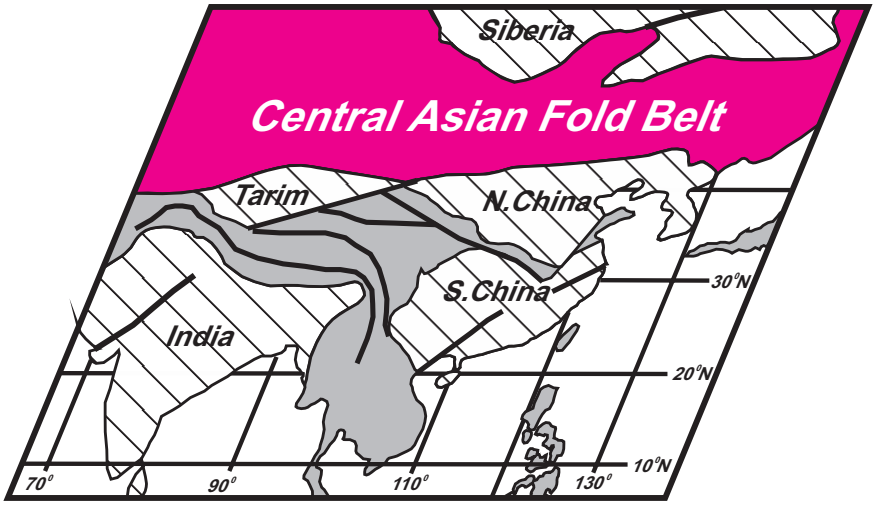
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ



1 ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 3

ИРКУТСК
2005

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт земной коры

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА
(от океана к континенту)

Материалы научного совещания
по Программе фундаментальных исследований

(10-14 октября 2005 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 1

Иркутск
2005

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. - В 2-х томах. - Т. 1. - 160 с.

В сборнике представлены труды Совещания, проводимого в рамках Интеграционной программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Основные задачи Совещания:

1. Научные отчеты (доклады) конвинеров и основных исполнителей Программы о результатах работ за 2003-2005 годы.
2. Определение приоритетов исследований на период до 2010 г. исходя из тематики проблемных докладов участников программы.
3. Разработка долговременной стратегии интеграционных исследований РАН-СО РАН в Центрально-Азиатском регионе.

Материалы содержат новые данные о процессах эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса на различных этапах его существования.

Председатель Оргкомитета совещания
член-корреспондент РАН Е.В. Скляров (ответственный редактор)

Ученые секретари совещания
д.г.-м.н. Д.П. Гладкочуб, к.г.-м.н. Т.В. Донская (составители сборника)

Проведение научного совещания и издание материалов осуществляются
в рамках и при поддержке Интеграционной программы СО РАН - ОНЗ РАН
«Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)»

На обложке – схема основных тектонических структур Центральной Азии по [Li et al., 2003].

ISBN 5-902754-08-9 (т. 1)
ISBN 5-902754-07-0
© Институт земной коры СО РАН, 2005

С О Д Е Р Ж А Н И Е

ОТ РЕДАКТОРА *7*

Алакшин А.М., Смирнова Т.Г.
НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОТ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ К САЯНО-БАЙКАЛЬСКОМУ ГОРНОМУ ОБРАМЛЕНИЮ *9*

Антипин В.С.
ВНУТРИПЛИТНЫЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЕГО СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ *13*

Антипин В.С., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю.
ОНГОНИТ-ЭЛЬВАНОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЕГО ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ПРИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ *17*

Апарин В.П.
ДЛИННОПЕРИОДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ЦИКЛЕ СУПЕРКОНТИНЕНТА В ФАНЕРОЗОЕ *21*

Бараш И.Г., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.
МУНКУСАРДЫКСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ КАК ИНДИКАТОРНЫЙ КОМПЛЕКС *23*

Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В.
ЕНИСЕЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС: ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПРОБЛЕМЫ *27*

Беляев С.Ю., Башарин А.К., Клец А.Г., Хромых В.Г.
О СТРУКТУРЕ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА И ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ *31*

Буслов М.М., Зыкин В.С., Де Граве И.
КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА *34*

Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Сорокин А.А., Великославинский С.Д.
ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ МАФИТОВЫХ И УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕЛЕНГИНО-СТАНОВОГО И ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА *38*

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ясенев А.М.
ТЕКТОНИКА И НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА *41*

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г.
ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ, ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ***44***

Волкова Н.И., Скляров Е.В.
ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ЦАСП) КАК ИНДИКАТОР РАННИХ СТАДИЙ ЗАКРЫТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА ***48***

Гаськов И.В., Симонов В.А.
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КОЛЧЕДАННЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ РУДНОГО АЛТАЯ В ДЕВОНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ ОБСТАНОВКЕ..... ***52***

Гелетий Н.К., Анисимова С.А.
ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ТУВИНО–МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА. ***55***

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Пономарчук В.А., Станевич А.М.
НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРО-ДОЛЕРИТЫ БИРЮСИНСКОГО БЛОКА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА) КАК ВОЗМОЖНЫЕ ИНДИКАТОРЫ РАСПАДА РОДИНИИ..... ***59***

Гордиенко И.В., Филимонов А.В.
ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ..... ***63***

Горнова М.А., Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Томуртогоо О.
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРИДОТИТОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ ... ***67***

Гребенщикова В.И., Коваль П.В., Турутанов Е.Х., Мельникова Т.М., Носков Д.А.
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ПОРОД АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (К МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ)..... ***69***

Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В.
СОСТАВ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ ОБРАТНОГО МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ***74***

Диденко А.Н., Павлов В.Э., Водовозов В.Ю., Шацилло А.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М.
ПРОЕКТ «ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА»: РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРВОГО ЭТАПА..... ***78***

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Федоровский В.С., Поллер У., Вингейт М.
ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНУЛИТОВ ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ (КОМПЛЕКСЫ ХАДАРТА И ХОБОЙ)..... ***84***

Елкин Е.А., Талент Дж. А., Киприянова Т.П., Грацианова Р.Т., Елкина В.Н.
К ВЫЯВЛЕНИЮ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ СООТНОШЕНИЙ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В РАННЕМ ДЕВОНЕ НА ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ОЦЕНОК ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ РЕГИОНАМИ..... ***89***

Зиновьев С.В., Деев Е.В., Чиков Б.М.
ПОСЛЕГЕРЦИНСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО АЛТАЯ ***93***

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В.
ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА КАЙНОЗОЙСКИХ ПЛЮМОВ ПОД БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНОЙ И ГОРНЫМИ ПОДНЯТИЯМИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ ***98***

Изох А.Э.
БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ РАННИХ ЭТАПОВ СТАНОВЛЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ***102***

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П.
РАЗНООБРАЗИЕ КЕМБРО-ОРДОВИКСКИХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПЛЮМА И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ***106***

Изох О.П., Изох Н.Г.
ИЗМЕНЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ФРАНСКОГО ЯРУСА РУДНОГО АЛТАЯ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КУЗБАССА ***109***

Казанский А.Ю., Постников А.А., Матасова Г.Г., Митрохин Д.В., Терлеев А.А.
ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ САРХОЙСКОЙ СЕРИИ И ХУШАТАЙСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА ***112***

Ким В.В., Склярова А.Е., Сковитина Т.М., Федоровский В.С., Чамов С.Н.
МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ МРАМОРНОГО МЕЛАНЖА И ИХ СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, БАЙКАЛ) ***116***

Клец А.Г., Сараев С.В., Конторович В.А., Иванов К.С., Суворов В.Д.
МИКРОКОНТИНЕНТЫ В СТРУКТУРЕ СЕВЕРНОГО СЕКТОРА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) ***117***

Ключевский А.В., Демьянович В.М.
СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ***121***

Ковач В.П., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Козаков И.К., Сергеев С.А.
ТОНАЛИТЫ ГАРГАНСКОГО БЛОКА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА – ВОЗРАСТ, КОРРЕЛЯЦИИ И АНАЛОГИ СРЕДИ ДРЕВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИСАЯНЬЯ ***125***

Ковач В.П., Терентьева Л.Б., Ярмолюк В.В., Джин П., Козаков И.К., Коваленко В.И., Ли Д.
ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВ БАЯНХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ***129***

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.
ЭТАПЫ И ВЕДУЩИЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ***133***

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Диденко А.Н.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ***135***

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З.
ВЕНДСКИЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЙ ЭТАП В ФОРМИРОВАНИИ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ ***139***

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М.
ИСТОЧНИКИ БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГОБИ-ТЯНЬШАНЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (ХР. НОЁН И ТОСТ, ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ) ***143***

Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ УСТЬ-БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ ***147***

Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КОТОКЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ***151***

Константинов К.М., Кузьменок А.Н., Апарин В.П., Хузин М.З., Томшин М.Д., Гладкочуб Д.П., Киселев А.И.
ОТРАЖЕНИЕ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА В ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ***155***

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ***159***

ОТ РЕДАКТОРА

Заканчивается последний год трехлетнего цикла исследований по интеграционной программе «Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». Самое время подвести некоторые итоги и подумать об основных направлениях дальнейших исследований при возможном продолжении финансирования программы, а также попытаться ответить на несколько вопросов. Важнейший из них – выполнены ли основные цели и задачи, заявленные в программе? Думаю, да. Хотя далеко не все было сделано так, как предполагалось и хотелось. Другой важный вопрос – нужно ли продолжать совместные исследования в рамках интеграционной программы? У меня в этом нет никаких сомнений. Программа изначально планировалась на 10 лет, и до полного ее осуществления еще нужно сделать очень многое. Достаточно сказать, что в качестве конечного результата исследований намечалось создание серии карт в цифровом виде, баз данных по всем параметрам, которые можно перевести в цифру или формализовать, подготовка серии обобщающих монографий (как «необходимый довесок» к картам и базам данных). До этого результата еще шагать и шагать, поскольку на настоящем этапе, наряду с лавинообразным накоплением новых данных по самым разнообразным регионам и геологическим комплексам Центрально-Азиатского складчатого пояса, идет объединение усилий по изучению региона, создание более-менее единой команды исследователей и разработка принципов стратегии подготовки конечных результатов (см. выше).

Еще один важный вопрос – все ли получалось так, как планировалось? Честным ответом на этот вопрос будет – нет. Я предполагал, что интеграционная программа исследований между геологами Сибирского отделения РАН и московско-питерской командой приведет к экспансии институтов РАН в Сибирь, однако этого не произошло. Те исследователи, для которых и раньше объекты Сибирско-Монгольского региона были приоритетными, продолжили, может быть более интенсивно, свои исследования, новых же людей, «сосланных в Сибирь», можно по пальцам пересчитать. Остается надеяться, что в будущем ситуация будет меняться. В вопросах координации исследований между разными коллективами тоже немало проблем. Хороших примеров взаимодействия разных команд достаточно много, но их могло быть гораздо больше… Изначальная нестыковка проектов РАН и проектов СО РАН в рамках Программы далеко не способствовала процессам интеграции. Поэтому важнейшая задача второго трехлетнего цикла исследований (а я очень надеюсь, что он будет профинансирован) – подготовка унифицированных проектов РАН и СО РАН. Второй важной задачей будущего цикла можно считать масштабное подключение к совместным исследованиям коллективов из Уральского и Дальневосточного отделений РАН. И интерес, и конкретные предложения уже есть, теперь только нужно воплотить их в жизнь.

Если бы меня спросили о важнейшем результате существования Интеграционной программы, то я бы не стал вспоминать важнейшие публикации по исследованиям этих лет (их более чем достаточно) и не стал бы приводить весьма интересные научные результаты, вошедшие в списки важнейших достижений РАН и СО РАН (их тоже хватает). Важнейшим все же было формирование большого, разнопланового по интересам коллектива исследователей из разных организаций РАН и СО РАН в единую команду. Этому в немалой степени способствовали осенние ежегодные совещания сразу после

полевых работ, на которых мы узнавали друг от друга самые свежие геологические известия, впечатляющие новые результаты и парадоксальные научные построения участников совещаний. Поток новой информации был просто ошеломляющим, причем выступления в рамках программы дополнялись (а может даже, перекрывались по степени информативности) кулуарными новинками, не успевшими еще оформиться в статьи или презентации. Нынешнее совещание, судя по присланным материалам, тоже обещает быть богатым на новинки и локальные открытия. Но все же главной его целью должно быть другое. Трехлетний цикл заканчивается, нужно приложить усилия для того, чтобы доказать целесообразность и важность продолжения исследования по программе. Доказать, естественно, не участникам совещания (тут, мне кажется, и так все ясно и очевидно), а тем, кто принимает решения по поддержке и финансированию. А вот для этого нужно обсудить вопросы тактики и стратегии дальнейших исследований и принципы подготовки новых предложений. Обсудить вопросы интеграции и перечень новых (уже полностью согласованных между РАН и СО РАН) проектов. Надеюсь, что вы, участники совещания, примете активное участие в обсуждении этих вопросов. Надеюсь также на конструктивные предложения всех заинтересованных исследователей, которые по разным причинам не смогут принять участие в совещании. И удачи всем нам!

Е.В. Скляров

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОТ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ К САЯНО-БАЙКАЛЬСКОМУ ГОРНОМУ ОБРАМЛЕНИЮ

А.М. Алакшин, Т.Г. Смирнова***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, alex@crust.irk.ru
**Иркутск, ФГУГП «Иркутскгеофизика» МПР РФ

Изучение глубинного строения рассматриваемой территории базируется на данных глубинных сейсмических зондированииий (ГСЗ), гравитационных моделях литосферы.

С 1980-х гг. на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), в Присаянье и прилегающих регионах Сибирской платформы (СП) начали применяться детальные исследования ГСЗ, методика и результаты которых изложены в работах **[1, 2]**. Волновые характеристики коры и верхней мантии БРЗ, а также построения по структуре поверхности мантии приведены, кроме того, в работах **[3 и др.]**. Здесь мы кратко рассмотрим данные по морфологии поверхности мантии (граница М) и по скоростным неоднородностям коры и верхней мантии.

Точность определения глубин до границы М (отклонения значений в отдельных точках от усредняющей линии) не превышает 2 км. Среднеквадратическая погрешность определения граничных скоростей составляет 0.1-0.15 км/с.

Для построения схемы мощности земной коры использовались значения Нм, определенные в пунктах зондирований по профильной и площадной системам наблюдений. Мощность земной коры варьирует от 34-36 км (центральная часть Байкальской впадины, некоторые районы платформы) до 45-55 км (Восточный Саян, отдельные участки Муйского блока Байкальской складчатой области, Катангский блок Сибирской платформы). Таким образом, контраст мощности земной коры в пределах горной области и платформы примерно одинаков, максимальные градиенты свойственны переходной части от платформы к Восточному Саяну. Это, на наш взгляд, наиболее существенные черты строения поверхности М в регионе.

Существенными представляются результаты сейсмической томографии (детальные ГСЗ) по Северному Прибайкалью непосредственно на границе PZ осадочного чехла платформы с горно-складчатым обрамлением. Изолинии пониженных скоростей продольных волн, свойственные платформенному чехлу, «затягиваются» под кристаллические породы PR (акитканская серия). Вероятнее всего это свидетельствует о существовании надвига на платформенный чехол со стороны горного обрамления. Амплитуду надвига можно оценить в первые десятки километров, при угле наклона сместителя ~11^{o}. Возраст горизонтальных перемещений можно определить как посткембрийский. Непосредственно под надвинутой пластиной и в прилегающих платформенных районах фиксируются повышенные (до 3-5 км и, возможно, более) толщины осадочного чехла (рифей-палеозой).

Вдоль всего горного обрамления по сейсмическим данным выделяется линейный прогиб (краевой) шириной 40-80 км с амплитудой погружения фундамента до 4-8 км. От внутренних районов платформы прогиб отделяется линейным поднятием кристаллического фундамента шириной 40-60 км и амплитудой 0.5-2 км. Приведенные материалы по строению верхней коры региона (наличие линейных краевых прогибов и поднятий фундамента плиты платформы и надвигов ее кристаллического обрамления на чехол) свидетельствуют о благоприятных условиях для формирования ловушек и залежей углеводородов. Эти данные, несомненно, представляют интерес с точки зрения оп-

ределения перспектив нефтегазоносности региона.

В основу построения гравитационных моделей литосферы положена теория изостазии, согласно которой уравновешиваются нагрузки от неоднородностей как рельефа земной поверхности, так и вариаций плотности верхней коры. Компенсация осуществляется вариациями глубин поверхности мантии и плотностными неоднородностями верхней мантии. По величинам геолого-изостатических аномалий **[7]** рассчитана аномальная плотность верхней коры в слое вертикальной толщины 15 км. Привязка нулевого уровня осуществлялась с учетом данных детальных ГСЗ по Муйскому району, которые показывают, что в центральных частях Ангаро-Витимского гранитного батолита (АВБ) мощность "чистых" гранитов (а их средняя плотность достаточно выдержана и составляет ~ 2.62 г/см^3) достигает 15-20 км **[3-6]**. При этом использовалось эмпирическое соотношение между скоростью продольных волн (Vp) и плотностью (σ): σ = 0.321Vp + 0.727 **[8]**. Необходимо отметить хорошую сходимость приведенного эмпирического соотношения с полученными зависимостями скоростей продольных волн верхней коры по ГСЗ и модельными плотностями. Таким образом получена карта плотности верхней коры. Вариации плотности могут достигать ~0.4 г/см^3, что отвечает изменению вещественного состава верхов кристаллической коры – от гранитов до базитов и ультрабазитов.

Максимальные значения (2.85-2.95 г/см^3) отмечаются на юге платформы (Иркутский и Катангский блоки), а также по ее южной окраине, минимальные величины – в Восточном Саяне, Присаяно-Енисейской синеклизе, в пределах Байкальской впадины и АВБ **[3, 4, 9]**. Если в Присаяно-Енисейской синеклизе пониженная плотность верхней коры объясняется развитием мощного (5-8 км и, возможно, более) PZ осадочного чехла, то в остальных районах она связана с широким развитием в верхней коре гранитоидов. В пределах горных областей - это преимущественно граниты PZ возраста. В пределах Байкальской впадины минимальные значения плотности присущи Селенгинской депрессии и району Северного Байкала.

Таким образом, крупные латеральные вещественно-плотностные неоднородности верхней коры свойственны как Сибирской платформе, так и горным областям.

В пределах платформы выделяются протяженные зоны положительного знака и изометричные отрицательные аномалии. Они характеризуют неоднородности кристаллического фундамента платформы: крупные области раннедокембрийского гранитоидного магматизма и разделяющие их линейные пояса развития раннедокембрийских пород, преимущественно базитов с включениями гипербазитов в основном субмеридионального простирания.

В краевой части платформы, в целом конформно границе распространения осадочного чехла на поверхности, прослеживается пояс положительных аномалий, занимающий секущее положение к линейным аномалиям платформы и согласное, в общих чертах, с аномальными зонами окружающих складчатых областей. На большем протяжении эта зона, названная краевым базит-гипербазитовым поясом **[10]**, является границей древнего Сибирского кратона с блоками (террейнами) раннедокембрийской коры. Данная структура совпадает с так называемым Восточно-Сибирским протоофиолитовым поясом, выделенным по геологическим данным **[11]**. В пределах Северного и, возможно, Южного Прибайкалья, а также собственно района, занимаемого впадиной озера Байкал, данную зону можно рассматривать в качестве ограничения раннедокембрийской континентальной коры.

Наиболее крупной неоднородностью верхней коры Байкальской складчатой области является огромный массив палеозойских гранитоидов (АВБ). Площадь распространения гранитов по геолого-геофизическим данным превышает 300 тыс. кв. км, а глубина его подошвы погружается до 15-20 км, возможно до 25 км. По масштабам раз-

вития гранитов АВБ относится к крупнейшим в мире **[5, 9]**.

В пределах АВБ значения плотности понижаются до 2.57 г/см^3, что несколько меньше плотности самих гранитов. Это объясняется развитием гранитов в центральной части батолита глубже 15 км, вероятно до 20-25 км **[3, 5, 9]**. При пересчете аномалий в слой 15 км это и дает избыточную плотность.

Ранее нами проводился сравнительный анализ различных геофизических данных по АВБ **[6, 12]**. Отмечалась хорошая согласованность данных гравиметрии и детальных ГСЗ, проведенных в Муйском районе в 1980-х годах. В Институте геофизики СО РАН дана трехмерная интерпретация данных ГСЗ, получен набор схем, характеризующих распределение скорости продольных волн в верхней, средней и нижней коре **[1, 2]**. В интервале верхней коры 0-10 км отмечается крупнейшая для рассмотренной в данной работе территории отрицательная аномалия Vp (5.6-5.8 км/с), которая, даже не в общих чертах, а в деталях, соответствует прицентральным частям Ангаро-Витимского батолита. В интервале 10-20 км площадь минимума Vp уменьшается, а его контур отвечает центру батолита и Чивыркуйскому гранитному массиву (как части батолита). Получение этих результатов трудно переоценить: данные двух геофизических методов свидетельствуют о наличии в Восточной Сибири гигантской уникальной вещественно-физической неоднородности в коре, а также о том, что эта неоднородность едина, во всяком случае в физическом смысле. В геологическом отношении единство батолита показано в работах **[5, 9]**.

Не менее интересно распределение скорости в нижней части земной коры (от 20 км до подошвы коры). В прицентральных частях батолита отмечаются уже не минимальные, а максимальные значения Vp, достигающие 6.70-6.85 км/с. Эти данные можно рассматривать с двух позиций. С геолого-петрологических: формирование крупных легких масс гранитов в верхней коре сопровождалось вещественно-плотностной дифференциацией, что привело к относительному уплотнению нижней коры. С точки зрения изостазии: изостатическая компенсация аномальных масс верхней коры осуществляется не только вариациями поверхности М, но и изменениями плотности низов коры.

Применение современных компьютерных средств (технических и программных) позволяет конструировать модели распределения масс под крупными кайнозойскими впадинами. Процесс получения составляющей геолого-изостатических аномалий, освобожденной от влияния кайнозойских осадков, по смыслу близок к традиционной графической процедуре снятия фона. При этом наглядно и непротиворечиво согласовываются поля противоположных бортов впадин, где обнажены породы докайнозойского фундамента. В результате получается набор из двух карт, характеризующих гравитационные аномалии, вызванные неоднородностями кристаллической коры и воздействием кайнозойских осадков.

Контрастные неоднородности докайнозойской верхней коры выделяются в пределах Байкальской рифтовой зоны, особенно в районе собственно Байкальской впадины. Среднебайкальский район отличается от северного и южного районов интенсивным положительным полем и, следовательно, большей основностью состава верхней коры. В районе, занимаемом Северо-Байкальской котловиной и Кичерской суходольной впадиной, верхняя кора имеет гранитоидный состав (часть АВБ, известная как Чивыркуйский массив). Фундамент южной части Байкальской впадины может быть гетерогенным: палеозойские граниты, рифей-палеозойские осадочные породы, раннепротерозойские метаморфиты.

Формирование огромного гранитоидного плутона (вероятное время формирования АВБ - силур) сопровождалось замещением плотного вещества верхней-средней коры менее плотным материалом, которым и являются собственно гранитоиды. Контраст плотности (если учесть свойства окружающих по латерали и подстилающих плутон по-

род) можно оценить величиной 0.15 г/см^3 и более, объем гранитного тела, с учетом площади его распространения и средней толщины, можно оценить величиной порядка 3 млн км^3. Эти процессы, на фоне плотностной дифференциации в целом земной коры, неизбежно должны были сопровождаться увеличением объема геологического пространства верхней части коры, возникновением горизонтальных напряжений, направленных от флангов батолита в окружающую среду. Данный фактор благоприятствовал становлению надвигов на флангах батолита, в том числе на чехол платформы со стороны кристаллического обрамления.

[1] Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р. и др. Детальные сейсмические исследования литосферы на P- и S-волнах. - Новосибирск: Наука, 1993. - 198 с.

[2] Мишенькин Б.П., Шелудько И.Ф., Мишенькина З.Р., Брыксин А.В., Васильев В.П. Детальные сейсмические исследования земной коры на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. - 1984. - 7. - С. 63 - 70.

[3] Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М. Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. - 252 с.

[4] Алакшин А.М. Гравитационные модели литосферы и современная геодинамика Байкальской зоны. Модели глубинного строения и оценка локальных гравитационных напряжений // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Матер. международной конференции. – Екатеринбург, 28.09 – 2.10.1998. – Екатеринбург: Ин-т геофизики УРО РАН, 1998. - С. 7-9.

[5] Litvinovsky B.A., Alakshin A.M., Zanvilevich A.N. The gigantic Angaro-Vitim batholith (Transbaikalia) // Publication of the IGCP Project 224 and 283 (abstracts and papers). – Novosibirsk, 1990. - P. 214-219.

[6] Алакшин А.М., Лысак С.В., Письменный Б.М., Поспеев А.В., Поспеева Е.В. Глубинное строение и геодинамика Саяно-Байкальской горной области и сопредельных районов Восточной Сибири // Глубинное строение территории СССР. - М.: Наука, 1991. - С. 8-105.

[7] Алакшин А.М. О разделении гравитационного поля на составляющие при изостатическом равновесии масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1984. - 11. - С. 3-9.

[8] Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. – Киев: Наукова думка, 1989. – 262 с.

[9] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит - крупнейший гранитоидный плутон. - Новосибирск, 1993. - 144 с.

[10] Алакшин А.М., Письменный Б.М. О строении земной коры зоны сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением // Геология и геофизика. - 1989. - 2. - С. 24-31.

[11] Сезько А.И., Алакшин А.М. Геодинамическая эволюция зоны сочленения Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геологическая среда и сейсмический процесс. Матер. Всеросс. межрегиональной конф. Иркутск, 2-5 сентября 1997 г. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 1997. - С. 33-37.

[12] Алакшин А.М., Письменный Б.М., Поспеев А.В. Строение литосферы южного горного обрамления Сибирской платформы // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Матер. междунар. симп. Иркутск, сентябрь 1987. - Новосибирск: Наука, 1990. - С. 170-180.

ВНУТРИПЛИТНЫЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЕГО СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ

В.С. Антипин

Иркутск, Институт геохимии СО РАН, antipin@igc.irk.ru

Внутриплитный гранитоидный магматизм в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса характеризуется большим разнообразием геологических условий его формирования и представлен разнообразными геохимическими типами магматических пород. Фанерозойские гранитоиды образуют здесь крупные мезоабиссальные батолиты, сложенные преимущественно породами известково-щелочного состава, а также меньшие по размерам гипабиссальные интрузивные тела нормальных известково-щелочных гранитов, субщелочных монцонитоидов, щелочных агпаитовых и редкометалльных плюмазитовых гранитов. К характерным особенностям проявления внутриплитного магматизма относится также формирование дайковых поясов, расположенных в периферических зонах обширных фанерозойских магматических ареалов.

Зональное строение таких ареалов определяется нахождением в их центральных частях мезоабиссальных батолитов (Ангаро-Витимский, Хентей-Даурский и др.), а в периферических зонах – разнообразных по своим геохимическим особенностям малоглубинных интрузий и субвулканических тел, в том числе и проявлений редкометалльно-гранитного магматизма. Если сами батолиты палингенных известково-щелочных гранитоидов, как правило, не продуцируют связанного с ними значительного оруденения, то на периферии ареалов оруденение, в том числе и редкометалльное, часто ассоциирует с разнообразными геохимическими типами гранитоидов. При этом в его локализации и формировании важную роль играют протяженные дайковые пояса субвулканических гранитоидов, которые образуются вслед за становлением крупных гранитных плутонов.

Ярким примером тесной взаимосвязи близких по времени формирования позднепалеозойских гранитных батолитов, дайкового субвулканического пояса и ассоциирующей минерализации является провинция Корнуолл (Англия), где крупные гранитные плутоны Корнубийского батолита пересекаются по зонам глубинных разломов серией даек, в составе которых важную роль играли проявления эльванового магматизма. На основе изотопно-геохимических данных установлено, что исходная для эльванов магма могла продуцироваться при плавлении протерозойского протолита в нижней части континентальной коры под воздействием глубинных флюидов **[1, 2]**. Роль ювенильного флюида в развитии гранитоидно-эльванового магматизма отражается и на характере проявления ассоциирующего оруденения (Sn, W, Cu, Mo). Оно обычно приурочено к проявлениям флюидно-интрузивных брекчий либо зонам турмалинизации и часто занимает с дайками эльванов одну и ту же систему трещин. Исследователями отмечалась явная связь между петрогенезисом эльванов и главной стадией формирования рудной минерализации **[3]**.

Значительное место в Центрально-Азиатском поясе занимает редкометалльно-гранитный магматизм, развитый в Монголо-Забайкальской и Хамар-Дабанской провинциях. В совокупности развитие внутриплитных редкометалльных гранитов и их субвулканических эквивалентов охватывает возрастной интервал продолжительностью около 190 млн лет (от позднего карбона до мела). При этом исследуемые редкометалльные породы залегают среди разновозрастных субстратов (от докембрийского до каледонского и герцинского) в различных структурно-формационных зонах.

В Южном Прибайкалье среди докембрийских метаморфических пород хребта Хамар-Дабан на юго-западном окончании Селенгино-Витимской структурной зоны, большую часть которой занимает позднепалеозойский Ангаро-Витимский батолит, выделен Уругудей-Утуликский интрузивно-дайковый пояс, в котором наряду с монцогранитоидами широко проявлены интрузии и дайки субщелочных гранит-порфиров, Li-F гранитов и гранит-порфиров, фельзитов, онгонитов, топазитов и др. По возрастному и геологическому положению этот магматизм редкометалльных пород в виде протяженного пояса расположен на периферии позднепалеозойского ареала, который занимает большую часть Селенгино-Витимской зоны. На раннем этапе формирования интрузий и даек Уругудей-Утуликского пояса внедрились биотитовые граниты и монцонитоиды субщелочного ряда с K/Na >1, которые позднее сменились редкометалльными Li-F гранитами и онгонитами, характеризующимися преобладанием Na над K. Редкометалльные породы позднего этапа являются высокофтористыми и средние содержания фтора достигают в гранитах 1,8 %, а в онгонитах – 2,7-4,5 %. Наряду с топазом и флюоритом в них установлены криолит, циркон, рутил, ксенотим, сидерит, танталит-колумбит, касситерит, шеелит, апатит, ильменит, турмалин, вольфрамит. Интрузивно-субвулканические породы этой провинции выделяются разнообразием рудной минерализации. Наряду с содержащимися в них литиевыми слюдами (циннвальдит, лепидолит) в породах установлены рудопроявления Ta и Sn (танталит-колумбит, касситерит), а также поздние кварц-касситерит-вольфрамитовые жилы и минерализованные брекчии, содержащие рудные минералы Sn, W, Be и др. Главные закономерности геохимической эволюции редкометалльно-гранитного магматизма Прибайкалья, выраженные в вариациях индикаторных редких элементов и их отношений, свидетельствуют о важной роли процессов магматической и флюидно-магматической дифференциации при их образовании в пределах интрузивно-дайковых поясов гипабиссальной и субвулканической фаций **[4]**.

На территории Монголии в качестве примера рассмотрены Хошутулинский плутон и сопровождающий его дайковый пояс гранитоидов, расположенных на периферии раннемезозойского ареала магматизма в западной части Монголо-Охотского пояса. Центральную часть или «ядро» указанного ареала образует крупнейший в Азии Хентей-Даурский батолит, в составе которого преобладают гранодиориты, меланократовые и биотитовые граниты известково-щелочной серии. Рассматриваемый интрузивно-дайковый пояс образован многофазным Хошутулинским массивом разнообразных по составу пород – от известково-щелочных гранитов до щелочных сиенитов и комагматичного с ним дайкового пояса гранитов, на западном окончании которого расположена Абдарская интрузия Li-F гранитов. Весь этот интрузивно-субвулканический магматизм проявлен среди осадочно-метаморфических образований нижней и средней толщ мандальской серии, относимой исследователями к девонскому возрасту. Все главные разновидности гранитных пород Хошутулинского массива достаточно хорошо ложатся на единую Rb-Sr изохрону с возрастом 224 млн лет. Это вполне согласуется с датировками других крупных плутонов и редкометалльных интрузий (Бага-Хентейский, Жанчивланский, Юдыгыинский, Абдарский и др.) раннемезозойского ареала магматизма Монголии. Обычно дайки сложены средне- и мелкозернистыми гранитами либо гранит-порфирами и фельзитами, а также встречены единичные дайки онгонитового состава с флюоритом и топазом. Система гранитоидных даек совместно с центральным штоком массива приурочена, вероятно, к зоне повышенной проницаемости общего северо-восточного простирания. Хошутулинский плутон и связанная с ним дайковая серия гранитоидов являются модельным примером развития раннемезозойского гранитоидного магматизма на территории Центральной Монголии. Хошутулинский массив, имеющий зональное внутреннее строение, сформировался в результате сложного взаимодействия

процессов палингенного образования известково-щелочной гранитной магмы и частичного замещения ею терригенных метаморфизованных пород. Магматическая эволюция исследуемой серии гранитоидов Хошутулинского плутона связана с процессами последующей внутрикамерной дифференциации гранитной магмы с проявлением небольших интрузий и даек гранит-порфиров с редкометалльной специализацией. Вместе с тем, несомненно влияние глубинного источника, определившего формирование интрузивных тел щелочных сиенитов, проявленных в данной серии пород.

Геохимические данные по редкометалльным гранитам с флюоритом, топазом и криолитом Центрально-Азиатского пояса, а также других регионов мира показывают, что в условиях их магматического генезиса достигаются высокие концентрации фтора и ряда литофильных элементов, которые обычно свойственны Li-F гранитам. Эти редкометалльные граниты и их субвулканические аналоги встречаются среди как плюмазитового, так и агпаитового геохимического типов пород. При этом проявлены хорошо выраженные различия в уровне содержаний многих редких элементов, например, обогащенность агпаитовых гранитов с криолитом Rb, Th, U, Y и такими высокозарядными элементами, как Nb, Ta, Zr, Hf. Для плюмазитовых же гранитов и онгонитов с криолитом Прибайкалья свойствен более низкий уровень нормированных содержаний перечисленных элементов, что может отражать различные источники формирования исходных магм для сравниваемых геохимических типов пород.

Независимость происхождения Li-F гранитов с фтористыми минералами плюмазитового и агпаитового геохимических типов подтверждается и анализом распределения редкоземельных элементов. Распределение РЗЭ в плюмазитовых гранитах и онгонитах Прибайкалья, в отличие от агпаитовых редкометалльных высокофтористых гранитов других провинций, является типичным для этих же пород Забайкалья и Монголии и характеризуется слабо повышенным уровнем концентраций легких РЗЭ относительно тяжелых лантаноидов, резко выраженным Eu-минимумом и в целом довольно низким суммарным содержанием редких земель всего спектра.

В то же время на месторождении Ивигтут в Гренландии исследователи **[5]** признавали важное значение механизма кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы, однако ведущую роль они отдавали процессам коровой контаминации и интенсивного метасоматического преобразования гранитов флюидами, богатыми F и CO_2, с образованием криолитового тела. Приведенные в работах геохимические параметры редкометалльных гранитов Гренландии, Нигерии и Бразилии, резко обогащенных Zr, Hf, Nb, Ta, Y и РЗЭ и с аномально низкими содержаниями Ba и Sr, характеризуют их как типичные щелочные породы, что подтверждается и ростом концентраций РЗЭ и высокозарядных элементов в поздних криолитовых образованиях.

Интрузивные и субвулканические породы Уругудей-Утуликского пояса Прибайкалья характеризуются проявлением нового типа криолитовой минерализации, связанной с плюмазитовыми редкометалльными гранитами. Топаз- и криолитсодержашие лейкограниты и онгониты являются продуктом глубокой дифференциации коровых гранитных магм, что приводит к широким и закономерным вариациям содержаний многих элементов и в силу их интенсивного концентрирования обусловливает генетическую связь с этими гранитами Sn, Ta, Li и W минерализации. Судя по изотопно-геохимическим данным, исследуемые породы интрузивно-дайковой серии хребта Хамар-Дабан формировались в результате плавления докембрийской континентальной коры и последующей дифференциации гранитной магмы. Процесс анатектического плавления корового источника мог быть обусловлен воздействием тепла мантийной монцонитоидной магмы и сосуществующего с ней глубинного флюида, обогащенного фтором и другими элементами **[6, 7].**

Таким образом, внутриплитный редкометалльно-гранитный магматизм в Южной

Сибири и Монголии тесно ассоциирует с процессами формирования батолитов, занимая периферические зоны обширных разновозрастных магматических ареалов. Наиболее отчетливо проявлена связь редкометалльного магматизма с формированием протяженных дайковых поясов, образованных сериями даек и небольших интрузий различных геохимических типов пород. Возможность образования этих поясов не зависит от их возраста, а также от состава и возраста вмещающих пород либо геологических структур, где они проявлены.

Флюорит-, топаз- и криолитсодержащие граниты, относящиеся к агпаитовому и плюмазитовому геохимическим типам, отчетливо различаются по редкоэлементным характеристикам, направленности магматической эволюции, что связано с составом исходных магм и источниками их происхождения. Редкометалльная минерализация, проявленная в связи с Li-F гранитами различных геохимических типов, характеризуется определенной специализацией в отношении рудных компонентов.

Исследования проводятся при поддержке гранта РФФИ 05-05-64202 и Интеграционного проекта СО РАН 6.7.2.

[1] Darbyshire D.P.F., Sheperd T.J. Nd and Sr isotope constraints on the origin of the Cornubian batholith, SW England // J. Geol. Soc. - 1994. - 151. - P. 795-802.

[2] Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А. и др. Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. - 2002. - Т. 43, № 9. - С. 847-857.

[3] Рундквист Д.В. Современные представления о геологическом строении и зональности месторождения Корнуолл (Англия) // Геология рудных месторождений. - 1980. - № 6. - С. 3-17.

[4] Антипин В.С. Эльван-онгонитовый магматизм различных редкометалльных провинций // Геология – геологический и учебно-методический журнал. – Улан-Батор, 2001. - № 4. - С. 70-77.

[5] Goodenough K.M., Upton B.G.J. and Ellam R.M. Geochemical evolution of the Ivigtut Granite, South Greenland: a fluorine-rich “A-type” intrusion // Lithos. - 2000. - 51. - P.205-221.

[6] Антипин В.С., Савина Е.А., Митчкин М.А.и др. Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология. - 1999. - Т. 7, № 2. - С. 147-155.

[7] Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитов // Петрология. - 1999. - Т. 7, № 4. - С. 401-429.

ОНГОНИТ-ЭЛЬВАНОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЕГО ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ПРИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

В.С. Антипин, А.Г. Владимиров**, И.Ю. Анникова***

* Иркутск, Институт геохимии СО РАН, antipin@igc.irk.ru
** Новосибирск, Институт геологии СО РАН, ira99@uiggm.nsc.ru

На примере редкометалльной провинции Корнуолл (Англия) уже давно была показана тесная пространственная и петрогенетическая связь эльванов и субщелочных внутриплитных гранитов Корнубийского батолита, где отмечена решающая роль мантийно-корового взаимодействия при их формировании **[1-3]**. Эльваны приурочены здесь к зонам глубинных разломов и протяженным дайковым поясам, в составе которых известны проявления базитового, монцонитоидного и лампрофирового магматизма. Влияние глубинного флюида фиксируется по геохимическим особенностям эльванов, которые наследуют общий («ортоклазовый») тренд дифференциации субщелочного гранитоидного магматизма.

Классическим примером развития онгонитов является серия онгонитовых даек в районе Онгон-Хайрхан (Монголия), где они впервые были открыты **[4]**. В ассоциации с этими редкометалльными породами эльваны не проявлены, и, как было показано **[5]**, онгониты являются субвулканическими аналогами редкометалльных Li–F гранитов, эволюция состава которых продолжает составы нормальных известково-щелочных гранитов («альбитовый» тренд фракционирования), однако вклад мантии (в виде флюидов или прямого воздействия магм) до сих пор не рассматривался. В Центрально-Азиатском подвижном поясе сейчас установлены дайковые пояса с одновременным проявлением как онгонитов, так и эльванов.

Хамар-Дабанская редкометалльная провинция (Южное Прибайкалье) Li–F гранитов и онгонитов, входящих в состав Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса, представлена интрузиями флюорит-, топаз- и криолитсодержащих гранитов, а также дайками монцодиоритов, кварцевых монцонитов, граносиенитов, эльванов и онгонитов **[6]**. Уругудей-Утуликский пояс, расположенный в пределах хребта Хамар-Дабан, протягивается на расстояние более 100 км при ширине 5-6 км, и входящие в его состав редкометалльные граниты имеют возраст 318-321 млн лет **[7]**. Эта интрузивно-дайковая серия расположена на юго-западной периферии Ангаро-Витимского батолита. Составы пород последнего варьируют от монцогранитоидов раннего этапа до преобладающих палингенных известково-щелочных гранитов главного этапа, а также лейкогранитов и граносиенитов субщелочного ряда, формирующихся на заключительном этапе. Позднепалеозойский возраст батолита и Уругудей-Утуликской интрузивно-дайковой серии свидетельствует о близких внутриплитных геодинамических условиях развития магматизма в данном регионе. Изотопно-геохимические данные по Харагульскому массиву, входящему в этот пояс, указывают на то, что формирование редкометалльных гранитов происходило из источников с высоким первичным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,711±16). Исследуемые граниты имеют отрицательное значение параметра ε(Nd)t и модельный возраст, превышающий 1200 млн лет **[5]**. Судя по геологическим и изотопно-геохимическим данным, первичные магмы редкометалльных гранитов Южного Прибайкалья могли образоваться при плавлении докембрийской континентальной коры.

По химическому составу среди пород Уругудей-Утуликского пояса отчетливо выделяется субщелочная серия монцонитоидов. Это флюоритсодержащие породы с калиевой специализацией щелочей (K/Na>1) и повышенными содержаниями K_2O, Al_2O_3 и F. Более поздними образованиями является ряд пород от лейкогранитов до онгонитов.

Они пересыщены кремнеземом, имеют отчетливый плюмазитовый состав, характеризуются пониженными содержаниями CaO, MgO, TiO_2 и резким преобладанием Na_2O над K_2O в онгонитах. Средние содержания F в них достигают наиболее высоких значений: в редкометалльных гранитах - до 1,8 %, а в отдельных дайках онгонитов - до 2,7-4,5 %.

На диаграмме «Ab – Or – Qtz – H_2O» онгониты и эльваны формируют два разнонаправленных тренда, один из которых отражает фракционирование с накоплением Li, F и Na в остаточных кремнекислых расплавах, вплоть до появления топаз- и криолитсодержащих дифференциатов (закрытая система), а второй – представляет собой специфический тренд, направленный в противоположную сторону с одновременным накоплением нормативного кварца и ортоклаза.

Главным процессом, контролирующим эволюцию редкометалльного гранитного магматизма в Прибайкалье, была кристаллизационная дифференциация гранитоидной магмы с активным участием флюидной фазы на различных этапах магматической эволюции. Наиболее ранними среди исследуемых пород являются флюоритсодержащие граниты. Для них установлены наиболее высокие температуры плавления силикатных фаз и гомогенизации расплавных включений: плавление силикатных фаз во включениях флюоритсодержащих гранитов начинается при температуре 640-650°С, а гомогенизация расплавных включений в этих породах происходит при температурах 790-870°С. Топаз- и криолитсодержащие граниты и онгониты - более поздние продукты дифференциации гранитной магмы, сформированные из остаточных расплавов в магматических камерах. Для этих пород получены более низкие температуры начала плавления силикатных фаз (600-640°С) и гомогенизации расплавных включений (680-830°С). Давление воды, рассчитанное по методу В.Б. Наумова для температур плавления, достигает высоких значений как для флюоритсодержащих (2,5-2,8 кбар), так и для топазсодержащих (2,3-3,1 кбар) пород. Концентрация воды в расплаве, установленная на основе изучения расплавных включений, в топазсодержащих гранитах составляет 1,2-8,2 %, во флюоритсодержащих - 0,5-4,1 %. Криометрические исследования водной фазы, выполненные для наиболее крупных включений, показали наличие в ней растворенных солей до минерализации 8,9-3,7 масс. % NaCl экв.

Алтайская редкометалльная провинция. В Горном Алтае онгонит-эльвановый магматизм проявлен в пределах Восточно-Калгутинского дайкового пояса, пространственно и генетически связанного с Калгутинским редкометалльно-гранитным массивом. Породы восточно-калгутинского комплекса слагают дайковый пояс СВ простирания протяженностью около 10 км и шириной от 1,5 до 3 км в ЮВ эндо- и экзоконтакте гранитного массива. Этот пояс примечателен тем, что в его пределах весьма широко развит эльвановый магматизм: эльваны слагают порядка 90 даек из 120 закартированных. Кроме эльванов, дайковый комплекс представлен апатит- и флюоритсодержащими гранит-порфирами, онгонитами и ультраредкометалльными онгонитами. Последние имеют необычный минеральный состав (наличие апатита, а не топаза) и аномальный редкоэлементный состав (содержания Cs_2O достигают 1800 г/т, а P_2O_5 – 0,96 %). Для Калгутинского массива можно считать установленным, что длительность эволюции глубинного очага, продуцировавшего редкометалльно-гранитные расплавы (215±3,2 млн лет, U-Pb датирование по циркону из гранитов ГФ, SHRIMP-II), а затем онгонитовый и эльвановый расплавы (205-201 млн лет, Ar-Ar изотопное датирование мусковитов из даек гранит-порфиров и онгонитов восточно-калгутинского комплекса), охватывала не менее 10-15 млн лет **[8, 9]**.

Для химического состава пород калгутинского комплекса характерны отчетливый плюмазитовый уклон (индекс Шенда превышает 1,1), нормальная до повышенной щелочность (K_2O+Na_2O = 7,6-8,0 масс. %) и плавные тренды распределения элементов на

вариационных диаграммах Харкера **[10]**. Состав биотитов умеренно-железистый (f = 49,5-51,7 %), относительно низкоглиноземистый (l = 22-22,9 %), характеризуется повышенными содержаниями TiO_2 (2,40-2,66 масс. %), F (1,39-1,57 масс. %) и крайне низкими – Cl. По этим параметрам **[11, 12]** родоначальная магма, вероятнее всего, была представлена сильноконтаминированными I-гранитами.

В гранитах ГФ ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,706±0,005, в онгонитах – 0,711±0,0035, в эльванах - 0,710±0,0035. Sm-Nd изотопное исследование Калгутинской рудно-магматической системы (РМС), а также вмещающих пород свидетельствует о их существенной закрытости **[9]**. Эти исследования показали, что характерной особенностью магматических пород Калгутинской РМС является относительно низкое первичное отношение изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$, причем параметр ε(Nd)t во всех случаях имеет отрицательное значение. В частности, при пересчете неодимовых изотопных отношений на соответствующие возраста кристаллизации магматических систем (216 и 205 млн лет) было установлено, что при переходе от гранит-лейкогранитов к субвулканическим дайкам гранит-порфиров, онгонитов и эльванов εNd(T) падает от -1,9 до -3,5/-5,08 с соответствующим «удревнением» модельного возраста протолита от 1,0 до 1,25 млрд лет. Поскольку очевидно, что Калгутинская РМС была сформирована в пределах единого внутрикорового очага, то смещение изотопного состава Nd может быть объяснено только влиянием мантийного источника.

Полученные изотопно-геохимические свидетельства участия мантийного источника в формировании редкометалльных гранитов, онгонитов и эльванов Калгутинского массива согласуются не только с изотопно-геохимическими данными и с данными геокартирования **[8, 13]**, но и с результатами термобарогеохимических исследований **[14]**. Наблюдается скачкообразное возрастание температуры субликвидусной кристаллизации при переходе от раннего плутонического к позднему дайковому ритму. В гомодромном ряду граниты главной интрузивной фазы - лейкограниты фаз дополнительных интрузий - аплиты заключительной фазы температура гомогенизации расплавных включений ($T_{гом.}$ РВ) в кварце ранних стадий сначала последовательно снижается от 730 до 690°С, а затем в дайках гранит-порфиров, онгонитов и эльванов наблюдается экстремум с $T_{гом.}$ РВ в интервале 800-770°С с последующим падением в кварце поздних стадий до 740-690°С. Эти оценки Р-Т параметров кристаллизации расплавов невозможно объяснить в рамках. дифференциации единого гранитного очага.

Заключение. Онгонит-эльвановый магматизм следует рассматривать как петрологический индикатор инверсии геодинамического режима при переходе от регионального сжатия к латеральному растяжению горно-складчатых сооружений в Центрально-Азиатском подвижном поясе. Однако, в отличие от уже известных магматических комплексов – индикаторов коллапса, надежность и достоверность предлагаемого критерия в существенной мере выше, поскольку он относится к «парным» петрологическим индикаторам. Сравнительный анализ онгонит-эльвановых дайковых поясов в ключевых районах Центральной Азии позволит в будущем разработать методические приемы их геокартирования, а на изотопно-геохимическом и минеральном (состав, зональность) уровнях провести независимые оценки количественного вклада мантийной компоненты в магмообразование на постколлизионном этапе эволюции горно-складчатых сооружений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (Интеграционный проект № 6.7.2.), а также Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 03-05-65099, 04-05-64389, 05-05-64202).

[1] Good A.J.J., Taylor R.T. Intrusive and pneumatolytic breccias in Southwest England // Rep. Inst. Geol. Sci. – 1980. - № 80/2. - P. 1-23.

[2] Darbyshire D.P.F., Shepherd T.J. Nd and Sr isotope constraints on the origin of Cornubian batholith, SW England // J. Geol. Soc.- 1994. - V. 151. - P. 795-802.

[3] Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А. и др. Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 9. – С. 847-857.

[4] Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // ДАН СССР. – 1971. - Т. 199, № 2. - С. 430-433.

[5] Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. - 1999. - Т. 7, № 4. - С. 401 – 429.

[6] Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А., Переляев В.И. Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология. - 1999. - Т. 7, № 2. - С. 141-155.

[7] Антипин В.С., Митичкин М.А., Одгэрэл Д. Геохимия и петрогенезис гранитоидов и связанных с ними дайковых поясов проявлений внутриплитного магматизма в палеозое-мезозое (Прибайкалье-Монголия) // Материалы Совещания по интеграционной программе Отделения наук о Земле РАН и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». - Иркутск, 2004. - С. 20-23

[8] Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая: вклад в проблему происхождения расплавов, аномально обогащенных редкими щелочами и фосфором // Геология и геофизика. - 1998. - Т. 39, № 7. - С. 901-916.

[9] Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. U-Pb, $^{39}Ar/^{40}Ar$-датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология (в печати).

[10] Анникова И.Ю. Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива, Южный Алтай (состав, связь с оруденением, петрогенетическая модель формирования): Автореф. дис.… канд. геол.-минер. наук. - Новосибирск, 2003. - 20 с.

[11] Aque J.A., Brimhall G.H. Granites of the batholiths of California: products of local assimilation and regional-scale crustal contamination // Geology. - 1987. - V. 15. - P. 63-66.

[12] Будников С.В., Бримхолл Д.Х., Левис К.Д. и др. Типизация гранитоидов Монголии по составу слюд и ее приложение к формационному расчленению магматических пород // ДАН. - 1993. - Т. 333, № 2. - С. 207-209.

[13] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. - 190 с.

[14] Титов А.В., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Поспелова Л.Н. Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитном дайковом поясе Калгутинского редкометалльно-гранитного массива (Горный Алтай) // Геохимия. - 2001. - № 6. - С. 677-682.

ДЛИННОПЕРИОДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ЦИКЛЕ СУПЕРКОНТИНЕНТА В ФАНЕРОЗОЕ

В.П. Апарин

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, palmag@crust.irk.ru

Попытки количественного оценивания цикла суперконтинента (построенного на основе палеогеографических данных) показывают большой разброс в длительности предполагаемых циклов **[1]**. Изучение временных рядов процессов, фиксирующих цикл суперконтинента (т. е. динамический анализ), имеет больше возможностей получить реальные цифры, особенно за счет использования методов спектрального анализа, что позволяет выявить скрытую периодичность. Результаты спектрального анализа временных последовательностей в настоящей работе связаны с фанерозойской историей палеоокеанов, зафиксированной в летописи эвстатических колебаний и вариациях макроэволюции морской беспозвоночной биоты **[2, 3]**. Исходные графики S(t) – площадей затопления древних платформ по **[4]** и кривых биоразнообразия морской биоты (для таксонов на уровне родов и семейств) **[5]** достаточно четко выделяют главный рубеж – отрицательный экстремум Pz /Mz в истории морей и эволюции биоты. В интервале этого экстремума основной интерес представляют исходные зависимости S(t) Евроамерики и Африки – континентов, непосредственно участвовавших в коллизионных процессах и расколе Пангеи в перми и триасе, где кривые S(t) приобретают седлообразную форму (так называемое «седло Пангеи») **[2, 3]**. Интервал седла характеризует время достоверного пребывания данного континента в составе Пангеи. Для Африки интервал седла: 287-257 млн лет, для Евроамерики – 259-210 млн лет. Таким образом, в сумме это 77 млн лет – время жизни суперконтинента Пангея по данным о площади эпиконтинентальных морей. Сдвиг по времени интервалов седла этих «комплектующих» континентов не является случайностью. Попытки совмещения траекторий движения палеомагнитных полюсов (APWp) Гондваны и Северной Америки пока еще не имеют реального успеха **[6]**. Исходные возрастные последовательности S(t) других континентов (древних платформ) также под влиянием цикла суперконтинента содержат интервал седла Пангеи, но в очень растянутом виде, например Австралия, Южная Америка.

Все упомянутые возрастные ряды и множество других, главным образом палеомагнитных, были подвергнуты спектральному анализу, где использовались два метода: регрессионный и вейвлет. Установлено: в спектрах изученных временных рядов имеет место суперпозиция детерминированного тренда и низкочастотных периодических компонент, среди которых доминируют (по оценкам спектральной плотности мощности) циклы с периодами около 360, 330 и 400 млн лет для эволюции биоты. Периодичность эвстатических колебаний океана реализуется главным образом через циклы с периодами около 300 млн лет. Близкие цифры характерны и для скорости палеоширотных перемещений центров (опорных точек) материков, полученных из палеомагнитных данных. Сопоставление главных периодических компонент из спектров изученных рядов обнаруживает корреляцию возрастных позиций гармоник длиннопериодных циклов. Прослеживается совпадение экстремумов, формирующих периодичность колебаний уровня океана, макроэволюцию морской биоты и динамики палеоширотных перемещений литосферных блоков. Отметим четыре главных экстремума низкочастотных компонент в фанерозое: V_2 - Cm_1, P_2 – Tr_2. Это минимумы. А максимумы: S_2 – D_1, Kz. Как видно, минимумы – глобальные стадии рифтогенеза, раскола суперконтинентов (Родинии, Пангеи), сопровождаемые эпохами великих вымираний биоты, за которыми через паузу в один геологический период следуют интервалы роста биоразнообразия,

подъем уровня океана за счет роста скорости спрединга, роста СОХ, интенсивное обогащение осадков краевых и эпиконтинентальных морей высокими концентрациями органического углерода и начало этапа мощного нефтенакопления **[7, 8]**. Максимумы – это глобальные аккреционные, коллизионные события в истории формирования суперконтинента, падения уровня океана, стагнация краевых морей и эволюции морской биоты. Все это относится к поверхностным проявлениям цикла суперконтинента. Его глубинные процессы, естественно, во времени сдвинуты. Так, в частности, конец субдукционной стадии характеризуется резким спадом скорости перемещения блоков. Для континентов Пангеи этот момент приходится на поздний намюр, т.е. примерно 325 млн лет. Отсюда длительность финальной фазы жизни Пангеи почти совпадает с вышеприведенной оценкой – 75 млн лет. Таким образом, цикл суперконтинента представляет сложный процесс, где периодические длиннопериодные компоненты проявляются одновременно с трендом, который имеет свои «корни» в докембрии и для некоторых процессов может рассматриваться как мегацикл с периодом от 650 до 1200 млн лет.

Для практических, поисковых целей периодические компоненты представляют определенный интерес. Так, положительные экстремумы, вычисленные для макроэволюции морской биоты и эвстатических колебаний океана, совпадают с глобальными максимумами генерации нефти и газа **[9]**, что еще раз подчеркивает роль плитной кинематики в распределении мировых запасов нефти **[7, 8]**.

[1] Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Фундаментальные проблемы общей тектоники. - М.: Научный мир, 2001. - 652 с.

[2] Апарин В.П., Петроченко С.В., Кузьмин А.В., Кашкин В.Б. Низкочастотные компоненты в вариациях разнообразия морской биоты и уровня Мирового океана // ДАН. - 2004. - Т. 397. - С. 108-112.

[3] Апарин В.П., Петроченко С.В. Длиннопериодные колебания уровня океана и цикл суперконтинента в фанерозое // ДАН. - 2006 (в печати).

[4] Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. - М.: Наука, 1993. - 145 с.

[5] Марков А.В. О механизмах роста таксономического разнообразия морской биоты // Палеонтологический журнал. - 2002. - № 2. - С. 3-12.

[6] Smith A.G. Gondvana: its shape, size and position from Cambrian to Triassic times // Journ. of African Earth Sci. - 1999. - V. 28. - P. 71-97.

[7] Апарин В.П. Корреляция периодических изменений скорости перемещения континентальных плит и времени формирования нефтяных месторождений // ДАН СССР. - 1983. - Т. 270, № 1. - С. 161-164.

[8] Неручев С.Г. Об эволюции нефтегазонакопления в истории Земли // Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. - М.: Наука, 1986. - С. 5-16.

[9] Раабен В.Ф. Максимумы генерации нефти и газа в разрезах фанерозоя. Там же. - С. 85-90.

МУНКУСАРДЫКСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ КАК ИНДИКАТОРНЫЙ КОМПЛЕКС

И.Г. Бараш, Л.З. Резницкий*, В.Г. Беличенко*, Е.Б. Сальникова**, А.Б. Котов***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, garry@crust.irk.ru
**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Складчатые системы Центрально-Азиатского подвижного пояса, опоясывающие с юга Сибирский континент, рассматриваются как коллизионно-аккреционная структура, включающая террейны различного типа со своей предысторией. Считается, что верхний возрастной предел массовой аккреции и коллизии террейнов ЦАСП к Сибирскому кратону маркируется ранне-среднепалеозойским постколлизионным (постаккреционным) гранитоидным магматизмом, общий временной диапазон проявления которого, по оценкам разных исследователей, довольно значителен – от 20 до 40 млн лет или более **[1, 2]**. Воссоздание истории формирования пояса "от океана к континенту", в частности, возможной до "массовой аккреции" амальгамации отдельных террейнов в более крупные блоки ("композитные", "супертеррейны"), требует исследования индикаторных комплексов, в их числе интрузивных гранитоидов с установленной позицией в относительных структурно-возрастных шкалах. В этом плане интересен Мункусардыкский гранитоидный массив, расположенный в области сочленения трех террейнов – Тункинского, Хамардабанского и Тувино-Монгольского массива (рис. 1).

Упоминания и краткие характеристики массива появляются в литературе начиная с 30-х гг. прошлого века (работы П.И. Налетова, В.Н. Лодочникова, С.В. Обручева, М.Л. Лурье, в 50–70-х гг. – Л.П. Никитиной, Ф.П. Митрофанова, В.П. Арсентьева, И.В. Гордиенко и других). Наиболее полные петрографические описания даны в работе **[3]**. Массив иногда выделяли в самостоятельный мункусардыкский комплекс, включали в саркойский комплекс или сопоставляли с таннуольским; возраст его в разные периоды оценивали от верхнего протерозоя до среднего палеозоя и даже мезозоя. С 80-х годов укрепляется представление о раннепалеозойском возрасте гранитоидов (ордовик-силур), подтвержденное Rb-Sr изохронной (по породам в целом) датировкой 452±16 млн лет **[4]**.

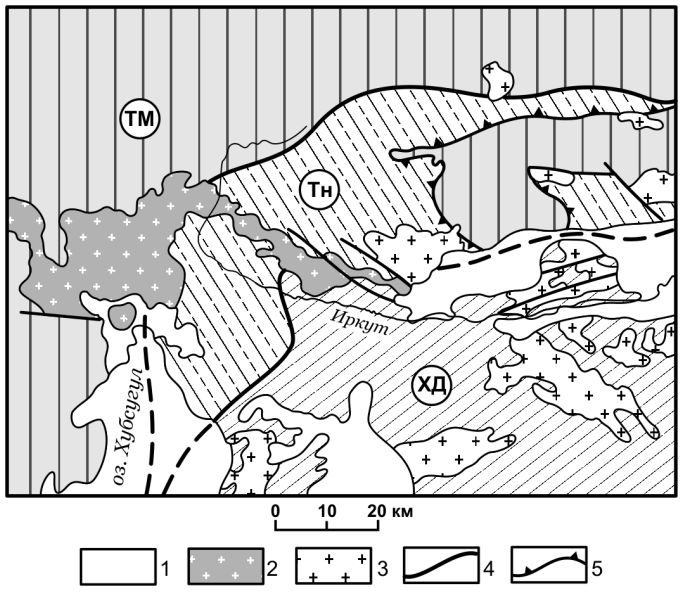


Рис. 1. Геологическая позиция гранитов Мункусардыкского массива:

1 – кайнозойские базальты и четвертичные отложения; 2 – Мункусардыкский массив; 3 – другие палеозойские гранитоиды; 4 – границы террейнов; 5 – границы тектонического окна. Аббревиатура: ТМ – Тувино-Монгольский массив, Тн – Тункинский террейн, ХД – Хамардабанский террейн.

