
ВАЖНЕЙШИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Приоритетное направление 7.1. ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ТВЕРДЫХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ. ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ, МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ.

Программа 7.1.2. МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ФЛЮИДЫ: ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ЭНЕРГИИ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ

Проект 7.1.2.3. ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА И ЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

(научные руководители проекта д.г.-м.н. В.С. Антипин, д.г.-м.н. В.А. Макрыгина)

Блок 1. Природа, источники и геодинамические обстановки проявления основных-ультраосновных комплексов Сибирской платформы и ее складчатого обрамления на основе изотопно-геохимических исследований (отв. исполнители: к.г.-м.н. С. И. Дриль, д.г.-м.н. А. Я. Медведев).

- Начаты исследования в Монголии в пределах слабо изученного Эрэн-Дабанского докембрийского метаморфического террейна в бассейне р. Шусыйн-Гол, правого притока р. Онон. Составлена схематическая геологическая карта масштаба 1:200000, на которой отражены аллохтоны структурно-вещественных комплексов (СВК): 1) нижний СВК – расслоенные габбро-пироксениты с дайками габбро-долеритов и плагиогранитов, которые выше по разрезу постепенно переходят в мощную (более 2000 м) толщу метабазальтов (*океанический или офиолитовый*); 2) средний СВК (>2000 м) – биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, разнообразные сланцы и кварциты (*окраинноморский*); 3) верхний СВК – кислые и средние вулканиты (*островодужный*). Два нижних СВК в разной степени рассланцованы. По существу, они образуют пакет тектонических пластин (покровов), надвинутых друг на друга с севера на юг (в современных координатах). Получены первые данные по вещественному составу метавулканитов и метагабброидов, которые свидетельствуют о принадлежности комплексов именно к таким обстановкам (д.г.-м.н. А. Я. Медведев).

- Детализация геологических соотношений основных пород Байдарикского блока (Монголия) подтвердила, что участвующие в ранней складчатости метабазиты и серые гнейсы первоначально представляли собой переслаивающиеся вулканиты основного и кислого состава. Более крупные тела основных кристаллических сланцев, иногда секущие плагиогнейсы, представляли собой дайки основного состава, внедрявшиеся в серогнейсовую толщу. Оба структурных типа метабазитов соответствуют выделенным ранее по геохимическим особенностям (1) неконтаминированным базальтам и (2) разностям, контаминированным кислым материалом, подобным ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация) (к.г.-м.н. М. А. Горнова, д.г.-м.н. А. Я. Медведев)

- Проведена паспортизация кимберлитов по минералам-спутникам из большинства трубок Чомурдахского и Огонер-Юряхского полей (Якутия), что позволило выявить типохимические особенности таких барофильных минералов кимберлитов, как пикроильменит и гранат. В результате паспортизации кимберлитовых трубок по особенностям состава гранатов удалось установить существенные различия в составах пород, слагающих литосферную мантию под разными полями трубок. Под Верхнемунским полем в разрезе литосферной мантии заметную роль играет низкохромистый дунит-гарцбургитовый парагенезис, который практически не встречается в других

алмазоносных полях. Под северными Чомурдахским и Огонер-Юряхским полями гранатсодержащие породы литосферной мантии обогащены титаном. Здесь в строении мантии ведущую роль играют породы, относящиеся к пироксенит-вебстеритовому парагенезису (к.г.-м.н. С. И. Костровицкий).

- Продолжены геологические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования девонских базальт-трахириолит-комендитовых ассоциаций области сопряжения Тувинского прогиба и Джидинской рифтовой зоны. Выполнены исследования изотопного состава Sr и Nd для высокотитанистых и умереннотитанистых базитов хребта Кропоткина. Установлено, что обе группы базитов были образованы из общего источника, обладающего изотопными Sr-Nd характеристиками «мантийного ряда», но обогащенного редкими литофильными элементами (д.г.-м.н. А. А. Воронцов).

