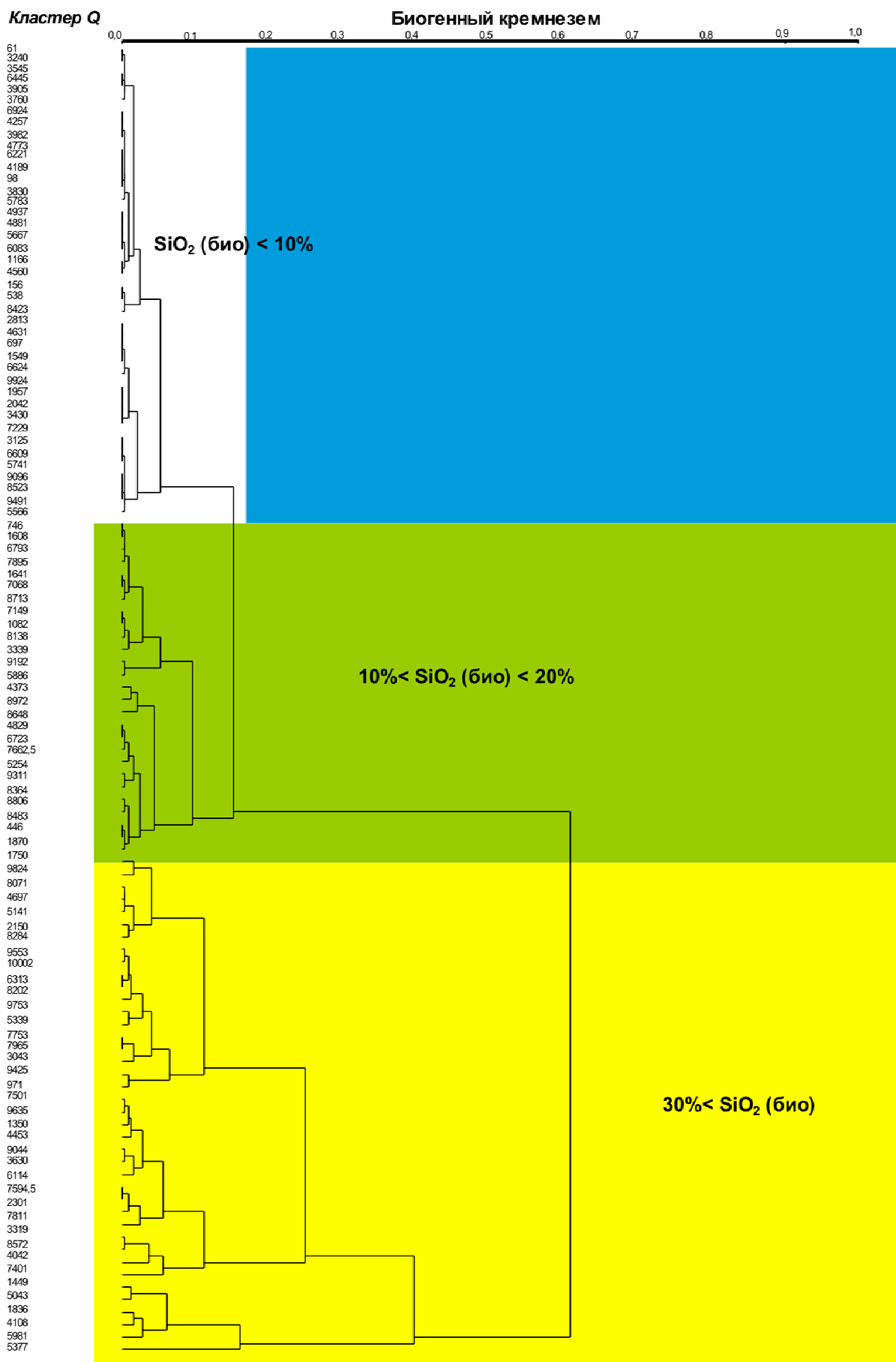


Рис. 27. Группировка химических анализов донных отложений оз. Байкал (скв. VDP 98) кластер-методом (анализ Q-типа).

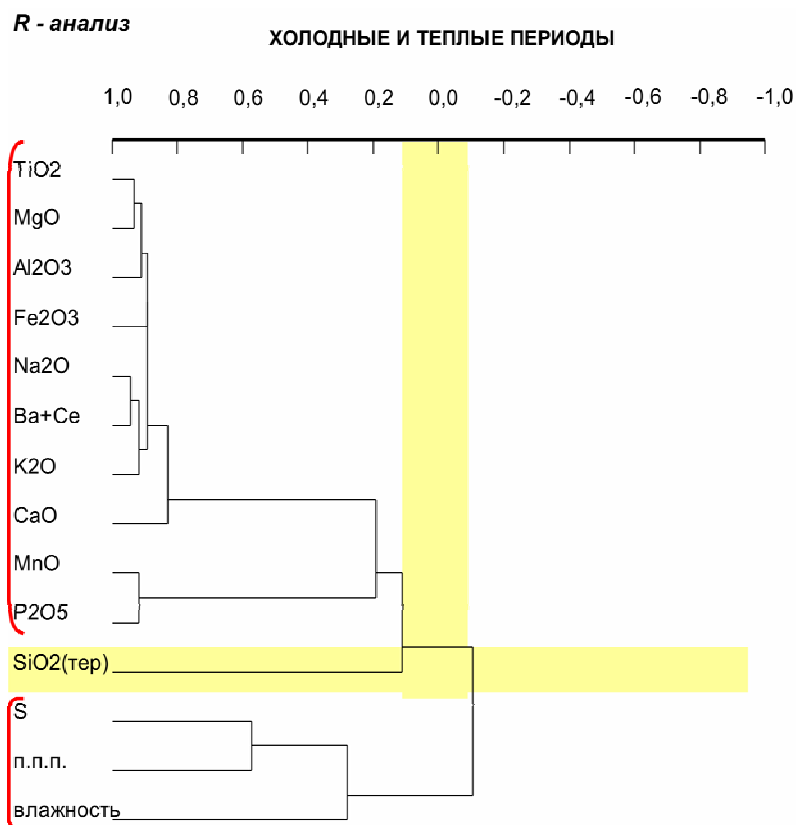


Рис. 28. Степень корреляционной связи между переменными (группами элементов) (анализ R-типа) обобщенная выборка проб, включающая теплые и холодные периоды.

Для того, чтобы рассмотреть взаимосвязь петрогенных элементов в теплые и холодные периоды, все выборки были разделены на две большие группы: с высоким (более 15 % SiO_2 биог.) и с низким (менее 10 %) (Рис. 29 а, б).

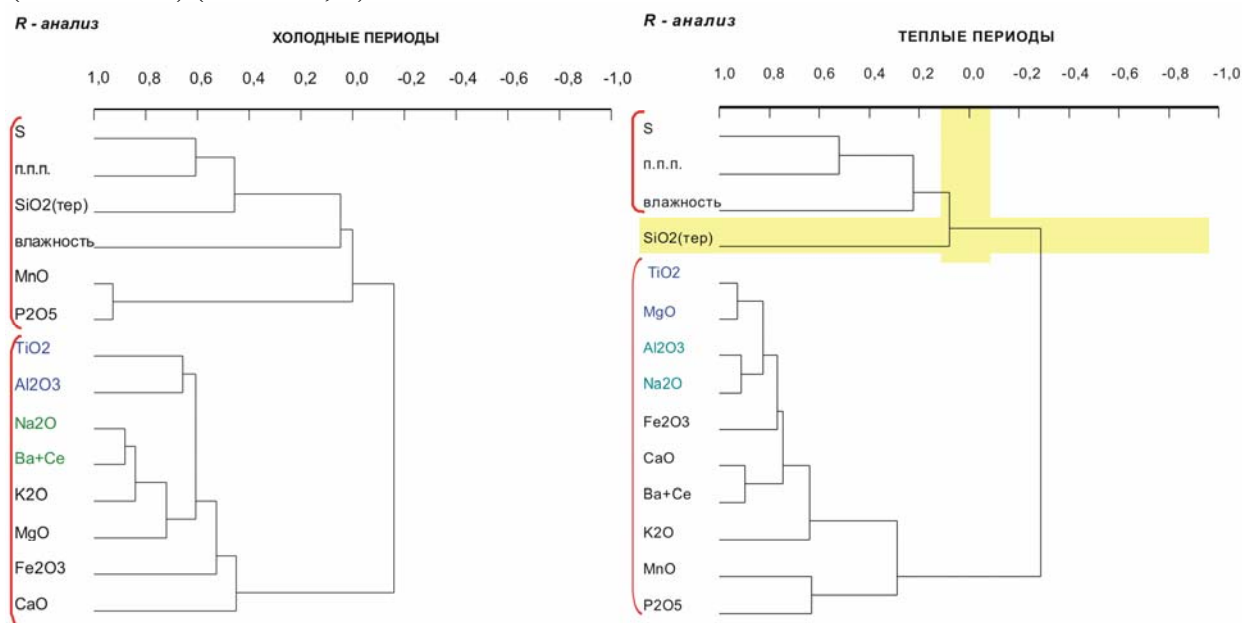


Рис. 29. Степень корреляционной связи между переменными (группами элементов) (анализ R-типа). а – выборка проб, включающая только холодные периоды. б – выборка проб, включающая только теплые периоды.

Кластерные диаграммы для обоих типов проб различаются.

С органическим веществом в теплые периоды хорошо коррелируются S и п.п.п. – определяемые при температурах выше 400°C и влажность – определяемая при просушке пород. В холодные пе-

риоды с этими компонентами связаны MnO и P₂O₅. Терригенный кремнезем в обеих группах пород ведет себя независимо. Коэффициент корреляции его близок к нулю. Остальные элементы составляют отличающиеся группировки, что можно объяснить различной интенсивностью химического выветривания в процессе формирования осадка. В холодные периоды практически все элементы образуют единую группу, при этом титан и алюминий имеют высокую степень корреляции, что может говорить о том, что в осадке накапливаются слабо измененные первичные минералы. В теплые периоды отмечаются, как правило, независимые ассоциации отдельных пар элементов. Попадание титана и алюминия в различные группы может говорить о влиянии химического выветривания в водосборном бассейне при формировании осадочной толщи.

Таким образом, корреляционный кластерный анализ подтверждает различный характер терригенной части байкальских осадков. При этом процессы химического выветривания были более типичными во время теплых межледниковых периодов.

- В 2008-2009 годах была проведена интерпретация возрастной модели скв. BDP-98 на основании данных по распределению в керне скважины ¹⁰Be [Sapota et al., 2003; Horiuchi et al., 2003]. Однозначно запись магнитного наклонения разреза BDP-98 интерпретируется только до глубины 140 м, соответствующей границе Матуяма-Гилберт 3,58 млн лет (Рис. 30). Глубже – модели расходятся, давая разные возраста забоя разреза: 12 млн лет [Kashiwaya et al., 2001], 9,4 млн лет [Antipin et al., 2001].

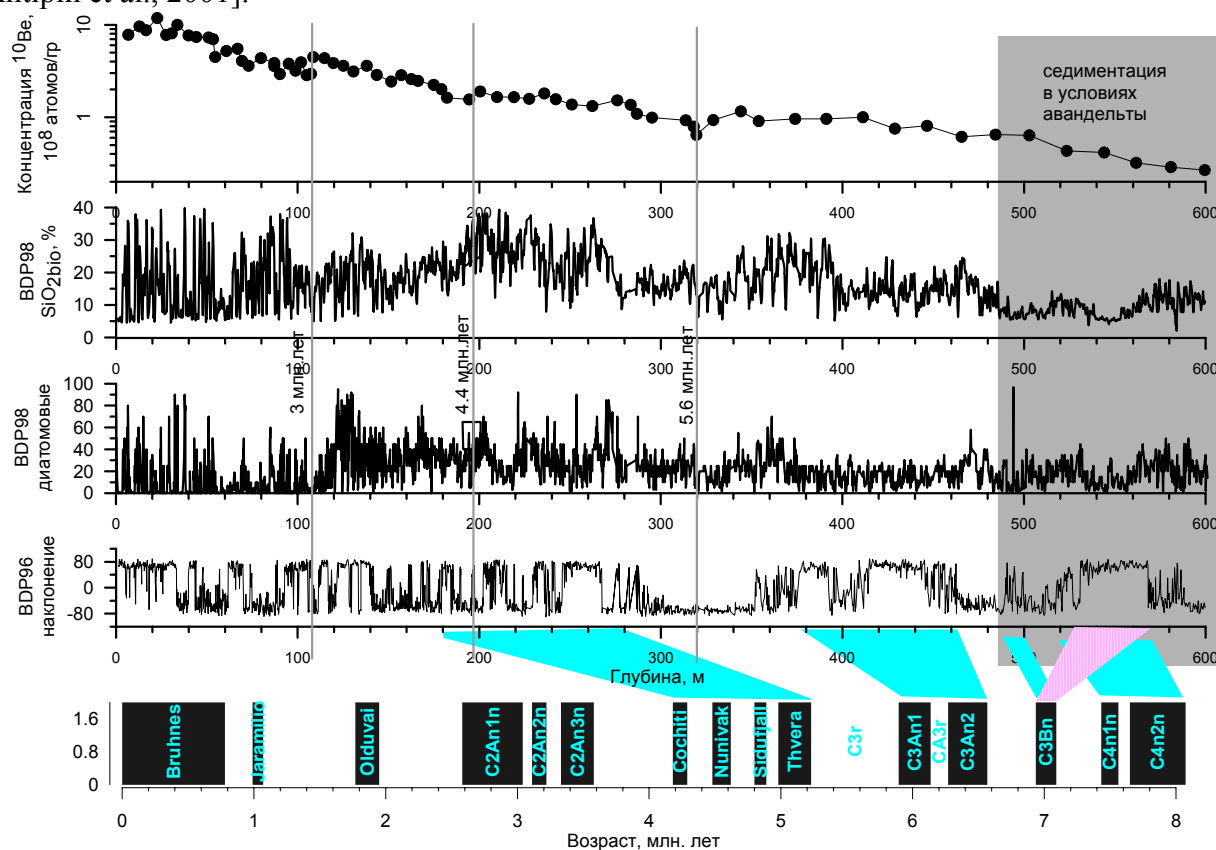


Рис. 30. Интерпретация записи магнитного наклонения. Розовым показана интерпретация в случае 7,2 млн лет модели.

