

*На правах рукописи*

ФЕДОТОВ Андрей Петрович

**СТРУКТУРА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА  
ХУБСУГУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ КАК ЛЕТОПИСЬ ТЕКТОНО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ  
ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ**

25.00.06 – литология

**ДИССЕРТАЦИЯ**  
на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

КАЗАНЬ – 2007

Работа выполнена в Лимнологическом институте СО РАН, г. Иркутск

**Официальные оппоненты:**

доктор геолого-минералогических наук

**Юрий Григорьевич Цеховский**

(ГИН РАН, г. Москва);

доктор геолого-минералогических наук, профессор

**Александр Георгиевич Дмитриев**

(ИрГТУ, г. Иркутск)

доктор геолого-минералогических наук

**Урал Галимзянович Дистанов**

(ЦНИИГеолнеруд, г. Казань)

**Ведущее предприятие:**

Институт земной коры (ИЗК СО РАН), г. Иркутск

Защита состоится «25»мая 2007 г. в 14.00 ч. на заседании диссертационного совета Д.212.081.09 по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора наук при Казанском государственном университете по адресу: г. Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5, геологический факультет КГУ, ауд. 202.

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке Казанского государственного университета им. В.И. Ульянова-Ленина.

Автореферат разослан « » апреля 2007 г.

Отзывы на автореферат в двух экземплярах, заверенные печатью учреждения, просим присылать по адресу: 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, КГУ, служба аттестации научных кадров.

Ученый секретарь

диссертационного совета Д.212.081.09

доктор геолого-минералогических наук, доцент

Р.Р. Хасанов

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность работы.** Осадочные покровы крупных геологических структур являются прекрасным архивом региональных тектоно-климатических событий. В силу своего геолого-географического положения территория Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) является уникальным полигоном для реконструкции истории формирования Центральной Азии. В регионе расположены два самых крупных и древних пресноводных озера: Байкал и Хубсугул (Северная Монголия), содержащие непрерывные летописи нескольких последних миллионов лет. Хубсугульская впадина располагается в зоне схождения Алтай-Саянской и Байкальской горных областей, Сибирской платформы, а также Хангайского свода (северо-западная Монголия), что представляет несомненный интерес для реконструкции региональных геотектонических событий с позиции определения причин и времени формирования БРЗ.

Помимо интерпретации тектонической летописи, актуально изучение климатических архивов. За последние полвека был достигнут значительный прогресс в понимании макропроцессов изменения климатического облика Земли. Но еще во многом остаются неизвестными вопросы взаимосвязи и влияния процессов, зарождающихся в акваториях океанов и их последующая трансформация на континентальных территориях. С этих позиций, наиболее перспективно выглядит изучение палеоклимата Евразии и, в частности, Центральной Азии. По сравнению с Байкалом, Хубсугул является более чувствительной системой, контрастно реагирующей на климатические флуктуации. Через изменение объема водной чаши и солености его вод, что позволяет с высокой детальностью изучать даже незначительные климатические изменения.

На фоне значительной изученности центральной и восточной части БРЗ, знания об истории развития западного сегмента зоны (Северная Монголия), во многом, остаются фрагментарными. Данная работа направлена на расшифровку тектоно-климатических летописей по данным изучения структуры и вещественного состава донных осадков Хубсугульской впадины и наземных разрезов Северной Монголии в контексте изменения геологической обстановки Центральной Азии.

**Цель работы** – реконструкция тектоно-климатической эволюции западной части Байкальской рифтовой зоны на основе комплексного исследования осадочных разрезов Северной Монголии в контексте геологической истории Центральной Азии в позднем кайнозое.

*Для этого были поставлены следующие задачи:*

1. Литолого-геохимическое изучение вещественного состава донных осадков озера Хубсугул и наземных разрезов Северной Монголии для палеоклиматических реконструкций.
2. Изучение структуры осадочного чехла Хубсугульской впадины как летописи палеотектонических событий, методом непрерывного сейсмоакустического профилирования.
3. Палеогеографическая реконструкция условий осадконакопления в Хубсугульской впадине, методом сейсмофациального анализа.
4. Картирование наземных форм рельефа и осадочных разрезов четвертичного периода Северной Монголии.
5. Обобщение полученных данных и создание схемы межрегиональной корреляции по динамике развития палеотектонического и палеоклиматического режима Центральной Азии.

**Фактический материал.** Основой для изучения структуры осадочного чехла Хубсугульской впадины послужили 436 км сейсмоакустических профилей высокого

разрешения, охватывающие практически всю площадь озера с более подробной проработкой площадей северной и центральной котловин озера (совместно с «Центром морских исследований им. Ренарда», Бельгия). Представления о вещественном составе донных осадков Хубсугула получены на основе изучения 15 коротких кернов (до 2 м) и 53-метрового бурового керна KDP-01, содержащего летописи последнего 1 млн. лет. В донных осадках изучены: распределение влажности (5400 образцов), элементный состав (метод ICP-MS, 5800 анализов), сульфатов и водорастворимых солей (5300 анализов), CO<sub>2</sub> карбонатного (2500 образцов), гранулометрический состав (используя весовой метод и лазерный анализатор, 3000 образцов совместно с ИГНГ СО РАН). Использованы данные диатомового (800 образцов), палинологического (200 образцов) и микропалеонтологического (по остракодам, гастроподам, двустворчатым моллюскам) анализов. На репрезентативных участках керна изучались изотопные отношения Si<sup>87</sup>, O<sup>18</sup>, C<sup>13</sup> (совместно с ДВГИ ДВО РАН, БГИ СО РАН), а также петромагнитные свойства осадка (совместно с КГУ, Казань). Геохронологические модели осадка построены на данных AMS-радиоуглеродного датирования (Радиоуглеродная лаборатория, г. Познань, Польша) и палеомагнитных исследованиях (совместно с ИГ СО РАН). В целом, используемая база данных по вещественному составу донных осадков превышает 22000 проанализированных образцов.

Изучение наземных разрезов проводилось на 18 полигонах, имеющих следы террасовых врезов, ледниковый рельеф изучался вдоль южных отрогов Восточных Саян. Также был изучен элементный состав воды 32 притоков Хубсугула методом ICP-MS, а у 5 основных притоков изучен полный гранулометрический состав речной взвеси. Интерпретация изучения наземных разрезов строится на основе цифровой модели рельефа Прихубсугулья по топокартам масштаба 1:100 000.

#### **Защищаемые положения:**

1. Вещественный состав донных осадков Хубсугула, сформированных в аридные периоды, характеризуется повышенными содержаниями аутигенных карбонатов, карбонатофильных элементов и водорастворимых солей, резким снижением элементов первичной биологической продуктивности и доли пыльцы древесной растительности. Периоды аридизации регионального палеоклимата соотносятся с оледенениями неоплейстоцена.

2. На основе комплексного исследования донных осадков Хубсугула, выделено три стадии развития регионального палеоклимата, последнего 1 млн. лет: 1-я стадия (1-0.7 млн. лет назад), 2-я стадия (0.7-0.42 млн. лет назад), 3-я стадия (0.42-0 млн. лет назад).

3. Палеотектоническая реконструкция, на основе сейсмоакустических исследований структуры осадочного чехла Хубсугульской впадины, свидетельствует, что формирование озерного осадочного чехла, начиная с 5.5-6 млн. лет, маркирует начало регионального неотектонического цикла.

4. На основе структурного взаимоотношений осадочных толщ впадины выделяются два режима палеотектонической летописи Северной Монголии. Первый режим существовал 5.5-0.4 млн. лет назад и характеризовался высокой тектонической активностью, с максимумами ~3.5 и ~1.5 млн. лет. Второй режим начался с 0.4 млн. лет назад и длится до сих пор, характеризуется резким ослаблением региональной тектонической активности.

**Научная новизна** работы состоит в том, что впервые выполнено комплексное исследование западного сегмента Байкальской рифтовой зоны в определении основных этапов тектоно-климатической эволюции Северной Монголии. На основе распределения в донных осадках Хубсугула биологической, геохимической и минеральной составляющей

рассмотрена детально, с шагом в 1000-1500 лет, палеоклиматическая летопись последнего 1 млн. лет. Определено, что главным климатическим параметром для изучаемой территории являлся уровень увлажненности региона. Установлено, что климат Северной Монголии приобрел полностью резко континентальные черты после 700 тыс. лет назад, с этим рубежом также связывается резкое усиление влияния на регион Сибирского антициклона.

Предложена типизация сейсмоакустических записей для выполнения сейсмофациального анализа донных осадков крупных озер. Изучены процессы осадконакопления в высокогорных условиях при различных климатических режимах и различных уровнях минерализации вод озера. На основе результатов сейсмофациального анализа и литолого-геохимического изучения донных осадков Хубсугула определены основные тенденции изменения регионального палеоклимата, за последние 5 млн. лет. Показано, что изменения климатического режима региона были вызваны формированием в регионе крупных горных построек (Саяны, Алтай, Хангай, Хэнтэй), изменивших направление атмосферных циркуляций и глобальными климатическими изменениями.

На основе сейсмоакустических исследований структуры осадочного чехла Хубсугульской впадины определено начало активного формирования структур западной части БРЗ. Дается обоснование раннеплиоценовой границы начала неотектонического этапа; и показана неоднородность тектонического режима региона, выраженная в снижении тектонической активности от плиоцена к голоцену.

На основе сопоставления полученных в ходе выполнения работы данных предложена модель геодинамического развития региона, подтверждающая гипотезу комбинированного формирования БРЗ под действием Индо-Азиатской коллизии и мантийных плюмов.

Выполнена корреляция тектоно-климатических событий плиоцен-четвертичного времени Северной Монголии с Центральной и Западной Монголией, Прибайкальем и Западной Сибирью.

**Апробация работы.** Результаты диссертации неоднократно докладывались на российских и международных конференциях и симпозиумах: Земная кора, Иркутск, 1996; Строение литосферы и геодинамика, XVI молодежная научная конференция, Иркутск, 1997; Актуальные вопросы геологии и географии Сибири, Томск, 1998; Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири, Новосибирск, 1998; Междисциплинарные исследования в Байкальском регионе, Иркутск, 2000; International Workshop for the Baikal & Novsgol drilling project, Ulaanbaatar, 2001; Третья Верещагинская Байкальская конференция, Иркутск, 2000; Pages meeting on high latitude paleoenvironments, Moscow, 2002; Third International Symposium Ancient Lakes: Speciation, Development in Time and Space, Natural History, Irkutsk, 2002; BAIK-SED-2 Workshop, Gent, 2003; Geology and Geocology of Mongolia, Ulaanbaatar, 2003; Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент, Казань, 2004; Science for watershed conservation: multidisciplinary approaches for natural resource management, Ulan-Ude-Ulan Bator, 2004; Environmental Processes of East Eurasia, past-present-future, Xi'an 2004; Third International Conference Environmental Change in Central Asia, Ulaanbaatar, 2005.

**Личный вклад автора.** Весь фактический материал, представленный в работе, получен и проанализирован с непосредственным участием и под руководством автора. Представленные результаты получены в результате выполнения научных программ грантов РФФИ, в которых автор являлся руководителем, а также Интеграционных проектов СО РАН, в которых автор являлся ответственным исполнителем тематических разделов.

**Публикации.** По теме диссертации опубликовано 48 работ, как в российских, так и в иностранных изданиях.

Диссертация изложена на 383 страницах и состоит из введения, 7 глав, заключения и списка литературы. Она иллюстрирована 91 графико-схемами, 9 фотографиями, 4 таблицами. Список литературы включает 385 наименований.

Автор считает своим долгом выразить искреннюю благодарность сотрудникам Лимнологического института СО РАН: м.н.с. Зиборовой Г.А., к.х.н. Чебыкину Е.П., к.б.н., Воробьевой С.С., к.ф.-м.н. Федорину М.А., к.б.н. Семенову М.Ю., с.н.с. Хлыстову О.М., к.г.н. Осипову Э.Ю., к.ф.-м.н. Гольдбергу Е.Л., вед.инж. Железняковой Т.О., м.н.с. Крапивиной С.М., вед.инж. Чебыкину А.П., вед.инж. Жученко Н.А., к.г.н. Голобоковой Л.П., н.с. Погодаевой Т.В., д.г.н. Мизандронцеву И.Б., д.б.н. Ситниковой Т.Я., к.б.н. Слугиной З.В., н.с. Вершинину К.Е., асп. Хабуеву А.В.; сотрудникам Центра морских исследований им. Ренарда, Бельгия: асп. Поулсу Т., инж. К. Де Райкеру; сотрудникам Института геологии и природных ресурсов АНМ (Монголия): н.с. Наранцэцэг Ц., н.с. Оюунчимэг Ц.; сотрудникам Института земной коры СО РАН: к.г.м.н. Санькову В.А., к.г.-м.н. Вологиной Е.Г., асп. Юлдашеву А.А., к.г.-м.н. Парфеевцу А.В., к.г.-м.н. Иванову А.В., д.г.-м.н. Рассказову С.В., к.г.-м.н. Меньшагину Ю.В.; сотрудникам Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН: д.г.-м.н. Казанскому А.Ю., д.г.-м.н. Калугину А.И., д.г.-м.н. Матасовой Г.Г., н.с. Родякину С.В.; сотрудникам Института геохимии СО РАН: д.г.н. Безруковой Е.В., с.н.с. Летуновой П.П., н.с. Абзаевой А.А.; сотрудникам КГУ: д.г.-м.н. Нургалиеву Д.К., к.г.-м.н. Ясонову П.Г., к.г.-м.н. Хасанову Д.И., асп., Косаревой Л.Р.; Бурятского геологического института СО РАН к.г.м.-н. Посохову В.Ф., а также буровой команде ПБУ «Иркутскгеология» и экипажу НИС «Дыбовский».

Автор выражает свою признательность акад. РАН Добрецову Н.Л., акад. АНМ Томуртогоо О., док. Томурхуу Д., проф. де Батисту М., чл.-корр. РАН Складову Е. В. за поддержку, помощь и содействие в проведении исследований в Монголии.

Отдельную благодарность автор выражает акад. РАН М.А. Грачеву за научные консультации при выполнении палеоклиматических реконструкций и постоянную помощь в организации и проведении научно-исследовательских и экспедиционных работ.

## **Глава.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ, ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ**

*Физико-географическая характеристика.* В орографическом отношении район исследования ограничен Восточными Саянами на севере, отрогами Хангая на юге, горными системами Тувы на западе и Байкальской горной областью на юге (рис.1). Большинство горных хребтов ориентированно меридионально и субмеридионально, исключение составляют отроги Восточных Саян, ориентированные субширотно.

В среднем, уровень выпадающих в Прихубсугулье осадков равен 300 мм/год; 80-85% осадков приходится на летний период. Низкое количество выпадающих осадков сочетается с высокой континентальностью климата. Среднегодовая температура составляет  $-4-5^{\circ}\text{C}$  (Богданова и др., 1976).

*Химический состав атмосферных осадков и речного стока.* Выпадающие в Прихубсугулье атмосферные осадки имеют слабую минерализацию (в среднем 18.3 мг/л) и относятся к гидрокарбонатному или сульфатному классу (Бадрах и др., 1976; Шпейзер, Стальмакова, 1995).

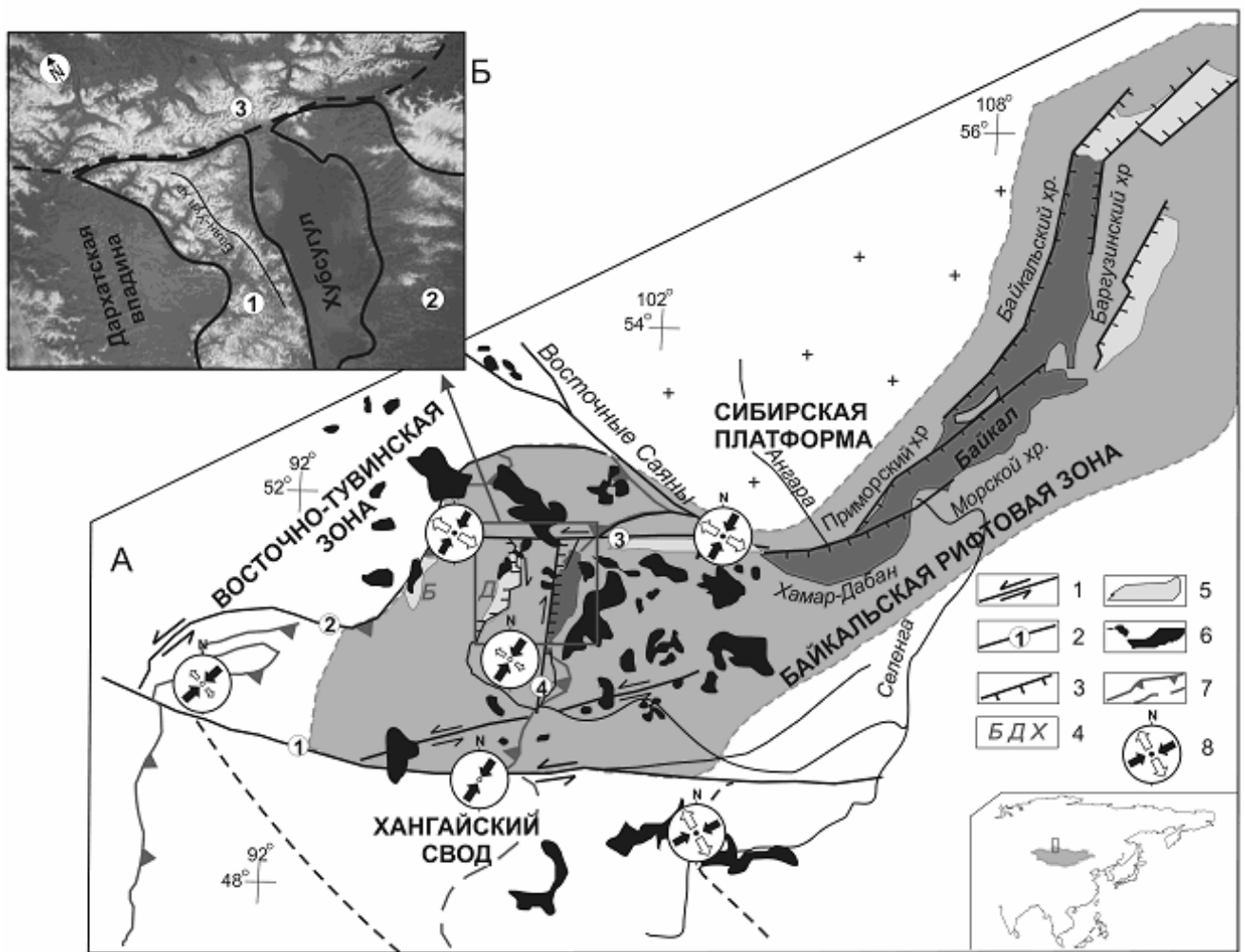


рис.1. Обзорная схема структурного положения границы района исследования (А), где: 1-3 - рельефообразующие глубинные разломы, сдвиги (1) и сбросы (3); 2- цифрами в кружках даны разломы: Северо-Хангайский/Болнайский (1), Эрзино-Агардагский (2), Иххорогол-Мондинский (3), Хубсугульский (4); 4 - субмеридиональные впадины западного фланга Байкальской рифтовой зоны: Бусиногольская (Б), Дархатская (Д) и Хубсугульская (Х); 5 - суходольные впадины; 6 - базальтовые покровы; 7 - границы Тувино-Монгольского микроконтинента; 8 - схема стресс-тензоров современного поля напряжений Северной Монголии (залитые стрелки указывают направление максимального горизонтального сжатия, открытые - направление минимального горизонтального сжатия, длина стрелок является функцией коэффициента формы эллипсоида напряжений). Схема составлена по материалам (Рассказов и др., 2000; Логачев, 2003; Беличенко и др., 2003; Zorin et al., 2003; Саньков, Парфеевец, 2005). Б – Космический снимок территории Прихубсугулья (<http://eol.jsc.nasa.gov>) Цифрами в кружках показаны высокогорная область Западного Прихубсугулья (1) и отрогов Восточных Саян (3), область распространения низкогорного рельефа Восточного Прихубсугулья (2).