Нами граниты массива детально изучены в разрезе по правому борту р. Иркут, где, в дополнение к естественным обнажениям, массив почти полностью был вскрыт автодорожной выемкой. На всем протяжении разреза массив

сложен внешне сравнительно однообразными средне-грубозернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми существенно плагиоклазовыми гранитами, которые абсолютно преобладают и в составе массива в целом. Довольно широко распространены разнообразные жильные гранитоиды 4 или 5 возрастных групп от тонкозернистых плагиогранитов (наиболее ранние) до двуполевошпатовых серых и розовых мелкозернистых гранитов, аплитов и пегматоидных гранитов. Размеры жильных тел в большинстве незначительны (0.5–2 м по мощности), и возраст, скорее всего, очень близок времени кристаллизации основного типа гранитов массива (по данным **[4]** фигуративные точки жильных гранитоидов и грубозернистых гранитов массива образуют единую изохронную зависимость на Rb-Sr эволюционной диаграмме). Видимо, эту сопровождающую массив серию гранитоидов следует рассматривать как жильные фации, а не отдельные фазы.

По химическому и минеральному составу и соотношению нормативных Ab-An-Or (рис. 2) основной тип гранитоидов массива классифицируется как тоналиты, трондьемиты и гранодиориты (ТТГ). При значительных вариациях по кремнекислотности (SiO_2 от 63 до 73 вес. %), K/Na отношению, сумме щелочей и цветовому индексу все разновидности ТТГ массива связаны взаимопереходами, на диаграммах группируются в единые компактные поля, никаких признаков границ между разновидностями не обнаруживается. В работах **[3, 4]** и других упоминается о диоритах как первой фазе Мункусардыкского массива. В разрезе по р. Иркут диориты не встречены, и, если судить по минимальному содержанию SiO_2 в тоналитах, породы, выделяемые как диориты и щелочные диориты, скорее представляют собой крайние по основности члены ТТГ, а не ранние фазы. (Иногда выделяемые в 3-ю фазу мункусардыкского комплекса двуполевошпатовые и микроклиновые граниты Мондинского и некоторых других массивов, по нашему мнению, не следует включать в Мункусардыкский массив).

По содержаниям Al_2O_3, превышающим 15 вес. %, все ТТГ массива относятся к высокоглиноземистому типу, в основном, со свойственными этому типу геохимическими особенностями **[5]**. Для них характерны пониженные концентрации тяжелых РЗЭ, высокое $(La/Yb)_n$ отношение (30–51, ср. 38), практическое отсутствие в спектре РЗЭ Eu-аномалии ($(Eu/Eu^*)_n$ в среднем 0.96), очень высокие концентрации Ba (710–1800, ср. 1100) и Sr (320–1717, ср. 720). В этом отношении ТТГ массива ближе протерозойским, а не фанерозойским ТТ по **[5]**, но высокий Sr больше отвечает фанерозойским ТТ. В то же время по всему комплексу содержаний и отношений индикаторных элементов ТТГ массива не сопоставляются ни с одним из приведенных О.М. Туркиной **[6]** природных типов тоналит-трондьемитов. Общие петрогеохимические черты рассматриваемых гранитов отвечают гранитоидам I-типа. По дискриминантным диаграммам, ос-

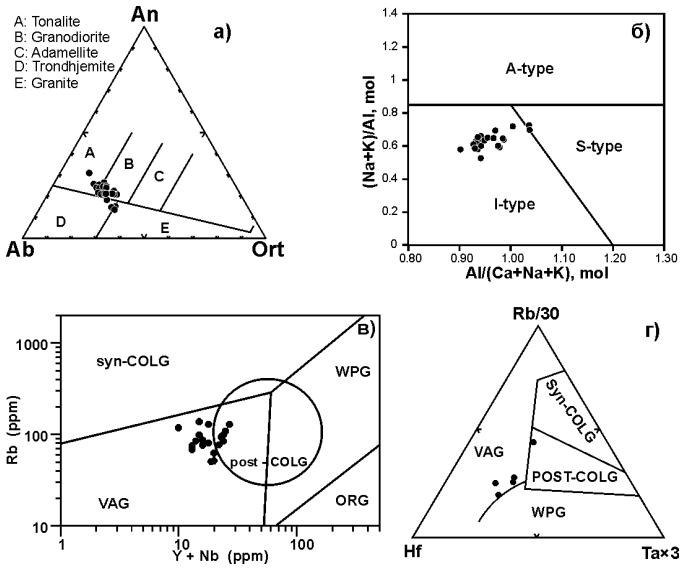


Рис. 2. Классификационные и дискриминационные диаграммы для ТТГ-гранитоидов Мункусардыкского массива:

а) Ab-An-Ort по О. Коннору, б) NK/A-A/CNK по Дж. Маеда и др., в) Rb-(Y+Nb) по Дж. Пирсу и др., в) Hf-Rb-Ta по Н. Харрису и др.

нованным на соотношениях Y-Nb-Rb, Rb-Hf-Ta (см. рис. 2), эти граниты можно отнести и к островодужному и к постколлизионному типам; на спайдердиаграмме (рис. 3) проявлены некоторые особенности субдукционных магматитов (Nb минимум, резкое понижение Ti и тяжелых РЗЭ, Zr-минимум не выражен). Сочетание различных особенностей у коллизионных-постколлизионных гранитоидов, как общепризнано, может быть вызвано участием разных источников и условиями генерации расплавов. Довольно низкое начальное $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношение (по **[4]**), вблизи 0.705, не исключает участия мантийного или нижнекорового вещества; также возможно плавление близких ТТ и ТТГ пород раннедокембрийского фундамента Тувино-Монгольского массива.

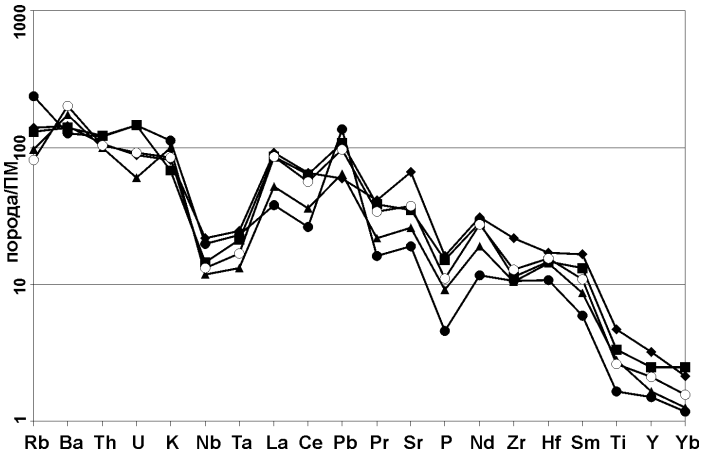


Рис. 3. Спайдердиаграмма для ТТГ-гранитоидов Мункусардыкского массива (ПМ – примитивная мантия по С. Сану, В. Макдонаху)

Характерной особенностью ТТГ массива является анизотропная текстура – гнейсовидная или грубополосчатая (лейко- и меланократовые полосы), более отчетливая вблизи границ массива и конформная последним. Структура пород при этом гипидиоморфнозернистая или гранитная без признаков перекристаллизации, т.е. ориентированные текстуры явно первичные магматические, фиксирующие течение уже частично раскристаллизованного расплава при внедрении.

Массив расположен в области наиболее низкого метаморфизма Хамардабанского и Тункинского террейнов: преимущественно догранатавая (хлорит-серицит-биотит) зона по метапелитам, альбит-актинолит-эпидот-хлоритовый парагенезис в метабазитах, кварц-доломитовый в кремнистых магнезиальных карбонатных породах. Но непосредственно вблизи массива часто фиксируются метаморфиты более высоких ступеней. Так, в разрезе по р. Иркут к восточному (висячему) контакту массива прилегает блок гнейсов (не роговиков) шириной первые десятки метров с парагенезисом Би-Гр-Ст-Ку-Силл(фибр), но уже в 100-150 м от контакта находятся метаморфиты догранатавой зоны. Не исключено, что блоки относительно высокоградных пород "вынесены" гранитами с более глубоких горизонтов, а значительного термального воздействия на вмещающие породы массив не оказал. Последнее может быть связано с частичным охлаждением и раскристаллизацией расплава до достижения глубин современного эрозионного среза. Судя по глиноземистости роговой обманки из ТТГ, она кристаллизовалась при давлении около 5 кбар, а давление при региональном метаморфизме в этой области вряд ли превышало 2–3 кбар **[7]**. Признаков наложенных пластических деформаций и метаморфической перекристаллизации в гранитах массива нет, за исключением зон позднего катаклаза. Внедрение гранитов явно произошло после регионального метаморфизма прилегающих частей Хамардабанского и Тункинского террейнов и, судя по положению границ интрузива, после их амальгамации (коллизии) с Тувино-Монгольским массивом. Мункусардыкский гранитоидный массив, таким образом, относительно трех названных террейнов может быть назван "сшивающим комплексом".

Для определения возраста ТТГ была отобрана проба меланократовых тоналитов, по циркону из которой U-Pb методом получена конкордантная датировка 480±2 млн лет. Этот возраст, даже с учетом погрешностей, заметно древнее Rb-Sr датировки

(452±16 млн лет), которую автор **[4]** рассматривал как время закрытия Rb-Sr системы, и значительно уточняет верхнюю временную границу начала процессов аккретирования террейнов в складчатом поясе.

[1] Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия // ДАН. – 1999. – Т. 369, № 6. – С. 795–798.

[2] Кузьмичев А.Б. Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. – 2000. – № 6. – С. 76–92.

[3] Арсентьев В.П., Зилов А.Р. Некоторые новые данные о гранитной интрузии хребта Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Сборник геолого-производственной информации № 3. – Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1959. – С. 17-28.

[4] Литвинцев К.А., Калмычкова Т.Н. Первый опыт Rb-Sr-датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) // ДАН. – 1990. – Т. 312, № 1. –С. 205–208.

[5] Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 1. – С. 41–55.

[6] Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит–трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. – 2000. – № 7. – С. 704–717.

[7] Беличенко В.Г., Шмотов А.П., Сезько А.И. и др. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Саяно-Байкальская горная область. – Новосибирск: Наука, 1988. – 161 с.

ЕНИСЕЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС: ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПРОБЛЕМЫ

А.К. Башарин, С.Ю. Беляев, А.В. Хоменко

Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, basharinak@uiggm.nsc.ru

В процессе проводившихся в рамках Интеграционного проекта «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» исследований в Институте геологии нефти и газа была разработана модель современной структуры зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской геосинеклизы **[1-6]** и предложена модель ее формирования **[7]**. Эти модели учитывают все геологические и геофизические данные, имеющиеся в настоящее время. Одним из важных результатов этих работ является выделение Енисейского складчатого (покровно-складчатого) пояса, протягивающегося вдоль р. Енисея по крайней мере от устья р. Ангары до широты г. Игарка то на поверхности, то под вендско?-палеозойским осадочным чехлом **[8, 9]**.

Енисейский складчато-покровный пояс, сформировавшийся в результате байкальского (~850 млн лет) диастрофизма, ограничивает с запада Сибирскую платформу. Уникальность этого пояса состоит в том, что в современной структуре он разграничивает две по-разному устроенные и разновозрастные нефтегазоносные провинции и две разновозрастные плиты: молодую Западно-Сибирскую и древнюю Сибирскую. Отсюда следует, что геологические проблемы этого региона актуальны и принципиально важны не только в теоретическом, но и в прикладном отношении.

Однако полученные и изложенные в перечисленных выше работах результаты и выводы поставили новые, более широкие и глубокие проблемы, которые требуют дальнейших, более детальных и обширных (в региональном плане) исследований.

Дискуссионными оказываются очень разные вопросы, даже сам факт байкальской складчатости, ее возраст, положение байкальских сооружений в пространстве. В данной публикации мы попытались перечислить и сформулировать главные дискуссионные проблемы.

1 Проблема пространственного положения байкалид: А) какие их элементы, погруженные или открытые для полевого изучения, известны южнее Енисейского кряжа (в Присаянье?) и севернее Туруханско-Игарского выступа (на Таймыре?); Б) как далеко прослеживаются складчатые комплексы байкалид к востоку (в пределы Сибирской платформы) и к западу (в пределы фундамента Западно-Сибирской плиты, особенно в ее северной части); В) составляли ли единое тектоническое пространство (принадлежность к единому суперконтиненту?) байкалиды Енисейской, Тимано-Печорской и Таримской тектонических и нефтегазоносных провинций, в пределах которых они достаточно обоснованно выделяются.

2. Проблема места и роли в геодинамической эволюции и распространение в пространстве «чингасанско–нижнесинийского» комплекса (название условное). Известно, что практически на всех древних платформах (особенно наглядно это проявляется на Восточно-Европейской и Сибирской платформах) вендский комплекс (часто разными своими горизонтами) залегает резко структурно несогласно не только на разновозрастных складчатых комплексах фундамента, но и на нижележащих (рифейских) толщах чехлов древних платформ. Известно также, что возраст основания вендских отложений принимается обычно в 620-650 млн лет. Таким образом, «чингасанско-нижнесинийский» комплекс сформировался в интервале 850–620 млн лет. Существуют разные точки зрения на геодинамическую природу этого комплекса, и, следовательно, существен-

но разнится оценка его нефтегазоносности. Ряд авторов считает, что этот комплекс формируется в результате продолжения рифейского геодинамического развития и рассматривает его как орогенный комплекс байкальского этапа. Другие обосновывают, что именно с этого комплекса начинается чехол на «байкальском» фундаменте, который аккретирован к древнему фундаменту Сибирской платформы в результате байкальской коллизии и, следовательно, «чингасанско-нижнесинийский» комплекс является рифтогенным (авлакогенным), начинающим чехол любой платформы в классическом ее понимании.

3. Латеральные и вертикальные соотношения «байкальского» и более древнего фундаментов. Геологические (глубокого бурения и картирования обнаженных комплексов) и геофизические данные свидетельствуют, что возрастной объем байкалид обнимает рифейские (до рубежа ~ 850 млн лет или до венда, если в составе байкалид рассматривать и «чингасанско-нижнесинийский» комплекс) образования, которые залегают тектонически несогласно на более древнем фундаменте, на котором располагается рифейско-палеозойский чехол Сибирской платформы. Не будем сейчас уточнять строение, состав и возраст дорифейского фундамента конкретно в каждом регионе. Будем именовать его условно как «консолидированный» фундамент. Таким образом, в пределах Енисейского пояса и в ближайших его окрестностях достоверно устанавливается как минимум двухэтажность строения фундамента. При этом мы не рассматриваем структуру дорифейского мегакомплекса, который тоже может оказаться многоэтажным. Как далеко к западу и востоку распространяется этот двухэтажный фундамент? Сейсмические данные свидетельствуют, что толщина земной коры собственно Сибирской платформы, территории Енисейского складчатого пояса и западной части Западно-Сибирской геосинеклизы практически одинаковы. Тогда естественно возникают следующие вопросы: как далеко «байкальский фундамент» продолжается западнее р. Енисей; как он соотносится с подстилающим «древним фундаментом» (если он там существует) и с герцинским (герцинско-каледонским) молодым, который залегает под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом молодой Западно-Сибирской геосинеклизы. При этом нужно учитывать, что общая толщина коры до поверхности «М» практически почти не меняется и в области появления «третьего» этажа в фундаменте.

4. Где располагается «главная сутура», разграничивающая Восточно-Европейский и Северо-Азиатский кратоны (палеолитосферные плиты)? Существовала одна такая сутура в течение неогея, или их было несколько, и, следовательно, при разрушении дорифейского суперконтинента (Родинии) кроме двух указанных литосферных плит образовались еще плиты, микроконтиненты (террейны), движение которых осуществлялось в течение позднего докембрия (и палеозоя) автономно (и сколько их было?). Суждения разных исследователей по поставленным вопросам самые разные.

5. В настоящее время по вещественным комплексам и характеру складчатости сопоставлены чехольные образования Сибирской платформы и нескладчатые комплексы, располагающиеся на левобережье Енисея, то есть западнее Енисейского складчатого пояса, и установлена идентичность их по возрастному объему (первое положение). По поводу природы и соотношений в современной структуре этих тектонических элементов в настоящее время существуют, по крайней мере, две точки зрения. Согласно одной из них, на левобережье Енисея продолжается древняя Сибирская платформа и ее чехол в полном возрастном и вещественно-структурном выражении. В то же время существует точка зрения (и, скорее всего, она справедлива), согласно которой Енисейский пояс в рифейское время был подвижной и сложно построенной геодинамической системой со своими островными дугами и сутурными зонами. Если первое положение верно, а установлено, что Енисейский покровно-складчатый пояс простирается по крайней мере от Восточного Саяна до Таймыра, то становится крайне непонятным, как древняя

платформа и ее чехол «перескочили» через эту подвижную («офиолитогенерирующую» и содержащую островные дуги) зону. А если Енисейский «бассейн» не был в рифее океаноподобной структурой, то каким механизмом можно объяснить формирование узкого, очень протяженного, интенсивно деформированного пояса с офиолитами, который в этом случае нужно рассматривать как интракратонный или даже внутриплатформенный.

Некоторые исследователи предполагают продолжение байкалид Енисейского типа далеко к западу под Западно-Сибирской плитой, где они перекрыты осадочным чехлом совместно с Сибирской платформой в объеме венда и палеозоя (с возможной «подстилкой» местами «чингасанско-нижнесинийского» комплекса).

От решения «клубка» этих проблем кардинальным образом зависит прогноз нефтегазоносности для западной части Северо-Азиатского кратона.

6. Место и роль герцинских деформаций в пределах Енисейского пояса и его ближайшего обрамления. На геологической карте любого масштаба можно видеть «следы» герцинского тектогенеза: Ангарскую зону складок на юге Енисейского кряжа, Подкаменнотунгусскую на его северном замыкании, систему складок в районе Туруханско-Норильского отрезка пояса, вытянутую в северо-восточном направлении и, по-видимому, раскрывающуюся в Таймырские герциниды. Кроме складчатых форм, значительную роль в современной структуре этих зон играют разломы, причем весьма крупные, в том числе те, по которым, собственно, «выдвинут» на поверхность на большом протяжении сам Енисейский пояс. Большой проблемой является установление (или доказательства отсутствия) крупных покровных структур и тектонических поверхностей вплоть до глубинного срыва (деколемента), по поверхности которого может быть перемещена вся структура пояса. Анализ литературных материалов показывает, что на эту проблему почему-то обращается мало внимания. Между тем важность ее, по нашему мнению, исключительна: во-первых, возможным (как положительным, так и отрицательным) воздействием на догерцинские нефтегазоносные системы; во-вторых, усложнением, причем значительным, догерцинского структурного плана западной окраины Сибирской платформы и Енисейского пояса, наконец, в-третьих, региональными связями и взаимодействием Северо-Азиатского кратона с герцинским Урало-Монгольским орогеном, возникшим на месте закрывшегося Палеоазиатского океана.

Таковы главные проблемы, на решение которых желательно было бы обратить серьезное внимание. Их перечень показывает, что они могут относиться к разным уровням: глобальному, региональному и даже локальному. Решение этих проблем требует комплексного исследования и интегрального учета исследовательских результатов. Суммарный результат и будет объективной основой для построения модели области сочленения молодой Западно-Сибирской и древней Сибирской платформенных плит и геодинамической модели области сочленения Северо-Азиатского кратона и восточной окраины Палеоазиатского океана, перспективной на нефть и газ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российско-Белорусского проекта № 04-05-81001-Бел2004а и Интеграционного проекта.

[1] Башарин А.К., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. Тектоническая история Енисей-Байкитского региона // Геология и геофизика. - 1996. - Т.37, № 4. - С. 23-38.

[2] Беляев С.Ю., Башарин А.К. Современная структура, история формирования и нефтегазоносность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 4. - С. 736-745.

[3] Башарин А.К., Беляев С.Ю. Ритранты как структурные элементы окраин кратонов и их связь с нефтегазоносностью // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 1-2. - С. 144-155.

[4] Башарин А.К., Беляев С.Ю. Входящие углы (ринтранты) как структурные элементы окраин кратонов и их связь с нефтегазоносностью // Геодинамическая эволюция литосферы Цен-

трально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С. 18-20.

[5] Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Башарин А.К., Филиппов Ю.Ф. Геодинамическая модель формирования современной структуры Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С. 120-123.

[6] Беляев С.Ю., Бурштейн Л.М., Ефимов А.С., Конторович В.А., Кринин В.А., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В. Особенности геологического строения, геодинамическая модель и перспективы нефтегазоносности западной окраины Сибирского кратона // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. - Новосибирск, 2004. - С. 245-248.

[7] Беляев С.Ю., Башарин А.К. Главные геодинамические этапы формирования современной границы сочленения Северо-Азиатского кратона и Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. - С. 34-38.

[8] Горюнов Н.А., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Байкальский складчатый комплекс и западная граница Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. - С. 101-104.

[9] Basharin A.K., Belyaev S.Yu., Khomenko A.V., Goryunov N.A. Late proterozoic folded complex in the west of the Siberian Platform // Abstract volume: International Conference Precambrian continental growth and tectonism (PCGT-2005), February 22-24, 2005. -Jhansi, India. - P. 172-175.

О СТРУКТУРЕ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА И ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

С.Ю. Беляев, А.К. Башарин, А.Г. Клец, В.Г. Хромых

Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, Belyaev@uiggm.nsc.ru

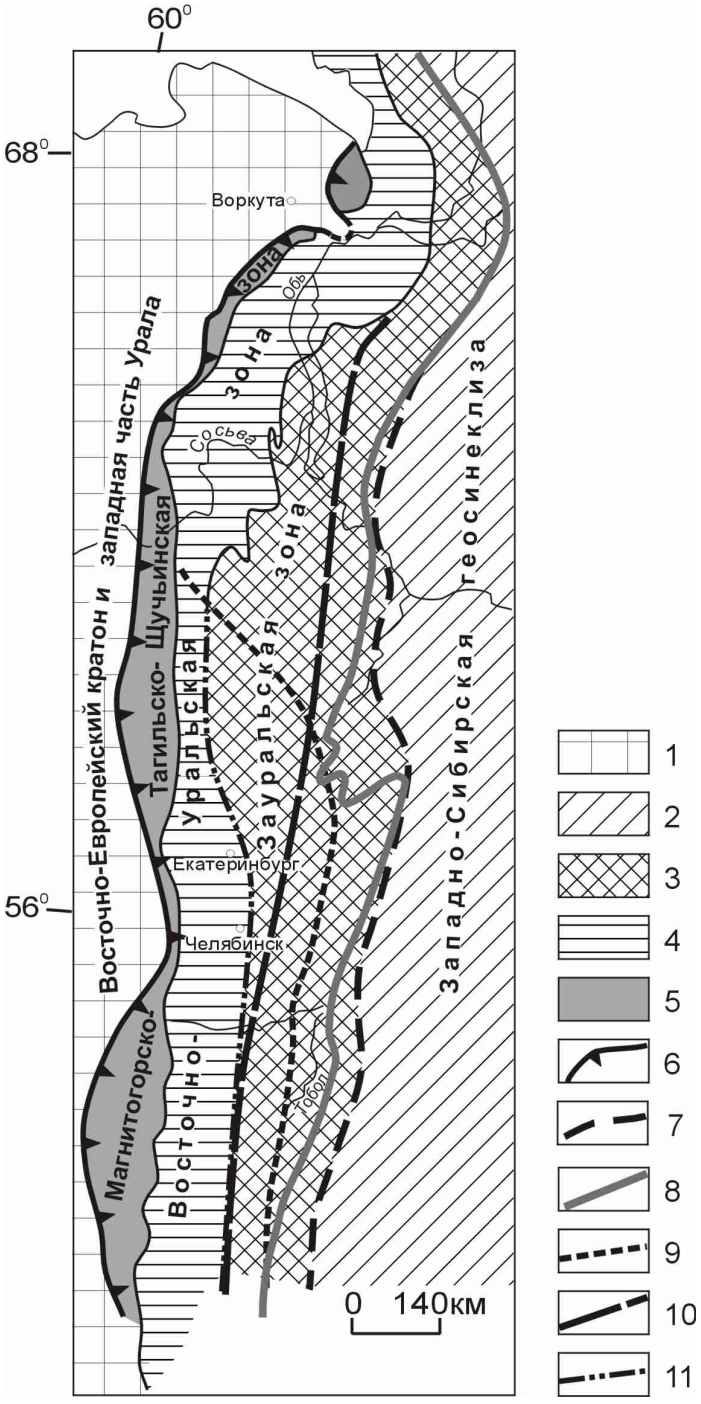
Впервые восточные зоны Урала отнесены к области, где континентальная кора сформировалась в позднем палеозое в результате тектонического скучивания океанической коры в начале 70-х годов **[1, 2]**. Позднее Л.П. Зоненшайн с соавторами **[3]** отмечали, что полярная часть восточного склона Уральского складчатого сооружения является самой северной (Щучьинской) из сложенных островодужными и, частично, океаническими комплексами синформ, состоящих из пакетов тектонических покровов.

Опубликованные нами данные **[4, 5 и др.]** доказали островодужную природу палеозойских вулканогенных образований Щучьинского выступа палеозоя, рифогенную природу девонских карбонатных тел, их современную покровную структуру. Эти данные позволяют рассматривать Щучьинский выступ как аналог Магнитогорской и Тагильской структур.

Однако возникают вопросы, связанные с геодинамической моделью его формирования.

Взгляды, высказываемые в последние годы по поводу истории формирования Урала, его восточной части, суммировал В.Е. Хаин в сводке по тектонике континентов и океанов **[6].** К настоящему времени определенно установлено, что наиболее полное сечение Уральской системы, шириной до 500 км, наблюдается на поверхности на Южном Урале; севернее две восточные зоны оказываются перекрытыми молодым чехлом Западной Сибири. Западные зоны Урала отделены от восточных, относящихся к Палеоазиатскому (Палеоуральскому, Центрально-Азиатскому) океану, Главным Уральским разломом – важнейшей сутурной линией Урала. На территории Восточного Урала выделяются три зоны: Тагильско-Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская (рис.). В Тагильско-Магнитогорской зоне основное распространение имеют офиолиты ордовикско-раннедевонского возраста, часто в виде меланжа, островодужные известково-щелочные вулканиты позднего ордовика-позднего девона, флиш фамена-турне и, наконец, мелководные известняки и субщелочные вулканиты визе-серпуховского возраста. Для Восточно-Уральской зоны характерно присутствие докембрийского кристаллического фундамента, перекрытого аллохтонными пластинами офиолитов и островодужных вулканитов, прорванных гранитами. Большинство исследователей считает ее Мугоджарским (часты и другие названия) микроконтинентом в Палеоазиатском океане, хотя некоторые полагают, что это фрагмент жесткого Казахстанского континента. В самой восточной зоне Уральского орогена известны только отложения девона и карбона. Девон представлен мелководно-морскими и континентальными терригенными образованиями и кислыми вулканитами. В карбоне на Южном Урале, в зоне, отделяющей его от каледонид Казахстана, возник Валерьяновский вулканогенно-плутонический пояс, несогласно перекрытый красноцветной континентальной молассой среднего карбона-перми. Продолжение этих зон и жесткого массива на север под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской геосинеклизы по разным авторам показано на рис.

История формирования восточной части Уральского складчато-покровного пояса **[6]**, вероятно, верна для Южного и Среднего Урала, где обнажены и достаточно хорошо изучены все субмеридиональные тектонические зоны. Однако в предлагаемой модели



Тектоническое районирование восточной части Урала и прилегающей части фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы (с использованием **[7, 8, 9]**):

1 – Восточно-Европейский кратон и западная часть Урала; 2 – Казахстаниды и предполагаемый жесткий массив, ограничивающий погруженные зоны Урала; 3 – Зауральская зона; 4 – Восточно-Уральская зона; 5 – Магнитогорско-Тагильско-Щучьинская зона; 6 – Главный Уральский разлом; 7 – граница жесткого массива (по **[9]**); 8 – граница жесткого массива (по **[8]**); 9 – граница раздробленных Казахстанид (по **[9]**); 10 – граница Восточно-Уральской и Зауральской зон (по **[8]**); 11 - граница Восточно-Уральской и Зауральской зон (по **[7]**).

участвуют Мугоджарский (или названный по-другому) микроконтинент и каледонский Казахстанско-Киргизский кратон. Но по последним данным **[10 и др.]** каледонский континент не протягивается севернее широты широтного отрезка р. Оби. Северо-западные части территории Западно-Сибирской геосинеклизы заняты зоной «герцинской консолидации». При рассмотрении геодинамической эволюции северной части Тагильского и, тем более, Полярно-Уральского (Щучьинского) фрагмента восточного склона Урала, вероятно, это нужно учитывать. На широте Щучьинского выступа восточнее выходов островодужных палеозойских образований исследователями предполагаются жесткие кристаллические комплексы докембрия. Например, горстообразный Верхнереченский выступ показан на многих тектонических и геологических картах под редакцией В.С. Суркова **[11 и др.]**. Если этот жесткий выступ сравнивать с Мугоджарским микроконтинентом, фрагментом, отколовшимся от Казахстанско-Киргизского кратона, то от чего же «откололся» Вехнереченский микроконтинент? На самом деле, вариант обнаружения жесткого, достаточно крупного массива, от которого мог бы отчлениться «микроконтинент», граничащий с востока со Щучьинским выступом, есть. Это Северо-Азиатский кратон.

С конца 70-х годов на эту тему неоднократно высказывался В.С. Бочкарев с соавторами. В 2001 году **[10]** он пишет о Гыдано-Енисейской эпибайкальской платформе. На опубликованной в 2003 году карте **[12]** он также показывает крупный жесткий мас-

сив восточнее интересующей нас Щучьинской структуры. Мы полагаем, что западная оконечность жесткого докембрийского Северо-Азиатского кратона охватывает северную половину п-ова Ямал **[13 и др.].** Таким образом, восточнее Щучьинского выступа располагается жесткий, вероятно с докембрийским фундаментом, микроконтинент. В совокупности с северо-западной оконечностью Северо-Азиатского кратона, он может обеспечить реализацию такой же модели, как и на юге Урала.

На сформировавшуюся в результате герцинских коллизионных процессов структуру наложились более поздние события, связанные с закрытием Арктического океана. Эти события придали палеозойским структурам Щучьинского выступа современную субширотную ориентировку.

Мы прекрасно понимаем уязимые стороны модели и предлагаем ее в постановочном плане. Более обоснованное решение поднятой проблемы требует детальных исследований обнаженной части Полярного Урала и геофизического изучения прилегающей части Западно-Сибирской геосинеклизы.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российско-Белорусского проекта № 04-05-81001-Бел2004а и Интеграционного проекта.

[1] Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. Тр. ГИН, вып.182. - М.: Наука, 1968. - 221 с.

[2] Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М. и др. Тектоника Урала. - М.: Наука, 1977. - 119 с.

[3] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. - М.: Недра, 1990. - 327 с.

[4] Каныгин А.В., Бахарев Н.К., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Воронов В.Н., Клец А.Г., Сараев С.В., Фомин А.Н., Хромых В.Г. Щучьинский выступ палеозоя в пограничной части Полярного Урала и Ямала – островодужный тектонотип домезозойского структурного этажа северной части Западно-Сибирской плиты // Материалы совещания: Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Т. 1. - М.: ГЕОС, 2001. - С. 284-289.

[5] Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Клец А.Г., Хромых В.Г., Фомин А.Н. Палеозой Щучьинского выступа палеозоя: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. - 2004. - Т. 45, № 1. - С. 59-78.

[6] Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. - 606 с.

[7] Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: «Даурия», 2000. - 145 с.

[8] Иванов К.С. Современная структура Урала – результат послепалеозойского растяжения земной коры // Геология и геофизика. - 1998. - Т. 39, № 2. - С. 204-210.

[9] Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: Структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. - 1995. - № 6. - С. 32-44.

[10] Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Бородкин В.Н., Дещеня Н.П. Методология и опыт выделения главных нефтегазоносных объектов на севере Западной Сибири на современном этапе освоения месторождений нефти и газа // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 11-12. - С. 1854-1863.

[11] Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. - М.: Недра, 1981. - 128 с.

[12] Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, №1-2. – С. 120-143.

[13] Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Башарин А.К., Филиппов Ю.Ф. Геодинамическая модель формирования современной структуры Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С. 120-123.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА

М.М. Буслов, В.С. Зыкин*, И. Де Граве***

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, misha@uiggm.nsc.ru
** Гент, Бельгия, Гентский университет, Johan.DeGrave@UGent.be

Центрально-Азиатский складчатый пояс представляет собой крупнейшую в мире межконтинентальную горную цепь. Он протягивается от зоны активных деформаций на границе Гималаев и Тибета (Индия, Южный Китай) на север до Памира и Тянь-Шаня (Киргизия, Узбекистан, Таджикистан, Западный Китай), включая горные пояса Южной Сибири, и далее на северо-восток вплоть до Байкальской рифтовой зоны в Восточной Сибири. Этот регион особенно интересен с точки зрения взаимосвязи между тектоническими процессами, действующими на границах Индо-Австралийской и Евроазиатской плит, и внутриконтинентальными деформациями. Внутренняя структура Центральной Азии особо чувствительна к распространению векторов внутреннего напряжения, связанного с воздействием внешних сил от коллизии Индии и Евразии. Структура коры данного региона сформировалась большей частью в позднепалеозойское время в результате аккреции и коллизии микроконтинентов гондванской группы и Сибирского континента **[1-4]**.

Возникновение и становление Центрально-Азиатского горного пояса оказало значительное влияние на формирование современной климатической системы. Несмотря на то, что модель влияния тектонической эволюции на климат Земли **[5]** разрабатывается длительное время, отсутствие данных о детальной тектонической эволюции Центрально-Азиатского горного пояса на большей части его территории делает тектоно-климатическую гипотезу трудной для объяснения. Существующие тектоно-климатические модели, объясняющие позднекайнозойское глобальное похолодание, в основном подчеркивают роль действия поднятия Тибета и американского запада **[6, 7 и др.]**, но не учитывают кайнозойское поднятие всего Центрально-Азиатского горного пояса. Недавно **[8, 9 и др.]** установлена отчетливая корреляция существенных изменений климата и формирования атмосферной циркуляции современного типа в Северной и Центральной Азии со становлением последнего.

Напряжения, связанные с коллизией Индостана с Евроазиатским континентом, распространяются на тысячи километров внутрь континента до Южной и Восточной Сибири и приводят к образованию горных систем и внутриконтинентальных бассейнов. Распространяются деформации на север, в направлении внутренних областей Азии, вдоль унаследованных палеозойских и мезозойских структур, действующих как ослабленные зоны в пределах сложно построенной литосферы Центральной Азии **[1, 10-17]**. Передача деформаций от Индо-Азиатской коллизии на дальние расстояния происходит по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, расположенных среди палеозойско-мезозойских складчатых зон **[12, 15, 16]**. В результате сжатия складчатые зоны перерастают в горные системы, а микроконтиненты служат фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.).

Анализ новых и опубликованных данных по кайнозойской тектонике и геодинамике Алтая, Прибайкалья, Тянь-Шаня, Памира, Гималаев и Тибета позволил выявить три импульса деформаций в эволюции Центральной Азии в кайнозое за последние 55 млн лет, каждый из которых сопровождался ростом горных систем **[13, 15, 18]**.

Первый импульс деформаций (55-35 млн лет) начался сразу после столкновения

Индии с Евразией. После коллизии горы возникли в Гималаях, Южном Тибете, в конце этапа, возможно, в Южном Тянь-Шане. Низкогорные поднятия появились на Алтае и в Монголии **[18]**.

Второй импульс деформаций (30-35 млн лет) проявился после того, как продолжающаяся конвергенция Индии и Евразии привела к столкновению с Памирским упором. Горы возникли в Тибете, на Южном и Северном Тянь-Шане, в Джунгарии, на Алтае. Расширение зоны сжатия, деформаций и горообразования от Индии до Тянь-Шаня шло в северном направлении, а затем от Тянь-Шаня через Алтае-Саянскую область до Байкала распространялось в северо-восточном направлении на многие тысячи километров. Такая передача деформаций на столь огромные расстояния происходила последовательно “по принципу домино”, при котором микроконтиненты и другие террейны надвигались и сталкивались друг другом, образуя сложный блоковый коллаж фундамента Центральной Азии.

Третий импульс деформаций (5-0 млн лет) проявился наиболее сильно в субширотной полосе шириной 500-600 км, протягивающейся от активного Памирского индентора до южной окраины мощного пассивного Сибирского кратона, который действовал как гигантский пассивный блок, достигнув которого прекратилась передача деформаций. В связи с этим, почти одновременно выросли высокие горы в полосе между Памиром и южной окраиной Сибирского кратона. Эта область в настоящее время представляет собой наиболее тектонически напряженную часть земной коры Центральной Азии. Передача деформаций на большие расстояния от давления Индии происходит по принципу "домино" через жесткие блоки докембрийских микроконтинентов и/или консолидированной коры (Таримского, Иссык-Кульского, Джунгарского, Тувино-Монгольского и др.). Воздействие коллизии Индостан-Евразия привело к реактивации докайнозойской структуры и разделению земной коры Центральной Азии на 1) микроплиты, представленные микроконтинентами и/или участками консолидированной земной коры, перекрытыми мощными кайнозойскими осадками, и 2) подвижные или активные зоны разломов в аккреционно-коллизионных поясах, которые представляют собой главные зоны реактиваций во время импульсов деформаций. Важнейшим фактором, контролирующим распространение деформаций, является наличие 1) “жестких” структур микроконтинентов в “мягком” матриксе складчатых зон и 2) мантийных плюмов, на «подушке» которых происходят перемещения и вращение микроплит.

В конце неогена (5-3 млн лет) деформации от давления Индии дошли до массивного Сибирского кратона и произошло максимальное вздымание (около 3 млн лет назад) горных систем на всей территории Центральной Азии. Сформировалась внутриконтинентальная, тектонически напряженная структура между Памирским активным упором и пассивным Сибирским кратоном. Например, высокие горы и позднекайнозойская структура Южной Сибири сформированы в результате взаимодействия Джунгарской и Тувино-Монгольской микроплит. Исходя из предложенной модели торошения структуры Центральной Азии, наиболее сильные структурообразующие процессы и рост гор локализуются по обрамлению микроконтинентов (микроплит) под воздействием фронта деформаций, распространяющегося от коллизии Индии и Евразии. Так, например, на реактивацию структуры Южного Алтая действует активное поддвигание Джунгарской плиты и пассивный упор со стороны Тувино-Монгольского микроконтинента. В результате этого зона максимального сжатия и роста горных систем возникла на юге Горного Алтая, Западной Монголии и Тувы, Западного и Восточного Саян. Это событие привело к созданию в Азии важнейшего орографического элемента – Центрально-Азиатского горного пояса в виде системы широтных хребтов, явившихся естественными климатическими барьерами, и увеличению площади высокоподнятых территорий, вызвавших охлаждение поверхности планеты.

Начало ухудшения климата кайнозоя в средних широтах Внутренней Азии совпадает со значительными изменениями рельефа у рубежа эоцена и олигоцена. Климатические, геоморфологические и орографические изменения в Северной Евразии **[8, 18]** хорошо коррелируются с пиками горообразования в Центральной Азии. Резкое похолодание началось во второй половине эоцена – раннем олигоцене **[19]**. На уровне 38 млн лет назад было зафиксировано резкое снижение температуры на 10-12°. К этому времени выросли горные системы Гималаев и Южного Тибета. Палеоклиматические данные по Русской платформе и Западно-Сибирской плите показывают, что этот этап похолодания продолжался в олигоцене (33,7-24,6 млн лет). При этом среднегодовая температура воздуха снизилась на 8-10^{o}С. В начале олигоцена в низкогорных районах Центральной Азии устанавливается широкое распространение эоловых и субаэральных склоновых красноцветных карбонатных глин и суглинков, формировавшихся в аридном климате. Аридизация климата в начале олигоцена совпадает с похолоданием, которое фиксируется вымиранием многих субтропических и тропических родов пресноводных моллюсков в Зайсанской депрессии. В начале позднего олигоцена, около 30 млн лет, дальнейшее развитие аридизации привело к формированию в Зайсанской впадине настоящих пустынь современного типа, которые фиксируются пустынной мостовой, карбонатной корой, ветрогранниками, инсоляционным растрескиванием галек и валунов. Постепенное похолодание продолжилось в миоцене (24,6-5,1 Ма) и привело к образованию степных ландшафтов и биоценозов по всей территории Евразии. Этот период сопровождался ростом гор в Тибете, Памире, Тянь-Шане и Джунгарии. Основные этапы горообразования, отчетливо совпадающие с главными рубежами изменения климата в сторону похолодания, произошли на уровнях 3,4 и 2,6 млн лет.

Приведенные данные свидетельствуют, что имеющийся в начале кайнозоя на территории Внутренней Азии низкогорный и равнинный рельеф превратился в высокогорный, что привело к значительному увеличению площадей высокоподнятых территорий. Расширение высокоподнятых площадей вызвало существенное изменение глобальной циркуляции атмосферы, деформацию снеговой линии, увеличение альбедо и охлаждение этих территорий. Высокие горы, которые выросли в конце плиоцена, стали как бы пограничным барьером между холодной областью Северной Евразии и более теплыми южными областями. Теплые атмосферные потоки со стороны Индийского океана больше не могли проникнуть на территорию Сибири и Казахстана, и в результате возросла амплитуда температурных колебаний. В то же самое время на данной территории доминирующими стали степные и полупустынные ландшафты, отражающие сухой аридный климат **[8, 18]**.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 01-05-65085, 04-05-64486, 05-05-64899.

[1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. - М.: Недра, 1990. - 334 с.

[2] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. - 1993. - № 6. - С. 3-33.

[3] Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской сладчатых областей // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 1-2. - С. 49-75.

[4] Buslov M.M., Klerkx J., Abdarakhmatov K., Delvaux D., Batalev V.Yu., Kuchai O.A., Dehandschutter B., Muraliev A. Recent strike-slip deformation of the Northern Tien-Shan // Intraplate strike-slip deformation belts. Geological Society. London. Special Publication. – 2003. - V. 210. - P. 53-64.

[5] Dana J.D. On American geological history // Am. J. Sci. – 1856. – Ser. 22. – P. 305-344.
[6] Ruddiman W.F., Kutzbach J.E. Forcing of late Cenozoic Northern Hemisphere climate by Plateau Uplift in Southern Asia and the American West // J. Geophys. Res. – 1989. – V. 94, № D15. – P. 18409-18427.
[7] Raymo M.E., Ruddiman W.F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate // Nature. – 1992. – V. 16. – P. 649-653.
[8] Никонов А.А., Пахомов М.М. Древнейшее оледенение Памира // Антропоген Евразии. - М.: Наука, 1984. – С. 128-135.
[9] Zykin V.S. Cenozoic climatic-tectonic relationships in the Inner Asia // Active tectonic continental basins. Interaction between sedimentary and structural processes. - Gent, Belgium, 1998. – C. 70.
[10] Molnar P., Tapponnier P., Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. - 1975. – V. 189. – P. 419-426.
[11] Molnar P., Tapponnier P. Active tectonics of Tibet // J. Geophys. Res. – 1978. – V. 83. – P. 5361-5375.
[12] Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. – 1995. - Т. 36, № 10. - С. 5-19.
[13] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Intern. Geology Review. - 1996. - V. 38. - P. 430-466.
[14] Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика. – 1999. - Т. 40, № 12. - С. 1720-1736.
[15] Buslov M.M. Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // Himalayan Journal of Sciences. - 2004. - V. 21. - P. 104-105.
[16] Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.V. Cenozoic tectonics and geodynamic evolution of the Tien Shan mountain belt // Himalayan Journal of Sciences. - 2004. - V. 21. - P. 106-107.
[17] De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intracontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan Journal of Sciences. - 2004. - V. 21. - P. 121-122.
[18] Зыкин В.С., Зыкина В.С., Чиркин К.А. Периодичность основных тектонических и климатических событий в кайнозое Центральной и Северо-Западной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С. 107-110.
[19] Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present // Science. – 2001. - V. 292, № 5517. - P. 686-693.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ МАФИТОВЫХ И УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕЛЕНГИНО-СТАНОВОГО И ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

И.В. Бучко, Е.Б. Сальникова**, А.М. Ларин**, А.Б. Котов**, А.А. Сорокин*, С.Д. Великославинский***

* Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, inna@ascnet.ru
** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

В пределах Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов южного обрамления Сибирского кратона широко распространены разнообразные по формационной принадлежности и петролого-геохимическим особенностям расслоенные ультрамафит-мафитовые и габбро-анортозитовые массивы: Кенгурак-Сергачинский, Лукиндинский, Нюкжинский, Веселкинский, Лучинский, Ильдеусский и др. Проблема их "места" в геологической истории развития этого региона является предметом острых дискуссий. Первоначально все эти массивы вместе с вмещающими их гранитоидами и метаморфическими породами относились к раннему или позднему докембрию **[3, 4, 9 и др.]**.

В последнее время были получены изотопные свидетельства более молодого возраста целого ряда магматических комплексов Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов южного обрамления Сибирского кратона, ранее считавшихся докембрийскими, и в том числе некоторых ультрамафит-мафитовых и габбро-анортозитовых массивов **[1, 5, 6, 8 и др.]**. Несмотря на ограниченность этих данных, они свидетельствуют о необходимости внесения существенных корректив в традиционные представления о строении и этапах формирования южного обрамления Сибирского кратона.

Наиболее древнее значение возраста получено для анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива, расположенного в Могочинском блоке Селенгино-Станового супертеррейна. В строении массива преобладают габбро-анортозиты, анортозиты, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Первичные структурно-текстурные особенности, такие, как направленное изменение зернистости, лейкократовости, полосчатые текстуры, указывают на возможную первичную расслоенность интрузива. Вмещающими породами являются метаморфические породы могочинской серии условно раннеархейского возраста. Контакты габброидов с ними тектонические. Возраст анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива составляет 1866±6 млн лет (U-Pb метод по циркону).

Позднепалеозойскому уровню соответствуют габбро-амфиболиты, прорывающие метаморфические комплексы Усть-Гилюйской серии Селенгино-Станового супертеррейна, для которых получен возраст 293±4 млн лет (U-Pb метод по циркону).

К позднепалеозойскому этапу, по-видимому, относится и становление Лучинского массива, расположенного в Брянтинском блоке Джугджуро-Станового супертеррейна. Интрузив, по форме близкий к овалу, вытянут в СВ направлении (21×12 км). В его строении преобладают троктолиты, оливиновое габбро, габбро-нориты, меньшим распространением пользуются плагиодуниты, плагиоперидотиты. Троктолиты и габбро характеризуются грубополосчатым строением и трахитоидной структурой. Гипербазиты образуют в габбро, габбро-норитах и троктолитах линзовидные тела северо-восточной ориентировки и имеют либо постепенные переходы, либо резкие контакты без признаков контактового воздействия с вмещающими породами. В массиве выделя-

ются три расслоенных серии: нижняя - дуниты и перидотиты; средняя – троктолиты и оливиновые габбро; верхняя - оливиновые габбро с редкими слоями троктолитов и габбро-норитов. Жильный комплекс представлен крупнозернистыми троктолитами с линзами лейкотроктолитов, переходящих в лабрадориты, габбро-норитами. Возраст габбро-норита, относимого к жильному комплексу, по предварительным данным составляет около 250 млн лет (U-Pb по циркону) **[6]**.

Близкий возраст – 245±1 млн лет (U-Pb по циркону) – имеют также габброиды, слагающие шток в северной части Джугджуро-Станового супертеррейна в непосредственной близости от Станового шва.

Наиболее молодой возраст установлен для Веселкинского расслоенного перидотит-вебстерит-габбрового массива, расположенного в пределах Урканского блока Селенгино-Станового супертеррейна. Этот массив представляет собой вытянутый в субширотном направлении обособленный тектонический блок (8×3 км), окруженный гранитоидами позднестанового (?) комплекса. В строении массива отчетливо выделяются нижняя и верхняя расслоенные серии, а слагающие его породы претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации (T=670-750^{o}C), выразившийся в образовании антофиллита, а также гастингситовых и чермакитовых роговых обманок, по составу близких к кальциевым амфиболам из алданского и станового метаморфических комплексов. Возраст амфиболовых габбро верхней расслоенной серии Веселкинского массива составляет 154±1 млн лет (U-Pb по циркону) **[1]**.

Выше упоминалось, что возраст мафитовых и ультрамафит-мафитовых комплексов Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов юго-восточного обрамления Сибирского кратона является предметом дискуссий, при этом абсолютное большинство геологов относит их к раннедокембрийским образованиям. Полученные к настоящему времени геохронологические данные свидетельствуют о том, что, по крайней мере, значительная их часть имеет более молодой, а именно – палеозойский и мезозойский возраст. Это требует пересмотра традиционных представлений о месте мафитовых и ультрамафит-мафитовых комплексов в истории формировании континентальной коры юго-восточного обрамления Сибирского кратона.

В отношении раннепротерозойских анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива можно отметить, что полученные данные являются первыми геохронологическими свидетельствами габбро-анортозитового магматизма этого возрастного уровня в пределах восточной части Селенгино-Станового террейна. Следует также подчеркнуть, что между возрастом гранулитового метаморфизма, проявленного в супракрустальных образованиях Могочинского блока (1873±8 млн лет) **[2]**, и возрастом исследованного массива (1866±6 млн лет), не затронутого этим метаморфизмом, существовал незначительный разрыв во времени. Кроме того, обращает на себя внимание то, что возраст Кенгурак-Сергачинского массива соответствует возрасту восточного сегмента гиганского Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса **[7]**, что, скорее всего, свидетельствует о происхождении массива в постколлизионной обстановке. Проявления палеозойского и раннемезозойского мафитового магматизма рассматриваемых структур, по-видимому, связаны с субдукционными процессами на границе с Монголо-Охотским палеоокеаном.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 03-05-64893, 05-05-65347, 04-05-64810), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса – от палеоокеана к континенту", Президиума ДВО РАН (проект 05-III-A-08-015).

[1] Бучко И.В, Сальникова Е.Б., Сорокин А.А. и др. Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-

восточного обрамления Сибирского кратона // ДАН. - 2005 (в печати).
[2] Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. - М.: Недра, 1991. - 171 с.
[3] Геологическая карта региона БАМ. Лист N-51-Б. Масштаб 1:500 000 // Под ред. Л.П. Карсакова. - Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
[4] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. - СПб., Благовещенск, Харбин, 1999. - 135 с.
[5] Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Геология и геофизика. - 2002. - Т. 43, № 4. - С. 395-399.
[6] Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. - СПб., 2003. - С. 253-257.
[7] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН. - 2003. - Т. 392, №. 4. - С. 506-511.
[8] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возраст и геодинамическая типизация раннепротерозойских гранитоидов Байкалькой складчатой области // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. - СПб., 2003. - С. 249-252.
[9] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. - Хабаровск: ПГО "Дальгеология", 1990. - 215 с.

ТЕКТОНИКА И НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская*, А.Б. Котов**, Е.Б. Сальникова**, В.П. Ковач**, А.М. Ясенев**

* Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, taimyr@uiggm.nsc.ru
** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Енисейский кряж представляет собой покровно-складчатый пояс преимущественно СЗ-ЮВ простирания, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирской платформы и вытянутый вдоль р. Енисей почти на 700 км, при ширине от 50 до 200 км. Эта крупная коллизионно-аккреционная структура хорошо отделяется по геологическим и геофизическим данным от соседних с ней территорий Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты и является ключевой для понимания тектонической эволюции всего Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также для глобальных геодинамических реконструкций и корреляций.

Во многих предыдущих исследованиях Енисейский кряж рассматривался в качестве складчатого пояса с архейским и палеопротерозойским фундаментом, сложенным высокометаморфизованными и изверженными породами, несогласно перекрытым преимущественно зеленосланцевыми мезо-неопротерозойскими толщами. На основе имеющихся и новых геологических, петролого-геохимических и геохронологических данных мы выделяем несколько террейнов различного состава и возраста, которые были причленены к западной окраине Сибирского кратона в течение палеопротерозойских и неопротерозойских коллизионно-аккреционных событий. Мы предполагаем, что в истории развития Енисейского кряжа было четыре главных тектонических события, датированных 1900-1840, 880-860, 760-720 и 700-630 млн лет, которые запечатлены в строении и составе соответствующих магматических и метаморфических комплексов.

Первое из них связано с аккреционно-коллизионными событиями на окраине континента, которые привели к высокоградиентному метаморфизму от гранулитовой фации повышенных давлений до амфиболитовой и к формированию гранитоидов Таракского массива, возраст которых составляет 1840 млн лет **[1].** Вероятно, после этих событий западная окраина Сибири продолжала быть активной. Об этом свидетельствуют толеитовые метабазальты и известково-щелочные островодужные метавулканиты енисейской серии, а также аллохтонные гиперстеновые граниты (кузеевиты) с возрастом 1734±4 млн **[2]**. С этого времени до неопротерозоя в рассматриваемом регионе каких-либо магматических событий не установлено, что может свидетельствовать о развитии здесь пассивной континентальной окраины в течение почти 1 млрд лет. Этот вывод не позволяет рассматривать Енисейский кряж в качестве объекта гренвиллских коллизионных событий.

После столь значительного перерыва следующее магматическое событие в структурах Енисейского кряжа зафиксировано лишь по датировкам 880-860 млн лет в гранитах тейского комплекса. По установленному геологическому положению, соотношению с метаморфическими комплексами и геохимическому составу тейских гранитов S-I-типа мы полагаем, что они образовались в результате коллизионного события **[3-5]**. Но, к сожалению, в настоящее время мы не можем уверенно сказать, в пределах какого континента или микроконтинента были сформированы граниты этого комплекса. Наиболее вероятно, что они образовались за пределами Сибирского кратона и входили в состав Центрально-Ангарского террейна еще до его столкновения с Сибирью. Этот

сценарий представляется нам наиболее предпочтительным, так как получены данные, показывающие, что в результате коллизии Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном образовались гранитоиды аяхтинского и глушихинского комплексов с возрастом 760-720 млн лет **[3, 4, 6]**.

Следующий тектоно-магматический этап в регионе связан с формированием и аккрецией островных дуг вдоль западной окраины Сибирского кратона в позднем неопротерозое - 700-630 млн лет назад **[3, 7-10]**. Интересно, что в то же самое время (675-630 млн лет) на Енисейском кряже был сформирован татарский комплекс, включающий граниты А-типа, нефелиновые сиениты, щелочные основные породы и карбонатиты, имеющие мантийную и коромантийную природу **[11-15]**. Формирование подобных магматических комплексов, как правило, объясняется анорогенными условиями в связи с плюмами и (или) континентальным рифтогенезом. Однако мы хотели обратить внимание на особенности локализации проявлений субщелочного и щелочного магматизма предвендского возраста на Енисейском кряже. Они развиты вдоль Татарско-Ишимбинской зоны разломов как к северу, так и к югу от Татарского гранитоидного массива. В северной части Енисейского кряжа такие породы представлены щелочными сиенит-порфирами захребетнинского комплекса, ассоциирующими с щелочными и субщелочными вулканитами, туфами и основными породами **[16, 17]**, а в Южно-Енисейском кряже, на продолжении Татарской зоны разломов, имеется небольшой Чистопольский массив субщелочных лейкогранитов (А-тип), возраст которого 675±5 млн лет (SHRIMP данные авторов). Таким образом, все эти щелочные и субщелочные комплексы были образованы вдоль активной континентальной окраины одновременно с формированием Приенисейской островной дуги и ее аккрецией к Сибирскому кратону (700-630 млн лет назад) в результате субдукции. Именно субдукция океанской плиты и достижение ею астеносферы могли привести к формированию нового щелочного магматического источника. Подобные примеры проявлений щелочного магматизма, включая гранитоиды А-типа, показаны многими исследователями **[18-21]**. Такие модели развития субдукционных (постколлизионных или постаккреционных) процессов, вовлекающих астеносферную мантию в качестве одного из магматических источников, рассматриваются указанными авторами для коллизий континент-континент, микроконтинент-континент или островная дуга-континент. При этом подчеркивается, что массивы субщелочных и щелочных пород локализуются вдоль сутурных зон континентальных окраин и могут иметь, как в Аляскинских Кордильерах, небольшие размеры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 03-05-65090, 04-05-64317), научной школы (проект НШ-1247.2003.5) и Президиума СО РАН (интеграционный проект 6.7.1.).

[1] Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологические (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) исследования субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 9. - С. 881-891.

[2] Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 5. - С. 864-867.

[3] Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: New geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. - 2003. - V. 375. - P. 147-168.

[4] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. - 2002. -

Т. 43, № 3. - С. 259-272.
[5] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Вингейт М.Т.Д., Попов Н.В., Ясенев А.М. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Th-Pb данные по цирконам // ДАН. - 2004. - Т. 397, № 2. - С. 225-230.
[6] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Ясенев А.М. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // Петрология. - 2003. - Т. 11, № 1. - С. 54-68.
[7] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. - 1994. - № 7-8. - С. 169-180.
[8] Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovsky V.A., Volobuyev M.I. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // Ofioliti. - 1997. - 22 (2). - P. 195-200.
[9] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика. - 1999. - Т. 40, № 2. - С. 255-259.
[10] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // ДАН. - 2001. - Т. 381, № 6. - С. 1-5.
[11] Забродин В.Ю., Малышев А.А. Новый комплекс щелочных – основных пород и карбонатитов в Енисейском кряже // ДАН СССР. - 1975. - Т. 223, № 5. - С.1223-1226.
[12] Лапин А.В., Плошко В.В., Малышев А.А. Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже // Геология рудных месторождений. - 1987. - № 1. - С. 30-45.
[13] Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология. - 2003. - Т. 11, № 2. - С. 145-163.
[14] Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П. Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. - М.: Наука, 1976. - 80 с.
[15] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Неопротерозойское анорогенное магматическое событие на Енисейском кряже: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. - 2005. - Т. 403, № 5 (в печати).
[16] Ножкин А.Д. Сиенит-щелочно-сиенитовая ассоциация северной части Енисейского кряжа // Геология и геофизика. - 1972. - № 11. - С. 51-57.
[17] Динер А.Э. Геология позднедокембрийских щелочнобазит-ультрабазитовых магматических ассоциаций севера Енисейского кряжа: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. - Томск, 2001. - 23 с.
[18] Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. - 1992. - V. 20. - P. 641-644.
[19] Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic setting // Lithos. - 1998. - V. 45. - P. 45-70.
[20] Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // Journal of Geology. - 1989. - V. 97. - P. 261-280.
[21] Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis // Geol. J. - 1990. - 25. - P. 261-270.

ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ, ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ

А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук*, О.П. Полянский**, В.Г. Владимиров**

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, vladimir@uiggm.nsc.ru
**Новосибирск, Институт минералогии и петрографии СО РАН, pol@uiggm.nsc.ru

В настоящем докладе предпринята попытка провести корреляцию и оценить масштабы главных эпизодов герцинских сдвигово-раздвиговых деформаций, метаморфизма, магматизма и осадконакопления Алтайской коллизионной системы (рис. 1) с целью выяснения относительного вклада плейт- и плюмтектонических факторов в геодинамику орогенных поясов, обрамляющих Сибирский кратон. Основное внимание уделено пермско-триасовому временному интервалу, когда произошло закрытие Палеоазиатского океана и одновременно проявился Северо-Азиатский суперплюм.

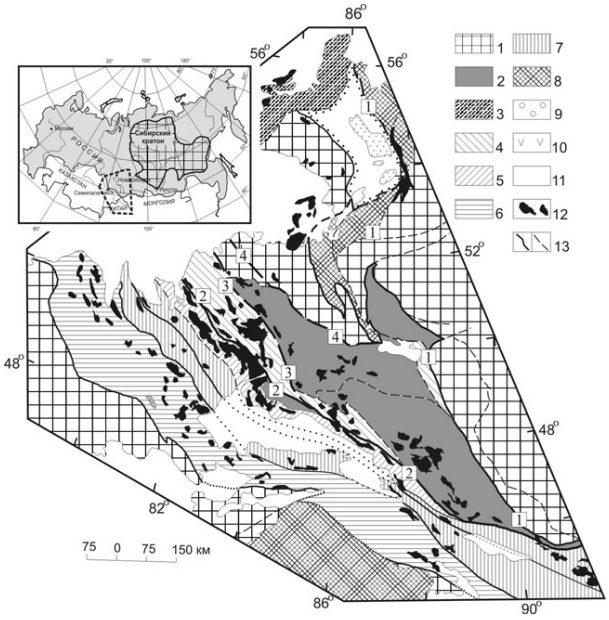


Рис. 1. Генерализованная тектоническая схема Алтайской коллизионно-сдвиговой системы **[1]**:

1 – неопротерозойские–раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского континентов, нерасчлененные; 2 – Алтае-Монгольский микроконтинент; 3–8 – окраинно-континентальные и океанические террейны средне-позднепалеозойского возраста: 3 – Колывань-Томская пассивная (?) окраина, 4 – Рудно-Алтайский островодужный террейн, 5 – Калба-Нарымский турбидитовый террейн, 6 – Жарма-Саурский островодужный террейн, 7 – Чарский океанический, 8 – Кузнецко-Алатауский и Джунгарский: океанические поднятия и/или группы симаунтов; 9 – Кузнецкий осадочный бассейн; 10 – траппы триасового возраста; 11 – кайнозойские отложения; 12 – гранитоиды в возрастном диапазоне от карбона до ранней юры включительно; 13 – разломы (достоверные и предполагаемые), в том числе показаны главные сдвиги с левосторонней кинематикой (нумерация в квадратах: 1 – Кузнецко-Телецко-Курайская система сдвигов, 2 – Иртышская зона смятия, 3 – Северо-Восточная зона смятия, 4 – Бащелакско-Южночуйский разлом).