Изучение содержания ¹⁰Be дало среднюю оценку возраста забоя примерно 8 млн лет: 7,9 млн лет [Sapota et al., 2003] и 8,4 млн лет [Horiuchi et al., 2003]. Для более детальной модели требовались данные об исходных содержаниях десятого бериллия, в то время как на глубине 107-108 м, или 2,8-3 млн лет, наблюдается скачок исходных содержаний ¹⁰Be от 10 до 18·10⁶ атом/гр (Рис. 31).

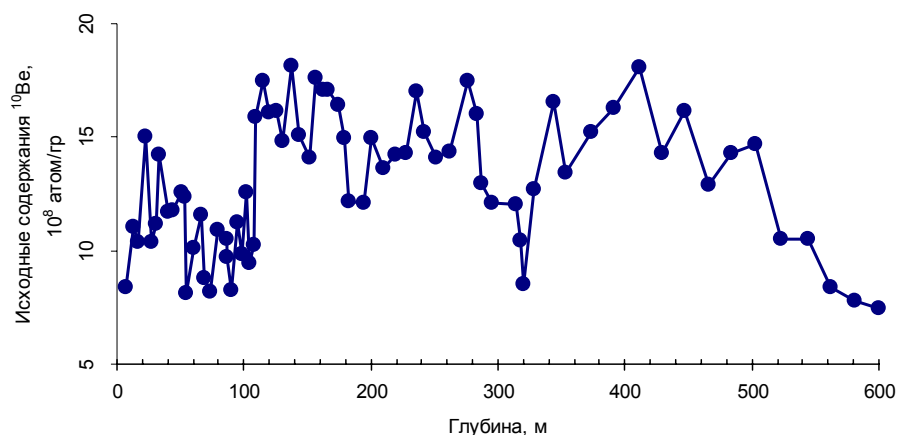


Рис. 31. Исходные содержания ^{10}Be в скважине BDP-98, рассчитанные на основе возрастной модели.

Для построения возрастной модели, наряду с данными по палеомагнитным наклонениям, распределению ^{10}Be в разрезе скважины и климатической периодичностью, учтены изменения параметров земной орбиты. Поскольку для палеоклиматических записей характерно наличие периодичностей, связанных с изменением параметров земной орбиты с периодами 100, 41, 23, 19 тыс. лет, то была предпринята попытка выделить эти периодичности из записи содержания биогенного кремнезема. Спектральный анализ [Schulz and Statteger, 1997] проводился по участкам записи биогенного кремнезема с относительно однородным содержанием как биогенного кремнезема, так и алевритовой компоненты.

Орбитальные гармоники выделены для следующих интервалов:

Интервал, м	142-158	190-226	233-260	286-338	342-339	400-460
Скорость седиментации, см/тыс. лет	6	9	10.7	14	16	15

Построенная на основе полученных оценок скорости осадконакопления возрастная модель до горизонта 460 м соответствует модели [Horiuchi et al., 2003] (Рис. 32).

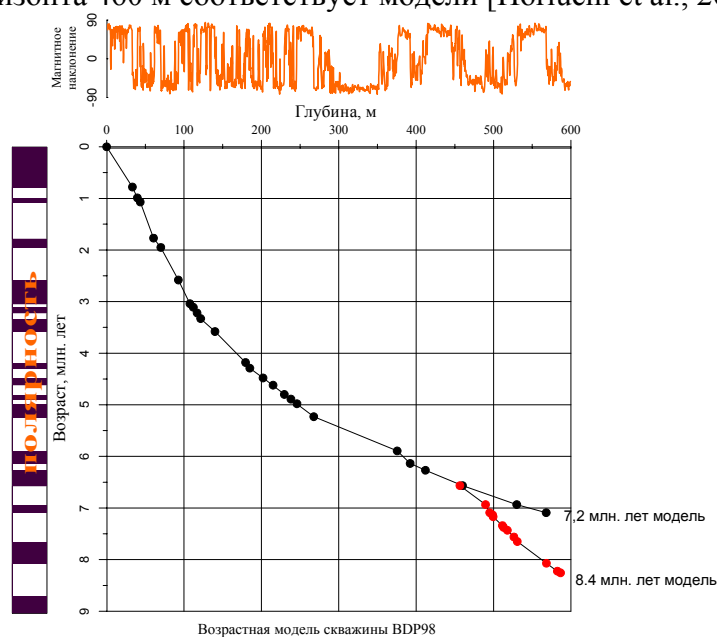


Рис. 32. Возрастные модели скв. BDP-98 по [Horiuchi et al., 2003] и предлагаемые нами.

- Ниже горизонта 460 м осадконакопление в районе скважины BDP-98 происходило в условиях

палеодельты р. Палеобаргузин [Коллектив..., 2000]. Сравнение скоростей осадконакопления по модели [Horiuchi et al., 2003] и нашей модели показывает более хорошее согласование увеличения скорости осадконакопления в этом интервале, чем в модели (8,4 млн лет), когда скорость в условиях палеодельты снижается по сравнению с условиями седиментации в удалении от палеодельты (Рис. 33).

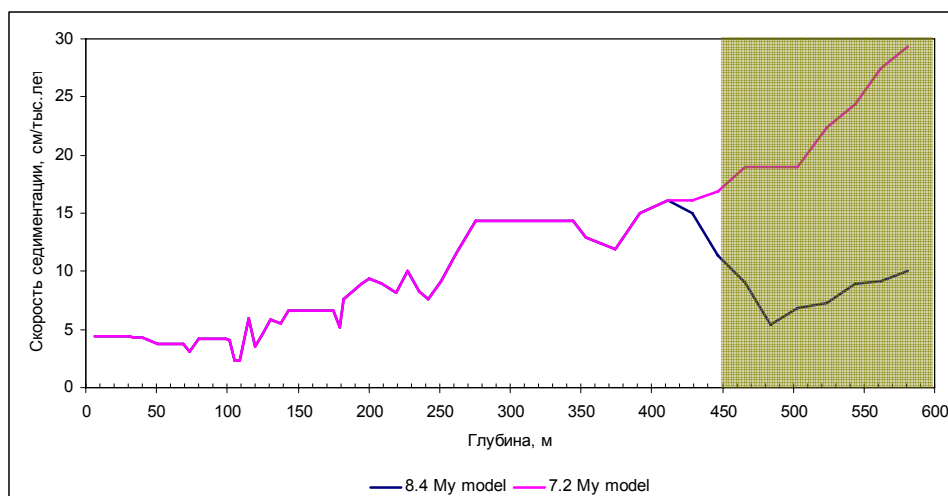
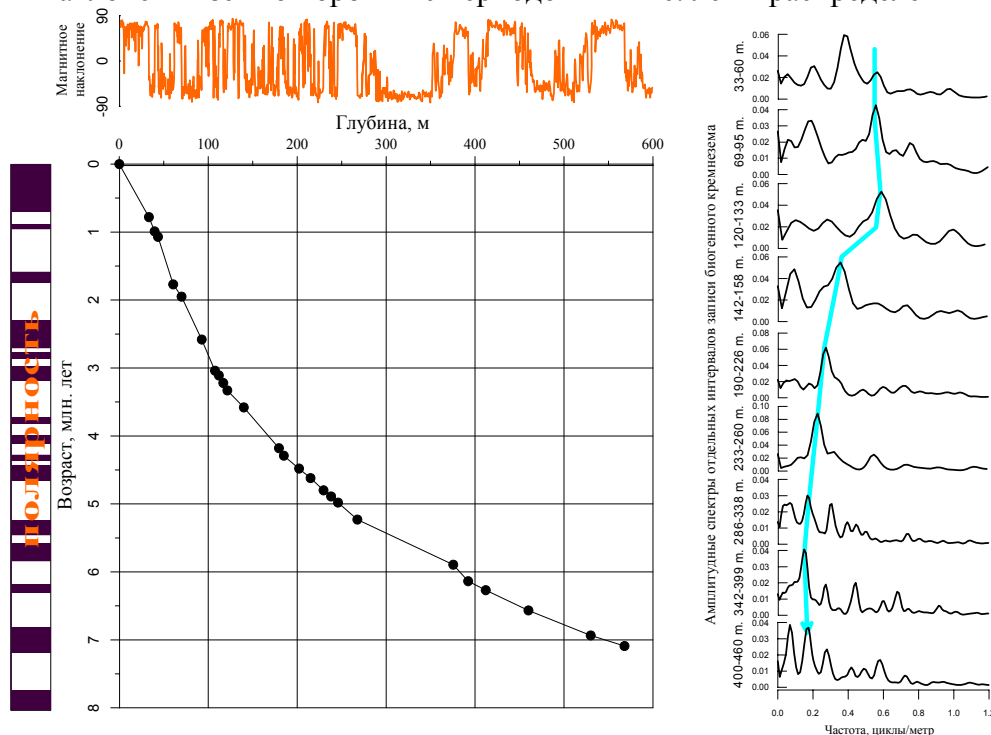


Рис. 33. Сравнение скоростей седиментации моделей [Horiuchi et al., 2003 – 8,4 млн лет] и предлагаемой (7,2 млн лет).

Повышение скорости седиментации в условиях палеодельты позволяет рассматривать положение polarity chron (СЗВн) на глубине 530-568 м (Рис. 30). Это в свою очередь, дает основание оценить возраст забоя скважины на глубине примерно 7,2 млн лет.

Предлагаемая возрастная модель скв. BDP-98 показана на Рис. 34, на котором приведены все привлеченные к построению модели данные, т.е. данные магнитных наклонений, сигнала периодического изменения наклона земной орбиты с периодом 41 тыс. лет и распределения ^{10}Be .



Возрастная модель скважины BDP98, основанная на ^{10}Be данных (Sapota, Horiuchi), интерпретации данных магнитного наклонения, а также на основе выделения сигнала соответствующего периодическому изменению наклона земной оси с периодом 41 тыс. лет (показан голубой линией: →)

Рис. 34

- В 2008 году были закончены исследования осадочных разрезов по заливу Провал, целью которых была, в том числе, оценка антропогенных загрязнителей в поверхностном слое Байкальских

осадков. Работы проводились совместно с сотрудниками Института Земной коры СО РАН и Института геологии и минералогии СО РАН.

В этом разделе приводятся основные материалы по бурению в заливе Провал. Залив Провал образовался в результате катастрофического землетрясения в районе дельты р. Селенга (Рис. 35). Землетрясение произошло 12 января 1862 года (по новому стилю), является одним из сильнейших в Восточной Сибири за весь период ее освоения.