По уровню минерализации притоки Хубсугула можно разделить на три класса: до 110 мг/л (ультрапресные), от 110 до 200 мг/л и от 201 до 540 мг/л. Они относятся к гидрокарбонатному классу, преимущественно, группы кальция (Шпейзер, Стальмакова, 1995; Атлас озера Хубсугул, 1989).

*Характеристики озера Хубсугул.* Озеро расположено на высоте 1645 м над уровнем моря, простираясь с севера на юг на 136 км. Его средняя ширина 20 км, средняя глубина 139 м, максимальная глубина 262 м (Атлас озера Хубсугул, 1989). Котловина озера имеет корытообразную форму. Глубины более 100 м занимают 60% площади озера, а литоральная зона (до 50 м) занимает 15% от его площади. Гидрохимический состав Хубсугула наследует химический состав вод притоков. На долю гидрокарбонатов приходится более 90% эквивалентного общего количества ионов, минерализация вод озера равна 200-220 мг/л. Хубсугул является олиготрофным озером; среди фитопланктона основными доминантами являются диатомовые и протококковые водоросли (Кожов и др., 1965; Загоренко, Кожова, 1973, Дулмаа и др., 1976).

*Геологическое строение.* Традиционно Хубсугульская впадина относится к западному флангу БРЗ, при этом имеет субмеридиональную ориентировку, характерную для монгольского сегмента зоны (Дархатская, Бусиновольская и Хубсугульская впадины), что отлично от субширотной - СВ ориентировки впадин БРЗ, расположенных на территории России (рис.1) (Флоренсов, 1960, 1968; Логачев, 2003). В схеме разломов Северной Монголии четко выделяются две системы: ортогональная (глубинные разломы) и диагональная (Ган-Очир и др., 1978). Геологическая специфика района исследования обусловлена сочетанием двух крупных региональных геологических структур, приуроченных к Тувино-Монгольскому микроконтиненту и Джиды-Ильчирской зоне (Беличенко, Босс, 1988; Беличенко и др., 2003). В геологическом строении Прихубсугулья участвуют рифейско-кембрийские, юрские и палеоген-четвертичные отложения (Зайцев, Ильин, 1970; Кузнецов, Сульдин, 1976; Шувалов, Николаева, 1989; Атлас озера Хубсугул, 1989; Беличенко и др., 2003; Rasskazov et al., 2003).

По данным глубинного сейсмического зондирования и моделирования гравиметрических данных мощность земной коры в районе Прихубсугулья составляет 37-48 км (Мац и др., 2001; Suvorov et al., 2002; Petit et al., 1997, 2002). Территория Прихубсугулья более изостатически аномальна (-15-20 мГл) по сравнению с Байкальской впадиной (-10-15 мГл), это объясняется проявлением астеносферного плюма (Zorin et al., 1989; Logatchev and Zorin, 1992; Gao et al., 1994; Zorin et al., 2003).

По данным GPS-геодезии, имеется геодинамическая связь между воздействием Индо-Азиатской коллизии и смещением блоков территории Монголии (Саньков и др., 2005).

*Геология неоген-четвертичного периода.* Основным геологическим процессом этого периода является сочетание высоко амплитудных вертикальных тектонических движений и формирование осадочных покровов. На фоне детальной геолого-геофизической изученности осадочного чехла Байкальской впадины знания об осадочных чехлах впадин западного фланга (Хубсугульская, Дархатская, Бусиновольская, Мурунская) БРЗ крайне скудны. Их основу составляют данные гравиметрической съемки 1986-1987 гг. (Зорин и др., 1989; Кочетков и др., 1993). По результатам этих данных наибольшую мощность осадочного чехла имеет Хубсугульская впадина. Основные осадочные депоцентры Хубсугульской впадины приурочены к южной части, где регистрируется ~10 км линза осадков мощностью в 300 м, и к северной, где регистрируется ~20 км линза осадков мощностью в 500 м (Кочетков и др., 1993).

Северная Монголия является наиболее высокогорным звеном БРЗ, что должно положительным образом отображаться на интенсивности оледенения территории в периоды похолоданий. Географически ледники Северного Прихубсугулья являются звеном единого



оледенения Саяно-Тувинского нагорья, занимавшего обширную территорию, расположенную между Верхним Енисеем и оз. Байкал (Гросвальд, 1987).

До 90 г. прошлого века осадочные разрезы впадин Северной Монголии систематически не изучались и представления о характеристиках четвертичного периода основывались на литологическом строении и палинологическом анализе речных и озерных террас, бурового керна из Дархатской впадины (Иванов, 1953; Гросвальд, 1965; Уфлянд и др., 1969, 1971; Золотарев, Кулаков, 1976). У хубсугульских донных осадков изучался только их литологический состав и поровые воды первого метра осадочного чехла. Полный литологический разрез первого метра осадков Хубсугула имеет двучленное строение и состоит из бурых диатомовых илов и светло-серых глин, важной составляющей донных осадков является наличие аутигенных карбонатов (Алтунбаев, Самарина, 1977; Ариунбилэг и др., 2001; Федотов и др., 2001). Использование минералогического, палинологического, диатомового и геохимического анализов показало, что минерально-геохимическая и биологическая составляющая верхнего слоя осадочного чехла Хубсугула в полной мере отображает региональные климатические изменения последних 20 тыс. лет (Дорофеев, Тарасов, 1998; Солотчина и др., 2003; Федотов и др., 2001, 2006; Fedotov et al., 2000, 2003, 2004, 2006; Karabanov et al., 2004; Prokopenko et al., 2005)

## **Глава 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ**

**Сейсмоакустические исследования.** Основой для изучения структуры осадочного чехла Хубсугульской впадины послужили 436 км сейсмоакустических профилей высокого разрешения (Федотов и др., 2002), охватывающих практически всю площадь озера с более подробной проработкой площадей северной и центральной котловин, имеющих наиболее сложное строение осадочного чехла. Сейсмоакустические исследования проводились с использованием оборудования «Центра морских исследований им. Ренарда» (университет г. Гент, Бельгия). В качестве источника сигнала использовался мульти-электродный спайкер «Centipede» (300-500 Дж., 300-1000 Гц) и одноканальная сейсмоприемная коса, как ресивер. Полученный сигнал обрабатывался с помощью многофункциональной системы ELICS Delph-2. Процесс доводки сигнала выполнялся в программе Landmark ProMAX и включал в себя деконволюцию, частотную фильтрацию и коррекцию амплитуд. Окончательное представление графических данных: визуализация, интерпретация и построение 3D-моделей сейсмопрофилей проводилось в программе SMT Kingdom Suite. Максимальная проникающая способность сейсмосигнала в осадочный чехол составила около 400 ms TWT, при этом теоретическое разрешение летописи составляло не менее 0.5 м (Pouls et al., 2003). Проведенные сейсмоакустические исследования позволяют достаточно точно проводить сейсмофациальный анализ и интерпретировать условия осадконакопления осадочного разреза впадины. Для интерпретации сейморазреза за основу были взяты две характеристики сейсмопрофилей: тип сейсмосигнала и формы несогласий (Кунин, 1990; Шлезингер, 1990; Badley, 1985; Schut et al., 2002; Sachpazi et al., 2003; Terrinha et al., 2003). По форме рисунка записи сейсмосигналы типизированы на: параллельный, субпараллельный, дивергентный, волнообразный, кочкообразный, линзовидный, складчатый, дельтовый и хаотичный. Несогласия подразделяются на: кровельное (эрозионный срез, система врезов, профиль наклонного равновесия, кровельное выравнивание), подошвенное (налегание простое и с шелушением, прилегание горизонтальное и при воздымании,

облекание простое, со сглаживанием и с раздуванием), латеральное (седиментогенные, постседиментационные, в каналах и врезках).

**Пробоотбор и опробование донных осадков.** В работе представлены данные по трем коротким кернам. Выбор данных станций из всей совокупности (15 станций) отобранных станций определяется тем, что они содержат наиболее представительные разрезы, типизирующие процессы осадконакопления в котловинах озера. Станции *HUB-99/01* (51°27'45" с. ш. и 100°34'25" в.д., глубина воды в точке отбора керна 160 м, длина керна 110 см) и *HUB-01/01* (51°26'09" с.ш., 100°33'07" в.д., глубина воды в точке отбора керна 170 м, длина керна 210 см) были отобраны со льда озера. Станция *X105-2* (50°56'40" с.ш., 100°21'25" в.д.) длиной 110 см была получена в одной из самых глубоких частей озера (глубина 241 м), (Федотов и др., 2001, Fedotov et al., 2000, 2003, 2004). *Буровой керн KDP-01* получен в 2003 г. из центральной котловины озера с намороженной платформы (50°58'24"с.д., 100°24'33"в.ш) (Grachev et al., 2003; Fedotov et al., 2004). Глубина воды в точке бурения составила 232 м, в результате бурения был получен керн длиной 53 м.

**Лабораторно-аналитические исследования.** За основу были взяты методики, хорошо себя зарекомендовавшие при изучении байкальских осадков и методики, рекомендованные протоколами PALE для изучения палеоклиматических летописей. Некоторые методики были доработаны с учетом специфики донных осадков и вод Хубсугула, вследствие их насыщенности карбонатом кальция.

*Определение влажности* осадка выполнялось весовым методом (Грачев и др., 1997) с интервалом каждый 1 см. *Определение биогенного кремнезема* проводилось по методике (Mortlock and Froelich, 1989). *Определение CO<sub>2</sub> карбонатного* проведено ацидиметрическим методом (Шейна и Рогова, 1960; Аринушкина, 1970), опробование велось 2-см интервалами (проанализировано 2600 образцов). *Диатомовый анализ* проводился по методике, описанной в Грачев и др., (1997). В коротких кернах опробование проводилось с шагом в 1-2 см. *Палинологический анализ* проводился на пробах, отобранных с шагом 2 см (Грачев и др., 1997). Выделение створок остракод проводилось ситовым методом, при шаге пробоотбора каждые 2 см. При изучении водных экстрактов из донных осадков в коротких кернах ионный состав (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) определялся с использованием жидкостной хроматографии (Baram et al., 1999), и методом атомной абсорбционной спектроскопии определялись Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup> (Русин, 1990). Для поточного анализа по определению сульфат-иона в осадках бурового керна за основу был взят турбидиметрический метод (Руководство..., 1977). Определение сульфатов велось с шагом 1 см.

*Микроэлементный состав донных осадков.* На коротких кернах проходила адаптация различных методов по последовательной экстракции (от слабых кислот до полного разложения) элементов из хубсугульских осадков (Fedotov et al., 2004; Oyunchemeg et al., 2003). Сравнение полученных результатов по последовательному экстрагированию показало, что при экстрагировании 3-5% азотной кислотой происходит полное извлечение аутигенных элементов и практически полное разрушение глинистых минералов (Fedotov et al., 2004). Исходя из этого, при анализе бурового керна использовалась только методика экстракции 3% HNO<sub>3</sub>, анализу подвергся каждый сантиметр бурового керна (5300 образцов).

*Определение изотопного состава в створках остракод* проводилось методом масспектрометрического определения малых вариаций изотопов кислорода и углерода в биогенных карбонатах, разработанным в ДВГИ ДВО РАН (Игнатиев и др., 2003, 2004; Федотов и др., 2006).

*Гранулометрический анализ* проводился по двум направлениям. Верхние 23 м бурового керна KDP-01 исследовались с интервалом каждые 4 см с использованием лазерного анализатора Microtrac-X100 (ИГНГ СО РАН) (Федотов и др., 2006). Вторым направлением было измерение доли крупнозернистой составляющей размерностью более 200  $\mu\text{m}$ . Измерение велось шагом опробования в 2 см, было проанализировано 2300 образцов.

*Радиоуглеродное датирование керна X105-2.* Содержание радиоуглерода определялось в рассеянном органическом веществе верхних, богатых диатомеями слоев, с помощью метода ускорительной масспектрометрии (AMS) в радиоуглеродной лаборатории г. Познань (Польша). Временной шаг опробования составлял примерно 1 тыс. лет, при этом аналитическая ошибка определения возраста не превышала 60 лет и в среднем составляла  $\pm 30$  лет (Fedotov et al., 2004).

*Палеомагнитные измерения.* Палеомагнитные исследования включали в себя измерение величины и направления естественной остаточной намагниченности (NRM) на приборах JR-4 и величины магнитной восприимчивости (X) на капнометрах KLY-2 и конструкции К.С. Буракова, измерения проводились в ИГ СО РАН (Казанский и др., 2004, 2005; Fedotov et al., 2004). Глубинно-возрастная модель осадка на основе распределения палеомагнитных маркеров строилась линейно-кусочным методом.

*Корреляция региональных хроностратиграфических шкал.* В работе за основу взяты официальные решения о проведении границ между системами и разделами, выработанные Стратиграфической комиссией ИНКВА и МСК. Принятая в диссертации геохронологическая схема не содержит подразделений рангом ниже звена, а корреляция с более дробными региональными подразделениями приводится на основе принципа возрастной корреляции.

*Составление электронной карты Прихубсугулья* (масштаба 1:100 000) производилось при помощи пакета программ Easy trace (векторизатор), ArcView, ArcInfo (ГИС-пакеты). Географическая привязка и редактирование осуществлялось в ArcInfo и ArcView. С помощью модуля 3D Analyst была построена цифровая модель рельефа Прихубсугулья.

### **Глава 3. СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ХУБСУГУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩИХ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Структура впадины обуславливает ее деление на три котловины: южную, центральную и северную. Описание выделяемых сейсмоакустических комплексов осадочного чехла дается сверху вниз разреза.

**3.1. Южная котловина** имеет протяженность около 12 км, осадочный покров которой по своей структуре представлен тремя слоями. Первый слой – тонкослоистые осадки, имеющие прерывистый сигнал низкой интенсивности с мощностью, не превышающей 1 м. По своим литологическим характеристикам осадки этого слоя близки к глубоководной фации, хотя имеют достаточно высокую примесь карбонатного материала. Второй слой имеет грубополосчатый рисунок сейсморазреза, обусловленный присутствием сильных сейсморефлекторов. Эти осадки, по всей видимости, содержат высокое количество песчаного материала, нередко представленного в виде прослоев. В этом слое также встречаются структуры палеоделът и оползнево-селевых потоков. Это свидетельствует о формировании осадков в условиях мелководного и, возможно, периодически осушаемого водоема. Третий слой практически полностью представлен осадками, не имеющими четкого полосчатого рисунка. Для него характерна прерывисто-волнистая чешуеобразная текстура, обусловленная формированием осадка в условиях мелководного водоема с последующей глубокой

переработкой осадка в субэзральных условиях с обильным привнесом грубообломочного материала. Подошвенного рефлектора у третьего слоя нет, сейсмосигнал затухает, не дойдя до фундамента. На высокую тектоническую активность котловины, в недавнем прошлом, указывает присутствие разломов, как правило, сбросовой кинематики, сместившие осадки первого и второго слоев.

Вероятнее всего, южная котловина в современном облике сформировалась относительно недавно. При этом, несомненно, ее центральная часть содержит осадки более древних периодов, где основной вклад имеют аллювиально-пролювиальные отложения. На всем протяжении своего развития южная котловина не имела стабильных субаквальных условий и испытывала периоды глубоких регрессий, маркируемые палеодельтами и затопленными речными долинами. В результате регрессий южная котловина, вероятнее всего, обособливалась от основного тела палео-озера, с формированием сети мелких озер. В периоды регрессий происходило нивелирование и переотложение озерных осадков в субэзральных условиях.

**3.2. Центральная котловина** является самой глубоководной частью Хубсугула. Средняя глубина в ней равна 200 м, а максимальная - 262 м. Наибольшие глубины тяготеют к западному борту, имеющему практически субмеридиональное простирание. Центральная котловина структурно отделяется от южной и северной котловин горстообразными перемычками, выходящими на поверхность в виде островов Далайн-Модон (северная перемычка) и Цомо-Хад (южная перемычка). Донные осадки котловины характеризуются четко стратифицированным сейсморисунком. Сейсморисунок представлен чередованием горизонтов с высокой интенсивностью и сплошной прослеживаемостью с горизонтами, имеющими низко интенсивный прерывистый сигнал. Взаимосвязь толщ котловины положена в основу структурной систематизации всего комплекса осадочного чехла Хубсугульской впадины (рис.2). Следует заметить, что указанная мощность толщ характерна только для данной котловины.

*Толща 1* – это практически «невидимые» в сейсморазрезе современные осадки, характеризующиеся прерывистым слабоинтенсивным сигналом. Мощность толщи не превышает 1-1,5 метра в центральных частях котловины, на периферийных частях она возрастает до 2-3 м. Осадки толщи отмечаются повсеместно по всей площади Хубсугула.

*Толща 2* - отделяется от толщи 1 палеодельтовой структурой. Современная глубина воды в данном месте составляет порядка 180 м. Осадки толщи имеют субгоризонтальное залегание, их мощность 8,5-10 метров. Рисунок тонко-ритмичный. По простиранию толщи сигнал прерывистый, что свидетельствует о низкой плотности осадка. Осадки с таким набором характеристик свойственны глубоководной фации. Своим основанием *толща 2* несогласно (простое подошвенное облекание) залегает на кровле толщи 3.

Рисунок сейсмосигнала *толщи 3* схож с рисунком *толщи 2* и имеет высокочастотный тип рефлекторов, что соответствует осадкам, образованным в условиях глубоководного водоема. Средняя мощность толщи 8-10 метров. *Толща 3* с угловым и литологическим несогласием залегает на *толще 4*. *Толща 4* является маркером смен регионального геодинамического режима и глубокой регрессии озера. Мощность толщи составляет 13-15 метров. По сравнению с вышележащими толщами наблюдается укрупнение сеймотекстурного рисунка осадка, уменьшается ритмика чередования слабых и сильных рефлекторов/горизонтов. Как и толщи 1, 2, и 3 она залегает субгоризонтально, т.е. подошвенно, облекает нижележащие толщи нередко с выравниванием. Нижележащие толщи имеют визуальные углы падения в 10-34° с погружением к центру котловины. Помимо

структурного несогласия в своем основании толща 4 имеет мощную эрозионную поверхность. У бортов котловины, в полосе до 5-6 км, происходила глубокая денудация практически всего комплекса нижележащих толщ. При этом, если эрозионные врезы толщ 2 и 3 отмечаются только у бортов котловины, то эрозионные врезы толщи 4 прослеживаются и в центральных частях котловины. Отметим, что наблюдаемые эрозионные врезы имеют амплитуду до 10 метров и являются максимальными для всего осадочного чехла озера. Таким образом, в начальную фазу накопления толщи 4 палеозеро испытало сильную регрессию и практически вся его современная площадь, за исключением наиболее глубоких участков, тяготеющих к центру котловины, формировалась в субэрозионных условиях.