Блок 2. Геохимическая эволюция и условия формирования гранитоидных и гранитно-пегматитовых систем в коллизионных и внутриплитных палеоструктурах (отв. исполнители д.г.-м.н. В.С. Антипин, д.г.-м.н. В.Е. Загорский).

Редкометалльные гранитоиды.

- Проведены геологические и изотопно-геохимические исследования Биту-Джидинского массива Северной Монголии и Абдарского массива в Центральной Монголии, в строении которых участвуют Li-F редкометалльные амазонит-альбитовые граниты. Абдарский интрузивный массив Li-F гранитов расположен в Монголо-Забайкальской раннемезозойской магматической области на юго-западной периферии Абдар-Хошутулинского интрузивно-дайкового пояса. Он залегает среди девонских метаморфизованных пород песчано-сланцевого комплекса мандальской серии (рис. 1А). Абдарская интрузия имеет куполовидную структуру. Центральная часть массива сложена биотитсодержащими средне- и крупнозернистыми лейкогранитами. Они окаймлены прерывистой зоной амазонит-альбит-циннвальдитовых гранитов, которые обнажаются также и в апикальных частях массива. Взаимоотношения между лейкогранитами и Amz-Ab гранитами в основном фациальные, но встречаются и интрузивные контакты этих двух типов пород. Оценки возраста гранитов Абдарского массива 207 млн лет по биотитам (K-Ar метод) и 209-212 млн лет по породам (Rb-Sr метод) указывают на поздне триасовое время его формирования [Коваленко и др., 1971, 1999]. Начальные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ составили для пород массива 0,84-0,87, величина $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (+1.2), а возраст протолита $T_{\text{DM}2}=900$ млн лет [Коваленко и др., 2003].

Биту-Джидинский массив характеризуется сложной лакколитообразной формой с элементами пластового залегания пород отдельных интрузивных фаз (рис. 1А). В строении массива выделяются три фазы внедрения магм: I-я фаза представлена Pl-Kfs-Qtz-Bt порфировидными гранитами, II-я фаза – Qtz-Kfs-Pl-Bt лейкократовыми гранитами, III-я фаза – Amz-Ab-циннвальдитовыми редкометалльными гранитами. Согласно новым Rb/Sr данным, время внедрения I-ой инициальной фазы гранитоидов Биту-Джидинской интрузии оценивается в 311 ± 10 млн лет (C_2). Получены первые изотопные характеристики для гранитоидов I-ой и II-ой интрузивных фаз Биту-Джидинского массива: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (0.70531-0.70618), $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (+1.1)-(-1,7), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ (17.761-17.961), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ (15.454-15.491), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ (37.426-37.587) и для пород III-ей интрузивной фазы собственно Amz-Ab гранитов: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ (1.07438-1.13533), $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (-2.4)-(-3,8), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ (17.208-17.480), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ (15.420-15.448), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ (36.642-37.504). Возраст протолита для гранитоидных магм Биту-Джидинского массива составил по среднему $T_{\text{DM}2}=1260$ млн лет.