Герцинская история орогенического развития Алтайской палеоокраины Сибирского континента сейчас интерпретируется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской плит при их проворачивании относительно друг друга по часовой стрелке и одновременном сокращении Обь-Зайсанского бассейна **[1-3]**. Алтайская и Казахстанская окраины в предколлизионную стадию (D_{1-2}) представляли собой активные границы, разделенные Обь-Зайсанским палеоокеаническим бассейном со срединно-океаническим хребтом. Вдоль края Сибирского континента скользил Алтае-Монгольский микроконтинент с неопротерозойской корой (T_{Nd} (2-st) = 1,5-1,0 млрд лет). Обь-Зайсанский бассейн в этот период взаимодействовал с Казахстанским и Сибирским континентами в виде двух косых субдукционных зон (Жарма-Саурская и Рудно-Алтайская палеоостровные дуги). К середине карбона океан полностью закрылся, и дальнейшая эволюция орогена протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций **[4]**.

В состав восточного (Сибирского) сектора Алтайского орогена входят герцинские структурно-вещественные комплексы Восточно-

го Казахстана и Рудного Алтая, террейны с каледонским основанием Горного Алтая, Алтае-Монгольский микроконтинент, а также Кузнецко-Алатауский террейн – фрагмент палеоокеанического поднятия с возрастом протолита T_{Nd} (2-st) = 0,85-0,65 млрд лет **[5]**. Особое место занимает Кузнецкий осадочный бассейн, для которого сейчас обоснована полигенная геодинамическая природа **[6]**.

Геодинамика Алтая включает, по крайней мере, два мощных эпизода коллизионных событий. Первый эпизод коллизии был связан с вклиниванием Алтае-Монгольского микроконтинента в среднепалеозойскую окраинноморско-островодужную систему, отражающую надсубдукционные процессы в юго-западном обрамлении Сибирского кратона. Кульминация пришлась на рубеж позднего девона – раннего карбона **[7]**. Ее отражением явились мощные сдвиговые деформации в земной коре **[8]**, первый импульс интенсивного прогибания в Кузнецком осадочном бассейне **[6]**, многочисленные дайковые пояса базитов, трассирующие и оперяющие Кузнецко-Телецко-Курайский, Бащелакско-Южночуйский разломы, Северо-Восточную и Иртышскую зоны смятия (белорецко-маркакольский, урсульский, сумультинский комплексы), и, наконец, – поздние по отношению к дайкам гранитоидные батолиты (Талицкий, Яломанский, Рахмановский и др.), которые окончательно запечатали каледонскую структуру Горного Алтая **[9, 10]**.

Вторая (главная) коллизия была связана с окончательным закрытием Обь-Зайсанского палеоокеана при генеральных левосдвиговых деформациях. По отношению к Рудно- и Горноалтайским аккреционно-коллизионным структурно-вещественным комплексам позднедевонского-раннекаменноугольного возраста возникший ороген имел унаследованный характер. Это выразилось в реактивации проникающих разломов Горного и Рудного Алтая, увеличении скорости осадконакопления в Кузнецком осадочном бассейне и телескопировании магматических процессов в очаговых ареалах и гранитоидных батолитах. Обращает на себя внимание «жесткая» корреляция главных фаз сдвигово-раздвиговых тектонических движений с эпизодами ускорения осадконакопления в Кузнецком бассейне и вспышками магматизма (рис. 2). С учетом этих данных рассмотрим главные стадии геодинамического развития Алтайского транспрессионного орогена.

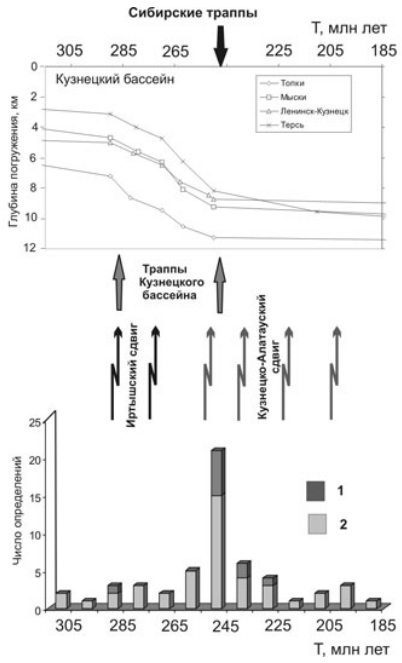


Рис. 2. Корреляция пермско-триасовых траппов Сибирской платформы, динамики осадконакопления и траппов Кузнецкого бассейна с главными этапами сдвиговых деформаций и магматизмом (1 – габброидным, 2 – гранитоидным) в складчатом обрамлении Кузнецкого бассейна.

К инверсионной (раннеорогенной) стадии относятся локальные позднекарбоново-раннепермские межгорные впадины и глубокоэродированные палеовулканы центрального типа в Восточном Казахстане **[1, 11]**. В тылу Алтайского орогена продолжалось компенсационное осадконакопление в Кузнецком осадочном бассейне, однако, судя по динамике погружения, эта фаза складчатости не играла значительной роли **[6]**. Предполагается, что цепочки палеовулканов трассируют на современном эрозионном уровне границу косого погружения и отрыва палеослэба под Сибирский континент. U-Pb-изотопный возраст “slab-window” магматизма оценивается в 301±7 млн лет **[12]**. В качестве индикаторных особенностей магматизма этого этапа можно назвать повышенную титанистость и фосфористость базитовых и пикробазито-

вых расплавов, одновременно имеющих Nb-Ta минимум, а также низкое водосодержание и аномально высокие (более 1000°С) температуры кристаллизации кислых расплавов **[13, 14]**. В кислых вулканитах присутствуют ксенолиты и ксенокристы метаморфических пород гранулитовой фации, что свидетельствует о больших (30 км и более) глубинах генерации кремнекислых магм **[11, 14]**.

В ранней–поздней перми (позднеорогенная стадия) осадконакопление продолжалось в Кузнецком бассейне. Контрастный магматизм проявился в виде первого импульса кузбасских траппов (290–280 млн лет), однако наиболее масштабное развитие получил в Калбинском батолитовом поясе. Батолиты сложены гранодиорит-гранитными ассоциациями повышенной глиноземистости и калиевости, которые расчленены на раннекалбинский (I-тип, 290–274 млн лет) и позднекалбинский (S-тип, 253 – 245 млн лет) комплексы **[1, 12]**. Время заложения Калбинского полихронного батолитового пояса синхронизировано с импульсами реактивизации левосдвиговых вязко- и хрупкопластичных деформаций в Иртышской зоне смятия (290-276 и 273-265 млн лет) **[15, 16]**.

На посторогенной стадии (P_2-T_1) магматизм охватил значительно более широкие области, сохраняя грубоконформные очертания по отношению к границам Алтайской коллизионной системы в целом **[1]**. Главной спецификой пермско-триасового рубежа явилось сочетание двух существенно независимых геодинамических факторов, с одной стороны, отражающих закономерную эволюцию коллизионно-сдвигового (транспрессионного) орогена, а с другой – наложение мантийного магматизма, имеющего плюмовые характеристики (траппы Кузнецкого осадочного бассейна, лампрофиры и лампроиты Горного Алтая). Судя по геохронологическим данным, они фиксируют практически мгновенный (в геологическом смысле) переход к внутриплитной стадии и коллапсу Алтайского орогена (250-245 млн лет, Ar-Ar метод **[17, 18]**). В этот период времени произошла вторая фаза интенсивного прогибания литосферы под Кузнецким осадочным бассейном, синхронизированная с трапповым магматизмом. И вновь все проявления мантийного и корового магматизма контролировались сдвигово-развиговыми и сопряженными с ними взбросо-сбросовыми тектоническими движениями.

Для внутриплитной стадии (T_2–J_1) характерно максимально широкое разнообразие геохимических типов гранитоидов (от плюмазитовых и редкометалльно-плюмазитовых до известково-щелочных повышенной калиевости и субщелочных). К этому этапу относятся также близкие к кузбасским траппам по составу и генезису дайковые пояса щелочных базальтов и лампрофиров **[19]**. Их общей особенностью является также «жесткая» структурная привязка к сдвигово-раздвиговым и взбросо-сбросовым разрывным нарушениям, контролирующим не только формирование дайковых поясов и гранитных очаговых ареалов в целом, но и динамику развития отдельных рудно-магматических узлов (Калгутинского, Чиндагатуй-Алахинского и др. **[17, 20]**). В этот период времени структурный рисунок Алтайского орогена приобрел современный облик. Кузнецкий осадочный бассейн приобрел черты бассейна типа pull-apart, сопряженного с интенсивными левосдвиговыми тектоническими движениями в Кузнецко-Алатауском линеаменте и формированием здесь метаморфических ядер Алтае-Шотландского типа **[21]**.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП № 106, 6.7.2), РФФИ (проекты №№ 03-05-65081, 03-05-65099, 04-05-64443, 04-05-64437, 03-05-64533) , а также Минобразования России (УР.09.01.212).

[1] Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. - 1997. - Т. 38, № 4. - С. 3-17.

[2] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. -

1993. - № 6. - С. 3-33.
[3] Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана / Под ред. Н.Л. Добрецова, Р.Г. Колмана, Н.А. Берзина // Геология и геофизика. Доклады IV Международного симпозиума по проекту IGCP-283. - 1994. - Т. 35, № 7-8. - 269 с.
[4] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. - 1996. - Т. 37, № 1. - С. 63-81.
[5] Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 1999. - Т. 7, № 5. - С. 28-42.
[6] Полянский О.П., Ревердатто В.В., Фомин А.Н. Модельные реконструкции погружения в Кузнецком осадочном бассейне // Геология и геофизика. - 2004. - Т. 45, № 6. - С. 678-687.
[7] Berzin N.A. A Kinematic model for the formation of Altai-Sayan fold region: structural constrains // Continental growth in the Phanerozoic (Evidence from Central Asia): Abstracts of the Third Workshop,of IGCP-420 Project. - Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, department "GEO", 2001. - P. 8-11.
[8] Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 1-2, - С. 49-75.
[9] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «Гео», 2000. - 187 с.
[10] Geology, magmatism and metamorphism of the Western part of Altai-Sayan fold region: the field excursion guide for geological of the Third International Workshop of the IGCP-420 Project "Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. - Novosibirsk, 2001. - 140 p.
[11] Хромых С.В., Куйбида М.Л., Мороз Е.Н. и др. Позднепалеозойский кремнекислый вулканизм Алтайской коллизионной системы: петрогенезис и геодинамические следствия // Геология и геофизика (в печати).
[12] Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 8. - С. 1157-1178.
[13] Ермолов П.В., Кузебный В.С., Владимиров А.Г., Королюк В.Н. Реликтовые минеральные парагенезисы чарнокитоподобных гранитоидов и их петрологическое значение (на примере тастауского комплекса) // Геология и геофизика. - 1979. - № 3. - С. 78-87.
[14] Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров Актобинской вулканической структуры (Казахстан): оценка условий генерации и состава первичных расплавов // ДАН. - 2001. - Т. 377, № 1. - С. 86-90.
[15] Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. - 2001. - № 12. - С. 1-5.
[16] Владимиров В.Г., Травин А.В., Плотников А.В., Сухоруков В.П., Смирнова Л.В. Структурный анализ Иртышской зоны хрупко- и вязкопластичного течения горных пород (Северо-Восточный Казахстан) // Структурный анализ в геологических исследованиях: Материалы Междунар. семинара молодых ученых. - Томск, 1999. - С. 60-64.
[17] Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Пономарева А.П. О рифтогенно-сдвиговой природе позднепалеозойских-раннемезозойских гранитоидов Алтая // ДАН. - 1996. - Т. 349, № 1. - С. 83-86.
[18] Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В. и др. Ar-Ar-изотопный возраст лампроитовых даек Чуйского комплекса, Горный Алтай // ДАН. - 2004. - Т. 399, № 4. - С. 516-519.
[19] Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // ДАН. - 2005. - Т. 400, № 4. - С. 505-509.
[20] Анникова И.Ю. Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калкутинского массива, Южный Алтай: Автореф. дисс….канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 2003. - 16 с.
[21] Скляров Е.В. Владимиров А.Г. Комплексы метаморфических ядер (классификация и генезис) // ДАН. - 1998. - Т. 360, № 4. - С. 796-798.

ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ЦАСП) КАК ИНДИКАТОР РАННИХ СТАДИЙ ЗАКРЫТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Н.И. Волкова, Е.В. Скляров***

*Новосибирск, Институт минералогии и петрографии СО РАН, nvolkova@uiggm.nsc.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

Глаукофановые сланцы маркируют важнейшие сутуры складчатых поясов и являются ключевыми объектами для исследования процессов субдукции и аккреции в конвергентных зонах. При субдукции гетерогенной океанической литосферной плиты вместе с перекрывающими осадками при повышении температур и давлений происходят прогрессивные реакции дегидратации, и высвобождающиеся флюиды, обогащенные несовместимыми элементами, инициируют плавление в мантийном клине, приводя к образованию надсубдукционных магм. С течением времени субдукция приводит к полному закрытию океанических бассейнов и, в конечном счете, к формированию коллизионных орогенов.

Поскольку глаукофановые сланцы и низкотемпературные эклогиты представляют собой эксгумированные фрагменты субдуцированной океанической литосферной плиты, петролого-геохимическое изучение HP/LT комплексов дает фундаментальную информацию о природе слэба и составе протолитов до субдукции, кинематике и термальной эволюции древних субдукционных зон, а изотопно-геохронологическое датирование высокобарических образований позволяет получить оценку возрастных рубежей для ранних стадий закрытия отдельных участков палеоокеанов.

В пределах ЦАСП глаукофановые сланцы обычно встречаются в виде отдельных тектонических пластин, чешуй, линз или экзотических блоков в меланже в пределах протяженных, ограниченных разломами поясов, которые, в свою очередь, часто ассоциируют с офиолитами. Прерывистая цепочка глаукофансланцевых поясов выявлена во всем южном обрамлении Сибирского кратона **[1-2]**. Они обычно слагаются породными ассоциациями, имеющими океаническую природу протолита (например, базальты, турбидиты, кремнистые сланцы, рифовые известняки) и претерпевшими высокобарический метаморфизм во время субдукции. Метабазальты локально сохраняют структуры пиллоу-лав, в которых глаукофановые сланцы образуют каймы на эклогитовых или гранат-барруазитовых ядрах пиллоу. Петрогеохимические исследования высокобарических метабазитов Уймонской зоны Горного Алтая и Чарской зоны Восточного Казахстана показали, что их протолитами служили не только фрагменты офиолитов (толеитовые базальты типа N-MORB), но и щелочные базальты океанических островов, что является важным моментом, свидетельствующим об активности плюмового магматизма в раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана **[3-4]**.

Большинство глаукофансланцевых поясов южного обрамления Сибирского кратона сформировалось в интраокеанической преддуговой обстановке, где имели место тектоническая аккреция, субдукция, андерплэйтинг и обдукция мафических террейнов. Сохранность HP-LT метаморфических ассоциаций означает, что часть субдуцированной коры отделилась от опускающегося слэба и была быстро возвращена на более высокие уровни. Возможным механизмом эксгумации мог быть возвратный поток в аккреционном клине **[5]** при коллизии симаунта с островной дугой, высвобождении больших количеств дегидратированной воды в субдуцированном серпентинитовом слэбе, способствующей эксгумации эклогитов и глаукофановых сланцев. Следующим этапом в схематическом сценарии формирования глаукофансланцевых комплексов

ЦАСП была аккреция к островной дуге с образованием субдукционно-аккреционных комплексов, включающих фрагменты деформированной океанической коры, глаукофановые сланцы, метаграувакки и пластины офиолитов, а также породы аккреционного клина. Следует отметить, что в пределах ЦАСП почти всегда отмечается большой разрыв во времени между образованием субдукционно-аккреционных комплексов и окончательной коллизией островодужных террейнов или микроконтинентов с Сибирским кратоном.

В истории развития Палеоазиатского океана от его раскрытия до закрытия, т.е. в течение полного цикла Вилсона, можно выделить три цикла Бертрана: байкальский, каледонский, герцинский. Завершение первых двух из этих циклов приводило к частичному отмиранию океанского бассейна, с формированием на месте отмерших его частей коллизионных орогенов, но одновременно и образованию новых бассейнов подобного же типа. И лишь последний, герцинский, цикл привел к окончательному закрытию Палеоазиатского океана в результате коллизии обрамлявших океан континентов и к повсеместному образованию горного рельефа и мощной континентальной коры.

Первый этап развития Палеоазиатского океана завершился в неопротерозое байкальским орогенезом, проявившимся в сравнительно узкой полосе вдоль современной западной и южной окраин древнего Сибирского континента, наиболее отчетливо в Енисейском кряже, а также в Байкало-Патомском нагорье. Предвестником этих событий была субдукция океанической литосферной плиты под активную континентальную окраину и формирование Окинской аккреционной призмы, в состав которой входят глаукофановые сланцы. Возраст этих пород соответствует позднему рифею, судя по датировкам, полученным для силлов, прорывающих окинскую серию – 736±43 млн лет (Sm-Nd метод **[6]**) и 753±16 млн лет (U-Pb метод **[7]**).

Эта коллизия компенсировалась раскрытием новых океанских бассейнов, реликтами коры которых являются офиолиты Алтае-Саянской области, Северной Монголии и прилегающего Забайкалья. Возникновение этих бассейнов, расчлененных микроконтинентами, а вскоре и вулканическими дугами, знаменовало начало нового этапа развития Палеоазиатского океана, отвечающего каледонскому циклу Европы. Интервал времени 700-570 млн лет характеризуется заложением новых зон субдукции и появлением вулканических дуг, новых задуговых и преддуговых бассейнов **[8]**. К этому интервалу времени относится формирование эклогитов Северо-Муйского комплекса, имеющих возраст 653±21 млн лет **[9]**, и K-Ar и Ar-Ar изотопные датировки эклогитов из серпентинитового меланжа Чаган-Узунского массива (636-567 млн лет) **[10-11]**.

Уже во второй половине кембрия – начале ордовика на востоке Алтае-Саянской области и в Северной Монголии начался обратный процесс наращивания континентальной коры Сибири за счет эшелонированной аккреции венд-раннекембрийских островных дуг, часть из которых причленилась к южной окраине Сибирского кратона, а другая часть - испытала амальгамацию с формированием супертеррейнов и микроконтинентов (Тувино-Монгольский, Алтае-Монгольский и др.). В последние годы появилось огромное количество изотопно-геохронологических данных о раннеордовикском возрасте ряда магматических и HT/LP метаморфических пород юга азиатской части России. Этот основной коллизионный период, сопровождавшийся сжатием и утолщением коры, сменился в позднем ордовике периодом растяжения и коллапсом коллизионной системы. В пределах пояса выделяется серия магматических и метаморфических комплексов, формирование которых происходило в обстановке постколлизионного растяжения на стадии коллапса.

В Алтайском секторе Палеоазиатского океана отмечается последовательное закрытие отдельных его участков, фиксируемое сутурами с участием высокобарических пород. Полученные Ar-Ar датировки по фенгитам и натровым амфиболам (490-485 млн

лет) указывают на раннеордовикский возраст глаукофановых сланцев Уймонской зоны **[4]** и позднеордовикский возраст (450-449 млн лет) субдукции/эксгумации высокобарических включений в серпентинитовом меланже Чарского офиолитового пояса **[3]**. Ar-Ar значения возраста глаукофансланцевого метаморфизма пород Чарского пояса довольно хорошо совпадают с изотопными датировками этих образований, полученными ранее K-Ar методом по мусковиту – 444-429 млн лет **[12]**.

Заключительная фаза каледонского цикла эволюции этого океана относится, как и в европейских каледонидах, к концу силура - началу девона. В эту фазу Алтае-Саянская область вместе с Северной Монголией и Байкальской горной страной причленилась к Сибирскому континенту.

Между тем спрединг в осевой полосе океана, ее Джунгарской апофизе и в окраинных Уральском и Тянь-Шаньском бассейнах продолжался в течение большей части девона, т.е. уже в начале герцинского цикла. В девоне начались процессы, приведшие в дальнейшем к закрытию Уральского океана, выразившиеся в столкновении Магнитогорской дуги с окраиной Восточно-Европейского континента. Возраст высокобарического метаморфизма Максютовского комплекса по данным разных авторов составляет 390-372 млн лет **[13-17]**. Закрытие же Южно-Тянь-Шаньского (или Туркестанского) океана имело место в раннем карбоне. Так, возраст эклогитов, т.е. пика субдукционного метаморфизма Южно-Тянь-Шаньского эклогит-глаукофансланцевого пояса в Северо-Западном Китае, оценивается в 344 млн лет (Sm-Nd метод), а возраст эксгумации глаукофановых сланцев – в 331 млн лет (Ar-Ar метод, **[18]**). Близкие значения возраста эксгумации были получены и для эклогитов Атбашинского хребта Ar-Ar методом по фенгитам - 327-324 млн лет **[19]**.

И в заключение хотелось бы отметить, что широкое развитие в ЦАСП как надсубдукционного магматизма, так и грандиозных по масштабам гранитоидных батолитов свидетельствует не только о протекании аккреционно-коллизионных процессов на фоне Сибирского суперплюма, но и о гигантских объемах субдуцированной океанической коры, небольшие фрагменты которой мы наблюдаем в виде цепочки глаукофансланцевых поясов, окаймляющих Сибирский кратон.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН-СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (проект № 6.7.2.) и РФФИ (грант № 05-05-64317).

[1] Добрецов Н.Л., Скляров Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Северного Китая // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 132-157.

[2] Скляров Е.В. Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (северо-восточный фрагмент): Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. - Иркутск, 1994. – 52 с.

[3] Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В. и др. Геохимия и ^{39}Ar - ^{40}Ar возраст включений высокобарических пород в серпентинитовом меланже Чарской зоны // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. - С. 76-80.

[4] Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А. и др. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны – свидетельство ордовикских аккреционно-коллизионных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика. – 2005. - Т. 46, № 4. - С. 367-382.

[5] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. - Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. - 299 с.

[6] Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З. О довендском возрасте окинской серии (Восточный Саян) по результатам датирования силлов Sm-Nd-методом // ДАН. – 1999. – Т. 364, № 6. – С. 796-800.

[7] Кузьмичев А.Б., Скляров Е.В., Постников А.А. Окинская аккреционная призма – неопротерозойский аналог пояса Шиманто, Япония // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. - С. 196-199.

[8] Хаин В.Е., Федотова А.А. Саяно-Монгольский и Байкальский сегменты активных окраин Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С. 257-261.

[9] Шацкий В.С., Ягоутц Э., Рыбошлыков Ю.В. и др. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // ДАН. – 1996. – Т. 350, № 5. – С. 677-680.

[10] Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 1. - С. 82-93.

[11] Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология. – 2000. – Т. 8, № 5. - С. 451-476.

[12] Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T. et al. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Journal of Asian Earth Sciences. – 2001. - V. 3. - P. 203-224.

[13] Matte P., Maluski H., Nicolas A. et al. Geodynamic model and $^{39}Ar/^{40}Ar$ dating for generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in SW Urals // C.R. Acad. Sci. Paris. - 1993. - V. 317. - Ser. II. - P. 1667-1674.

[14] Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R.J. et al. Petrotectonic evolution of the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia: implications for ultrahigh-pressure metamorphism // International Geology Review. - 1995. - V. 37. - P. 584–600.

[15] Шацкий В.С., Ягоутц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd-датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса (Южный Урал) // Геохимия. - 1997. - Т. 352, № 6. - С. 812–815.

[16] Beane R.J., Connely J.N. $^{40}Ar/^{39}Ar$, U-Pb, and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, Southern Ural Mountains // Journal of the Geological Society, London. – 2000. – V. 157. – P. 811–822.

[17] Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // Geochimica Cosmochimica Acta – 2002. – V. 66. – P. 1221–1235.

[18] Gao J., Klemdt R. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints // Lithos. – 2003. – V. 66. – P. 1-22.

[19] Ступаков С.И., Волкова Н.И., Травин А.В. и др. Эклогиты Атбашинского хребта как индикаторы раннекарбоновой коллизии в Южном Тянь-Шане // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. - Томск: ЦНТИ, 2004. – С. 272-277.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КОЛЧЕДАННЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ РУДНОГО АЛТАЯ В ДЕВОНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ ОБСТАНОВКЕ

И.В. Гаськов, В.А. Симонов

Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, gaskov@uiggm.nsc.ru

Одной из наиболее продуктивных в металлогеническом отношении на территории Алтае-Саянской складчатой области является Рудноалтайская девонская островодужная система. В пределах этой системы локализуется Рудноалтайская полиметаллическая провинция, являющаяся одной из крупнейших в мире по концентрации полиметаллических месторождений и запасам свинцово-цинковых руд. Развитые в её северо-западной части (территория России) колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения характеризуются многими общими чертами и относятся к единой вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации. Многолетние исследования этих месторождений обосновали их генетическую связь с девонским базальт-риолитовым вулканизмом **[1, 2]**.

Формирование колчеданных месторождений происходило в субмаринной обстановке в условиях небольших глубин и слабо литифицированных осадков, без выхода гидротермальных растворов в бассейн седиментации **[3]**. Различные глубины бассейна рудообразования, вариации температуры гидротермальных растворов и их состава приводили к изменению условий и, соответственно, механизмов рудоотложения. Главным механизмом рудообразования на месторождениях северо-западной части Рудного Алтая было гидротермально-метасоматическое отложение прожилково-вкрапленных и массивных руд в условиях высокопроницаемых зон, областей отслоения и флюидоразрыва под маломощной покрышкой перекрывающих осадков. Основным фактором рудоотложения являлось вскипание высокотемпературных растворов при входе в область низких давлений, сопровождаемое резким снижением температуры.

Для характеристики физико-химических условий проявления рудоносного вулканизма и связанных с ним рудообразующих гидротермальных растворов были изучены расплавные включения в кварцевых вкрапленниках риолитовых порфиров субвулканических тел и лавовых потоков и флюидные включения в сфалерите и ассоциирующих с рудными минералами кварце и кальците.

С помощью расплавных включений были рассмотрены геохимические свойства и физико-химические параметры кислых магм в районе колчеданно-полиметаллического месторождения Юбилейное в Рудном Алтае, формирование которого связано с субвулканическими комплексами преимущественно риолитового состава **[4]**. В пределах участка месторождения установлены вулканогенные образования дорудного (живетского) возраста, рудоносные франские риолитовые порфиры и пострудные субвулканические порфировые тела фаменского возраста. Включения исследовались в кварце из дорудных, рудоносных и пострудных риолитовых порфиров. Составы расплавных включений установлены на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro" (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск), и они отвечают в основном риолиту. Содержания редких и редкоземельных элементов (РЗЭ), рудных и летучих компонентов во включениях определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике **[5].**

По характеру распределения РЗЭ гомогенизированные расплавные включения в кварце риолитовых порфиров соответствует самим риолитам **[6, 7]** и хорошо согласуются с данными по таким же породам Курило-Камчатской островной дуги, что под-

тверждает островодужные условия их формирования.

Анализ содержания воды в расплавных включениях показал, что наиболее сухими были дорудные расплавы (0.19-0.77 мас. % H_2O), обеднены водой пострудные магматические системы (0.94-1.84 мас. %), а рудоносные магмы обогащены H_2O (1.56-4.30 мас. %), т.е. в процессе эволюции кислых магматических систем накопление флюида происходило в рудоносных расплавах.

С помощью ионного зонда было установлено, что содержания свинца и цинка во включениях близки кларковым величинам в кислых породах. Количество меди в кислых расплавах дорудного (844-7118 г/т) и рудного (124-1393 г/т) этапов в десятки и сотни раз превышает кларковые значения.

Определены следующие температуры гомогенизации расплавных включений: для рудоносных порфиров – 1050-1180°С, для пострудных – 1050-1170°С, для дорудных – 1230-1250°С. Для первых двух случаев температуры гомогенизации совпадают между собой и вполне отвечают реальным температурам кристаллизации, сравнимым с данными по включениям в кварце эффузивов (порядка 1140-1165°С) предыдущих исследователей **[8, 9, 10].** Высокие температуры, установленные нами для дорудных порфиров (1230-1250°С), отмечались и ранее для включений в кварце **[8]** и объяснялись потерей летучих компонентов кислым расплавом вследствие его нагрева снизу поднимающейся базальтовой магмой. С учетом минимальных содержаний летучих в наиболее высокотемпературных расплавах вполне вероятно, что подобные процессы могли происходить и в нашем случае.

Устанавливается сложная связь рудных элементов и флюидных компонентов в расплавных включениях. Наиболее сухие и с максимумом меди дорудные расплавы сменяются водонасыщенными магматическими системами рудного этапа с меньшими концетрациями рудного компонента. На пострудной стадии в расплавах падают содержания воды и опускаются до минимума значения меди.

Процесс вулканогенного гидротермального рудообразования на колчеданных месторождениях разных минеральных типов северо-западной части Рудного Алтая, как показывают наши данные и исследования других авторов **[11, 12, 13],** протекал в достаточно широком диапазоне температур - от 350-300^oC до 150-120^oC. Такой широкий интервал температур охватывает весь процесс гидротермальной деятельности, включая и пострудные стадии, хотя основное рудоотложение для колчеданно-полиметаллических месторождений происходит при температурах 350-250^oC, а для барит-полиметаллических – 250-150^oC.

Характерной особенностью солевого состава высокотемпературных гидротермальных растворов рудноалтайских колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений являются повышенные концентрации солей, достигающие 20-25 мас. %. По составу эти соли представлены в основном хлоридами (KCl, NaCl и $MgCl_2$). По мере снижения температуры в растворах увеличивается роль хлорида кальция ($CaCl_2$), а затем в заметных количествах появляются карбонаты калия (K_2CO_3). Также со снижением температуры растворов уменьшается общая концентрация солей, и во включениях с температурами гомогенизации 120-200^oC она не превышает 8 мас. %. Повышенные концентрации солей в высокотемпературных растворах по нашей модели хорошо согласуются с главным фактором рудоотложения - вскипанием этих растворов, при котором часть растворителя испарялась и концентрация солей резко повышалась, что и отражают исследования этих растворов во включениях минералов руд. Растворы же более низких температур в этих условиях не претерпели вскипания, и их солевые концентрации сохранились на исходном уровне (до 8 вес. %), что в целом отмечается для многих современных и древних гидротермальных систем **[14]**.

Исследования газовой фазы флюидных включений показали, что в них преобла-

дают газы сернистой группы (SO_2, SO_3, H_2S), углекислый газ (CO_2), в небольших количествах отмечается азот, водород и углеводороды.

В целом, проведенные исследования расплавных и флюидных включений на примере вулканогенных колчеданных месторождений Рудноалтайской островодужной системы показали сложную картину эволюции рудно-магматической системы, и для понимания условий накопления рудных элементов в расплавах и их экстракции гидротермальными растворами необходимо продолжить детальные исследования расплавных и флюидных включений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-64341, 04-05-64399).

[1] Щерба Г.Н. Вулканогенная гипотеза колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Советская геология. – 1974. - № 9. - С. 25-39.

[2] Чекалин В.М. Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. – 1991. - № 10. - С. 75-88.

[3] Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Миронова Н.Ю., Чекалин В.М. Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая. - Новосибирск: Наука, 1991. - 121 с.

[4] Астафьев М.П. О генезисе Юбилейного полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1982. - № 1. - С. 63-66.

[5] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. - Т. 4, № 3. - С. 228-239.

[6] Гаськов И.В. Колчеданно-полиметаллические месторождения северо-западной части Рудного Алтая: условия образования и закономерности размещения: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. - Новосибирск: СО РАН, 2002. - 46 с.

[7] Симонов В.А., Гаськов И.В., Борисенко А.С., Ковязин С.В. Особенности распределения редких, редкоземельных, рудных элементов и летучих компонентов в кислых расплавах колчеданного месторождения Юбилейное (Рудный Алтай) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. – Томск: ЦНТИ, 2004. - С. 165-170.

[8] Бабанский А.Д., Ашихмина Н.А., Коваленко В.И., Лятифова Е.Н., Кононкова Н.Н. // ДАН. - 1995. - Т. 344, № 2. - С. 226-228.

[9] Наумов В.Б., Карпухина В.С., Баранов Э.Н., Кононкова Н.Н. Составы расплавов, содержания летучих компонентов и элементов-примесей, температуры кристаллизации кварца кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) // Геохимия. - 1999. - № 4. - С. 339-351.

[10] Лапухов А.С., Симонов В.А., Ковязин С.В. Особенности формирования магматических комплексов Салаирского колчеданно-полиметаллического рудного поля (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 8. - С. 1186-1195.

[11] Гибшер Н.А. Физико-химические условия формирования некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. - Новосибирск: Наука, 1979. - С. 101-108.

[12] Щербань И.П., Долгов Ю.А., Боровикова Г.А., Гибшер Н.А. Физико-химические условия формирования Рубцовского колчеданно-полиметаллического месторождения Рудного Алтая по термодинамическим и термобарометрическим данным // Геология и геофизика. – 1980. - № 1. - С. 84-92.

[13] Гаськов И.В., Миронова Н.Ю., Перцева А.П. Геохимия руд колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. – 1988. - № 6. - С. 100-109.

[14] Симонов В.А., Бортников Н.С., Лисицын А.П., Викентьев И.В., Богданов Ю.А. Физико-химические условия минералообразования в современной гидротермальной постройке “Венский лес” (задуговой бассейн Манус, Тихий океан) // Металлогения древних и современных океанов – 2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. - Миасс: Имин УрО РАН, 2002. - С. 61-68.

ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ТУВИНО–МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Н.К. Гелетий, С.А. Анисимова

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gelnk@crust.irk.ru

Геодинамическая обстановка восточного сегмента Палеоазиатского океана в раннем палеозое была обусловлена становлением и взаимодействием двух крупных структурно-формационных зон, развивающихся на корах континентального – Тувино-Монгольский микроконтинент (ТММ) – и океанического – Джида-Ильчирская зона – типов.

Формирование структуры Тувино-Монгольского микроконтинента осуществлялось в 2 этапа: на первом происходила компоновка аккреционного фундамента, закончившаяся к концу рифея, на втором – седиментация венд-кембрийских, преимущественно карбонатных, отложений, составивших его осадочный чехол. *Довендский фундамент* ТММ представляет собой сочетание дорифейских континентальных, иногда с собственным цоколем и рифейским чехлом, и островодужных террейнов, амальгамированных в предвендскую коллизию в единый супертеррейн **[1]**. Структурными индикаторами этих коллизионных событий являются деформированные офиолитовые пластины, картируемые как остаточные элементы эродированного тектонического покрова на Гарганскую часть фундамента микроконтинента. Датированием тоналитов сумсунурского комплекса, прорывающих офиолитовый аллохтон, установлена верхняя временная граница его обдукции на фундамент микроконтинента - 790 млн лет **[2, 3]**. Эти офиолиты, вероятно, являются следствием структурных вариантов довендских коллизий «дуга-дуга», «континент–океан с обдукцией» и связаны с формированием фундамента микроконтинента. Отложения *венд-кембрийского осадочного чехла* восточной окраины микроконтинента со стратиграфическим несогласием перекрывают фундамент. Они представлены карбонатными отложениями горлыкской свиты, согласно залегающими на базальных отложениях безымянной и верхнешумакской свит, и надстраиваются араошейской толщей, сложенной карбонатными породами с подчиненным количеством кварц-карбонатных и кремнистых пород. Реконструкциями исходного состава отложений нижней части чехла (горлыкская свита) выявлены обстановки их седиментации, соответствующие шельфовой зоне **[4, 5]**. Вертикальный фациальный ряд шельфовых отложений мелководного типа представлен различными вариациями сочетаний органогенных, органогенно-детритовых и обломочных карбонатов. Породы фосфатизированы, что свидетельствует об открытости бассейна в сторону океана, и содержат текстурные свидетельства наличия диастем, а также значимых перерывов в осадконакоплении, с которыми связаны горизонты терригенных высокоглиноземистых пород изменчивой мощности. Более глубоководный тип отложений шельфа представлен обломочными карбонатами с соответствующими зоне волнений и течений морфологическими типами слоистости. Этим отложениям не свойственна фосфатоносность, отсутствует характерная мелководная фитогенная органика. Латеральные изменения формационного ряда отложений выражены направленной сменой мелководных типов разрезов на существенно глубоководные в восточном и юго-восточном направлении, что свидетельствует об углублении бассейна в сторону палеоокеана. Органогенные биогермы нижней части мелководных разрезов представлены двумя группами столбчатых строматолитов плохой сохранности Jurusania sp. и Boxonia sp. и микрофитолитами: сгустковыми Nubecularites composites Z.Zhur., Vermiculites angularis Reitl. и концентри-

чески слоистыми Osagia tenuilamellata Reitl. Выше по разрезу появляются органогенные постройки, состоящие из столбчатых строматолитов Jurusania judomica Kom.et Semikh. и Linella schumak Dol. К формам концентрически слоистых микрофитолитов Osagia tenuilamellata Reitl., O.nimia Z.Zhur. и сгустковым Nubecularites punctatus Reitl добавляются пузырчатые формы Vesicularites bothrydioformis (Krasnop.) Reitl., V. enormis Z.Zhur., V.rectus Z.Zhur., V.porrectus Z.Zhur. и сетчатые Volvatella zonalis Nar., V.vadosa Z.Zhur., V.horridus Z.Zhur. Верхняя часть разрезов (верхняя подсвита горлыкской свиты) содержит типичную кембрийскую фауну - мелкие трилобиты, спикулы губок, брахиоподы. В связи с появлением «конкурентов» в карбонатах исчезают строматолиты и меняется набор микрофитолитов: к оставшимся сетчатым Volvatella zonalis Nar. и сгустковым Nubecularites punctatus Reitl. добавляется венд-кембрийская форма Nubecularites catagraphus Reitl; появляется кембрийский комплекс известковых водорослей Renalcis sp., Epiphyton sp., Katangasia sp. **[6, 7, 4]**.

Результаты реконструктивного анализа отложений свидетельствуют о периоде спокойной аккумуляции осадков при формировании венд-кембрийского бассейнового комплекса на восточной окраине Тувино-Монгольского микроконтинента, который без существенных тектонических трансформаций отложений длился, по крайней мере, до конца среднего кембрия. Это предположение подтверждает и возраст финальных чехольных отложений боксонской серии центральной части микроконтинента, аналогами которой являются породы горлыкской свиты и араошейской толщи **[4, 5]**, так как известняки хютенской свиты, венчающие разрез боксонской серии, также содержат комплекс нормальной морской фауны, датируемой амгинским ярусом среднего кембрия **[8].** Таким образом, события, нарушающие общую тенденцию развития осадочного мегабассейна ТММ в едином платформенном режиме, не происходили, по меньшей мере, до конца среднего кембрия.

Структурный план центральной части микроконтинента в течение палеозоя, по-видимому, оставался практически неизменным, что обусловило хорошую степень сохранности осадочного чехла (боксонская серия), его объем, полноту и непрерывность разрезов. Восточная же окраина ТММ, где реликты венд-кембрийского осадочного чехла сохранились лишь в автохтоне, ориентированном вдоль фронтальной части Тункинского покрова **[7]** и в субширотной полосе вдоль южной границы Гарганского выступа фундамента, в посткембрийский период претерпела значительные изменения. Литолого-текстурные исследования осадочного чехла восточной окраины микроконтинента (Ильчирская структурно-формационная зона) свидетельствуют о хорошей сохранности седиментационного облика отложений его нижней части (горлыкская свита), измененной лишь в структурном отношении. Верхняя же часть чехла (араошейская толща), наиболее измененная структурно, необратимо изменена литологически. Реконструкция условий толщи накопления была выполнена геохимическими методами **[5]**. Структура восточной окраины микроконтинента осложнена надвигами со значительной амплитудой перемещения, в которых пространственно совмещены одновозрастные, но различные по палеотектонической сущности комплексы. Их верхний возрастной предел ограничен временем внедрения ордовикских гранитоидов Мункусардыкского массива **[9]**.

Южнее, на территории Монголии, осадочный чехол микроконтинента представлен шельфовыми отложениями хубсугульской серии и карбонатными турбидитами его континентального склона и подножия. Отложения хубсугульской серии трансгрессивно залегают на преимущественно вулканогенно-терригенных отложениях дархатской серии. В ее основании залегает базальный горизонт кварцево-полевошпатовых песчаников и гравелитов, выше которого по разрезу располагаются породы доломитового и известнякового комплексов. Как и в приведенных выше отложениях осадочного чехла

микроконтинента, в составе хубсугульской серии присутствуют горизонты бокситов и фосфоритов **[1, 10]**. Фрагмент континентального склона и подножия Тувино-Монгольского микроконтинента сохранился в Южном Прихубсугулье **[11]**. Терригенно-карбонатная толща, ассоциируемая с карбонатным флишем, представлена в основном обломочными известняками - калькаренитами песчаной, алевритовой, реже - гравийной и мелкогалечной размерностей. В подчиненном количестве встречаются песчанистые известняки, слюдистые и известковистые кварцевые песчаники, глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые сланцы, а также редкие маломощные прослои микрокварцитов по кремнистым породам. Структурно-текстурный анализ толщи свидетельствует о том, что эти отложения накапливались в дистальной части подводного конуса выноса обломочного материала суспензионными потоками и в ассоциации преобладают осадки турбидных потоков. Судя по широкому развитию подводно-оползневых горизонтов, нарушающих слоистую структуру пород, дистальная часть этого подводного конуса выноса располагалась на континентальном склоне.

В соседствующей с этой частью микроконтинента Джидинской зоне широко развиты: породы офиолитовой ассоциации с тектонически нарушенными первичными взаимоотношениями между ее членами; вулканиты, преимущественно базальты, реже - средние и кислые лавы; пирокластические породы; в подчиненном количестве - археоциатовые и водорослевые известняки. Структурный план зоны представлен серией тектонических покровов, сложенных пакетами тектонических пластин, которые маркируются зонами меланжа, гипербазитами и поверхностями надвигов. Офиолиты, вулканиты, пирокластические и осадочные породы в покровно-складчатой структуре Джидинской зоны сохранены в виде отдельных фрагментов **[1, 7]**.

Анализируя в заявленном аспекте полученные литологические материалы и структурные обобщения предыдущих исследователей по восточной окраине ТММ, можно отметить, что литологические параметры отложений осадочного чехла микроконтинента содержат свидетельства присутствия обрамляющего его океанического пространства. На это указывают: состав и литолого-текстурные особенности отложений; изменения фациальных рядов отложений по латерали; фосфатоносность, обрамляющая и маркирующая микроконтинент; примесь вулканогенного материала в отложениях краевых фаций. Последнее зависит, по-видимому, от степени затронутости краевых фаций покровно-складчатыми деформациями. Так, например, в юго-восточной части ТММ, примыкающей к Джидинской зоне, в верхней части кремнисто-карбонатной формации нижнего кембрия появляются сначала маломощные прослои, а затем мощная толща туфогенных пород с пирокластикой андезитового состава. Севернее, в Ильчирской зоне, краевые части фации чехла перекрыты обдуцированными комплексами, скрывая, по-видимому, ту часть чехла, которая могла содержать эту информацию. Уместно упомянуть, что вулканогенная составляющая присутствует в составе осадочного чехла и на западной окраине ТММ (айлыгская серия) **[12]**. Все это дополнительно свидетельствует как о реальности существования микроконтинента, так и о его обособленности в океаническом пространстве Палеоазиатского океана на протяжении венда-кембрия.

Обобщение структурных данных показывает, что главной особенностью восточной границы Тувино-Монгольского микроконтинента является осложненность ее покровно-складчатыми структурами, наиболее ярко выраженными в Тункинских гольцах и в Южном Прихубсугулье **[1, 7, 8]**. Постседиментационные структурные преобразования восточного склона ТММ в Ильчирской зоне связаны, по-видимому, с коллизионными процессами «континент-океан с обдукцией», косвенным литологическим признаком которых, вероятно, можно считать резкую смену степени седиментационной сохранности отложений чехла в вертикальных разрезах, а прямым – коллаж одновозраст-

ных, но различных по геодинамической сущности тектонических пластин. В Южном Прихубсугулье характер проявления этих преобразований был, возможно, иной, так как степень сохранности восточного края микроконтинента в общих чертах снижается с юга на север в направлении Сибирского кратона: формации континентального склона и подножия (Южное Прихубсугулье, бассейн р. Эггейн–Гол) → шельфовая формация (хубсугульская серия) → останцы той же формации в автохтоне Тункинского покрова (горлыкская свита и араошейская толща).

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП СО РАН № 194.

[1] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 6. – С. 554-565.

[2] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. - М.: «Пробел-2000», 2004. - 191 с.

[3] Кузьмичев А.Б. Байкалиды Тувино-Монгольского массива: три этапа тектонической эволюции в позднем рифее-раннем палеозое // Тектоника неогея. - М.: ГЕОС, 2000. - С. 341-345.

[4] Гелетий Н.К. Литогеодинамический анализ карбонатных отложений Горлыкского палеобассейна как составной части венд-кембрийской системы седиментации пассивной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточный Саян) // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. - М.: Интермет инжиниринг, 2001. - С. 349-362

[5] Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые. - 2005. - №2. - С. 192-204.

[6] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. - Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 2000. - 320 с.

[7] Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1991. - 142 с.

[8] Геология и метаморфизм Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1988. - 192 с.

[9] Литвинцев К.А., Калмычкова Т.Н. Первый опыт Rb-Sr-датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) // ДАН СССР. - 1990. - Т. 312, № 1. - С.205-208.

[10] Еганов Э.А., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (ХФБ), Монголия, Россия // Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. - Владивосток: Дальнаука, 1999. - С. 32-40.

[11] Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н. Терригенно-карбонатные (калькаренитовые) отложения Джидинской зоны Монголии // Литология и полезные ископаемые. - 1986. - № 4. - С. 105-111.

[12] Кузьмичев А.Б. Геологическая структура и стратиграфия Билинской подзоны Шишхидского офиолитового пояса (Восточная Тува и Северная Монголия) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. - Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1991. - С. 130-150.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРО-ДОЛЕРИТЫ БИРЮСИНСКОГО БЛОКА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА) КАК ВОЗМОЖНЫЕ ИНДИКАТОРЫ РАСПАДА РОДИНИИ

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская*, А.М. Мазукабзов*, В.А. Пономарчук**, А.М. Станевич**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dima@crust.irk.ru
**Новосибирск, Институт геологии СО РАН, ponomar@uiggm.nsc.ru

Рои даек основного состава и субсинхронные им силловые комплексы часто используются в качестве индикаторов обстановок растяжения, в том числе внутриконтинентального. В случаях, когда подобное растяжение приводит к образованию пассивных окраин и открытию новых океанических бассейнов, дайковые рои и ассоциирующие силловые комплексы могут быть использованы в качестве индикаторов стадии распада суперконтинентов **[1]**.

В целях решения вопроса о возможной вовлеченности Сибирского кратона в структуру мезо-неопротерозойского суперконтинента Родиния и обнаружения возможных индикаторов распада этого суперконтинента и раскрытия Палеоазиатского океана, в рамках интеграционного проекта РАН–СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» (подпрограмма 1 «Ранние этапы становления и эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (мезо- и неопротерозой)» были проведены исследования в пределах южного фланга Сибирского кратона. Одним из районов исследований явился Бирюсинский блок.

В пределах Бирюсинского блока габбро-долериты слагают многочисленные пластовые тела (силлы), локализованные в разрезах карагасской серии верхнего рифея, а также дайки, приуроченные к двум господствующим системам разломов северо-восточного и субширотного направления. Ранее проведенные исследования показали, что габбро-долериты даек по своим геохимическим характеристикам и, главное, по возрасту совершенно отличны от пород, слагающих силлы **[2]**. На основании этих наблюдений был сделан вывод о неправомочности отнесения всех субвулканических образований Бирюсинского блока к нерсинскому комплексу и было предложено оставить это название только за силлами, локализованными в разрезах карагасской серии **[2, 3]**. В настоящей работе будут рассмотрены особенности составов габбро-долеритов из силлов Бирюсинского блока, возраст пород, вопросы генезиса и возможные тектонические аспекты формирования силловых комплексов рассматриваемого фрагмента южной окраины Сибирского кратона.

В пределах Бирюсинского блока силлы габбро-долеритов субсогласно залегают среди осадочных отложений карагасской серии верхнего рифея. Мощность силлов достигает 100 м. Контакты со вмещающими породами в большинстве случаев не вскрыты. Силлы малой мощности (не более 40 м) не дифференцированы, в крупных телах обнаруживаются черты внутренней дифференциации. Центральные части сложены массивными среднезернистыми габбро-долеритами, краевые - более мелкозернистыми разностями.

Основными породообразующими минералами габбро-долеритов из силлов являются плагиоклаз и моноклинный пироксен. В отдельных разностях распознается измененный оливин. Большинство пород подвержено незначительным вторичным изменениям, выраженным в соссюритизации и серицитизации плагиоклаза, а также в развитии амфибола, биотита и хлорита по пироксену.

По химическому составу все проанализированные образцы отвечают базальтам и

образуют единую серию, дифференцированную от толеитовых до субщелочных разностей. Для пород характерны умеренные содержания TiO_2 (0.9-1.5 %), P_2O_5 (0.7-0.12 %), низкие и умеренные содержания Fe_2O_3t (10.2-13.7 %) и повышенные содержания MgO, достигающие в наименее дифференцированных разностях 11.1 %. Отдельные образцы габбро-долеритов могут рассматриваться как прямые производные расплавов родоначального магматического очага (Mg# ≥ 64).

Проанализированные габбро-долериты нерсинского комплекса демонстрируют отчетливую зависимость их геохимических характеристик от степени дифференцированности пород. Так, максимально высокие содержания Ni и Cr отмечены в наиболее примитивных, недифференцированных разностях с магнезиальностью (Mg#) около 65. Максимальные же содержания высокозарядных элементов (Ti, Y, Zr) и РЗЭ характерны для наиболее дифференцированных образований.

Наиболее отчетливо отмеченная тенденция может быть продемонстрирована на примере мощного силла, располагающегося в районе верхнего течения р. Яга. Так, наиболее раскристаллизованные разности в центральной части силла отличаются от мелкозернистых долеритов краевых областей почти двукратными содержаниями элементов группы железа (Ni = 220 и 95 г/т, Co = 54 и 34 г/т, Cr = 240 и 110 г/т, соответственно) и повышенными содержаниями MgO (9,58 против 7,18 %). В то же время в краевых областях силла общая щелочность пород возрастает с 2,88 до 4,7 %, содержания Zr увеличиваются с 85 до 120 г/т, Nb с 7 до 10 г/т, Y с 18 до 37 г/т, Ba с 312 до 620 г/т, Sr с 190 до 240 г/т, La с 14 до 23 г/т, Lu с 0,24 до 0,42 г/т, Th с 2,9 до 5,8 г/т, U с 0,47 до 1,84 г/т и т.п.

На нормализованных по примитивной мантии **[4]** мультиэлементных спектрах составов габбро-долеритов отчетливо проявлены минимумы по U, Nb-Ta, P и Ti. Все проанализированные образцы демонстрируют относительную обогащенность элементами группы легких РЗЭ $(La/Yb)_n$ = 4.76-6.61) и слабовыраженную отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu*= 0.83-0.97).

На диаграммах Zr/4-Nb*2-Y **[5]** и Zr - Zr/Y **[6]** фигуративные точки составов габбро-долеритов попадают в области базальтов внутриплитных обстановок. Согласно классификации **[7]** габбро-долериты соответствуют базальтам деструктивных плитных окраин (Destructive Plate Margin Basalts) и их дифференциатам.

Габбро-долериты имеют высокие значения Th/Ce = (0.08 – 0.10) и Th/Ta = (2.78 – 6.57) отношений, что, как и отрицательные аномалии по Nb-Ta и Ti, характерно для пород континентальной коры **[8, 9]** и нетипично для базальтов типа MORB и OIB **[4]**. Тот факт, что подобными характеристиками обладают все изученные габбро-долериты, в том числе наиболее примитивные базальты с Mg# > 64, позволяет предположить, что обогащение родоначального источника коровыми компонентами имело место до момента внедрения расплавов и образования силловых тел.

Отсутствие значительных вариаций значений Th/Ce (0.08-0.10) и Nb/La (0.48-0.59) отношений также свидетельствует в пользу контаминации базитовых расплавов коровым компонентом до начала внедрения расплавов в верхние горизонты коры, а не в процессе этого внедрения **[10]**. Вероятно, деплетированность первичных расплавов в отношении Nb и Ta также обусловлена контаминацией мантийных расплавов коровым материалом.

Возраст габбро-долеритов $^{39}Ar/^{40}Ar$ методом по монофракции плагиоклаза был определен как 741±4 млн лет. Полученные данные о возрасте габбро-долеритов Бирюсинского блока хорошо соотносятся с результатами датирования даек габбро-долеритов Шарыжалгайского выступа (758±4 млн лет) **[11]** и подтверждают гипотезу о формировании в пределах южной окраины Сибирского кратона неопротерозойского дайкового пояса **[3]**. Вероятно, возникновение дайкового пояса было обусловлено началом риф-

тингового процесса, связанного с распадом Родинии **[12]** и зарождением Палеоазиатского океана **[13]**. В пользу этого предположения свидетельствует то, что отложения карагасской серии, вмещающие изученные силлы, по характеру разрезов имеют черты осадочных образований пассивной окраины, т.е. непосредственным образом свидетельствуют в пользу зарождения нового океанического бассейна вдоль южной (в современных координатах) окраины Сибирского кратона.

Интересно, что полученные данные позволяют по-новому подойти к вопросу расшифровки взаимного положения Сибири и Лаврентии на момент распада Родинии (поздний неопротерозой). Так, оказалось, что по целому ряду геохимических характеристик габбро-долериты Бирюсинского блока и Шарыжалгайского выступа близки к долеритам комплекса Франклин севера Лаврентии **[14]**. При этом, кроме близости геохимических составов, долериты комплекса Франклин имеют и достаточно близкий возраст (723 млн лет, согласно **[15]**). Именно этот временной рубеж принимается авторами **[14, 15]** за начало неопротерозойского рифтогенеза на севере Лаврентии. Согласно модели **[16]** предполагается, что возникновение дайковых роев провинции Франклин (так же, как изученных комплексов юга Сибири **[2, 3]**) было связано с воздействием на литосферу северной части Лаврентии Южно-Тихоокеанского суперплюма, который и вызвал распад Родинии.

Таким образом, рассматривая дайковые рои севера Лаврентии (Франклин) в качестве близких возрастных и вещественных аналогов дайковых роев юга Сибирского кратона, можно предположить, что на момент образования вышеупомянутых дайковых комплексов север Лаврентии был ориентирован в сторону южной окраины Сибири. Подобные реконструкции были предложены авторами настоящей работы **[2, 13]** и не противоречат имеющимся моделям взаиморасположения Сибирского кратона и Лаврентии, построенным на основе как геологических **[17]**, так и палеомагнитных данных **[2, 18, 19]**.

Работа выполнена при поддержке интеграционной Программы РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту», а также РФФИ (грант 04-06-64412) и Фонда содействия отечественной науке.

[1] Rogers J.J.W. A history of continents in the past three billion years // J. Geology. - 1996. -V. 104. - P. 91-107.

[2] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevski S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. - 2005. - V. 140 (in press).

[3] Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии – раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами: Автореф. дис. … докт. геол-мин. наук. - М., 2004. – 36 с.

[4] Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London. Spec. Pub. - 1989. - V. 42. - P. 313-345.

[5] Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. - 1986. - V. 56. - P. 207-218.

[6] Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. - 1979. - V. 69. - P. 33-47.

[7] Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. - 1980. - V. 50. - P. 11-30.

[8] Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. - Blackwell: Oxford Press, 1985. – 224 p.

[9] Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal

perspective // Reviews of Geophysics. – 1995. – V. 33. - P. 267-309.
[10] Bingen B., Demaiffe D. Geochemical signature of the Egersund basaltic dyke swarm, SW Norway, in the context of Late-Neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean // Norsk Geologisk Tidsskrift. – 1999. - V. 79. - P. 69-86.
[11] Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (Southern Siberian craton) // Precambrian Research. - 2002. - V. 122, № 1-4. - P. 359-377.
[12] Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пантеева С.В. Петрология габбро-долеритов из неопротерозойских дайковых роев Шарыжалгайского выступа и проблема распада суперконтинента Родиния // Петрология. - 2001. - Т. 9, № 6. - С. 639-656.
[13] Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Неопротерозойские дайковые рои Шарыжалгайского выступа – индикаторы раскрытия Палеоазиатского океана // ДАН. - 2000. - Т. 375, № 4. - С. 504-508.
[14] Shellnutt J.G., Dostal J., Keppie J.D. Petrogenesis of the 723 Ma Coronation sills, Amundsen basin, Arctic Canada: implications for the break-up of Rodinia // Precambrian Research. – 2004. – V. 129. - P. 309-324.
[15] Rainbird R.H., De Freitas T.A. Stratigraphic evidence for the Siberia-Laurentia connection and Early Cambrian rifting: comment // Geology. – 1997. - V. 25. – P. 569-570.
[16] Li Z.-X., Li X.-H., Kinny P.D., Wang J. 830-820 Ma mafic to felsic igneous activity in South China: part of plume-induced rifting that led to the breakup of Rodinia // J. Conference EUG 10 (Abstracts). - 1999. - V. 4. - P. 117.
[17] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский внутриплитный магматизм юга Сибири – след раскола с Лаврентией // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. - С. 325-328.
[18] Павлов В.Э., Галле И. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя по палеомагнитным данным // Геотектоника. - 1999. - №. 6. - С. 16-28.
[19] Gallet Y., Pavlov V.E., Semikhatov M.A., Petrov P.Yu. Late Mesoproterozoic magnitostratigraphic results from Siberia: Paleogeographic implications and magnetic field behaviour // J. Geophys. Res. - 2000. - V. 105. B7. - P. 16481-16499.

ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

И.В. Гордиенко, А.В. Филимонов

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bsc.buryatia.ru

Джидинская зона Центрально-Азиатского складчатого пояса расположена в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы и рассматривается как область развития венд-палеозойских океанических, островодужных, преддуговых и задуговых комплексов, сформировавшихся на активной окраине Палеоазиатского океана **[1, 2, 3]**. Она располагается между Тувино-Монгольским микроконтинентом и Хамардабанской зоной метаморфизованных пород венд-палеозойского возраста, образовавшихся в обстановке пассивной континентальной окраины атлантического типа **[4]**. В строении Джидинской зоны значительную роль играют палеозойские островодужные, коллизионные и постколлизионные гранитоиды, занимающие более половины ее площади.

В настоящее время Джидинская зона рассматривается в качестве сложно построенного коллизионного орогена, геологическая структура которого определяется дислокациями позднеколлизионного этапа со значительной сдвиговой компонентой. Элементы аккреционных раннеколлизионных пологозалегающих структур сохраняются только в виде реликтов. В последние годы в результате изучения Джидинского сегмента Палеоазиатского океана было установлено, что в бассейне р. Хасурта Юго-Западного Забайкалья, а также в бассейне рек Ур-Гол и Эгийн-Гол Северной Монголии присутствуют структурно-вещественные комплексы (СВК) трех типов: 1) СВК энсиматической зрелой островной дуги; 2) СВК гайотов (симаунтов); 3) флишевые СВК преддуговых и задуговых палеобассейнов. Современная структура Джидинской зоны сформировалась в результате коллизии в позднем карбоне – перми **[5, 6]**. Были получены первые палеомагнитные свидетельства того, что Джидинская зона заняла современное положение относительно Сибирской платформы и примыкающих к ней структур Хамардабанской зоны и Тувино-Монгольского микроконтинента только в конце палеозоя в результате крупноамплитудных сдвиговых перемещений **[7]**.

Различные части СВК **Джидинской энсиматической островной дуги** формируют единый последовательный временной формационный ряд. Взаимоотношения формаций определяются по составу обломков в обломочных породах, по закономерным изменениям в составе магматических продуктов (толеитовая – известково-щелочная – субщелочная серии) и обстановкам седиментации и вулканизма (глубоководные – мелководные – субаэральные).

Начальный этап развития Джидинской островной дуги фиксируется породными ассоциациями тел базитов-гипербазитов расслоенного кумулятивного комплекса, представляющего собой фрагменты океанической коры основания энсиматической дуги или являющегося продуктом островодужного магматизма. Примитивные островодужные толеиты базальтовой толщи фиксируют начальные стадии эволюции островодужного магматизма в обстановках фронтальной дуги. По мере развития островодужной системы толеиты сменяются базальтами известково-щелочной серии, ассоциирующими с бонинитами, выявленными в монгольской части Джидинской зоны. Базальтовые толщи формировались в относительно глубоководных обстановках фронтальной дуги. Следующий этап развития дуги связан с появлением дифференцированных вулканитов, формировавших постройки вулканической дуги. В это же время (ранний кембрий) формируются узкие карбонатные шельфы вулканических островов. Отдельные постройки на этом этапе достигали уровня моря, что фиксируется присутствием карбо-

натных фаций зоны действия волн и приливных течений.