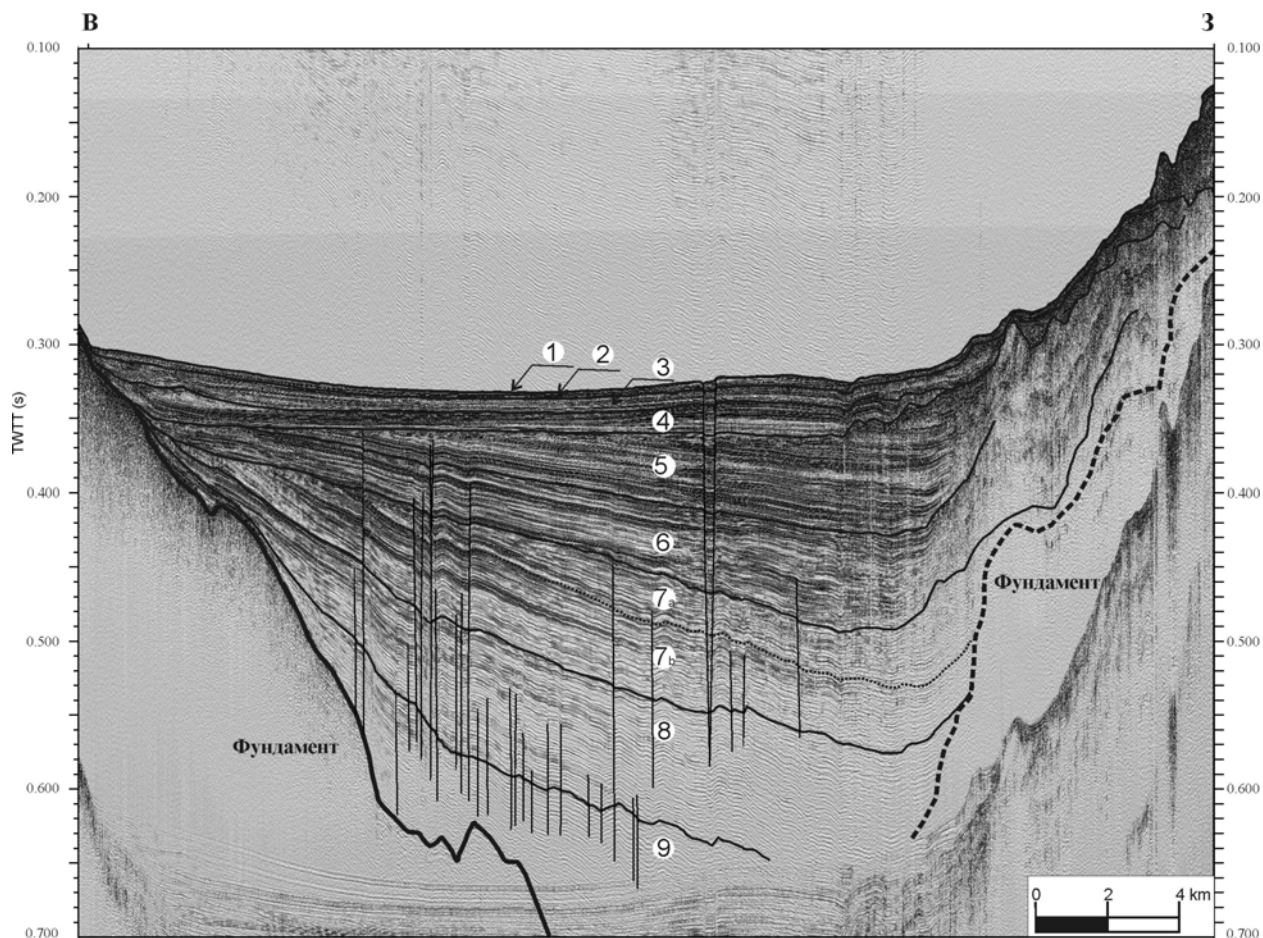


рис.2. Сейсмоакустический профиль центральной котловины Хубсугула. В структуре осадочного чехла выделяется 9 толщ.

Толщи 1-4 имеют субгоризонтальное залегание, и их разграничение проводится по наличию палеодельт и эрозионных поверхностей, т.е. по следам изменения палеоуровней озера. Разделение нижележащих толщ построено на основе угловых несогласий, а подтолщи разделяются на основе смены литологического типа осадков.

Толща 5 - мощность толщи нарастает от 24 м на периферии котловины до 50 м в ее центральных частях. Толща делится на две подтолщи: 5а и 5б, разделяемые между собой склоновыми отложениями, маркирующими незначительную регрессию озера. Мощность подтолщи 5б изменяется от первых метров до 14 метров, что в несколько раз меньше мощности подтолщи 5а. Толща 5а имеет более «тонкий и прозрачный» сейсморисунок, по

сравнению с толщей 5б, свидетельствующий о более глубоководных условиях формирования осадка.

*Толща 6* - средняя мощность составляет около 26 метров. Для толщи характерно ритмичное чередование горизонтов-пачек, с высокой степенью отражения сейсмосигнала с осадками, имеющими низко отражающие свойства. То есть отмечается чередование осадков, сформированных в мелководных условиях, с высокой примесью песка, с типично глубоководными осадками. Средняя мощность данного ритма составляет 7-8 м.

*Толща 7* имеет среднюю мощность 44 м, максимальная - 82 метра. В толще, на основе незначительного эрозионного вреза, а также различных свойств сейсморефлекторов, выделяются две подтолщи: *7а* и *7б*. Мощность данных подтолщ практически одинаковая. При этом подтолща *7а*, по сравнению с *7б*, имеет более четкий сейсморисунок, характерный для плотных пород. По сравнению с вышележащими толщами, *толща 7* была подвержена интенсивным тектоническим нарушениям в виде системы близко расположенных и практически параллельных друг другу разломов, обусловивших низкоамплитудную микроскладчатость донных осадков.

*Толща 8 и 9*. В целом, происходит затухание сейсмосигнала, но в *толще 8* еще достаточно надежно читается полосчатая структура осадка, осложненная микроскладчатостью. Мощность толщи 8 составляет ~60 метров. *Толща 9* занимает наиболее пониженные части котловины, при этом нижняя граница толщи 9 не обнаружена. Учитывая углы падения фундамента восточного и западного борта впадины, «невидимыми» в сейсморазрезе остались осадки мощностью в 50-80 м. На периферийных частях толщи, приближенных к пологому восточному борту впадины, отмечается сочетание/контакт озерных осадков с крупными палеодельтовыми структурами. Это позволяет предположить, что в «невидимой» самой нижней части разреза должны находиться осадки литоральной и аллювиальной фаций.

**3.3. Северная котловина.** Осадочный чехол котловины характеризуется крайней неоднородностью, выраженной в широком присутствии деструктивных элементов. К таким элементам, помимо разрывных нарушений, относятся эрозионные поверхности, аллювиально-пролювиальные структуры, затопленные врезы речных долин и озерных террас, подводные моренные комплексы. Структура сейсморисунка свидетельствует, что северная котловина на протяжении всей своей истории неоднократно была подвержена усыханию. При этом, исходя из морфологии дна котловины в периоды регрессий, северная и восточная палеобереговая линия смещалась к центральной части озера на несколько десятков километров, миграция западной береговой линии была менее масштабной и равнялась только первым километрам. Так же следует отметить, что масштаб последующих трансгрессий был не меньше масштаба регрессий и озеро, практически, приобретало свои современные очертания.

#### **3.4. Возраст сейсморазреза**

Наиболее спорный вопрос относится к определению времени заложения впадины, трактуемого от миоцена до плейстоцена (Золотарев, Кулаков, 1976; Девяткин, 1981; Атлас озера Хубсугул, 1989; Зорин и др., 1989; Кочетков и др., 1993). Аргументация возрастной границы проводилась на основе косвенных признаков и сопоставлении хубсугульских разрезов с более изученными разрезами Тункинской и Байкальской впадин. Проведенные сейсмоакустические исследования позволяют более уверенно обосновать возраст Хубсугульской впадины. Так, гипсометрическое положение границы между толщами 8-9 свидетельствует, что накопление типично озерных осадков проходило в грабеноподобную

структуру в центральной части озера. Об этом же свидетельствует и наклон неогеновых базальтовых покровов в сторону озера (Иванов А.Х., 1946; Rasskazov et al., 2003). Хотя сейсморазрезы и не фиксируют напрямую границу фундамента в центральной части впадины, но, исходя из визуальных углов погружения бортов впадины и того, что в основании толщи 9 отмечаются осадки как литоральной, так и аллювиальной фаций, можно предположить, что нижняя часть осадочного чехла представлена осадками аллювиальной фации. На то, что сейсмоакустические исследования «вскрыли» практически весь озерный разрез впадины указывает сопоставимость объема осадочного чехла озера (620-645 км<sup>3</sup>) к объему денудированного горного обрамления Прихубсугулья (710 км<sup>3</sup>) после этапа неотектонической активизации, реконструированных по ГИС-моделям рельефа и данных сейсмоакустических и гравиметрических исследований.

На основе бурения донных осадков озера Хубсугул определено, что верхняя часть осадочного чехла мощностью 53 м сформировалась за 1,05 млн. лет (Fedotov et al. 2004; Казанский и др. 2005). Основой для построения глубинно-возрастной модели сейсморазреза был выбран сейсмоакустический профиль, расположенный вблизи от точки бурения ядра KDP-01. 53-метровый ядро KDP-01 вскрыл толщи с 1 по 5а. И, как видно из рисунка 3, глубинно-возрастная модель, в целом, имеет линейный характер, при этом средняя скорость осадконакопления в этой части осадочного чехла озера составляла около 5 см/10<sup>3</sup> лет (Казанский и др., 2005; Fedotov et al., 2004).

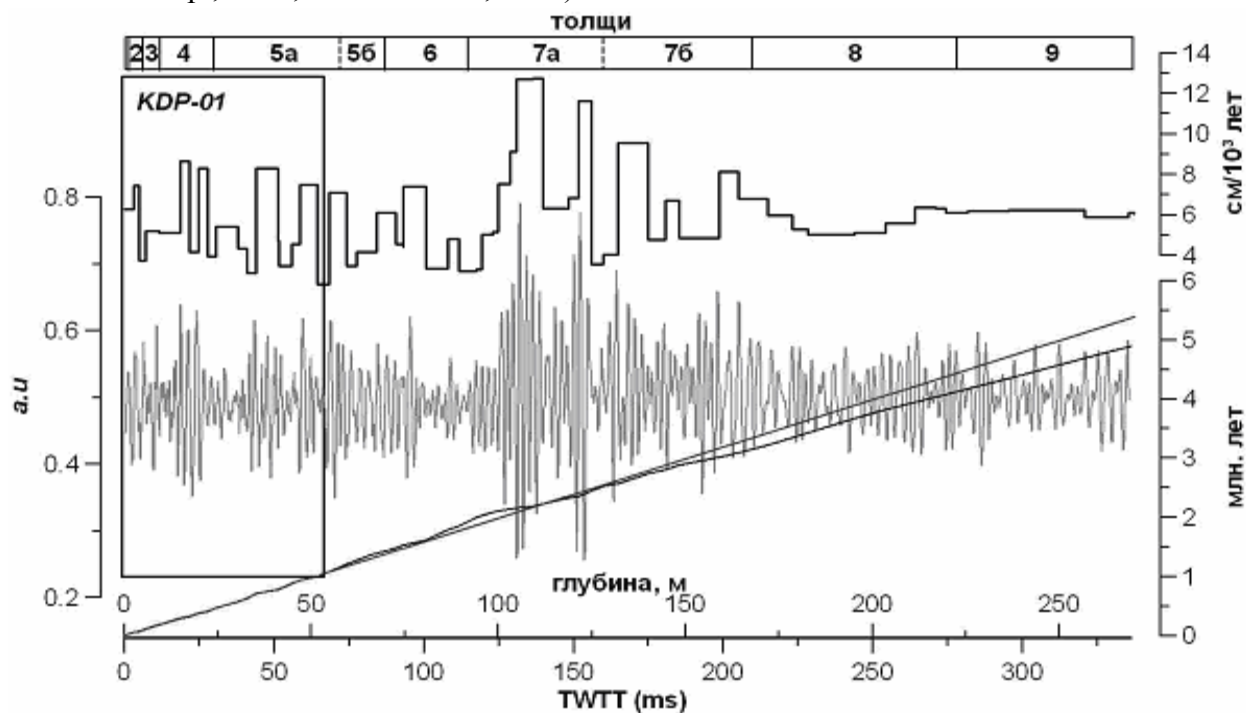


рис.3. Возраст разреза, построенный по линейной модели (серая линия) и на основе расчетной скорости осадконакопления (черная линия).

Взяв за основу скорость осадконакопления в 5 см/тыс. лет она была линейно экстраполирована на горизонты осадочного чехла ниже 53 метров. На основе этого возраст «видимого» основания *толщи 9* был определен в 5.4-5.5 млн. лет (Федотов и др., 2006). Вероятнее всего, полученный возраст является «идеальным» и следует ожидать, что он может быть несколько завышенным, за счет неравномерности скорости осадконакопления. Сравнив интенсивность сейсмосигнала в горизонтах, соотносимых с интервалами бурового ядра, у которых известна плотность осадка и скорость осадконакопления, была определена

закономерность изменения этих параметров. Осредненные значения соответствия интенсивности сейсмосигнала к скоростям осадконакопления были экстраполированы на горизонты, не вскрытые скважиной. Данные расчеты свидетельствуют, что повышенная интенсивность сейсмосигнала может соответствовать скоростям осадконакопления в 12-13 см/тыс. лет. При данной модели нижняя граница сейсморазреза «омолаживается» на 0,6 млн. лет, что не сильно изменяет возраст разреза. Свидетельством молодости осадочного чехла является также то, что базальты, излившиеся 8-9,5 млн. лет назад (Rasskasov et al. 2003), перекрыты осадками толщи 9. В целом, полученные данные свидетельствуют, что от начала неотектонической активизации, когда началось активное формирование Хубсугульской впадины, прошло не более 5-6 млн. лет.

**3.5. Сейсмофациальный анализ.** На основе рассмотренных данных сейсмопрофилирования можно выделить следующие фациальные зоны осадконакопления Хубсугульской впадины в прошлом.

*Фация оползней и селей.* Из-за крутого (25-30° и более) профиля западного берегового склона, вдоль этого борта преобладают неструктурированные осадки склоново-оползневого генезиса. В виде структурно выраженных, обособленных тел осадки фации прослеживаются не далее 2 км вглубь котловины от современной береговой линии.

*Фация временных водотоков и литоральных осадков.* Практически на протяжении всего вертикального разреза северной котловины встречаются горизонты с хаотичным, косослоистым или кочкообразным сейсморисунком, типичных для водотоков, не имеющих постоянного русла (Кунин, 1990). Вдоль западного борта впадины формирование данной фации пространственно совпадало с границами образования выше описанной фации. При этом сочетание осадков данных фаций в этом районе образует единый сложно построенный осадочный комплекс.

*Фация аллювиальных покровов.* Осадки этой фации представлены в виде прослоев-покровов, обогащенных песчаным материалом, иногда встречаются клиноформы, свойственные структурам дельт и авандельт (Шлезингер, 1990). Данная фация формировалась в мелководных условиях восточного побережья.

*Фация глубоководных осадков.* Разрез представлен тонкослоистыми, горизонтально залегающими, ритмичными осадками, в виде чередования слоев, имеющих повышенную отражающую способность, с прерывисто «прозрачными» слоями. Осадки фации в доголоценовый период формировались только в центральной котловине впадины, имеющей наибольшие глубины.

*Фация перигляциальных осадков* связана с формированием конечных моренных комплексов, а также зоны интенсивной разгрузки флювиогляциальных потоков. Данные осадки подошвенно несогласно, иногда с размывом, налегают на более ранние отложения. Сейсморисунок осадков этой фации, по сравнению с фацией временных водотоков и аллювиальных покровов, более тонкий и нередко чешуйчатообразный (свидетельство пульсационной подачи материала) с наклоном от моренных комплексов.

Взаимоотношения выделяемых фаций образуют сложно построенный комплекс. Если рассматривать разрез снизу вверх наблюдается латеральное расширение осадков, сформированных в глубоководных условиях. Это выражается, с одной стороны, в отодвигании передового фронта литоральных отложений на периферию впадины от центра, с другой стороны, в изменении рисунка глубоководных осадков, граничащих с краевой литоральной зоной. Так рисунок у горизонтально-слоистых осадков становится более тонким и прерывистым, что свидетельствует о снижении интенсивности опесчанивания осадков.



Ритмика слоев с высокими и низкими отражающими свойствами становится более мелкой. Резкий переход от крупной к мелкой ритмике сейсморисунка отмечается в период накопления толщ 4-1, представленных тонко переслаивающимися слоями. Данные характеристики сейсморисунка четырех верхних толщ свидетельствуют, что они формировались в условиях глубоководного водоема с медленными скоростями седиментации, и с глубинами палеоводоема, схожими с современными.

На основе сочетания выделяемых фаций предполагается следующая схема формирования осадочного чехла Хубсугульской впадины в периоды регрессий палеозера. Южная котловина и периферийные западные и восточные части центральной котловины формировались в субэаральных условиях. Здесь широко происходила дефляция осадочного покрова озера. Осевая часть центральной котловины имела стабильно аквальные условия, когда глубина палеозера варьировала в пределах 40-60 м. В южной части северной котловины существовала литоральная зона, питающаяся за счет редких атмосферных выпадений и талыми водами ледников Северного Прихубсугулья. При этом северная часть палеозера развивалась пульсационно, то сливаясь с центральной глубоководной частью и образуя единый бассейн, то эта связь разрывалась и на месте северной котловины существовала только система мелких озер и временных водотоков.

Резкие подъемы и падения уровня озера нельзя объяснить только тектоническим фактором и, в первую очередь, это касается периода последних 0,5 млн. лет, когда амплитуды регрессионно-трансгрессионных циклов достигали 100 и более метров. Это можно объяснить климатическим фактором, когда регрессионные циклы связываются с глобальным периодом оледенений, а, точнее, с увеличением аридности климата в эти периоды.

Наиболее частые и крупные регрессии палеозера были в период накопления толщ 6-1. Несогласие толщи 6 соответствует рубежу 1,9-1,8 млн. лет, что совпадает с границей плиоцена и плейстоцена/эоплейстоцена (Hilgen 1991; Mauz, 1998). В байкальских осадках плейстоцен-эоплейстоценового возраста регистрируется снижение численности диатомовых водорослей и возрастание плотности осадка, по сравнению с плиоценом (Grachev et al., 1998; Гольдберг и др., 2005). Максимальная регрессия Хубсугула в начале накопления толщи 4 хорошо сопоставима с морской изотопной стадией (МИС) 12, когда отмечался максимум оледенения плейстоцена (Parrenin et al., 2003) и уровень мирового океана понизился на 110-120 метров (Rohling et al., 1998; Thunell et al., 2002). При такой регрессии глубина озера (точнее нескольких малых озер) составляла, примерно, первые десятки метров.

Регрессионный период толщи 3 довольно точно приходится на МИС 8. Образование палеодельт, эрозионных поверхностей на глубинах 150-170 м ниже современного уровня соотносятся с МИС 2, когда в регионе уровень влажности был в два раза ниже современного (Величко, 1999) и сток из озера отсутствовал (Fedotov et al., 2003).

Таким образом, начиная, примерно, с периода 1,8-1,9 млн. лет и до наших дней палео-Хубсугул начинает испытывать значительные по своей амплитуде регрессионные циклы, не связанные с тектоническими движениями. Это позволяет сделать предположение, что с началом четвертичного периода в Северной Монголии и Прибайкалье резко усилилась континентальность и аридная составляющая климата.