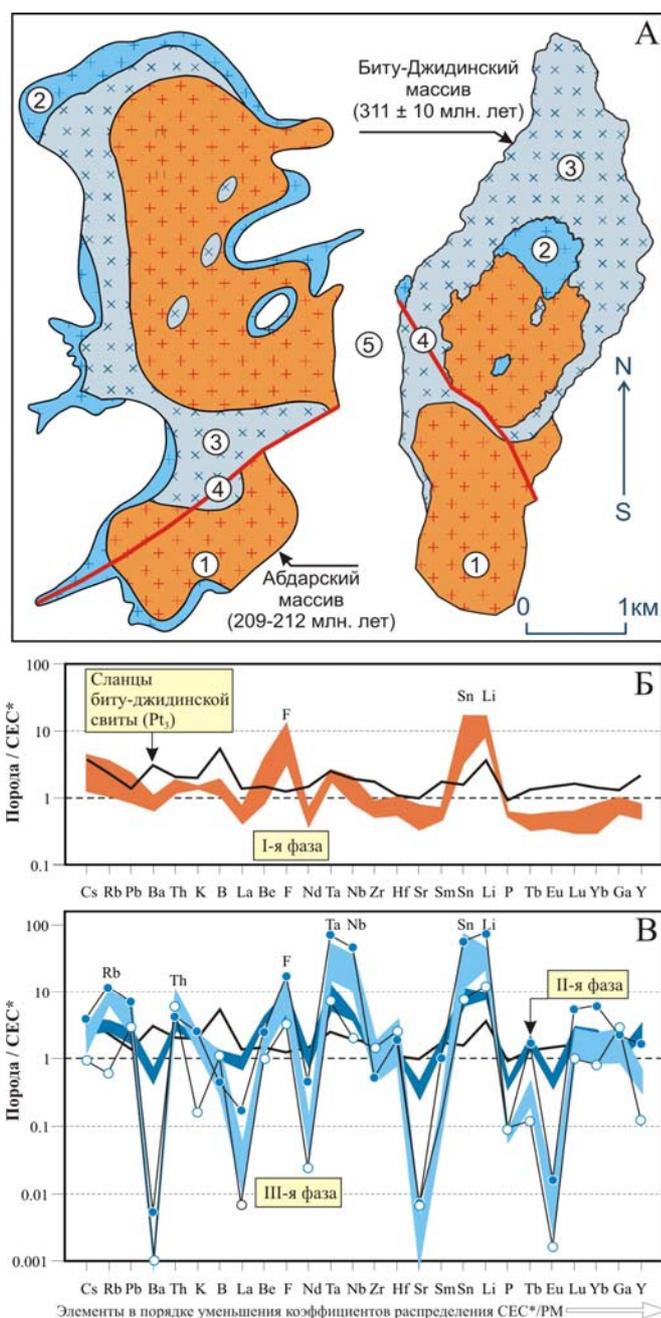


Рис. 1. Схемы геологического строения Биту-Джидинского и Абдарского массивов Li-F гранитов.

А. Схема строения Биту-Джидинского массива приведена по новым данным авторов: 1 – порфировидные граниты I-ой фазы, 2 – лейкократовые граниты II-ой фазы, 3 – амазонит-альбит-циннвальдитовые граниты III-й фазы (границы интрузивные). Схема строения Абдарского массива с упрощениями приведена по данным (Коваленко и др., 1971; Антипин, 1977): 1 – лейкократовые граниты, 2 – мелко- и среднезернистые амазонит-альбит-циннвальдитовые граниты с пегматитами, 3 – среднезернистые амазонит-альбит-циннвальдитовые граниты (границы фациальные). 4 – тектонические нарушения, 5 – вмещающие толщи.

Б, В. Распределение редких элементов в гранитоидах интрузивных фаз Биту-Джидинского массива и в сланцах вмещающей метаморфической толщи. Содержания редких элементов нормированы к среднему составу континентальной коры Восточного Китая, СЕС* (Central East China) по (Gao et al., 1998). Б – составы сланцев вмещающей толщи и гранитов I-ой интрузивной фазы, В – составы гранитов II-ой и III-ей интрузивных фаз.

Породы Абдарского и Биту-Джидинского массивов принадлежат к группе плюмазитовых гранитов Li-F геохимического типа. Концентрации редких элементов, а именно Li, F, Sn, Ga, Rb, Nb, Ta, Pb, Th и U, возрастают в породах последовательно формирующихся интрузивных фаз для Биту-Джидинского массива и в направлении от лейкогранитов к Amz-Ab гранитам для Абдарского массива (Рис. 1Б, В).