Переход островной дуги от юной стадии к развитой связывается с массовым средним вулканизмом, сопровождавшимся в конце среднего кембрия внедрением интрузий плагиогранит-диоритового джидинского комплекса, прорывающего все более ранние островодужные образования. В этот период в ходе вулканической деятельности сформировалась мощная толща средних туфов, туффитов и тефроидов. Поставка больших объемов обломочного материала привела к подавлению карбонатной седиментации. Накопление туфовой толщи происходило в субаквальных условиях в обстановках резко расчлененного рельефа, обусловленного дифференцированными блоковыми тектоническими движениями. Наличие крупных тектонических уступов фиксируется широким распространением тел грубообломочных отложений в составе туфовой толщи.

Заключительная стадия тектонической эволюции островной дуги представлена пространственной породной ассоциацией субаэральных субщелочных вулканитов (трахитовая толща) с красноцветными конгломератами хурликской толщи. Состав ее обломочной части свидетельствует о синхронности субщелочного вулканизма и денудации всего сформировавшегося комплекса островодужных образований. Продукты эрозии отлагались в субаэральных обстановках. Время заключительных этапов эволюции островодужной системы дискуссионно.

СВК **Джидотского гайота** формирует крупный аллохтон с меланжем в основании. Выше в тектоническом разрезе аллохтона залегают меланжированные толщи мафических брекчий и подушечных лав толеитов типа N-MORB. Верхи тектонического разреза не затронуты меланжированием и сложены покровами толщ субщелочных базальтов и доломитов.

Общий эволюционный тренд изменений составов вулканитов структурно-вещественного комплекса гайота хорошо укладывается в модель формирования внутриокеанических вулканических поднятий – следов прохождения мантийного плюма. На начальном этапе над плюмом в зоне спрединга изливались подушечные лавы толеитов типа N-MORB. По мере удаления от плюма формировалась переходная серия толеитовых ферробазальтов и андезитобазальтов. При дальнейшем удалении от горячей точки толеитовый вулканизм сменяется субщелочным (толща субщелочных базальтов). Направленность тренда изменения составов вулканитов и его временной характер подтверждаются ростом вулканического поднятия, выраженным в закономерной смене обстановок седиментации и вулканизма от глубоководных на начальных этапах к мелководным и даже субаэральным на завершающих стадиях. Закономерная смена обстановок осадконакопления и вулканизма от относительно глубоководных к мелководным и даже субаэральным (доломитовая толща) указывает на рост вулканического поднятия с одновременной закономерной эволюцией составов продуктов вулканизма, характерных для океанических островов, связанных с "горячими точками". Недавно получены и прямые доказательства перемещения гайота в процессе его роста. По палеомагнитным данным установлены две группы палеоширот - для подушечных лав типа MORB - 19.2^{o}-20.3^{o} с.ш. и для субщелочных базальтов – 20.6^{o} и 15.6^{o} с.ш. **[8]**.

По своему положению в геологической структуре и строению Джидотский гайот хорошо сопоставляется с раннепалеозойскими гайотами Горного Алтая, сложенными пиллоу-лавами океанических толеитов, сменяющихся вверх высокотитанистыми субщелочными базальтами, перекрытыми кремнисто-карбонатными осадками. Так же, как в Джидинской зоне, постройки гайотов окружены олистостромом и терригенными толщами раннего кембрия **[9]**.

Геодинамическая обстановка **Джидинского флишевого палеобассейна**, сопряженного с островными дугами, реконструирована по составу кластики псаммитов с соотношениями кварца. Установлено, что обломочные породы флиша имели два источ-

ника – островную дугу и карбонатную платформу гайота. Комплекс обломочных пород представлен вулканитами, гранитоидами и/или осадочными породами (известняки, алевропелиты) при практическом отсутствии метаморфитов. Толща датируется широким интервалом от ордовика до девона по комплексам микрофоссилий (миоспоры, акритархи, хитинозои).

В истории геодинамического развития Джидинской зоны можно видеть закономерное превращение океанического бассейна в покровно-складчатое коллизионное сооружение. Реставрируемый палеобассейн имел все элементы типичного океана: развитую спрединговую зону, разбитую на отдельные сектора зонами трансформных разломов, океанические острова или плато (гайоты), формирующиеся под влиянием горячих точек, а впоследствии в нем зародились энсиматические островные дуги и окраинные моря. В аккреционные призмы энсиматических островных дуг попадали постепенно различные типы образований прежнего палеоокеана, а именно: базальт-бонинитовые лавы основания островных дуг, субщелочные базальты океанических островов (гайотов), крупные тела (протрузии) базитов-гипербазитов, которые возвышались над океаническим дном, а также гемипелагические осадки океанического бассейна. Океанический бассейн в вендско-кембрийское время можно сравнить с западной окраиной Тихого океана. Столкновение островных дуг между собой и с «микроконтинентами» определило начало формирования покровно-складчатой коллизионной структуры Джидинской зоны, внедрение гранитоидных массивов и формирование остаточных бассейнов. Окончательное столкновение «микроконтинентов» вызвало полное закрытие океанического бассейна и включение Джидинской зоны в аккреционно-коллизионную окраину Сибирского континента. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать вышеописанный океанический бассейн как часть Палеоазиатского океана, который располагался, как считал Л.П. Зоненшайн **[10]**, между Сибирским континентом и Гондваной.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционной программы РАН и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», а также проектов РФФИ (05-05-64035, 05-05-97228).

[1] Беличенко В.Г. Палеотектоническое районирование палеозоид юго-восточной части Восточного Саяна, Западного Хамар-Дабана и Прихубсугулья // Геология и геофизика. - 1985. - № 5. - С. 11-19.

[2] Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В. Палеокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. - 1995. - Т. 36, № 1. - С. 3-18.

[3] Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. - 1996. - № 4. - С. 25-42.

[4] Филимонов А.В. Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. - Иркутск, 2003. - 21 с.

[5] Гордиенко И.В., Филимонов А.В. Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана: результаты исследований в Джидинской зоне палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса, нерешенные проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат. науч. совещ. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С. 60-65.

[6] Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. Ранне- и позднепалеозойские коллизионные обстановки и их роль в формировании литосферы Саяно-Байкальской складчатой области // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат. XXXVII тектонического совещания. Т. 1. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. - С. 107-110.

[7] Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океа-

на по палеомагнитным данным // ДАН. - 2001. - Т. 379, № 4. - С. 508-513.
[8] Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э., Филимонов А.В. Состав и структурное положение урминской толщи позднего девона в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы по палеомагнитным данным // ДАН. - 2003. - Т. 388, № 5. - С. 651-655.
[9] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. - 2004. - Т.45, № 12. - С. 1381-1403.
[10] Зоненшайн Л.П. Реконструкция палеозойских океанов // Дрейф континентов. - М.: Наука, 1976. - С. 28-71.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРИДОТИТОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ

М.А. Горнова, А.И. Альмухамедов*, И.В. Гордиенко**, А.Я. Медведев*, О. Томуртогоо****

*Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mgorn@igc.irk.ru
**Улан-Удэ, Институт геологии СО РАН, gord@press.bsc.buryatia.ru
***Улан-Батор, Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии, inst_geology@arvis.ac.mn

Джидинская зона Центрально-Азиатского складчатого пояса расположена в южном обрамлении Сибирской платформы. Она сложена венд-раннепалеозойскими комплексами океанов, островных дуг и задуговых бассейнов, формировавшимися на активной окраине Палеоазиатского океана. Нами проведено геохимическое изучение перидотитов в пределах Джидинской зоны в бассейнах рек Джида, Эгин-Гол и Ури-Гол.

Перидотиты либо слагают крупные массивы (Эгингольский, Уригольский, Хасуртинский), либо представлены будинами в серпентинитовых меланжах. Породы интенсивно серпентинизированы, только в крупных массивах они сохраняют реликты первичных минералов: оливина, ортопироксена, редко клинопироксена. Хромшпинелид более устойчив при метаморфических преобразованиях пород, поэтому центральные части зерен сохраняют первично-магматический состав даже в мелких будинированных телах серпентинитов. Первичные хромшпинелиды большей части перидотитовых тел имеют близкий состав и характеризуются высоким содержанием Fe^{3+}, изменением отношения Cr/(Cr+Al) от 0,35 до 0,65, пониженной магнезиальностью. Высокая хромистость шпинелей свидетельствует об образовании протолитов серпентинитов – гарцбургитов в результате высоких степеней плавления мантийного субстрата. На диаграмме Mg/(Mg+Fe) – Cr/(Cr+Al) точки составов шпинелей попадают в поле шпинелей из перидотитов надсубдукционных зон. Первичные хромшпинелиды перидотитового массива на р. Хехе-Гол имеют характеристики шпинелей из перидотитов, формирующихся в срединно-океанических хребтах, они менее железисты и хромисты, содержат низкие концентрации трехвалентного железа.

Рассматриваемые перидотиты обеднены магмафильными элементами и обогащены MgO относительно примитивной мантии, что наряду с составами первичных минералов свидетельствует об их реститовой природе.

Существуют систематические различия в химическом составе реститовых перидотитов, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках. Химический состав главных элементов в перидотитах отражает условия их образования в результате экстракции расплавов из более фертильного мантийного вещества: степень плавления и P-T режим. На диаграммах Херцберга **[1]** в координатах MgO- SiO_2, MgO-FeO, MgO-Al_2O_3, построенных по экспериментальным данным по плавлению примитивной мантии в условии различных температур и давлений, составы изученных ультрамафитов показывают особенности, характерные для перидотитов, сформировавшихся в надсубдукционных обстановках. Такими особенностями являются: повышенные содержания SiO_2 (соответственно ортопироксена), иногда ΣFeO и пониженные – Al_2O_3 по сравнению с возможными реститовыми составами перидотитов. Это свидетельствует о преобразовании пород под воздействием расплавов или флюидов, поступающих из субдуцирующегося слэба. Как уже отмечалось, исследованные перидотиты содержат шпинели с высоким содержанием Fe^{3+}, что говорит о повышенной фугитивности кислорода метасоматизирующего компонента. Перидотиты с наиболее высокой магнезиальностью и низким содержанием ΣFeO, вероятно, не затронуты таким процессом преобразования. Их составы отражают первую стадию формирования пород и согласуются с моделью

образования реститов в результате полибарического фракционного плавления от 40 кбар до ~ 10 кбар (по диаграммам Херцберга). Начальные давления плавления соответствуют потенциальным мантийным температурам ~ 1550°С в соответствии с P-T диаграммой декомпрессионного плавления примитивной мантии Herzberg, O'Hara **[2]**, поэтому изученные перидотиты могут рассматриваться как "горячие" реститы, образованные в плюмах.

Исключение представляет небольшой массив на реке Хехе-Гол. Составы перидотитов этого массива соответствуют составам абиссальных перидотитов и хорошо согласуются с моделью образования в результате фракционного полибарического плавления примитивной мантии от 30-20 кбар до 10 кбар и степени плавления 0,15-0,25. Начальные давления плавления соответствуют потенциальным мантийным температурам ~1450°. Таким образом, эти породы представляют собой "холодные" реститы, сформировавшиеся в срединно-океанических хребтах.

В рассматриваемых перидотитах нормированные к примитивной мантии содержания редких и некоторых главных элементов, расположенные на спайдерграммах в соответствии со степенью несовместимости, образуют U-образные кривые с уровнем концентраций несовместимых элементов ниже, чем в примитивной мантии. Закономерное уменьшение нормированных содержаний элементов от совместимых Cr, Mg до MREE отражает магматический этап образования пород в результате частичного плавления более фертильного мантийного вещества. Это подтверждается и наличием положительных корреляций HREE, Y с петрогенными оксидами (MgO, Al_2O_3), концентрация которых зависит от степени плавления. Корреляции между сильно несовместимыми элементами и петрогенными оксидами отсутствуют. Повышение нормированных содержаний редких элементов от MREE до сильно несовместимых (Ba,Rb) обусловлено метасоматическим этапом преобразования пород под воздействием расплавов-флюидов, образующихся из субдуцируемого океанического слэба. Взаимодействием перидотит-расплав могут быть объяснены и более низкие концентрации совместимого никеля в перидотитах относительно рядом расположенных на спайдерграмме магния и хрома. Из характерных для надсубдукционного метасоматического компонента особенностей следует отметить отсутствие обогащения ниобием относительно лантана.

Перидотиты р. Хехе-Гол характеризуются совсем иными картинами распределения редких элементов на спайдерграмме. Следует отметить закономерное уменьшение нормированных концентраций элементов от совместимых до LREE включительно. Наблюдается лишь некоторое обогащение Rb, Ba и Nb. Концентрации редких земель в этом массиве свидетельствуют о более низких степенях плавления при образовании пород по сравнению с остальными перидотитами.

Таким образом, геохимические особенности состава перидотитов Джидинской зоны свидетельствуют об их образовании в надсубдукционных зонах. Только перидотиты р. Хехе-Гол представляют собой холодные реститы, сформировавшиеся в срединно-океанических хребтах.

[1] Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology //Journal of petrology. - 2004. - 45, № 12. - P. 2507-2530.

[2] Herzberg C., O'Hara M.J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // Journal of petrology. - 2002. - 43, № 10. - P. 1857-1883.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ПОРОД АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (К МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ)

В.И. Гребенщикова, П.В. Коваль*, Е.Х. Турутанов**, Т.М. Мельникова***, Д.А. Носков**

*Иркутск, Институт геохимии СО РАН, vgreb@igc.irk.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН
***Иркутск, Иркутский государственный университет

В батолитах сосредоточен основной объем фанерозойских гранитоидов. Грандиозные размеры и разнообразие фациальных условий батолитообразования потрясают воображение геологов. Очевидно, что с решением этой проблемы связано и понимание формирования собственно континентальной гранитной коры.

К Ангаро-Витимскому батолиту обычно относят гранитоидные массивы, распространенные на огромной площади Южного, Восточного и Северного Прибайкалья, объединяемые возрастными, пространственными и фациальными связями. Даже среди других батолитов-гигантов Ангаро-Витимский батолит («ареал-плутон») выделяется своими масштабами (~ 150 тыс. кв. км). Несмотря на постоянное внимание к Ангаро-Витимскому батолиту со стороны геологов-практиков и видных российских петрологов, целый ряд традиционных вопросов его геологии и генезиса остается нерешенным. Среди них следует, прежде всего, обозначить вопросы, касающиеся самой проблемы формирования крупнейших батолитов мира: продолжительность становления, генетическое и геодинамическое единство (связи) отдельных частей таких плутонов, сериальное и геохимическое разнообразие состава.

Исходя из имеющихся датировок, полученных Rb-Sr и U-Pb методами **[1-4]**, можно считать установленным позднепалеозойский возраст (340-270 млн лет) Ангаро-Витимского батолита, в рамках которого предположительно выделяются ранний (340-320 млн лет) и главный (310-280 млн лет) этапы его становления **[4]**.

Породы обоих этапов сложены разнообразными по текстуре и структуре гранитоидами субщелочного ряда: гранитами, являющимися преобладающей породой, кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми сиенитами, сиенитами, граносиенитами, между которыми наблюдаются как интрузивные контакты, так и постепенные переходы. В небольшом объеме присутствуют щелочные граниты и аляскиты. В настоящее время затруднительно корректно оценить различия в составе раннего и главного этапа становления батолита. Очевидно лишь то, что различные по составу фазы внедрения могут быть и более ранними, и более молодыми относительно друг друга. Для гранитоидов рассматриваемого батолита обычным является присутствие овоидных включений, по своему составу близких к монцогаббро. В гранитах такие включения обычно окружены оторочками монцодиоритового состава. Среди гранитов встречаются биотит-кварц-полевошпатовые пегматоидные тела различного размера. К заключительным фазам внедрения относятся дайки мелкозернистых и аплитовидных гранитов. Постбатолитовые дайки представлены лампрофирами и трахидолеритами.

Вмещающие толщи сложены преимущественно рифейскими гнейсами разного состава, кристаллическими сланцами и терригенно-карбонатными породами.

Нами предпринята попытка объединить имеющиеся геолого-геофизические и изотопно-геохимические данные по Ангаро-Витимскому батолиту в единую информационную базу (ИБД) «Батолит». ИБД дает широкие возможности использования ГИС-технологий и других графических и статистических программ для решения вопросов геологии и генезиса батолита. В настоящее время в ИБД собраны геолого-геофизи-

ческая информация и данные по 700 координатно привязанным пробам пород Ангаро-Витимского батолита.

Анализ гравитационных аномалий позволил установить **[5]**, что большая часть Ангаро-Витимского батолита может рассматриваться как единое лополитоподобное тело с несколькими утолщениями («корнями»), уходящими на различную глубину. Средняя мощность батолита оценена в 5-6 км, утолщений – в 10-30 км (например северо-западнее п. Таксимо). Наблюдения в районе Гаргинской гравитационной аномалии (мощность ~ 15 км) показали, что центральная часть аномалии сложена крупнопорфировидными биотитовыми гранитами, а краевые – равномернозернистыми, преимущественно крупнозернистыми гранитами.

Из геохимических данных следует, что Ангаро-Витимский батолит представлен полной завершенной гранитоидной ассоциацией субщелочного ряда (рис. 1). Причем в отличие от большинства других батолитов, имеющих, как правило, моносериальный состав (относительно устойчивый тип щелочности), для данного плутона характерен широкий спектр изменения типа щелочности: от существенно натрового до калий-натрового и шошонит-латитового (рис. 2). Эта принципиальная особенность, будучи согласованной с геологическим строением батолита, может оказаться одной из ключевых в понимании его генезиса и тектонических условий формирования.

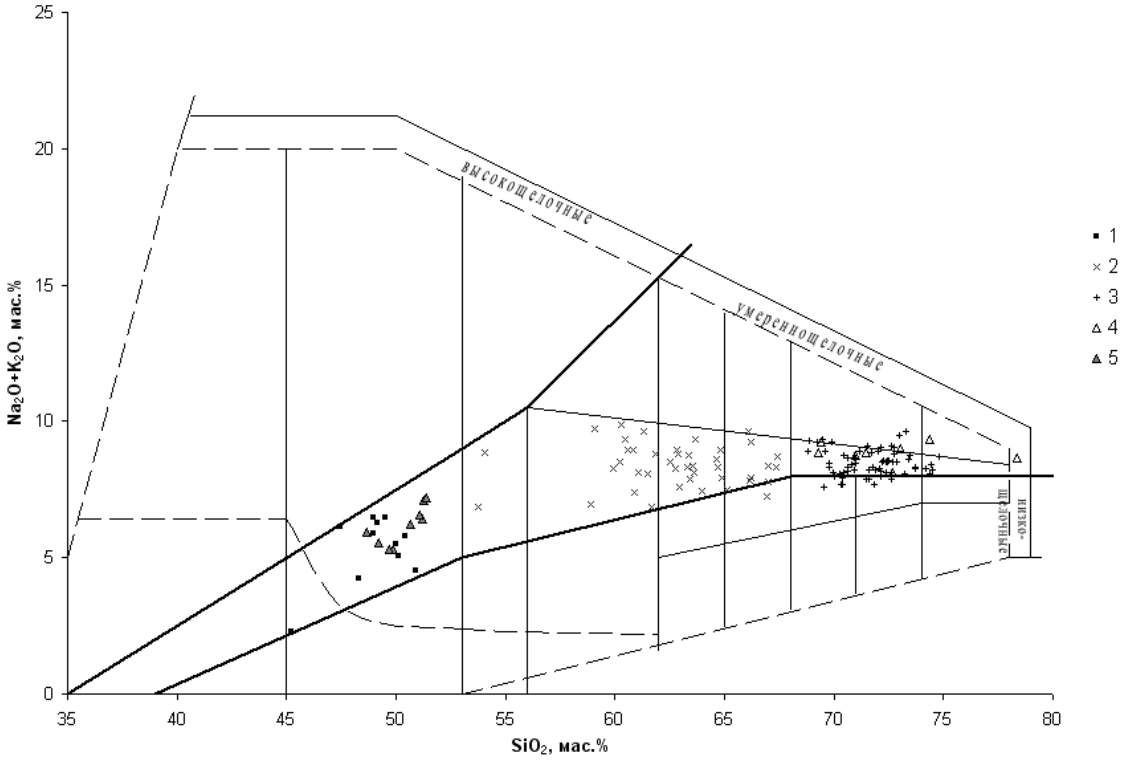


Рис. 1. Классификационная диаграмма (Na_2O+K_2O) – SiO_2 для пород Ангаро-Витимского батолита:

1 – овоидные включения субщелочных габброидов; 2 – кварцевые монцодиориты, кварцевые сиениты, сиениты, граносиениты; 3 – субщелочные граниты; 4 – дайки мелкозернистых и аплитовидных гранитов; 5 – постбатолитовые дайки основного состава.

Другой важной особенностью Ангаро-Витимского батолита является характер распределения в гранитоидах РЗЭ. По этому признаку здесь выделяются два наиболее распространенных типа распределения (рис. 3): 1) с относительно высоким содержани-

ем РЗЭ, высоким отношением La/Yb (до 100), отсутствием или слабой отрицательной аномалией Eu, которое присуще монцонитоидным породам, сиенитам и граносиенитам; 2) с пониженным общим содержанием РЗЭ, низким отношением La/Yb (до 10), с отсутствием (массивные крупнозернистые граниты) или с положительной аномалией Eu (слабополосчатые и трахитоидные граниты).

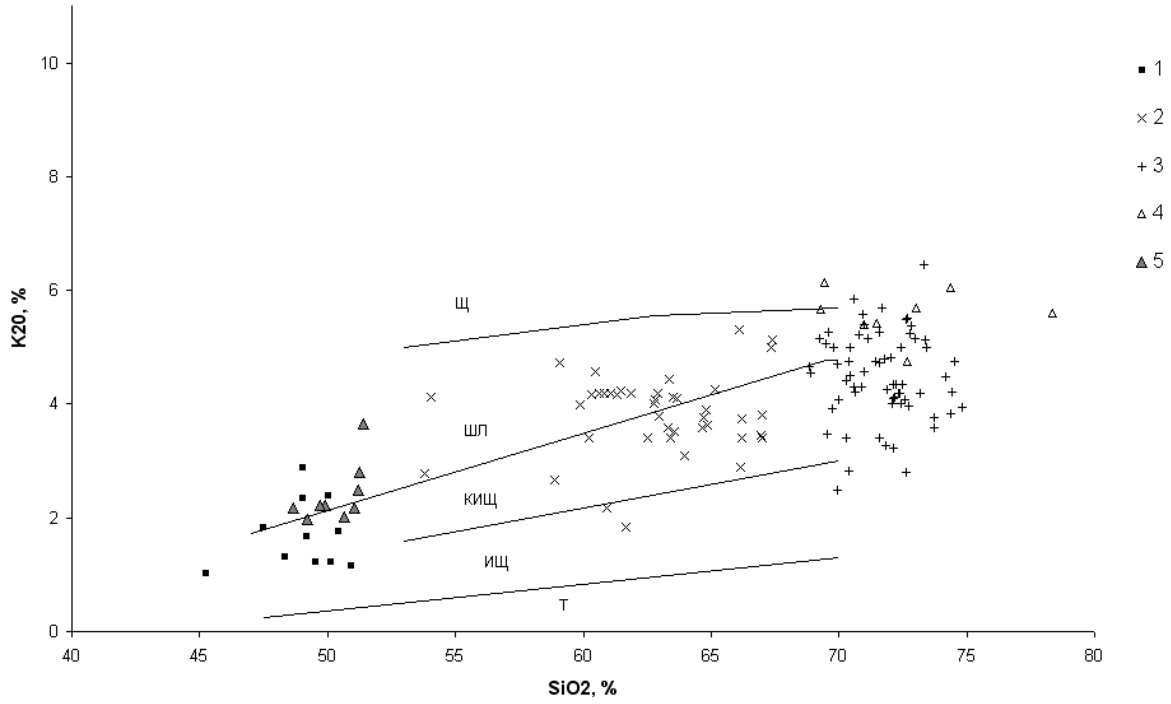


Рис. 2. Классификационная диаграмма K_2O – SiO_2 для пород Ангаро-Витимского батолита.

Серии пород: Т – толеитовая, ИЩ – известково-щелочная, КИЩ – калиевая известково-щелочная, ШЛ – шошонит-латитовая, Щ – щелочная. Остальные условные на рис. 1.

Для гранитоидов батолита в целом характерны также повышенные содержания стронция (до 2000 г/т) и бария (до 3000 г/т), при низких содержаниях элементов группы железа, лития и особенно цезия.

В свете имеющихся данных можно предложить следующую предварительную схему формирования Ангаро-Витимского батолита.

Становление батолита проходило в два этапа продолжительностью порядка 30-35 млн лет каждый. Областью магмогенерации, по всей вероятности, была континентальная рифейская кора основного-среднего состава, в пределах которой, судя по геофизическим данным **[5]**, существовало несколько крупных очагов магмообразования. Последние дали начало многофазным плутонам, сопоставимым по своим масштабам с «обычными» батолитами относительно простого состава. Соприкасаясь и взаимодействуя в процессе внедрения и кристаллизации, такие интрузии сформировали сложную многофазную структуру Ангаро-Витимского гранитоидного батолита.

Ранние очаги магмогенерации, находившиеся в области, перегретой относительно гранитного минимума плавления, могли развиваться по модели магматического замещения регрессивного типа. В результате этого процесса формировались монцонитоидные породы, сиениты и граносиениты с характером распределения РЗЭ первого типа.

Перемещение очага магмогенерации в верхнюю более холодную область коры могло сопровождаться сменой модели магматического замещения регрессивного типа процессом прогрессивного типа (классическая гранитизация). В этом случае в ходе дебазификации протолита среднего-основного состава при преимущественном выносе материала мафических минералов могли возникнуть магмы, которые дали начало заметно гнейсовидным и полосчатым гранитам с распределением РЗЭ второго типа, в том числе гранитам с максимумом Eu. Подобные гранитные магмы могли возникнуть в процессе метамагматической дебазификации ранних монцонитоидных расплавов.

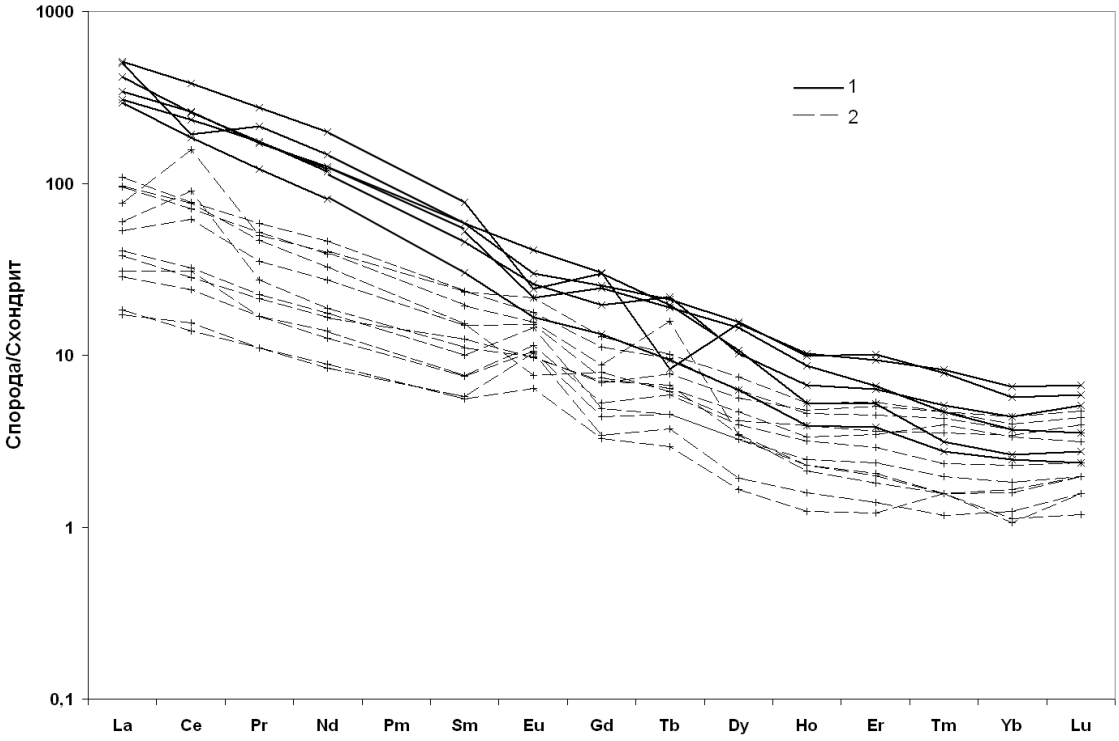


Рис. 3. Нормализованные кривые распределения редкоземельных элементов в монцонитоидных породах (1) и субщелочных гранитах (2) Ангаро-Витимского батолита.

Рассмотренная схема предполагает участие в процессе магмообразования трансмагматического флюида. Начальным (но не обязательным) энергетическим импульсом могло быть внедрение основной магмы. Изменение типа щелочности магм могло быть обусловлено как эволюцией трансмагматического флюида, так и взаимодействием его с вмещающими породами. Решение этого и других вопросов формирования батолита требует детального согласованного анализа геофизических (подземная геометрия), геологических и геохимических данных, а также учета строения и эволюции литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Работа поддержана грантами РФФИ (03-07-90325, 04-05-64850).

[1] Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. – 1998. – № 5. – С. 46-60.

[2] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. - 1997. - Т. 5, № 5. - С. 451-466.

[3] Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон / Б.А. Литвиновский, А.Н. Занвилевич, А.М. Алакшин, Ю.Ю. Подладчиков. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. – 141 с.

[4] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц. Геохронологические свидетельства синхронно-пульсационного внедрения магм при формировании Ангаро-Витимского гранитоидного ареал-плутона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Т. 2. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. - С. 145-148.

[5] Турутанов Е.Х. Морфология северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита по гравитационным аномалиям / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Т. 2. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. - С. 119-122.

СОСТАВ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ ОБРАТНОГО МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, С.В. Рассказов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, e-mail: dem@crust.irk.ru

Анализ соотношений изотопов Sr и Nd в позднекайнозойских базальтах Центральной Азии выявил наличие трех конечных мантийных компонентов, отображенных на диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{143}Nd/^{144}Nd$ как компоненты A, B и C (рис. 1). Вопреки схожим результатам, интерпретация в различных работах не согласуется между собой **[1-4]**. В работах **[1-3]** предполагается, что умеренно истощенный компонент A принадлежит конвективной подлитосферной мантии (астеносфере), а обогащенные компоненты B и C отражают состав литосферной мантии. В лавах Восточно-Тувинского поля ранее была установлена временная вариация компонентов C и B. Второй рассматривался как более глубинный по отношению к первому. Низкое значение εNd компонента B связывалось с усилением гранатового контроля в источнике **[5]**. В работе **[4]** предполагается, что обогащенные компоненты являются рециклированной литосферой и размещаются на пограничном слое между нижней и верхней мантией (компонент B) и в слое D" (компонент C). Компонент A в этой работе также относится к нижней мантии. В этой работе мы применили обратное микроэлементное моделирование, используя базальтовые составы позднего кайнозоя, полученные из разных районов Центральной Азии без учета геологического строения территорий. Для моделирования вся имеющаяся выборка была разбита на три подвыборки, соответствующие конечным компонентам A, B и C (рис. 1).

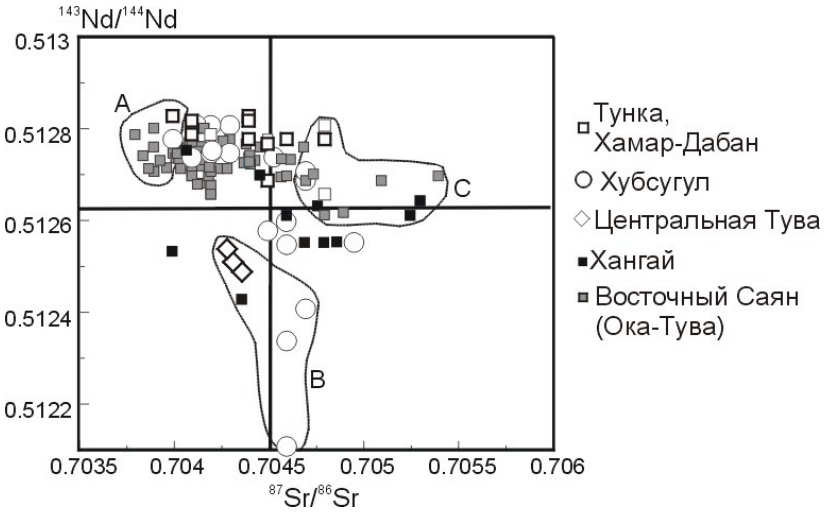


Рис. 1. Изотопные отношения Sr и Nd для позднекайнозойских базальтов Центральной Азии. Полями показаны группы образцов, использованные для обратного микроэлементного моделирования из работ **[2-4]**.

Если серия базальтовых расплавов образуется из относительно однородного мантийного источника при различных степенях частичного плавления, то обратное микроэлементное моделирование позволяет различать минеральный состав источника на основе микроэлементного состава базальтов **[6]**. В этом случае на диаграмме Rb/элемент–Rb фигуративные точки составов образуют линейную зависимость. Наклон (S) этой зависимости соответствует отношению между коэффициентом распределения (D_o) и концентрациями элемента в источнике плавления. Пересечение (I) позволяет получить первичную информацию о валовом коэффициенте распределения (P_o) для минералов, вовлеченных в процесс плавления. Положительное пересечение (I) говорит о том, что

элемент ведет себя как несовместимый (Po<1), а отрицательное пересечение (I) указывает на совместимое поведение элемента в источнике (Po>1) (рис. 2).

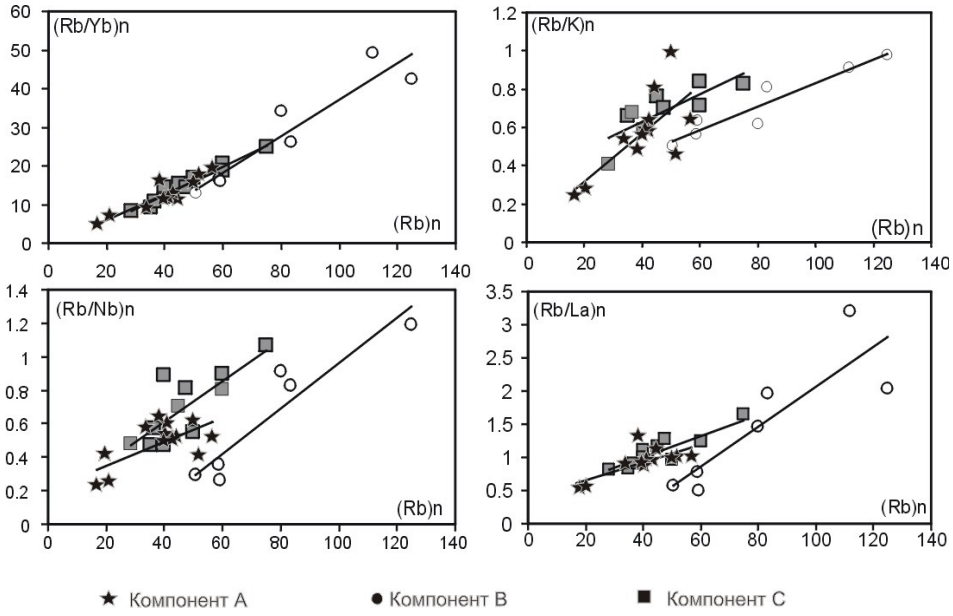


Рис. 2. Диаграммы (Rb)n-(Rb/элемент)n для позднекайнозойских базальтов Центральной Азии. Элементы нормализованы на концентрации в примитивной мантии **[7]**.

На рисунке 3 показаны линии коэффициентов регрессии (r) для трех мантийных компонентов и различных элементов, полученных с помощью диаграмм Rb/элемент-Rb. Анализ коэффициентов регрессии показал, что практически все элементы, с несколькими исключениями, дают значимые корреляции для базальтовых составов, несущих изотопные характеристики конечных компонентов A и C. В базальтах компонента B корреляции для легких редкоземельных элементов и Hf незначимы.

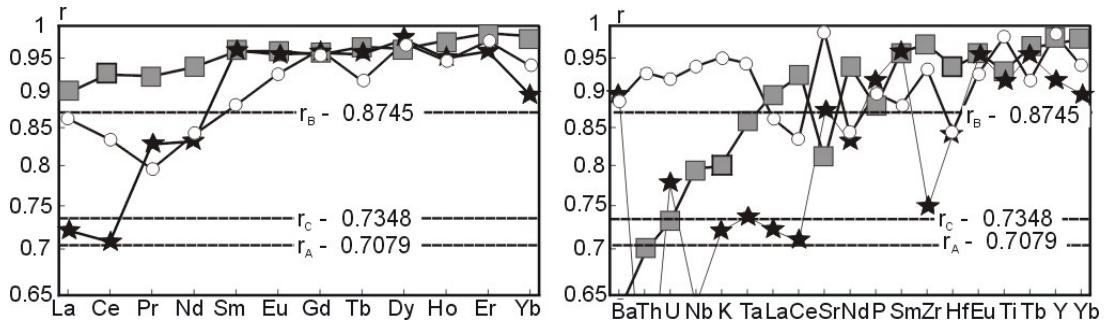


Рис. 3. Коэффициент линейной регрессии (r) для диаграмм (Rb)n-(Rb/элемент)n позднекайнозойских базальтов Центральной Азии. Горизонтальные линии маркируют 99 % вероятности линейной регрессии для каждого компонента. Условные обозначения см. рис. 2.

Полученные значения пересечений (I) для компонентов A, B и C различаются между собой (рис. 4). В целом отмечаются основные характеристики: 1) положительное пересечение для всех элементов, кроме Yb, в компоненте A, 2) отрицательное пересечение для Ti и тяжелых редких земель начиная от Gd в компоненте C и 3) отрицательное пересечение для большинства элементов кроме Ba, K, и Ti в компоненте B. Таким образом, при частичном плавлении компонента A практически все элементы ведут себя

несовместимо. Подобные характеристики наблюдаются при плавлении шпинелевого лерцолита **[6]**, в связи с тем, что все минералы, участвующие в плавлении, такие, как оливин, клинопироксен, ортопироксен и шпинель, имеют коэффициент распределения ниже 1 для большинства элементов. Отрицательное пересечение для Yb подразумевает наличие в источнике незначительного количества граната. Благодаря этому мы предполагаем, что компонент А выплавляется в зоне гранат-шпинелевого мантийного перехода, которая располагается на глубинах 55-70 км в зависимости от состава и температурного режима мантии.

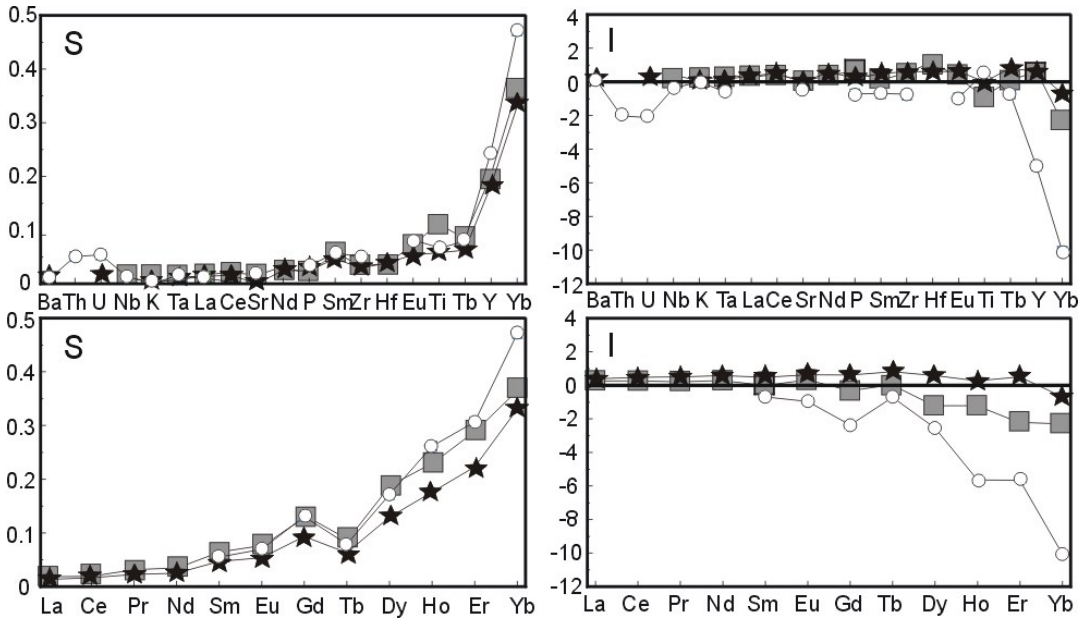


Рис. 4. Диаграммы рассчитанных значений наклона (S) и пересечения (I) для большинства микроэлементов позднекайнозойских базальтов Центральной Азии. Условные обозначения см. рис. 2.

Отрицательное пересечение для Ti в компоненте С требует присутствия Ti – содержащей фазы (ильменита или рутила) в источнике плавления. Совместимое поведение тяжелых REE, выражающееся в отрицательном пересечении, предполагает гранат в качестве главного минерала в источнике плавления.

Отрицательное пересечение для Th, U, Nb, Sr и всех REE в компоненте В может быть объяснено наличием в источнике кальциевого перовскита, так как коэффициенты распределения кальциевый перовскит/расплав для всех этих элементов выше единицы **[8]**. Кальциевый перовскит стабилен в субдуцированной базальтовой коре на границе нижней-верхней мантии (580-660 км) **[9]**. Следовательно, можно предположить, что компонент В принадлежит рециклированной коре Тихоокеанского субдуцируемого слэба. Следует однако отметить, что интерпретация, связанная с присутствием кальциевого перовскита в компоненте В, неоднозначна. Она основана на предположении, что линейная корреляция (рис. 2) существует благодаря различной степени частичного плавления однородного источника, а не линии смешения двух разнородных источников. Последний вариант исключить нельзя (рис. 5).

Рассмотрев в данной работе результаты обратного микроэлементного моделирования, можно сделать следующие выводы:

1. Изотопные компоненты А, В и С Центральной Азии различаются по микроэлементным характеристикам.

2. По своим микроэлементным и геохимическим признакам компонент А соответствует подлитосферной конвектирующей мантии области гранат-шпинелевого перехода.

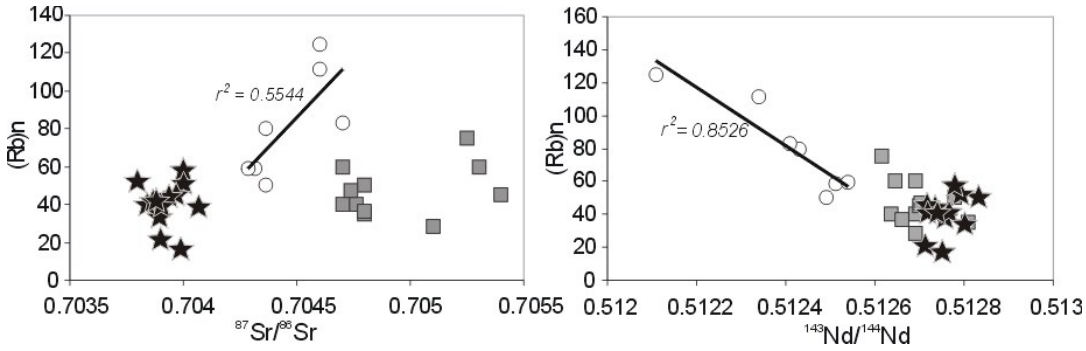


Рис. 5. Распределение (Rb)n относительно $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ для разных мантийных компонентов Центральной Азии. Условные обозначения см. рис. 2.

3. Компонент С выплавляется из гранат-ильменитового мантийного источника.

4. Наиболее неоднозначен по своему происхождению компонент В, который является либо глубинным мантийным компонентом с кальциевым перовскитом, либо источником, положение которого в настоящее время не может быть надежно установлено.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-64477.

[1] Rasskazov S.V., Bowring S.A., Harris N. et al. Lithospheric domains in East Sayan: Pb, Sr, and Nd isotope constraints on sources of the Late Cenozoic magmatism in the northern segment of the Riphean Tuva-Mongolian massif // Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other continental rifts. – Irkutsk-Tervuren, 1999.– P. 163-166.

[2] Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И. и др. Мантийные компоненты позднекайнозойких вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr и Nd) // Геология и геофизика. – 2002.– Т. 43, № 12. – С. 1065-1079.

[3] Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D. et al. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatised lithospheric mantle sources // Journal of Petrology. – 2003. – V. 44. – P. 55-91.

[4] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 1. – С. 3-34.

[5] Рассказов С.В., Бауринг С.А., Хоуш Т. и др. Изотопная систематика Pb, Nd и Sr в гетерогенной континентальной литосфере над областью конвектирующей мантии // ДАН. – 2002. – Т. 387, № 4.

[6] Ormerod D.S., Rogers N.W., Hawkesworth C.J. Melting in the lithospheric mantle: Inverse modelling of alkali-olivine basalts from the Big Pine Volcanic Field, California // Contrib. Mineral. Petrol. – 1991. – V. 108. – P. 305-317.

[7] McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of Earth // Chem. Geol. – 1995. – V. 120. — P. 223-253.

[8] Hirose K., Shimizu N., Van Westrenen W., Fei Y. Trace element partitioning in Earth's lower mantle and implications for geochemical consequences of partial melting at the core–mantle boundary // Phys. Earth. Planet. Sci. – 2004. – 146. – P. 249-260.

[9] Ringwood A.E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1991. – 55. – P. 2083-2110.

ПРОЕКТ «ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА»: РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРВОГО ЭТАПА

А.Н. Диденко, В.Э. Павлов**, В.Ю. Водовозов**, А.В. Шацилло**, Д.П. Гладкочуб***, Т.В. Донская***, А.М. Мазукабзов***, А.М. Станевич****

*Москва, Геологический институт РАН, didenko@geodep.ras.ru
**Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
***Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Одной из основных задач вышеуказанного проекта интеграционной программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН и Сибирского отделения РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса – от палеоокеана к континенту» является восстановление геодинамической истории древних платформ, образующих каркас, “внутри” которого происходила тектоническая эволюция различных по генезису блоков Палеоазиатского океана, входящих ныне в структуру современного Центрально-Азиатского подвижного пояса. В отличие от большинства других геолого-геофизических методов, палеомагнитный - позволяет получать численные оценки движения тектонических блоков, что дает основу для построения палеогеодинамических и палинспастических реконструкций, которые, по сути дела, являются концентрированным выражением наших знаний об эволюции планетарной литосферы.

В основе этих численных построений лежат траектории кажущегося движения полюса (далее ТКДП), которые в основном являются выражением дрейфа тектонических плит по поверхности геоида. Значение работ по построению ТКДП трудно переоценить; достаточно вспомнить хотя бы ту роль, которую при зарождении и формировании современной тектоники плит сыграли первые, еще несовершенные ТКДП, полученные в начале 60-х годов для Северо-Американского, Африканского и Евроазиатского континентов **[11,15]**.

Несмотря на заметный прогресс, достигнутый при изучении палеомагнетизма Сибирской платформы, уровень наших знаний по этой проблеме нельзя признать удовлетворительным. Существенная часть палеомагнитных определений, лежащих в основе существующих моделей сибирской ТКДП **[9,10,16]**, не удовлетворяет современным критериям надежности; проблематичные интервалы отвечают силур-девонскому и докембрийскому времени. Наиболее остро эта проблема звучит для раннего кембрия-венда и раннего протерозоя. Интервалы 600-1000 и более 1100 млн лет не обеспечены надежными данными – это или ошибка в определении возраста пород (более ±100 млн лет), соответственно и в возрасте характеристической намагниченности, или низкое качество собственно палеомагнитных данных.

Вендский участок ТКДП Сибири. Определение положения венд-раннекембрийских и позднерифейских палеомагнитных полюсов Сибирской платформы имеет принципиальное значение для решения вопроса о времени распада позднепротерозойского суперконтинента Родиния, для тестирования многочисленных гипотез, объясняющих геологическую эволюцию планеты на рубеже докембрия и палеозоя. Получение надежных данных по венду Сибирской платформы имеет значение и для тестирования конкурирующих гипотез, описывающих формирование и историю развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.

На сегодняшний день существуют три основных модели ТКМП Сибири для палеозоя и позднего докембрия. Для построения первой из них (хронологический порядок) А.Н. Храмов **[9]** использовал метод сглаживания, для второй **[10]** – подбор ап-

проксимирующей зависимости методом полиноминальных регрессий коширота-долгота, время-коширота и время-долгота, для третьей **[16]** – интерполяция кубическим сплайном на сфере.

Три модели ТКДП в основном совпадают, но где-то существенно расходятся. Отчасти это, возможно, связано с методом построения ТКДП, но в большей степени – с использованным набором данных. Если в работах **[9]** и **[10]** использовался практически весь существующий набор данных (около 130) по Сибирской платформе для позднерифейско-фанерозойского интервала на начало 90-х годов прошлого века (в последней работе каждому определению присваивался «вес» от 0 до 1 в соответствии с определенным индексом палеомагнитной надежности; подробнее см. **[10]**), то в работе **[16]** из «старых» данных были использованы только те определения, палеомагнитная надежность которых по классификации **[17]** оценивается не менее 3, всего их набралось 35. К тому же в построениях **[16]** были использованы 28 более поздних определений по позднему рифею, выполненные одним из авторов настоящей статьи **[7]**.

Поэтому в большинстве последних палеогеографических построений, связанных с Сибирской платформой, использовалась ТКДП, разработанная в **[16]**. Но в последнее время стали появляться данные как по возрасту использованных объектов, так и палеомагнитные, которые ставили под сомнение «истинность» позднерифейского-позднекембрийского участка ТКДП, разработанного **[16]**. Например, возраст габброидов кандыкской свиты был определен как 730 млн лет по K-Ar методу **[7]**. Затем, при использовании U-Pb метода по детритному циркону из майямканской свиты **[14]** и бадделеиту из габбро-диабазового силла **[8]**, возраст свиты был пересмотрен – в настоящее время это примерно 1 млрд лет. Второй пример – это палеомагнитные данные А.Ю. Казанского **[3]** по породам юдомской и пестроцветной свит Лено-Алданского района, с одной стороны, и майского яруса Игарского района, с другой. Координаты положения палеомагнитных полюсов нижнекембрийских пород двух точек, отстоящих друг от друга почти на 20° по дуге большого круга, практически совпадают и располагаются юго-восточнее о. Мадагаскар в Индийском океане, а не у южного берега Австралии, как это следует по всем трем моделям ТКДП. Впервые палеомагнитный полюс с подобными координатами получен в **[12]**, но он или рассматривался как случайный и не брался в расчет **[9, 16]**, или интерпретировался с другой полярностью **[10]**.

За годы выполнения проекта проведены детальные палеомагнитные исследования ряда опорных разрезов венда юго-запада Сибирской платформы и получены 19 древних палеомагнитных направлений для вендских пород юга Сибирской платформы (табл.). Результаты этих исследований представлены в материалах совещаний [Шацилло, 2004; Шацилло и др., 2001, 2002, 2003] и статьях [Шацилло и др., 2005а, 2005б]. Некоторые из них еще недостаточно обоснованы (данные по алешинской и климинской свитам тасеевского разреза), другие же имеют высокий индекс палеомагнитной надежности. Эти данные позволили сделать ряд выводов, которые, на наш взгляд, существенно меняют интерпретацию вендского участка ТКДП Сибири: 1) в породах венда Нижнего Приангарья, Бирюсинского и Центрального Присаянья широко распространено региональное перемагничивание, отражающее, по-видимому, крупное тектоно-термальные событие в конце венда–начале кембрия на южной и юго-западной окраинах Сибирской платформы; 2) детальное изучение отложений айсинской, чистяковской и мошаковской свит (эдиакарий), редколесной свиты (поздний эдиакарий – немакит-далдын), а также островной, усть-тагульской, мотской и иркутской свит (немакит-далдын) позволило выделить древнюю намагниченность, отражающую, по-видимому, направление геомагнитного поля времени образования этих свит; 3) полюсы, соответствующие этим направлениям, получены по одновозрастным породам из удаленных разрезов, статистически не различаются между собой, что указывает на отсутствие масштабных вращений в ис-

следованных районах с середины тасеевского времени и возможность отнесения полученных палеомагнитных полюсов ко всей платформе; 4) полученные данные свидетельствуют о существенном изменении движения Сибирской платформы во второй половине венда–начале кембрия; 5) вендский сегмент сибирской ТКДП, вероятно, находится в Индийском океане, и ранее преобладавшее представление о тихоокеанском тренде позднерифейских и вендских полюсов весьма спорно.

Направления характеристических палеомагнитных компонент и положение полюсов вендских и нижнепротерозойских пород юга Сибирской платформы (новые данные)

Свита/ компонента	Координаты места отбора		Направление компоненты			Координаты палеомагнитного полюса			
	широта, °	долгота, °	Dec, °	Inc, °	a_{95}, °	Plat, °	Plon, °	d_p, °	d_m, °
Вендские направления и полюсы									
GR-re	58.2	95.0	143.2	-43.2	3.9	-48.0	149.1	2.9	4.6
BT-re	55.5	97.8	162.8	-39.0	3.5	-54.2	125.7	2.5	4.2
UR-re	52.8	101.7	169.9	-43.4	6.1	-61.5	121.1	4.5	7.3
KLM	57.8	94.7	130.5	-19.7	8.8	-29.3	153.9	4.8	9.2
UST	55.5	97.8	339.9	40.7	3.8	-54.4	151.1	2.8	4.6
IRK-1	52.1	104.1	359.9	43.0	9.3	-62.9	104.3	7.1	11.5
IRK-2	52.1	104.1	25.8	5.3	4.5	-36.1	71.6	2.3	4.5
KUR-1	52.7	105.8	352.5	42.7	5.1	-61.5	120.2	3.9	6.3
MOT-2	52.1	103.7	207.3	2.3	13.8	-32.0	71.0	6.9	13.8
KUR-2	52.7	105.8	224.9	0.2	17.0	-25.3	54.5	8.5	17.0
MOT-1	52.1	103.7	356.7	40.3	6.8	-60.8	109.9	5.0	8.2
RDK	58.6	97.0	195.3	-50.0	4.6	-60.3	69.8	4.1	6.1
USH-2	52.7	105.8	218.0	-8.4	14.8	-32.3	59.2	7.5	14.9
USH-1	52.7	105.8	347.2	37.7	5.0	-56.9	128.1	3.5	5.9
MSH	58.5	96.2	16.7	2.0	20.3	-31.0	76.6	10.2	20.3
ASN-2	55.5	97.8	185.1	7.2	10.7	-30.8	93.2	5.4	10.8
ASN-1	55.5	97.8	14.0	13.4	7.2	-39.9	79.2	3.8	7.3
CHS	58.2	95.0	15.6	4.2	11.3	-32.6	76.4	5.7	11.3
ALS	57.8	94.5	238.6	-26.5	9.6	-28.3	24.3	5.6	10.4
Раннепротерозойские направления и полюсы									
CHU	57.71	110.01	193.4	14.1	3.5	24.2	275.4	1.8	3.6
CHL	57.69	110.08	191.4	22.0	3.9	20.3	278.2	2.2	4.1
SHT	52.2	103.2	163.9	26.0	8.0	22.6	300.2	4.7	8.6
SHO	52.0	104.1	9.2	-26.2	5.7	23.7	274.4	3.3	6.2

Примечание: свиты: ALS - алешинская, ASN - айсинская, CHS - чистяковская, IRK - иркутская, KLM - климинская, KUR - куртунская, MOT - мотская, MSH - мошаковская, RDK - редколесная, USH - ушаковская, UST - усть-тагульская (1 и 2 – высокотемпературная и среднетемпературная компоненты); GR-re, BT-re, UR-re – компоненты перемагничивания в районах р. Ангары, Бирюсино-Тагульского, р. Урик, CHU, CHL – верхняя и нижняя подсвиты чайской свиты, SHT, SHO – гранитоиды шумихинского комплекса р. Тойсук и карьера Орленок; Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение; a_{95} – радиус овала доверия вокруг среднего значения; Plat, Plon – широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p, d_m – полуоси овала доверия.

Раннепротерозойский участок ТКДП Сибири. Вторая половина раннего протерозоя характеризуется формированием глобальной системы коллизионных и аккреционных орогенов, широким проявлением наземного вулканизма, гранитным и своеобразным габбро-анортозит-рапакиви плутонизмом, установлением на большей части

площади древних платформ континентального режима. Согласно современным представлениям, все вышеперечисленные явления сопровождали формирование суперконтинента. Если для последующих глобальных событий, какими являются образования суперконтинентов Родиния и Пангея, существуют реконструкции, выполненные на количественной палеомагнитной основе, то для раннепротерозойского интервала таких данных явно недостаточно и, что самое главное, они не однозначны.

По нашему мнению, это связано в основном с двумя причинами. Во-первых, специфичность нижнепротерозойских образований накладывает ряд ограничений на применение палеомагнитного метода (< 14 % палеомагнитных определений сделано по осадочным породам), что выражается в проблематичности применения двух прямых основных полевых тестов палеомагнитной стабильности – складки и конгломератов. Во-вторых, крайне неравномерным распределением палеомагнитных определений для нижнепротерозойских пород древних щитов **[13]**. Особенно отчетливо это видно на примере Сибирского кратона; до 2003 г. для пород с возрастом 1600–2500 млн лет имелось всего 6 палеомагнитных определений, причем для пяти из них ошибка в определении возраста составляла более 100 млн лет, а для одного существенно пересмотрен возраст. Примерно такое же положение с палеомагнитными данными наблюдается для Северного Китая и Южной Америки. Для других древних кратонов имеется существенно больше палеомагнитных определений. Особенно это заметно для Северной Америки вместе с Гренландией (всего 247) и Балтийского, Украинского щитов и Воронежского массива (всего 239), причем все они достаточно равномерно распределены во времени.

Таким образом, становится очевидным, что для построения каких-либо корреляций с другими древними кратонами необходимо получить новые качественные палеомагнитные данные для нижнепротерозойских пород Сибири. На решение этого вопроса также были направлены наши исследования последних трех лет. Результаты этих исследований представлены в материалах совещаний [Водовозов, 2004; Водовозов и др., 2002; Диденко, Водовозов, 2004; Диденко и др., 2002, 2004, 2005] и статьях [Диденко и др., 2003, 2005].

Результаты исследований, проведенных многочисленными исследователями в Юго-Западном и Северо-Западном Прибайкалье, например **[1, 2]**, позволяют утверждать, что процессы складчатости и метаморфизма завершились в этом регионе перед образованием вулканогенно-осадочных пород акитканской серии Байкальского хребта, внедрением интрузивных калиевых гранитов кадарского, таракского, саянского и шумихинского комплексов. Возраст этих послеметаморфических проявлений, по данным геохронологических определений, колеблется от 1900 до 1700 млн лет. Поэтому были все основания считать эти объекты наиболее пригодными и информативными для палеомагнитного изучения.

Проблему получения надежно датированных палеомагнитных направлений для протерозойских пород можно в какой-то мере решить, изучая граниты и родственные им породы. Во-первых, гранитоиды хорошо датируются современными изотопно-геохимическими методами, и, во-вторых, на основе существующих генетических классификаций их образование связывается с определенными этапами геодинамических процессов развития кратонов. Поэтому мы предприняли совместное (образец в образец) палеомагнитное и геохронологическое изучение двух гранитных массивов, относящихся к шумихинскому комплексу.

Для двух изученных гранитных массивов были получены близкие направления высокотемпературных компонент их естественной остаточной намагниченности, которые мы принимаем за характеристические (табл.). Высокотемпературная компонента имеет как положительное наклонение со средним склонением 170º, так и отрицательное со средним – 359º, причем образцы более поздних жильных внедрений мелкозернистых

гранитоидов имеют исключительно отрицательное наклонение, тогда как образцы вмещающих их гранитов имеют как положительное, так и отрицательное наклонение. Тест обращения положителен.

При полевых исследованиях было установлено, что становление жильных гранитоидов последнего цикла контролировалось "жесткими" деформациями - тела локализованы в трещинах и разрывах, поперечных к главным структурам. Анализ структурно-геологических данных позволяет высказать предположение, что после своего внедрения они не вовлекались в складкообразующие деформации. Средние наклонения двух объектов Шарыжалгая, удаленных друг от друга на 70 км, практически совпадают (река Тойсук и карьер Орленок). Мы полагаем, что: 1) существенных разворотов вокруг горизонтальной оси массивы не испытывали, а наклонение высокотемпературной компоненты отражает близкую к истинной палеошироту формирования гранитоидов; 2) выделенная в NRM гранитоидов высокотемпературная компонента близка по возрасту становления постколлизионным (анорогенным) гранитоидам шумихинского комплекса; 3) изученные блоки не испытали существенных разворотов вокруг горизонтальной оси. Следовательно, полученное палеомагнитное направление и, соответственно, палеомагнитный полюс могут быть использованы для расчета положения Сибирского кратона на 1850-1840 млн лет.

В случае вулканогенно-осадочных пород акитканской серии надо отметить следующие положительные моменты: 1) породы серии уже исследовались, в том числе и геохронологическими методами **[4, 5, 6]**, отмечено слабое вторичное изменение пород, что очень важно для проведения палеомагнитных исследований; 2) возможность применения прямых полевых тестов палеомагнитной надежности (складки, конгломератов, обожженных контактов). Были изучены породы малокосинской, хибеленской и чайской свит акитканской серии. В настоящей работе представлены палеомагнитные результаты, полученные по породам только чайской свиты. По нашему мнению, эти результаты можно отнести к высоконадежным, тогда как материал по другим свитам требует дальнейшего изучения.