## Глава.4. ЛЕТОПИСЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

**4.1. Морфотектоника.** Исходя из продольных и поперечных профилей рельефа, главными морфотектоническими элементами Прихубсугулья являются Восточно-Саянский и Хубсугул-Дархатский горные массивы, Хубсугульский грабен и Восточно-Хубсугульское нагорье.

*Морфоструктуры горного обрамления.* По интенсивности вертикальных тектонических движений и степени развития новейших морфотектонических структур Хубсугул-Дархатский и Восточно-Саянский горные массивы опережают Восточно-Хубсугульское нагорье. Наиболее интенсивно разрывные нарушения развиты в зоне Дархат-Хубсугульского и Восточно-Саянского горных массивов, при этом параллельное простирание более молодых разломов к древним разломам усложняет морфоструктуру данных массивов, придавая им блоково-пластинчатый вид с широким развитием тектонических уступов. Наибольшую ширину имеют тектонические уступы, сформированные на северных и северо-западных бортах котловины. В южном направлении их ширина резко снижается с практически полным выклиниванием.

О наличии, по крайней мере, двух этапов в тектонической истории Северной Монголии свидетельствует двухуровневый профиль Хубсугул-Дархатского массива. Верхний уровень имеет полого-сглаженную форму с фрагментами поверхности выравнивания, бронированной позднеолигоценными – раннемиоценовыми базальтами. В нижнем уровне рельефа достаточно четко проявлены структуры фасет и антифасет, свидетельствующие об относительной молодости процессов, сформировавших их. Наиболее полно фасетные структуры присутствуют в СЗ части котловины, в южном направлении происходит снижение их доли и в самой южной части впадины «молодые» врез формируются по рельефу верхнего уровня. Это является свидетельством снижения тектонической активности в южном направлении. Данный вывод подтверждает и характер поперечных профилей, характеризующих горное обрамление Северной, Центральной и Южной котловин впадины, в которых наблюдается выполаживание рельефа в южном направлении.

*Морфоструктура днища впадины.* На основе данных сейсмопрофилирования была реконструирована поверхность кровли фундамента днища впадины (рис.4). Поверхность фундамента имеет блоковую структуру с наклоном блоков к центру котловины, осложненную тектоническими пластинами-выступами и горсто-подобными структурами. Наименее сложное строение имеет фундамент южной котловины, по сути, представленный единым блоком, разделенным на несколько тектонических пластин. Центральная и северная части днища разбиты на несколько блоков, обособленных горстом Далайн-Модон. Наиболее сложно построена северная часть. Так, помимо горста Долоон-Ул и окончаний смежного с его западной стороной грабена, имеются две перемычки СЗ- и СВ- простирания. В целом, наблюдаемое положение структурных элементов впадины, таких как СВ- ориентировка горстов, увеличение тектонической активности в северном направлении, а также увеличение расстояния между Хубсугул-Дархатской и Восточно-Хубсугульской областями в северо-восточном направлении позволяет предположить, что Хубсугульская впадина «веерообразно» раскрывается в СВ- направлении. При этом точка разворота находится южнее современной южной границы озера. Это предположение также высказывается на основе высокоточного GPS измерения векторов скоростей современных горизонтальных движений и изучения кинематики позднекайнозойских разломов Северной Монголии

(Саньков и др., 2004, 2005). Данный тип раскрытия впадины отличается от типа раскрытия Байкальской рифтовой впадины, когда борта впадины практически на всем его протяжении равноудалены друг от друга.

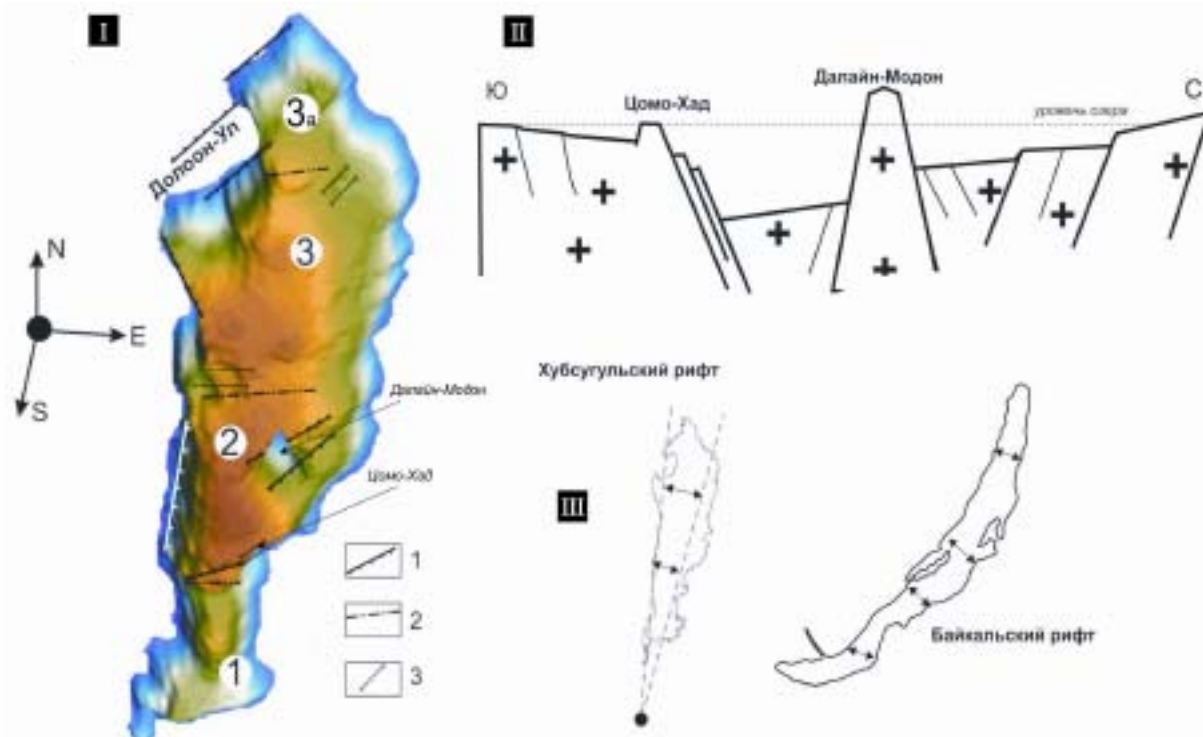


рис.4. I- строение днища впадины без учета осадочного чехла: цифры в кружках – южный блок (1), центральный блок (2) и северный блок (3); условные обозначения – сбросы (1), границы тектонических пластин и блоков, перемычки (3). II- схематический разрез кровли фундамента Хубсугульской впадины. III-соотношение ширины грабенов Хубсугульской и Байкальской рифтовых впадин, стрелками показана их ширина, жирной точкой – предполагаемая точка разворота Хубсугульской впадины.

На основе соотношений морфотектонической структуры Прихубсугулья со структурой осадочного чехла тектоническая летопись западной части БРЗ делится на два этапа и несколько стадий.

**4.2. Прото-Хубсугульский этап.** На протяжении последних десятилетий активно ведется дискуссия о причинах происхождения как Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) в целом, так и отдельных ее частей. Наибольшую известность получили модели активного и пассивного рифтогенеза.

Модель активного рифтогенеза основана на представлениях о поднятии кровли астеносферы до основания коры. Образование Байкальского грабена связывается с изостатическим становлением сводового поднятия над астеносферным диапиром (Зорин, 1966, 1971; Артюшков и др., 1990; Артюшков, 1993 и др.). В модели пассивного рифтогенеза основным механизмом образования БРЗ является воздействие Индо-Азиатской коллизии при столкновении континентальных массивов Индостана и Евразии (Molnar, Tapponnier, 1975; Molnar, 1993; Zonenshain et al., 1981; Petit et al., 1996). В данной модели одна из главных ролей отводится субширотным трансформным разломам в виде северо-западных и субмеридиональных сдвигов (Шерман, Леви, 1978; Лукина, 1989; Balla et al., 1991; Sherman,

1992). И, в частности, взаимодействию между региональными полями напряжения, структурными элементами литосферы и геометрией Сибирской платформы (Ruppel et al., 1992, 1993; Ruppel, 1995; Petit et al., 1996; Delvaux et al., 1997).

Субмеридиональное расположение Хубсугульской рифтовой впадины должно обеспечивать контрастное и различное реагирование как на формирование субширотного поля растяжения в результате внедрения мантийного плюма, так и на воздействие Индо-Азиатской коллизии, формирующей северо-восточную направленность силы сжатия. Локальный источник в результате внедрения мантийного плюма должен вызывать более активное раскрытие Хубсугульской впадины по сравнению с удаленным воздействием Индо-Азиатской коллизии.

За начало тектонической активизации, вызвавшей начало разрушения мелраннеогеновой поверхности выравнивания в Центральной и Западной Монголии, принят ранний-средний миоцен (Лискун, Бадамгаров, 1977; Девяткин, 1981). В Северной и Западной Монголии миоценовые осадки повсеместно ложатся на красноцветные толщи олигоцена с размывом, часто своими разными горизонтами. На побережье Хубсугула также имеются проявления делювиально-коллювиальных красноцветных суглинков, расположенных вблизи водоразделов склонов южной оконечности озера. В данных красноцветах обнаружены немногочисленные останки двух типов раковин моллюсков, принадлежащих к семействам Valvatidae (предположительно вид *sibirica*) и Lymnaea (предположительно вид *lagotis*), экологической нишей которых являются мелкие водоемы (Круглов, 2005).

В основании разреза миоцена Северной Монголии наблюдаются горизонты галечников и гравийников (Белова и др., 1989), свидетельствующие о проявлении тектонического импульса, вызвавшего увеличение сноса обломочного материала в бассейны. С данной фазой тектонической активизации соотносятся «вершинные» базальты Северного и Западного Прихубсугулья, имеющие субгоризонтальное залегание и датируемые периодом 24,4-17 млн. лет (Амирханов и др., 1985; Иваненко и др., 1989; Rasskazov et al., 2003). В Байкальской впадине эрозионное расчленение исходного пенеплена также началось в позднем олигоцене (Логачев, 1974; Мац и др., 2001). Если принять во внимание, что сейсморазрезы вскрывают практически весь осадочный чехол Хубсугульской впадины, а время его формирования не превышает 6 млн. лет назад, то можно предположить, что региональная позднеолигоценовая - миоценовая фаза тектонической активизации не сформировала Хубсугульскую впадину в его нынешнем виде.

**4.3. Нео-Хубсугульский этап.** Под данным этапом тектонического развития подразумевается начало активного формирования современного облика Хубсугульской впадины. Данный этап знаменуется началом формирования озерных осадков, начиная примерно, с 5,5-6 млн. лет. Рассматривая соотношение визуальных углов погружения толщ и количества сингенетических разломов, как один из показателей тектонической активности и вертикальных движений, становится видно, что региональная тектоническая активность в нео-Хубсугульский этап была неоднородна. Для взаимосвязи углов погружения толщ с количеством сингенетических разломов был введен индекс тектонической активности (рис. 5). Данный индекс представлен в виде  $\lg(a^b)$ , где  $a$  – визуальный угол наклона толщ,  $b$  – количество сингенетических разломов в каждой из толщ. При этом, поскольку в расчете учитываются углы погружения толщ, этот индекс будет соответствовать интенсивности раздвига бортов котловины в субширотном и СЗ направлении.

Если данный индекс действительно отображает временную последовательность смены поля напряжения, то отчетливо видно существование двух тектонических макро-режимов (рис. 5). Первый тектонический макро-режим (от ~5.5 до ~0.4 млн. лет) характеризовался высокой тектонической активностью. Что же послужило источником высокой тектонической активности этого периода? Если рассматривать Индо-Азиатскую коллизию, как первопричину данного события, то от момента начала воздействия на Центрально-Азиатский регион коллизии, до начала формирования Хубсугульской рифтовой впадины, прошло порядка нескольких десятков миллионов лет. Хотя в регионе момент столкновения Индии с Азией отчетливо проявился в начале разрушения мелового-раннеэоценового пенеплена, но это не послужило причиной активного формирования структур БРЗ.

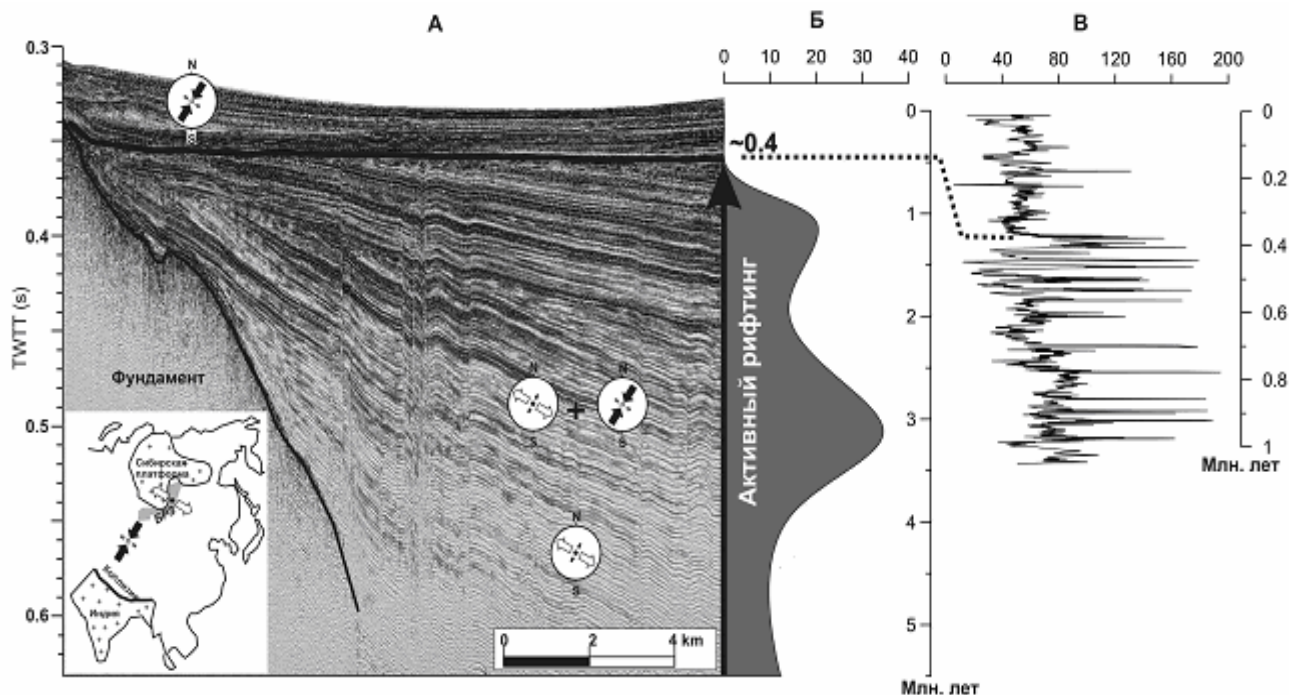


рис.5. (А) Часть сейсмопрофиля донных осадков озера Хубсугул. Толстой черной линией проведена граница разделения осадков, сформированных в условиях режима активного (нижняя часть разреза) и в условиях пассивного (верхняя часть разреза) растяжения. На схеме показано распределение современного тектонического поля напряжения в регионе. (Б) Индекс тектонической активности  $\lg(a^b)$ , (В) Магнитная восприимчивость ( $SI \cdot 10^{-5}$  ед.) донных осадков из KDP-01 (Казанский и др., 2005; Нургалеев и др., 2005). Ломанная пунктирная линия выделяет переход от высокой скорости денудации водосборного бассейна к низкой.

Поскольку по данным современной GPS-геодезии эффект коллизионного воздействия на регион присутствует (Саньков и др., 2005) то, был необходим дополнительный механизм, способный активизировать процесс рифтогенеза. Исходя из гипотез формирования БРЗ, наиболее вероятным таким механизмом могло послужить внедрение астеносферных плюмов, на наличие которых указывает аномалия гравитационного поля в регионе (Рогожина, Кожевников, 1979; Алакшин, 1984; Зорин и др., 1986; Krylov et al., 1991; Gao et al 2002; Zorin et al., 2003).

Начало процесса интенсивного растяжения коры можно отнести к периоду массового излияния базальтов (10,0-8,0 млн. лет) (Rasskazov et al., 2003). Сейчас нельзя уверенно говорить, что именно в этот период произошло внедрение мантийного плюма, но, по крайней

мере, с этим временным рубежом, вероятнее всего, связано окончательное формирование условий, способствующих образованию хубсугульского сводообразного поднятия. Как нетрудно посчитать, от периода мобилизации базальтов до начала реорганизации приповерхностной структуры земной коры и начала формирования Хубсугульской впадины прошло 3 - 4 млн. лет.

Тектонический режим первого макро-этапа имел следующую природу. Коллизионное сжатие СВ направления запустило процесс деструкции и оживления тектонического режима региона, повлекшее проявления регионального базальтового вулканизма. При этом, касательно ослабленной субмеридиональной зоны земной коры, на месте которой сформируется Хубсугульская впадина, кинематический эффект от СВ сдавливания выразался в пассивном СЗ раздвижении ее бортов. В следующую фазу произошла глобальная активизация мантийных процессов. С одной стороны, это придало ускорение коллизионному воздействию Индостана с Евразией, что усилило СВ поле сжатия. С другой стороны, данные мантийные процессы не могли не повлиять на активность астеносферных плюмов, которые при своем внедрении в земную кору резко усилили поле СЗ растяжения. Таким образом, можно предположить, что в период, примерно, 4,5-3 млн. лет произошло наложение максимумов этих двух полей, а субмеридиональная ориентировка впадины способствовала интенсивному раздвигу его бортов. На главенство СЗ ориентировки растяжения указывает и веерообразное раскрытие Хубсугульской впадины и «миграция» блока п-ова Долоон-Ул в этом же направлении, а произошедший при этом разрыв 9 млн.-летних покровов базальтов указывает на молодость данного события.

После рубежа в 2,5 млн. лет проявляется тенденция к затуханию тектонической активности (рис. 5). Некоторая активизация наблюдалась в период 1,5-1 млн. лет, но она была не столь значительна, как в описанном выше периоде. Причина угасания тектонической активности, очевидно, связана с ослаблением активности воздействия астеносферного плюма и началом доминирования коллизионного СВ поля сдавливания. Как отклик на изменение термального и структурного режима литосферы в Прихубсугулье, отмечается смещение/миграция вулканических полей молодых генераций в СЗ направлении от Хубсугульской котловины в сторону Тувы и Южного Прибайкалья (Рассказов и др., 2000).

Начиная с ~0,4 млн. лет назад и по наше время, скорость раздвигания бортов Хубсугульской впадины резко сократилась, что маркируется практически горизонтальным залеганием осадочных толщ (1-4), сформированных за последние 400 тыс. лет. Предположительной причиной этого является окончательная смена условий деформации земной коры под действием коллизионного СВ сжатия. Это поле напряжений вызывает медленное пассивное раскрытие Хубсугульской впадины. В результате продолжающегося усиления удаленного воздействия Индо-Азиатской коллизии, такой режим установился на всей территории, примыкающей к Сибирской платформе с юго-запада. Косвенным свидетельством снижения тектонической активности является уменьшение интенсивности денудационных процессов в водосборе озера. Поставка терригенных магнитных минералов с водосбора в Хубсугул рассматривается как маркер интенсивности денудационных процессов. Снижение интенсивности растяжения после ~0,4 млн. лет вызвало замедление скорости денудации, что ясно видно в резком снижении доли поступления магнитных зерен в донные осадки по сравнению с предыдущей тектонической фазой.