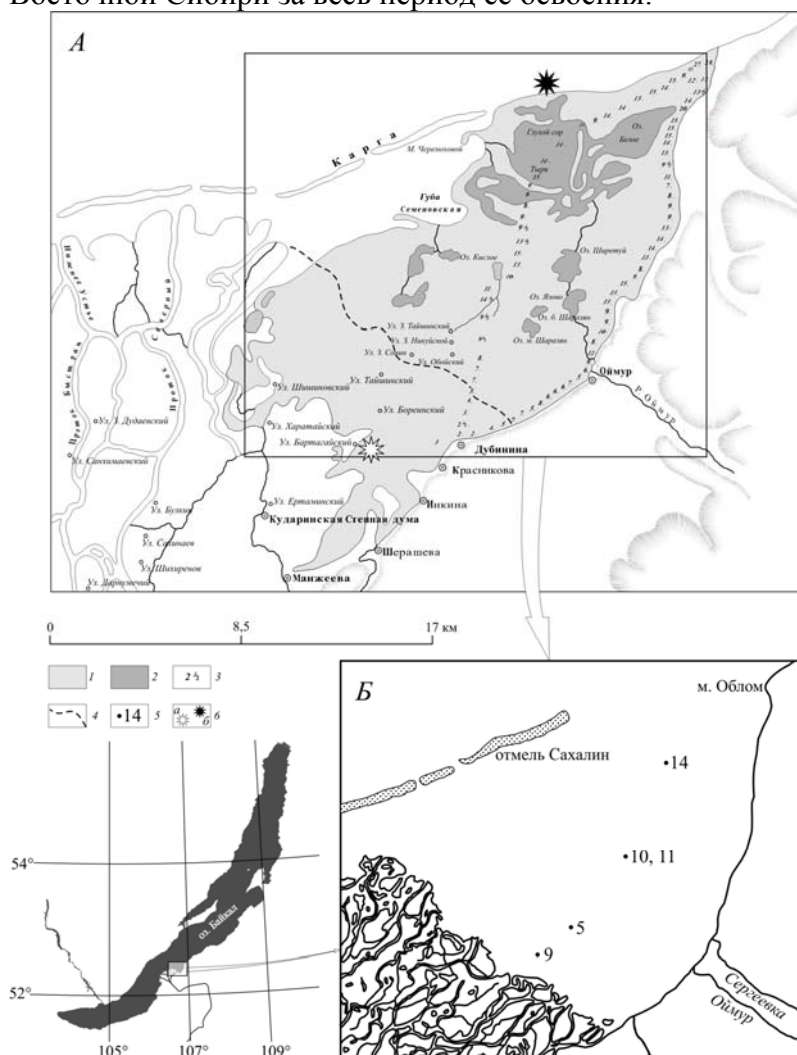


Рис. 35. А – Карта Цаганской степи по съемке экспедиции Русского географического общества летом 1862 года [Орлов, 1872], Б – расположение точек отбора кернов в заливе Провал (на современной топооснове).

Условные обозначения: 1 – территория Цаганской степи, затопленная после землетрясения; 2 – озера, существовавшие в Цаганской степи до землетрясения; 3 – промеры глубин (в футах), выполненные экспедицией Русского географического общества [Орлов, 1872]; 4 – современная граница дельты р. Селенги; 5 – места отбора колонок донных отложений; 6 – местоположение эпицентра Цаганского землетрясения 12 января 1862 г. согласно [Новый каталог..., 1977] (а) и по определению С.И. Голенецкого [1996] (б).

Более детально была изучена скв. 14. Измеренная по изотопам Рb скорость современного осадконакопления в месте отбора колонки № 14 равна 0,232 см/год. Значит, осадок мощностью 33 см, перекрывающий черный торфоподобный слой, накапливался в течение 142 лет, что близко соответствует времени, прошедшему с момента землетрясения 1862 г.

Учитывая положение станции 14 и строение разреза можно сделать вывод, что, наряду с отложениями залива Провал, здесь вскрыты осадки озера Белое, существовавшего в Цаганской степи.

Поверхностные осадки, залегающие на отложениях озера Белое (колонка 14, интервал 0–34 см), накопились в заливе Провал. Две пробы (глубины 2 и 22 см), соответствующие этому интервалу, существенно отличаются между собой по составу и содержанию диатомей. Вероятно, это связано с изменением условий осадконакопления в заливе в связи с вводом в действие Иркутской ГЭС. За период, прошедший с этого момента, должен был накопиться осадок мощностью порядка 10-11 см при скорости осадконакопления 0,232 см/год. Таким образом, отложения с глубины 22 см накопились до строительства Иркутской ГЭС, а осадки с глубины 22 см и выше – после.

Осадки озера Белое и залива Провал различаются по ряду элементов. Если содержания Ва, Се и La в осадках пролива и озера близки, то содержание других редких элементов в осадках залива Провал ниже, что, очевидно, связано с различными источниками сноса.

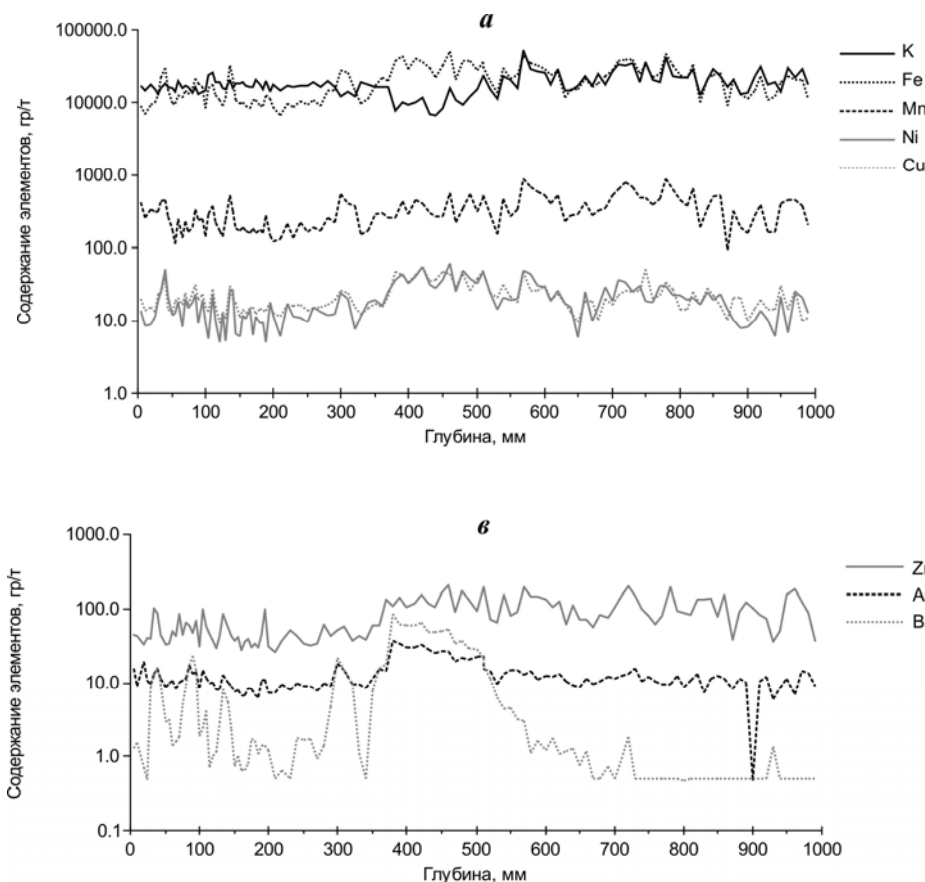


Рис. 36. Содержания элементов-примесей в донных осадках, вскрытых керном скв. 14.

Особо следует отметить изменение содержаний в верхней части колонки. Эти изменения соответствуют последним 40-50-м годам прошлого столетия, когда в связи с военными действиями увеличилась антропогенная нагрузка на Прибайкалье за счет интенсивного транспортного движения по железной дороге и в результате ввода в эксплуатацию Иркутской ГЭС. По сравнению с нижней частью осадочного разреза (интервал 15-34 см), сформировавшегося в заливе Провал, в его верхней части (интервал 3-15 см) несколько увеличилось содержание Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, As (Рис. 36). При этом, в последние 15 лет (интервал 0-3 см) в связи с резким падением промышленного производства, концентрации всех этих элементов снизились. Все это говорит о том, что осадки залива Провал отражают события, связанные с антропогенным загрязнением региона.

- Важным результатом было определение времени начала орогенических движений, приведших к росту гор и появлению первых горных ледников. Был проведен мониторинг по исследованию содержания ртути в зависимости от интенсивности проявления землетрясений [Коваль и др., 2006]. Максимальное значение эмиссии ртути из разлома достигает накануне крупных сейсмических событий (землетрясений). Всплески, связанные с сейсмическими деформациями могут превышать фон в 20-30 раз и более. С 1997 года проведен мониторинг по изучению состава воды в истоке Ангары, который показал, что перед началом сильных землетрясений увеличивается содержание ртути в воде истока Ангары, т.е. ртуть является показателем тектонической активности [Коваль и др., 2006].

Относительно выдержанное содержание ртути в глубоководных скважинах нарушается несколькими экстремально высокими концентрациями ртути достигающими 300 ± 400 ppb [Гелетий и др., 2007], приходящимися на интервал 4,1-4,8 млн лет. Мы связываем этот интервал с началом интенсивности орогенических движений. Хотя более позднее увеличение содержания ртути в разрезе скважин на интервалах 1,75; 1,92 и 3,00 млн лет [Гелетий и др., 2007] может быть связано и с активизацией вулканических извержений.

Изменение состава коренных пород в Байкальском бассейне четко иллюстрируется изменением состава изотопов стронция, который отмечается на рубеже 2,5-2,8 млн лет (Рис. 37).

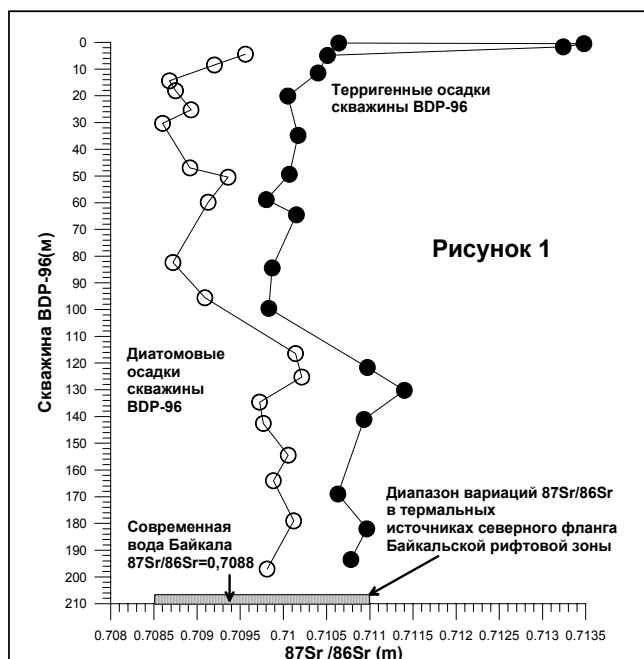


Рис. 37. Вариации изотопного состава Sr в байкальских осадках скважины BDP-96

Изменение климата на этом рубеже фиксируется изменением характера растительности в Байкальском регионе [Безрукова и др., 1999]. До 2,8 млн лет здесь преобладали хвойно-широколиственные ландшафты, свойственные теплому влажному климату. С 2,8 млн лет преобладает растительность современного облика (Рис. 38).

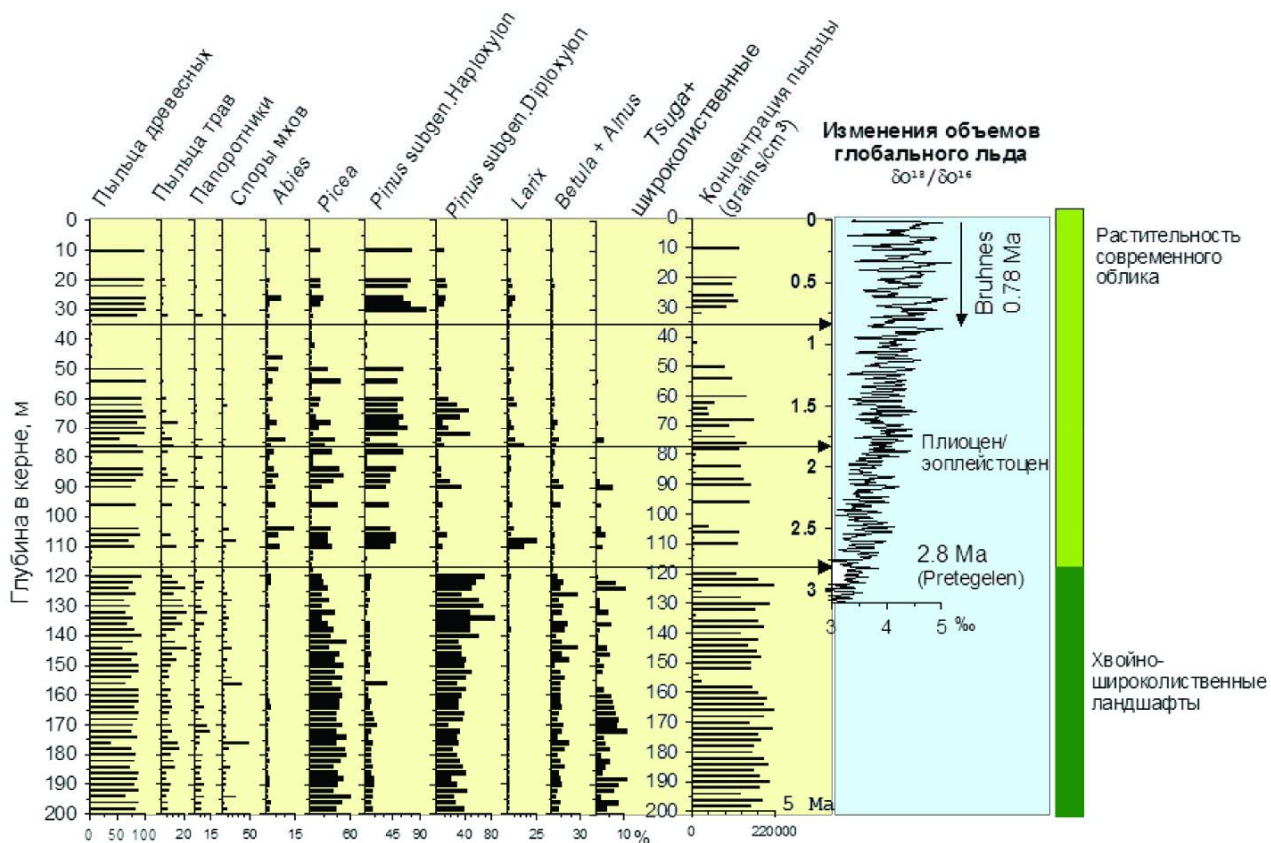


Рис. 38. Изменения процентного содержания пыльцы и спор в осадках скважины BDP-96.