При палеомагнитном изучении пород чайской свиты в ее стратотипическом разрезе по р. Чая удалось применить тест конгломератов. Для теста конгломератов в двух точках (нижняя и верхняя подсвиты) были отобраны 25 и 31 ориентированные гальки песчаников и алевролитов чайской свиты и порфиритов хибеленской свиты. В обоих случаях тест внутриформационных конгломератов положителен – направления высокотемпературных компонент намагниченности галек распределены на сфере равномерно (хаотически). Тест складки из-за практически моноклинального залегания пород дал неопределенный результат. Направления высокотемпературных компонентов естественной остаточной намагниченности образцов нижней и верхней подсвит тесно группируются вокруг своих средних (табл.). Средние направления образцов из двух подсвит “лежат” на сфере близко друг от друга, но все же различие между ними значимо.

Палеомагнитные полюсы чайской свиты Акитканского хребта находятся рядом с полюсами гранитоидов шумихинского комплекса Шарыжалгайского блока (табл.). На наш взгляд, это позволяет: 1) выделенные компоненты естественной остаточной намагниченности пород двух блоков Сибирского кратона отождествлять по времени с их образованием; 2) говорить о тектонической жесткости (ригидности) юга Сибирского кратона (по крайней мере) на рубеже 1850 млн лет; 3) использовать эти данные для “продолжения” ТКДП Сибири в ранний протерозой.

[1] Беличенко В.Г., Шмотов А.П., Сезько А.И. и др. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). - Новосибирск: Наука, 1988. - 161 с.

[2] Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А. Возрастные рубежи в эволюции Шарыжалгайского комплекса Прибайкалья (U-Pb система цирконов) // Геология и

геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. - Л.: Наука, 1990. - С. 162-170.

[3] Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дисс. … д.г-м.н. - Новосибирск, 2002. - 38 с.

[4] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Северо-Байкальский вулканно-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН. - 2003. - Т. 392, № 4. - С. 506-511.

[5] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса // Петрология. - 1998. - Т. 6, № 2. - С. 139-164.

[6] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. Новые данные о возрасте пород акитсканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb-датирования цирконов // ДАН. - 1991. - Т. 320, № 1. - С. 182-186.

[7] Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // ДАН. - 1994. - Т. 336, № 4. - С. 533-537.

[8] Павлов В.Э., Петров П.Ю., Журавлев А.З., Галле И., Шацилло А.В. Уйская серия и позднерифейские силы Учуро-Майского района: изотопные и палеомагнитные данные и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Геотектоника. - 2002. - Т. 36. - № 4. - С. 278-292.

[9] Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. - Л.: ВНИГРИ, 1991. - С. 135-149.

[10] Didenko A.N., Pechersky D.M. Revised Paleozoic apparent polar wander paths for E. Europe, Siberia, N. China and Tarim plates // L.P. Zonenshain Memorial conference on Plate Tectonics. - Moscow, 1993. - P. 47-48.

[11] Irving E. Paleomagnetism. - New York, London and Sydney: John Wiley & Sons, 1964. - 312 p.

[12] Kirschvink J.L., Rozanov A.Ju. Magnetostratigraphy of Lower Cambrian strata from the Siberian Platform: palaeomagnetic pole and preliminary polarity time-scale // Geol. Mag. - 1984. - V. 121, № 3. - P. 189-203.

[13] Pisarevsky S.A., McElhinny M.W. Global paleomagnetic visual data base developed into its visual form // EOS. - 2003. - V. 84, № 20.

[14] Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth and Planetary Science Letters. - 1998. - V. 164. - P. 409-420.

[15] Continental drift / Runcorn S.K. (ed.). - New York and London: Academic Press, 1962. - 256 p.

[16] Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // Earth Science Reviews. - 1998. - V. 43, № 1. - P. 1-24.

[17] Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. - New York: Cambridge Univ. Press, 1993. - 411 p.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНУЛИТОВ ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ (КОМПЛЕКСЫ ХАДАРТА И ХОБОЙ)

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб*, А.М. Мазукабзов*, В.С. Федоровский **, У. Поллер***, М. Вингейт*****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tanlen@crust.irk.ru
**Москва, Геологический институт РАН, west45@online.ru
***Майнц, Институт химии им. Макса Планка, отделение геохимии (Германия)
****Перт, Центр специальных тектонических исследований Университета Западной Австралии

Одной из особенностей северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, в части, непосредственно примыкающей к южному флангу Сибирского кратона, является присутствие метаморфических комплексов, содержащих реликты гранулитов. Предполагается, что эти комплексы были сформированы в результате раннепалеозойских коллизионных событий. Пространственно все они объединяются в Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс, трассирующийся вдоль южной окраины Сибирского кратона **[1]**. Одним из подобных комплексов является Ольхонский террейн, представляющий собой коллизионный коллаж окраинно-морских и островодужных аллохтонов и гранитогнейсовых зон, породы которых метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации **[2, 3]**. Породы гранулитовой фации метаморфизма проявлены в структуре Ольхонского террейна в пределах узкой полосы (до 3 км) вблизи края Сибирского кратона, от которого они отделены бластомилонитами коллизионного шва **[4]**. Несмотря на то, что в состав Ольхонской коллизионной системы географически входят Приольхонье и остров Ольхон, в большинстве работ, касающихся вопросов изучения гранулитов на данной территории, рассматриваются породные ассоциации только приольхонской части коллизионной системы, так называемой Чернорудской зоны **[3, 4, 5]**. В то же время вопросы, касающиеся как эволюции PT-параметров гранулитового метаморфизма, так и вещественной характеристики метаморфизованных пород за пределами Чернорудской зоны Ольхонской коллизионной системы, до последнего времени оставались во многом открытыми.

В соответствии с ранее опубликованными данными **[6, 7, 8]**, вне Чернорудской зоны гранулиты, относящиеся к Ольхонской коллизионной системе, отмечаются в районе мыса Хадарта (побережье пролива Малое Море) и мыса Хобой острова Ольхон. Также считалось **[6, 8]**, что к Ольхонской коллизионной системе принадлежат гранулиты мыса Калтыгей (побережье пролива Малое Море). Однако проведенное U-Pb датирование цирконов из этих гранулитов показало, что возраст метаморфизма гранулитов мыса Калтыгей соответствует 1.88 млрд лет и они являются составной частью Сибирского кратона **[9]**.

В данном сообщении представляются результаты изучения метаморфизма, геохимии и геохронологии гранулитов мыса Хадарта и мыса Хобой.

Мыс Хадарта. Метаморфические образования мыса Хадарта в его восточной части представлены главным образом двупироксеновыми и клинопироксеновыми гранулитами. Типичными минеральными ассоциациями гранулитов являются: Cpx+Opx+Qtz+Pl±Bt±Hbl, Cpx+Scp+Pl+Qtz. Кроме того, в разрезе метаморфической толщи отмечаются гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранат-гиперстеновые и гранат-двупироксеновые гранулиты и мраморы **[10]**. Магматические образования мыса Хадарта представлены телами оливиновых пироксенитов и многочисленными телами и жилами гранитов различного состава. По набору породных ассоциаций гранулитовый комплекс мыса Хадарта полностью соответствует образованиям Чернорудской зоны **[3, 5]**.

Для двупироксеновых гранулитов PT-параметры метаморфизма, близкие к кульминационной стадии, были определены по равновесной минеральной ассоциации Cpx+Opx+Qtz+Pl. На основании Cpx-Pl-Qtz барометра М. Райта с соавторами **[11]** и Cpx-Opx термометра Р. Пауэла **[12]**, пиковые PT-параметры метаморфизма для гранулитов мыса Хадарта оцениваются как 7-10 кбар и 790-880°С. Рассчитанные значения оказались вполне сопоставимы с PT-параметрами метаморфизма, полученными для гранулитов основного состава Чернорудской зоны (720-850°С, 7-9 кбар) **[4]**. Реакционные структуры в двупироксеновых гранулитах развиты очень незначительно и выражены лишь замещением пироксенов магнезиальной роговой обманкой.

По своему химическому составу двупироксеновые гранулиты соответствуют базальтам умеренной щелочности. Согласно классификации Л.С. Дженсена **[13]**, их можно рассматривать как высокомагнезиальные толеиты или базальтовые коматииты. Породы характеризуются магнезиальностью (mg#) от 62 до 70, высокими содержаниями Ni, Cr (Ni+Cr = 550-790 ppm), слегка увеличенными содержаниями редкоземельных элементов (ΣREE = 36-76 ppm). Двупироксеновые гранулиты имеют высокие значения отношений Y/Nb (9-15), Ce/Nb (8-12), характеризуются отрицательной Nb аномалией на мультиэлементных спектрах. Подобные геохимические особенности позволяют сопоставлять эти породы с базальтами островных дуг, что подтверждается также положением точек их составов на диагностических диаграммах (например, **[14]**).

Клинопироксеновые гранулиты характеризуются очень высокими содержаниями CaO (16.4–19.1 %) при содержании SiO_2 = 52 % и Al_2O_3 = 10.3-12.2 %. Подобный химический состав более типичен для первично-осадочных или вулканогенно-осадочных пород, чем для магматических разностей **[15, 16]**. Отношения немобильных элементов в этих породах (Ti/Zr = 56-62, La/Sc = 0.63-0.76) соответствуют подобным отношениям в осадках, связанных с океаническими дугами **[17]**.

Таким образом, геохимический состав всех проанализированных гранулитов показывает их близость островодужным образованиям, подобно многим гранулитам Чернорудской зоны.

U-Pb датирование по единичным зернам цирконов из двупироксенового гранулита мыса Хадарта, выполненное на масс-спектрометре SHRIMP II (г. Перт, Австралия), показало, что все измерения, сделанные как в центральных, так и в краевых частях зерен цирконов, имеют близкое к конкордантному положение на U-Pb диаграмме с конкордией. Рассчитанное значение возраста по 7 точкам соответствует 505±5 млн лет. Это значение мы интерпретируем как время гранулитового метаморфизма этих пород **[18]**.

Мыс Хобой. Выходы гранулитов отмечаются в районе самой северной оконечности острова Ольхон (мыс Хобой) и отделяются от метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород, расположенных южнее, зоной бластомилонитов. Метаморфические образования мыса Хобой представлены клинопироксеновыми гранулитами и гнейсами различного состава: гранат-ортопироксен-биотитовыми, шпинель-гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми.

В гранулитах мыса Хобой фиксируются разнообразные реакционные структуры. В клинопироксеновых гранулитах отмечается замещение клинопироксена магнезиальной роговой обманкой. В шпинель-гранат-биотитовом гнейсе кульминационная стадия метаморфизма, фиксирующаяся минеральной ассоциацией Sp (включение в гранате) – Sil (включение в гранате) – Grt – Crn, является неустойчивой, и после пиковой стадии метаморфизма происходит развитие шпинель-силлиманитовых агрегатов между порфиробластами граната и зернами корунда. В гранат-кордиерит-биотитовом гнейсе вокруг порфиробластов граната развиваются симплектиты кордиерита. Ортопироксен-плагиоклазовые коронарные структуры отмечаются вокруг зерен граната в гранат-ортопироксен-биотитовом гнейсе.

В связи с тем, что во всех проанализированных образцах наблюдается замещение минеральных ассоциаций кульминационной стадии метаморфизма постпиковыми минеральными ассоциациями, отраженными в реакционных структурах, оказалось невозможным рассчитать PT-условия метаморфизма пиковой стадии. Однако, судя по минеральным парагенезисам, они должны приблизительно соответствовать PT условиям кульминационной стадии метаморфизма, рассчитанным для пород мыса Хадарта. Минеральные ассоциации реакционных структур гранулитов мыса Хобой свидетельствуют о том, что после достижения кульминационных условий метаморфизма последующая эволюция осуществлялась в режиме, близком к изотермальной декомпрессии **[19]**. Расчеты PT параметров ретроградной стадии метаморфизма по соответствующим минеральным ассоциациям в гнейсах на основании индивидуальных геотермобарометров и с использованием согласованных термодинамических баз данных (программа Thermocalc **[20]**) показали, что рассчитанные температуры изменяются незначительно (640-770°C), при том что рассчитанные значения давления меняются от 4.5 до 7.9 кбар.

Особенностью гранулитов мыса Хобой является отличный от гранулитов других частей Ольхонской коллизионной системы состав протолита. Клинопироксеновые гранулиты характеризуются высоким содержанием CaO (8.9-12.1 %) при содержании SiO_2, варьирующем от 61.4 до 68.1 %, и по своим геохимическим характеристикам сопоставляются с первично-осадочными породами **[15]**. Химические составы гранат-ортопироксен-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов, для которых отмечается содержание CaO от 0.95 до 4.63 %, суммы щелочей от 2.62 до 3.78 % при содержании SiO_2 от 62.0 до 69.8 %, также более типичны для первично-осадочных пород, чем для магматических разностей **[15]**. Отношение Al_2O_3/SiO_2 в гранулитах составляет 0.16-0.27, что типично для терригенных осадочных пород. Отношения немобильных элементов в этих породах (Ti/Zr = 15-39, La/Sc = 0.59-1.58) соответствуют подобным отношениям в терригенных осадках, приуроченных к континентальным океаническим дугам или задуговым бассейнам **[17]**.

U-Pb точечный анализ цирконов из клинопироксенового гранулита мыса Хобой был выполнен на масс-спектрометре SHRIMP II (г. Перт, Австралия). Цирконы из клинопироксенового гранулита имеют хорошо выраженную зональность. Измерения, выполненные по краевым частям зерен, показали, что все точки имеют практически конкордантное положение на U-Pb диаграмме с конкордией. Вычисленный по 7 точкам из краевых частей зерен цирконов возраст соответствует 498±6 млн лет и может интерпретироваться как время гранулитового метаморфизма этих пород **[18]**. Для центральных частей зерен по изотопному отношению $^{238}U/^{206}Pb$ были получены изотопные датировки 1776, 1375, 1055, 1010, 896, 840, 821, 621 млн лет. Исходя из того, что клинопироксеновый гранулит представляет собой первично-осадочную породу, эти значения можно интерпретировать как возраста пород, которые служили источниками обломочного материала для данной осадочной породы. Особо подчеркнем, что полученные значения по центральным частям зерен цирконов не имеют аналогов среди образований Сибирского кратона, что дает нам основание исключить Сибирский кратон в качестве источника сноса для осадочных пород гранулитового комплекса мыса Хобой.

На основании полученных результатов по гранулитам мыса Хадарта и мыса Хобой Ольхонской коллизионной системы можно сделать следующие выводы: 1) гранулитовый комплекс мыса Хадарта является непосредственным продолжением гранулитового комплекса Чернорудской зоны; 2) гранулитовый комплекс мыса Хобой по набору породных ассоциаций и составу протолита отличается от других гранулитовых комплексов Ольхонской коллизионной системы, что, возможно, указывает на доколлизионное аккретирование разнообразных комплексов в общую структуру террейна; 3) полученные геохронологические данные по клинопироксеновым гранулитам мыса Хобой

свидетельствуют о том, что Сибирский кратон не являлся источником сноса для первично-осадочных пород гранулитового комплекса мыса Хобой; 4) возраст гранулитового метаморфизма, определенный по породам мысов Хобой и Хадарта, в пределах ошибки определения совпадает с возрастом синметаморфических гиперстеновых гранитов Чернорудской зоны **[5]**. Эти данные позволяют говорить об одновременности проявления гранулитового метаморфизма в пределах всей Ольхонской коллизионной системы; 5) полученные данные по гранулитам мыса Хобой, а также материалы В.П. Сухорукова по гранулитам Чернорудской зоны **[4]** свидетельствуют о том, что эволюция гранулитового метаморфизма Ольхонской коллизионной системы происходила в режиме изотермальной декомпрессии. Согласно **[19]** формирование гранулитов такого типа возможно в утолщенной в результате коллизии континентальной коре, часто с дополнительным тепловым воздействием магм мантийного происхождения. Экспонирование подобных гранулитов на более высокие уровни земной коры могло происходить в результате тектонической денудации перекрывающих комплексов на стадии коллапса коллизионной системы.

Исследования выполнены в рамках интеграционной программы РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту», при финансовой поддержке РФФИ (проекты 04-05-64412, 05-05-64016, 05-05-64761) и Фонда содействия отечественной науке.

[1] Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН. - 2000. - Т. 374, № 1. - С. 79-83.

[2] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. - 1995. - № 3. - С. 3-22.

[3] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.

[4] Сухоруков В.П. Гранулиты Ольхонской коллизионной системы (Западное Прибайкалье): эволюция PT-параметров метаморфизма // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территории. Материалы XV молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. – СПб, 2004. – С. 164-166.

[5] Хромых С.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И. и др. U-Pb возраст (Shrimp-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Т. 2. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. - С. 141-145.

[6] Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 200 с.

[7] Early Precambrian of the Lake Baikal area (Guidebook for the field trip of the International conference “Greenstone, ophiolitic and intracratonal sialic volcanic belt of the Baikal area”). - Irkutsk, 1990. – 226 p.

[8] Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. - Л.: Наука, 1990. – С. 170–183.

[9] Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Research. - 2005. - V. 136. - P. 353-368.

[10] Geology of granulites (Guidebook for the Baikal excursion of the International symposium. Projects: “Archean geochemistry” and “Precambrian metallogeny”). - Irkutsk, 1981. - 94 p.

[11] Raith M., Raase P., Ackermand D., Lal R.K. Regional geothermobarometry in the granulite facies terrane of South India // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. - 1983.

- V. 73. - P. 221-244.
[12] Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotherms // Phil. Trans. Roy. Soc. London. - Ser. A. - 1978. - V. 288. - P. 457-469.
[13] Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 66. 1976.
[14] Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites / Thorpe R.S. (ed.). - Wiley, Chichester, 1982. - P. 525-548.
[15] Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. - 1993. - V. 104. - P. 1-37.
[16] Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. - 2000. - V. 51. - P. 181-203.
[17] Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1986. - V. 92. - P. 181-193.
[18] Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии - раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами. Автореф. дис. … докт. геол.-минерал. наук. – М., 2004. - 36 с.
[19] Harley S.L. The origins of granulites: a metamorphic perspective // Geol. Magaz. - 1989. - V. 126. - P. 215-247.
[20] Holland T.J.B., Powell R. An enlarged and updated internally consistent dataset with uncertainties and correlations in the system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-FeO-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2 // J. Metamorphic Geol. - 1990. - V. 8. - P. 89-124.

К ВЫЯВЛЕНИЮ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ СООТНОШЕНИЙ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В РАННЕМ ДЕВОНЕ НА ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ОЦЕНОК ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ РЕГИОНАМИ

Е.А. Елкин, Дж. А. Талент**, Т.П. Киприянова*, Р.Т. Грацианова*, В.Н. Елкина**

*Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, KipriyanovaTP@uiggm.nsc.ru
**Macquarie University, Department of Earth and Planetary Sciences, Australia

Прочность биогеографических связей между соседними морскими бассейнами (или частями единого бассейна) определяется в общем случае принадлежностью их к одному климатическому поясу, а в пределах этого пояса – расстояниями между ними. Значимость расстояний между бассейнами (или их частями) связана с потенциальными возможностями личинок донных организмов преодолевать водные расстояния за период своей жизни. Расчеты показывают, что для бентосных животных, как, например, брахиопод, предельные расстояния составляют порядка 1000 км. Этот показатель, как и палеобиогеографический подход вообще, является перспективным для определения пространственных соотношений блоков земной коры при разработке геодинамических сценариев.

В ходе более чем 10-летних совместных работ сибирских и австралийских специалистов создана однородная база данных по позднесилурийским–среднедевонским брахиоподам Азиатско-Австралийского сегмента земной коры **[1].** Первый опыт решения на ее основе задач палеобиогеографического районирования больших территорий по одному (пражскому) временному срезу изложен в **[2]** с рассмотрением методов компьютерной обработки больших массивов палеонтологической информации. Ниже приводятся основные результаты расчетов по двум, пражскому и эмсскому, временным срезам (рис. 1, 2).

Рис. 1. Блок-диаграмма Евразии с расположением регионов, из которых происходят анализируемые пражские и эмсские ассоциации брахиопод (Talent et al., 2001 с уточнением).

Рубеж, разделяющий эти века, связан с переходом западной окраины Сибирского континента (в современных координатах) из режима пассивной в режим активной окраины **[3, 4].** Расчеты выполнены с помощью программы KRAB при использовании коэффициентов Жаккарда как меры палеобиогеографического сходства сравниваемых регионов. Процедура решения поставленных задач изложена в **[2].**

Пражский временной срез. Вначале от общего числа регионов отделяются (рис. 3) Дальний Восток, Монголия и

Казахстан, далее – Таймыр и Сеттедабан. Третья версия характеризуется изоляцией Казахстана, а четвертая – разделением Таймыра и Сеттедабана. На пятом шаге отражено фаунистическое единство в пражский век Западного и Восточного Урала, Салаира и Горного Алтая, а также Дальнего Востока и Монголии. Далее происходит формальное по процедуре разделение этих регионов.

	Species	*	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	"Acrospirifer" pseudomurchisoni Modzalevskaya	1	.	.	.	.	.	.	.	.	+
2	"Arduspirifer" balchaschensis Kaplun	1	.	.	+	.	.	.	.	.	.
3	"Atryparia" yavorskii (Rzhonsnitskaya)	1	.	.	.	+	.	.	.	.	.
4	"Chonetes" rectispina Khalfin	1	.	.	.	.	+	.	.	.	.
5	"Cymostrophia" auriculata Modzalevskaya	1	.	.	.	.	.	.	.	.	+
6	"Dalejina" sardzhalensis Kaplun	1	.	.	.	.	+	.	.	.	.
7	"Delthyris" khalfini (Alekseeva & Mendbayar)	1	.	.	.	.	.	.	.	.	+
8	"Douvillina" praedistans Gratsianova	2	.	.	.	+	+	.	.	.	.
9	"Eoreticularia" jurjusanensis Tyazheva	1	+	.	.	.	.	.	.	.	.
10	"Gorgostrophia" gorgoides Gratsianova	2	.	.	.	+	+	.	.	.	.
11	"Meristella" rostellata I. Breyvel'	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
12	"Peetzatrypa" tschumyschensis (Rzhonsnitskaya)	1	.	.	.	+	.	.	.	.	.
13	"Punctatrypa" sibirica Rzhonsnitskaya	1	.	.	.	+	.	.	.	.	.
14	"Schnurella" tabuskaensis Khodalevich & M. Breyvel'	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
15	"Sieberella" weberi Khodalevich)	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
16	"Spinatrypa" scaberbra (Khodalevich)	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
17	"Strophonella" eleganta I. & M. Breyvel'	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
18	"Undispirifer" frequens Bublichenko	1	.	.	.	.	.	+	.	.	.
.	. . . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	. . . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
271	Uralospirifer mansy (Khodalevich)	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
272	Uralospirifer peetzi (Rzhonsnitskaya)	1	.	.	.	+	.	.	.	.	.
273	Uralospirifer vijaicus (Khodalevich)	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
274	Vagrania (Totia) intermediafera (Khodalevich)	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
275	Vagrania (Totia) vagranensis (Rzhonsnitskaya & Mizens)	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
276	Vagrania osturalica (Rzhonsnitskaya et Mizens)	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
277	Wilsoniella grandis Hamada	1	.	.	.	.	.	.	.	.	+
278	Wilsoniella prima Khalfin	2	.	.	.	.	+	.	+	.	.
279	Xenisostrophia muharica Su	1	.	.	.	.	.	.	.	.	+
280	Xenospirifer gurjevskensis (Rzhonsnitskaya)	1	.	.	.	+	.	.	.	.	.
281	Xinjiangospirifer kazachstanicus (Kaplun)	1	.	.	+	.	.	.	.	.	.
282	Zdimir baschkiricus (Verneuil)	4	+	+	.	+	+	.	.	.	.
283	Zdimir calvatus (Khodalevich & M. Breyvel')	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
284	Zdimir longiplutea (Khodalevich & M. Breyvel')	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
285	Zdimir rossicus (Karpinsky)	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.
286	Zdimir triangulicostatus (Andronov)	1	.	+	.	.	.	.	.	.	.

Regions

1. W. URALS, BASHKIRIA
2. EAST SLOPE OF URALS
3. CENTRAL KAZAKHSTAN
4. SALAIR
5. GORNY ALTAI
6. RUDNY ALTAI
7. MONGOLIA
8. TAYMYR
9. RUSSIAN FAR EAST

* - frequency of species occurrence

Рис. 2. Формат представления исходных данных на примере списка 286 эмсских видов брахиопод из 9 рассматриваемых регионов.

Эмсский временной срез. По сравнению с пражским срезом здесь картина принципиально иная (рис. 3). Вплоть до версии 3 отражается фаунистическое единство Салаира, Горного и Рудного Алтая, Монголии и Дальнего Востока. Дальнейшее разделение происходит формально по процедуре.

Анализ последовательного разделения рассматриваемой группы регионов по двум временным срезам выявил ряд особенностей этого процесса (рис. 3). В пражский век наибольшей специфичностью обладали ассоциации брахиопод Дальнего Востока и Монголии, которые «распались» последними. На первых двух шагах разделения (версии 1 и 2) они были объединены с ассоциацией Казахстана. Версия 3 представляет собой оптимальную схему палеогеографического районирования рассматриваемой территории как с позиций принятой практики, так и с учетом использованного фактического материала.

Ситуация на эмсском срезе кардинально меняется (рис. 3). Таймырская брахиоподовая ассоциация обособилась как абсолютно эндемичная. На первом же шаге разделения выделяется Восточный, а затем и Западный Урал. Остальные регионы, кроме Казахстана, составляют южное обрамление Сибирского континента. На третьем шаге отделился и Казахстан. Эта версия палеогеографического районирования представляется наиболее оптимальной, хотя следует дополнительно изучить основания для разделения

на первых шагах Западного и Восточного Урала, а также истоки эндемичности Таймырской ассоциации брахиопод.

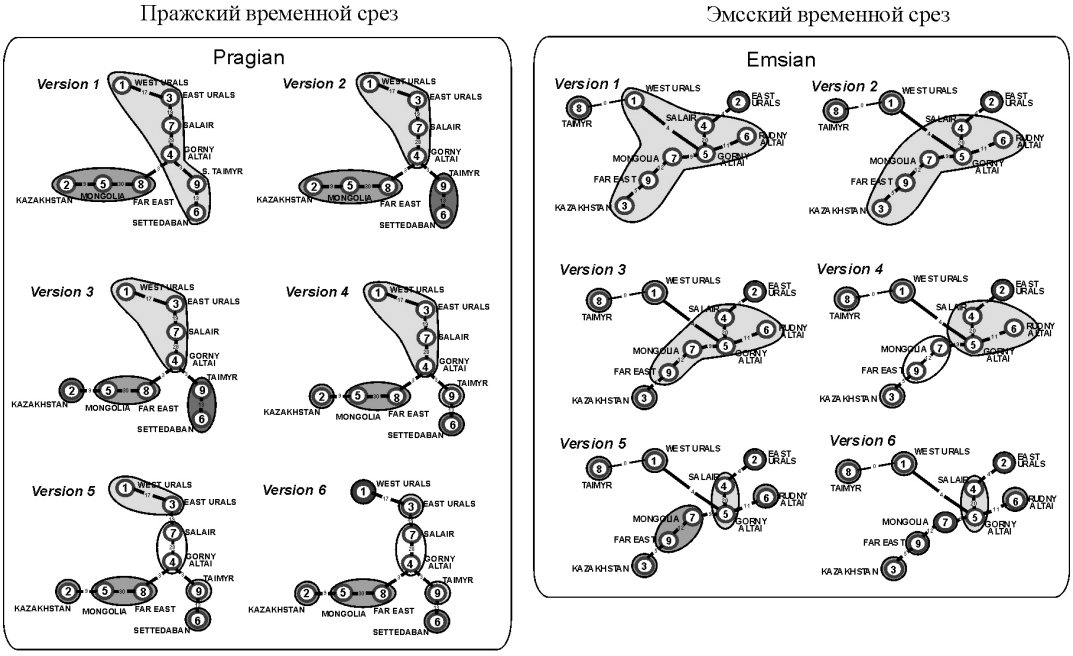


Рис. 3. Относительные оценки программой KRAB наиболее слабых палеобиогеографических связей с выделением на соотвествующих шагах набора «провинций».

При сравнении между собой оптимальных версий палеогеографического районирования по брахиоподам для пражского и эмсского веков (рис. 4) обращают на себя внимание два момента. Первый из них связан с ситуацией на пражском срезе. Ассоциации брахиопод из разрезов Урала, Салаира и Горного Алтая по своему составу многочисленны и происходят из рифогенных известняков, что может служить подтверждением их обитания в тропическом климатическом поясе. В противовес им ассоциации Таймыра–Сеттедабана, с одной стороны, и Монголии–Дальнего Востока – с другой отличаются относительным однообразием, а среди пород полностью отсутствуют рифогенные известняки. Это может свидетельствовать об обитании рассматриваемых ассоциаций в широтах умеренного климатического пояса. Однако во многих современных геодинамических сценариях приводимое положение Сибирского континента далеко от данной схемы. Интересным представляется и то, что фаунистическая связь Казахстана с Дальним Востоком и Монголией в эмсский век становится слабее по сравнению с пражским веком.

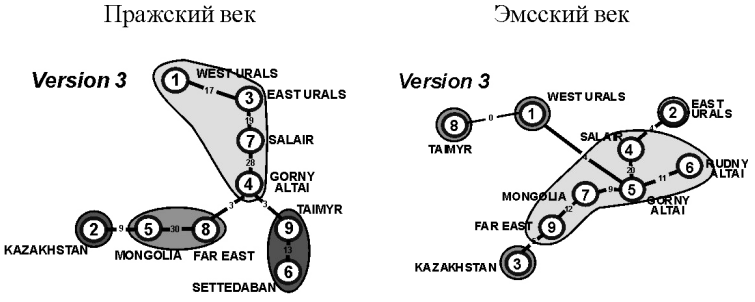


Рис. 4. Палеогеографические провинции по брахиоподам на территории Северной Евразии для двух раннедевонских временных срезов (пражский и эмсский века) с учетом количественных оценок фаунистических связей между регионами.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН – Программа фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», Интеграционный проект «Восточная граница Уральского подвижного пояса (сравнительная характеристика геологической истории Ураль-

ского подвижного пояса и палеозойского основания Западно-Сибирской плиты)», РФФИ (проекты №№ 05-05-64672) и научной школы НШ-1569.2003.5. Кроме того, авторы координируют свои исследования с программами работ по проектам IGCP 491 и 499.

[1] Talent J.A., Gratsianova R.T., Yolkin E.A. Latest Silurian (Pridoli) to Middle Devonian of the Asia-Australia hemisphere: rationalization of brachiopod taxa and faunal lists; correlation charts // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. – 2001. - 236. - 221 p.

[2] Yolkin E.A., Yolkina V.N., Talent J.A., Gratsianova R.T., Kipriyanova T.P., Kipriyanov A.A. Jr. Brachiopod biogeography of the Asia-Australia hemisphere during Pragian (Early Devonian) times // Mid-Palaeozoic Biota and Biogeography / Mawson R., Talent J.A. and Long J.A. (eds.) Records of the Western Australian Museum. Supplement. Western Australian Museum. - 2000. - 58. - P. 349-384.

[3] Yolkin E.A. Silurian-Devonian trilobite evolution and depositional cyclicity in the Altai-Salair region, Western Siberia // Silurian cycles linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes / E. Landing, M. Johnson (eds.) James Hall Centennial Volume. New York State Museum. – 1998. - 491. - P. 215-22.

[4] Yolkin E.A., Talent J.A., Kipriyanova T.P., Gratsianova R.T., Yolkina V.N. Quantitative estimation of palaeobiogeographic relations between regions of Northern Eurasia during the Early Devonian // Devonian Terrestrial and Marine environments: from continent to shelf *(IGCP Project 499 / SDS joint field meeting)* / E.A. Yolkin, N.G. Izokh, O.T. Obut, T.P. Kipriyanova (eds.). Novosibirsk, July 25-August 9, 2005. – Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, “Geo” Branch. - 2005. – P. 143-146.

ПОСЛЕГЕРЦИНСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО АЛТАЯ

С.В. Зиновьев, Е.В. Деев, Б.М. Чиков

Новосибирск, Институт геологии СО РАН, zinoviev@uiggm.nsc.ru

Большой Алтай – это регион Внутренней Азии, который включает горные сооружения Горного и Рудного Алтая (Россия, Казахстан), Синдзяна (Китай) и Монгольского Алтая. Это единая горно-складчатая система, которая согласно **[1]** начала формироваться на западе «мезозойского Центрально-Азиатского континента» в триасе-начале юры и продолжает развиваться в настоящее время. К середине прошлого столетия было установлено, что герцинский этап формирования земной коры Алтая завершился в позднем палеозое **[2, 3]**, а индикатором завершения этого процесса было внедрение гранитоидов позднепалеозойского возраста. В соответствии с **[4, 5 и др.]** догерцинский период рассматривается в качестве океанической стадии формирования земной коры региона. “Послеокеаническая” эволюция Алтайского региона происходила в условиях внутриконтинентальной конвергенции Тувино-Монгольской и Джунгарской литосферных глыб, что подтверждается горным палеорельефом Алтайской системы (наличие грубообломочных отложений в разрезах юры и мела Озерной (Монголия) и Джунгарской (Китай) групп обрамляющих впадин) **[6 и др.]**, а также анизотропным характером региональной складчатости коллизионно-аккреционного типа.

К основным задачам проведенного исследования относится выявление закономерностей эволюции региональной структуры Алтая на “послеокеанической” стадии развития. Общие принципы и методические приемы анализа внутриконтинентальной коллизионной тектоники позднепермско-мезозойского этапа разработаны на примере Горного Алтая, где были выделены мозаично-глыбовые террейны (срединные массивы), объединяющие системы блоковых структур и межблоковых деформационных зон, и коллизионные системы, включающие коллизионные швы и малые блоки доколлизионного субстрата **[7]**; аналогичная система структур была намечена и для кайнозойского этапа **[8]**.

Вместе с развитием этих принципов в обсуждаемом исследовании при выделении коллизионных структур существенное значение имеет степень дислокационного метаморфизма палеозойских пород, распределение новообразованных динамометаморфических породных ассоциаций, конфигурация пространственно перераспределенных фрагментов палеозойских структур, а также распределения концентраций крупных разрывов (сдвигов, надвигов и пр.). Особое значение придается ревизии материалов геологических съемок 50-60-х годов, когда в соответствии с методическими рекомендациями широко использовались приемы «восстановления» первичного состава и возраста породных комплексов со «снятием» динамометаморфизма. Контроль камеральной ревизии осуществлялся авторами в процессе полевых работ.

Большое внимание при полевых исследованиях и ревизии геологических карт уделялось конфигурации интрузивных тел. В участках относительно слабого коллизионного воздействия на субстрат массивы палеозойских гранитоидов имеют ареальную форму; иногда наблюдается блоково-линзовидное перемещение их фрагментов по разломам. В зонах интенсивной механической переработки и стресс-метаморфизма палеозойского субстрата подобные тела представлены преимущественно апогранитными тектонитами (динамокласты, кварц-полевошпатовые тектоносланцы, очковые гнейсы и пр.), а их обособления имеют линзовидно-ленточную и линзовидно-фестончатую форму.

На основе анализа наблюдаемых характеристик и соотношений геологических тел разработана иерархическая классификационная система структурно-вещественных комплексов эпигерцинских коллизионных структур и построена картографическая модель распределения и соотношений коллизионных систем, деформационно-метаморфических зон (зон смятия) и блоковых массивов региона (рис.).

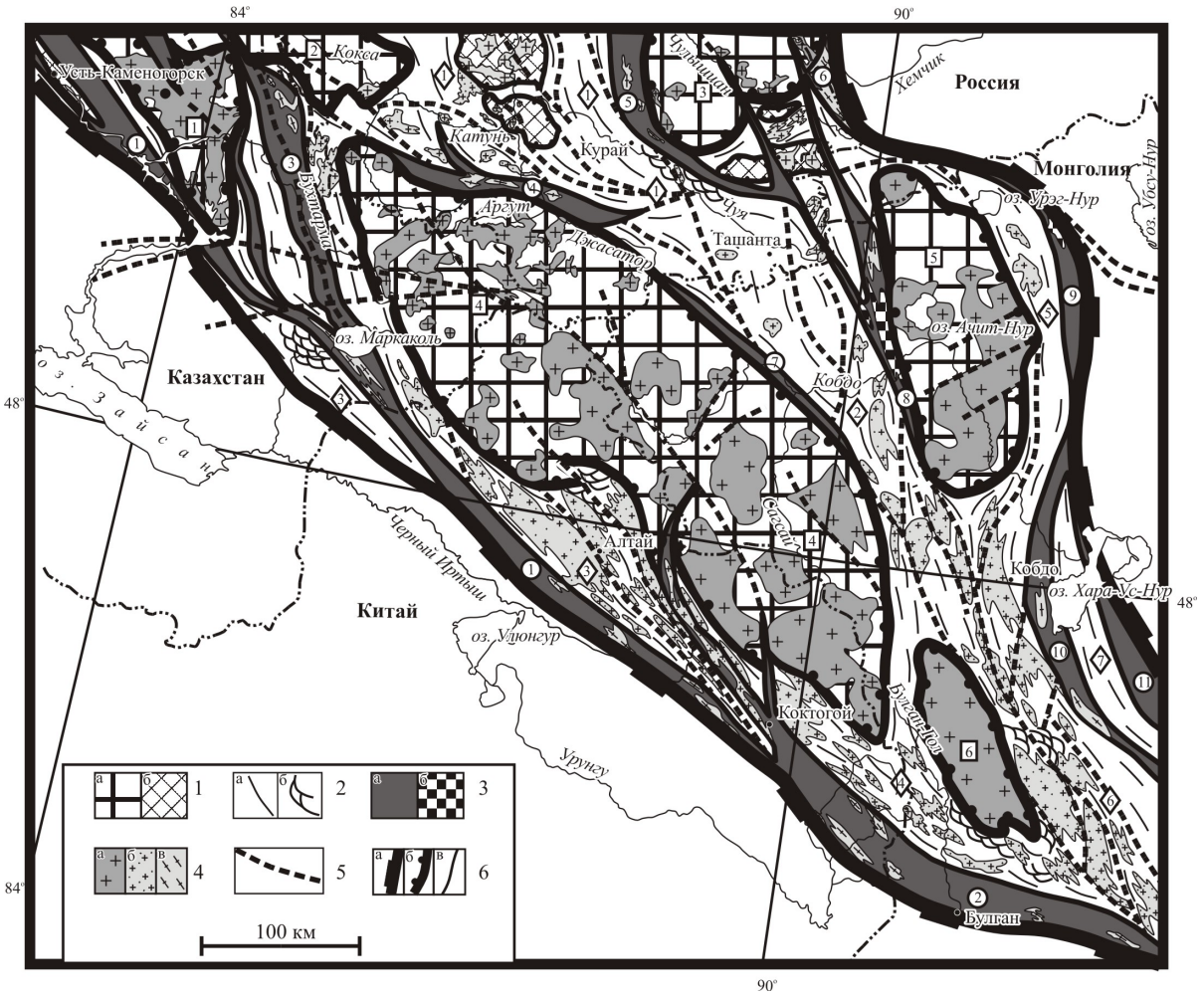


Схема послегерцинской коллизионной тектоники юга Большого Алтая.

1 – блоковые массивы палеозоид (а) и их реликты в деформационных системах (б); 2 – неоколлизионные деформационные системы (а), в т. ч. со структурами транспрессии (б); 3 – деформационно-метаморфические зоны (а), в т.ч. апоофиолитового (б) типа; 4 – магматические плутоны блоковых массивов (а), апоинтрузивные динамокласты деформационных систем (б), гнейсограниты, тектоносланцы и апоинтрузивные динамокласты деформационно-метаморфических зон (в); 5 - морфологически выраженные магистральные разломы; 6 – границы Алтайского «клина» (а), блоковых массивов (б) и прочие (в).

Блоковые массивы (□): 1 - Рудно-Алтайский, 2 - Чарышско-Коксинский, 3 - Чулышманский (Западно-Саянский), 4 - Укок-Сагсайский, 5 - Ачитнурский, 6 - Борончинголский.

Деформационные системы (◇): 1 - Катунско-Чуйская, 2 - Улэгейская, 3 - Прииртышская, 4 - Булганголская, 5 - Урэгнурская, 6 - Цэцэгнурская, 7 - Цаганнурская.

Деформационно-метаморфические зоны (○): 1 – Иртышская, 2 – Булганская, 3 – Бухтарминская, 4 – Чуйско – Катунская, 5 – Курайская, 6 – Шапшальская, 7 – Дуронурская, 8 – Алтан-Цугская, 9 – Хархирская, 10 – Тугрэгская, 11 – Урдголская.

Крупные блоковые массивы (БМ), или мозаично-блоковые террейны, представляют собой реликты доколлизионной структуры. Обычно они имеют слабо удлиненную или ареальную форму в плане и представляют собой относительно целостные системы мелких блоков, разделенных зонами межблоковых деформаций.

К характерным свойствам БМ относятся: а) относительно слабое преобразование палеозойских структурно-вещественных парагенезов коры в процессе конвергенции микроплит; соответственно интрузивные и стратифицируемые формации имеют преимущественно ареальную форму обособления на дневной поверхности; б) относительно малое количество и неупорядоченность распределения разломов; в) минимальная для региона степень коллизионного динамометаморфизма породных комплексов; г) преобладание в породных массивах системы трещин регионального кливажа, которые в крупных гранитоидных телах дополняются системами трещин кристаллизационной отдельности (веерные, обволакивающие и пр.). На геологических картах м-ба 1:200000 – 1:1000000 наглядной индикаторной характеристикой БМ является ареальная форма обособлений крупных гранитоидных массивов в полях вмещающих пород с ареалами контактового метаморфизма (ороговикование).

Коллизионные деформационные системы (КДС). Эти системы при общем северо-западном простирании виргируют, разделяются на более мелкие или выклиниваются. Они включают деформационно-метаморфические зоны и относительно целостные малые блоковые структуры палеозойского субстрата. По распределению структурно-вещественных комплексов и концентраций разломов в пределах деформационных систем обособляются подсистемы эшелонированных, транспрессивных и транстенсивных структур. При этом часто наблюдаются сопряженные (двусторонние или односторонние) соотношения этих деформационных зон с зонами более интенсивных преобразований (см. рис.).

Для КДС характерны: а) более интенсивная (по сравнению с БМ) деформация и блочное расчленение складчатых толщ и интрузивных массивов (на геологических картах гранитоидные массивы имеют удлиненную и линзовидную форму, часто с разломными ограничениями); б) породные массивы интенсивно трещиноваты и имеют «разборный» вид, для них также характерно рассланцевание (кливаж течения); в) линии магистральных сдвигов образуют деформационный каркас ДС, а концентрации надвигов – характерные системы «расчешуивания» с ареальным развитием контрастно метаморфизованных тектонитов. В то же время, несмотря на высокую степень региональной деформированности, в пределах ДС преимущественно сохраняются слоевые и контактные соотношения геологических тел, что принципиально отличает коллизионные системы от деформационно-метаморфических зон.

Региональные деформационно-метаморфические зоны (ДМЗ) при субвертикальном залегании на дневной поверхности имеют линеаментный характер, а при пологом – сложную конфигурацию. В регионе они образуют веерообразную систему (см. рис.).

К общим чертам ДМЗ Алтая относятся: а) большая протяженность ($l >> n$) с четко выраженной генеральной анизотропией; б) зональная концентрация динамометаморфических породных ассоциаций; в) максимальная для региона концентрация морфологически выраженных разломов; г) проникающий кливаж течения и максимальная для региона степень стресс-метаморфизма; д) отсутствие (утрата) первичных слоевых и контактных отношений породных тел. Их индикаторные характеристики: а) литонно-полосчатый, тонколинзовидный и линзовидно-фестончатый облик породных массивов с регионально выраженной анизотропией; б) линзовидно-ленточная форма тел апоинтрузивных катаклазитов, гранитогнейсов и амфиболитов; в) иерархически упорядоченные концентрации структур сдвигового течения в ламинарных и турбулентных формах.

Формационный состав ДМЗ Большого Алтая контрастно неоднороден и пред-

ставлен различными комплексами тектонитов, которые формируются в результате многочисленных разобщенных во времени коллизионных событий и являются наиболее характерным геомеханическим следствием преобразования вещества земной коры в ДМЗ. По степени преобразования исходного породного субстрата (протолита) они разделены на три группы: экзо-, мезо- и кататектониты.

Проведенное тектоническое районирование с выделением перечисленных выше категорий послегерцинских коллизионных структур отражает позднепермско-мезозойский этап эволюции земной коры южной части Большого Алтая.

Активизация кайнозойских деформационных процессов в пределах Алтая связывается с коллизией Индийской и Евразийской плит, отзвуки которой достигли региона в конце палеогена-начале неогена **[5]**. В результате дифференцированных подвижек разномасштабных блоков друг относительно друга по ограничивающим их зонам разломов различной кинематики происходило усложнение блоковой делимости территории. Возникшая новейшая структура Алтая представляет собой систему блочного расчленения нескольких масштабных уровней с общей амплитудой новейших движений в 2500-3000 м, при этом вертикальная амплитуда новейших перемещений отдельных блоков достигает от первых сотен до 500-700 м и более. Проведенное районирование поверхности современного рельефа позволило выявить блочную структуру коры Алтая и выделить характерные для этого этапа структурные неоднородности. Характеристика выделенных структурных элементов, присущих кайнозойскому этапу эволюции, дана в **[8]**, а их сравнительный анализ с позднепермско-мезозойской структурой региона рассмотрен в **[9]**.

Межблоковые взаимодействия сопровождаются преимущественно хрупкими деформациями породных массивов, ярким отражением которых является сейсмический процесс, о котором свидетельствуют как разнотипные палеосейсмодислокации **[10]**, так и современная сейсмическая активность территории, включая сейсмические события 2003-2005 гг.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”, РФФИ (проект № 04-05-64788), Фонда содействия отечественной науке, проекта ведомственной научной программы Рособразования “Развитие научного потенциала высшей школы (шифр 8302), гранта ОИГГМ СО РАН (ВМТК № 1734).

[1] Боголепов К.В. О структуре мезозойского Центрально-Азиатского континента // ДАН СССР. - 1967. - Т. 174, № 1. - С. 167-169.

[2] Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1: 5 000 000) / Под ред. А.Л. Яншина. - М.: Наука, 1966. – 487 с.

[3] Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. - М.: Недра, 1966. - 306 с.

[4] Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 1-2. - С. 49-75.

[5] Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. - 1995. - Т. 36, № 10. - С. 5-19.

[6] Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. - М.: Наука, 1975. - 308 с.

[7] Чиков Б.М., Зиновьев С.В. Послегерцинские коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика. - 1996. - № 11. - С. 61-70.

[8] Деев Е.В., Зиновьев С.В., Новиков И.С., Вишневская Е.А. Позднекайнозойский структурный план западной части Горного Алтая // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания, Новосибирск, 10-13 февр. 2004 г. Т. 2. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. - С.131-134.

[9] Деев Е.В., Зиновьев С.В., Чиков Б.М., Новиков И.С., Вишневская Е.А., Высоцкий Е.М. Соотношение эпигерцинского и позднекайнозойского структурных планов западной части Горного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания (Иркутск 20-23 октября 2003 г.). - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С.69-72.

[10] Деев Е.В., Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А. и др. Микросейсмодислокации (сейсмиты) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // ДАН. - 2005. - Т. 403, № 1. - С. 1-4.

ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА КАЙНОЗОЙСКИХ ПЛЮМОВ ПОД БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНОЙ И ГОРНЫМИ ПОДНЯТИЯМИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Ю.А. Зорин, Е.Х. Турутанов, В.М. Кожевников, С.В. Рассказов, А.В. Иванов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, zorin@crust.irk.ru

Связь кайнозойских щелочных базальтов Восточной Сибири и Центральной Монголии с мантийными плюмами предполагается уже сравнительно давно **[1]**, но лишь в последнее время на основании анализа геофизических данных выявлены стволовые части этих плюмов **[2, 3]**. Оказалось, что стволовые части плюмов в рассматриваемом регионе расположены в пределах верхней мантии. Это не противоречит современным представлениям, согласно которым плюмы могут зарождаться как в слое D" в основании нижней мантии, так и на подошве верхней мантии на глубине около 660 км **[4]**. Роль плюмов в геодинамике Байкальской рифтовой зоны и горных поднятий Центральной Монголии рассмотрена ранее **[5]**. В настоящем сообщении рассматривается возможная природа этих плюмов.

Результаты глобальной сейсмической томографии **[6-8]** указывают на то, что Тихоокеанская субдуцирующая плита, которая проявляется как область повышенных сейсмических скоростей, в секторе, соответствующем Японской и Изу-Бонинской островным дугам, в переходной зоне мантии (в интервале глубин 420-660 км) изгибается, приобретает горизонтальное положение и протягивается над верхней границей нижней мантии под Азиатский континент на расстояние более 1500 км до Восточного Забайкалья и Восточной Монголии, а только затем погружается в нижнюю мантию (рис. 1). О конфигурации горизонтальной части слэба можно судить по непрерывному прослеживанию на глубине 550 км области повышенных значений $\Delta V_P/V_P$ % (относительного отклонения рассчитанной скорости Р-волн от ее значения по сейсмической модели Земли IASPI 91) от места вхождения зоны Вадати-Беньофа в переходную зону (рис. 1). Необходимо отметить, что именно в этом секторе скорость субдукции максимальна (около 10 см/год). В секторах, соответствующих Курильско-Камчатской и Марианской островным дугам, субдуцирующая плита погружается в нижнюю мантию без выполаживания в переходной зоне **[6, 7]**.

Верхнемантийные плюмы, выделенные нами по геофизическим данным **[2, 3]**, группируются в область, которая расположена западнее горизонтальной части океанического слэба и вытянута в направлении, примерно параллельном его краю (рис. 1). Не представляется случайным тот факт, что область развития верхнемантийных плюмов, с которой связываются поля внутриконтинентальных базальтов*, наиболее удаленные от океанических желобов,* расположена вблизи края *наиболее далеко продвинутого под Азиатский континент сектора движущейся океанической плиты.*

Причиной погружения океанического слэба в зоне субдукции является его отрицательная плавучесть, которая обусловлена, прежде всего, его пониженной температурой относительно температуры мантии. Вместе с тем, значительное влияние на плавучесть оказывают и изменения петрологического состава слэба, связанные с фазовыми переходами оливина **[9, 10]**.

Если слэб погружается с малой скоростью, то он успевает прогреваться и фазовые переходы оливина вблизи границ переходной зоны мантии происходят внутри слэба в режиме, близком к стабильному. Такой слэб может погружаться непосредственно в нижнюю мантию без изменения своей морфологии на подошве верхней мантии **[10]**. Если же сравнительно толстый слэб погружается с большой скоростью (8-10 см/год), то

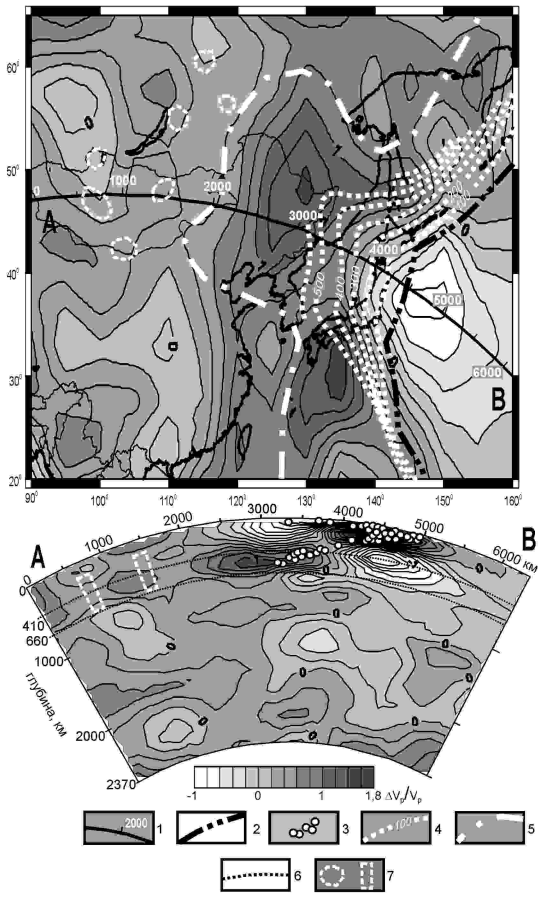


Рис. 1. Распределение аномалий сейсмических скоростей ($\Delta V_P/V_P$ %) на глубине 550 км (верх рисунка) и на разрезе по линии АВ (низ рисунка). Составлено по цифровым данным глобальной сейсмической томографии **[8]**. 1 - линия разреза на карте (цифры - расстояние в километрах от начала профиля); 2 - оси океанических желобов; 3 - гипоцентры землетрясений; 4 - изолинии глубины зоны Вадати-Беньофа (оцифрованы в километрах); 5 - западная граница той части Тихоокеанского слэба, которая, находясь в переходной зоне мантии, сохраняет связь с зоной субдукции; 6 - границы переходной зоны мантии на разрезе; 7 - верхнемантийные плюмы на карте и разрезе **[2, 3]**.

он не успевает значительно прогреваться, и в его внутренней части может длительное время сохраняться относительно невысокая температура. В этой части слэба может в метастабильном состоянии сохраняться первичный оливин, плотность которого существенно меньше плотности его шпинелеподобных (по структуре) фаз, характерных для переходной зоны мантии, и еще более плотных минералов (магнезиовюстита и ферромагнезиального силикатного перовскита), в которые трансформируется оливин в нижней мантии **[9, 10]**. В связи с этим нижняя часть субдуцирующего слэба теряет отрицательную плавучесть и он не может проникнуть в нижнюю мантию. Слэб изгибается, приобретает горизонтальное положение и продолжает двигаться в таком положении над подошвой переходной зоны до тех пор, пока его внутренняя часть не прогреется до какой-то пороговой температуры, при которой метастабильный оливин сравнительно быстро переходит в шпинелеподобные фазы, а затем трансформируется в минералы, характерные для нижней мантии, после чего возможно погружение слэба в нижнюю мантию **[10]**. Толстый слэб разогревается сравнительно медленно, что обусловливает длительное его нахождение в переходной зоне мантии. Численное моделирование процесса субдукции показало, что для плиты возрастом 130 млн лет и толщиной 110 км время нахождения в переходной зоне мантии оценивается в 21 млн лет **[10]**. В нашем случае длина горизонтальной части сектора слэба, наиболее продвинутого под континент, составляет 1500 км (см. рис. 1). При скорости 10 см/год время его нахождения в переходной зоне составит 15 млн лет, а при скорости 8 см/год – около 19 млн лет, что при неопределенности ряда параметров, принятых при моделировании, нужно признать хорошим соответствием.

Вслед за А. Рингвудом **[9]** мы полагаем, что в интервале глубин 200-600 км бывшая океаническая кора испытывает частичное плавление. Степень плавления невысока, и его продукты оказываются обогащенными элементами-примесями, включая несовместимые элементы. Эти силикатные расплавы проникают в обедненную мантию, расположенную выше субдуцирующего слэба, и превращают ее материал в перидотит, обогащенный элементами-примесями (refertilized или fertilized peridotite). Слой такого обогащенного (фертилизованного) перидотита, толщина которого составляет 10-20 км, располагается непосредственно над бывшей океанической корой и вовлекается в нис-

ходящее движение слэба. Фактически этот слой интегрируется в слэб.

Последние сейсмические исследования **[6-8]** и численное моделирование процесса субдукции **[10]** показали, что океанический слэб не обнаруживает признаков дезинтеграции и скучивания в гигантский "мегалит" при достижении им подошвы переходной зоны мантии, как это предполагал А. Рингвуд **[9]**, а сохраняет свою сплошность при движении в горизонтальном положении. При этом, очевидно, должна сохраняться и стратификация слэба, то есть бывшая океаническая кора должна подстилаться модифицированной литосферной мантией и перекрываться слоем фертилизованного перидотита.

Мы полагаем, что этот слой, интегрированный в движущуюся плиту, разогревается от трения на ее границе. Количественные оценки показывают, что при постоянной скорости движения плиты (10 см/год) под действием массовой силы, которая должна уравновешиваться силой трения на двух границах плиты, на западном краю ее горизонтальной части средняя температура 20-километрового слоя фертилизованного перидотита за счет трения может увеличиться на 500°С относительно фоновой температуры на данной глубине. Разогретый слой, приобретший пониженную плотность, должен отделяться от слэба при его погружении в нижнюю мантию и участвовать в конвекции в верхней мантии (рис. 2). Развитие вытянутой по горизонтали конвекционной ячейки в верхней мантии обусловливается движением субдуцирующей плиты, которое обеспечивает как рост температуры и возникновение горизонтального температурного градиента, так и некоторое смещение восходящей ветви этой ячейки в западном направлении за счет вязкого трения (рис. 2). Порции всплывающего материала, представленного главным образом фертилизованным перидотитом, должны приобретать *наиболее энергетически выгодную конфигурацию: либо каплевидную, либо колоннообразную* **[11]** *- то есть проявляться как плюмы.*

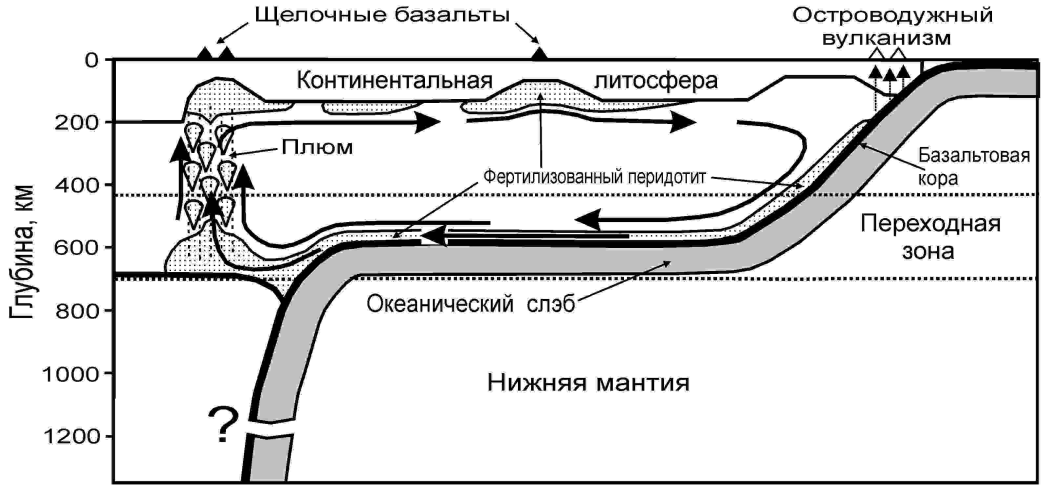


Рис. 2. Предлагаемая модель верхнемантийной конвекции над горизонтальной частью слэба. Верхнемантийные плюмы, значительная часть материала которых представлена фертилизованным перидотитом, образуют восходящую ветвь конвекционной ячейки.

Фертилизованный перидотит в результате декомпрессии, происходящей при его подъеме, испытывает частичное плавление, порождающее основные щелочные магмы, характерные для внутриконтинентального вулканизма. Выплавление щелочных базальтовых магм происходит в интервале глубин 60–110 км, то есть оно имеет место только под районами с аномально утоненной литосферой – в астеносферных выступах, которые создаются либо самими плюмами, либо предшествующими геодинамическими

процессами. В последнем случае материал плюмов попадает в области утоненной литосферы в результате его миграции по астеносфере в горизонтальной ветви конвективного течения (рис. 2).

Таким образом, мы полагаем, что верхнемантийные плюмы, выявленные ранее в Восточной Сибири и Центральной Монголии **[2, 3, 5]**, представляют собой восходящую ветвь вторичной конвекционной ячейки, возникшей над горизонтальной частью наиболее продвинутого под Азиатский континент сектора субдуцирующей Тихоокеанской плиты. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 03-05-64036.

[1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. – М.: Недра, 1990. – 327 с.

[2] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Геофизические данные о мантийных плюмах под Байкальской рифтовой зоной и ее окрестностями // ДАН. – 2003. – Т. 393, № 5. – С. 677-680.

[3] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 10. – С. 1248-1258.

[4] Malamud B.D., Turcotte D.L. How many plumes are there? // Earth and Planetary Science Letter. – 1999. – 174. – P. 113-124.

[5] Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 7. – С. 683-697.

[6] Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nebai M. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // Journ. Geophys. Res. – 1992. – 97. – P. 4809-4822.

[7] Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // Journ. Geophys. Res. – 1998. – 103. – P. 30055-30078.

[8] Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2004. – 146. – P. 3-35.

[9] Ringwood A. E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1991. – 55. – №. 8. – P. 2083-2110.

[10] Tetzlaff M., Schmeling H. The influence of olivine metastability on deep subduction of oceanic lithosphere // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2000. – 120. – P. 29-38.

[11] White R., McKenzie D. Mantle plumes and flood basalts // Journ. Geophys. Res. – 1995. – 100. – P. 17543-17585.

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ РАННИХ ЭТАПОВ СТАНОВЛЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.Э. Изох

Новосибирск, Институт геологии СО РАН, izokh@uiggm.nsc.ru

Наиболее дискуссионными вопросами становления ЦАСП является определение времени раскрытия и ранней эволюции Палеоазиатского океана. Как показали наши исследования в рамках Интеграционного проекта, при оценке геодинамических обстановок в глубокоэродированных областях индикаторами могут служить дифференцированные ультрабазит-базитовые ассоциации, однако наиболее эффективным является совместное использование данных по базитовому и гранитоидному магматизму **[1]**.