Таким образом, на начальных стадиях развитие структур БРЗ было связано с дивергентными движениями вдоль края Сибирской платформы на фоне внедрения мантийных плюмов. Взаимодействие сил растяжения, как возможного результата растекания

мантйных аномалий и сжатия со стороны Индо-Азиатской коллизии в плиоцен-четвертичное время, привело к усилению рифтовых процессов. Дальнейшее увеличение деформаций сжатия в рифтовых впадинах юго-западной части БРЗ привело к затуханию процессов растяжения и инверсии тектонического режима в плейстоцене ~0,4 млн. лет.

## Глава 5. ЛИТОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ХУБСУГУЛ

В работе рассмотрены процессы седиментации, характеризующих периоды межледниковий, основывается на голоценовом типе осадконакопления. Ледниковые периоды рассматриваются на примере осадконакопления последнего оледенения позднего плейстоцена (Сарганское оледенение, МИС 2).

**5.1. Донные осадки голоцен-позднеплейстоценового возраста.** Разрез донных осадков, сформированных в этот период, представлен тремя типами осадка. Верхняя часть (0~70/80 см) представлена диатомово-пелитовыми илами. Далее идет переходный слой мощностью 10-15 см, обогащенный черными 1-2 мм слойками и вкрапленностями. Ниже по разрезу интервал 70/82-200 см представлен песчанисто-алевритовыми глинами с линзами, гнездами и прослоями несортированного, слабо окатанного, мелко-, средне- и крупнозернистого песка. Переход от диатомовых илов к глинам четко отбивается уменьшением влажности керна (с 80 до 25-30%), биогенного кремнезема (с 20 до 4%), доли пыльцы древесных видов, органического углерода (с 6 до 0,5%). Глины характеризуются возрастанием карбонатной составляющей (с 0 до 8%), а также в десятки раз повышением доли водорастворимых солей и элементов, связанных с карбонатами, таких как Ca, Sr, Mg, C<sub>неорг.</sub> Карбонаты в глинах представлены кальцитом, магнезиокальцитом и доломитом. Ассоциация глинистых минералов аналогична байкальской – это смешанослойные иллит-сметиты, мусковит, иллит, хлорит, хлорит-сметиты и каолинит (Солотчина и др., 2003)

В верхней части керна среди диатомей преобладающим видом является *Cyclotella ocellata* Pant. с численностью, достигающей до 100 млн. створок/г осадка (Федотов и др., 2001; Fedotov et al., 2000). Содержание планктонных видов *Cyclotella bodanica* Eulens. и *Stephanodiscus aff. alpinus* незначительно, и не превышает 0,8 млн. створок/г осадка. Содержание донных водорослей родов *Achnanthes* Bory., *Cocconeis* Ehr., *Navicula* Bory., *Cymbella* Ag. и прочих очень мало, и в сумме не превышает 1 млн. створок/г осадка. В глинистой части керна бентосные и планктонные виды, за исключением узких в несколько сантиметров интервалов, практически полностью отсутствуют. Для диатомово-пелитовой части керна характерно высокое содержание пыльцы древесных видов, из которых в наибольших количествах присутствует пыльца сосны обыкновенной (до 90%) и кедра сибирского (до 40%). Содержание пыльцы лиственницы, ели и березы в своих максимумах не превышает 18%, при рассмотрении разреза снизу вверх отмечается плавное снижение их численности до 5-8%. Содержание пыльцы и спор недревесных растений не превышает 12% от общего числа пыльцы и спор в образцах. В глинистой части керна пыльца древесных практически отсутствует, либо представлена в существенно меньших количествах (Fedotov et al., 2000).

По результатам радиоуглеродного датирования и на основе единообразного хода развития диатомей в различных частях озера можно предположить, что начало развития планктонных диатомовых водорослей в Хубсугуле приходится на рубеж ~11,385 тыс. календарных лет назад. Этот временной рубеж соответствует границе между поздним юнгердriasом (ЮД) и предбореальным (ПБ) периодом голоцена (Roberts, 1998; Stuiver et al., 1998).



## 5.2. Палео-климатическая интерпретация летописи последних 20 тыс. лет

В период последнего оледенения плейстоцена уровень озера был ниже современного, по крайней мере, на сотню метров (Fedotov et al., 2003, 2004; Prokopenko et al., 2005; Fedotov et al., 2005). Судя по содержанию солей в водных экстрактах из осадка, в период температурного минимума последнего оледенения плейстоцена вода озера была насыщена сульфатом и гидрокарбонатом кальция (Fedotov et al., 2003, 2004). Обогащение сульфатом вод палеоозера происходило за счет испарения его вод и поступления с аэрозолем. Об этом свидетельствуют высокие пики катионов и сульфата, многократно превышающие современный и средний для голоцена уровень. Отсутствие диатомовых водорослей в период накопления глин может быть связано как с недостатком биогенных элементов или повышением мутности вод озера, так и с тем, что створки диатомей после захоронения в осадках, растворялись за счет высокой карбонатности поровых вод, или же доминанты хубсугульских диатомей были не приспособлены жить в столь соленой воде.

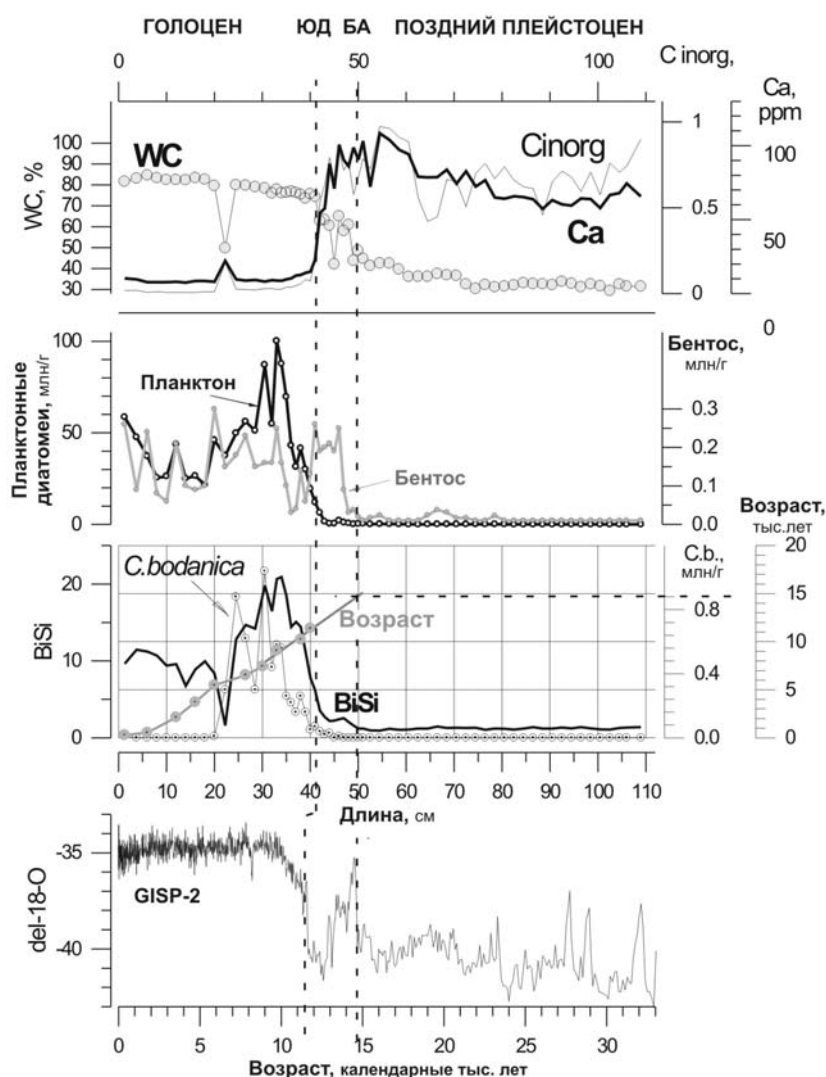


рис.6. Летопись переходного периода от позднего плейстоцена к голоцену в сравнении с изменением содержания изотопов кислорода в Гренландском ледовом щите - нижняя панель (Grootes, Stuiver, 1997).

Самые резкие колебания климатических параметров происходили во время переходов беллинг-аллеред-юнгер-дриас-голоцен. В этот период наблюдается небольшой прирост содержания пыли древесных растений, прежде всего, сосны обыкновенной и сибирского кедра. Химический состав воды в озере изменился в сторону опреснения, и появились бентосные диатомеи.

Изменение химического состава воды, обеспечившее существование диатомеям, было вызвано поступлением питательных веществ из водосбора в связи с ростом выпадения атмосферных осадков. С наступлением голоцена концентрации растворимых катионов  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$  в поровых водах упали, примерно, в 10 раз, по сравнению с периодом МИС 2. Индикаторами этого изменения являются повышенные концентрации Br, W, Cu, Sb, V, U, Ni, РЗЭ и наоборот, понижение содержаний Ca, Mg,  $C_{неорг}$ , Sr. Планктонные виды начали развиваться с запаздыванием от бентосных видов примерно на 1,5 тыс. лет. Практически



весь период юнгер-дриас они находились в угнетенном состоянии (рис.6). Максимум развития всех планктонных видов пришелся на бореальный период голоцена. В это же время был максимум развития древесных форм растительности. О региональном увлажнении климата в предбореальный и бореальный периоды голоцена свидетельствует широкая встречаемость пыльцы ели в летописях из Хубсугула и Байкала (Федотов и др., 2001; Безрукова, 1999; Fedotov et al., 2000; Bezrukova et al., 2003). Судя по количеству пыльцы ели и широколиственных видов, эти периоды были максимально увлажненными для Северной Монголии. Начиная примерно с 7 тыс. лет и по настоящее время намечается неуклонный тренд на аридизацию климата и доминированию сосны обыкновенной. Очень важной деталью является событие на отрезке 5,8 тыс. лет, вызвавшее полное вымирание пелагической *Cyclotella bodanica*. Это событие было синхронно изменению циркуляции в Северной Атлантике, которое вызвало резкое окончание африканского влажного периода и разрастание пустыни Сахара (deMenocal et al., 2000; Swezey, 2001) и временному наступлению прерий в районе озера Лосиное в Северной Америке (Dean, 1997; Smith et al., 2002).

Итак, основной чертой хубсугульских летописей ледниковый-межледниковый является следующее. В период оледенения в Северной Монголии развивался степной и горно-тундровый ландшафт, озеро имело низкий уровень, и было бессточным, вследствие интенсивного испарения из озера и низкого уровня атмосферных осадков воды палео-озера были сильно минерализованы, и происходила садка карбоната. Под действием увеличения влажности климата озеро в течение порядка 1-1,5 тыс. лет переходило из мелководного в глубоководное состояние. При трансгрессии воды озера опреснялись, прекращалось осаждение карбонатов, развивались диатомеи, ландшафт Прихубсугулья сменялся на лесостепной.

**5.3. Донные осадки, сформированные в течение последнего 1 млн. лет** изучаются по данным анализа 53-метрового бурового керна KDP-01.

*Литологическое строение керна.* По своей сути, буровой керн KDP-01 состоит из последовательных 2-6 метровых секций осадка. На всем протяжении керна не содержит следов перерывов в осадконакоплении и не имеет нарушений, связанных с технологией бурения. Буровой керн в подавляющей своей массе, за исключением первых 16 см (диатомовые илы), представлен алевро-пелитовыми илами с преобладанием массивных и полосчатых текстур. В цветовой гамме донных осадков преобладают темно-зеленые, серые и оливково-черные оттенки (шкала цветов- Oyama, Takehara, 1997). Сильно корродированные створки диатомовых водорослей (*Cyclotella ocellata* Pant, *Cyclobodanica* Eulens, *Stephanodiscus aff. alpinus*) обнаружены только на нескольких горизонтах и диатомовая летопись практически недоступна.

В распределении влажности и плотности осадка имеется явно выраженный тренд на уплотнение осадка с глубиной. Содержание воды в осадке изменяется от 75 % в начале керна до 25% в конце керна. Доля крупнозернистой фракции (более 200  $\mu\text{m}$ ) в осадочном разрезе составляет не более 16%, а в среднем 4%, что подтверждает отсутствие в разрезе перерывов в осадконакоплении, связанных с накоплением субаэральных осадков. В байкальских осадках, сформированных за последние 200 тыс. лет, доля крупной фракции (свыше 200  $\mu\text{m}$ ) также не превышает 10-12% (Грачев и др., 1997; Складов, Федотов и др., 1999). Из аутигенных минералов в осадке часто встречается гидротроилит, пирит и карбонатные стяжения и обрастания, представленные кальцитом. Редко в осадке встречаются створки двустворчатых моллюсков класса *Bivalvia*, семейства *Euglesidae* и широко встречаются

створки остракод, представленные *Candona lepnevae*, *Cytherissa lacustris*, *Leucocythere* sp. and *Limnocythere inopinata* (Poberezhnaya, Fedotov, et al., 2006).

*Возрастная модель керна и скорости осадконакопления.* Возраст керна KDP-01 дается на основе распределения в осадке палеомагнитных маркеров (Fedotov et al., 2004; Казанский, Федотов и др., 2005). По знаку наклона NRM выделяются три четкие зоны, разделенные переходными интервалами: зона прямой полярности от верха керна до глубины 4000 см, зона обратной полярности от 4000 до 5050 см и зона прямой полярности от 5050 см до забоя скважины. В верхней, прямо намагниченной части колонки, установлено 16 интервалов с заниженными (широта палеополюса  $< 45^\circ$ ), вплоть до отрицательных, значениями наклона. Очевидно, что все аномальные интервалы имеют свои аналоги экскурсов. Наиболее вероятно, что зона прямой полярности соответствует хрону Брюнес, зона обратной полярности хрону Матуяма, а два интервала прямой полярности в нижней части колонки отвечают субхрону Харамильо. Нижняя граница субхрона Харамильо, имеющая возраст  $1068 \pm 5$  тыс. лет (Поспелова, 2002), в разрезе не вскрыта. Предположительный возраст осадков в забое скважины равен 1050 тыс. лет. Линейная модель скорости осадконакопления только на основе возрастов предполагаемых экскурсов (Hornig et al., 2002; Petrova et al., 1990), без учета возрастов реперных границ Матуяма/Брюнес и Харамильо/Матуяма, дает оценку 4,99 см/тыс. лет, а с учетом этих границ 5,03 см/тыс. лет (Казанский, Федотов, и др., 2005).

Стиль осадконакопления последнего 1 млн. лет условно можно разделить на два типа. Первый тип осадконакопления существовал, примерно, с 1,05 млн. лет до 0,4 млн. лет. Для него характерно существование весьма продолжительных периодов как с высокими массовыми скоростями осадконакопления (до  $14 \text{ г/см}^2/10^3$  лет), так и низкими (около  $4 \text{ г/см}^2/10^3$  лет). Второй тип осадконакопления - это когда на фоне довольно значительного потока материала на дно (около  $8 \text{ г/см}^2/10^3$  лет) имелись коротко-временные периоды увеличения массовых скоростей до аномально высоких значений (до  $14 \text{ г/см}^2/10^3$  лет). О наличии периодов с высокими скоростями осадконакопления свидетельствует и неравномерное распределение у донных осадков гистерезисных магнитных параметров (Нурғалиев и др., 2004; Nourgaliev et al., 2005).

*Карбонатная летопись.* В буровом керне среднее содержание карбонатов достигает 8.5%, а максимальные значения могут доходить до 16%. Направленность накопления Ca определенного ICP-MS методом при экстракции из осадка слабой азотной кислотой идентична распределению  $\text{CO}_{2\text{карб}}$ . На принадлежность большинства измеренного Ca к карбонатам указывает и идентичность распределения спутников карбоната Mg and Sr. В карбонатной летописи отмечается тренд на уменьшение доли карбонатов с глубиной, при этом происходит увеличение встречаемости периодов с низкой долей карбонатов, порядка 1,5-2%. Для палеоклиматических реконструкций более интересно распределение аутигенных карбонатов в осадке, как показателя интенсивности испарения с озера. Для разделения аутигенных и терригенных карбонатов было использовано два способа. Первый способ основывается на предположении, что терригенные карбонаты и доломиты кембрийского возраста должны иметь более высокую долю Mg по сравнению с аутигенным карбонатом. Это подтверждается прямыми измерениями элементного состава у заведомо аутигенных и терригенных карбонатов. Для максимальной оценки доли терригенных карбонатов весь Mg по каждому из образцу донных осадков был пересчитан на доломит. Весь оставшийся кальций (пересчитанный из  $\text{CO}_{2\text{карб}}$ ), не вошедший в массу доломита, был отнесен к

аутигенному кальциту. Второй способ - это сверка в реперных точках карбонатного профиля, отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  донного осадка с эталонными отношениями изотопов стронция в береговых карбонатах, современной воде озера и атмосферных осадках (Иванов, Демонтерова, 2003). Эти расчеты показывают, что большая часть измеренного карбоната от 70 до 80% представлена аутигенными карбонатами, при этом, с верха к низу керна, происходит уменьшение доли аутигенных карбонатов. Наиболее часто горизонты с низким содержанием хемогенного карбоната встречаются в интервале 1,05-0,7 млн. лет. Наиболее продолжительный интервал керна, когда не происходила садка аутигенного карбоната, соотносится со временем 0,41-0,380 млн. лет.

*Водорастворимые соли донных осадков.* В керне было исследовано как общее содержание водорастворимых солей, так и содержание сульфат-иона (Fedotov et al., 2004, 2006; Федотов и др., 2006). Содержание солей изменяется от практически нулевых значений до 8 мг/г. сухого осадка. На основе распределения средне-интервального содержания солей в керне можно выделить три стадии в накоплении солей.

Первая стадия (интервал в керне 53-40 м) характеризуется преобладанием низких концентраций солей на уровне 0,8 мг/г сух. осадка. Вторая стадия (интервал в керне 40-20 м) характеризуется устойчивым ростом концентрации солей, при этом среднее содержание солей составляет 2 мг/г, а самые низкие значения, практически, не опускаются ниже уровня в 1 мг/г. Устойчивый максимум солей (до 8 мг/г) приходится на интервал 22-27 м. Третья стадия 0-22 м характеризуется резкими колебаниями от низкого содержания солей к высокому. В целом, минимумы солей соотносятся с глобальными межледниковыми периодами. При этом резкий рост доли солей в осадке происходил, начиная с рубежа, примерно, в 0,75 млн. лет. Если рассматривать долю солей как меру аридности климата, то максимум уровня региональной аридности климата пришелся на временной интервал 0,55-0,42 млн. лет (Fedotov et al., 2004).

Главным компонентом хубсугульских водорастворимых солей является сульфат. Распределение сульфата имеет линейную зависимость с общим распределением солей, т.е. в характере накопления сульфата в донных осадках выявляются те же три этапа, как и в накоплении солей. Обнаруженная концентрация сульфата в солях доходила до 2160 мг/л. Как правило, высокому содержанию сульфата соответствует высокое содержание хлора, что указывает на повышенную скорость осадконакопления, когда осадок «быстро» выводился из зоны интенсивной сульфатредукции, а также на первично высокий уровень сульфата и хлора в водах палео-озера. Исходя из того, что хлор-ион является устойчивым компонентом поровых вод, слабо участвующим в диагенезе (Страхов и др., 1954; Тагеева, Тихомирова, 1962), для качественной оценки уровня солености палео-озера были использованы отношения содержания  $\text{Cl}^-$ , как в современном озере, так и в водорастворимых солях из различных горизонтов бурового керна. Полученные результаты свидетельствуют о том, что относительно современного уровня солености вод, в некоторые периоды соленость палеовод озера была в 20-49 раз выше и максимальная минерализация вод могла достигать до 8 г/л. Очевидно, что столь высокая минерализация вод озера вносила дополнительный вклад в снижение первичной биопродуктивности озера.