- Проведенные исследования позволили наметить, с учетом предыдущих береговых геологических наблюдений, стадии формирования Байкальской рифтовой зоны (Рис. 39).

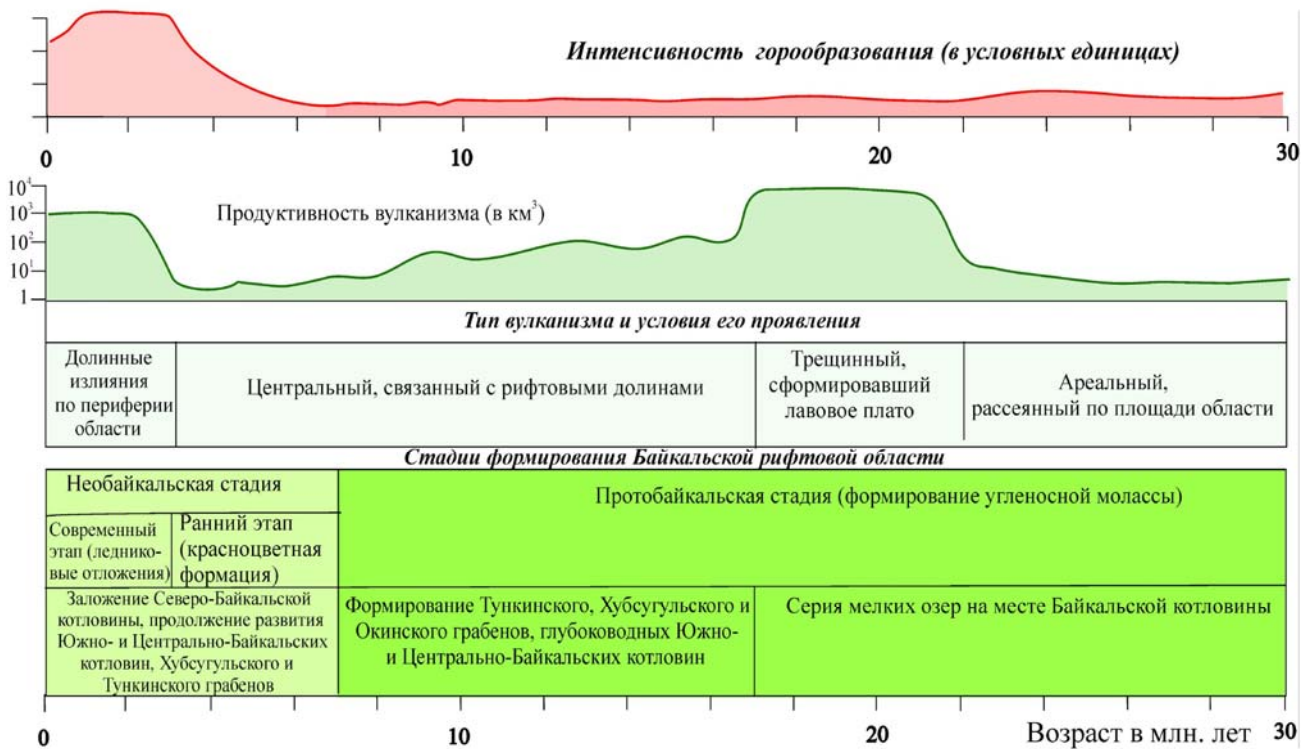


Рис. 39. Схема корреляции стадий формирования Байкальской рифтовой зоны.

- В 2008-2009 г. продолжены изотопные исследования по составу изотопов стронция и ниодима. Изотопная Sr-Nd систематика осадков скважины BDP-98 (Рис. 40) позволяет наметить некоторые параметры источников сноса терригенного осадочного материала в бассейн осадконакопления. Очевидно, что область изотопных составов как терригенных, так и диатомовых осадков скв. BDP-98, не принадлежит к линии смешения вещества между мантией и нижней корой (НК), а также существенно смещена от линии смешения мантия – верхняя кора (БК), которые характерны для кратонных блоков с корой архейского возраста.

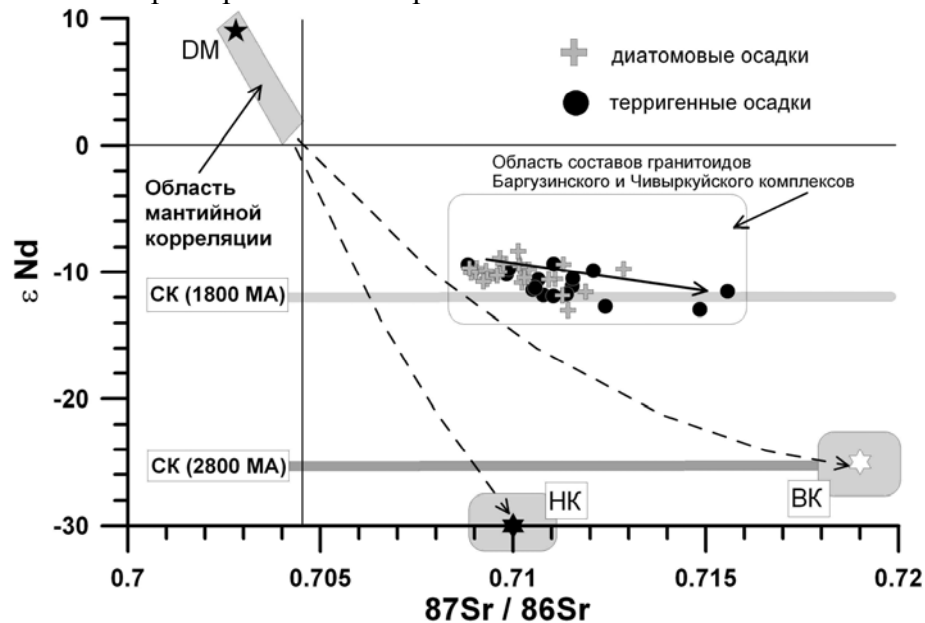


Рис. 40. Sr-Nd изотопная корреляция для терригенных и диатомовых осадков скважины BDP-98. Условные обозначения: DM- состав деплетированной мантии; СК- состав средней континентальной коры для возраста 1800 млн лет и 2800 млн лет; составы нижней (НК) и верхней (БК) коры Северо-Китайского кратона.

Тренд изменения изотопного состава Nd и Sr осадков скорее всего может быть объяснен с позиций смешения вещества мантийного источника и материала континентальной коры, которая может быть сопоставлена со средним составом верхней континентальной коры по изотопному составу Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,716-0,719$), но обладает при этом заметно менее радиогенным составом Nd ($\epsilon\text{Nd} = -(-12) - (-14)$). Например, таким изотопным составом Nd может обладать континентальная кора протерозойского возраста (1800 млн лет). Этому не противоречат величины модельных Nd изотопных возрастов терригенных осадков, лежащие в пределах $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})=1480-1730$ млн лет при среднем значении 1580 млн лет. Примечательно, что гранитоиды Баргузинского и Чивыркуйского комплексов, слагающие основную площадь водосборного бассейна р. Баргузин, вносящей существенный вклад в сток терригенного материала в районе Академического хребта (оз. Байкал), имеют модельные Nd изотопные возраста преимущественно такого порядка.

- Изучение осадочного разреза на оз. Хубсугул показало, что осадки ледниковых и межледниковых периодов существенно отличаются. В межледниковые периоды формируются диатомовые илы, в ледниковые – карбонатные осадки. При этом уровень озера уменьшается минимум на 100 м. Важно отметить, что переход от ледниковых к межледниковым отложениям характеризуется наличием переходных слоев. В скв. HDP-04 таких слоев как минимум 10 (Рис. 41).

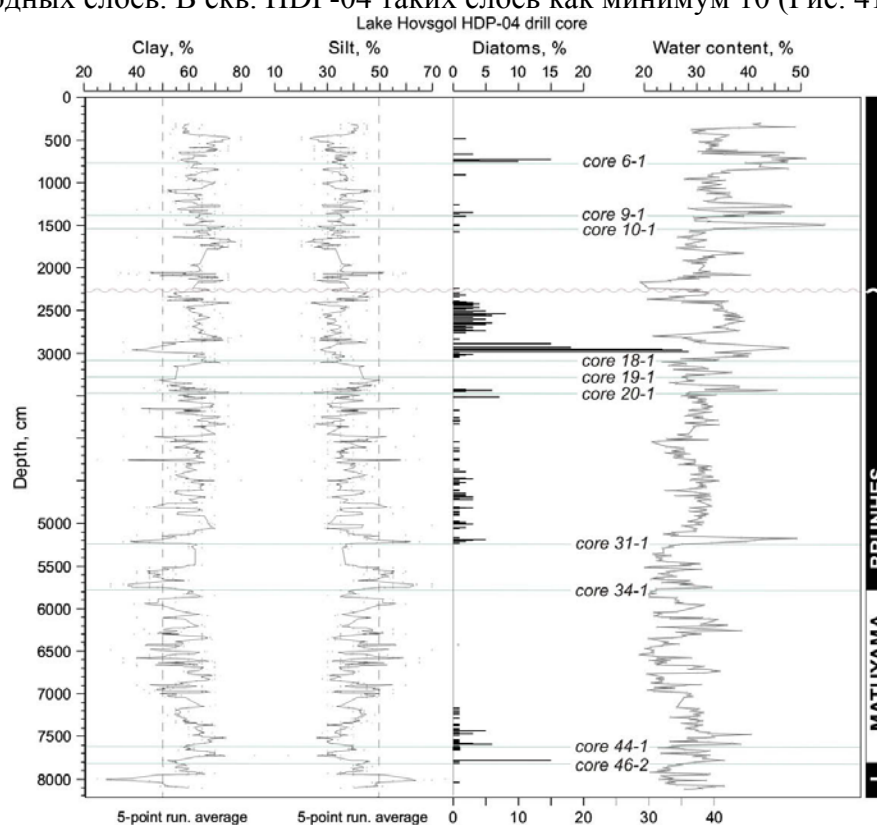


Рис. 41. Литологический состав осадков скв. HDP-04. Тонкие линии – переходные слои между ледниковыми и межледниковыми осадками. Волнистая линия – несогласия, вскрытые скв. HDP-04 на глубине 23 метра.

Литологически такие слои представляют собой карбонатсодержащие слои с грубозернистыми включениями [Коллектив, 2007], часть в составе этих пород отмечаются мелководные фации осадков. В 2009 году детальное рассмотрение осадков Хубсугульской скважины HDP-04 рассмотрено в специальном выпуске журнала *Quaternary International*, v.205, № 1, p. 1-136.

- В процессе работ по проекту был разработан метод выделения створок диатомовых водорослей из донных отложений, который, судя по литературным данным, не имеет аналогов в мире и позволяет получать препараты, пригодные для изотопных измерений даже при содержании SiO_2 в осадке, не превышающем 2-3 %. При исследовании полученных образцов методами световой и электронной сканирующей микроскопии примеси терригенного материала не обнаружены. Разложение створок для изотопных анализов проводилось ClF_3 при температуре 400 °C после

предварительной тренировки в вакууме в течение 2 часов при 400 °С. Определение $\delta^{18}\text{O}$ проводилось в масс-спектрометре МИ 1201В (Геологический институт РАН, Б.Г. Покровский). Ошибка определения $\delta^{18}\text{O}$ относительно SMOW оценивается величиной $\pm 0,3 \text{ ‰}$.