Индикаторными комплексами внутриконтинентального рифтогенеза в глубокоэродированных областях являются массивы автономных анортозитов, которые тесно ассоциируют с гранитами рапакиви. Согласно В.Е. Хаину **[2]** к рубежу 1.8 млрд лет сомкнулись все эократоны и возник единый массив континентальной коры - суперконтинент Пангея I. По Е.Е Милановскому **[3]**, древнейшая генерация рифтовых структур на Северо-Китайской платформе возникла в конце раннего протерозоя (1.85-1.65 млрд лет) синхронно с формированием Улканского и Билякчанского авлакогенов, которые сопровождаются внедрением крупных объемов базитового магматизма, включая массивы автономных анортозитов. Проведенные в последнее время геохронологические исследования показали **[4]**, что Улкан-Джугджурская анортозит-гранит-вулканическая ассоциация была сформирована в достаточно узком интервале времени 1736-1703 млн лет, причем длительность разнообразного магматизма этой ассоциации около 30 млн лет, что типично и для анортозит–рапакивигранитных комплексов Украинского щита **[5]**. Обобщение данных по геохронологии магматических, метаморфических и метасоматических пород по Патомскому нагорью показывает, что фиксируются несколько максимумов эндогенной активности. Первый максимум соответствует образованию гранитов чуйско-нечерского комплекса (1850 млн лет), второй - гранитов конкудеромамаканского, опорогского, аглан-янского комплексов - 200-350 млн лет. Для позднего протерозоя устанавливается также максимум на рубеже 1700 млн лет, который резко отделяется от максимума 1850 млн лет. Более молодой возраст 1630-1750 млн лет отвечает этапу мощной гидротермально-метасоматической переработки гранитоидов чуйско-нерчинского комплекса. Этому времени отвечает внедрение гранитов туюканского комплекса. Можно предполагать, что формирование анортозитовых массивов на юге Сибирского кратона связано с процессами рифтогенеза на рубеже 1750-1700 млн лет, которые развивались после мощных коллизионных процессов между Сибирским и Северо-Китайским кратонами.

Автономные габбро-анортозитовые плутоны во всех случаях образуют протяженные пояса, приуроченные к краям кратонов. Массивы анортозитов контролируются зонами разломов, пространственно ассоциируют с гранулитами высоких давлений и температур и образуют гранулит-анортозитовые пояса. Анализ возможных геодинамических обстановок, в которых могло происходить образование массивов анортозитов, показал, что внутриконтинентальный рифтогенез с участием плюмового мантийного магматизма хорошо объясняет линейную топологию анортозитов, большие масштабы, бимодальность составов и внедрение в основание мощной континентальной коры. Геохимические данные также свидетельствуют в пользу плюмового источника первичных магм, приведших к формированию анортозитов: толеитовый или щелочно-базальтоидный состав родоначальной магмы, обогащенность их железом, титаном и фосфором,

восстановленный состав флюидов. Наиболее логичную модель образования автономных анортозитов предложил Р. Эмсли **[6]**. Для формирования крупных объемов анортозитов необходимы анорогенные условия, при этом источник магматических расплавов для них находится в верхней мантии. Тепловым источником является мантийный плюм, который приводит к появлению оливин-толеитовых или пикритовых расплавов, поднимающихся до основания коры, где формируются промежуточные камеры и начинаются процессы дифференциации. Ассимиляция магмы в основании коры, фракционирование оливина и ортопироксена обусловливают высокоглиноземистый состав остаточных магм, родоначальных для анортозитов. Широкое присутствие мегакристаллов ортопироксена в анортозитах свидетельствует о его ранней кристаллизации в глубинных условиях. Фракционирование этого пироксена на уровне становления приводит к образованию ультрамафитовых или субультрамафитовых групп пород.

Остаточный расплав после фракционирования оливина и ортопироксена обогащается глиноземом, железом, титаном, фосфором и РЗЭ и отвечает по составу высокожелезистому и высокоглиноземистому толеиту. Ликвидусной фазой при этом становится плагиоклаз невысокой основности. Возможность образования подобных высокоглиноземистых остаточных расплавов подтверждается модельными расчетами при повышенных давлениях. Кристаллизация плагиоклаза невысокой основности приводит к его всплыванию в верхнюю часть глубинных промежуточных камер. В последующем происходит внедрение анортозитовой «каши» в основание коры и формирование массивов автономных анортозитов. Поступление больших объемов высокотемпературного базитового расплава в основание коры вызывает частичное плавление и формирование гранитов рапакиви.

На основе этой модели находит непротиворечивое объяснение тесная пространственная и временная сопряженность Каларского анортозитового массива и Чинейского расслоенного массива, который также рассматривается как результат продвинутого фракционирования пикритового исходного расплава в глубинной промежуточной камере **[7, 8]**. В настоящее время предприняты попытки Ar-Ar датирования габброидов Чинейского массива.

Проведенные нами исследования геологического строения, вещественного состава и рудной специализации анортозитовых массивов Монголии свидетельствуют о их принадлежности к формации автономных (массивных) анортозитов, характерных для позднепротерозойского этапа эволюции земной коры, и позволяют коррелировать их с автономными анортозитами Алдано-Становой области Сибирского кратона (Каларский и Джугджурский массивы) и Северо-Китайского кратона. Возраст габбро-анортозитовых массивов Монголии отвечает позднему протерозою - 1650 млн лет, что также соответствует возрастному рубежу формирования автономных анортозитов Центральной Азии.

Присутствие позднепротерозойских массивов автономных анортозитов в фундаменте некоторых микроконтинентов ЦАСП является дополнительным доказательством наличия в них древнего раннедокембрийского фундамента, сходного с фундаментом Сибирского и Северо-Китайского кратонов. В то же время анортозитовые массивы Западной Монголии вместе с анортозитовыми плутонами Алдано-Становой области и Северного Китая образуют единый протяженный пояс, который трассирует края Сибирского и Северо-Китайского кратонов. Особенности геологического строения, состава этих анортозитов (высокая калиевость, титанистость и фосфористость, характер распределения редких земель, изотопные характеристики), а также тесная ассоциация их с гранитами рапакиви и бимодальным вулканизмом позволяют предполагать, что эти анортозиты формировались в рифтовой обстановке, последовавшей вскоре после коллизионных процессов, приведших в формированию суперконтинента (Пангеи I). Риф-

товый процесс, приведший к формированию анортозитов, вызвал обособление границ Сибирского, Северо-Китайского и Восточно-Европейского кратонов, по которым в дальнейшем произошло заложение Палеоазиатского океана. Однако вопрос о времени его открытия по-прежнему остается дискуссионным.

Другим важным аспектом эволюции Палеоазиатского океана являются возрастные рубежи островодужного магматизма. Для их выявления нами помимо данных по офиолитам и островодужным вулканитам используются геологические, геохимические и геохронологические данные по расслоенным ультрабазит-базитовым ассоциациям. В то же время конвергентность признаков островодужного и коллизионного базитового магматизма заставляет нас искать другие индикаторные ассоциации или их комбинации. В качестве таковых нами предлагаются парные индикаторные островодужные ассоциации: низкотитанистые высокоглиноземистые расслоенные ультрабазит-базитовые интрузивы и высокоглиноземистые тоналит-плагиогранитные массивы – для осевых частей глубокоэродированных островодужных террейнов; высокотитанистые высокоглиноземистые ультрабазит-базитовые интрузивы и низкоглиноземистые тоналит-плагиогранитные массивы – для тыловых частей островодужных систем **[1]**.

Используя данные по возрастам парных ассоциаций плагиогранитов и расслоенных габброидов, можно выделить несколько этапов островодужного магматизма в южном обрамлении Сибирского кратона, а в некоторых случаях удается реконструировать направление погружения зоны субдукции:

Мезопротерозойский – 1000-1100 млн лет (Арзыбейский террейн, Гарганская глыба).

Позднерифейский – 900-850 млн лет (Келяно-Ирокиндинская зона Муйского сектора Байкало-Муйского пояса).

Вендский – 650-585 млн лет (восточная часть Муйского сектора, Баянхонгорский офиолитовый пояс, Хантайшири и Дариби).

Венд-кембрийский – 570-530 млн лет (Кузнецкий Алтай, Западный Саян, Тува, Западная Монголия).

Присутствие в южном обрамлении Сибирского кратона островодужных и офиолитовых комплексов в мезопротерозое и рифее позволяет предполагать более раннее раскрытие Палеоазиатского океана и увязывать его с внутриконтинентальным рифтогенезом на рубеже 1700-1650 млн лет.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта 6.2.1.

[1] Изох А.Э., Туркина О.М., Поляков Г.В. Этапы островодужного магматизма южного обрамления Сибирского кратона: проблема индикаторных магматических формаций // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (г. Иркутск, 20-23 октября 2003 г.). - Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. - С. 110-113.

[2] Хаин В.Е., Бошко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. - М.: Недра, 1988. - 382 с.

[3] Милановский Е.Е. Главные этапы проявления рифтогенеза на территории Китая // Геотектоника. - 1993. - № 3. - С. 3-18.

[4] Ларин А.М., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш. U-Pb геохронология и Nd, Sr, Pb изотопная геохимия Улкан-Джугджурской анортозит-гранит-вулканической ассоциации (Восточная Сибирь) // Тез. докл. сов. “Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе”. Т. 2. - Иркутск, 1995. - С. 73-74.

[5] Amelin Y.V., Heaman L.M., Verchogliad V.M., Skobelev V.M. Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite - rapakivi granite suite: U - Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // Contrib. Mineral. Petrol. - 1994. - 116. - P. 411 - 419.

[6] Emslie R.F. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late proterozoic rifting of North America // Precam. Res. - 1978. - V. 7, № 1. - P. 61-98.

[7] Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. - Новосибирск: Наука, 1993. - 189 с.

[8] Гонгальский Б.И., Изох А.Э., Кривенко А.П., Криволуцкая Н.А., Толстых Н.Д. Гигантские концентрации меди в месторождениях Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье) // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д.В. Рундквиста. - М.: ИГЕМ РАН, 2004. - С. 206-219.

РАЗНООБРАЗИЕ КЕМБРО-ОРДОВИКСКИХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПЛЮМА И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

А.Э. Изох, Р.А. Шелепаев*, А.В. Лавренчук*, Е.В. Бородина*, В.В. Егорова*, Е.А. Васюкова*, Д.П. Гладкочуб***

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, izokh@uiggm.nsc.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dima@crust.irk.ru

Одним из наиболее ярких отражений суперплюма на территории Азии является пермо-триасовая эпоха **[1]**. Плюмовый магматизм проявился по всей Евразии в виде рифтогенного магматизма или траппов (Сибирский кратон, Эмейшань). Анализ мантийного магматизма этого этапа показал, что для всех районов проявления пермо-триасового магматизма характерно присутствие пикритов, что указывает на высокий тепловой поток, характерный для этого времени **[2]**. Характерна повышенная калиевость базитового магматизма, что проявляется в широком развитии габбро-монцодиоритовых и габбро-сиенитовых интрузивов. Завершающему этапу пермо-триасового плюма отвечают дайки высококалиевых лампрофиров. Петрохимические и геохимические характеристики продуктов пермо-триасового ультрамафит-мафитового магматизма определяются эффектами взаимодействия глубинного мантийного плюма с блоками, характеризующимися различным строением литосферы. Ниже мы покажем, что аналогичные признаки характерны и для кембро-ордовикского мантийного магматизма.

При исследовании кембро-ордовикского коллизионного магматизма Центральной Азии установлено широкое участие разнообразных ультрабазит-базитовых, щелочно-базитовых и щелочных ассоциаций **[3]**. Предполагалось, что появление мантийного магматизма в коллизионном тектоногенезе обусловлено отрывом слэба **[4]**. В дальнейшем было показано, что грандиозный масштаб гранитоидного магматизма, проявления зонального метаморфизма HT/LP типа и разнообразный мантийный магматизм обусловлены появлением суперплюма под Центральной Азией **[5]**.

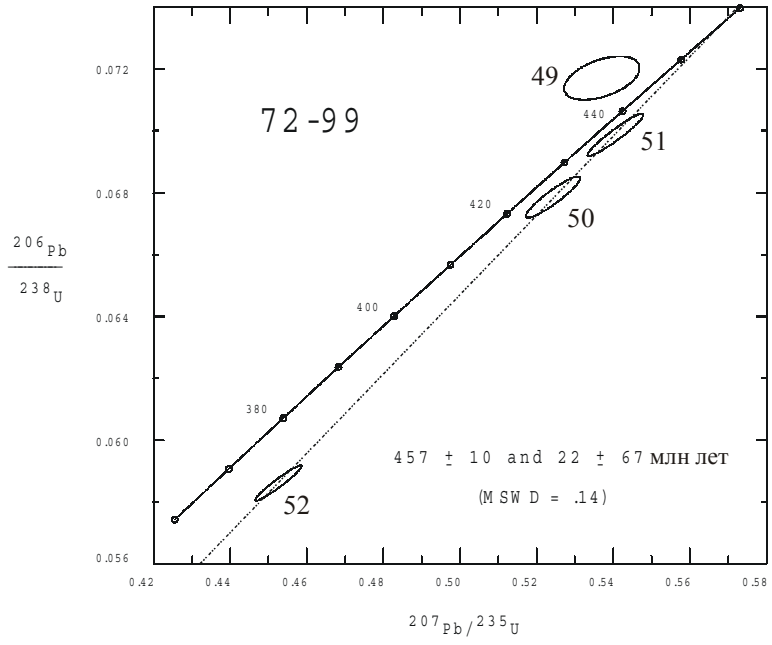
При этом мантийный базитовый магматизм проявляется в террейнах с различной мощностью и историей развития литосферной мантии: в Горном Алтае и на Салаире (океаническая литосфера); в Кузнецком Алатау, в Горной Шории, в Западной Монголии (островодужные террейны); в Восточном Саяне (террейны с рифейскими островодужными и рифтогенными комплексами), а также на Сибирском кратоне с мощной древней литосферной мантией. Производные пикритовых расплавов установлены во всех указанных районах, за исключением Сибирского кратона.

Пикритовый магматизм кембро-ордовикского этапа наиболее ярко проявился в Монгольском Алтае, где он пространственно совмещен с офиолитами. Здесь в районе оз. Урэг-Нур нами совместно с Н.А. Берзиным изучена пикритовая вулканно-плутоническая ассоциация повышенной калиевости **[6]**. В этом районе фиксируются пикритовые лавы и гиалокластиты. Широко проявлены дайки пикритового состава, а также дифференцированные пикритовые силлы и небольшие интрузивы дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового состава. Анализ петрохимического состава пород данной ассоциации и состава клинопироксенов из вкрапленников из лав и даек позволяет предполагать, что формирование данной вулканно-плутонической ассоциации происходило в малоглубинных промежуточных камерах. В Кузнецком Алатау к этому типу относится Кайгадатский перидотит-пироксенит-габброноритовый массив, а также, возможно, Среднетерскинский дунит-верлит-клинопироксенитовый массив. На Салаире к этому

типу относится Верх-Яминский клинопироксенит-габбровый массив (472 млн лет). Для западной части АССО и в Монгольском Алтае не установлено габбро-монцодиоритовых или габбро-сиенитовых ассоциаций.

Для островодужных террейнов Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и Монголии характерна тесная пространственная ассоциация низкотитанистых ультрабазит-базитовых расслоенных интрузивов и многофазных субщелочных габбро-монцодиоритовых и габбро-сиенитовых массивов. Такое сочетание установлено в Горной Шории (Тебинский и Лужбинский интрузивы), в Восточном Саяне (Запевалихинский, Заоблачный и Демиртайгинский массивы), в Юго-Восточной Туве (Мажалыкский, Баянкольский и Башкымугурский массивы) и даже в Забайкалье. На примере Юго-Восточной Тувы показано, что низкотитанистые перидотит-габбровые интрузивы формируются за счет кристаллизационно-гравитационной кристаллизации в промежуточных камерах пикритового родоначального расплава. Этот расплав, судя по геохимическим характеристикам пород (деплетированность тяжёлыми лантаноидами, незначительное обогащение лёгкими лантаноидами, минимумы по Ta и Hf), генерировался из надсубдукционной литосферной мантии **[7]**. Габбро-монцодиоритовые массивы также формируются при дифференциации пикритового родоначального расплава в эшелонированной системе промежуточных камер **[8]**. Родоначальные расплавы для этой ассоциации имели сходные геохимические характеристики, но обогащены калием, барием, цирконием, что мы связываем со смешением надсубдукционного и плюмового компонентов.

На завершающих этапах кембро-ордовикского магматизма проявляются дайковые комплексы высококалиевых лампрофиров **[9]** в тесной ассоциации с нефелиновыми сиенитами. Ярким примером нефелиновых сиенитов этого типа является Сайбарский массив в Восточном Саяне, для которого получен позднеордовикский возраст. Проба (И72-99) отобрана в южной части вершины Сайбар на высоте 746 м и представляет собой крупнолейстовый трахитоидный щелочной сиенит (тенсбергит) Для определения возраста циркона по фигуративным точкам 50, 51 и 52 проведена изохрона, проходящая через начало координат (22±67 млн лет) и пересекающая конкордию в точке со значением возраста 457±10 млн лет, СКВО=0,14 (рис.). С учетом типоморфизма исследованного циркона, изотопная датировка 457±10 млн лет является возрастом образования щелочных габбро Сайбарского массива.



Присутствие подобных ассоциаций в ордовике подтверждает плюмовую природу мантийного магматизма этого этапа. В то же время появление подобных ассоциаций характерно для районов с мощной континентальной литосферой.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта 6.2.2, проектов РФФИ № 03-05-65088, 04-05-64439 и проекта научной школы НШ-1573.2003.5.

[1] Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 12. - С. 1243-1261.
[2] Изох А.Э., Поляков Г.В., Чанг Чонг Хоа, Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг Пермо-триасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // Геология и геофизика. - 2005. - Т. 46, № 9. - С. 942-956.
[3] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф., 31 окт. - 2 нояб. 2001 г., пос. Елань, Кемеровской обл. - Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. - С. 68-72.
[4] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. - 1995. - № 3. - С. 3-22.
[5] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. - 2000. - № 5. - С. 3-29.
[6] Довгаль В.Н., Изох А.Э., Поляков Г.В., Телешев А.Е. Тектоническое положение и особенности состава высококалиевых ультрабазит-базитовых магматических комплексов складчатых областей (на примере Алтае-Саянского и других регионов) // Геология и геофизика. - 2004. - Т. 45, № 9. - С. 1102-1113.
[7] Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. - 2004. - Т. 45, № 9. - С. 1074-1091.
[8] Volkova N., Egorova V., Izokh A., Shelepaev R. The lithosphere beneath Sangilen plateau, Siberia: evidence from peridotites and pyroxenite xenoliths from alkaline basalts // 32nd International geological congress, Florence, Italy, August 20-28, 2004: Abstracts volume. - Florence, 2004. - P. 1154.
[9] Изох А.Э., Поляков В.Г., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы - свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // ДАН. - 2001. - Т. 378, № 6. - С. 794-797.

ИЗМЕНЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ФРАНСКОГО ЯРУСА РУДНОГО АЛТАЯ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КУЗБАССА

О.П. Изох, Н.Г. Изох***

*Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, izoshka@ngs.ru
** Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, IzokhNG@uiggm.nsc.ru

Одной из важнейших задач, связанных с осадочной геологией, является изучение изменения изотопного состава углерода и кислорода в древних океанах, что позволяет фиксировать глобальные катастрофические явления, изменение климата и биотические кризисы. Полученные результаты позволяют восстанавливать палеоклиматическую историю Земли. Кроме того, вариации изотопного состава углерода и кислорода широко используются для корреляции «немых», лишенных фаунистических остатков разрезов.

В пределах АССО, где расположены уникальные осадочные разрезы, особым вниманием при исследовании изотопными методами пользуются именно докембрийские разрезы. Для них в основном решаются вопросы стратиграфии, корреляции и реконструкции палеоклиматических условий осадконакопления. Для фанерозойских осадочных отложений изотопные методы применяются реже, так как они содержат достаточное количество фауны для расчленения и корреляции разрезов. Однако в ряде случаев, например при исследовании глобальных событий, с которыми коррелируются существенные изменения изотопного состава углерода и кислорода морской воды, эти методы дают дополнительную информацию. В качестве примера можно привести границу франа и фамена, на которой отмечается два положительных сдвига изотопного состава углерода (до 4 ‰) **[1]**, которые связывают с резким увеличением продуктивности биомассы и уменьшением количества захороненного органического вещества. Эти изотопные сдвиги прослеживаются в осадочных карбонатах Европы, Америки, Африки и Австралии, однако в позднедевонском разрезе юга Китая они не наблюдаются **[10]**. К сожалению, из-за отсутствия углеродно-изотопных данных для сибирских девонских толщ нет возможности провести соответствующее сопоставление с разрезами на других континентах.

В подавляющем числе публикаций, касающихся сдвига изотопного состава углерода в позднедевонских осадочных разрезах, рассматривается только граница франского и фаменского ярусов, в то время как данные о количественных изменениях изотопного углерода, относящиеся к нижнефранскому времени, отсутствуют или фрагментарны, что, вероятно, обусловлено отсутствием разрезов соответствующего возраста. В этом плане особую ценность приобретают позднедевонские карбонатные отложения Алтае-Саянской складчатой области (АССО), из чего следует необходимость, актуальность и новизна изотопно-геохимических исследования этих отложений. Впервые для карбонатных отложений франского яруса Рудного Алтая и Северо-Западного Кузбасса получен изотопный состав углерода и кислорода.

По правому берегу рч. Грязнуха (Рудный Алтай) изучен разрез рифогенных известняков (гериховский риф) нижнефранского яруса, в котором были найдены богатые комплексы фауны - кораллы, брахиоподы, аммоноидеи, конодонты и др. **[4, 5]**. В пределах Западной Сибири в этом разрезе впервые установлена практически полная последовательность раннефранских конодонтовых зон (зональных интервалов) - U. falsiovalis, transitans, punctata, hassi и jamieae **[7]**.

На правом берегу р. Томь, выше д. Колмогорово (Северо-Западный Кузбасс), изучен разрез франского яруса, представленный рифогенными известняками, из которых

определен верхнефранский комплекс фораминифер **[6]**. В нижней части разреза выявлены конодонты, характерные для пограничных слоев нижнего и верхнего франа **[4]**.

Обычно для определения изотопного состава углерода используются либо микритовые известняки, либо остатки раковин. Нами были проведены исследования изотопного состава углерода в обломках кораллов и криноидей и во вмещающем их карбонатном матриксе. Полученные результаты показали, что разница между $\delta^{13}C$ органических остатков и $\delta^{13}C$ мелкозернистого известняка не превышает 0,5-0,8 ‰ и имеет отклонение от $\delta^{13}C$ валового состава породы в 0,3-0,4 ‰. В связи с этим нами использовался валовый состав пород.

Изучение изотопного состава карбонатного разреза Рудного Алтая показало, что в течение нижнефранского яруса (конодонтовые зоны falsiovalis, transitans, punctata) значения $\delta^{13}C$ не опускались ниже 3 ‰ и в основном находятся в интервале от 3,5 до 5,5 ‰. Эти значения сопоставимы и даже превышают величины, которые фиксируются на фран-фаменской границе **[1]**.

Рифогенный разрез Северо-Западного Кузбасса в нижней своей части характеризуется значениями $\delta^{13}C$ от 4,5 до 6,5 ‰. Выше по разрезу наблюдается постепенное уменьшение значений $\delta^{13}C$ до -0,5 ‰, с последующим увеличением до 2 ‰ и очередным уменьшением до 0,5 ‰. Такая картина характерна для верхней части франского яруса и приводится во многих литературных источниках **[1]**.

В карбонатном разрезе Рудного Алтая значения $\delta^{18}O$ находятся в интервале от -5,3 до -1,3 ‰ и не имеют четкой корреляции со значениями $\delta^{13}C$. В нижней части разреза, расположенного в Северо-Западном Кузбассе, значения $\delta^{18}O$ находятся в интервале от -4,8 до -7,6 ‰ и тоже не имеют четкой корреляции со значениями $\delta^{13}C$, в то время как в верхней части этого разреза, где значения $\delta^{13}C$ начинают уменьшаться, $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ четко коррелируются друг с другом. Во многих литературных источниках такая корреляция рассматривается как результат вторичного преобразования карбонатов **[8]**. Однако в исследуемом разрезе увеличение степени вторичных изменений снизу вверх по разрезу не отмечено. Отсутствие вторичных изменений так же подтверждается и геохимическими критериями, в качестве которых выступают содержания Mn, Fe и отношения Mn/Sr, Fe/Sr в карбонатах. Считается, что в процессе постседиментационных изменений карбонаты обычно обогащаются Mn и Fe и обедняются Sr **[9]**. Критическими для известняков являются отношения Mn/Sr > 5 и Fe/Sr > 20. В пределах изученных разрезов значения Fe/Sr не превышают критических. Mn/Sr отношения в пределах карбонатного разреза, расположенного на Северо-Западном Кузбассе, не превышают критического, в то время как в разрезах, расположенных на Рудном Алтае, Mn/Sr отношения превышают критическое значение в несколько раз. Высокое содержание Mn в карбонатах можно объяснить тем, что в повышенных концентрациях он присутствовал в морской воде при формировании карбонатов.

Суммируя полученные данные, можно сделать вывод, что для нижнего франа характерными являются значения $\delta^{13}C$ не ниже 3,5-4 ‰. К середине франского яруса значения $\delta^{13}C$ увеличиваются до 6 ‰. В верхней части франского яруса фиксируются две негативные аномалии $\delta^{13}C$, которые прослеживаются во многих регионах мира. Они связаны с поступлением в океан изотопно-легкого углерода, которое, в свою очередь, может быть связано с массовым вымиранием фауны, фиксируемым многими исследователями вблизи границы франского и фаменского ярусов.

Повышение значений $\delta^{13}C$ в верхней части франского яруса может быть связано с увеличением биопродуктивности и увеличением количества органического углерода, захороненного в осадках, что подтверждается наличием двух горизонтов Кельвассера с повышенным содержанием органического вещества, которые прослеживаются во многих регионах мира, в том числе и на территории АССО.

Начиная с середины франского яруса, изотопный состав углерода положительно коррелирует с изотопным составом кислорода, что не связано с постседиментационными изменениями. Такое изменение изотопного состава кислорода, возможно, вызвано теми же событиями, что и изменение изотопного состава углерода.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН – Программа фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», Интеграционный проект «Восточная граница Уральского подвижного пояса (сравнительная характеристика геологической истории Уральского подвижного пояса и палеозойского основания Западно-Сибирской плиты)», РФФИ (проект № 05-05-64672) и научной школы НШ-1569.2003.5. Авторы координируют свои исследования также с программами работ по проекту IGCP 499.

[1] Holser W.T. Geochemical events documented in inorganic carbon isotopes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. - 1997. - 132 p.

[2] Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebneth S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. $^{7}Sr/^{86}Sr$, $\delta\ ^{13}C$ and $\delta\ ^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater // Chemical Geology. - 1999. - 161 p.

[3] Phipps Morgan J., Reston T.J., Ranero C.R. Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and 'impact signals': are mantle plume-induced lithospheric gas explosions the causal link? // Earth and Planetary Science Letters. - 2004. - 217 p.

[4] Бахарев Н.К., Сенников Н.В., Елкин Е.А., Изох Н.Г. и др. Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 104 с.

[5] Богословский Б.И. Девонские аммоноидеи Рудного Алтая. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 155 с.

[6] Задорожный В.М. Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. - Новосибирск: Наука, 1987. - 121 с.

[7] Изох Н.Г., Елкин Е.А., Бахарев Н.К. Раннефранские конодонты Рудного Алтая (Западная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. - 2004. - 6. - С. 89-101. Приложение к журналу «Геология и геофизика». - 45.

[8] Покровский Б.Г. Граница протерозоя и палеозоя: изотопные аномалии в разрезах Сибирской платформы и глобальные изменения природной среды // Литология и полезные ископаемые. - 1996. - 4. - С. 376-392.

[9] Хабаров Е.М, Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н. Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 1999. - 7. - 6. - С. 20-40.

[10] XU Bing, GU Zhaoyan, LIU Qiang, WANG Chengyuan, LI Zhenliang Carbon isotopic record from Upper Devonian carbonates at Dongcun in Guilin, southern China, supporting the worldwide pattern of carbon isotope excursions during Frasnian-Famennian transition // Chinese Science Bull. - 2003. - 48. - P. 1259-1264.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ САРХОЙСКОЙ СЕРИИ И ХУШАТАЙСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.Ю. Казанский[*], *А.А. Постников*[**], *Г.Г. Матасова*[*], *Д.В. Митрохин*[***], *А.А. Терлеев*[**]

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, kaz@ uiggm.nsc.ru
**Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, PostnikovAA@uiggm.nsc.ru
***Новокузнецк, ФГУГП "Запсибгеолсъемка"

Юго-Восточная часть Восточного Саяна являлась одним из опорных районов на примере которых в 60-70-е годы разрабатывалась стратиграфия позднедокембрийских отложений складчатого обрамления Сибирской платформы **[1]**. Тем не менее, вот уже два десятилетия состав, последовательность, взаимоотношения и возраст пород позднего докембрия-кембрия являются объектом дискуссий. Наиболее остро данные вопросы ставятся для сархойской и боксонской серий **[2, 3, 4, 5]**. Практически все исследователи считают что: 1. Вулканогенно-терригенный комплекс пород сархойской серии имеет позднерифейский возраст. По составу серия чрезвычайно фациально изменчива. Рифейский возраст сархойской серии определялся находящимися в ней фитолитами и абсолютными датами 752 и 718 млн лет **[1, 2, 4]**; 2. Боксонская серия, представленная исключительно карбонатными отложениями, содержит в своей верхней части фауну нижнего-среднего кембрия и расположена в разрезе структурно выше сархойской серии. Нижняя часть серии (забитская свита) не имела четкого возрастного интервала и датировалась в основном по микрофитолитам, от позднего рифея до венда **[2]**. Во взаимоотношении комплексов пород этих двух серий преобладала традиционная точка зрения, согласно которой разрез этих серий считался единым и сархойская серия через базальные конгломераты надстраивалась боксонской. В 80-е и 90-е годы нами были поставлены специализированные работы по выяснению взаимоотношений сархойского и боксонского подразделений и обоснованию их возраста. Данные, полученные в результате этих исследований, сводятся к следующему:

1. В пределах основных опорных участков рек Боксон, Уха-Гол, Сархой боксонская серия находится в аллохтонном залегании с олистостромой в основании. Хушатайская свита, выделенная А.Б. Кузьмичевым в 1989 г. **[4]**, полностью включает в себя олистостромовую толщу, выделенную А.А. Постниковым в бассейне рек Уха-Гол и Боксон, Е.В. Хаиным и А.А. Терлеевым в бассейне р. Сархой. Обломочный материал олистостромы представлен образованиями боксонской и сархойской серий. Принадлежность части олистолитов именно к боксонской серии, кроме литологической идентичности, установлена по мелкораковинной фауне, которая аналогична комплексу из забитской свиты **[6]**.

2. Подтверждено несогласное, с размывом, залегание пород хушатайской свиты на образованиях сархойской серии, установленное А.Б. Кузьмичевым **[4]**.

3. Обильная мелкораковинная фауна, найденная в отложениях нижней части забитской свиты опорных разрезов бассейна рек Сархой и Уха-Гол, свидетельствует о ее поздневендском-раннекембрийском возрасте **[6]**.

4. В хушатайской свите, в бассейне р. Малый Сархой, ранее относимой к рифейской нижнесархойской серии, в карбонатной гальке обнаружены археоциаты Robustocyatus sp. (определение И.Т. Журавлевой). В доломитовых олистолитах и олистоплаках верхней пачки хушатайской свиты бассейна рек Сархой, Уха-Гол дополнительно к известным фораминиферам *Suleimanovella paulis (E.Buk)*, радиоляриям *Paleocenosphaera sp.,* проблематике *Melanocyrillium sp.* определены: фораминиферы *Archaelagena sp.* (силур-девон), *Parathurammina sp.* (силур-пермь), проблематика *Tubus*

sp. - член-корреспондентом РАН Б.И. Чувашовым); строматопороидеи *Labechia sp.* (верхи среднего ордовика-низы карбона) - В.Г. Хромых (ИГНГ СО РАН); мелкораковинная фауна *Cambrotubulus decurvatus Miss., Anabarites trisulcatus Miss., Tiksitheca sp.* (поздний венд-ранний кембрий) - Г.А. Карловой (ИГНГ СО РАН); харовые водоросли семейства *Umbellaceae Fursenko* (поздний силур-ранний карбон) - А.А. Терлеевым. Эти палеонтологические остатки позволяют ограничить ранний возраст осадков хушатайской свиты поздним силуром **[6, 7]**.

В настоящем сообщении приводятся новые данные палеомагнитного изучения тесно связанных между собой сархойского и хушатайского комплексов с целью получения направлений намагниченности, что позволило бы оценить разницу палеополюсов этих комплексов, их относительного возраста и пространственного положения.

Исследования проводились на четырех участках: 1) стратотипический разрез хушатайской свиты по ручью Хушатай-Жалга; 2) единый непрерывный разрез отложений хушатайской свиты и сархойской серии на правобережье р. Сархой, выше устья ручья Ямани-Хужир; 3) разрез сархойской серии в стратотипической местности (на восточном склоне горы Хараганга); 4) приустьевая часть р. Хойто-Боксон.

Компонентный состав намагниченности изученных пород чрезвычайно сложен. По результатам ступенчатого терморазмагничивания в породах сархойской серии и хушатайской свиты выделяются пять (не считая вязкую составляющую) групп направлений стабильной намагниченности, условно названных нами компонентами **A**, **B**, **C**, **D**, **E**. В двух точках отбора были выявлены все пять компонентов намагниченности. В остальных точках 3-4 компонента присутствуют в различных сочетаниях

*Компоненты **B, C, E.*** По результатам теста складки компоненты **B** и **C** являются синскладчатыми как для сархойской серии, так и для хушатайской свиты. Компонент **E** образовался позднее и является послескладчатым. Таким образом, все эти компоненты являются вторичными и образовались значительно позднее, чем породы, их содержащие. Среднее направление компонента **E** в географической системе координат (D=7.5°,I=62.5°, a95=12.3°) статистически не отличается от направления кайнозойского геомагнитного поля, определенного для Восточного Саяна по платобазальтам (D=11.3°, I=59.5°, a95=3.0°) **[8]**. Поля распространения кайнозойских базальтов в виде покровных плато расположены на расстоянии 0,5-5,0 км от точек отбора, поэтому весьма вероятно, что направление компонента **E** отражает ориентировку геомагнитного поля на момент излияния базальтов и, следовательно, имеет неогеновый возраст.

*Компонент **A.*** В породах сархойской серии компонент **A** также имеет синскладчатую природу - тест складки отрицательный. Для пород хушатайской свиты компонент **A** имеет доскладчатую природу - тест складки положительный. Однако температуры разрушения компонента **A** в породах хушатайской свиты, как правило, существенно ниже температуры Кюри гематита - единственного магнитного минерала, установленного в этих отложениях магнитоминералогическим анализом. Этот факт не позволяет принять компонент **A** в качестве первичного для пород хушатайской свиты, однако дает возможность оценить нижнюю границу возраста складчатости в регионе. Используя траекторию кажущегося движения палеомагнитного полюса (ТКДП) Сибирской платформы **[9]** в качестве эталонной кривой, по положению полюса, рассчитанного по компоненту **A** (Ф=-11.8°, Л=130.4°, A95=10.5°), можно оценить эту границу как верхний силур-нижний девон.

*Компонент **D.*** Направления компонента **D** распределены вдоль дуги большого круга, ориентировка которого в пределах ошибки совпадает с ориентировкой слоистости пород. Как было показано ранее **[10],** такое поведение характерно для горных пород, измененных под действием процессов динамометаморфизма. Исследование неориентированных петрографических шлифов под микроскопом в проходящем свете пока-

зало, что горные породы изученных разрезов действительно претерпели воздействие деформирующей нагрузки. Основная масса горных пород этих разрезов деформирована достаточно слабо и сохраняет минеральный состав и структуру, характерные для осадочных терригенных толщ. Однако в этих породах нередко встречаются четко выраженные зоны сколовых деформаций, а также зоны растяжения, что свидетельствует о том, что породы изменены под действием процессов деформации сдвига. Поэтому мы предполагаем, что породы изученных разрезов приобрели направления стабильной намагниченности компонента **D** вследствие изменений, которые они претерпели под действием наложенных деформационных процессов. Палеомагнитные направления компонента **D** ориентированы параллельно ориентировке поверхностей этих деформаций (зон концентрации деформаций). Ориентировка последних в пределах изученных разрезов, как правило, совпадает с ориентировкой слоистости. Несмотря на то, что направления намагниченности компонента **D** распределены вдоль дуги большого круга, средние значения распределения этих направлений в стратиграфических координатах ориентированы, как правило, на С, С-С-В либо С-С-З. Результаты наших предыдущих исследований **[10]** свидетельствуют о том, что направления деформационной намагниченности ориентируются не только параллельно поверхности деформации, но и параллельно направлению деформации сдвига. Мы полагаем, что средние значения направлений компонента **D** отражают процессы покровообразования и ориентированы в направлении движения надвиговых чешуй в пределах изученного участка **[11].**

Поскольку все обнаруженные нами пять компонентов стабильной намагниченности (**A, B, C, D, E**) выделяются в температурных интервалах, верхние границы которых, как правило, ниже 700^{o}С, а единственным магнитным минералом в исследуемых породах является гематит, мы предполагаем, что все эти компоненты являются метахронными, а наиболее древний компонент намагниченности должен проявляться в самом высокотемпературном интервале терморазмагничивания, отвечающего именно гематиту. Для выделения этого компонента были построены круги перемагничивания в интервале от 570-580^{o}С (температура Кюри магнетита) до 680-700^{o}С (температура Кюри гематита). Анализ высокотемпературных участков кругов перемагничивания для образцов пород сархойской серии не позволил выявить направление доскладчатой намагниченности - тест складки отрицательный. Очевидно, эта намагниченность была уничтожена в процессе образования наложенных вторичных компонентов **A, B, C, D, E.** Об этом же свидетельствует отрицательный тест отжига для сархойской свиты, где в зоне отжига и в зоне закалки сосуществуют различные метахронные компоненты намагниченности.

Наиболее древним компонентом намагниченности является направление, полученное по пересечению высокотемпературных участков больших кругов для пород хушатайской свиты. Этот компонент является самым высокотемпературным и имеет доскладчатую природу. Близость этого компонента к направлениям компонента **A** позволяет предполагать и близость времени образования этих компонентов.

Средний палеомагнитный полюс, определенный по этому направлению (Ф=-12.8°, Л=138.6°, A95=6.0°), располагается на статистически значимом удалении от референтной кривой Сибирской платформы **[8]**. Тем не менее, при повороте искомого полюса всего на 22.4±9.0° по часовой стрелке достигается хорошее согласие с кривой, и возраст может быть оценен как ранний силур. При этом данный возраст несколько отличается от возраста, обоснованного по палеонтологическим материалам, указывающим, что хушатайская свита не древнее позднего силура **[7]**, а также от возраста нижней границы складчатости осадков, определенного по компоненту **A** как поздний силур-ранний девон. Такого противоречия можно избежать, допустив не только разворот данного блока, но и его перемещение в северном (в древних координатах) направлении вдоль края

Сибирской платформы. О реальности именно такого перемещения свидетельствуют также покровные структуры, широко развитые во всем сархойско-боксонском комплексе пород **[5]**, и присутствие в изученных породах деформационной намагниченности (компонент **D**), ориентированной по направлению движения надвиговых чешуй. Приняв позднесилурийский возраст искомой намагниченности, мы должны повернуть блок на 17.5±8.6° по часовой стрелке и переместить его в северном (в древних координатах) направлении на расстояние 1000±700 км. Предположив раннедевонский возраст намагниченности, можно сделать вывод о том, что перемещение уже будет составлять 1500±600 км при практически полном отсутствии вращения (4.0±6.9°).

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН - Программа фундаментальных исследований “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса” (проекты 6.7.1, 6.7.4) и РФФИ (проекты № 98-05-65292, 99-05-64442, 05-05-64229).

[1] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1 (верхний докембрий, нижний палеозой). - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. - 216 с.

[2] Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Отв. ред. Н.Л. Добрецов, В.И. Игнатович и др. - Новосибирск: Наука, 1988. - 192 с.

[3] Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области.- Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. - 153 с.

[4] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. - М.: «Пробел-2000», 2004. - 192 с.

[5] Хаин Е.В., Федотова А.А. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. - М.: Научный мир, 2002. - 176 с.

[6] Терлеев А.А., Постников А.А., Карлова Г.А. и др. Новые данные о возрасте забитской свиты Восточного Саяна (венд-ранний кембрий) // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. - Томск: ТГУ, 1998. - С. 312-314.

[7] Постников А.А., Терлеев А.А. К обоснованию ордовикско-силурийского этапа развития юго-восточной части Восточного Саяна (Сибирь) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Т. 2. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. - С.56-59.

[8] Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Данные по СССР, Сводный каталог 1. - М., 1984. - 95 с.

[9] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. - М.: ОИФЗ РАН, 1995. - 298 с.

[10] Митрохин Д.В. Естественная остаточная намагниченность динамометаморфических комплексов пород Алтае-Саянской области: Автореферат дисс. ... канд. геол.-мин. наук.- Новосибирск: НИЦ ОИГГиМ СО РАН, 1998. - 24 с.

[11] Геология и рудоносность Восточного Саяна / Отв. ред. Н.Л. Добрецов, В.И. Игнатович. - Новосибирск: Наука, 1989. - 127 с.

МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ МРАМОРНОГО МЕЛАНЖА И ИХ СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, БАЙКАЛ)

В.В. Ким, А.Е. Склярова**, Т.М. Сковитина***, В.С. Федоровский****, С.Н. Чамов**

*Москва, Московский государственный университет
**Новосибирск, Новосибирский государственный университет
***Иркутск, Институт земной коры СО РАН
****Москва, Геологический институт РАН

1. Синметаморфический мраморный меланж **[1]** – приметный компонент раннепалеозойской коллизионной системы Западного Прибайкалья. Хотя выходы меланжа установлены во всех зонах метаморфизма (от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно), развит он не повсеместно. Геологическое картирование обнаруживает приуроченность мраморного меланжа к линейным зонам покровного и сдвигового строения и незначительные масштабы меланжирования в участках проявления гнейсово-купольного тектогенеза.

2. Зоны развития покровно-сдвиговых ансамблей обладают сложнейшим структурным узором, возникновение которого связано с многоэтапным характером складчатых деформаций. Здесь есть и реликты самых ранних покровных структур, и многочисленные свидетельства мощного проявления сдвигового тектогенеза, и, хотя и не всегда отчетливые, проявления вторичных покровных деформаций, связанных с формированием покровов, выжатых из зон сдвигов. Все эти деформации имеют синметаморфический характер. Мраморные меланжи установлены главным образом в ассоциации со сдвиговыми структурами – это их питающие, корневые зоны. Но значительное число тел меланжа формирует, по-видимому, как раз выжатые покровы, выходящие далеко за пределы корневых зон. Более точное определение затруднено в связи с масштабными проявлениями роллинга жестких тел базитов и гипербазитов в маловязком метаморфическом матриксе (такие тела часто обволакиваются мраморными меланжами). В свою очередь, выжатые покровы, как правило, подвергаются повторной сдвиговой деформации (они охвачены соответствующей проникающей сланцеватостью), и этот компонент нередко сильно затушевывает и искажает собственно покровные структурные комбинации. Работая на обнажении, геолог зачастую может реально наблюдать лишь субвертикально ориентированные линейные и плоскостные структурные элементы, пакеты мелких складок. Истинную морфологию тел мраморного меланжа можно выяснить только при проведении детальной геологической съемки и при изучении конфигурации закартированных тел меланжа и современного рельефа. Полную гарантию точного картирования границ таких тел дает лишь применение дистанционных методов, в частности наблюдения с вертолета, дешифрирование крупномасштабных (1:5000) аэрофотоснимков. Конкуренцию им могут составить снимки высокого разрешения, полученные с современных космических аппаратов (60 см – 2 м в пикселе). Пологое залегание выжатых покровов и их сочетание со слаборасчлененным рельефом всхолмленного плато Ольхонского региона обнаруживает истинное разнообразие чрезвычайно прихотливых контуров тел мраморного меланжа. В докладе приводятся соответствующие примеры из различных зон регионального метаморфического ореола.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 05-05-64016, 03-05-64393).

[1] Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. - 1993. - №4. - С. 30-45.

МИКРОКОНТИНЕНТЫ В СТРУКТУРЕ СЕВЕРНОГО СЕКТОРА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

А.Г. Клец, С.В. Сараев*, В.А. Конторович*, К.С. Иванов**, В.Д. Суворов****

*Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, KletzAG@uiggm.nsc.ru
**Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, ivanovks@igg.ura.ru
***Новосибирск, Институт геофизики СО РАН, SuvorovVD@uiggm.nsc.ru

Благодаря работам, в первую очередь, В.С. Суркова и его коллег **[1]** доюрский комплекс Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) представляется в виде трех крупных континентальных блоков докембрийской и каледонской консолидации, разделенных между собой линейно вытянутыми зонами ранне- и позднегерцинской консолидации. В полосе герцинид между Сибирским и Казахстанским блоками байкальской и каледонской консолидации было выделено несколько жестких блоков или антиклинориев (Барнаульский, Межовский, Нижневартовский, Александровский и др.), для которых по геофизическим данным и из общегеологических представлений предполагался докембрийский возраст складчатого основания. В современном видении **[2]** доюрский комплекс центральной части ЗСГ ими рассматривается в виде трех блоков фундамента (с запада на восток): Казахстанско-Салымского, Центрально-Западно-Сибирского и Байкальского.

В последние годы рядом авторов в областях развития герцинид выделено несколько жестких блоков – микроконтинентов. Е.Г. Журавлев **[3]** на основе формационного анализа в центральной части ЗСГ между Евроамерийским и Сибирским континентами рассматривает Сосьвинско-Красноленинско-Казахстанский и Центрально-Западно-Сибирский микроконтиненты. В сводовой части последнего им выделяются выступы фундамента, представленные формацией древней континентальной коры (Шаимский, Красноленинский, Нижневартовский и др.). С.В. Аплонов **[4]**, рассматривая схему геодинамических типов фундамента ЗСП для центральных районов, выделяет Уват-Хантымансийский, Межовский и Усть-Тымский микроконтиненты. К.А. Клещев и В.С. Шеин **[5]** в пределах центральных и юго-восточных районов ЗСГ рассматривают Ханты-Мансийский, Усть-Тымский и Нюрольский палеомикроконтиненты.

В представлении всех вышеперечисленных авторов фундамент микроконтинентов сложен докембрийскими гранитогнейсами и метаморфическими сланцами.

Авторами настоящего сообщения за последние несколько лет получены новые геолого-геофизические данные, позволяющие пересмотреть представления о строении, возрасте и границах континентов и микроконтинентов, существовавших в пределах центральных и юго-восточных районов ЗСГ (в современных координатах) **[6, 7, 8].** Проведены исследования состава, возраста, формационной и геодинамической природы магматических и осадочных комплексов, вскрытых глубокими скважинами на ряде разведочных площадей в полосе с 56 по 62 параллель.

В пределах Уват-Хантымансийского срединного массива скважиной Северо-Нялинская 31-П на глубине 3050-3055 м были вскрыты гранодиориты, K-Ar изохрона которых (порода и минералы) дала возраст 230±2 млн лет. С учетом достаточно интенсивных вторичных преобразований породы, полученная цифра трактуется как время последнего тектонотермального события. По-видимому, с этим событием было связано выведение гранодиоритового массива в верхние горизонты коры при триасовом рифтогенезе. Полученная из этих же гранодоиритов Rb-Sr изохрона доказывает раннепермский возраст собственно магматического внедрения данное массива. В пределах Межовского срединного массива несколькими скважинами на Межовской и Восточно-

Межовской разведочных площадях вскрыты гранодиориты. Абсолютный возраст пород, определенный U-Pb методом по цирконам в скважине Межовская -2Р, равен 250.3±0.5 млн лет. Кроме этого, в ядрах цирконов шримп-методом получены несколько значений в пределах 260-280 млн лет, отвечающие пермскому периоду времени. Приведенные результаты свидетельствуют о том, что по крайней мере в некоторых случаях выделяемые по геофизическим данным в фундаменте ЗСГ сиалические блоки представлены не докембрийскими метаморфическими комплексами, а имеющими сходные геофизические характеристики гранитоидами.

Ревизия палеонтолого-стратиграфических данных по более чем 200 скважинам позволила уточнить стратиграфический разрез отложений центральных и юго-восточных районов ЗСГ, в первую очередь в интервале времени поздний девон-ранний карбон **[9]**. Отложения этого возраста вскрыты подавляющим числом скважин, достигших палеозоя, и на эти два уровня построены геодинамически ориентированные палеогеографические карты-схемы (на позднедевонский: **[10]** и на раннекаменноугольный: **[8]**), где оконтурены шельфы Палеоказахстанского и Палеосибирского материков и разделяющая их линейно вытянутая в северо-западном направлении полоса океанических осадков, которая рассматривается как след от закрывшегося Палеоазиатского океана.

Переобработка сейсмического разреза доюрских отложений по профилю КМПВ (1978 г.), пересекающему Иртышский прогиб и Солдатско-Михайловский антиклинорий (в понимании **[1, 2]**), позволила установить ряд закономерностей в поведении поверхности, условно отождествляемой с поверхностью кристаллического фундамента, которая в направлении с северо-запада на юго-восток поднимается с глубины около 8 км до 2.2 км, где скважинами вскрыты граниты, по сейсмическим данным характеризуемые скоростью 5.6 км/с с довольно отчетливым увеличением ее величины с глубиной до 6.0–6.1 км/с. Ранее полученные результаты двумерного моделирования кинематики сейсмических волн при переобработке данных по профилю КМПВ, пересекающему восточный борт Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба **[6]**, свидетельствуют о моноклинальном погружении гриницы Ф на востоке с 4.5 до 9 км.

На территории Юганского Приобья, отвечающей океанической части ЗСГ, проведено дополнительное изучение вещественного состава керна глубоких скважин. Палеозойские отложения разреза скв. Салымская-1, по-видимому, можно отнести к глубоководным турбидитовым (?) образованиям. В составе отложений преобладали глинистые алевролиты изменчивого состава от существенно калиевых (химически зрелых) до натровых, что позволяет предполагать одновременное поступление тонкотерригеннного материала из различных источников сноса либо с определенным влиянием на осадочную седиментацию процессов вулканизма. Отложения скв. Восточно-Правдинская-1305 характеризуются в нижней части сравнительно глубоководными градационно-слойчатыми с подводнооползневыми текстурами карбонатсодержащими песчаниками, алевролито-песчаниками. По набору обломков и химическому составу они относятся к грауваккам, что позволяет предположить определенное влияние вулканизма на их формирование. В составе перекрывающих глинисто-карбонатных отложений отмечаются признаки оползания (оползневые брекчии) и присутствие турбидитовых калькаренитов. В верхней части разреза скважины вновь появляются гравелиты, по химизму соответствующие грауваккковому типу пород. Палеозойский разрез скв. Ефремовская-4023, по-видимому, сложен переслаиванием тефроидов, туффитов (с обломками андезитов, базальтов) и грауваккковых песчаников и алевролитов, характерных для областей с проявлением активного вулканизма андезитового и базальтового типов. Эффузивные породы доюрского разреза скв. Западно-Каркатеевская-2 по химическому составу отвечают низкокалиевым и умереннокалиевым базальтам, трахибазальтам и базальтовым андезитам со сравнительно высоким содержанием TiO_2. С учетом измененности пород они, на

первый взгляд, могут быть сопоставлены с базальтами толеитовой серии внутриплитного (?) магматизма. Для уточнения их геохимической принадлежности будет продолжено изучение их микроэлементного состава. Слабоизмененные эффузивы скв. Устьбалыкская-1200 относятся к низкокалиевым базальтовым андезитам и базальтовым трахиандезитам. Для них, наряду с низкими содержаниями K_2O, характерны невысокие содержания TiO_2, что, на первый взгляд, позволяет сравнить их с вулканитами фронтальных частей островных дуг. Изучение геохимии эффузивных пород этой скважины будет продолжено. Для тефроидов и туфов, залегающих в верхней части разреза скв. Устьбалыкская-1200, характерны признаки присутствия радиолярий и развития подводнооползневых текстур.

Ревизия данных глубокого бурения и геофизических материалов по Чузикско-Чижапской зоне с преимущественно мелководным типом осадков позволила установить закономерное симметричное (от центральной части на запад и восток) омоложение карбонатно-терригенных комплексов от раннего девона до раннего карбона. В этих же направлениях увеличивается глинистая и кремнистая составляющие карбонатно-терригенных осадков, свидетельствующие об увеличении глубины бассейна осадконакопления от экстремального мелководья до склоновых фаций. Территория Чузикско-Чижапской зоны, более известная в литературе как Нюрольская, наиболее полно в Западной Сибири изучена глубоким бурением в связи с открытием ряда месторождений в верхней дезинтегрированной части рифогенно-карбонатного комплекса. Сам комплекс представляется как генетически связанный комплекс образований карбонатной платформы, сформировавшейся во внешней зоне шельфа Сибирского континента **[9]**.

Тем не менее все большее признание получает точка зрения об изолированности карбонатной платформы Нюрольской зоны и обусловленности ее формирования обособленностью от Сибирского микроконтинента среди океанического пространства **[11, 5 и др.]**.

Возраст микрококонтинентов определяется возрастом как складчатого основания, так и перекрывающих его чехольных образований. Наиболее древние из достоверно известных субплатформенного типа субгоризонтально залегающие позднекембрийско-раннеордовикские фаунистически охарактеризованные глинисто-карбонатные отложения вскрыты скважиной Западно-Новогодняя-210 и ордовикские (тремадокские) мергелистые породы, вскрытые на Вартовской разведочной площади. Согласно принятому Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием фациальному районированию вышеназванные разведочные площади отнесены к Варьеганской зоне, которая считается естественным северо-западным продолжением Нюрольской зоны, разделенной Уренгой-Колтогорским прогибом.

Комплексный анализ геолого-геофизических данных по доюрскому комплексу центральных и юго-восточных районов ЗСГ позволяет предварительно наметить контуры композитного Варьеганско-Устьтымско-Межовского микроконтинента с допозднекембрийским складчатым основанием, отделенного от Палеоказахстанского континента и Уват-Хантымансийского микроконтинента основной ветвью Палеоазиатского океана, а от Палеосибирского континента – Пыль-Караминско-Колывань-Томским окраинным морем. Изучение последовательности био- и абиотических событий позднедевонско-раннекаменноугольного интервала в пределах микроконтинента свидетельствует о его генетической близости с Палеосибирским континентом.

Исследования проводятся при поддержке программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), интеграционного проекта СО РАН – УрО РАН «Строение и природа доюрского фундамента ЗСНГМБ (по результатам комплексных геолого-геофизических исследований)» и гранта РФФИ № 04.05-64318.

[1] Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. - М.: Недра, 1981.
[2] Сурков В.С., Смирнов Л.В. Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. - 2003. - № 1. - С. 10-16.
[3] Журавлев Е.Г. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты // Геотектоника. - 1986. - № 5. - С. 107-115.
[4] Аплонов С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Советская геология. - 1989. - № 7. - С. 27-36.
[5] Клещев К.А., Шеин В.С. Плитотектонические модели нефтегазоносных бассейнов России // Геология нефти и газа. - 2004. - № 1. - С. 23-40.
[6] Суворов В.Д., Муртаев И.С., Козлов А.М. Переобработка данных КМПВ с целью изучения структуры доюрских отложений на восточном борту Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба // Геофизика. - 2001, Спецвыпуск к 50-летию «Хантымансийскгеофизики». - С. 105-107.
[7] Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др. Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Шестая научно-практическая конференция. Т. 1. - Ханты-Мансийск, 2003. - С. 102-113.
[8] Клец А.Г. Опорные корреляционные уровни для сопоставления морских каменноугольных и пермских отложений Сибири и Дальнего Востока // Геология и геофизика. - 2005. - № 3.
[9] Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К., Белова Е.В., Изох Н.Г., Клец А.Г. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. - 163 с.
[10] Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Обут О.Т., Тимохина И.Г. Палеогеографические обстановки в позднем девоне на территории Западно-Сибирской равнины и ее горного обрамления // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 1–2. - С. 172-182.
[11] Кузнецов В.Г. Некоторые черты эволюции карбонатонакопления в истории Земли. Сообщение 1. Эволюция масштабов, механизмов и обстановок карбонатонакопления // Литология и полезные ископаемые. - 2000. - № 1. - С. 40–55.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.В. Ключевский, В.М. Демьянович

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akluchev@crust.irk.ru

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) разделяет Сибирский и Северо-Китайский кратоны и является одной из крупнейших геоструктур Азии. Исследованиями показано, что ЦАСП представляет собой мозаику блоков земной коры, соединившихся в результате аккреционно-коллизионных процессов при развитии и закрытии Палеоазиатского океана и примыкающих океанических бассейнов **[1]**. Составной частью ЦАСП является Байкальская рифтовая зона (БРЗ), протянувшаяся системой разноориентированных рифтовых впадин и обрамляющих их структур из Северо-Западной Монголии вдоль оз. Байкал к Южной Якутии на расстояние почти 2200 км **[2]**. Расположение кайнозойских рифтогенных структур обусловлено сложной историей развития этой части ЦАСП, контрастным различием в термомеханических свойствах прилегающих территорий и ослабленной литосферой в месте развития рифта. Рифтогенез как глубинный геодинамический процесс, сопровождаемый растяжением и дроблением литосферы, может состояться в определенным образом подготовленных для его реализации структурно-термодинамических условиях **[3]**. На материках такие условия могут возникать в зонах сочленения кратонов и мобильных поясов с их термомеханическими контрастами и высокой раздробленностью при их многоактном взаимодействии. Изучение особенностей строения и свойств литосферы геофизическими, в том числе и сейсмологическими, методами позволяет выяснить общие черты пространственного расположения таких структур и закономерности их динамического взаимодействия **[4]**. Пространственно-временное распределение сейсмичности в таких активных структурах формируется в основном напряженно-деформированным состоянием литосферы, реологией среды и тенденцией действия тектонических сил в регионе и отражает их совместное влияние **[5]**.

Проведенные исследования показали, что на значительной части БРЗ преобладают растягивающие напряжения, ориентированные вкрест простирания основных морфоструктур **[6]**. На флангах и за пределами рифтовой зоны режим растяжения ослабевает **[7]**. По данным о коэффициенте формы дислокации на северо-восточном фланге БРЗ определены участки повышенной деформации в земной коре, которые, как правило, корреспондируют с наиболее значительными рифтовыми впадинами **[8]**. Зона максимальной неоднородности напряженно-деформированного состояния коры, выделенная на этой территории при использовании изолиний параметра d (характеризующего уровень перколяции среды), имеет форму Г-образной полосы **[9]**. При изломе около центральной части зоны происходит изменение направленности изолиний коэффициента d с субмеридиональной на субширотную вдоль рифтовых впадин. На южном и восточном окончаниях зоны локализуются два участка повышенных значений коэффициента d, в которых земная кора деформирована максимально. Вся зона формируется изолиниями $d\approx$-(0.34÷0.35), южный максимум имеет значение коэффициента $d\approx$-0.32, а северный - $d\approx$-0.29. Можно отметить, что области стволов мантийных плюмов, определенные на этой территории по гравитационным данным **[10]**, приближены к максимумам зон неоднородностей. Восточнее БРЗ расположена Олекмо-Становая сейсмическая зона, тяготеющая к Южной Якутии и отличающаяся от БРЗ как по характеристикам сейсмического режима, так и по геодинамическим условиям формирования структур земной коры **[11]**. Частота сейсмических событий в ней примерно в 4 раза ниже, чем в

БРЗ, а эпицентры толчков тяготеют к горным складчатым сооружениям, иногда локализуясь около бортов мезозойских впадин.

В настоящей работе сейсмические моменты землетрясений использованы для исследования тонкой структуры пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы на северо-восточном фланге БРЗ. Теоретические и натурные исследования показали, что сейсмический момент тектонического землетрясения зависит от типа подвижки в очаге **[12]**. В частности, сейсмический момент сбросового толчка меньше, чем при сдвиге или взбросе такой же магнитуды **[13]**. Такие предпосылки дают возможность привлечения сейсмических моментов землетрясений для исследования и мониторинга напряженно-деформированного состояния литосферы **[14, 15]**. Решение этой фундаментальной геолого-геофизической задачи позволяет понять основные закономерности и эволюцию современных геодинамических процессов в литосфере региона и имеет важное прикладное значение - уточнение прогноза сейсмических воздействий из сейсмоактивных областей.