Полученные изотопно-геохимические характеристики гранитоидов Абдарского и Биту-Джидинского интрузивных массивов Li-F гранитов согласуются с моделью формирования инициальных Li-F гранитоидных расплавов на уровне нижних горизонтов континентальной коры. Вещество нижней коры имело, вероятно, состав относительно обогащенных LILE биотитсодержащих гранулитов, частичное плавление которых было обусловлено подъемом астеносферного мантийного диапира (плюма). При этом состав и изотопно-геохимические особенности предполагаемого магмообразующего субстрата могут отвечать характеристикам древней протерозойской континентальной коры (д.г.-м.н. В.С.Антипин, к.г.-м.н. А.Б.Перепелов).

- Проведен цикл исследований, посвященных особенностям распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в редкометалльных гранитах интрузий рудоносного (Sn, W, Be, Ta) кукульбейского

комплекса (J_3) на территории Агинской структурно-формационной зоны Забайкалья. По характеру спектров РЗЭ интрузии кукульбейского комплекса подразделяются на две группы: западную, чьи спектры имеют четкие Eu-минимумы, и восточную группу рудоносных интрузий, в РЗЭ-спектрах которых Eu-минимумы практически не выражены. Поскольку средние уровни обогащенности гранитофильными элементами гранит-лейкогранитов главной фазы в обеих группах интрузий практически одинаковы (+16 и +14,9 избыточных кларков для 13-ти элементов), очевидно, что их редкометалльность не связана с дифференциацией материнских магматических расплавов и является их изначальной генетической геохимической особенностью.

Установлено отчетливое снижение концентраций РЗЭ от гранитов главной интрузивной фазы к поздним лейкогранитным дифференциатам комплекса, представленным мусковитовыми и амазонитовыми гранитами, на фоне обогащения этих дифференциатов гранитофильными элементами. Вследствие этого, реально рудоносные тела мусковитовых и амазонитовых гранитов выделяются резко пониженными концентрациями РЗЭ и, напротив, самыми высокими концентрациями гранитофильных элементов, включая рудогенные.

Результаты анализа распределения лантаноидов в рудоносных редкометалльных гранитах кукульбейского комплекса подтверждают сделанный ранее вывод [Козлов, 1985] о невысокой продуктивности интрузий комплекса в отношении Sn-W-редкометалльного оруденения (*д.г.-м.н. В.Д.Козлов*).

Гранитоиды адакитового типа.

- Изучены раннепалеозойские гранитоиды адакитового типа хребта Мунку-Сардык в Восточном Саяне. Эти гранитоиды относятся к группе «коллизийных» адакитов, встречающихся довольно редко среди магматических пород. В основу исследований положен принцип адаптации генетических моделей образования адакитов к реальным геодинамическим условиям. Главная задача была сведена к оценке возраста, места положения в литосфере и состава протолита для гранитоидных магм Мунку-Сардыкского массива и решена с помощью традиционных петрологических методов исследований магматических пород.

1. Определена первичная вещественная характеристика раннепалеозойских адакитовых гранитоидов. Установлено, что эволюция составов гранитоидов связана с процессами смешения первичной мантийной и коровой магм. Коровые магмы были образованы в результате плавления пород слюдянской и хангарульской серий, в тепловом поле интродуцировавших мантийных магм, на уровне стабильности гранулитовых парагенезисов. Составам первичных мантийных магм могут отвечать тоналиты, слагающие дайковую серию, предвещающую внедрение основного объема гранитоидов.

2. Положение источника адакитовых магм в литосфере было определено на основании анализа геохимических и изотопных характеристик с использованием современных генетических моделей. Ключевое значение в этих построениях имеет генетическая ассоциация «NEB (высокониобиевые базиты) – адакиты» в строении массива хребта Мунку-Сардык, позволившая исключить «коровую» гипотезу образования гранитоидов адакитового типа. Тесная пространственная ассоциация базитов NEB и адакитов, конвергентность их геохимических признаков (Рис. 2) свидетельствуют о генетической связи этих пород. Геохимическая типизация адакитов и анализ первичных изотопных отношений дали возможность отнести их к LSA типу магм (Low Si Adakite) (Рис. 2а), источником которых является субконтинентальная литосферная мантия, преобразованная магмами, образовавшимися при плавлении субдуцированной океанической литосферы. Все это позволяет рассматривать в качестве источника первичных мантийных магм метасоматически преобразованные породы субконтинентальной литосферы, а базиты NEB и адакиты – как продукты различной степени плавления этого источника. При этом составы адакитов могут рассматриваться в качестве метасоматического агента, преобразовавшего литосферный источник (Рис. 2б).