Проведенные нами исследования показали, что в теплые периоды значения $\delta^{18}\text{O}$ створок диатомовых водорослей из оз. Байкал повышаются, а в холодные – понижаются (Рис.42). Подобный характер изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ диатомовых водорослей наблюдается в озерах Аляски и Швеции. На наш взгляд, для Байкала это связано с тем, что основная масса байкальских диатомовых водорослей развивается подо льдом, практически в «термостате», при температуре воды, не превышающей 3°C. Логично предположить, что в теплые и холодные периоды температура воды подо льдом, при которой развивались байкальские диатомеи, оставалась одинаковой. Это означает, что вариации $\delta^{18}\text{O}$ створок ископаемых байкальских диатомей зависят не от температуры воды. Основное влияние на величину $\delta^{18}\text{O}$ байкальских диатомей оказывает изотопный состав воды, в которой происходили развитие и рост диатомовых.

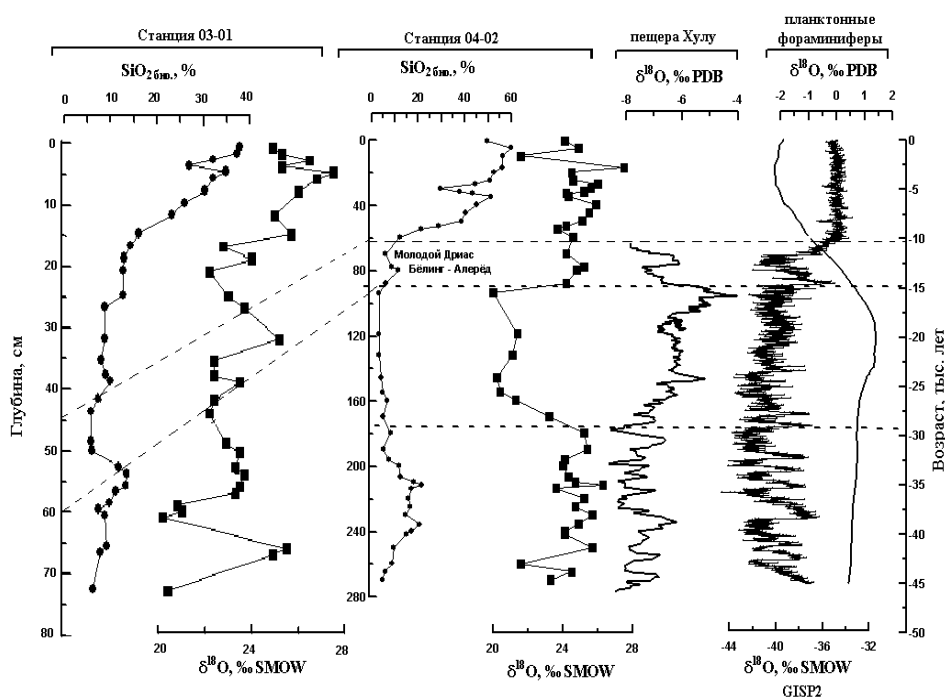


Рис. 42. Содержание биогенного кремнезема (мас. %) и ^{18}O (‰ SMOW) в створках диатомей из кернов 03-01 и 04-02; ^{18}O (‰ PDB) в планктонных фораминиферах из океанических осадков и в сталактитах пещеры Хулу, Южный Китай; ^{18}O (‰ SMOW) во льду скважины GISP2, Гренландия

Предполагаем, что изотопный состав воды в Байкале определяется в основном изотопным составом атмосферных осадков. Тогда, согласно выводу Дансгорда, который показал, что между среднегодовыми значениями $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков и среднегодовой температурой наблюдается линейная зависимость, можно оценить среднегодовые значения температуры воздуха. Расчеты показывают, что среднегодовые температуры воздуха для голоцена составили $-1 - -3^\circ\text{C}$, для сартанского оледенения $-6 - -8^\circ\text{C}$. Конечно, эти оценки приблизительные, однако они довольно хорошо согласуются с ранее полученными результатами.

- Палинологические исследования проводились группой Е.В.Безруковой с целью изучения закономерностей, особенностей, периодичности изменений растительности и климата юга Восточной Сибири в ответ на глобальные изменения природной среды позднеледниковья и голоцена. Впервые к пыльцевой записи из малых озер Сибири применены метод биомизации (biomisation approach) и метод лучших современных аналогов (best modern analogue method) для реконструкции последовательности смен ландшафтов и количественных параметров палеоклимата за последние 15 тысяч лет. Впервые в России применен метод количественной реконструкции лесопокрывности в пространственном окне размером $21 \times 21 \text{ км}$ (база данных спутникового анализа Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)).

Завершен анализ 15-метровой толщи озерных отложений из оз. Котокель (Рис. 43).

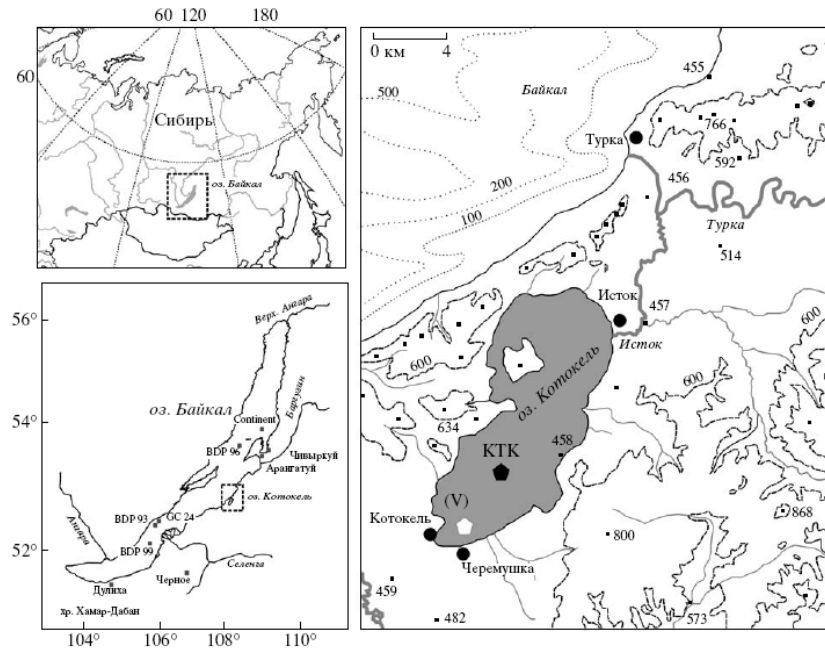


Рис. 43. Географическое положение озера Котокель и точки бурения КТК.

На этой основе проведена количественная реконструкция палеосреды и восстановлена степень лесопокрываемости котловины озера для последних 15,5 тыс. лет (Рис. 44).

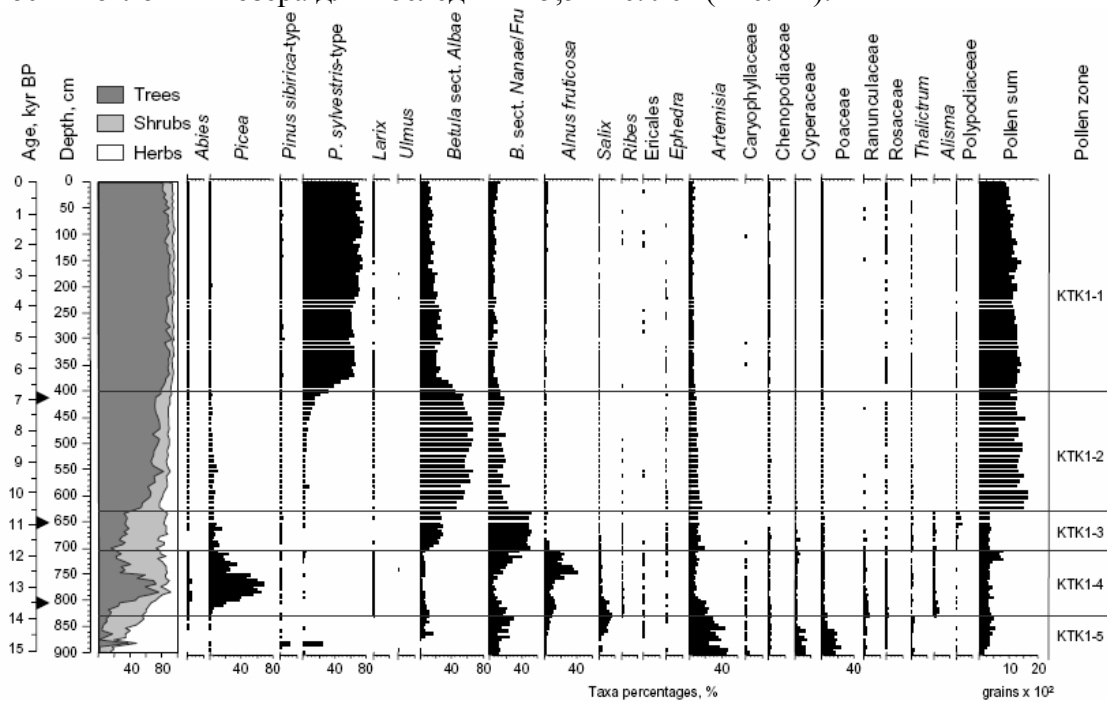


Рис. 44. Последовательность изменения растительности юго-восточного берега оз. Байкал (бассейн оз. Котокель) – упрощенная пыльцевая диаграмма верхней части ядра КТК-2005 [ДАН, 2008]. Стрелками указано положение датированных уровней: 6070 ± 60 (Beta-207356, 412–413 см), $10\,720 \pm 40$ (Beta-209 638, 652–653 см) и $11\,670 \pm 60$ (Beta-207357, 806–807 см) 14С лет до настоящего времени.

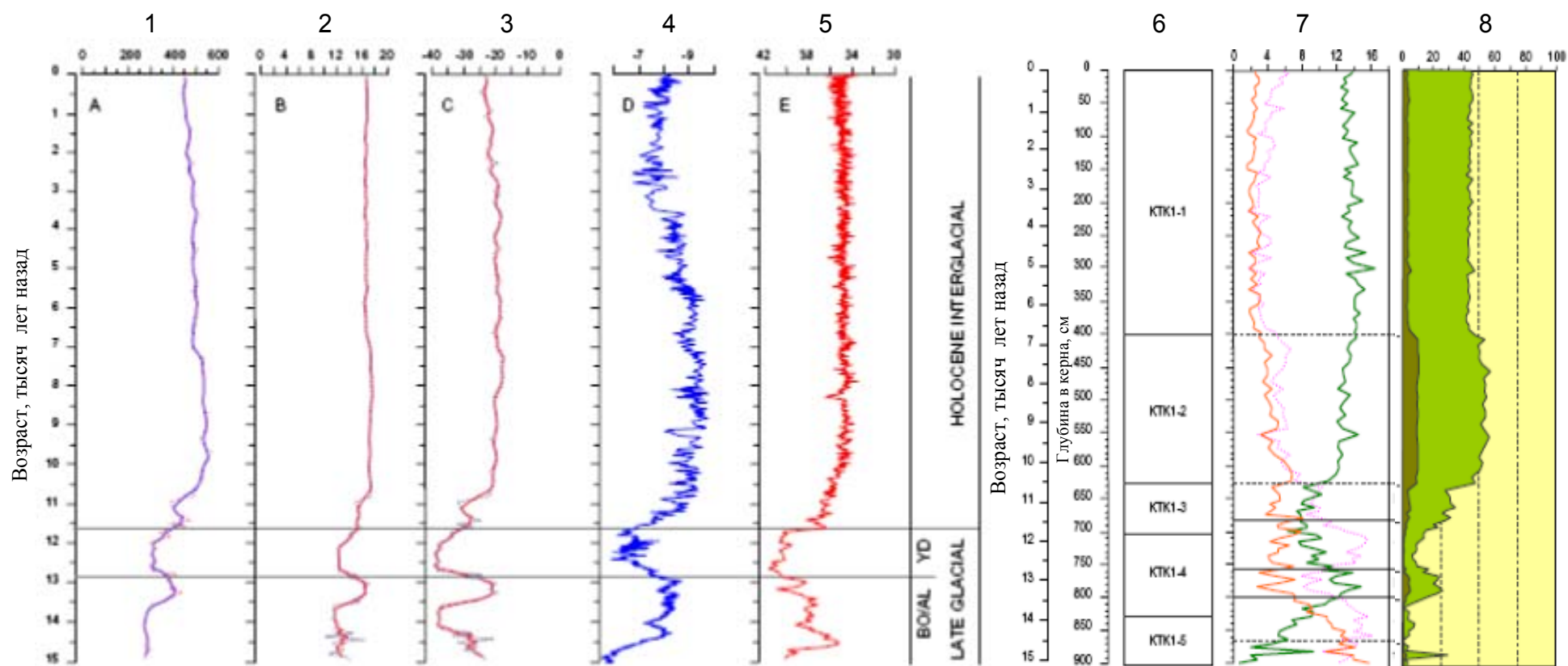


Рис. 45. Суммарный график, демонстрирующий изменчивость ландшафтно-климатических параметров юго-восточного берега оз. Байкал (бассейн оз. Котокель): **1** – среднегодовой суммы осадков, **2** – средней температуры июля и **3** – средней температуры января. Результаты реконструкции сравниваются с периодами интенсификации Тихоокеанского летнего муссона (**4**) и изменениями температуры в Северной Атлантике (**5**) Локальные пыльцевые зоны (**6**) и временная последовательность господствовавших за последние 15 тысяч лет типов растительности (**7**) в бассейне оз. Котокель вместе с (**8**) количественной реконструкцией лесопокровы бассейна в пространственном окне 2121 км [Tarasov, Bezrukova, Krivonogov, *Climate of the Past*, 2009].