Первичные фактические материалы взяты из отчетов “Бюллетень землетрясений Прибайкалья” и “Каталог землетрясений Прибайкалья”, в которых представлены основные сведения о землетрясениях Байкальского региона. При вычислении сейсмических моментов землетрясений использованы данные об амплитудах и периодах максимальных смещений в объемных поперечных волнах 37874 толчков с энергетическим классом $K_P \geq 7$, зарегистрированных на северо-восточном фланге БРЗ с 1968 г. по 1994 г. В расчетах применены формулы трещинной модели Д. Бруна **[16]**. Для исследования напряженно-деформированного состояния литосферы были построены карты изолиний логарифма среднего сейсмического момента землетрясений северо-восточного фланга БРЗ с $K_P=7$(n=24509), $K_P=8$(n=9631), $K_P=9$(n=2646) и $K_P=10$(n=786). При определении шага дискретизации изолиний была применена процедура, описанная в **[17, 18]**. Анализ карт показал, что на большей части исследуемой территории среди землетрясений с $K_P=7$ преобладали толчки со сбросовым механизмом. В центральной части региона землетрясения с $K_P=8$ имели преобладающе сбросо-сдвиговый механизм. По периферии карты выделяется обширная область сбросовых землетрясений. Сравнительное исследование карт дает возможность отметить, что территория с преобладающе сбросовыми толчками $K_P=8$ уменьшается, а область со сбросо-сдвиговыми подвижками в очагах увеличивается. На карте, полученной для землетрясений с $K_P=9$, тенденция уменьшения территории с преобладанием сбросовых толчков усиливается, локализуя толчки такого типа в районе р. Витим и на востоке региона. Среди землетрясений с $K_P=10$ доминировали сдвиги и сбросо-сдвиги. Сбросы локализовались в районе р. Витим и на востоке региона. Таким образом, в целом прослеживается тенденция уменьшения размеров территории с доминированием сбросовых толчков при повышении энергетического класса землетрясений. Локальная область сбросовых землетрясений в районе р. Витим контролируется структурой-аттрактором современного рифтогенеза **[14, 15]**. Область сбросовых толчков на востоке БРЗ пока не имеет явно выраженной в поле деформаций структуры, что можно объяснить молодым и менее структурированным в среде процессом рифтинга.

С целью детального исследования пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы были вычислены среднегодовые значения сейсмических моментов M_O землетрясений с $K_P=7\div12$. Анализ среднегодовых M_O землетрясений с $K_P=7\div8$ показал, что у слабых толчков имелась общая тенденция уменьшения M_O со временем, что обусловлено относительным ростом числа сбросов. С начала и до конца 1970-х гг. M_O понижаются от уровня сбросо-сдвигов до диапазона сбросов. В 1980-х гг. доминируют сбросы и, частично, сбросо-сдвиги. В начале 1990-х

гг. среднегодовые M_O повысились до диапазона сбросо-сдвигов. Для более сильных землетрясений с K_P=9÷12 наблюдается тенденция к росту среднегодовых M_O со временем. Можно отметить, что с ростом энергетического класса эта тенденция прослеживается все более отчетливо. В 1970-х гг. доминировали сбросы и сбросо-сдвиги. В начале 1980-х и 1990-х гг. среднегодовые M_O сместились в диапазон сдвиговых и взбросо-сдвиговых подвижек.

Результаты работы свидетельствуют о пространственно-временной и количественной несогласованности формирования типов подвижек в очагах слабых (K_P=7 и K_P=8) и более сильных землетрясений (K_P≥9). Подобная несогласованность может быть связана с пространственно-временными вариациями напряжений в литосфере, когда слабые и более сильные землетрясения происходят в процессе переключения активизации разломных зон различного простирания при различных уровнях напряжений рифтогенного типа. В связи с этим следует отметить, что в формировании представлений о напряженно-деформированном состоянии литосферы БРЗ главную роль играли отдельные сильные землетрясения и вопрос о степени соответствия напряженно-деформированного состояния и энергетического класса порождаемых им землетрясений не вполне ясен. Исследуя фокальные механизмы сейсмических событий северо-восточного фланга Байкальского региона, Д. Дозер отметила различие в ориентации главных напряжений, полученных при обработке слабых толчков и землетрясений с магнитудой M≥4.5. Около 80 % толчков с M<4.5 имели сбросовый механизм и 13 % - сбросо-сдвиговый. Среди землетрясений с K_P≥4.5 только около 45 % имели сбросовый тип подвижки, 25 % - сбросо-сдвиговый и 28 % - сдвиговый механизм **[19]**. Одной из возможных причин такой диспропорции может быть то, что слабые сейсмические события отражают разрывообразования вдоль новых небольших разломов, формирующихся современным полем напряжений растяжения, а более сильные землетрясения происходят на разломах, заложенных ранее и простирающихся несогласно с ориентацией современного поля напряжений. В таком случае доминирование сбросовых толчков разных энергетических классов в восточной части исследуемой области может быть обусловлено тенденцией современного разрастания Байкальского рифта на восток, в Южную Якутию.

[1] Скляров Е.В. Основные проблемы эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2003. – С. 222-224.

[2] Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 5. – С. 91-106.

[3] Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // ДАН. – 2001. – Т. 376, № 4. – С. 510-513.

[4] Современная динамика литосферы континентов / Под ред. Н.А. Логачева. – М.: Недра, 1989. – 278 с.

[5] Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. – М.: Наука, 1985. – 405 с.

[6] Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. – М.: Наука, 1972. – С. 161-171.

[7] Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteiman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal rift zone // Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod. – 1997. – V. 25, № 1. – P. 207-231.

[8] Ключевский А.В., Демьянович В.М. Деструкция земной коры в Байкальском регионе по данным о форме дислокации землетрясений // Литосфера. – 2003. – № 3. – С. 15-24.

[9] Ключевский А.В. Особенности напряженно-деформированного состояния земной коры Байкальского региона // ДАН. – 2003. – Т. 389, № 3. – С. 398-403.

[10] Zorin Yu. A., Turutanov E. Kh., Mordvinova V.V. et al. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. – 2003. – V. 371. – P. 153-173.
[11] Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. – 225 с.
[12] Аптикаев Ф.Ф., Копничев Ю.Ф. Учет механизма очага при прогнозе параметров сильных движений // ДАН СССР. – 1979. – Т. 247, №4. – С. 822-825.
[13] Копничев Ю.Ф., Шпилькер Г.Л. Пространственно-временные характеристики очагов сильных землетрясений с различными типами подвижек // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1980. – №9. – С. 3-11.
[14] Ключевский А.В. О природе пространственно-временных вариаций сейсмических моментов землетрясений Байкальского региона // ДАН. – 2002. – Т. 384, № 5. – С. 687-691.
[15] Klyuchevskii A.V. Seismic moments of earthquakes in the Baikal rift zone as indicators of recent geodynamic processes // Journal of Geodynamics. – 2004. – V. 37/2. – P. 155-168.
[16] Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. – 1970. – V. 75. – P. 4997-5009.
[17] Ключевский А.В., Демьянович В.М. Напряженно-деформированное состояние литосферы в центральной части Байкальского региона по данным о сейсмических моментах землетрясений // Литосфера. – 2004. – № 4. – С. 30-43.
[18] Ключевский А.В., Демьянович В.М. Современная геодинамика Южного Прибайкалья // ДАН. – 2005. – Т. 402, № 5. – С. 680-685.
[19] Doser D.I. Faulting within the eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. – 1991. – V. 196, № 1-2. – P. 109-139.

ТОНАЛИТЫ ГАРГАНСКОГО БЛОКА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА – ВОЗРАСТ, КОРРЕЛЯЦИИ И АНАЛОГИ СРЕДИ ДРЕВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИСАЯНЬЯ

В.П. Ковач, Д.И. Матуков**, Н.Г. Бережная**, А.Б. Котов*, В.И. Левицкий***, Л.З. Резницкий****, И.Г. Бараш****, И.К. Козаков**, С.А. Сергеев***

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, kovach@IK4843.spb.ed
**Санкт-Петербург, Всероссийский геологический институт
***Иркутск, Институт геохимии СО РАН, vlevit@igc.irk.ru
****Иркутск, Институт земной коры СО РАН, garry@crust.irk.ru

В составе Саяно-Байкальского или в целом Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) всегда выделялись крупные блоки ("глыбы", "массивы", "поднятия") относительно высокометаморфизованных пород, отождествляемых с породами фундамента Сибирской платформы. Некоторые из них в настоящее время относятся к специфичным "кратонным террейнам" и "массивам", проходившим в своем развитии стадию микроконтинента. Последнее обстоятельство устанавливается по характерному двухъярусному строению массивов, включающих докембрийский кристаллический фундамент и осадочный чехол платформенного типа. К таким массивам относятся, в частности, Дзабханский и Тувино-Монгольский (ТММ). ТММ был первоначально выделен А.В. Ильиным **[1]** именно как блок докембрийской коры, перекрытой венд-кембрийскими платформенными осадочными породами. Фундамент массива А.В. Ильиным представлялся гетерогенным, включающим раннедокембрийский цоколь и рифейские комплексы в рифтогенных прогибах и чехлах древних континентальных блоков. К раннеархейской части фундамента традиционно относился Гарганский блок (глыба, зона), набор пород которого больше всего походил на гранитизированные и диафторированные породы южного выступа фундамента Сибирской платформы. Но если присутствие раннедокембрийских (верхний архей, палеопротерозой) пород в основании Дзабханского массива подтверждено современными изотопно-геохронологическими датировками, то для Гарганской глыбы до последнего времени таких данных не было.

Представление о преимущественно архейском возрасте пород Гарганской глыбы и ставшее впоследствии традиционным сопоставление с шарыжалгайской серией выступа фундамента платформы укоренились еще с середины прошлого века, с работ В.Н. Лодочникова, С.В. Обручева, М.Л. Лурье и других. В обобщающей монографии сотрудников ЛАГЕД АН СССР **[2]** в составе Гарганской глыбы выделены архейские и протерозойские толщи. Архейский комплекс отнесен к низам шарыжалгайской серии и разделен на три свиты (снизу): боргойскую (биотитовые гнейсы и гранитогнейсы), иншутинскую (включающую пласты и линзы амфиболитов) и улзетинскую (близка по составу к нижней свите). Подчеркнем, что выделение каких-либо стратиграфических подразделений в Гарганской глыбе весьма проблематично. Все исследователи отмечали доминирование пород плагиогнейсового или плагиогранитного состава, близкого тоналит-трондьемитовым или тоналит-трондьемит-гранодиоритовым ассоциациям (ТТ, ТТГ или ТТА). Большинство этих пород представлено полосчатыми разностями, которые в 30-40-х гг. были названы плагиоклазовыми ортогнейсами. Анизотропная текстура обусловлена чередованием полос кварц-полевошпатового и хлорит-мусковит-эпидотового состава. В.Н. Лодочников назвал эти породы плерогнейсами ("плеро" – переполненный), поскольку плагиоклаз в них обильно насыщен включениями мусковита, эпидота, апатита. По сути "плерогнейсы" – глубоко диафторированные мигматиты и гранитогнейсы, в свою очередь, развитые по более древнему субстрату. Авторы **[2]** выделяют несколько этапов метаморфизма пород Гарганской глыбы. Прогрессивный (архей-

ский?) устанавливается по крайне редким реликтовым парагенезисам и индекс-минералам гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций (с гиперстеном, клинопироксеном, бурой роговой обманкой, гранатом). Первичные парагенезисы, в основном, стерты интенсивной мигматизацией, гранитизацией и последующим регрессивным метаморфизмом в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. По этой причине K-Ar датировки давали значения от 1100 млн лет и ниже.

Недавно получены первые результаты датирования (SHRIMP-метод) по акцессорному циркону **[3]**. Для геохронологических исследований были отобраны пробы пород тоналитового состава в верховьях реки Хойто-Гарган. Породы представлены среднезернистыми разностями, практически массивными (что является редким для блока). Они состоят из кварца (15-35 %), плагиоклаза (45-50 %), биотита (5-15 %), калиевого полевого шпата (0-3 %). Низкотемпературные изменения (хлоритизация, эпидотизация, серицитизация) проявлены слабо. Призматические кристаллы цирконов зональны: темные метамиктизированные ядра и светлые каймы. Ядра очень дискордантны, $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст от 1097 до 2658 млн лет. По каймам получен конкордантный возраст 2664±15 млн лет. Дискордия по всем точкам дала верхнее пересечение 2667±39 млн лет, нижнее – 746±130 млн лет. Возраст 2664±15 млн лет, скорее всего, соответствует времени ультраметаморфизма (анатексиса) в условиях амфиболитовой фации, возраст исходных протолитов и метаморфизма гранулитовой фации должен быть древнее.

Принципиально важным для понимания геологической истории региона и формирования ТММ является проведение корреляций с целью сравнения протолита Гарганского блока с известными в южном обрамлении фундамента Сибирской платформы докембрийскими комплексами. Такими комплексами могут быть: 1) ТТА из комплекса основания Онотского зеленокаменного пояса (ОЗП) Булунского блока Восточно-Саянской гранит-зеленокаменной области (ВСГЗО); 2) ТТА из комплекса основания Таргазойского зеленокаменного пояса ВСГЗО Булунского блока; 3) плагиогнейсы, мигматиты гранулитовой фации китойской серии Прибайкальской гранулит-гнейсовой области (ПрГГО) Китойского блока; 4) гиперстеновые плагиогнейсы, гиперстенсодержащие мигматиты и эндербиты гранулитовой фации ПрГГО Иркутного блока. Во всех этих структурах присутствуют породы тоналитового состава с установленными или предполагаемыми архейскими или раннепротерозойскими возрастами, близкие по составу и возрасту к тоналитам Гарганской глыбы.

Наиболее изученные ТТА широко распространены в комплексе основания ОЗП ВСГЗО, слагая его инфраструктуру. Тоналиты и трондьемиты здесь распространены примерно в равном соотношении. Для тоналитов комплекса основания ОЗП U-Pb методом по цирконам получен возраст 3287±8 млн лет (здесь и далее по **[4]**). По своим изотопно-геохронологическим и минералого-геохимическим особенностям они аналогичны классическим древнейшим ассоциациям Южной Африки и Северной Америки. Породы супраструктуры ОЗП метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Rb-Sr изохронным методом для амфиболитов и биотит-гранатовых гнейсов различных свит ОЗП были получены возрасты от 2675 до 2786 млн лет.

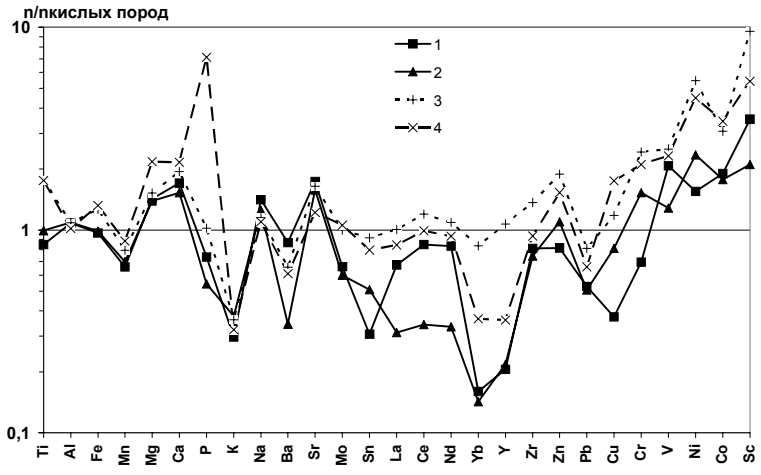
ТТА из комплекса основания Таргазойского зеленокаменного пояса (ТЗП) ВСГЗО близки по составу к породам комплекса основания ОЗП, но более интенсивно изменены, катаклазированы, мигматизированы. Среди них доминируют породы трондьемитового состава. Современных датировок пород в этой структуре нет.

Плагиогнейсы, мигматиты гранулитовой фации китойской серии ПрГГО Китойского блока в отличие от ТТА комплексов основания ОЗП не образуют крупных, более первых десятков метров тел. Они представлены биотитовыми (±амфибол, гиперстен) плагиогнейсами, разнообразными мигматитами с моноклинным и ромбическим пирок-

сенами, амфиболом, биотитом, а также ультраметагенными гранитоидами тоналитового и трондьемитового состава. Большинство исследователей считает, что китойская серия в разрезе ПрГГО залегает выше шарыжалгайской. Возраст плагиогнейсов китойской серии, полученный Rb-Sr изохронным методом, составляет 2827±33 млн лет. Более поздние мигматиты и гранитоиды по данным Rb-Sr – изохронного метода имеют возраст от 2600 до 2200 млн лет. Имеется одно U-Pb определение возраста постгранулитовых (?) гранитов китойской серии – 2535±7 млн лет **[5]**.

В шарыжалгайской серии ПрГГО в пределах Иркутного блока метаморфиты гранулитовой фации представлены двупироксеновыми плагиосланцами, эндербитами, биотит-гранатовыми ±Крд, Сил, РП гнейсами. Их возраст, полученный в 70-80-х гг. прошлого века Rb-Sr изохронным методом по основным двупироксеновым сланцам составляет 3.4-3.7 млрд лет. Ранние гранулиты по крайней мере дважды подвергались наложенным ультраметагенным преобразованиям. В качестве нижней возрастной границы позднеархейского этапа метаморфизма принята оценка возраста кристаллизации (2649±6 млн лет) метаморфизованных габбро, полученных недавно U-Pb методом по цирконам. Возраст жильных ультраметагенных гранитов в метагаббро составляет 2562±20 млн лет. Близкая оценка возраста (2557±28 млн лет) получена для гранит-пегматитов. Метаморфические и ультраметагенные породы тоналитового и трондьемитового состава в разрезе шарыжалгайской серии пользуются крайне ограниченным распространением, и их доля не превышает 1 %.

Для проведения корректного анализа с целью выявления аналогий между Гарганским блоком и древнейшими образованиями Прибайкалья и Присаянья из комплексов ОЗП и ТЗП, китойской и шарыжалгайской серий проводилось сопоставление по породам близкого состава, соответствующим гарганскому тоналиту, для которого был получен возраст 2664±15 Ма. Хотя сравниваемые породы относятся к тоналитам, содержания ряда петрогенных и особенно редких элементов в них существенно различаются. Так, породы Гарганского блока и Онотского зеленокаменного пояса относительно других подразделений, особенно высокометаморфизованных пород гранулитовой фации китойской и шарыжалгайской серий, характеризуются пониженными содержаниями TiO_2, Fe, MgO, MnO, Sn, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zn, Pb, Sc и повышенными Na_2O.



Графики нормирования содержаний элементов в породах к содержанию в малокальциевых гранитах (а) и кларку кислых пород по А.П. Виноградову.

1 – тоналиты Гарганского блока, 2 – тоналиты из комплекса основания ОЗП, 3 – метатоналитовые гнейсы, эндербиты китойской серии; 4 – гиперстеновые плагиогнейсы, эндербиты и мигматиты шарыжалгайской серии.

На графиках нормирования содержаний элементов к кларку кислых пород прослеживается симбатный характер линий (рис.). Для всех типов пород характерны содержания выше кларков кислых пород Mg, Al, Fe, Ca, Na, Sr, V, Ni, Co, Sc, ниже кларков – Mn, K, Ba, Mo, Sn, Yb, Y, Pb. Это свидетельствует о сидерофильном характере тоналитов всех изученных структур. При этом тоналиты Гарганского блока и комплекса основания ОЗП характеризуются относительно высокометаморфизованных пород меньшими концентрациями

большинства петрогенных и редких элементов – Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P, K, Mo, Sn, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr, Zn, Pb, Cu, Cr, V, Ni, Co, Sc и большими содержаниями Na. Такой характер распределения петрогенных и редких элементов свидетельствует о том, что породы Гарганского блока по петрогеохимическим характеристикам близки к тоналитам комплекса основания ОЗП и существенно отличаются от метатоналитов высокометаморфизованных шарыжалгайского и китойского комплексов ПрГГО. К тому же, в последних они не образуют больших массивов и потенциально не могут слагать крупные блоки коры.

Наблюдаемые различия в возрасте пород Гарганской глыбы – 2664±15 млн лет и тоналитов комплекса основания ОЗП ВСГЗО – 3287±8 млн лет могут быть обусловлены разным возрастом метаморфических преобразований одного и того же протолита. Напомним, что в шарыжалгайском и китойском комплексах проявился близкий к возрасту тоналитов Гарганской глыбы этап метаморфизма 2557±28 – 2649±6 млн лет (по данным U-Pb по цирконам). Возраст метаморфизма супракрустальных пород ОЗП ВСГЗО (по данным Rb-Sr изохронного метода) также близок рубежу формирования тоналитов Гаргана – 2675 до 2786 млн лет.

В заключение необходимо отметить, что древнейшие породы ТТА, присущие комплексу основания ВСГЗО и наблюдаемые в ряде крупных выходов в пределах южной части фундамента Сибирской платформы, могут также наблюдаться и в составе ЦАСП. Они наряду с гранулит-гнейсовыми китойским и шарыжалгайским комплексами могут слагать основания микроконтинентов в подвижном поясе. Конкретно же в основании ТММ лежат тоналиты ТТА, близкие по составу к породам комплекса основания ОЗП ВСГЗО, а не породы шарыжалгайского комплекса, как сейчас полагают.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 04-05-64320.

[1] Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве // Мат. по региональной геологии Африки и Зарубежной Азии. - М., 1971. - С. 67-71.

[2] Докембрий Восточного Саяна / Под. ред. А.А. Полканова. - М.–Л.: Наука, 1964. – 328 с.

[3] Kovach V.P., Matukov D.L, Berezhnaya N.G. et al. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalites - find early precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt // 32th IGC - Florence. Session: T31.01 - Tectonics of Precambrian mobile belts. Abstracts. 2004.

[4] Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Присаянский краевой выступ фундамента Сибирской платформы (новые изотопно-геохронологические и петролого-геохимические данные) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (Мат. сов). - Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. – С. 147-150.

[5] Gladkotchoub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V. et al. Petrological indicators of assembly and breakup processes for Precambrian supercontinents at Southern margin of the Siberian craton // Gondwana Research. - 2001. - V. 4. - P. 620.

ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВ БАЯНХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.П. Ковач, Л.Б. Терентьева*, В.В. Ярмолюк***, П. Джин**, И.К. Козаков*, В.И. Коваленко***, Д. Ли***

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, kovach@ik4843.spb.edu
** Пекин, Институт геологии Китайской академии геологических наук, КНР
***Институт геологии рудных месторождений, петрографии минералогии и геохимии РАН, volya@igem.ru

Характерной особенностью мобильных поясов Центральной Азии является присутствие офиолитовых комплексов, которые интерпретируются как фрагменты древней коры Палеоазиатского океана. Их геодинамическое положение, геохимические и изотопные особенности играют важную роль в расшифровке истории формирования и эволюции ЦАСП. С этой точки зрения особый интерес представляет Баянхонгорская зона (БХЗ), которая является одной из наиболее крупных офиолитовых зон в Монголии и, возможно, во всей Центральной Азии.

БХЗ расположена в центральной части Монголии к югу от Хангайского нагорья. Она представлена узкой (~ 20 км) полосой выходов пород офиолитового комплекса, протягивающейся в северо-западном направлении на расстояние более 300 км и входит в состав Южно-Хангайской группы террейнов. В геологическом строении этого региона выделяются следующие структурные зоны (с юго-запада на северо-восток): Байдрагская (поздний архей – ранний протерозой), Бурдгольская (поздний рифей), Баянхонгорская и Дзагская (средний кембрий – ордовик) **[7]**. Кроме того, была выделена дополнительная вулканическая зона, отвечающая фрагменту островной дуги, который в виде узкого тектонического клина зажат между Бурдгольской и Баянхонгорской зонами. В строении самой БХЗ выделяется три параллельных подзоны: Дельб-Хаирханская, офиолитового меланжа и Халют-Булакская **[7]**.

Подзона офиолитового меланжа полностью соответствует Баянхонгорской зоне в схеме **[2]** и включает породы полной офиолитовой последовательности: метаперидотиты серпентинитового меланжа, кумулятивный комплекс, «верхнее» габбро, дайковый sheet-комплекс и покровный комплекс шаровых базальтовых лав. Дайки sheet-комплекса и подушечные базальты представлены комплексом параллельных даек и толщей подушечных лав, сложенных плагиофировыми и афировыми базальтами и диабазами. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Местами в межподушечном пространстве встречаются известняки и кремни.

Гранитоиды, прорывающие образования Баянхонгорской и Бурдгольской зон, имеют Pb-Pb возраст цирконов 545-539 млн лет, что, по мнению **[8]**, определяет время обдукции Баянхонгорских офиолитов. Ранее возраст габбро офиолитов был определен Sm-Nd изохронным методом (вал - плагиоклаз - амфибол - клинопироксен) и составлял 569±21 млн лет при $\varepsilon_{Nd}(T) = +11.9\pm0.12$ **[10]**. Он не противоречит геологическому венд - раннекембрийскому возрасту ископаемой фауны, обнаруженной в осадках среди пиллоу-лав **[2]**, а также в составе карбонатных толщ, ассоциирующих с офиолитами. Также этот возраст совпадает в пределах погрешности с U-Pb возрастом цирконов из плагиогранитов офиолитов хр. Хан-Тайшири (568±4 млн лет, **[1]**) и хр. Дариби (573±6 млн лет, **[3]**) Озерной зоны Западной Монголии, а также Pb-Pb возрастом цирконов из плагиогранитов офиолитов Азардаг-Эрзинской зоны Тувы (569±1 млн лет, **[12]**). Эти данные позволили сделать вывод о заложения Палеоазиатского океана около 570 млн лет назад

и выделить “главную коллизионную сутуру ЦАСП” **[8]**.

Однако более поздние геохронологические исследования **[4]** показали, что близкий возраст 562±2 млн лет (U-Pb метод по циркону) характеризует региональный метаморфизм дистен-силлиманитовой фациальной серии, который проявился в зоне тектонического меланжа между Байдрагским блоком и БХЗ, а формирование посттектонических гранитов этого района произошло 547±4 млн лет назад. Полученная оценка возраста метаморфизма совпадает в пределах ошибки с Sm-Nd изохронным возрастом офиолитов БХЗ. Очевидно, что в данном случае Sm-Nd возраст может отражать время переуравновешивания Sm-Nd изотопной системы при термальном прогреве, связанном с коллизией офиолитов БХЗ и Байдрагского блока.

Для определения возраста офиолитов БХЗ нами были выделены цирконы из пробы анортозитов на левом берегу р. Байдраг-гол. Анортозиты образуют линзовидное тело, согласное с кумулятивной слоистостью вмещающих габбро. Последние характеризуются композиционной расслоенностью от пироксенитов до лейкогаббро, секутся дайками долеритов и могут быть отнесены к верхней части кумулятивной серии.

Выделенный акцессорный циркон относится к одному морфологическому типу. Он представлен полупрозрачными идиоморфными кристаллами призматического и короткопризматического габитуса. Кристаллы часто трещиноватые, с ожелезненной оболочкой. Их размер изменяется от 50 до 300 мкм, Кудл=1.2–2.5. Для внутреннего строения характерно развитие магматической зональности и секториальности. U-Th-Pb изотопные анализы цирконов были выполнены на ион-ионном микроанализаторе SHRIMP-II™ в Институте геологии Академии геологических наук КНР, Пекин. Большинство проанализированных зерен циркона является конкордантными. Средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ составляет 665±15 млн лет (n=17, СКВО=0.11). Учитывая магматический генезис цирконов, можно полагать, что полученное значение возраста отражает время формирования комплекса кумулятивных габбро Баянхонгорских офиолитов. Таким образом, возраст офиолитов БХЗ является на 80-100 млн лет древнее возраста офиолитов Озерной зоны Монголии и Агардаг-Эрзинской зоны Тувы, а Sm-Nd изохронный возраст 569±21 млн лет **[10]** соответствует времени проявления метаморфизма, приведшего к переуравновешиванию Sm-Nd изотопной системы в офиолитах на минеральном уровне.

Выполнены геохимические и Nd изотопные исследования пород дайкового и покровного комплекса БХЗ. Изученные породы относятся к толеитовой серии. Для них характерны повышенные содержания окиси титана (>1.5 вес. %). По содержанию малых элементов базиты БХЗ превышают уровень примитивной мантии в 3-20 раз. Особенностью распределения несовместимых элементов является наличие отчетливо выраженных положительных Nb-Ta аномалий (Th/Ta = 0.55-1.3, La/Nb <1, $(Nb)_N/(Th+La)_N$ = 0.2-1.3) и слабо фракционированный характер распределения ($(Th/Yb)_N$ = 0.76-2.2). Спектры распределения несовместимых элементов с подобными параметрами характерны для базальтов океанических плато типа Онтонг Ява и Карибско-Колумбийского плато и базальтов E-MORB-типа. Положение составов пород БХЗ на различных дискриминационных диаграммах также позволяет сопоставлять их с базальтами современных океанических лавовых плато или базитами E-MORB-типа. Подобные характеристики состава свойственны как базальтам покровной серии, так и дайкам sheet-комплекса (как афировым, так и плагиофировым разностям) по всей протяженности офиолитовой зоны, включая ее сильнометаморфизованные части, что свидетельствует об однородности ее геологического строения.

Базальты и диабазы Баянхонгорских офиолитов имеют высокие положительные величины параметра $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +7.5 до +12.3, свидетельствующие о деплетированном мантийном источнике исходных для них расплавов. При этом наблюдается закономер-

ное увеличение величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ вдоль зоны распространения офиолитовых пород с северо-запада на юго-восток от +7.5 до +8.9 ÷ +12.3. Повышенные значения параметра $\varepsilon_{Nd}(T)$ относительно деплетированной мантии ($\varepsilon_{Nd}(0.65)$ = +8.6) могут свидетельствовать о том, что они образовались из источника, более обедненного, чем «нормальная» мантия MORB-типа. Вариации изотопных характеристик базитов БХЗ могут быть связаны с процессами смешения плюмовых компонентов типа глубокой деплетированной или примитивной мантии и рециклированного компонента, что согласуется с положением фигуративных точек базитов БХЗ на диаграммах Zr/Nb – Nb/Th и Nb/Y – Zr/Nb **[9]**. Следует особо подчеркнуть, что офиолиты БХЗ следует рассматривать как первый в мире пример океанических плато позднерифейского-ранневендского возраста (см. обзор в **[11]**).

В отличие от базальтов офиолитового комплекса, базальты и андезиты островодужного комплекса характеризуются распределением несовместимых элементов с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti, фракционированным распределением РЗЭ и величинами $\varepsilon_{Nd}(0.57)$ = +5.6 ÷ +7.1, что предполагает участие в их петрогенезисе как ювенильного, так и древнекорового компонента.

Полученные данные свидетельствуют о том, что породы офиолитового комплекса БХЗ существенно отличаются как по возрасту, так и по составу от пород других офиолитовых зон каледонид ЦАСП. Возраст офиолитов БХЗ близок к оценкам времени заложения Палеоазиатского океана (720-650 млн лет) **[5]**. Это позволяет рассматривать офиолиты БХЗ в качестве индикатора ранней стадии формирования обширного позднерифейского палеоокеана, связанной с активным воздействием суперплюма на соответствующий сегмент Земли.

После своего формирования Баянхонгорское лавовое плато, вероятно, развивалось в режиме гайота, на что указывает широкое участие в строении БХЗ мощных толщ органогенных карбонатов. Этот режим был нарушен примерно на рубеже 570 млн лет, когда в пределах Палеоазиатского океана стали формироваться островные дуги и задуговые бассейны, фрагменты которых слагают большинство офиолитовых зон каледонид ЦАСП. По-видимому, с этого времени в пределах палеоокеана стали проявляться процессы аккреции и коллизии, которые обусловили столкновение Байдрагского террейна с Баянхонгорским лавовым плато, вызвав метаморфизм с возрастом 562 млн лет. Со временем эти процессы усиливались, и на рубеже около 510-490 млн лет они привели к аккреции структур Палеоазиатского океана и образованию каледонского супертеррейна **[6]**.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64520, 05-05-65340, 05-05-64000, 05-05-64056), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8 и Фонда содействия отечественной науке.

[1] Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Поздневендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. – 2001. – Т 42. – С. 1179-1185.

[2] Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лунева О.И., Рихтер А.В. Строение и развитие Баян-Хонгорской зоны Центральной Монголии // Геотектоника. – 1997. – № 2. – С.53-62.

[3] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. – 2002. – № 2. – С. 80-92.

[4] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Вендский метаморфизм в аккреционно-коллизионной структуре Центральной Азии // ДАН. – 2005 (в печати).

[5] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявле-

ниях внутриплитного магматизма // ДАН. – 2001. – Т. 379. – С. 94-98.
[6] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. – 2003. – Т. 389. – С. 354-359.
[7] Buchan C., Cunningham D., Windley B.F., Tomurhuu D. Structural and lithological characteristics of the Bayankhongor ophiolite zone, Central Mongolia // J. Geol. Soc. London. – 2001. – 158. – P. 445-460.
[8] Buchan C., Pfander J., Kroner A., Brewer T.S., Tomurtogoo O., Tomurhuu D., Cunningham D., Windley B.F. Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian orogenic belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor ophiolite zone // Chem. Geol. – 2002. – 92. – P. 23-45.
[9] Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. – 2005. – 79. – P. 491-504.
[10] Kepenzhinskas P.K., Kepenzhinskas K.B., Puchtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // Geophys. Res. Letters. – 1991. – 18. – P. 1301-1304.
[11] Kerr A.C. Oceanic plateaus // Treatise on geochemistry. – Elsevier. – 2003. – 3. P. 537-565.
[12] Pfander J.A., Jochim K.P., Kozakov I.K., Kroener A. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. – 2002. – 143. – P. 154-174.

ЭТАПЫ И ВЕДУЩИЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.П. Ковач, В.В. Ярмолюк**, В.И. Коваленко**, И.К. Козаков*, Е.Б. Сальникова*, А.Б. Котов**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, kovach@ik4843.spb.edu
**Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, volya@igem.ru

На основе геологических, геохронологических и Nd изотопных данных выделены изотопные провинции восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): раннедокембрийская–рифейская ($T_{Nd}(DM)$=3.3-1.0 млрд лет) кристаллических комплексов микроконтинентов (Дзабханский, Тувино-Монгольский, Баргузинский, Алтайский, Южно-Монгольский); рифейская ($T_{Nd}(DM)$ = 1.6-0.65 млрд лет) ранне- и позднебайкальских мобильных поясов и офиолитовых комплексов (Дунжугурский, Шишхидский, Байкало-Муйский, Баян-Хонгорский), а также метаморфических поясов (Цэлский, Цогтский и Бодончинский); позднерифейская ($T_{Nd}(DM)$ =1.1-0.52 млрд лет) каледонских мобильных поясов (Озерная, Джидинская, Агардаг-Эрзинская, Восточно-Таннуольская, Баян-Хонгорский островодужная зоны ранних каледонид, поздних каледонид Монгольского и Гобийского Алтая) и зоны сочленения каледонид и герцинид; венд-палеозойская ($T_{Nd}(DM)$ = 0.68-0.50 млрд лет) Синьцзян-Трансалтайской зоны герцинид; палеозойская ($T_{Nd}(DM)$ = 0.3 млрд лет) Монголо-Охотского пояса и Солонкерской зоны индосинид ЦАСП.

Континентальная кора микроконтинентов и рифейских мобильных поясов (раннедокембрийская и рифейская провинции) характеризуется изотопной гетерогенностью ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = -17.6 ÷ +2.2 и -1.9 ÷ +12.3), что обусловлено как сочетанием в их структуре комплексов пород с различной коровой предысторией, так и контаминацией ювенильного вещества древнекоровым материалом.

Континентальная кора фанерозойских мобильных поясов (позднерифейская, венд-палеозойская и палеозойская изотопные провинции; $\varepsilon_{Nd}(T)$ = -1.7 ÷ +9.9, +3.9 ÷ +7.7 и +6.2 ÷ +10.2, соответственно) восточного сегмента ЦАСП является изотопно гомогенной (±3 единицы $\varepsilon_{Nd}(T)$ для гранитоидов близкого возраста) и была образована во время аккреционно-коллизионных процессов амальгамации островных дуг, палеоокеанических комплексов (океанических плато, островов и задуговых бассейнов) и микроконтинентов. Постколлизионные гранитоиды этих поясов формировались главным образом из соответствующих ювенильных источников при прогрессивном вкладе древнекорового материала вследствие эрозии пород микроконтинентов и/или тектонического смешения пород офиолитовых, островодужных комплексов и микроконтинентов во время их коллизии.

Рост континентальной коры восточного сегмента ЦАСП носил дискретный характер – корообразующие события были проявлены в интервалах около 1000-800 и 700-650 млн лет (байкалиды), 570-475 млн лет (каледониды), 420-320 млн лет (герциниды) и 310-220 млн лет (индосиниды). Геологические, геохронологические и Nd изотопные данные позволяют выделить фанерозойский этап обширного роста континентальной коры в геологической истории ЦАСП

Предполагается, что формирование ЦАСП было связано с распадом суперконтинента Родиния и последовательной коллизией микроконтинентов и каледонских, герцинских и индосинийских островных дуг и задуговых бассейнов с океаническими пла-

то и островами Северо-Азиатского горячего поля мантии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64520, 05-05-65340, 05-05-64000, 05-05-64056), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8 и Фонда содействия отечественной науке.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

И.К. Козаков, Е.Б. Сальникова*, А.Б. Котов*, В.П. Ковач*, А.Н. Диденко***

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ivan@ik4843.spb.edu
**Москва, Геологический институт РАН

Глубокометаморфизованные комплексы восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представлены в раннекаледонской области мозаичного строения (раннекаледонский супертеррейн) и в линейных герцинских поясах, к которым относятся собственно герцинский и позднегерцинский (индосинийский) пояса, разделенные Южно-Гобийским микроконтинентом. Ранее при отсутствии надежных геохронологических данных кристаллические комплексы (особенно с реликтовыми парагенезисами гранулитовой фации), как правило, рассматривались в качестве выступов энсиалического дорифейского фундамента и коррелировались с образованиями древних кратонов. Nd изотопные исследования фанерозойских интрузивных гранитоидов позволили сделать вывод об ограниченном распространении нижнедокембрийских образований среди кристаллических комплексов этого региона, как в структурах микроконтинентов, так и в основании фанерозойских подвижных поясов. U-Pb геохронологическими исследованиями установлено, что формирование глубокометаморфизованных пород, представленных в структурах восточного сегмента ЦАСП, связано с процессами регионального метаморфизма, происходившими в раннем и позднем докембрии, а также фанерозое.

Раннедокембрийский этап. Установленные этапы развития нижнедокембрийских кристаллических комплексов фундамента Дзабханского микроконтинента ЦАСП в основных чертах коррелируются с образованиями фундамента древних кратонов Северной Евразии, в частности Северо-Китайского и Сибирского **[13]**. Коллизионные процессы, в ходе которых были сформированы основные струтурные элементы этих кратонов и Дзабханского микроконтинента, происходили практически в одном возрастном интервале – 1.85-1.90 млрд лет. Близкий возраст имеют и раннепротерозойские постколлизионные граниты, фиксирующие стадию кратонизации в этих структурах **[3]**. Аккреционные и коллизионные процессы этого возрастного интервала многими исследователями связываются с формированием более крупной тектонической единицы – суперконтинента **[14]**. В современной структуре ЦАСП Дзабханский микроконтинент расположен между Северо-Китайской и Сибирской платформами. В ряде работ допускается, что в начале позднего рифея (до распада Родинии) блоки Восточной Гондваны располагались вблизи зоны сочленения Сибири и Лаврентии **[7, 11]**. Блок Северного Китая в структуре Родинии располагался в периферической части Родинии вблизи Сибирского кратона **[9, 10, 15]**. Можно полагать, что агломерат континентальных блоков Лаврентии, Сибири и Северного Китая в основных чертах сохранялся с конца раннего протерозоя, когда Сибирский кратон вошел в состав суперконтинента Колумбия, до начала распада Родинии. Проведенные палеомагнитные исследования раннепротерозойских постколлизионных гранитов Южно-Сибирского пояса и Сибирского кратона и Байдарикского блока **[1]** не исключают возможного положения последнего в периферической части палеопротерозойского суперконтинента, вблизи континентального блока Северного Китая. Такое положение, по-видимому, сохранялось до распада Родинии. С этих позиций Дзабханский микроконтинент в процессе распада Родинии и “трансформации” ее в Пангею перемещался совместно с блоками Восточной Гондваны **[2]**.

Позднерифейский этап. Становление позднерифейских (около 950 млн лет) кристаллических комплексов, представленных в основании Южно-Гобийского микроконтинента, коррелируется с заключительными фазами развития гренвиллид в ходе образования суперконтинента Родиния **[8]**. В дальнейшем в процессе распада Родинии и формирования структур Палеоазиатского океана фрагменты гренвиллид, представленные в фундаменте Южно-Гобийского микроконтинента, и древних кратонов, как уже отмечалось, дрейфовали совместно с блоками Восточной Гондваны. В конце позднего рифея началось отделение континентальных масс, включая фрагменты древних кратонов и гренвиллид, от Восточной Гондваны и их перемещение в направлении Сибири. В ходе этого дрейфа в течение нескольких этапов был сформирован раннекаледонский композитный суперконтинент Центральной Азии. Мы предполагаем, что со стороны Восточной Гондваны в направлении Сибирского кратона в Палеоазиатском океане происходил главным образом дрейф не фрагментов древних кратонов, а более молодой коры, сформированной в позднерифейских вулканических дугах. В течение первой половины позднего рифея предполагается формирование значительных объемов коры переходного типа, которая стала выступать в качестве фундамента массивов с рифейским основанием **[5]**.

Вендский этап. Кристаллические комплексы Байдарикского блока, сформированные в венде в интервале около 540-560 млн лет, связаны с аккреционно-коллизионными процессами в ходе закрытия позднерифейского Баянхонгорского бассейна. Их становление коррелируется с возникновением и развитием вендских палеоокеанических и островодужных комплексов Озерной зоны Монголии. Новообразованный позднебайкальский композитный массив, включающий Байдарикский и Хангайский блоки, повторно вовлекался в коллизионные процессы при закрытии вендских океанических бассейнов Озерной зоны.

Вендский низкоградиентный метаморфизм установлен в моренском комплексе Тувино-Монгольского массива (536±6 млн лет), в Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая (555±6 млн лет) и Канском блоке Восточного Саяна (555±5 млн. лет). Проявление метаморфизма повышенного давления свидетельствует о том, что в венде в ходе развития вулканических дуг (или единой дуги) были сформированы структуры со значительной мощностью земной коры. В целом полученные к настоящему времени геологические и геохронологические данные позволяют выделять в развитии структур Палеоазиатского океана вендский аккреционно-коллизионный этап, предшествовавший становлению раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии.

Раннепалеозойский этап. Становление высокотемпературных (до уровня гранулитовой фации) комплексов в глубинных сечениях раннекаледонской аккреционной области в интервале 510-480 млн лет коррелируется с закрытием короткоживущих вендских бассейнов с океанической корой. Полностью эти бассейны прекратили свое существование к середине палеозоя **[2]**.

Позднепалеозойский этап. Параллельно с закрытием вендских бассейнов в ордовике стали появляться океанические бассейны новой генерации (Палеотетиса I), которые сначала имели локальный характер, а в силуре-начале девона сформировались как крупные океанические бассейны – Палеоуральский, Туркестанский и Южно-Монгольский, которые соединялись с Палеотетисом. Раскрытие Южно-Монгольского океана прошло в силуре, а максимальной ширины он достиг в раннем девоне. Высокотемпературный метаморфизм Южно-Алтайского метаморфического пояса с возрастом в интервале 390-350 млн лет в глубинных сечениях раннекаледонского Северо-Азиатского палеоконтинента коррелируется с периодом существования в раннем-среднем девоне Сибирского субдукционного пояса **[12]**. Проявление раннего высокоградиентного метаморфизма (около 385 млн лет), достигающего уровня гранулитовой

фации, может быть связано с поддвиганием срединного океанического хребта под активную окраину раннекаледонского континента, а перерыв в развитии метаморфических процессов и переход к низкоградиентному режиму в интервале 385-370 млн лет – с заложением новой зоны субдукции. Можно также предположить, что изменение режимов метаморфизма могло быть связано с изменением угла наклона субдукционных зон в процессе развития герцинской активной континентальной окраины. Так, наиболее высокотемпературные зоны метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии (~385 млн лет) в большинстве случаев установлены в узкой полосе окраины каледонского палеоконтинента, что позволяет предполагать достаточно крутой наклон зоны субдукции. Соответственно, переход к метаморфизму дистен-силлиманитовой фациальной серии может быть связан с формированием более пологой субдукционной зоны.

Раннемезозойский этап. Одновременно с закрытием океанических бассейнов Палеотетиса-I в раннем карбоне формируется ряд океанических бассейнов Палеотетиса-II, включая Внутренне-Монгольский, который просуществовал до поздней перми или до раннего триаса. Коллизия Северной Евразии и Сино-Корейской плиты привела в среднем триасе к “раздавливанию” Внутренне-Монгольского океанического бассейна, обдукции слагавших его комплексов на южный край Северо-Евроазиатского континента, формированию линейного индосинийского складчато-покровного сооружения, завершившего становление главных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса в составе Северо-Евразийского суперконтинента **[2]**. С этим процессом коррелируется формирование кристаллических пород амфиболитовой фации дистен-силлиманитоаой фациальной серии Южно-Гобийского метаморфического пояса в глубинных сечениях окраины герцинского палеоконтинента в интервале 215-225 млн лет.

Проведенные геолого-геохронологические исследования позволили установить некоторую особенность проявления процессов регионального метаморфизма в подвижных поясах и микроконтинентах региона. Так, например, позднерифейские вулканогенно-осадочные комплексы Баян-Хонгорской зоны, венд-кембрийские - ранних каледонид Озерной зоны, средне- и верхнепалеозойские - герцинид Южно-Монгольского пояса и мезозойские - индосинид Внутренне-Монгольского пояса практически неметаморфизованны. При этом вендский и раннепалеозойский высокотемпературный метаморфизм в структурах раннекаледонского супертеррейна устанавливается в докембрийских массивах, кристаллические комплексы Южно-Алтайского герцинского метаморфического пояса развиты в окраине каледонского палеоконтинента, а Южно-Гобийского индосинийского метаморфического пояса – в окраине герцинского палеоконтинента. Иными словами, метаморфические процессы каждого из установленных возрастных интервалов наиболее интенсивно проявлены в породах ранее сформированной континентальной коры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-65340), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту” и Фонда содействия отечественной науке.

[1] Диденко А.Н., Козаков И.К., Бахтадзе В. Палеомагнетизм раннего протерозоя Байдарикского блока Центральной Монголии // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. - СПб.: Изд-во «Тема», 1999. - С. 31-35.

[2] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. - 1994. - Т. 35, № 7-8. - С. 59-75.

[3] Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. - 2005.

- № 2. - С. 66-83.
[4] Ковач В.П., Джин П., Ярмолюк В.В. и др. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // ДАН. - 2005 (в печати).
[5] Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2005. - Т. 13, № 1. - С. 1-20.
[6] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Вендский метаморфизм в аккреционно-коллизионной структуре Центральной Азии // ДАН. - 2005 (в печати).
[7] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // ДАН. - 2001. - Т. 379, № 1. - С. 94-98.
[8] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии - свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // ДАН. - 2005 (в печати).
[9] Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia // Gondvana Research. - 2001. - V. 4, № 1. - P. 5-16.
[10] Condie K.C. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent // Gondwana Research. - 2002. - V. 5, № 1. - P. 41-43.
[11] Dalziel I.W.D. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis environmental speculation // Geol. Soc. America Bulletin. - 1997. - V. 109. - P. 16-47.
[12] Filipova I.B., Bush V.A, Didenko A.N. // Russian Journal of Earth Sciences. - 2001. - V. 3, № 6. - P. 405-426.
[13] Ma X., Wu Z. Early tectonic evolution of China // Precambrian research. - 1981. - V. 14, № 3-4. - P. 185-202.
[14] Rogers J.J.W., Santosh M. Supercontinents in Earth History // Gondvana Research. - 2003. - V. 6, № 3. - P. 357-368.
[15] Zhai M., Sao Ji., Hao Ji, Peng P. Geological signature and possible position of the North China // Gondvana Research. - 2003. - V. 6, № 2. - P. 171-183.

ВЕНДСКИЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЙ ЭТАП В ФОРМИРОВАНИИ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

И.К. Козаков, Е.Б. Сальникова, А.М. Федосеенко, С.З. Яковлева

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия, ivan@ik4843.spb.edu

Становление структуры области мозаичного строения Центральной Азии – раннекаледонского супертеррейна – связывается с аккреционно-коллизионными процессами, в ходе которых в позднем кембрии (около 510-500 млн лет) фрагменты континентальных массивов были сочленены с образованиями позднерифейских и венд-раннепалеозойских океанических бассейнов и островных дуг, а затем в раннем ордовике вовлечены в процессы регионального метаморфизма и "спаяны" гранитоидами **[4]**. В венде-раннем кембрии в пределах континентальных массивов (Тувино-Монгольского и Дзабханского) шло формирование шельфовых карбонатных чехлов. На этом основании в некоторых публикациях для данных структур, представляющих собой фрагменты карбонатных платформ, исключалась возможность проявления регионального метаморфизма **[1, 10]**. Однако низкоградиентный метаморфизм, предшествующий высокоградиентному раннепалеозойскому (~500 млн лет) и завершившийся к рубежу венда-кембрия (536±5 млн лет), установлен в моренском комплексе Тувино-Монгольского массива **[6, 7]**. При этом неоднократно подчеркивалось, что в карбонатных породах (нарынский комплекс) низкоградиентный метаморфизм не проявлен, а кристаллические породы моренского комплекса представляют собой аллохтонные образования, сочлененные с толщами чехла карбонатной платформы в позднем кембрии, а уже затем совместно переработанные в ходе высокоградиентного метаморфизма в кембрии-раннем ордовике **[6, 7, 8]**. На северном склоне хр. Хан-Хухэй такую же структурную позицию имеют тектонические пластины дистен-гранат-ставролитовых сланцев. Они надвинуты на карбонатные толщи юго-западного окончания Тувино-Монгольского массива, после чего совместно с ними вовлечены в процессы высокоградиентного метаморфизма. Эти данные позволили предположить в ходе развития Палеоазиатского океана вендский аккреционно-коллизионный процесс, предшествующий становлению структуры южного обрамления Сибирской платформы **[7, 9]**.

Проведенные геологические и геохронологические (U-Pb датирование единичных зерен и микронавесок циркона) исследования позволяют выделить вендский этап в формировании метаморфических комплексов Байдарикского блока, что, в свою очередь, дает достаточно оснований для обоснования вендского аккреционно-коллизионного этапа в ходе развития структур раннекаледонской области Центральной Азии в целом.

Метаморфические комплексы Байдарикского блока относятся к основанию Дзабханского микроконтинента и в современной структуре Монголии рассматриваются в составе Южно-Хангайской группы террейнов, которая включает помимо него Хангайский террейн и разделяющую их Баянхонгорскую офиолитовую зону, которая фиксирует собой крупную сутуру между Байдарикским и Хангайским блоками [4]. В северо-западной части Байдарикского блока, в районе сомона Бумбугер, представлены дорифейские породы, в которых метаморфизм происходил в раннем протерозое и архее (рис.). В юго-западной части Байдарикского блока также развиты глубокометаморфизованные породы, метаморфизм и становление структур которых связывались с раннепротерозойским (1.7-1.9 млрд лет) тектогенезом **[2]**. Породы фундамента с несогласием перекрыты преимущественно черносланцевыми толщами, объединяемыми нами в ульдзитгольский комплекс (средний рифей или низы верхнего рифея). Вдоль контакта с

офиолитами Баянхонгорской зоны на зеленосланцевые породы наложен более поздний метаморфизм, достигающий уровня амфиболитовой фации. Здесь развиты сланцы с парагенезисами дистен-ставролит-гранат-биотит-плагиоклаз-кварц и гранат-дистен-мусковит-биотит-плагиоклаз-кварц, а в кальциевых породах возникает парагенезис роговой обманки с гранатом. Формирование этих пород связывалось с раннекаледонским тектогенезом, когда в позднем кембрии-раннем ордовике происходила обдукция, сопровождавшаяся зональным метаморфизмом и внедрением гранитных плутонов **[13]**. Вместе с тем, породы с дистенсодержащими парагенезисами устанавливаются вдоль всей зоны офиолитового меланжа независимо от контактов с гранитами, в том числе и в ее юго-восточной части в бассейне р. Тацаин-гол. Можно полагать, что здесь представлен фрагмент метаморфического пояса дистен-силлиманитовой фациальной серии. С контактовым же воздействием посткинематических гранитов связано возникновение более поздних андалузитсодержащих парагенезисов в породах ульдзитгольского комплекса (рис.).

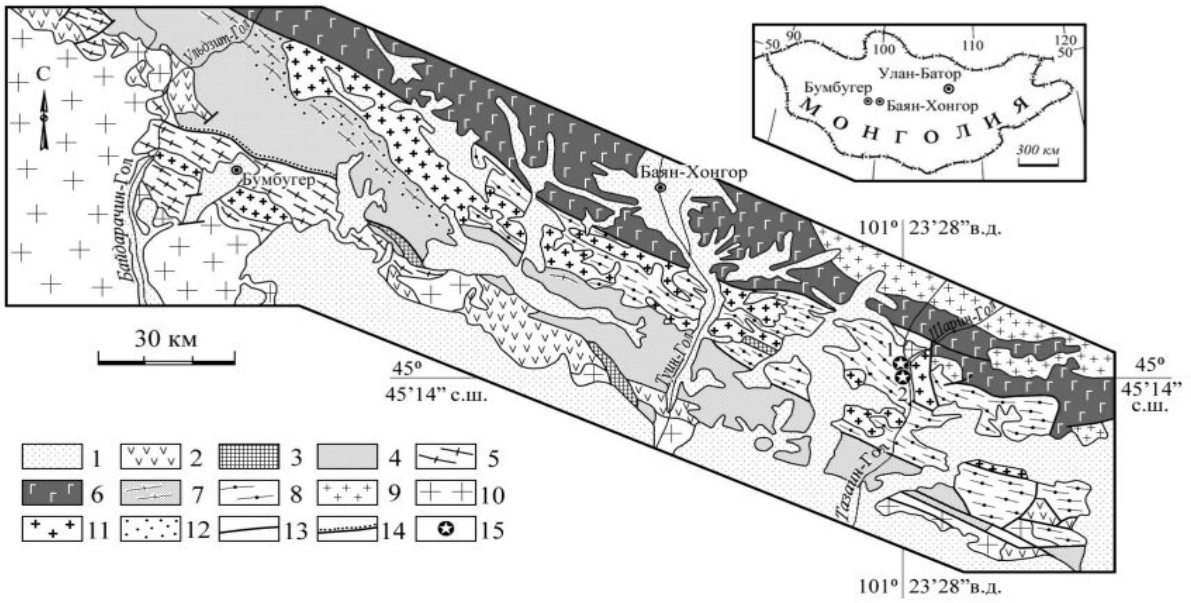


Схема положения метаморфических комплексов Байдарикского блока в зоне сочленения с офиолитами Баянхонгорской зоны с использованием **[2, 4, 5]**:

1 – мезозойские и кайнозойские отложения; 2 – верхнепалеозойские отложения; 3 – нижне- и среднепалеозойские отложения; 4-5 – Байдарикский блок: 4 – ульдзитгольский комплекс чехла (средний-верхний рифей), 5 – нерасчлененные верхнеархейский (байдарагинский) и нижнепротерозойский (бумбугерский) комплексы основания; 6 – Баян-Хонгорская зона офиолитового меланжа; 7-8 – породы вендского низкоградиентного метаморфического пояса, развивающегося по породам ульдзитгольского комплекса (7) и кристаллическим породам неустановленного возраста (8); 9 – нерасчлененные гранитоиды позднего палеозоя-раннего мезозоя; 10 – нерасчлененные гранитоиды палеозоя; 11 – вендский (пост-позднеколлизионный) диорит-гранодиорит-гранитный комплекс; 12 – зоны контактового высокоградиентного метаморфизма; 13 – зоны разломов; 14 – установленная зона стратиграфического несогласия в основании ульдзитгольского комплекса; 15 – положение геохронологических проб с возрастами: 1 – 547±4 млн лет, 2 – 562±2.4 млн лет.

Объектами геохронологических исследований были гранитоиды, прорывающие метаморфические породы в среднем течении р. Тацаин-гол. Для оценки возраста метаморфизма в указанном метаморфическом поясе были исследованы роговообманковые кварцевые диориты и пегматоидные дистенсодержащие граниты.

Кварцевые диориты входят в состав ранней фазы диорит-гранодиорит-гранитного комплекса, становление которого происходило после завершения низкоградиентного метаморфизма и сопряженной с ним складчатости. Возраст диоритов этого комплекса составляет **547±4 млн лет.**

Дистенсодержащие пегматоидные граниты являются типичными синкинематическими образованиями, становление которых коррелируется с низкоградиентным метаморфизмом. Полученное конкордантное значение возраста циркона этих гранитов **562±2.4 млн лет** мы принимаем в качестве наиболее точной оценки времени кристаллизации дистенсодержащих гранитов и соответственно метаморфизма.

Полученные возрастные данные позволяют выделять в зоне сочленения Байдарикского блока и офиолитов Баянхонгорской зоны вендский (**562±2.4 млн лет**) метаморфический пояс дистен-силлиманитовой фациальной серии, завершивший свое развитие к концу венда (**547±4 млн лет**). Его становление связано с коллизией континентальных массивов, фрагменты которых представлены в Байдарикском и Хангайском блоках, при закрытии Баянхонгорского палеоокеанического бассейна. В то же время установленные возрастные значения свидетельствуют практически об одновременности (560-570 млн лет) возникновения (раскрытия) бассейнов Озерной зоны и становления низкоградиентного метаморфического пояса вдоль сутурной зоны.

Заключение об одновременном проявлении процессов коллизии, метаморфизма и магматизма в интервале 540-450 млн лет при закрытии обширного вендского океанического бассейна, фрагменты которого представлены в Баянхонгорской и Озерной зонах, было сделано на основании оценок возраста, полученных K-Ar, Ar-Ar и Pb-Pb методами **[14]**. Однако вендский возраст офиолитов Озерной зоны (568±4 и 573±6 млн лет) был определен U-Pb методом по цирконам **[8]**, а офиолитов Баянхонгорской зоны (569±21 млн лет) - Sm-Nd изохронным методом **[3]**, что делает эту корреляцию весьма ненадежной. Последнее значение, скорее всего, отражает время закрытия Sm-Nd системы соответствующих минералов при завершении процессов метаморфизма, а не истинный возраст кристаллизации пород офиолитовой ассоциации. Проведенные к настоящему времени геохронологические исследования цирконов анортозитов из расслоенного комплекса Баянхонгорской зоны на ион-ионном микрозонде SHRIMP™ II установили их позднерифейский (**665±15 млн лет**) возраст **[5]**.Таким образом, можно предположить, что процесс формирования вендской океанической коры, представленной в Озерной зоне, и последующее развитие островных дуг происходили одновременно с закрытием позднерифейского Баянхонгорского бассейна. При этом субдукционная зона погружалась под северную (в современных координатах) часть континентального массива, представленного в современной структуре Байдарикским блоком.

Полученные данные позволяют выделять самостоятельный байкальский аккреционно-коллизионный этап в развитии Баянхонгорской зоны, когда была сформирована единая структура, спаянная в конце венда гранитоидами. Новообразованный позднебайкальский композитный массив повторно вовлекался в коллизионные процессы при закрытии бассейнов Озерной зоны, что находит отражение в более поздних деформациях, а также в K-Ar и Ar-Ar данных **[14]**.

Вендский низкоградиентный метаморфизм, как отмечалось, установлен в моренском комплексе Тувино-Монгольского массива **[7]**, Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая (555±6 млн лет) **[12]** и Канском блоке Восточного Саяна (555±5 млн лет) **[11]**. В настоящее время нельзя однозначно утверждать, связан ли этот метаморфизм с развитием единой дуги или в этот период существовали пространственно разобщенные вулканические дуги. Однако полученные к настоящему времени геологические и геохронологические данные позволяют выделять в развитии структур Палеоазиатского океана вендский аккреционно-коллизионный этап.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 05-05-65340) и проекта «Метаморфические процессы в геодинамической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса» программы № 8 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

[1] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 6. - С. 554-565.

[2] Бойшенко О.Ф. О возрасте пород метаморфического комплекса Баянхонгорской зоны (МНР) // Известия АН СССР. Серия геол. - 1978. - № 1. - С. 48-55.

[3] Кепежинскас П.К., Кепежинскас К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd-возраст океанических офиолитов Баянхонгорской зоны (МНР) // ДАН. - 1991. - Т. 316, № 3. - С. 718-721.

[4] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртого О. и др., Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. - 2005. - № 4. - С. 154-174.

[5] Ковач В.П., Jian Ping, Коваленко В.И. и др., Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // ДАН. - 2005.

[6] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. - 1999. - Т. 7, № 2. - С. 173-189.

[7] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. - 2001. - № 3. - С. 22-43.

[8] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. - 2002. - № 2. - С. 80-92.

[9] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. - 2003. - Т. 11, №5.

[10] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. - М.: «ПРОБЕЛ-2000», 2004. - 192 с.

[11] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В. и др. Этапы метаморфизма и гранитообразования в неопротерозойском аккреционно-коллизионном поле северо-западной части Восточного Саяна // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. - СПб.: Центр информационной культуры, 2003. - С. 339-341.

[12] Плотников А.В., Бибикова Е.В., Титов А.В. и др. О возрасте метаморфизма кианит-силлиманитового типа Южно-Чуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U-Pb изотопного исследования цирконов // Геохимия. - 2002. - № 6. - С. 579-589.

[13] Рязанцев А.В. Офиолиты Баянхонгорской зоны в структуре палеозоид Монголии // ДАН. - 1994. - Т. 336, № 5. - С. 651-654.