3. Возраст источника гранитоидных адакитовых магм был оценен с помощью Rb/Sr и Nd/Sm изотопных данных. Выполненные расчеты показали возраст протолита 2550 ± 100 млн лет. Достоверность полученной датировки была проверена с помощью аналогичных расчетов для вендских гранитоидов адакитового типа (Кузмичев, 2004), возраст протолита для которых составил 2500 ± 50 млн лет. Полученные результаты достаточно хорошо согласуются с данными Sm-Nd изотопной систематики ($T(DM) = 2472-2562$ млн лет). Это позволяет предполагать, что раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна образовались за счет древнего, специализированного литосферного источ-

ника, ремобилизованного при коллизионном событии в раннем палеозое (к.г.-м.н. С.В.Ефремов).

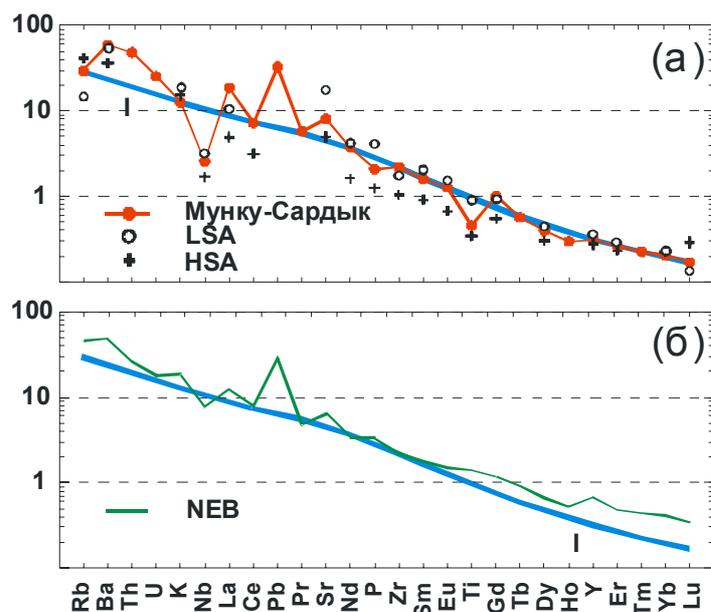


Рис. 2. Геохимические особенности гранитоидов массива Мунку-Сардык. а - адakitы: I-базовая характеристика адakitов массива (синяя линия). б - базиты NEB. Нормировка выполнена по составу N-MORB.

Гранит-пегматитовые системы

- Происхождение миароловых полостей обычно трактуется как результат обособления флюидной фазы при кристаллизации богатых летучими компонентами пегматитовых расплавов. Однако совокупность данных о закономерностях распределения полостей в пегматитовых телах, степени их заполнения минеральным веществом и его составу, результаты изучения минералообразующих сред методами термобарогеохимии, расчетные и экспериментальные данные показывают, что природа миароловых полостей гораздо более сложна.