Применение новых методов обработки пыльцевых записей демонстрирует отчетливые изменения растительности и в целом природных условий на юге Восточной Сибири на протяжении последних ~15 тысяч лет. Эти изменения могут быть соотнесены с динамикой регионального и глобального климата (Рис.45). Расширение бореальных лесов в регионе ~13,5 тыс. л.н. произошло в условиях улучшения климата интерстадиала Беллинг/Аллеред (Рис. 45, BO/AL) Однако, уже ~12,5 тыс. л.н. реконструированные значения климатических параметров снизились до прединтерстадиального уровня. Ухудшение климата находится в согласии с восстановленным для этого времени сдвигом в растительности от бореальных лесов к тундровым ландшафтам (Рис. 45, шкала 8). Холодный и сухой климат ~ 12,5 – 11,6 тыс. л.н. совпадает со стадиями Позднего Дриаса, отчетливо различимого в кислородных шкалах Гренландии [Stuiver et al., 1995; Рис. 45, шкала 4] и Китая [Yuan et al., 2004; Рис. 45, шкала 5]. Наступление относительно теплого и влажного климата ~11,6 тыс. л.н. начала голоцена также находится в согласии с изотопными шкалами потепления в Северо-Атлантическом регионе и усиления Восточно-Азиатского муссона (Рис. 45, шкала 4 и 5). Наиболее благоприятные условия для бореальных лесов имели место ~ 10,8 – 7,3 тыс. л.н. (Рис. 45, шкалы 1-3). Этот интервал рассматривается как оптимум голоцена. Реконструкции показывают, что ~ 7-6,5 тыс. л.н. имело место новое ухудшение климата (Рис. 45, шкалы 1 и 3). В целом, проведенные исследования показали, что тренд похолодания в позднем голоцене, имевший место в Северо-Атлантическом регионе [Wanner et al., 2008], получил отчетливый отклик в региональном снижении зимних температур.

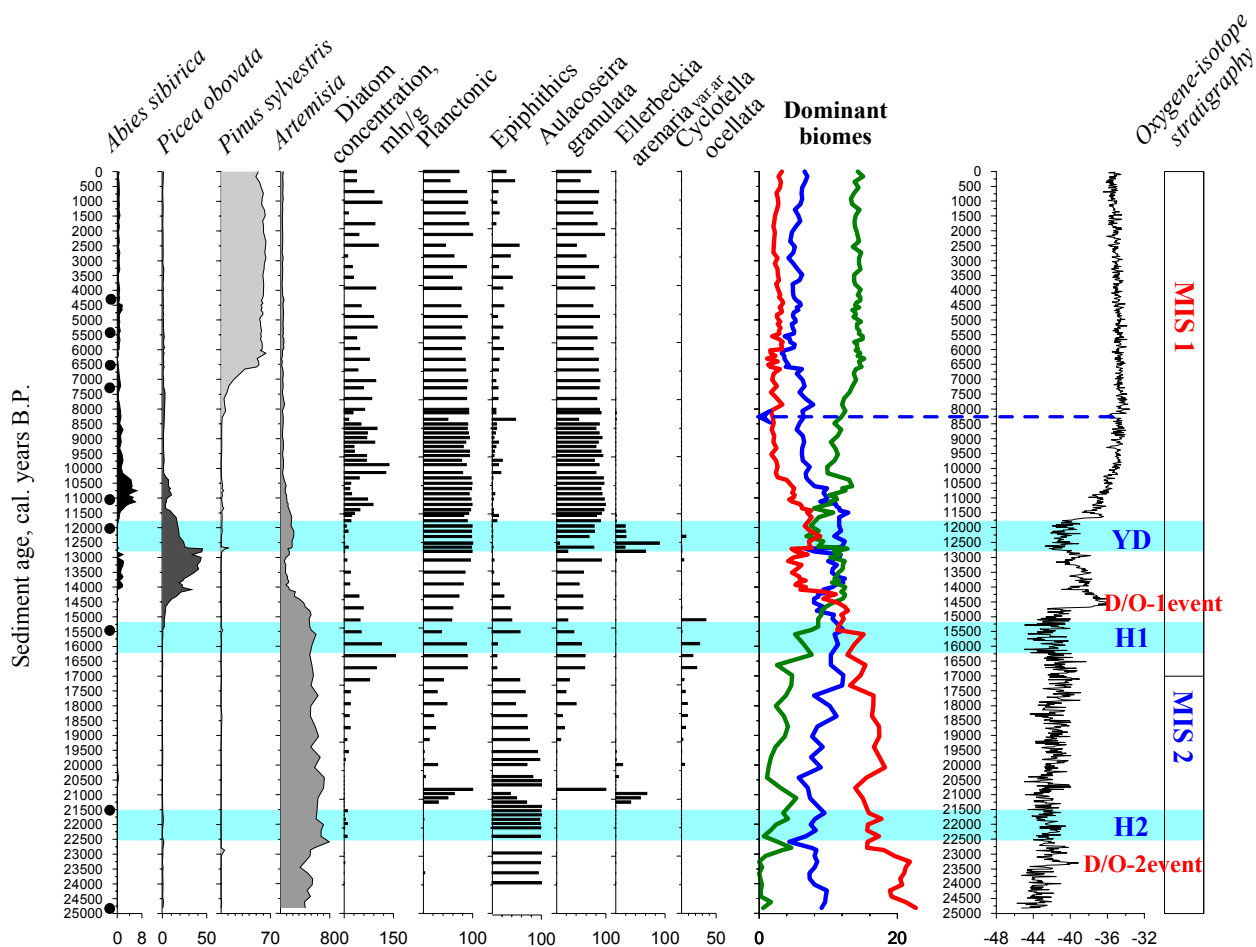


Рис. 46. Диаграмма, иллюстрирующая эволюцию отдельных видов диатомовых водорослей озера Котель, смену доминировавших типов растительности в его бассейне (dominant biomes) в сравнении с изменениями температуры в Северо-Атлантическом регионе. Представленная запись с временным разрешением около 200 лет демонстрирует ясный ответ альгофлоры озера и растительности его бассейна на резкие климатические флуктуации квази-тысячелетнего масштаба, аналогичные событиям Хайнриха и Дансгора-Оешгера.

- Завершены пыльцевой и диатомовый анализы донных отложений, поднятых вторым, более длинным, керном из оз. Котокель. Возраст отложений составляет 25 тысяч лет. На этой основе получены первые для Восточной Сибири непрерывные, датированные, высокоразрешающие пыльцевая и диатомовая записи изменения ландшафтов и эволюции диатомовых комплексов для последнего оледенения (27-16 тысяч лет назад) и голоцена в одном разрезе (Рис. 46).
- Завершен пыльцевой анализ короткого керна из торфяного массива на берегу оз. Котокель. Обобщенные результаты представлены на Рис. 47. Сравнение трендов в динамике типов растительности, преобладавших в бассейне оз. Котокель на протяжении последних 6000 лет, с изменениями температурного режима в Северной Атлантике показывает усиление позиций тундровой растительности и, наоборот, сокращение лесной растительности в бассейне озера с ~6500 л.н. и почти до ~200 л.н., согласуясь с трендом понижения температуры в Северной Атлантике в это время. Расширение лесной растительности имело место в последние примерно 250-200 лет, находясь в согласии с трендом глобального потепления (Рис. 47).

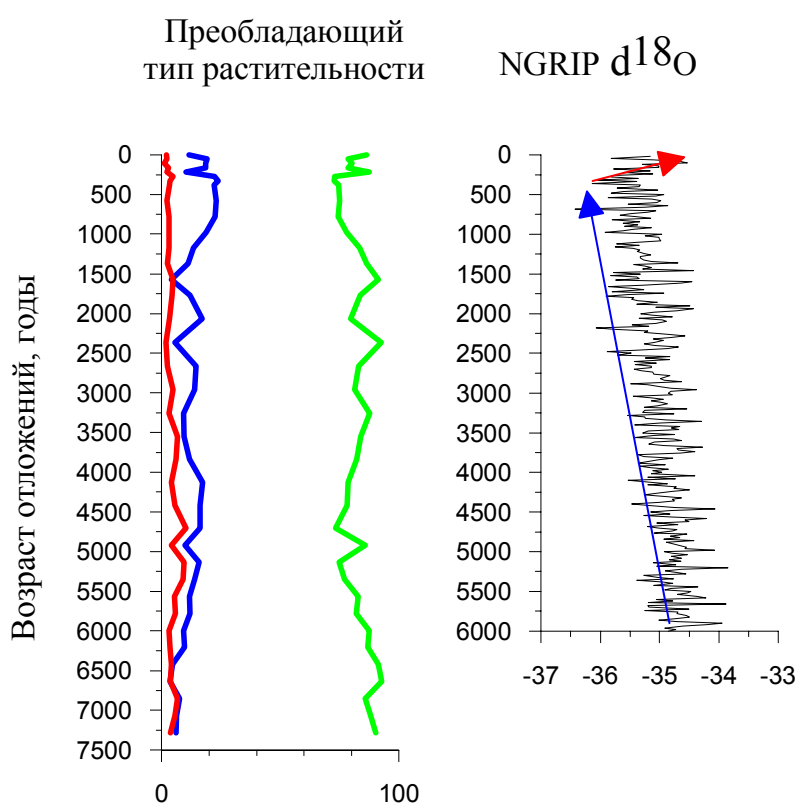


Рис. 47. Количественная реконструкция преобладавших типов растительности в бассейне оз. Котокель за последние > 6000 календарных лет. Возраст отложений, сформированных позднее 6000 лет, рассчитан методом экстраполяции. Красная линия (крайняя слева) – степная растительность, синяя (средняя) – тундровая, зеленая – лесная растительность. Направленность в смене растительных сообществ сравнивается с изменением $\delta^{18}\text{O}$ в ледовых кернах Гренландии [Vinther et al., 2006], рассматриваемым в качестве индикатора изменения температуры в Северо-Атлантическом регионе.

- Завершено дополнительное (с повышением временного разрешения) палинологическое и радиоуглеродное исследование озерно-болотной экосистемы на северо-восточном побережье озера Байкал (Рис. 48, точка 1 и Рис. 49), получена высокоразрешающая датированная запись динамики климата и ландшафтов этой территории со времени завершения максимума последнего оледенения 17000-16000 л.н. Проведено сравнение изменчивости климата и ландшафтов северо-восточного и южного побережий (Рис. 48, точка 2) Байкала с соседними регионами. Установлено неустойчивое состояние ландшафтов и климата в позднем ледниковье и голоцене и показана амплитуда этих изменений.



Рис. 48. Картограмма расположения изученных болотных комплексов (точки 1-2).