*Гранулометрический состав донных осадков.* Из данных полного гранулометрического анализа зерен с размерностью, лежащих в интервале от 0,2 до 750  $\mu\text{m}$  следует, что наибольший объем, занимают фракции 0,2-7 и 8-12  $\mu\text{m}$ , в среднем 35 и 25% соответственно (Федотов и др., 2006). Средняя размерность осадка в некоторых интервалах может достигать до 175  $\mu\text{m}$ . Из перечисленных групп наименьший разброс, от среднего значения, имеет

фракция 8-12  $\mu\text{m}$ , что свидетельствует о практически стабильном механизме поступления данной размерности в озеро независимо от изменения климатических режимов.

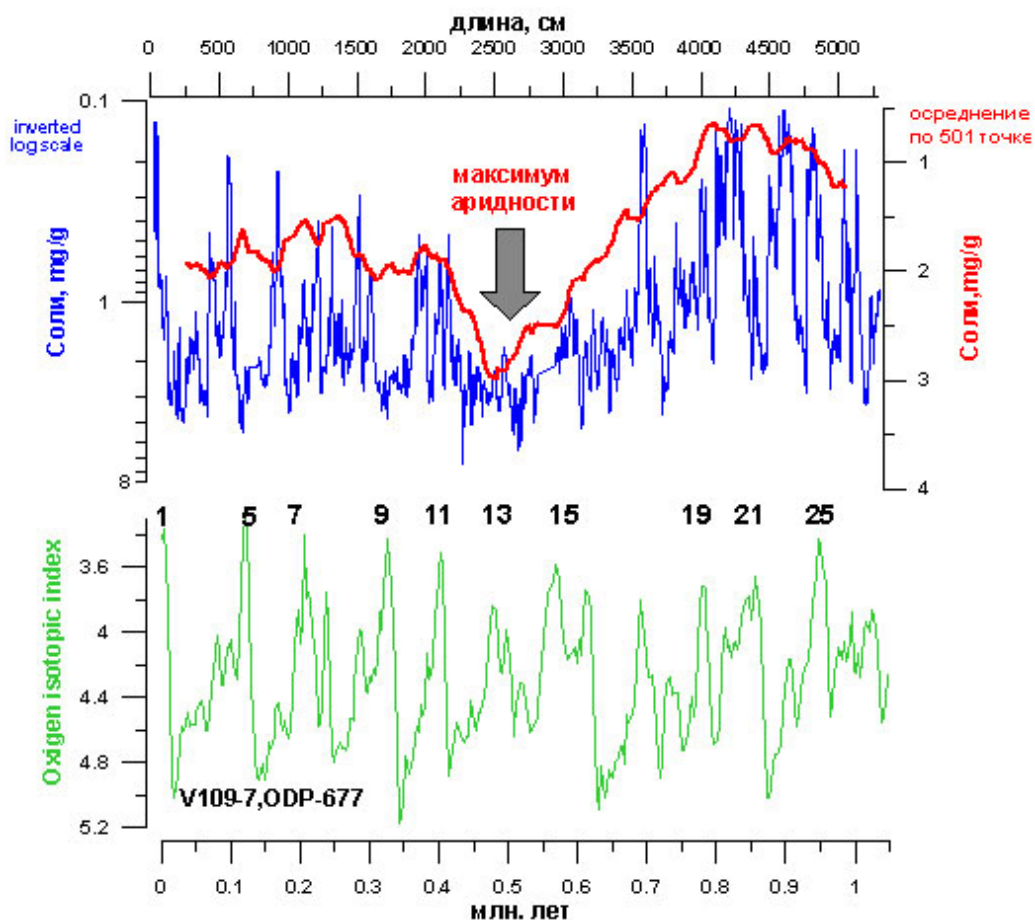


рис.7. Содержание солей в водных экстрактах осадков бурового ядра KDP-01. Тонкая линия - сглаженный профиль на логарифмической шкале (оси инвертированы). На нижней панели приведена изотопная океаническая кривая ( $\delta^{18}\text{O}$ ), маркирующая изменение уровня океана, с указанием теплых стадий, согласно Shackleton et al., (1990).

Горизонты, обогащенные материалом алевритовой размерности, более характерны для темно-серых (местами до черного) осадков, а песчаная размерность наиболее характерна для сизых глин. В накоплении крупнозернистой фракции можно выделить три фазы (последовательность снизу вверх ядра). Первая фаза (интервал 53-30 м) характеризовалась низкой интенсивностью накопления крупнозернистого материала на уровне 2-4%, что свидетельствует о низкой дефляции почв, как следствие интенсивного покрытия растительностью водосбора и, возможно, снежных зим. Вторая фаза (интервал 30-7 м) характеризуется многократным увеличением доли крупнозернистой составляющей в осадке, что свидетельствует о более интенсивной дефляции материала из водосбора и снижении снежности зим, а также смещение палео-береговой линии к центру озера. Условия формирования третьей фазы (интервал 7-0 м) были весьма схожи с первой фазой.

Сравнение профиля распределения отношения глина/средний алеврит в Хубсугульском ядре со стандартным палеоклиматическим профилем изотопов кислорода из бентосных фораминифер, описывающих глобальные климатические осцилляции (Shackleton, 1990) свидетельствует, что размерность донных осадков Хубсугула определялась климатическим фактором. Доминирование глин над средним алевритом приходится на периоды оледенений

или эпизоды похолоданий в межледниковые стадии. По данным спектрального анализа распределения средне-алевритовой фракции в хубсугульских осадках выделяются пики с периодами, близкими к орбитальным циклам Земли: 100, ~ 41, 23 тыс. лет (Федотов и др., 2006).

*Элементный состав донных осадков.* Так же как и в осадках, сформированных в голоцен-позднеплейстоценовое время, в буровом керне наблюдается приуроченность в накоплении некоторых элементов к интервалам, обогащенным или обедненным аутигенными карбонатами и солями. Поскольку в буровом керне диатомовая летопись практически недоступна, то в распределении элементов наиболее интересно распределение элементов принадлежащих к «теплому-плювиальному» климатическому стеку Sc, Ni, Zn, Y, PЗЭ, W, U, Cu типичных для голоценовых осадков. В целом, содержания этих элементов в анализируемых осадках находятся на уровне кларковых значений. Содержания выше среднего большинства элементов из «плювиального» стека в буровом керне соотносятся с минимумами аутигенных карбонатов и карбонатфильных элементов (Sr, Ca, Mg, C<sub>неорг.</sub>). При этом ширина интервалов с высокими значениями «плювиальных» элементов близко соотносится с шириной интервалов, имеющих низкие значения содержания карбонатов и карбонатфильных элементов. Основной формой миграции практически всех элементов отнесенных к «плювиальному» стеку является речная взвесь в виде глинистых частиц или коллоидальных гидроокисей (Глаголева, 1959; Routh, Joyanto, 1985; Hakansson et al., 1989; Puls et al., 1991). Хотя Cu, U и отчасти V в условиях высокого окислительно-восстановительного потенциала и высокого рН почти не гидролизуются, что способствует их миграции в растворенном состоянии. Следовательно, интенсивность накопления большинства элементов «плювиального» стека имеет линейную зависимость от интенсивности речного стока в озеро. Если это предположение справедливо, то аллювиальный механизм транспортировки наиболее интенсивно действовал в течение формирования интервалов керна 53-33 м и 24-19 м

## **Глава 6. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОСАДКОВ ХУБСУГУЛА И НАЗЕМНЫХ РАЗРЕЗОВ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ ПРИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ**

### **6.1. Основные черты развития регионального палеоклимата за последний 1 млн. лет**

Полученный фактический материал свидетельствует, что в четвертичный период развитие озера Хубсугул определялось климатическими изменениями, и во многом зависело от регионального уровня влажности. При отрицательном гидрологическом балансе, когда величина испарения превышала величину количества выпадающих на водосборную площадь атмосферных осадков, озеро становилось бессточным. В условиях бессточности и интенсивного испарения с озера, повышалась минерализация его вод. Если в регионе происходило увеличение уровня влажности, то характер данной взаимосвязи менялся на противоположный.

Палеоклиматические сигналы Хубсугула могут быть разделены на два стека, аридный и плювиальный. Аридный стек состоит из: летописей водорастворимых солей, сульфат-иона и аутигенного карбоната. Высокие значения этих сигналов свидетельствуют о низком уровне озера и высокой солености его вод, вследствие аридности регионального климата. Плювиальный стек строится на основе распределений элементов (W, Ni, Cu, V, U, Y, PЗЭ), маркирующих интенсивность аллювиального стока в палео-Хубсугул. Следовательно,

высокие содержания этих элементов должны соответствовать повышению уровня озера и снижению минерализации его вод, вследствие снижения аридности регионального климата. В подтверждение этого характер распределения аридного и плювиального стеков имеет обратную зависимость (рис.8).

На основе произведения растворимости кальцита и концентраций хемогенного карбоната в донных осадках было рассчитано, какое количество воды палео-Хубсугула за единицу времени необходимо испарить, чтобы образовалось необходимое количество хемогенного карбоната, регистрируемого в керне. Поскольку интенсивность испарения имеет прямую зависимость от уровня атмосферных осадков, выпадающих в этот период, была произведена оценка минимального количества атмосферных осадков, обеспечивающих данный баланс (рис. 9).

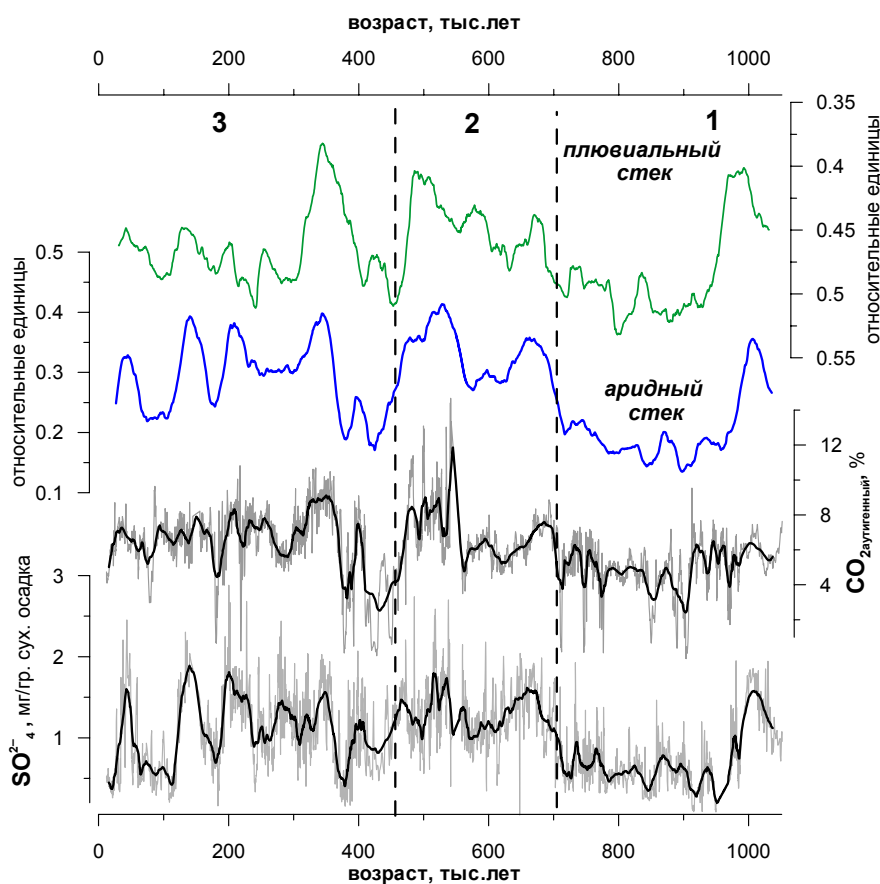


рис.8 Климатические стеки построенные с учетом основных палеоклиматических летописей из донных осадков Хубсугула. Цифрами показаны три макро-стадии развития палеоклимата Северной Монголии.

Климатические стеки и расчетные данные по количеству атмосферных осадков, маркируют три макро-стадии развития регионального палеоклимата, за последний 1 млн. лет (Fedotov et al., 2004) (рис.9).

1- стадия (1,05-0,7 млн. лет назад). Вероятнее всего, в этот период параметры регионального климатического режима были во многом схожи с современными параметрами. Минимальное количество атмосферных осадков было на уровне 200-250 мм/год. В эту стадию были интервалы длительностью в 20-30 тыс. лет, когда не происходило осаждение карбонатов и гидрохимические параметры озера были сравнимы с современными. 2- стадия

(0,7-0,42 млн. лет). С началом этой стадии произошло резкое усиление аридности и континентальности климата (рис.9). Практически на всем ее протяжении в регионе сохранялся высокий уровень аридности, и Хубсугул испытывал многочисленные регрессионные циклы, в результате чего в донных осадках активно накапливались аутигенные карбонаты и сульфаты. О значительных регрессиях свидетельствует широкое присутствие в донных осадках, сформированных в этот период, двустворчатых моллюсков, типичных для литорали. Так, наряду с хубсугульскими летописями, сигнал резкого климатического сдвига запечатлен и в лессовых разрезах Китая. С рубежа в 0.7 млн. лет произошло скачкообразное увеличение количества грубозернистого материала в данных разрезах (Liu, Ding, 1998; An, 2000; Ding et al., 2005).

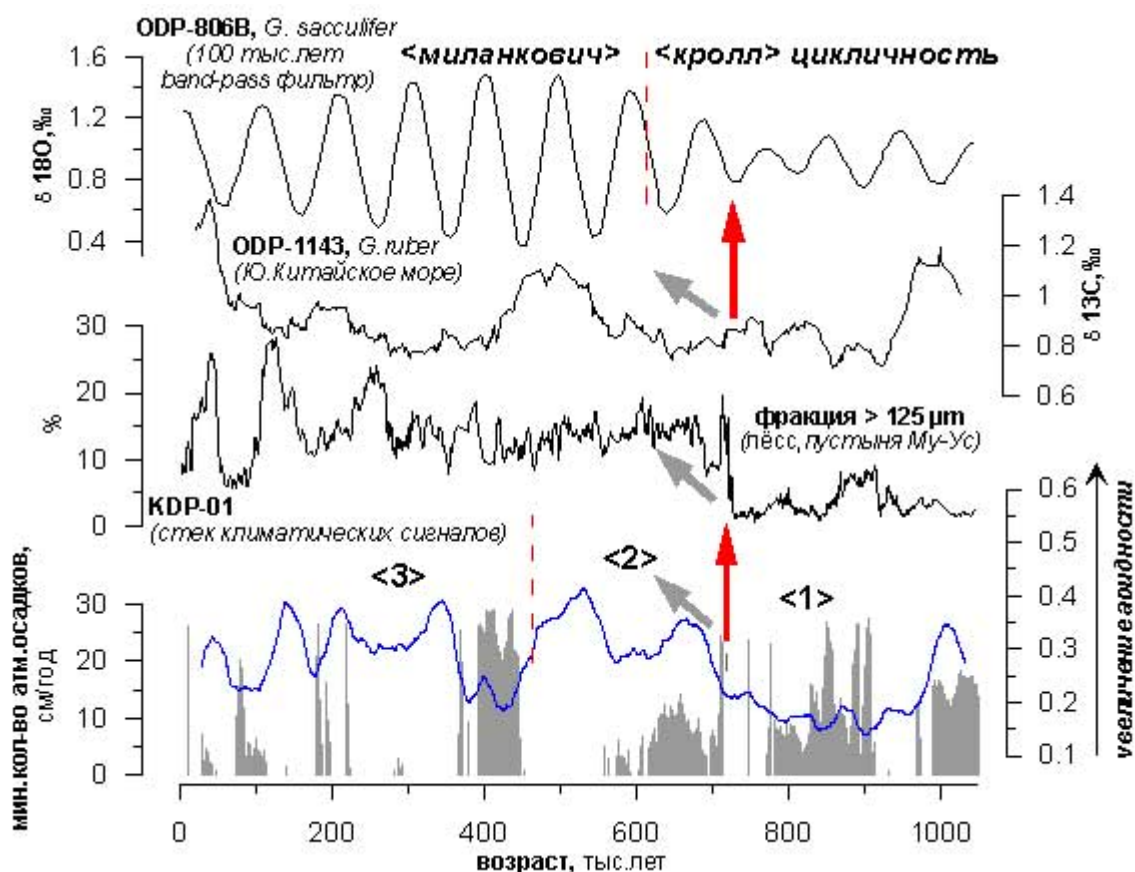


рис.9. Верхняя панель - соотношение хубсугульского аридного стека с глобальными палеолетописями из Тихого океана (Berger, 1999), Ю.Китайского моря и лёссов северного Китая (Wang et al., 2004; Ding et al., 2005). Цифрами показаны три макро-стадии развития регионального палеоклимата, стрелки - начало формирования 100 тысячелетнего цикла, серые стрелки - отклик летописей на изменение данной цикличности.

Поскольку Хубсугул и лессовые разрезы Китая находятся в зоне влияния Сибирского антициклона (An, 2000), нетрудно предположить, что наблюдаемая синхронность в этих летописях обусловлена активизацией Сибирского антициклона после 0.7 млн. летнего рубежа. Более медленная реакция на изменение климатического облика запечатлена в летописи  $\delta^{13}\text{C}$  из морских фораминифер, когда максимум в накоплении  $\delta^{13}\text{C}$  пришелся на МИС 12-13, что соответствует существенному изменению морской биопродуктивности в этот период.

В целом, формирование климатического облика Северной Монголии последних 0.7 млн. лет также было подчинено колебаниям 100 тыс. летнего цикла. В глобальном плане начало



2-стадии совпадает с началом заложения перестройки климатической системы плейстоцена, когда цикличность типа «кролл» сменилась на цикличность типа «миланкович» с доминированием 100 тысячилетнего цикла (Berger, 1999). 3- стадия регионального климата начинается с 0.4 млн. лет назад и длится до наших дней. Отличие 3-стадии от второй заключается в резких сменах климатических режимов от аридных условий к плювиальным. При этом происходит сокращение продолжительности плювиальных периодов, примерно, до 11 тыс. лет, вместо наблюдавшихся в позднем эоплейстоцене 20-25 тысяч лет.

## **6.2. Климатические особенности последних 450 тыс. лет**

*Эоловый перенос и дефляция почв.* Изучение, с помощью лазерного анализатора, гранулометрического состава современной речной взвеси вносимой в Хубсугул, показало, что в ее составе отсутствуют частицы с размерностью до 1  $\mu\text{m}$ . Между тем в плейстоценовых донных осадках отмечаются интервалы, значительно обогащенные частицами этой размерности. В работе высказывается предположение, что эти частицы относятся к глобальному переносу аэрозоля. Для выявления регионального и глобального эолового переноса в буровом керне было изучено распределение частиц пыли в сравнении с летописями пыли из Тихого океана и Антарктиды (Novan et al., 1991; EPICA community members, 2004). Сравнение этих летописей показывает практически полную тождественность времени проявления аэрозольных максимумов в летописях Хубсугула с глобальными летописями, хотя хубсугульская летопись несколько осложнена влиянием региональных источников аэрозоля. Региональным сигналом усиления эоловых процессов является существенный максимум содержания аэрозольных частиц, приходящийся на межледниковье МИС 9, точнее ее подстадию 9b (308-321 тыс. лет назад). Наличие данного максимума может свидетельствовать о значительной дефляции почв в этот период. В целом, региональный максимум дефляции почв приходился на время 250-370 (МИС8-МИС10) и 14-25 тыс. лет назад (МИС 2). В это время, как в периоды оледенений МИС 4 и 6, содержание пыли было минимальным. Данные различия могли контролироваться высотой снеговой линии, когда низкое ее положение оказывало блокирующее действие на дефляцию почв.