[14] Buchan C., Cunningham D., Windley B.F., Tomurhuu D. Structural and lithological characteristics of the Bayankhongor ophiolite zone, Central Mongolia // J. Geol. Soc. London. - 2001. - V. 158. - P. 445-460.

ИСТОЧНИКИ БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГОБИ-ТЯНЬШАНЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (ХРЕБТЫ НОЁН И ТОСТ, ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ)

А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк*, В.М. Саватенков***

* Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru

** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

На протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса возникла одна из крупнейших в мире рифтовых систем **[1]**. Особенностью ее тектонического положения стало то, что она была сформирована в пределах среднепозднепалеозойской активной континентальной окраины (АКО) Северо-Азиатского палеоконтинента. Структуру рифтовой системы определила серия субпараллельных рифтовых зон (с юга на север: Гоби-Тяньшаньская, Главного монгольского линеамента, Гоби-Алтайская, Северо-Монгольская, Западно-Забайкальская), возраст которых последовательно омолаживается от края континента (поздний карбон в южной части рифтовой системы) в глубь него (поздняя пермь-ранний мезозой в северной части рифтовой системы). Такая особенность развития рифтовой системы была объяснена с позиции постепенного надвигания континентальной литосферной плиты на горячую точку мантии, которая, собственно, и инициировала процессы рифтогенеза **[2]**. Несмотря на то, что магматизм рифтовой системы является вполне типичным для зон рифтогенеза и представлен бимодальными базальт-щелочно-риолитовыми вулканическими ассоциациями со щелочными гранитами, реализация процессов рифтогенеза в обстановке конвергентной границы наложила свой отпечаток на составы рифтогенных пород. В максимальной степени это проявилось для базальтоидов и андезитов наиболее ранней Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны (ГТРЗ), протягивающейся в широтном направлении через всю Южную Монголию на расстояние более 1000 км и в современном эрозионном срезе трассирующейся системой сближенных субпараллельных разломов, цепочками грабенов, выполненных вулканическими породами бимодальной ассоциации, поясами параллельных даек и массивами щелочных гранитоидов. Один из крупнейших таких грабенов расположен на западе ГТРЗ и в современной орографии связан с хребтами Ноён и Тост Гобийского Тянь-Шаня. Возраст магматических пород грабена, установленный U-Pb методом по циркону для дайки щелочного гранита, составляет 318±1 млн лет **[3]**.

Среди базитовых вулканических пород грабена хребтов Ноен и Тост преобладают базальты, трахибазальты, андезитобазальты и трахиандезитобазальты, в меньшей степени проявлены андезиты и трахиандезиты. Вариации содержаний петрогенных элементов в этих породах характеризуются отрицательными корреляциями SiO_2 с TiO_2, FeO, MgO, CaO и P_2O_5 и положительными – с K_2O. В целом, породы с близкими концентрациями кремнезема не являются однородными по содержаниям титана, натрия, калия и фосфора.

Рифтогенные базальтоиды и андезиты хребтов Ноен и Тост, независимо от их кремнекислотности, обладают близкими концентрациями несовместимых микроэлементов. Некоторые особенности спектров распределения элементов-примесей являются сквозными для всех базитовых членов бимодальной ассоциации. К таким можно отнести минимумы Ta-Nb ($(La/Nb)_{PM}$ от 1.6 до 4.0) и максимумы K и Pb. Спектры распределения редкоземельных элементов в рифтогенных базальтоидах и андезитах хребтов Ноён и Тост показывают умеренное обогащение легкими редкоземельными элементами (LREE) относительно тяжелых (HREE) – $(La/Yb)_{PM}$ от 3.23 до 6.93. На этом фоне отме-

чаются породы, резко обогащенные LREE, в которых $(La/Yb)_{PM}$ составляет 8.32–13.17.

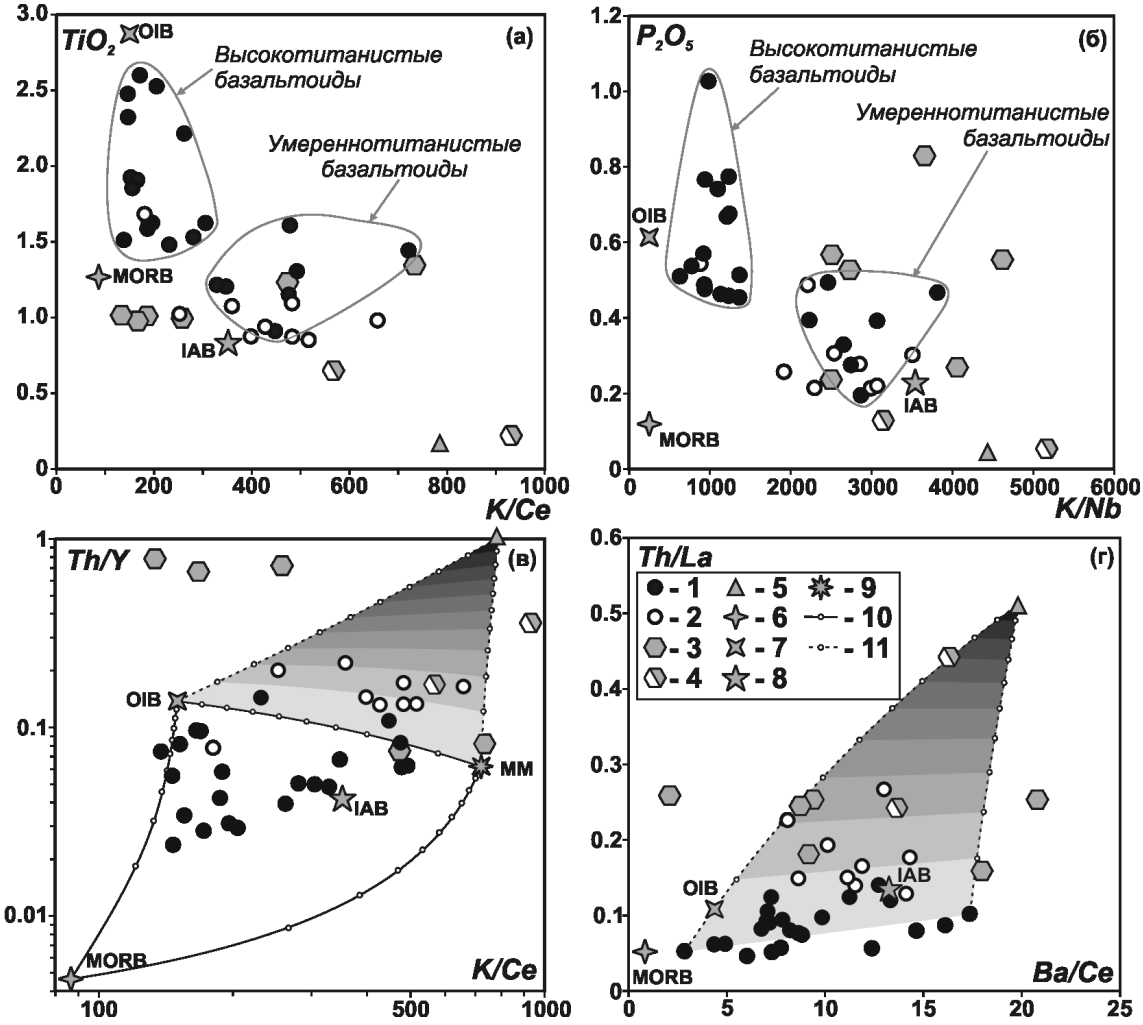
Изотопный состав Sr и Nd рифтогенных базальтоидов и андезитов тяготеет к области относительно деплетированных составов, причем наиболее деплетированные характеристики отмечаются для базальтов и трахибазальтов ($\varepsilon_{Nd}(T)$ от 6.0 до 6.7, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от 0.70360 до 0.70389), а андезитобазальты, трахиандезитобазальты, андезиты и трахиандезиты имеют более обогащенные характеристики ($\varepsilon_{Nd}(T)$ от 4.4 до 5.6, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от 0.70374 до 0.70427).

Поведение петрогенных и совместимых микроэлементов (Cr, Ni, Co, Sr) в рифтогенных базальтоидах и андезитах хребтов Ноен и Тост согласуется с моделью кристаллизационной дифференциации. Напротив, поведение несовместимых элементов, таких, как REE, Y, Zr, Nb, Hf, противоречит тому, что ведущая роль в генезисе всей серии рифтогенных базальтоидов принадлежит кристаллизационной дифференциации: не отмечается значимых отрицательных корреляций содержаний несовместимых с MgO элементов, а их отношения широко и незакономерно варьируют. В связи с этим мы полагаем, что вариации составов большинства рифтогенных базальтоидов и андезитов бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост в малой степени связаны с кристаллизационной дифференциацией и в значительной мере обусловлены участием нескольких источников. С этим согласуется и неоднородность изотопного состава Sr и Nd, выявленная для этих пород.

Рифтогенные базиты бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост обладают характеристиками, типичными для расплавов субдукционных зон – минимумом Nb и Ta и максимумом Pb, которые предполагают значительное участие в их источнике пород метасоматизированного мантийного клина и плавление в условиях, когда в рестите остается рутил или ильменит. Однако связать все их характеристики лишь с процессом субдукции не представляется возможным. Во-первых, рифтогенные породы формировались в иной геодинамической обстановке, отвечающей режиму крупноамплитудных растяжений, фиксируемых дайковыми поясами и процессами грабенообразования. Во-вторых, эти породы входят в состав бимодальной ассоциации (с участием щелочно-салических членов), не характерных для режима конвергентных границ плит. В-третьих, они связаны с развитием гигантской рифтовой системы, время формирования которой намного превзошло время существования АКО Северо-Азиатского палеоконтинента и было растянуто более чем на 130 млн лет, охватив огромную территорию (свыше 3000×600 км), в том числе далеко за пределами зоны субдукции. В-четвертых, составы рифтогенных пород имеют значимые геохимические отличия от базальтоидов среднепозднепалеозойской АКО. В связи с этим, для объяснения геохимических особенностей рифтогенных базитовых пород необходимо привлечение иных источников помимо субдукционных, в том числе связанных с влиянием мантийного плюма.

Среди рифтогенных базальтоидов хребтов Ноён и Тост присутствуют породы с повышенными содержаниями TiO_2 – от 1.8 до 2.78 %. Эти породы также обладают низкими отношениями K/Ce < 310 (рис., а), K/Nb < 1400 и повышенными концентрации P_2O_5 – 0.45–0.77 % (рис., б). В отличие от них базальтоиды, имеющие умеренные концентрации TiO_2, обладают более высокими значениями K/Ce – от 340 до 720, K/Nb – от 2400 до 3800 и более низкими содержаниями P_2O_5 – 0.2–0.49 %. Такие характеристики высокотитанистых базальтоидов приближаются к базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) – производных деплетированной мантии, и океанических островов (OIB), являющихся результатом плавления обогащенной мантии, в которых отношения K/Ce равны соответственно 86 и 150, а K/Nb – 250 и в MORB и в OIB. В связи с этим мы можем рассматривать высокотитанистые рифтогенные базиты хребтов Ноён и Тост как продукты плавления именно такой, неметасоматизированной, мантии. Напротив, характеристики умереннотитанистых базальтоидов согласуются с составами базитов

АКО (K/Ce 470–730, K/Nb 2500–4060) и типовыми базальтами островных дуг (IAB), где K/Ce – 350, а K/Nb – 3540. Это позволяет считать, что в источнике умереннотитанистых базальтоидов большая роль принадлежит породам метасоматизированного мантийного клина. Таким образом, геохимические характеристики рифтогенных базальтоидов хребтов Ноён и Тост свидетельствуют о том, что вариации их составов обусловлены смешением трех источников, один из которых отвечает метасоматизированному мантийному клину, два других – деплетированной и обогащенной мантии (рис., в). Большинство рифтогенных базальтоидов укладываются в треугольник смешения расплавов этих источников. При этом высокотитанистые базальтоиды располагаются вблизи кривой смешения источников MORB и OIB с добавкой метасоматизированной мантии менее 10 %.



Геохимические взаимоотношения источников базальтоидов и андезитов бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост.

1–2 – породы бимодальной ассоциации: 1 – базальты, трахибазальты, андезитобазальты и трахиандезитобазальты, 2 – андезиты и трахиандезиты; 3–4 – породы комплекса АКО: 3 – базиты, 4 – риолиты; 5 – анатектический гранит западной части хр. Тост; 6–8 – модельные составы: 6 – базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), 7 – базальтов океанических островов (OIB), 8 – базальтов островных дуг (IAB); 9 – состав выплавок из метасоматизированной мантии (ММ) мантийного клина (условно принят трахибазальт с максимальными K/Ce и K/Nb); 10 – кривые, отвечающие смешению расплавов деплетированного, обогащенного источников и метасоматизированной мантии мантийного клина (кривые проградуированы через 10 %); 11 – кривые, отвечающие ассимиляции базальтоидными расплавами анатектических гранитоидов (градуировка кривых и градиентная заливка отвечают 10%-ной ассимиляции).

Отличительной чертой бимодального магматизма ГТРЗ является участие в составе ассоциаций, наряду с базальтоидами, андезитов. В других рифтовых зонах рифтовой системы Центральной Азии, находящихся в глубине палеоконтинента, последние практически отсутствуют. Геохимические характеристики андезитов не позволяют их рассматривать как непосредственные дифференциаты базальтоидных расплавов, в связи с чем для объяснения особенностей их составов необходимо привлечение относительно высококремнистого и низкомагнезиального источника или контаминанта. Такой компонент должен иметь более высокие по сравнению с базальтоидами отношения Th/La, Th/Y, Th/Ta и более низкие – Nb/U, Nb/Th, Nb/Ta. Этим требованиям отвечают подстилающие породы герцинской континентальной коры с преобладанием осадочного компонента, риолиты комплекса АКО и анатектические гранитоиды нормального ряда щелочности, синхронные с бимодальным магматизмом. 30%-ная контаминация этими компонентами способна обеспечить смещение составов мантийных рифтогенных базальтоидов до андезитов (рис., в, г).

Геодинамическая интерпретация зон континентального рифтогенеза с базитовым или бимодальным магматизмом повышенной щелочности обычно связывается с подъемом мантийных плюмов и взаимодействием их с континентальной литосферой. Позднепалеозойская-раннемезозойская рифтовая система Центральной Азии в этом отношении не является исключением. В начале позднего палеозоя южное складчатое обрамление Сибирской платформы представляло собой обширную зону с окраинно-континентальным магматизмом. Прекращение субдукционного магматизма сопровождалось началом процессов рифтогенеза, вызванных перекрытием континентальной литосферой горячей точки мантии, располагавшейся до этого в пределах Палеоазиатского океана. В интервале времени 320-210 млн лет зона активного рифтогенеза смещалась в глубь континента.

Геохимические и изотопные вариации базитового магматизма рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост свидетельствуют об участии в магмогенерации трех источников с характеристиками деплетированной, обогащенной мантии и метасоматизированного мантийного клина. Восходящий мантийный плюм, по геохимическим характеристикам отвечающий обогащенной мантии, непосредственно под краем континента, на начальном этапе воздействует своим температурным полем на деплетированную мантию и перекрывающую ее мантию метасоматизированного мантийного клина, вызывая их плавление. Дальнейшее пожигание мантийного клина плюмом обеспечивает поступление на поверхность уже непосредственно глубинного обогащенного материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 5, 7, 8, РФФИ (проекты 05-05-64001, 05-05-64000, 05-05-64056), проекта «Ведущие научные школы» НШ-1145.2003.5.

[1] Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. - М.: Наука, 1983. - 198 с.

[2] Ярмолюк В.В., Самойлов В.С., Иванов В.Г. и др. Состав и источники базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии (на основе геохимических и изотопных данных) // Геохимия. - 1999. - № 10. - С. 1027–1042.

[3] Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Возраст бимодального и щелочно-гранитного магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, хребет Тост, Южная Монголия // Петрология. - 2005. - Т. 12, № 2. - С. 232-239.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ УСТЬ-БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kilom@gin.bsc.buryatia.ru

Усть-Баргузинская впадина – отрицательная морфоструктура, которая вместе с Баргузинской котловиной относится к восточному флангу Байкальской рифтовой зоны и расположена на юго-восточном побережье озера Байкал. Днище впадины – аллювиально-озерная равнина с болотными низинами и предгорные наклонные террасовидные ступени – выполнено различными по генезису континентальными осадочными образованиями четвертичного возраста. Террасовые образования состоят из блоков высоких и низких террас, которые распространены главным образом вдоль подножий Голондинского хребта и отображены следующими уровнями – VI (высота 80-100 м, возраст – Q_1^2-Q_2^1), V (50-80 м, Q_2^{1+2}) и IV (25-50 м, Q_2^{3+4}). Низкие террасы также состоят из трех слабонаклонных уровней, соответствующих поверхностям III (15-25 м, Q_3^1), II (9-12 м, Q_3^2) и I (7-9 м, Q_3^4-Q_4^1) ступеней.

Шестая надпойменная терраса ранне-средненеоплейстоценового возраста расположена на междуречье Большой и Малой Гусих в приподошвенной части северо-западного склона Голондинского хребта. Тело ее сформировано песками различной крупности зерна – от алевропесков и алевритовых песков (средневзвешенный размер частиц, x=0,19-0,2 мм) до средне-мелкозернистых, среднезернистых (x=0,31-0,41 мм) и крупно-среднезернистых песков (x=0,61-0,64 мм).

По статистическим параметрам осадки характеризуются изменчивой сортировкой – от совершенной (коэффициент сортировки Траска S_0=1,22-1,36, стандартное отклонение σ=0,18) до плохой (S_0=1,89; σ=0,52). В первом случае такое положение соответствует достаточной длине транспортировки субстрата перед его отложением в условиях слаботурбулентной подвижной среды. С ухудшением показателей сортированности происходило сокращение пути перемещения материала без должной его динамической обработки в обстановке роста живых сил седиментации. По коэффициентам асимметрии S_k Траска и статистическому α пески имеют положительную асимметрию (S_k<0; α>0) с местоположением моды осадка в левой части эмпирического полигона распределения и лучшей сортировкой крупнозернистой части гранулометрического спектра. Эксцесс (τ) также положителен, что указывает на определенную тектоническую стабильность и поступление небольших порций обломочного вещества. Коэффициент вариации ν принадлежит области как смешанного лимно-флювиального накопления, так и устойчивых стационарных аквальных водотоков турбулентного характера с сезонными колебаниями водности.

Палеопотамологическая модель диагностирует формирование осадков в неглубоких (2-5 м) озеровидных проточных водоемах. Привнос субстрата в седиментационный бассейн происходил за счет естественных блуждающих потоков равнинного типа (число Фруда, Fr≤0,1), динамика которого характеризовалась переходным типом между ламинарным и турбулентным режимами осадконакопления (0,1<x<1,0), транспортировкой частиц путем качения (x>0,35) и сальтационным способом (0,1<x<0,35). Критерий устойчивости русел (φ) определяет их слабоподвижный (<100 ед.) характер и неспособность к осуществлению масштабных русловых преобразований. Кроме того, они находились в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (коэффициент шероховатости, n>38). Ясна и фациальная принадлежность данных отложе-

ний – аллювиальные пески прирусловых и озерно-аллювиальные пески лимнических береговых и прибрежных фаций.

Пятая надпойменная терраса средненеоплейстоценового возраста (первая половина) имеет большее площадное распространение и залегает полосой вдоль подножия Голондинского хребта на междуречном пространстве рек Большой и Малой Гусих. Выполнена тонкослоистыми алевритово-мелкозернистыми (x=0,2), средне-мелкозернистыми (x=0,26-0,3) и мелко-среднезернистыми песками (x=0,32-0,34 мм). Доля пелитовых частиц в отдельных пробах достигает трети массы осадка, содержание псефитовых разностей не превышает 1 %. Кроме этого, в разрезе террасы имеются линзовидные горизонты песчанистых плотных глин мощностью до 0,5 м.

Сортировка отложений – от очень хорошей до хорошей (S_0=1,32-1,50; σ=0,15-0,37), что позволяет констатировать характер седиментогенеза в умеренно-турбулентной среде, энергетика которой была самодостаточной, что привело к формированию и преобладанию крупнозернистой составляющей гранулометрической совокупности осадков (α>0, S_k<1). Значения эксцесса характеризуются знаком «+», что дает основание говорить о постоянстве внедрения небольших порций вещества в бассейн седиментации, соответствующей его обработке и сравнительно стабильном тектоническом фоне. Подобные условия типичны для стационарных водных пространств, имеющих определенные вариации своего физического состояния (ν=0,61-1,45). Для впадавших в сквозной неглубокий озерный (2-6 м) водоем малоподвижных (φ<100 единиц) палеопотоков был характерен равнинный тип русла (Fr=0,03-0,07) в нормальном придельтовом (число Лохтина, Λ=1,6-1,9) положении состояния ложа с беспрепятственной поступательной динамикой воды (n>39).

Кроме описанного выше сценария осадконакопления, в этот временной промежуток во впадине имели место малопроточно-застойные условия в озерном бассейне седиментации, в которых сформировались осадки непостоянного гранулометрического состава псаммит-алевропелитовой структуры при субламинарном режиме осаждения и критически малых скоростях переноса вещества. В фациальном отношении отложения V террасы имеют дифференцированную природу. Глинистые и алевритовые разности с тонкой слоистостью отлагались как в более глубокой, так и в прибрежной полосе акватории лимнических объектов со слабым волнением и придонным течением с преобладанием приглубых и прибрежных фаций озерной макрофации. Средне-мелкозернистые пески накапливались блуждающими речными потоками с замедленными скоростями движения воды (нестрежневые фации).

Сформированная во второй половине среднего неоплейстоцена *четвертая надпойменная терраса* имеет наибольшее развитие. Она, с одной стороны, сплошным широким поясом прислонена непосредственно к подошве Голондинского хребта, а с другой – занимает самое низкое положение в серии высоких террасовых ступеней на междуречье Большой и Малой Гусих. В вещественном плане осадки данного образования представлены довольно узким песчаным спектром – от алевритово-мелкозернистых, мелкозернистых до средне-мелкозернистых разностей (x=0,22-0,34 мм). В целом же, эмпирический полигон распределения частиц дисбалансирован – пелитовая составляющая значительно превалирует над псефитовой (10-38 и 1-1,5 %).

Динамические показатели характеризуют отложения как совершенно, хорошо и умеренно сортированные (S_0=1,20-1,76; σ=0,17-0,41), одновершинная мода (α>0, S_k>1) сдвинута большей частью в сторону мелких частиц (условно повышенный энергетизм среды седиментации, живых сил которой было явно недостаточно, чтобы обрабатывать грубозернистую часть обломочного субстрата). Эксцесс положителен, что свидетельствует об относительной стабильности протекания неотектонических явлений на данной территории. Коэффициент изменчивости (ν=0,7-1,3) указывает на возможность накоп-

ления таких осадков в подвижной среде, характерной для речных систем, так как почти целиком соотносится с полем однонаправленных поступательных стационарных потоков. Палеопотамологические данные определяют осадкообразовательный процесс блуждающими водотоками равнинного (Fr=0,04-0,07) типа с постоянными руслами (площадь водосбора >100 км^2) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды (n>40) при впадении в конечный водоем (Λ<2,0).

В самом начале верхнего неоплейстоцена, в казанцевское время, была образована *третья надпойменная терраса*. Она широким фронтом распространена в южной и юго-восточной части впадины вдоль подножий Голондинских гольцов и Шаманского выступа на междуречных пространствах левых притоков р. Баргузина. Сложена горизонтально- и косослоистыми песками различной структуры – от алевропесков (x=0,24 мм), средне-мелкозернистых, мелко-среднезернистых (x=0,39-0,51 мм), до крупно-среднезернистых песков (x=0,73 мм).

Осадки имеют как умеренно хорошую сортировку (S_0=1,38-1,58; σ=0,24-0,52), так и очень плохую (S_0=2,2; σ=0,7-1,2), достаточная степень которой соответствует удлинению пути переноса в условиях стабильного переходного режима между субламинарным и турбулентным типами осаждения. Недостаточная сортировка связана с усилением энергетизма среды седиментации и ее живых сил, что обусловило подъем транспортирующей мощности, врезание водотоков и переуглубление их продольного профиля с появлением «мутных» потоков. Отложениям свойственна гомомодальность с улучшенной сортированностью крупнозернистой, по сравнению с тонкозернистой, левой, по отношению к медианному диаметру, частью эмпирического полигона распределения (α>0, S_k<1). Несмотря на повышенный динамизм в среде осадконакопления, тектоническая составляющая процесса седиментации остается в некоторой степени постоянной (возрастание числовых показателей эксцесса в пределах первых десятков единиц). Значения коэффициента вариации схожи с таковыми, присущими флювиальным условиям аккумуляции (ν=1,0-1,6) стационарными сезонно-колебательными водотоками с однонаправленным движением воды.

Преимущественно для нижней части толщи процесс аккумуляции по палеопотамологическим характеристикам мог осуществляться блуждающим, средним по величине водотоком полугорного грядового (Fr>0,1) типа с натуральным постоянным руслом (площадь водосбора >100 км^2) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды (коэффициент шероховатости n>35). φ-критерий устойчивости русел определяет его как близкое к переходному между слабоподвижным и подвижным типами. По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации (русловые нестрежневые группы фаций). Верхняя часть разреза террасы формировалась в более спокойной гидродинамической среде в условиях вновь образовавшегося подпорного слабопроточного неглубокого (до 5 м) лимнического объекта. Внедрявшиеся в этот водоем палеореки имели равнинный тип русла (Fr<0,1). По фациальному облику данные отложения коррелируются с прибрежно-береговой группой озерной макрофации.

Вторая надпойменная терраса верхненеоплейстоценового возраста (ермаковская эпоха) развита фрагментарно вдоль русла Баргузина и его основных притоков. Толща ее сложена разнозернистым набором обломочного субстрата (x=0,26-0,48 мм) с весьма высоким содержанием алевритово-глинистых частиц (до 56 %), что позволяет классифицировать эти образования как алевропески. Это наименее сортированные, одномодальные осадки (S_0=2,1-2,4; σ=0,3-0,7), накапливавшиеся в относительно подвижной среде аккумуляции (α>0). Небольшие показатели эксцесса определяют некую равновесную эволюцию тектонических событий. Значения коэффициента вариации (ν=1,32-1,50) соотносят условия седиментации на этот временной промежуток с областью по-

стоянных водотоков при сезонном колебании водности. Местом аккумуляции наносов являлся постоянный слабоподвижный извилистый поток равнинного (Fr=0,05-0,07), реже полугорного грядового (Fr=0,11) типа средних рек в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды (n>37), с переходным режимом осаждения и сальтационным переносом. В фациальном отношении исследуемая толща соотносится с русловыми нестрежневыми и пойменными фациями речной макрофации аллювиального парагенетического ряда материковых осадочных образований.

Финальнонеоплейстоценово-раннеголоценовая *первая надпойменная терраса* в виде разрозненных массивов залегает среди пойменных отложений Баргузина. Верхняя часть разреза сложена тонкозернистыми и алевритовыми песками (x=0,08-0,3 мм), низы толщи образованы хорошо промытыми крупно-среднезернистыми и гравелистыми песками (x=0,46-3,43 мм) с наклонными и косыми сериями. Обломочный материал средней степени окатанности гравия до 22 %, мелких галек – до 8,5 %.

Отложениям свойственна как умеренная сортировка (S_0=1,56; σ=0,58), так и полное отсутствие таковой (S_0=2,51; σ=4,86), асимметричное распределение со сдвинутой в сторону крупных (S_k<1, нижняя часть толщи) и мелких частиц (S_k>1, верхние горизонты) модой. Тектонические условия осадконакопления были стабильными с некоторым дефицитом поступающего вещества (τ>0). Коэффициент вариации определяет генезис данных осадков (ν=1,27-1,42) как флювиальный – турбулентный речной с поступательным характером движения воды.

Палеопотамологические характеристики для данного отрезка наиболее рельефны, так как преимущественное развитие получили горные потоки с оформившимися аллювиальными грядовыми формами (Fr=0,39), извилистыми, галечно-валунными ложами русел и неспокойным течением (n=27). Динамика имела ярко выраженный турбулентный режим осаждения. Генетико-фациальная сущность осадков – аллювиальные русловые грядовые и в меньших количествах – пойменные пески речной фациальной группы.

Таким образом, начиная со второй половины нижнего и до середины среднего неоплейстоцена в Усть-Баргузинской впадине имели место в основном лимнические обстановки седиментации. Со второго отрезка среднего неоплейстоцена озерный режим депрессии постепенно сменяется рекой в придельтовом положении своего русла. Столь длительное существование лимнических условий осадконакопления во впадине следует соотнести, в первую очередь, с ингрессиями вод Байкала в прилегающие понижения его горного обрамления. Формирование низов третьей террасы (казанцевская эпоха) происходило в динамичной аквальной среде при наличии сети палеопотоков полугорного типа. К финалу этого времени происходит смена условий аккумуляции с появлением нового озерного характера седиментации и изменением гидрологического режима рек на равнинный тип в придельтовых условиях. Те вариации в характере гидрологического режима рек Баргузинского водосбора в период накопления второй террасы при относительно спокойном протекании тектонических процессов на данной территории имеют явную палеоклиматическую направленность. Уменьшение диаметра руслоформирующих фракций следует сопоставить в первую очередь со спадом живых сил потока (его глубины и скорости). Данное обстоятельство функционально зависит от прогрессирующей аридности, понижения температуры, ослабления эрозионной работы водотока и общего похолодания климата. Рубеж неоплейстоцена-голоцена нашел свое отражение в смене переходных, малодинамичных условий осадкообразования на ярко выраженный турбулентный режим горных рек. Венчающие разрез первой террасы пески образовались в слабоподвижных условиях при переходе от горного типа русел к полугорному, что характерно для сегодняшних рек впадины.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект №05-05-97281).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КОТОКЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kilom@gin.bsc.buryatia.ru

Котокельская впадина расположена на юго-восточном побережье озера Байкал, имеет в плане субмеридиональную овальную форму и представляет собой южный сегмент Кикинско-Котокельско-Каточик-Туркинской группы впадин в пределах перехода байкальских рифтовых структур к передовой ступени улан-бургасской морфоструктуры. Большая часть депрессии занята водами оз. Котокель. Слабонаклонное в сторону озера Котокель и долины Кики суходольное днище впадины выполнено разнообразным комплексом рыхлых осадков четвертичного возраста аквального, коллювиального и эолового парагенетических рядов континентальных образований. Для познания истории развития седиментогенеза квартера наибольший интерес представляют образования флювиального генезиса, которые имеют в котловине наибольшее площадное распространение.

Самые ранние по возрасту, эоплейстоцен-нижненеоплейстоценовые отложения слагают *седьмой эрозионно-аккумулятивный уровень* высотой 100-120 м, который прослеживается вдоль северо-западного подножья Зезивандинского отрога. С поверхности терраса повсеместно перекрыта супесчано-песчаным лессовидным бестекстурным плащеобразным слоем серого цвета мощностью до 2 м. Вскрытая верхняя часть толщи представлена светло-серым, слабопромытым, алевритовым средне-мелкозернистым (средневзвешенный диаметр частиц x=0,26 мм), субгоризонтально-слоистым песком кварц-полевошпатового состава без каких-либо включений обломочного материала. По имеющимся наблюдениям на контакте описываемой толщи с коренным ложем залегает горизонт интенсивнообохренных дресвяно-щебнистых осадков с бурым суглинистым наполнителем, переходящим в кору дезинтеграции лейкократовых гранитов второй фазы витимканского раннепалеозойского интрузивного комплекса.

Стандартное отклонение σ, а также подобный ему коэффициент Траска определяют умеренный характер отсортированности отложений (табл. 1). Коэффициент асимметрии S_k>1 с правосторонним модальным перекосом по пути мелких частиц оценивает уровни активности среды седиментации на этот временной отрезок как незначительные. Положительные в малых пределах значения эксцесса (τ) указывают на существование некой неравновесности состояния среды накопления вещества в период аккумуляции, вызванной возможными дифференцированными тектоническими подвижками, что могло привести к росту эрозионной деятельности, усилению плоскостного смыва и вместе с тем его слабой динамической обработке, уступавшей привносу дополнительных порций материала. Параметры коэффициента изменчивости, отражающего степень турбулентности и величину разброса средних показателей энергии в той или иной фациальной обстановке, соответствуют интервалу 0,4<ν<0,8, который принадлежит области смешанного аллювиально-озерного генезиса, и надежно подтверждают аквальное происхождение алевритово-песчаных отложений VII террасы.

По методике палеопотамологических реконструкций можно достаточно уверенно констатировать характер накопления осадков, которое совершалось в неглубоком (до 1,5-2 м) озеровидном слабопроточном стационарном водоеме (табл. 2). Транспортирование наносов осуществлялось равнинным (Fr<0,1) типом настоящих русел с площадью водосбора >100 км^2 в удовлетворительных условиях состояния коренного ложа и сво-

бодного движения воды (n>41). Начальный момент движения терригенных частиц и их дальнейшее сальтационное, скачкообразное перемещение (x>0,1) водным потоком было возможным при достижении нижнепорогового значения срывающих скоростей в 0,3 м/с. Прекращение транзита и их новое преобразование в осадок происходило при понижении придонной скорости до 0,2 м/с. Уклон продольного профиля палеоводотоков составлял величину всего 0,4 м/км, поэтому поверхностные скорости течения не могли быть значительными – 0,43 м/с. Следствием этого, по всей видимости, является малоподвижный характер изменения положения русла в пределах днища речной долины (φ-критерий до 100 единиц). Формат песчаных зерен, а также завышенный суммарный процент алевритов (30-40 %) определяют образование данных осадков главным образом в прибрежных участках акватории озерных водоемов с наибольшим распространением соответствующих фаций лимнической макрофации.

Таблица 1

Статистические параметры осадков

Номер пробы (терраса)	Коэффициент сортировки, S_0	Коэффициент асимметрии, S_k	Средневзвешенный размер частиц, x, мм	Стандартное отклонение, σ	Коэффициент вариации, v	Коэффициент асимметрии, α	Эксцесс, τ
3055 (7)	1,55	1,12	0,26	0,15	0,59	0,69	0,37
1465 (6)	1,47	0,89	0,32	0,20	0,63	4,97	4,62
1466 (6)	1,47	0,94	0,32	0,19	0,59	5,29	5,55
1467 (6)	1,44	0,99	0,27	0,18	0,68	5,44	8,28
3056 (6)	1,52	0,88	0,29	0,17	0,57	0,50	4,40
3052 (4)	1,43	0,74	0,35	0,22	0,63	1,61	6,55
3053 (4)	1,41	0,93	0,32	0,20	0,63	1,69	7,84
3054 (4)	1,54	0,73	0,35	0,22	0,62	1,69	7,43
1469 (3)	1,50	0,79	0,36	0,23	0,64	4,34	2,44
145 (3)	1,41	0,81	0,34	0,21	0,60	2,15	11,96
146 (3)	1,47	0,76	0,33	0,21	0,61	1,15	3,96
147-2 (3)	1,59	0,73	0,32	0,20	0,63	1,13	3,96

Раннесредненеоплейстоценовая *шестая* эрозионно-аккумулятивная терраса высотой 80-100 м имеет значительно большее площадное развитие вдоль бортовой части Зезивандинской гривы в виде широкой (до 1,5-2 км) полосы со слабонаклонной неровной залесенной поверхностью и дефляционной проработкой до глубины не менее одного метра. Морфологически терраса отчетливо выражена и хорошо «отбивается» на аэрофотоснимках (АФС). В целом она сложена серым, палевым псаммитовым материалом, имеющим довольно однообразную средне-мелкозернистую структуру (x=0,27-0,32 мм) с соответствующим фракционным распределением. Характерно ритмичное маломощное субгоризонтальное, наклонное, реже слабоволнистое и косое залегание. По вертикали строение толщи невыдержанное, часты прослои и линзы темных илов, серовато-коричневатых, бурых тонкослоистых запесоченных суглинков, бурых, серых, пластичных голубовато-серых глин, отмечается интенсивное точечное и послойное обогащение окислами и гидроокислами железа, включения растительных остатков, но зерен псефитовой размерности не обнаружено. Самым верхним горизонтам свойствен лессовидный облик. Минеральный состав кварц-полевошпатовый в соотношении 1:1, зерна кварца неокатанны, полевых шпатов – полуокатанны.

Таблица 2

Палеопотамологические характеристики осадков

Номер пробы	Срывающая скорость, $v_{ср}$, м/с	Скорость отложения, $v_{отл}$, м/с	Глубина потока, H, м	Скорость потока, v, м	Универсальный критерий Ляпина, β	Уклон, I, м/км	Коэффициент шероховатости, n	Ширина потока, B, м	Число Фруда, Fr
3055	0,31	0,20	1,22	0,43	0,22	0,40	41,7	11,3	0,05
1465	0,33	0,21	1,65	0,46	0,26	0,62	40,3	20,6	0,07
1466	0,33	0,21	1,61	0,46	0,26	0,61	40,3	19,5	0,07
1467	0,32	0,20	3,20	0,43	0,23	0,44	41,4	77,3	0,05
3056	0,32	0,20	1,21	0,44	0,24	0,51	41,0	11,1	0,06
3052	0,33	0,21	2,03	0,47	0,28	0,73	39,7	31,2	0,08
3053	0,33	0,21	1,85	0,46	0,26	0,62	40,3	26,0	0,07
3054	0,33	0,21	1,98	0,47	0,28	0,73	39,7	29,6	0,08
1469	0,34	0,21	1,78	0,48	0,28	0,78	39,5	23,8	0,08
145	0,33	0,21	1,87	0,47	0,27	0,69	39,9	26,4	0,07
146	0,33	0,21	1,89	0,46	0,27	0,65	40,1	27,0	0,07
147-2	0,33	0,21	1,85	0,46	0,26	0,62	40,3	26,0	0,07

Набор статистических характеристик отложений описывает их как хорошо сортированные (S_0=1,44-1,52; σ=0,17-0,2), асимметричные (S_k<1; α>0) со сдвинутой модой в сторону крупных частиц (возрастание количества энергии в среде седиментации, крупнозернистая часть гранулометрического спектра сортирована лучше тонкозернистой и преобладает в осадке), эксцесс большей частью положителен в пределах первых единиц (некоторое постоянство тектонических условий осадконакопления при стабильном поступлении материала и его улучшенной динамической обработке). Коэффициент вариации песков (ν=0,5-0,7) свидетельствует об аквальном, преимущественно смешанном характере бассейна седиментации с наличием проточных с малой глубиной лимнических объектов и поступательных с замедленными гидродинамическими показателями русловых потоков равнинного типа, что очень напоминает условия аккумуляции наносов седьмого уровня.

Самое большое площадное развитие на южном замыкании Котокельской впадины получили уровни седиментации, соответствующие формированию средненеоплейстоценовой *четвертой* (высотой 25-35 м) и верхненеоплейстоценовой *третьей* (17-25 м) террас. Субгоризонтальная поверхность четвертой террасы хорошо дешифрируется на АФС благодаря отчетливо выраженному бровочному уступу. Отдельные небольшие останцовые фрагменты ее встречаются среди иных, более низких ступеней. Для обоих уровней характерна ветровая переработка верхних частей толщ с образованием многочисленных гряд и коридоров выдувания, нередки термокарстовые блюдцеобразные понижения. Отложения данных террас обладают большой аналогией – слабопромытые, серовато-желтоватые мелко-среднезернистые пески (x=0,32-0,36) с субгоризонтальной, наклонной и волнистой слоистостью, без включений обломочного материала, с илистыми прослоями, карбонатизацией верхних и ожелезнением нижних пачек. Осадки IV уровня по минеральному составу полевошпатово-кварцевые с переменой на кварц-полевошпатовые по мере роста глубины залегания, неокатанными зернами кварца и полуокатанными полевых шпатов. Наносы III террасы характеризуются примерно равным содержанием слабоокатанных зерен кварца и полевого шпата.

Коэффициент Траска (S_0=1,63-1,75) и стандартное отклонение (σ=0,54-1,02) определяют сортировку как умеренно-хорошую (короткое перемещение наносов в слаботурбулентной среде без образования транзитных фракций). Асимметрия со знаком «+», мода осадка находится в левой части эмпирического полигона распределения и смещена в сторону крупных частиц. Положительные значения эксцесса довольно близки, что подтверждает относительно равновесный характер проявления тектонических событий. Коэффициент вариации целиком соответствует области негомогенного аквального генезиса.

Потамологические исследования определяют глубины лимнических палеобассейнов величиной не более 2-2,5 метров. Ввиду положения речных водотоков в приустьевых условиях подпора вод, им был свойствен незначительный уклон – 0,5-0,8 м/км, скорости перемещения частиц 0,3 м/с, придонные скорости отложения 0,2 м/с, поверхностные скорости течения 0,4-0,5 м/с, максимальные глубины на стадии самого большого заполнения русла водой до 2 м при ширине 10-30 метров. Число Фруда диагностирует равнинный (Fr<0,1, площадь водосбора >100 км^2), слабомобильный (φ<100 единиц) тип стабильных, хорошо разработанных русел со свободным, поступательным характером перемещения воды в благоприятной и очень благоприятной обстановке состояния ложа (n>39-40) с переходным режимом осаждения (0,1<x<1,0). Таким образом, формирование осадков IV-III террас совершалось преимущественно в близбереговой зоне мелководного относительно крупного проточного озерного водоема как с колебательным, так и с поступательным характером физического состояния, что и привело к преобладанию в разрезах береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации при некотором участии речных.

Анализируя условия осадкообразования, имевшие место в Котокельской впадине на протяжении всего неоплейстоцена, можно отметить, что на рубеже эоплейстоцена – неоплейстоцена в котловине возник стационарный неглубокий слабопроточный озеровидный водоем, где наряду с доминированием лимнических условий седиментации в прибрежной полосе акватории имели место и речные, связанные с проникновением в бассейн аккумуляции палеоводотоков малоподвижного равнинного характера. Подобная обстановка просуществовала вплоть до начала среднего неоплейстоцена, в первой половине которого происходила неоднократная деградация озерной системы с распадением ее на небольшие отдельные застойные объекты, в которых совершалось накопление болотных и озерно-болотных фаций (многочисленные прослои и линзы пород глинистого состава с богатым содержанием органики на разных уровнях залегания в теле шестой террасы). Причиной такого положения дел могла быть аридизация климата, обусловленная похолоданием в горах Прибайкалья, приведшая к некоторому недостатку количества свободной текучей воды, а также, по-видимому, небольшие размеры самой депрессии, которые препятствовали накоплению здесь достаточных объемов водных масс. С конца среднего и до финала верхнего неоплейстоцена во впадине вновь происходит реставрация преимущественно лимнической среды седиментации, так как в ее палеогидрологическом режиме не наблюдается каких бы то ни было резких отличий в ситуациях осадконакопления, свойственных IV и III террасовым уровням.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект №05-05-97281).

ОТРАЖЕНИЕ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА В ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

К.М. Константинов, А.Н. Кузьменок*, В.П. Апарин**, М.З. Хузин**, М.Д. Томшин***, Д.П. Гладкочуб**, А.И. Киселев***

*Айхал, Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА» petrophys@amgre.alrosa-mir.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dima@crust.irk.ru
***Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, zemnuhov@diamond.ysn.ru47

История развития Палеоазиатского океана неразрывно связана с формированием Вилюйской палеорифтовой системы (ВПС). Согласно классификации авлакогенов по Е.Е. Милановскому ВПС относится к кировскому типу, характеризующемуся полициклическим развитием структур (позднедокембрийский и фанерозойский этапы) и выраженным ростом внутреннего поднятия (главной инверсией) в позднем цикле **[1]**. Со среднепалеозойским этапом в зоне влияния ВПС связан магматизм основного и ультраосновного состава **[2]**. Наши исследования посвящены именно этим объектам:

- базиты (покровы, силлы, дайки), развитые на территориях Ыгыаттинской, Восточно-Вилюйской и Березовско-Кемпендяйской впадин ВПС, Тогус-Дабаанской мульды Байкальской складчатой области (БСО);

- кимберлиты (около 20 трубок) Якутской алмазоносной провинции;

- другие объекты древней тектонической активизации (дайки, метасоматиты), развитые на северо-западном склоне Алданского и южного края Ангарского щитов, а также разных структурно-формационных зон БСО.

Интерпретация вновь полученных палеомагнитных данных велась с использованием ранее опубликованных материалов **[3-7]**.

Геодинамическая обстановка среднепалеозойского магматизма и рифтогенеза в восточной части Сибирского кратона определялась плюм-литосферным взаимодействием. Петромагнитные, магнито-минералогические и палеомагнитные исследования базитов позволили реконструировать палеомагнитные направления естественной остаточной намагниченности (ЕОН) на момент их внедрения (рис. 1). Установлены заметные различия в рассчитанных по ним палеомагнитных полюсах. Эти различия интерпретированы нами как разворот Алданского блока относительно Ангаро-Анабарского блока по часовой стрелке в течение среднего палеозоя (рис. 2). Предполагается, что в результате этого разворота, спровоцированного плюм-литосферным взаимодействием, по восточной окраине Сибирской платформы началось формирование грабенов, развивающихся впоследствии в рифтовые долины, такие, как Вилюйская, Собольская и Оленекская. Подъем вещества плюма под утоненную литосферу, обусловленную рифтогенной деструкцией, сопровождался декомпрессионным плавлением и образованием больших объемов базальтовых магм. Наиболее интенсивно и полно базитовый магматизм, связанный с рифтогенными процессами, проявился в Вилюйском палеорифте. На его бортах сформировалось два протяженных (до 700 км) дайковых пояса: на северо-западе – Вилюйско-Мархинский (ВМП), а на юго-востоке – Чаро-Синский (ЧСП). Судя по установленному различию в склонениях группировок векторов ЕОН базитов, рифтогенез (продолжительность разворота блока) был растянут во времени, начиная с 420 до 320 млн лет. Изотопные (R-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd) исследования базитов также указывают на то, что их интервал внедрения укладывается в эти же возрастные рубежи **[2, 8-10]**.

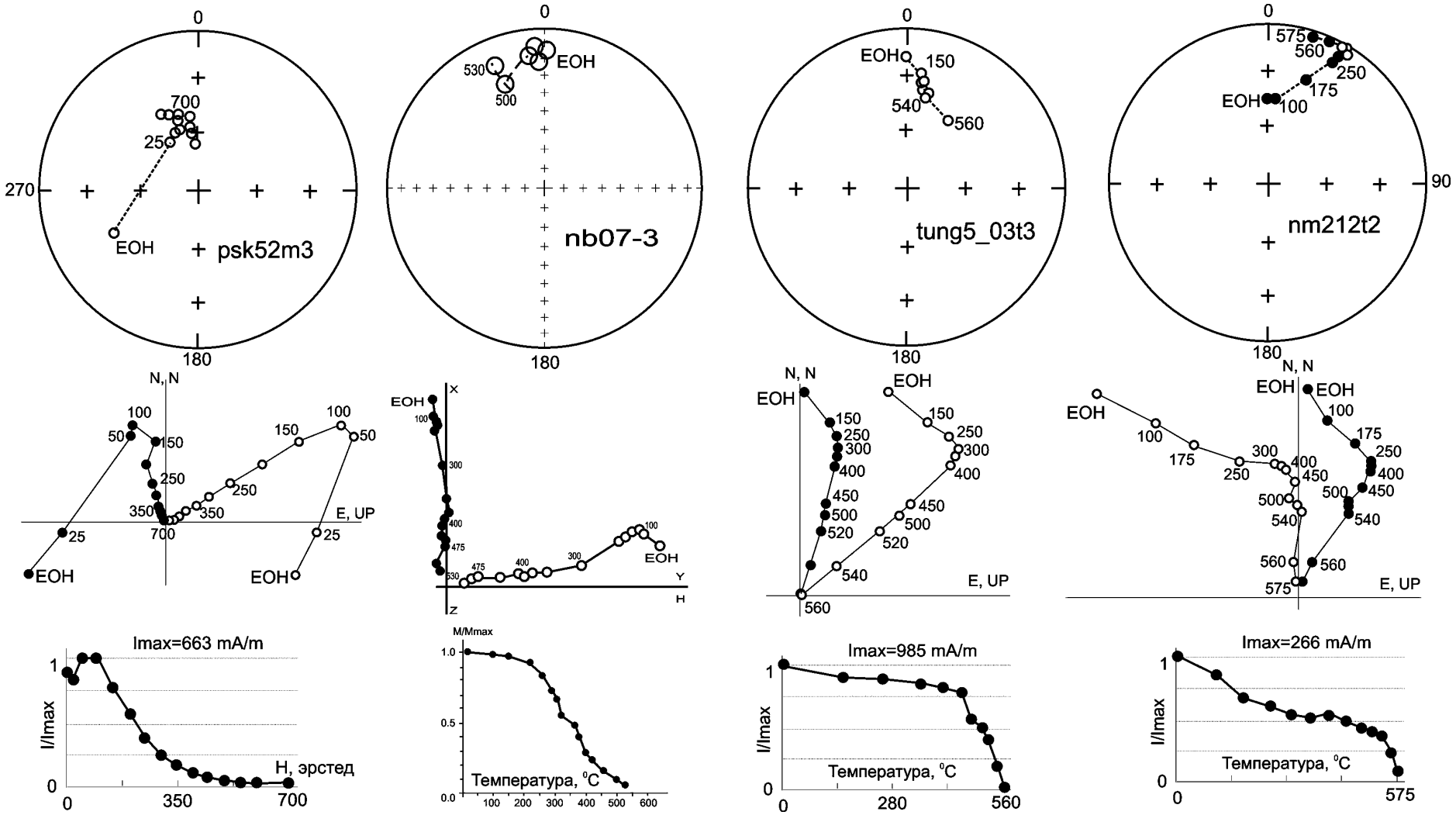


Рис. 1. Лабораторные эксперименты по размагничиванию переменным магнитным полем и температурой (слева направо): кимберлиты тр. Поисковая и Нюрбинская, базиты рек Тюнг и Намана. Стереограммы: черные/светлые кружочки – положительные/отрицательные направления векторов ЕОН. Диаграммы Зийдервельда, черные/светлые кружочки – проекции векторов ЕОН на горизонтальную/вертикальную плоскости.

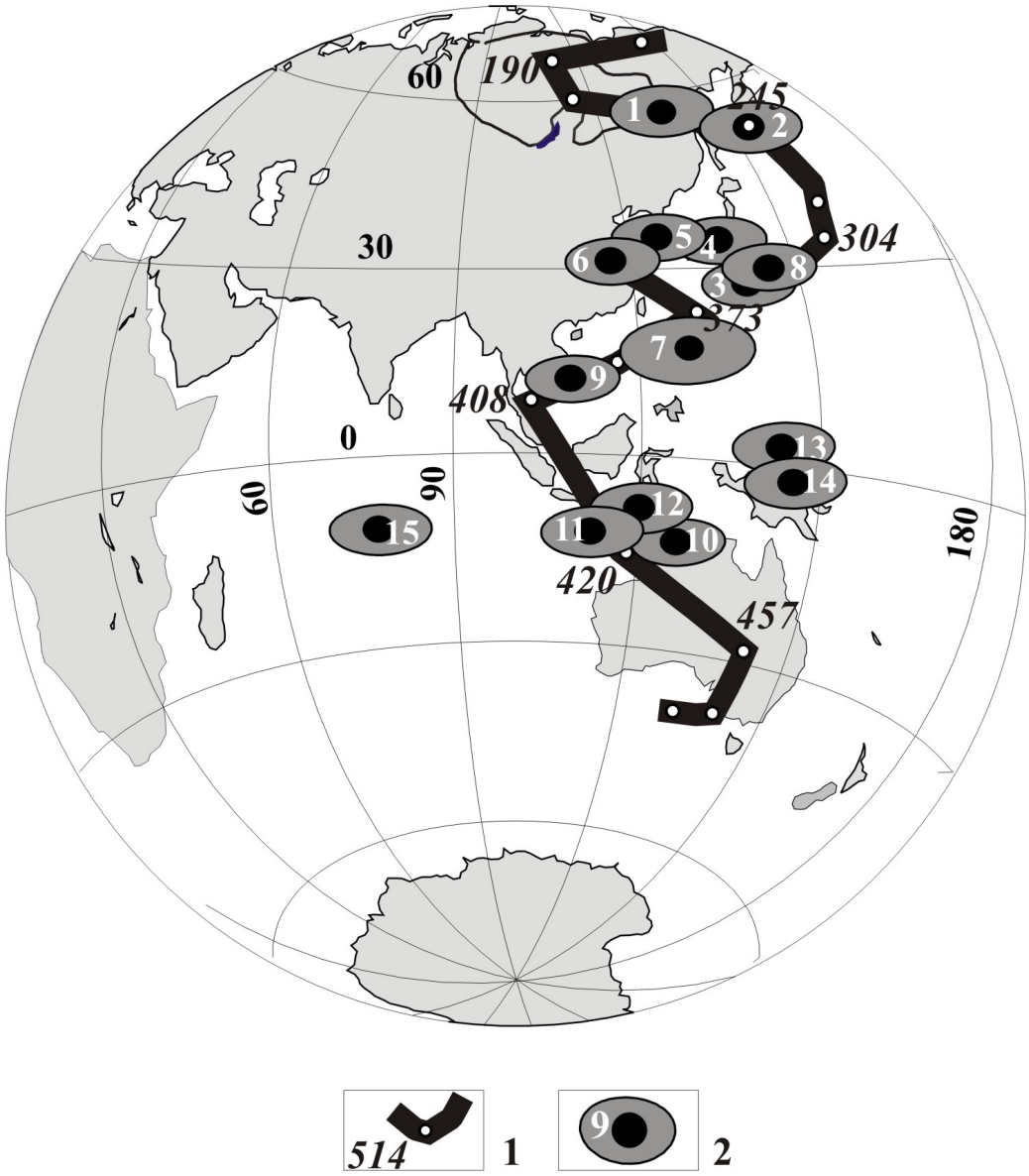


Рис. 2. Положение палеомагнитных полюсов, вычисленных по первичным термоостаточным компонентам кимберлитов и траппов ВПС: 1) траектория кажущейся миграции полюса Сибирской платформы **[12]**, цифра – возраст в млн лет; 2) полюсы по объектам: 1 – Обнаженная, 2 - траппы P_2-T_1 (тр. Айхал, Юбилейная, Сытыканская), 3 – Юбилейная, 4 – Сытыканская, 5 – XXIII съезд КПСС, 6 - Удачная-Западная, 7 – траппы D_3-C_1 (реки Вилюй и Марха), 8 – Заполярная+Поисковая, 9 - Удачная-Восточная, 10 – Ботуобинская, 11 – Нюрбинская, 12 – траппы бассейнов рек Тюнг, Кюленке, 13 - траппы бассейна р. Накын, 14 – Айхал, 15 – трахибазальты наманинской свиты (р. Намана).

Формирование дайковых поясов носило пульсационный характер. В пределах ЧСП промежутки между импульсами внедрения магмы были кратковременными и в пределах основного возрастного этапа магматической деятельности (380-370 млн лет). Происходит образование многократных даек (типа дайка в дайке), состав пород которых последовательно изменяется от габбро-долеритов до сиенитов. В отличие от этого для ВМП интервалы между этапами внедрения базитового расплава были более продолжительными. Основная магматическая деятельность, связанная с формированием, в целом, ВМП, так же укладывается в интервал 380-370 млн лет. Далее, на рубеже 360 млн лет, в Накынском и Мало-Ботуобинском районах произошло внедрение кимберли-

тов. Завершилась магматическая деятельность в отдельных участках ВМП в раннекарбоновое время (340-320 млн лет). На это же время указывает и единая группировка палеомагнитных полюсов, полученная по разным объектам Восточной Сибири (рис. 2). Полученные единичные более древние (440-420 млн лет) изотопные возраста принадлежат породам, содержащим значительное количество протокристаллических минералов. Установлено, что образование этих пород и минералов связано с фракционированием базитовой магмы в глубинном промежуточном очаге, возможно возникшем сразу после отделения расплава от протолита **[11]**.

Работы выполнены при поддержке интеграционной Программы РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту», а также РФФИ (гранты 04-06-64412; 05-05-64043) и Фонда содействия отечественной науке.

[1] Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. - М.: Недра, 1983. - 280 с.

[2] Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского авлакогена. - М.: Недра, 1975. - 183 с.

[3] Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. Paleomagnetic study of the Vendian - Early Cambrian aged rocks of South Siberia and Central Mongolia: Was the Siberian platform assembled at this time? // Precambrian Research. - 2001. - P. 61-92.

[4] Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. - 2002. - № 48. - P. 1-33.

[5] Константинов К.М. Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Накынского алмазоносного района // Материалы семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. Борок, 17-19 октября 2003 г. - С. 34-35.

[6] Tomchin M.D., Konstantinov K.M. Basic dike belts of the Viluyi paleorift (Siberian platform) // Fifth International Dyke Conference IDC 5, Rovaniemi, Finland, 2005. – P. 51.

[7] Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М., Ватанабе Т. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника. - 2000. - № 6.

[8] Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. - Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. – 128 с.

[9] Мащак М.С., Наумов М.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм Накынского кимберлитового поля и проблема возраста кимберлитов // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (АЛМАЗЫ–50): Материалы научно-практической конференции, посвященной пятидесятилетию открытия первой алмазоносной трубки «Зарница». МПР РФ, ВСЕГЕИ, «АЛРОСА», 2004. - С. 224-226.

[10] Зайцев А.И., Корнилова В.П., Фомин А.С., Томшин М.Д. О возрасте кимберлитовых пород Накынского поля (Якутия) // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж. - 2001. - С. 47-54.

[11] Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии // Отечественная геология. - 2001. - № 5. - С. 6-9.

[12] Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Труды ВНИГРИ. - Л., 1991. - 125 с.

А В Т О Р С К И Й У К А З А Т Е Л Ь

Алакшин А.М. 9
Альмухамедов А.И. 67
Анисимова С.А. 55
Анникова И.Ю. 17
Антипин В.С. 13, 17
Апарин В.П. 21, 155
Бараш И.Г. 23, 125
Башарин А.К. 27, 31
Беличенко В.Г. 23
Беляев С.Ю. 27, 31
Бережная Н.Г. 125
Бородина Е.В. 106
Будаев Р.Ц. 147, 151
Буслов М.М. 34
Бучко И.В. 38
Васюкова Е.А. 106
Великославинский С.Д. 38
Верниковская А.Е. 41
Верниковский В.А. 41
Вингейт М. 84
Владимиров А.Г. 17, 44
Владимиров В.Г. 44
Водовозов В.Ю. 78
Волкова Н.И. 48
Гаськов И.В. 52
Гелетий Н.К. 55
Гладкочуб Д.П. 59, 78, 84, 106, 155
Гордиенко И.В. 63, 67
Горнова М.А. 67
Грацианова Р.Т. 89
Гребенщикова В.И. 69
Де Граве И. 34
Деев Е.В. 93
Демонтерова Е.И. 74
Демьянович В.М. 121
Джин П. 129
Диденко А.Н. 78, 135
Донская Т.В. 59, 78, 84
Егорова В.В. 106
Елкин Е.А. 89
Елкина В.Н. 89
Зиновьев С.В. 93
Зорин Ю.А. 98
Зыкин В.С. 34
Иванов А.В. 74, 98
Иванов К.С. 117
Изох А.Э. 102, 106
Изох Н.Г. 109
Изох О.П. 109
Казанский А.Ю. 112
Ким В.В. 116
Киприянова Т.П. 89
Киселев А.И. 155
Клец А.Г. 31, 117
Ключевский А.В. 121
Коваленко В.И. 129, 133
Коваль П.В. 69
Ковач В.П. 41, 125, 129, 133, 135
Кожевников В.М. 98
Козаков И.К. 125, 129, 133, 135, 139
Козловский А.М. 143
Коломиец В.Л. 147,151
Константинов К.М. 155
Конторович В.А. 117
Котов А.Б. 23, 38, 41, 125, 133, 135
Крук Н.Н. 44
Кузьменок А.Н. 155
Лавренчук А.В. 106
Ларин А.М. 38
Левицкий В.И. 125
Ли Д. 129
Мазукабзов А.М. 59, 78, 84
Матасова Г.Г. 112, 125
Медведев А.Я. 67
Мельникова Т.М. 69
Митрохин Д.В. 112
Носков Д.А. 69
Павлов В.Э. 78
Поллер У. 84
Полянский О.П. 44
Пономарчук В.А. 59
Постников А.А. 112
Рассказов С.В. 74, 98
Резницкий Л.З. 23,125
Саватенков В.М. 143
Сальникова Е.Б. 23, 38, 41, 133, 135, 139
Сараев С.В. 117
Сергеев С.А. 125

Симонов В.А. 52
Скляров Е.В. 48
Склярова А.Е. 116
Сковитина Т.М. 116
Смирнова Т.Г. 9
Сорокин А.А. 38
Станевич А.М. 59, 78
Суворов В.Д. 117
Талент Дж. А. 89
Терентьева Л.Б. 129
Терлеев А.А. 112
Томуртогоо О. 67
Томшин М.Д. 155
Турутанов Е.Х. 69, 98
Федоровский В.С. 84, 116
Федосеенко А.М. 139
Филимонов А.В. 63
Хоменко А.В. 27
Хромых В.Г. 31
Хузин М.З. 155
Чамов С.Н. 116
Чиков Б.М. 93
Шацилло А.В. 78
Шелепаев Р.А. 106
Яковлева С.З. 139
Ярмолюк В.В. 129, 133, 143
Ясенев А.М. 41