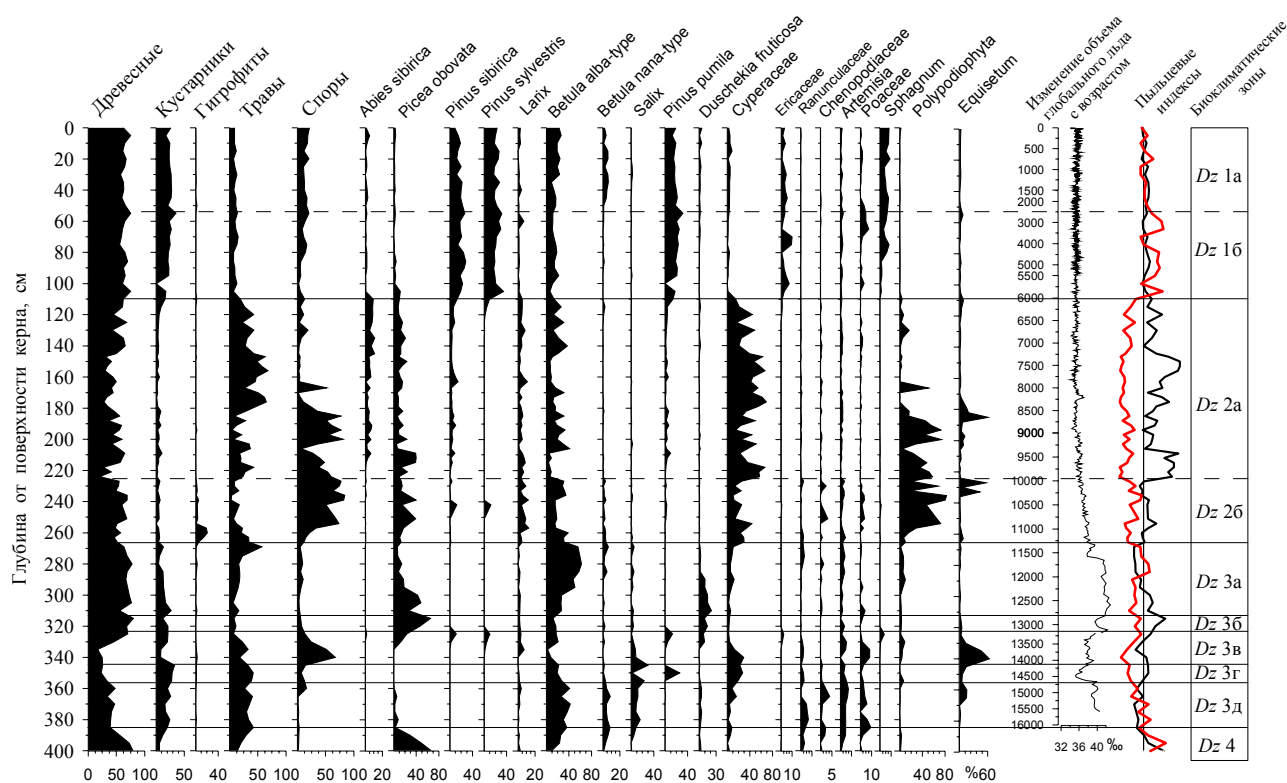


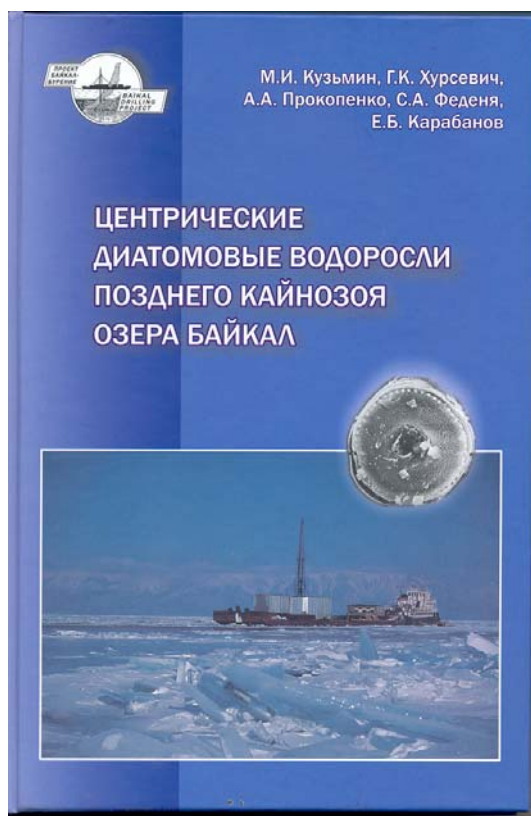
Рис. 49. Упрощенная пыльцевая диаграмма разреза озерно-болотных отложений на северо-восточном побережье оз. Байкал (кern Dz). Показано изменение в районе доступных растений тепла и влаги (шкала пыльцевых индексов, где красным цветом обозначен пыльцевой индекс тепла, черным – влаги) для последних > 16 тысяч лет в сравнении с вариациями температурного режима в районе Северной Атлантики.

Палинологическое и радиоуглеродное исследование озерно-болотных экосистем на разных побережьях озера Байкал, их сравнение с доступными датированными записями изменения природной среды в соседних регионах обеспечило получение детальной, геохронологически надежно обоснованной записи изменчивости природной среды всего бассейна озера Байкал со времени завершения максимума последнего оледенения 17000-16000 л. н. Значительные изменения в системе атмосферной циркуляции Северного полушария в начале дегляциации способствовали наступлению относительно теплых и сухих летних сезонов 16000-12000 л. н. в Сибири [Schirmer et al., 2002]. Именно в это время началось формирование собственно торфяных отложений на южном и северо-восточном побережье озера Байкал – ~13000 и ~11500 тыс. л. н., соответственно. В целом, высокоразрешающие пыльцевые записи свидетельствуют о глубоких изменениях растительности и климата бассейна озера Байкал в позднем ледниковье-раннем голоцене и о высокой вариабельности климата собственно современного межледниковья. Пыльцевые записи показывают неустойчивое состояние ландшафтов и климата в позднем ледниковье и раннем голоцене, частые смены растительных ассоциаций.

Причиной таких смен могло быть разрушение покровных и горных ледников, приводившее к неустойчивости системы океан-атмосфера-криосфера. Пыльцевые записи подтверждают наступление длительного периода оптимума голоцена с влажным и мягким климатом, с теплыми зимними периодами ~ 11000-10000 л. н. и господством елово-кедрово-пихтовых лесов в различных районах бассейна Байкала в условиях повышенного уровня инсоляции в высоких широтах Северного полушария. Завершение оптимального периода имело место ~7000-6000 л. н. и совпадало со снижением уровня инсоляции, установлением современного уровня мирового океана. За оптимумом последовал период прогрессивного повышения континентальности климата: сниженит суммы атмосферных осадков, повышенит летних температур воздуха, снижение – зимних. Такие изменения климата привели к смене темнохвойных лесов светлохвойными. Менее значительные, коротковременные вариации климата и растительности голоцена 2500-2400, 1200-1600, 500-400 л. н., зафиксированные в наших пыльцевых записях, могут быть ответом региональной экосистемы на вариации солнечной активности квази-тысячелетнего масштаба [Meeker, Mayewski, 2002]. Пыльцевые записи Дулиха и Дугульдзера демонстрируют отчетливую связь состава и структуры региональной растительности с климатическими вариациями Северного полушария в целом. Амплитуда этих изменений на северо-востоке озера выше, чем на юге. В дополнение к климату локальные факторы (геолого-геоморфологические, сама растительность, изменявшийся уровень грунтовых вод, вариации мощности и глубины залегания слоя многолетней мерзлоты) активно контролировали историю природной среды региона на местном уровне. Пыльцевые записи из бассейна оз. Байкал свидетельствуют и о том, что вариабельность регионального климата в позднем ледниковье и голоцене отражает его глобальную изменчивость.

Для уверенного распознавания мелких, вековых вариаций в изменчивости природной среды южного побережья, нужны новые, более высокоразрешающие записи, обеспеченные и более детальным хронологическим контролем.

- Важным этапом работ последних двух (2008-2009) лет был анализ распределения диатомовых в осадочном разрезе Байкала, охватывающим интервал около 8 млн лет.



Следует заметить, что роль палеоклиматических сигналов трудно оценить в сигналах «диатомовых». Речь идет о качественных соотношениях характеристик отдельных межледниковых и

интерстадиальных интервалов на уровне «теплее-холоднее» или «более-менее» благоприятные климатические условия. Важным аспектом анализа палеоклиматических сигналов по диатомовым записям является оценка большей-меньшей стабильности условий окружающей среды и климата. Границы диатомовых зон, маркирующие этапы существенных смен состава озерной флоры указывают на значительные изменения среды обитания. Ввиду чувствительности озерной флоры (в том числе диатомовой) к изменениям окружающей среды и климата, детальные диатомовые записи позволяют идентифицировать общие тренды и отдельные палеоклиматические события, обеспечивают их возрастную привязку, а также позволяют оценивать длительность и повторяемость зафиксированных событий. Этот подход к интерпрета-

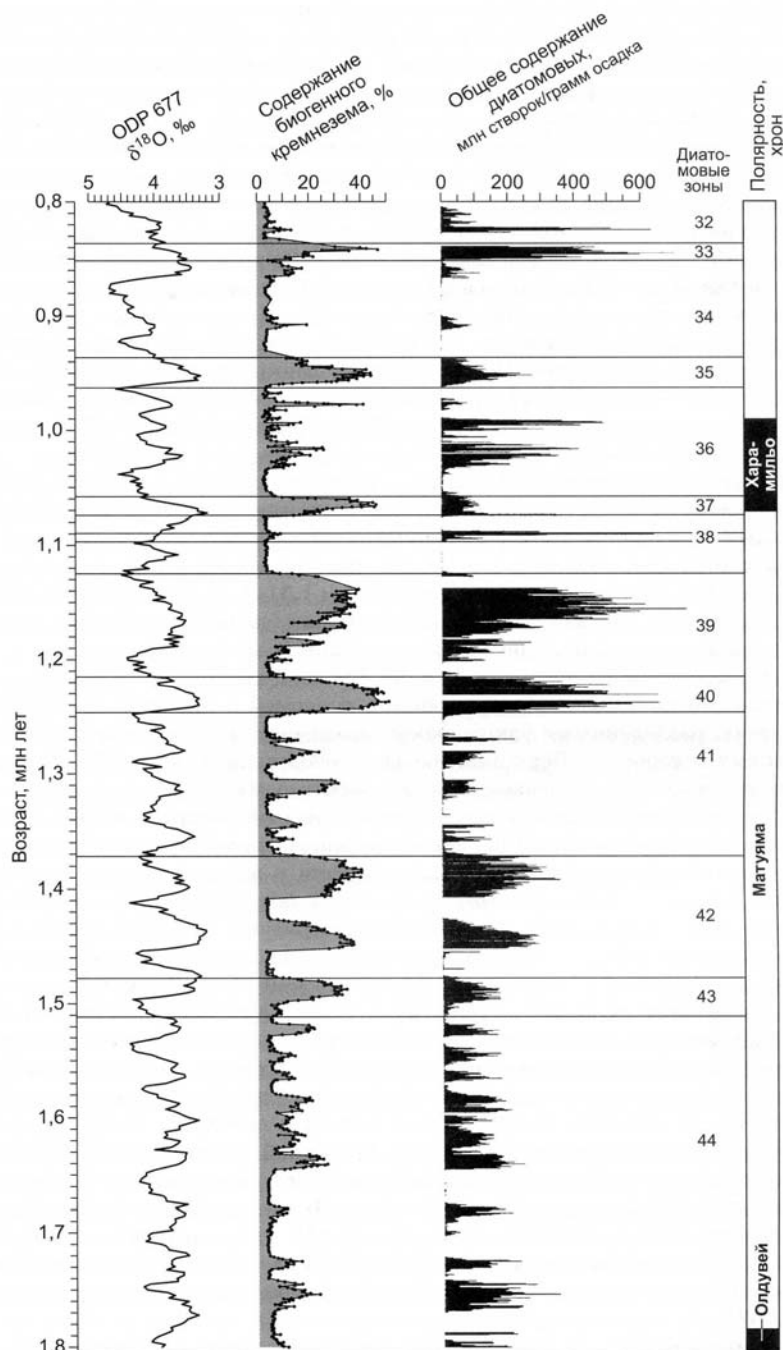


Рис. 50. Содержание биогенного кремнезема и численность диатомей в разрезе BDP-96-2 (ранний плейстоцен). Возрастная модель по [Khersevich et al., 2005]. Максимумы численности диатомовых водорослей соответствуют теплым интервалам.

ции байкальской диатомовой записи оказался весьма продуктивным при изучении плейстоценового интервала, для которого надежно установлена связь диатомового сигнала в оз. Байкал с изменениями состава наземной флоры в Байкальском водосборе по палинологическим

записям.

Наиболее четко связь «диатомовых» и палеоклиматических сигналов проявляется в нижнеплейстоценовых разрезах (1,81-0,8 млн лет) скв. BDP-96-2.

Предлагаемая на Рис. 50 корреляция байкальских диатомовых зон с отдельными породами климатостратиграфической схемы Западной Европы иллюстрирует значимость палеоклиматической записи из оз. Байкал как архива изменений палеосреды и климата в Северном полушарии. Данная схема эволюции диатомовой флоры на протяжении плейстоцена в древнем Байкале, связанная с процессами вымирания и обновления, отчетливо отражает ледниково-межледниковую ритмичность плейстоценового климата.

Озеро Байкал является уникальным объектом для изучения процессов эндемичного видообразования. Эволюция диатомовой флоры на протяжении плейстоцена в древнем Байкале отчетливо отражает ледниково-межледниковую ритмичность плейстоценового климата. Рубежи вымирания большинства видов в озере совпадают обычно с рубежами начала ледниковых периодов, характеризуя значительные палеоэкологические изменения в древнем Байкале, которые были обусловлены изменениями глобального и регионального климата. Вымирание видов во время оледенений освобождало экологические ниши в водоеме, которые при потеплениях быстро осваивались новыми видами. Частые изменения климата, а следовательно, и палеоэкологических условий окружающей среды в плейстоцене способствовали быстрой эволюции центрических диатомей в озере. Таким образом, устанавливается тесная связь климата и видообразования.