*Оледенения Прихубсугуля среднего и позднего неоплейстоцена.* Интерпретация стадийности дегляциации ледников Северного Прихубсугуля дается на основе геоморфологических исследований троговой долины р. Их-Хороо и данных сейсмоакустического профилирования северной части Хубсугула. По форме ледникового рельефа верховий троговых долин и взаимоотношению тилловых отложений выделяются два разновозрастных оледенения, а в сеймостратиграфических комплексах выделяются три горизонта, сформированные конечными моренами. На основе этих данных, за последние 200 тыс. лет в Прихубсугулье максимальным было оледенение периода соотносимое с МИС 6. Оледенения периодов МИС 6 и МИС 4 были самостоятельны и разделялись межледниковьем МИС 5e. Размер оледенений располагался в следующей последовательности: МИС 6 > МИС 4 > МИС 2. Не исключено, что предположение, высказанное Уфляндом и др., (1971) «о наличии длительной ледниковой эпохи в плейстоцене, разделенной короткими потеплениями» справедливо для периода 70-14 тыс. лет (МИС4-МИС2), когда в регионе теплая составляющая климата каргинского интерстадиала (МИС3) была не полностью проявлена и ледники, сформировавшиеся в предыдущее оледенение (МИС 4) просуществовали до голоцена.

*Новейшие колебания уровня озера* описываются на основе сопоставления данных по картированию наземных озерных террасовых площадок Хубсугула с данными по уровням



затопленных и перекрытых озерными осадками террас, регистрируемых в сесмоакустических профилях. Предлагается следующая последовательность изменения уровня озера: в МИС 9 формировался 30-40 м уровень наземных террас, в оледенение соотносимого с МИС 8 уровень озера был ниже современного на 120 м, данная регрессия была довольно продолжительной. В последующую трансгрессию периода МИС 7 была сформирована 18-20 м наземная терраса. Регрессия, в период оледенения МИС 6, вызвала понижение уровня озера до отметки -120 м. 5-12 м террасовый комплекс был сформирован в течение трансгрессии, соотносимой с МИС 5, при этом в этот период озеро испытывало и короткие, незначительные (в первые метры) регрессии.

По сравнению с описанными выше регрессиями, регрессия озера в период МИС 4 была незначительна, около -90 м. В МИС 3 уровень озера не поднимался до современной отметки, а был ниже его на 20-30 м. В период оледенения МИС 2 уровень понизился до отметки в -160 м. С началом голоцена, за 1-1,5 тыс. лет, уровень озера поднялся до современного.

*Вариации изотопного состава кислорода и углерода в створках остракод.* Измеренное  $\delta^{18}\text{O}$  лежит в пределах от -3 до  $-10.6\text{‰}$ . В большинстве случаев разница изотопного соотношения, обусловленная межвидовыми различиями, не превышает  $0.4\text{-}0.7\text{‰}$ . Регистрируемая прямая зависимость между утяжелением изотопного состава кислорода и возрастанием солёности воды подтверждает гипотезу о существовании эпизодов, когда озеро имело отрицательный гидрологический баланс. При низком уровне озера эффект испарения оказывал большее влияние на формирование изотопного состава вод озера, чем поступление атмосферных осадков. Зачастую, интервалы с низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  соотносятся с тёплыми морскими изотопными стадиями. Взаимосвязи между накоплением  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  и сульфат-иона свидетельствуют, что, как правило, отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}$  соответствуют высоким значениям сульфат-иона и  $\delta^{18}\text{O}$ , а положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$ , соответственно низким значениям (Федотов и др., 2006). При сравнении графиков распределения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  видно, что изменения изотопного состава углерода происходили на 1-1,5 тыс. лет раньше, чем начинало снижаться изотопное отношение кислорода. То есть это время необходимо на опреснение вод пале-озера, но при этом карбонатная система оказывается более чувствительна к опреснению, по сравнению с кислородной системой. Обращают на себя внимание глубокие падения  $\delta^{13}\text{C}$  в течение «холодных подстадий» тёплых периодов, таких как 5d и 3b, что позволяет предположить, что эти похолодания были ещё и существенно аридными.

## **Глава. 7. ХРОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ИЗ ХУБСУГУЛЬСКИХ РАЗРЕЗОВ С РАЗРЕЗАМИ МОНГОЛИИ, ВОСТОЧНОЙ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Полученные тектоно-климатические летописи разделены на 2 этапа и 4 стадии.

*Прото-Хубсугульский этап.* Отсутствие озерного осадочного чехла Хубсугульской впадины свидетельствует, что тектоническая активизация и, как следствие, проявление вулканизма периодов 22-20 и 16-12 млн. лет (Амирханов и др., 1985; Шувалов, Николаева, 1989; Рассказов и др., 2000; Rasskazov et al., 2003), в результате которой началось разрушение исходного мел-раннеэоценового пенеплена, не вызвало формирования Хубсугульской тектонической впадины. На начальных этапах формирования Хубсугульской впадины в Северной Монголии был слабо расчлененный рельеф, маркируемый по разноуровневым положениям поверхностей выравнивания и практически горизонтальному залеганию базальтов.

На большей части Северной Монголии существовала разветвленная гидросеть. По сравнению с современными горными реками, впадающими в Хубсугул, реки того периода были более полноводными и формировали широкие и крупные палеodelьты, что также свидетельствует о слабой расчлененности рельефа и формировании гидросети скорее больше равнинного, чем горного типа. Осадочный покров Хубсугульской впадины формировался в условиях мелководной озерно-дельтово-болотной фации. Эти условия осадконакопления свидетельствуют о достаточно мягком и влажном, по сравнению с современным, климате того периода.

Прото-Хубсугульский этап соотносится с периодом накопления в центральной и Северо-Западной Монголии озерных и аллювиальных осадков с мощностью порядка 100 м, стратиграфически соотносимых с верхней частью свиты ошин и, частично, с нижней частью свиты алтан-тэли (Лискун, Бадамгаров, 1977; Девяткин, 1981). Разрезы данной свиты свидетельствуют, что с приближением к северо-западу Монголии климат среднего-позднего миоцена приобретает явные черты «гумидности» и в литолого-формационном отношении приближается к разрезам миоцена Алтая (Девяткин, 1981). В отличие от Северной и Центральной Монголии, в Западной Сибири литологические разрезы среднего и позднего миоцена изменяются от озерных и речных песков, алевролитов с прослоями желто-бурых глин среднего миоцена к монтмориллонитовым глинам и мергелям с друзами гипса позднего миоцена, что свидетельствует о нарастающей аридности климата, подтверждаемой и палинологическими данными (Волкова, Кулькова, 1987). Стратиграфически прото-Хубсугульский этап, вероятнее всего, соотносится с нижней-средней частью танхойской свиты байкальского разреза (Мац и др., 2001).

**Нео-Хубсугульский этап.** Начало данного этапа геохронологически приурочено к границе миоцен-ранний плиоцен. Нео-Хубсугульский этап был неоднороден, как по степени интенсивности тектонических движений, так и по характеру климатических режимов. *I-стадия* (5,5 - ~3,5 млн. лет). Этот период характеризуется наибольшей тектонической активностью за всю историю формирования Хубсугульской впадины. Хотя климатические условия раннего плиоцена в Прихубсугулье и прилегающих территориях к Восточным Саянам были вполне благоприятны для формирования глубокого палео-Хубсугульского водоема, но регулирование площади палео-озера осуществлялось за счет тектонического фактора. Стратиграфически хубсугульские осадки I стадии соотносятся, преимущественно, с субаэральными пролювиальными и аллювиальными отложениями свиты алтан-тэли для горных и предгорных районов внегобийской части Монголии, а также озерными и озерно-аллювиальными отложениями свиты хиргис-нур, отлагавшихся в крупных межгорных впадинах Западной и Центральной Монголии (Лискун, Бадамгаров, 1977; Девяткин, 1981; Девяткин, Жегалло, 1974, 1989). Залегание в базальных горизонтах данных свит либо пачки конгломератов, либо эрозионных врезов, заполненных песчаником (Девяткин и др., 1981) позволяет предположить, что начало оживления тектонической активности в начале плиоцена Хубсугульской котловины было не локальным событием Северной Монголии, а затронуло обширную площадь Монголии.

Хронологически *I стадия* нео-Хубсугульского этапа совпадает с поздней подстадией (10?-3,5 млн. лет назад) раннеорогенной байкальской стадии, в течение которой накапливалась верхняя часть разреза танхойской и осиновской свит (Мац и др., 2001). Как и в Прихубсугулье период 5-3,5 млн. лет также был весьма значимым в истории формирования Байкальского рифта. Так, начиная с рубежа в 5 млн. лет (Логачев, 2003) или 6,6 млн. лет (Kuzmin et al., 2003) происходит резкая неотектоническая активизация

Байкальской впадины. Финальная часть I стадии нео-Хубсугульского этапа соотносится с ольхонской фазой тектоногенеза (~4-3 млн. лет назад) (Mats et al., 2000, Мац и др., 1982). Таким образом, I стадия хубсугульского рифтогенеза является звеном единой цепи тектонических и термальных событий, положивших начало формированию Хангай-Алтайской-Саяно-Байкальской горной страны.

*II-стадия* (3,5-1,8 млн. лет назад). Начавшееся в I-стадию ускорение тектонических процессов, формировавших Хубсугульскую впадину, достигло своего максимума в период ~3.5-2 млн. лет назад. За период 3.5-2 млн. лет Хубсугульская впадина практически приобрела свои современные очертания. Центральная и большая часть северной котловины озера этого периода формировались в стабильных субаквальных условиях. При этом восточная палео-граница озера располагалась на несколько километров далее, чем современная. Широкая трансгрессия озера того периода была обусловлена сочетанием тектонического фактора, обеспечивающим энергичное опускание северного и южного блоков дна впадины, а также климатического фактора, во многом унаследовавшего черты климата раннего плиоцена. В других разрезах Монголии, на рубеже в 3,5 млн. лет назад, также отмечается оживление тектонической активности, с формированием буроцветных гравийно-галечных, песчано-щебнистых (в горах и предгорьях) и глинисто-алевритовых (а межгорных котловинах) горизонтов, стратиграфически соответствующих нижней части свиты туин-гол или шамар (Девяткин, 1981; Девяткин и др., 1989; Белова и др., 1989). В Западной Сибири со II-хубсугульской стадией соотносится время формирования селитинского и подпуск-лебяжьиного горизонтов. Резкие перестройки климатических показателей установлены для подпуск-лебяжьиного горизонта (3-2,2 млн. лет). В этот период формировались речные отложения мелкозернистых песков, алевритов с прослоями суглинков. Среднегодовая температура понизилась до +2-5°C (Волкова, 1977, 1987, 1998). В истории формирования байкальской впадины, начиная с рубежа в 3,5 млн. лет назад и по сей день, протекает нео-байкальский этап (Мац и др., 2001). II тектоническая стадия нео-Хубсугульского этапа полностью входит в раннюю нео-байкальскую подстадию и, вероятнее всего, соответствует наиболее активной ее фазе (формирование шанхаихинской свиты, Мац и др., 2001). В байкальских донных осадках, сформированных в период ~3.5-2 млн. лет назад, так же, как и в хубсугульских, отмечается повышение доли терригенного компонента и формируется сейсморефлектор B10 (Moore et al., 1997; Müller et al., 2001; Kuzmin et al., 2000; Antipin et al., 2001; Kuzmin et al., 2003).

События, отображенные во II хубсугульской тектонической стадии, геохронологически совпадают не только с резким оживлением тектонического режима в Центральной Азии (Molnar, Tapponnier, 1975; Molnar et al., 1993; Zonenshain et al., 1981; Макаров, 1980; Лукина, 1990; Makarov, 1995; Petit et al., 1996; Lie, 1996; Qiang et al., 2001; De Grave et al., 2004), но и являются звеном глобального проявления нео-тектонической активизации, проявившейся на северо-востоке Азии (Баранова, 1967; Логачев и Шерман, 1983; Chen et al., 1996), в Южной и Восточной Африке (Милановский 1974; Saggerson E. P., Baker, 1965; Partridge and Maud, 1987), на Ангольском плато, на Аравийском полуострове (Briem, 1989), а также в Северной и Южной Америке (Николаев, 1988; Bell, Laine, 1985; Ruddiman, Kutzbach, 1989, 1991; Peizhen et al., 2001).

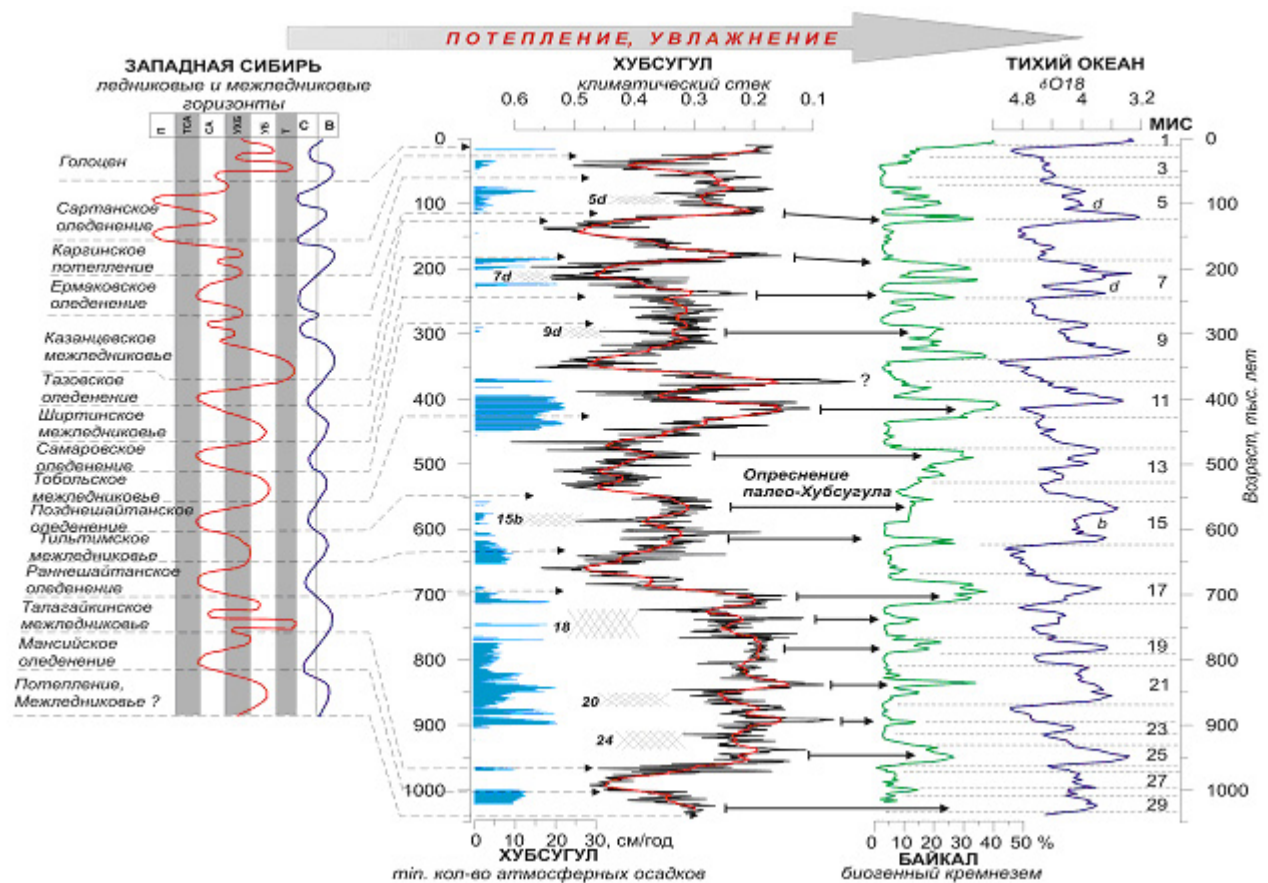


рис.10. Корреляция хубсугульского аридного климатического стека с летописями из Западной Сибири (Архипов и др., 1997; Архипов, Волкова, 1994), Байкала (Кузьмин и др., 2001; Карabanов и др., 2001) и глобальной летописью климата (Shackleton et al., 1990). На диаграмме термических колебаний Западной Сибири (Архипов, Волкова, 1994): УТ- умеренно теплый; УБ- умеренно бореальный; УБХ- умеренно бореальный холодный; СУБ- субарктический; ТСБ- тундрово-степной арктический; П- перигляциальный арктический; С- сухо; В- влажно. На климатическом хубсугульском стеке заштрихованные области соответствуют оледенениям раннего неоплейстоцена и эпизодам похолоданий в межледниковых периодах. На тихоокеанской шкале цифрами выделены межледниковые морские изотопные стадии.

III-стадия нео-Хубсугульского этапа геохронологически совпадает с интервалом эоплейстоцен-ранний неоплейстоцен (1.8-0.5 млн. лет назад). В начале стадии озеро уже имело очертания и глубины, весьма схожие с современными, за исключением южного блока, не полностью покрытого водами озера. Предположительно, что до рубежа в  $\approx 1$  млн. лет назад озеро еще имело сток через систему палео-рукавов рек, расположенных на юго-восточном побережье. Разрушение данного стока, вероятно, произошло после тектонической активизации периода 1,2-0,9 млн. лет и у озера появился его современный сток. В этот период образовались и самые «свежие» формы морфотектонических структур. Данный период активизации Северной Монголии хорошо согласуется с периодом активизации Байкальской впадины 1,07-1,31 млн. лет, маркируемой несогласием D3B в донных осадках (Kuzmin et al., 2000). Вероятнее всего, это событие соотносится с Приморской фазой тектонической активизации (Мац и др., 2001). С началом III стадии нео-Хубсугульского этапа озеро начинает испытывать значительные регрессии, что объясняется усилением

аридности климата, во многом сопутствующего похолоданиям, т.е. климат приобретает черты резкой континентальности. Применительно к Центрально-Азиатскому региону, усиление континентальности климата, во многом, было обусловлено формированием орографической преграды для Индо-Тихоокеанского и Северо-Атлантического влагопереносов, вследствие миоцен-плиоценового воздымания Тибета, Саян, Алтая и Хангая (Карабанов и др., 2001; Вильямс и др., 2001; Кузьмин, Ярмолюк, 2006; Qing et al., 2001; Liu, Yin, 2003). С изменениями орографической структуры региона, вероятно, связано формирование/становление Сибирского антициклона, определяющего климатический облик региона. К финалу III стадии тектонические процессы утрачивают свою ведущую роль, а экзогенные процессы, обусловленные ледниковой экзарацией, трансгрессивно-регрессивными циклами и криогенной солифлюкцией, наоборот, становятся ведущими в формировании морфоскульптурного облика Хубсугульской впадины.