- В 2007-2009 годах проведено исследование углеводородных газов, в первую очередь метана из осадков крупнейших рифтовых озер Центральной Азии – Байкала и Хубсугула. Работы проводились при финансовой поддержке ряда интеграционных проектов СО РАН и Президиума РАН.

Систематическое изучение Хубсугульского метана начато нами в 2007 году. Тогда были впервые получены данные о распределении метана в верхних (до 1,5 м) слоях осадка и данные об изотопных характеристиках ($\delta^{13}\text{C}$, δD) метана. Также проведено исследование поровых вод осадка.

Теоретически, нарастание концентраций метана в пресноводных осадках происходит по линейному закону. Однако, в зависимости от мощности окисленного слоя, литологии донных отложений и ряда других факторов реальная форма распределения метана в пресноводных осадках может быть линейной, а также вогнутой или выпуклой. Выпуклая форма наиболее характерна для осадков оз. Хубсугул (Рис. 51).

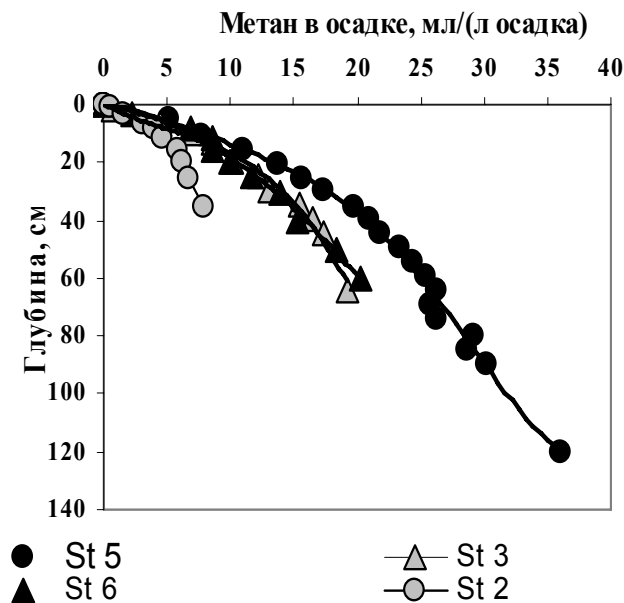


Рис. 51. Распределения метана в верхних горизонтах донных отложений оз. Хубсугул

Из данных рисунка видно, что содержание метана в осадках озера (верхние 1,5 м осадка) не превышает 35 мл/(л осадка). Выпуклая форма кривой распределения свидетельствует о том, что в верхних слоях осадка не происходит значительного потребления метана за счет метаноокисления.

В процессе проведения работ были выявлены участки (северная часть озера Хубсугул), где распределение метана по осадочному разрезу нерегулярное и, в целом, наблюдается снижение концентрации метана в осадке с увеличением глубины осадочного разреза. Кроме того, содержание CH_4 в осадке здесь существенно ниже, чем на остальных исследованных станциях.

В 2008 и 2009 году было проведено повторное изучение распределения CH_4 в точке (станция 14), где ранее была заложена станция 13. Форма кривой распределения и уровни концентраций метана совпали с данными 2007 года (Рис. 52).

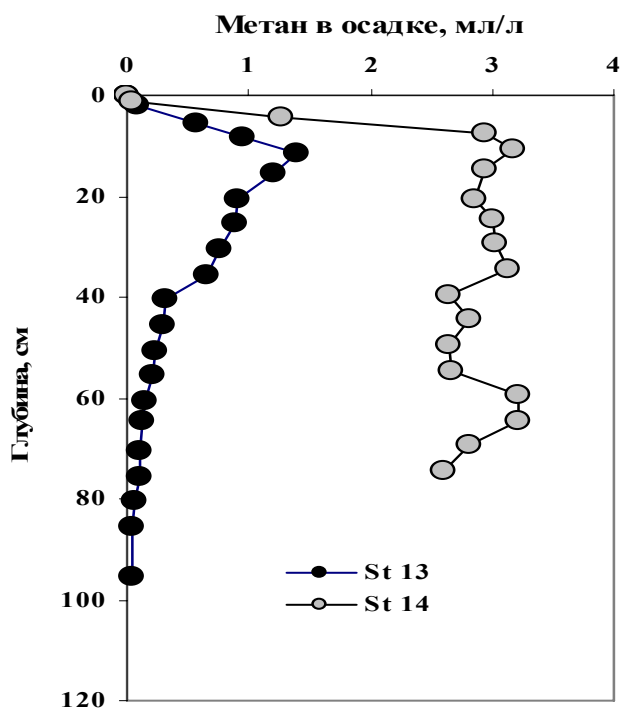


Рис. 52. Распределение метана в верхних горизонтах донных отложений северной части озера Хубсугул (St – станции).

Необычная форма распределения метана в осадках северной части оз. Хубсугул обусловлена небольшой мощностью донных отложений в этой части озера и, как следствие, слабым потоком газа снизу.

Глубина осадочного слоя на севере оз. Хубсугул, видимо, не превышает нескольких метров. В пользу этого предположения могут служить данные, полученные при бурении глубоководной скважины НДР-06-7, которая была пробурена в 2006 году на севере озера. При проходке этой скважины уже на глубине 1,5 м в керне обнаружен песчано-галечный материал. Ниже (~2 м) появились крупные валуны, что свидетельствует о том, что осадочный слой был пройден. Отсутствие мощного слоя донных отложений в северной части озера связано с мореной, которая сошла с гор, вероятнее всего в последний ледниковый период.

В 2007 году нами были получены первые данные по изотопному составу углерода и водорода метана, а также компонентного состава тяжелых углеводородных газов (ТУВГ) из верхних (50-150 см) горизонтов донных отложений оз. Хубсугул. Результаты исследования газа, выделенного из осадка, показали, что основным его является метан. Примесь ТУВГ в нем чрезвычайно мала ($C_1/C_{2+} = 40000 \div 120000$), а среднее значение $\delta^{13}\text{C}(C_1)$ составляет $-80,13\%$ (мин. = $-92,70$; макс. = $-72,40$; $N=14$). Согласно полученным нами ранее данным метан, выделенный из кернов глубоководной скважины НДР-04, имеет более изотопно-тяжелый состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср.}} = -74,60\%$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{мин.}} = -76,80\%$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{макс.}} = -71,70\%$; $N=6$) и характеризуется более высокой примесью ТУВГ ($C_1/C_2 = 13000 - 21000$).

Все это однозначно свидетельствует о том, что метан, как в верхних, так и в нижних (20-60 м) горизонтах донных отложений оз. Хубсугул имеет бактериальное происхождение. Следует отметить, что бактериальный метан является единственным генетическим типом CH_4 , который может образоваться в осадках озера, поскольку мощность осадочного слоя в нем невелика и в глубоководной части не превышает 180 м, что явно недостаточно для формирования термогенного метана.

Интересные результаты были получены нами при изучении изотопного состава водорода в хубсугульском метане, которые позволили выявить некоторые особенности механизма его генерации (Рис. 53). δD метана в верхних горизонтах донных отложений оз. Хубсугул находится в интервале от -269‰ до -212‰ . С увеличением глубины осадочного разреза значение δD имеет более высокое значение (δD метана, отобранного из 20-метровой скважины, пробуренной в 2006 г., равно -180‰). Полученные изотопные данные свидетельствуют о том, что генерация CH_4 в осадках оз. Хубсугул, по крайней мере в его глубоководной части, происходит по пути бактериального восстановления CO_2 , что, вообще говоря, не характерно для пресноводных водоемов.

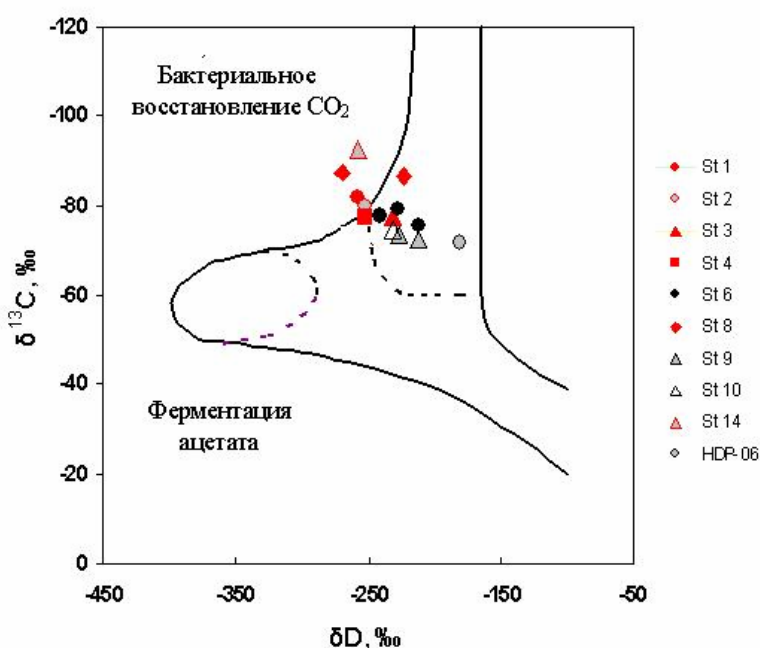


Рис. 53. Зависимость $\delta^{13}\text{C}$ от δD для метана из осадков оз. Хубсугул (St – станции, HDP-06 – скважина)

Таким образом, в результате проведенных работ по исследованию метана из осадков оз. Хубсугул установлено:

1. По характеру распределения метана в верхних горизонтах осадка на озере можно выделить районы с нормальной, наиболее типичной формой распределения метана, и районы (север озера), где форма распределения метана по осадочному разрезу имеет аномальный характер, что обусловлено небольшой мощностью осадочного слоя.
2. На основании изотопных данных сделан вывод о бактериальном генезисе метана из осадков озера. Согласно изотопным данным, генерация метана здесь протекает по механизму бактериального восстановления CO_2 .

За последние три года были изучены изотопные характеристики ($\delta^{13}\text{C}$, δD) байкальского метана из осадков газывыводящих структур, а также компонентный состав углеводородных газов. Работы на Байкале проводились в тесном сотрудничестве с сотрудниками Лимнологического института СО РАН и Института океанологии РАН.

На основании изотопных данных, а также данных по компонентному составу тяжелых углеводородных газов установлено, что метан на всех исследованных нами газывыводящих структурах оз. Байкал имеет различный генезис. На подводных грязевых вулканах Южной котло-

вины озера происходит разгрузка бактериального метана ($\delta^{13}\text{C}(\text{C}_1) = -61,3\text{‰} \div -67,9\text{‰}$; $\text{C}_1/\text{C}_{2+} = 1450 \div 7360$). Осадки целого ряда структур, например грязевого вулкана К-2 в подводном Кукуйском каньоне, характеризуются наличием метана смешанного (бактериальный + термогенный) типа ($\delta^{13}\text{C}(\text{C}_1) = -51,2\text{‰} \div -58,3\text{‰}$; $\text{C}_1/\text{C}_{2+} = 28,8 \div 300$). Метан термогенного генезиса зафиксирован нами на нефтепроявлении Горевой утес ($\delta^{13}\text{C}(\text{C}_1) = -40\text{‰} \div -45\text{‰}$). Проведено сравнение изотопного состава углерода байкальского и хубсугульского метана (Табл. 3).

Таблица 3

Сравнение изотопного состава углерода байкальского и хубсугульского метана

Объект	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$		
	Мин.	Макс.	Ср.
Озеро Байкал			
Места разгрузки бактериального метана	-71,3	-60,3	-64,7
Фоновые станции	-93,4	-69,1	-76,5
Озеро Хубсугул			
Места предполагаемой разгрузки газа (станции 9,10)	-74,8	-72,4	-73,5
Скважина НДР-04	-78,9	-71,7	-74,98
Станции 1,2,3,6	-81,	-75,2	-78,3
Северные станции	-92,7	-86,2	-88,3

В настоящее время можно сказать, что, в целом, изотопный состав углерода байкальского и хубсугульского метана похож, но зафиксированы и существенные различия.

В местах разгрузки газа бактериального метана на оз. Байкал (мелководные газовые сипы, подводные грязевые вулканы) метан имеет достаточно изотопно-тяжелый углерод. Значение $\delta^{13}\text{C}$ примерно на 10 ‰ выше, чем на станциях 9 и 10 (места предполагаемой разгрузки газа), а также в скважине НДР-04.

Из данных таблицы также видно, что среднее значение $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ для фоновых районов оз. Байкал, где отсутствует разгрузка газа со дна озера, практически совпадает с $\delta^{13}\text{C}$ хубсугульского метана на станциях 1, 2, 3, 6.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ метана северной части оз. Хубсугул, где практически полностью отсутствует поток метана снизу, почти на 12 ‰ ниже, чем на фоновых станциях оз. Байкал.