В Западной Сибири основание нижнего неоплейстоцена проводится по талагайкинскому горизонту, одноименный свита-стратотип этого горизонта сложен аллювием (около 40 м), сформировавшимся в теплых межледниковых климатических условиях, сходных с современными (Архипов, 1987). В хубсугульском разрезе талагайкинскому горизонту соответствует интервал керна, накапливающийся 690-920 тыс. лет (МИС 17-25), а трем западно-сибирским незначительным похолоданиям соответствуют короткие оледенения Северной Монголии, соотносимые с МИС 18, 20 и 24 (рис.10). По характеру «аридного» стека можно говорить, что это был наиболее продолжительный период за последний 1 млн. лет, когда сохранялся «гумидный» климат, нарушаемый короткими эпизодами слабой аридизации. Полностью резко-континентальные черты климат Северной Монголии начал приобретать после 0,7 млн. лет назад. Стратиграфическим аналогом в Западной Сибири этого периода является семейкинская свита, разделяемая на три пачки; нижняя и верхняя сложены моренными суглинками, а средняя озерно-аллювиальными песчано-глинистыми отложениями (Троицкий, 1979; Комаров, 1986; Унифицированная схема., 2000).

*IV - стадия* (0,5-0 млн. лет назад, средний неоплейстоцен-голоцен) нео-Хубсугульского этапа характеризуется низкой тектонической активностью. Ранее была установлена неоднородность в рисунке регионального поля тектонического напряжения земной коры, когда на начальных этапах тектоническое поле характеризовалось СЗ растяжением, которое затем было инверсировано на СВ сжатие, существующее и поныне (Парфеев и др., 2002; Levi et al., 2004; Саньков и др., 2003, 2004; Sankov et al., 1997). Анализ структуры осадочного чехла Хубсугула показывает, что наиболее вероятной возрастной границей данного перехода был рубеж ~0,4-0,5 млн. лет назад (Федотов и др., 2006; Fedotov et al., 2006). Таким образом, слабая тектоническая активность IV-стадии объясняется неактивным раздвижением бортов впадины в обстановке СВ сдавливания, по сравнению с периодом активного раздвига (стадии I-III) под действием СЗ растяжения. Если климатические обстановки I-III стадий нео-Хубсугульского этапа можно характеризовать как стабильные на протяжении нескольких сотен тысяч лет (Fedotov et al., 2004), то региональный климат IV стадии был крайне неравномерен, с резкой переменой климатических условий от аридных к плювиальным, от умеренно холодных к холодным, с коротким временем стабильности порядка 10-30 тыс. лет.

Сравнение оледенений Западной, Восточной Сибири и Северной Монголии показывают их хорошую сходимость между собой в оценке последовательности проявления максимальных и постмаксимальных оледенений. Между тем, полученные данные по отдельным периодам вступают в противоречие с данными моделирования объема

ледникового покрова в Северном полушарии в плейстоцене (Berger et al., 1996; Berger, 1998; Ruddiman, 2003; Loutre and Berger, 2003). Главное расхождение заключается между расчетными данными, моделирующими максимальный объем ледников в Северном Полушарии в течение МИС 2 и натурными данными, указывающими на минимальность объемов ледников в этот период. Несоответствие между данными, относительно максимального самаровского оледенения, (МИС 8) и расчетными данными для этого же периода, менее критично, поскольку данные по Монголии и Байкалу носят более гипотетический характер. Но, максимальное оледенение в хубсугульских летописях, приходящееся на тазовскую эпоху (МИС 6) вполне согласуется с модельными данными, где максимальный объем льда приходился на МИС 2, 6 и 10.

Если сравнивать степень проявления межледниковых периодов в Северной Монголии и Западной Сибири, то отчетливо видно, что в Северной Монголии теплые периоды гораздо менее выражены. Другой особенностью протекания межледниковий являются эпизоды глубоких и коротких похолоданий внутри межледниковых периодов, регистрируемых как в хубсугульских, так и в байкальских летописях (Karabanov et al., 1998; Прокопенко и др., 2003). Так, в Северной Монголии наиболее холодными и аридными были подстадии 5d, 7d и 15d. В целом, если сравнивать количество атмосферных осадков, выпадающих в регионе в среднем и позднем неоплейстоцене, то средний неоплейстоцен был более «плювиальный», по сравнению с верхним неоплейстоценом.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Проведенные исследования структуры и вещественного состава осадочного чехла Хубсугульской впадины позволяют охарактеризовать эволюцию Северной Монголии в позднем кайнозое в контексте геологической истории Центральной Азии. Тектоно-климатические факторы, вызвавшие формирование современной структуры Хубсугульской впадины были общими для всего западного сегмента Байкальской рифтовой зоны, и унаследовали основные тенденции развития как всей Байкальской рифтовой зоны, так и Западной, и Центральной Монголии.

В итоге проведенных исследований получены следующие результаты:

1. На основе летописей элементного состава, распределения сульфата-иона, водорастворимых солей и аутигенного карбоната, полученных из более 22000 образцов донных осадков Хубсугула воспроизведены основные показатели изменения климатического режима региона за последний 1 млн. лет.

2. На основе взаимосвязи в формировании вещественного состава донных осадков Хубсугула в зависимости от палеоклиматических изменений определено, что Хубсугул является своеобразным гигрометром, реагирующим на изменения уровня увлажнения региона. В период оледенения воды палеозера были сильно осолонены. Высокая соленость вод озера вследствие избытка солей вызывала интенсивную садку кальцита и частично гипса. Так же высокая соленость и мутность вод озера блокировала развитие первичной биопродуктивности озера. Под действием увеличения влажности климата озеро в течение 1.5 тыс. лет переходило из мелководного в глубоководное состояние и происходило опреснение его вод.

3. Определено, что в период 1,05-0,7 млн. лет климат Северной Монголии был во многом схож с современным климатом. Это было наиболее продолжительным периодом регионального увлажнения, с количеством выпадающих осадков на уровне 200-250 мм/год. В период 0,7-0,42 млн. лет резко снизился региональный уровень количества выпадающих

атмосферных осадков, вследствие чего Хубсугул испытал глубокую регрессию. Начиная с 0.4 млн. лет назад и по настоящее время, происходила резкая смена климатических режимов от аридных к «плювиальным», с длительностью «плювиальных» периодов около 11 тыс. лет

4. На основе сейсмофациального анализа донных осадков Хубсугула определены основные фазы аридизации региона. Первая регрессия озера произошла 2,7(2,5) млн. лет назад. Значимые и более-менее регулярные регрессии палео-Хубсугула происходили после рубежа в 1,8 млн. лет назад. Самые крупные регрессии приходились на ледниковые периоды среднего и позднего неоплейстоцена.

5. Резкая перестройка климата Центральной Азии произошла на рубеже в 0.7 млн. лет назад и была связана с интенсификацией Сибирского антициклона.

6. На основе определения возраста озерного осадочного чехла Хубсугульской впадины установлено, что активное формирование западного сегмента БРЗ началось не ранее, чем 5.5-6 млн. лет назад. Молодость рифтовых впадин Северной Монголии относительно времени начала Индо-Азиатской коллизии позволяет предположить, что коллизия не являлась единственной причиной их активного формирования.

7. Используя соотношение структурных взаимоотношений осадочных толщ впадины и сингенетических разломов, предложен механизм формирования структур западного сегмента БРЗ. В прото-Хубсугульский этап формирование тектонических структур было задано полем коллизионного СВ сжатия, в нео-Хубсугульский этап, в результате воздействия мантийного плюма(ов) было сформировано поле СЗ растяжения. Сочетание данных полей напряжения обеспечило активное раскрытие тектонических впадин Северной Монголии в интервале 5-~1,5 млн. лет назад.

8. Начиная со среднего неоплейстоцена тектонические процессы утрачивают свою ведущую роль. Экзогенные процессы, обусловленные ледниковой экзарацией, трансгрессивно-регрессивными циклами и криогенной солифлюкцией, становятся ведущими в формировании морфоскульптурного облика и осадочных покровов Северной Монголии.

В целом, полученные непрерывные летописи дают надежную геохронологическую основу региональным тектоно-климатическим событиям последних 5.5-6 млн. лет. Полученные летописи во многом дополняют летописи Байкала и Западной Сибири и составляют единую основу для региональной тектоно-климатической шкалы. Полученные данные, возможно широко использовать при дальнейших межрегиональных корреляциях событий позднего кайнозоя Центральной Азии.

#### Список основных публикаций по теме диссертации

1. **Федотов, А.П.** Сигнал влажности климата Центральной Азии на основе гранулометрической летописи донных осадков озера Хубсугул (Монголия) последних 450 тыс. лет / А.П. Федотов, Г.А. Зиборова, А.В. Хабуев, Е.Л. Отинова, С.А. Кугаколов, С.В. Родякин // ДАН. -2006.-Т.408.-№4. -С. 547-549.
2. **Fedotov, A.** Chronology of the Baikal Rift System / A. Fedotov, V. San'kov, M. De Batist, A. Kazansky, A. Parfeevets, A. Miroshnitchenko, T. Pouls // EOS. -2006. –Vol.87. -№25.-P. 246-250.
3. **Федотов, А.П.** Вариации изотопного состава кислорода и углерода в створках остракод из озера Хубсугул (Монголия) и изменения регионального палеоклимата за последние 140 тыс. лет / А.П. Федотов, А.В. Игнатъев, А.Е. Побережная, Т.А. Веливецкая, Г.А.

- Зиборова, Е.Л. Отинова, С.М. Крапивина, М.А Федорин // ДАН. -2006. –Т.409. -№ 6. -С.816-818.
4. **Poberezhnaya, A.E.** Paleoecological and paleoenvironmental record of the Late Pleistocene record of Lake Khubsugul (Mongolia) based on ostracod remains / A.E. Poberezhnaya, A.P. Fedotov, T.Ya. Sitnikova, M.Yu. Semenov, G.A. Ziborova, E. L. Otinova, A.V. Khabuev // *Journal of Paleolimnology*. -2006. -Vol.36. -P. 133-149.
  5. **Федотов, А.П.** Тектоническая эволюция юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны / А.П. Федотов, М. де Батист, Т. Поулс // ДАН. -2006.- Т.410. -№4. -С. 503-505.
  6. **Казанский А.Ю.** Первые результаты палеомагнитных исследований по данным бурения озера Хубсугул / А.Ю. Казанский, А.П. Федотов, Г.Г. Матасова, Г.А. Зиборова, Т.О. Железнякова, Г.А. Вологина , Ц. Оюунчимег, Ц. Наранцэцэг, Д. Томурху // *Геология и геофизика*. -2005. –Т.46. -№4, -С. 448-451.
  7. **Belykh, O.I.** Abundance, morphological diversity, and spatial distribution of autotrophic picoplankton in Lake Hovsgol (Mongolia) / O.I. Belykh, E.G. Sorokovikova, I.V. Tikhonova, A.P. Fedotov // *Aquatic Ecosystem Health & Management*. -2005. -Vol. 8. -№4. -P.461-473
  8. **Phedorin, M.** Century-resolved 1 Myr history of paleogeographic changes in Lake Khubsugul (Mongolia), reconstructed from geochemical markers in lake bottom sediments / M. Phedorin, A. Fedotov, E. Goldberg, K. Zolotarev, O. Saeva, M. Grachev // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. -2005.-Vol.69. -№10. –P. a695-a695
  9. **Nourgaliev, D. K.** The origin of magnetic minerals in the Lake Khubsugul sediments (Mongolia) / D. K. Nourgaliev, P. G. Yasonov, L.R. Kosareva, A. Yu. Kazanskii, A.P. Fedotov // *Russian journal of Earth Sciences*. -2005. -Vol. 7. -№ 3. -P. 1-6
  10. **Fedotov, A.P.** Aridization Climate of North Mongolia for last 1 My / A.P. Fedotov, M.Yu. Semenov, G.A. Ziborova, T.O. Zheleznyakova / *Abstract of “Third International Conference Environmental Change in Central Asia”*. Ulaanbaatar. -2005. -P.35-37
  11. **Khabuev, A.V.** Records of coarse deposit for last 240 ky BP in bottom sediments of Lake Khovsgol / A.V. Khabuev, A.P. Fedotov, E.L. Otinova // *Abstract of “Third International Conference Environmental Change in Central Asia”*. Ulaanbaatar. -2005. -P.62-63
  12. **Fedotov, A.P.** Changes in the volume and salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in response to global climate changes in the upper Pleistocene and the Holocene / A.P. Fedotov, E.P. Chebykin, M.Yu. Semenov, S.S. Vorobyova, E.Yu Osipov, L.P. Golobokova, T.V. Pogodaeva, T.O. Zheleznyakova, M.A. Grachev, D. Tomurhuu, Ts. Oyunchimeg, Ts. Narantsetseg, O. Tomurtogoo, P.T. Dolgikh, M.I. Arsenyuk, M. De Batist // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.-2004. –Vol.209. -P.245–257
  13. **Fedotov, A.** 1 My record of paleoclimates from Lake Khubsugul Mongolia / A. Fedotov, A. Kazansky, Tomurhuu D., G. Matasova, G. Ziborova, T. Zheleznyakova, S. Vorobyova, M. Phedorin, E. Goldberg, T. Oyunchimeg, T. Narantsetseg, E. Vologina, A. Yuldashev, I. Kalugin, O. Tomurtogoo, M. Grachev // *EOS*. -2004. –Vol.85. -№40.-P.387-390
  14. **Казанский, А.Ю.** Результаты палео- и петромагнитных исследований донных осадков озера Хубсугул (Монголия) / А.Ю. Казанский, А.П. Федотов, Г.Г. Матасова, А.А. Юлдашев, Г.А. Зиборова, Т.О. Железнякова, Е.Г. Вологина, Ц. Оюунчимег, Ц. Наранцэцэг, Д. Томурху // *Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: сб. науч. тр. / Казань. гос. ун-т. –Казань.-2004. -С.301-305.*
  15. **Нурғалиев, Д.К.** Предварительные данные о вариациях магнитных параметров и условиях образования осадков о. Хубсугул / Д.К. Нурғалиев, П.Г. Ясонов, Л.Р. Косарева,



- Д.И. Хасанов, А.Ю. Казанский, А.П. Федотов // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: сб. науч. тр. / Казань. гос. ун-т. -Казань.-2004. -С.316-320.
16. **Pouls, T.** Seismic-stratigraphic indications for multiple dessication events in Lake Khubsugul, Mongolia / T. Pouls, M. de Batist, A.P. Fedotov, M. Grachev // Abstract of “BAIK-SED-2 Workshop”. -Gent. - 2003. -P.51.
  17. **Fedotov A.P.** Evidence of Lake Khubsugul volume decrease due to climate aridization in Upper Pleistocene / A.P. Fedotov, M.Yu. Semenov, E.Yu. Osipov, S.S. Vorobyova, L.P. Golobokova // Berliner Paläobiologische Abhandlungen.- 2003. -Band 4.-P.88-97.
  18. **Pouls, T.** Seismic stratigraphic indication for multiple desiccation events in Lake Khubsugul, Mongolia / T. Pouls, M. de Batist, A.P. Fedotov, M. Grachev // Geophysical Research.-2003.- Vol. 5. -P.09974.
  19. **Федотов, А.П.** Сейсмопрофилирование осадков озера Хубсугул / А.П. Федотов, М. де Батист, Е. Шапрон, К. де Райкер, Т. Паулс, М.А. Грачев // ДАН.-2002.-Т.382. -№2. - С.261-263.
  20. **Fedotov, A.P.** Reduced level and high salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in the Pleistocene / A.P. Fedotov, M.Yu. Semenov, E.Yu. Osipov, S.S. Vorobyova, L.P. Golobokova, M. A. Grachev // Abstract of “Pages meeting on high latitude paleoenvironments”. Moscow. -2002. -P. 29.
  21. **Федотов, А.П.** Осадки озера Хубсугул как летопись палеоклиматов голоцена и позднего плейстоцена / А.П. Федотов, Е.В. Безрукова, С.С. Воробьева, О.М. Хлыстов, О.В. Левина, И.Б. Мизандронцев, Г.Ф. Мазепова, А.Р. Семенов, Т.О. Железнякова, С.М. Крапивина, Е.П. Чебыкин, М.А. Грачев // Геология и геофизика.-2001. –Т.42. -№1-2. - С.384-390.
  22. **Fedotov, A.P.** The first reflrction seismic profiles from lake Khubsugul: preminary results / A.P. Fedotov, E. Chapron, T. Pouls, K. de Rycker, R. Hus, M. Grachev, M. de Batist // Abstract of “International Workshop for the Baikal & Hovsgol drilling project”. Ulaanbaatar. -2001. -P. 10-11.
  23. **Осипов, Э.Ю.** Палеогляциологические реконструкции на основе изучения наземных разрезов ледниковых образований и донных осадков озера Байкал / Э.Ю. Осипов, О.М. Хлыстов, А.П. Федотов // Междисциплинарные исследования в Байкальском регионе: сб. науч. тр. / Ин-т географии СО РАН. –Иркутск. -2001.-С. 56-61.
  24. **Fedotov, A.P.** Potential value of bottom sediments of Lake Khubsugul (Mongolia) for paleoclimate reconstructions / A.P. Fedotov, E.V. Bezrukova, E.P. Chebykin, O.M. Khlystov, S.M. Krapivina, O.V. Levina, G.P. Mazepova, I.B. Mizandrntsev, A.R. Semenov, S.S. Vorobyova, T.O. Zheleznyakova, M.A. Grachev // Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen E. -2000. -Vol. A205. -P.107-112.
  25. **Федотов, А.П.** Осадки озера Хубсугул (Монголия) как летопись палеоклиматов голоцена и позднего плейстоцена / А.П. Федотов, Е.В. Безрукова, С.С. Воробьева, О.М. Хлыстов, О.В. Левина, И.Б. Мизандронцев, Г.Ф. Мазепова, А.Р. Семенов, Т.О. Железнякова, С.М. Крапивина, Е.П. Чебыкин, М.А. Грачев. // Третья Верещагинская Байкальская конференция: тез. докл. / Лимнологический ин-т. СО РАН. -Иркутск.-2000. -С.246.
  26. **Склярв, Е.В.** Гранаты из донных отложений Академического хребта (оз. Байкал) – индикаторы механизмов переноса и источников сноса кластогенного материала / Е.В. Склярв, А.П. Федотов, Е.Г. Вологина, В.Л. Потемкин // Геология и геофизика. -1999. - Т.40. -№9. - С.1342-1353.

27. **Федотов, А.П.** Крупные частицы гранатов в осадках Академического хребта как индикаторы эолового переноса / А.П. Федотов, Е.Г. Вологина, Е.В. Скляр, М.А. Грачев // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири: сб. науч. тр./ Ин-т археологии СО РАН. -Новосибирск. -1998. -С.284-289.
28. **Федотов, А.П.** О возможностях минералогического районирования в палеоклиматических реконструкциях Байкальского региона / А.П. Федотов, Е.Г. Вологина // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири: сб. науч. тр./ Томск. гос. ун-т. -Томск. -1998. - Т.1. - С. 162-164.
29. **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.
30. **Грачев, М.А.** Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал / М.А. Грачев, Е.В. Лихошвай, С.С. Воробьева, О.М. Хлыстов, Е.В. Безрукова, Е.В. Вейнберг, Е.Л. Гольдберг, Л.З. Гранина, Ф.И. Лазо, О.М. Левина, П.П. Летунова, П.В. Отинов, В.В. Пирог, А.П. Федотов, С.А. Яскевич, В.А. Бобров, Ф.В. Сухоруков, В.И. Резчиков, М.А. Федорин, К.В. Золотарев, В.А. Кравчинский // Геология и геофизика. - 1997. -Т.38, -№5. -С. 957-980.