Методом синтетических флюидных включений изучена система $\text{H}_3\text{BO}_3\text{-NaF-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ при 350-800°C и 1-2 кбар. При 350-700°C и 1-2 кбар в этой системе существует гомогенный флюид. Рост температуры до 800°C (2 кбар) сопровождается явлениями жидкостной несмесимости. При содержаниях 2,4-8,6 мас.% H_3BO_3 и 0.6-1.6 мас.% NaF в растворах сосуществуют водный флюид и плотная водно-силикатная жидкость, которая после охлаждения трансформируется в стеклоподобную фазу. Увеличение концентрации бора (до 25 мас.% H_3BO_3) и фтора (до 5-10 мас.% NaF) приводит к образованию несмесимых фаз – вязкой незамерзающей жидкости и трех водных флюидов разного состава и плотности: низкоплотного газового или парового раствора и двух других с высокой плотностью, насыщенных при 20°C H_3BO_3 или NaF. Изученные растворы в системе $\text{H}_3\text{BO}_3\text{-NaF-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ относятся к *P-Q* типу, осложненному метастабильной или стабильной областью расслаивания. Предполагается, что и в природных богатых фтором и бором системах *P-Q* типа вероятны проявления жидкостной несмесимости. В высокотемпературной гетерогенной области таких систем происходит разделение флюида на борную и фторную жидкости, а вблизи 374°C возможно стабильное сосуществование двух жидкостей и газа (пара). В концентрированных бор-фторсодержащих флюидах выше 800°C появляются силикатно-водно-солевые жидкие дисперсные фазы. Видимо, такие фазы способны экстрагировать и концентрировать многие элементы, в том числе рудные. Преобразование дисперсных фаз при охлаждении в стеклоподобные массы или вязкие жидкости (гели, студни), их последующая раскристаллизация в интервале относительно низких температур (300-400°C) приведет к выделению свободного флюида (истинного раствора), обогащенного этими элементами.

Методами численного моделирования проведен анализ условий образования крупных флюидных обособлений в потоке мелких пузырей при дегазации гранитных (пегматитовых) расплавов. Скорости всплытия флюидных пузырей зависят от их размеров, вязкости и плотности расплавов, плотности флюидных фаз, а расстояния, на которые перемещаются пузыри, определяются длительностью существования расплавов в текучем состоянии. Рассмотрены разные варианты первичного и вто-

ричного кипения гранитной магмы в зависимости от P - T условий и концентраций растворенных в ней воды, F, В и других компонентов. Рассчитаны вероятные интервалы значений плотности флюидных фаз, вязкости и плотности гранитных (пегматитовых) расплавов, скорости всплытия флюидных пузырей, процессы их коалесценции и накопления при температуре 650-850°C.

Получены оценки длительности кристаллизации расплавов при формировании интрузивных массивов и даек гранитов, а также тел внутригранитных и эпигенетических пегматитов. На рисунке показан один из сценариев таких расчетов. В крупной магматической камере (5x12x12 км) остаточные очаги гранитного расплава существуют до температуры солидуса 650°C около 800-850 тыс. лет. Небольшие массивы (до 1x3x3 км) полностью кристаллизуются за 10-40 тыс. лет, а дайковые тела с горизонтальным сечением от 100x100 до 300x300 м – за 1-4 тыс. лет. Вмещающие породы в зоне экзоконтакта (2-3 км) над крупной гранитной интрузией будут разогреты до 300-550°C в течение сотен тыс. лет (Рис. 3 г–е).

Мощность тел миароловых пегматитов редко превышает 20 м. Расчеты динамики остывания пегматитового расплава, скорости гравитационного всплытия флюидных пузырей в расплаве с учетом их коалесценции показывают, что в телах мощностью до 20 м время остывания расплава от 750°C до субсолидусных температур составляет всего лишь первые десятки лет, тогда, как для образования крупных флюидных обособлений, близких по размерам природным миаролам, требуются тысячи-десятки тысяч лет.

Геологические и расчетные данные приводят к выводу, что флюидные обособления формировались уже в очагах зарождения пегматитовой магмы, до ее внедрения во вмещающие породы. При внедрении магмы, состоящей из несмесимых силикатных расплавов и обособлений флюидных фаз разного состава и плотности, являющихся протосубстанцией будущих миарол, последние размещаются произвольно в объеме пегматита и вблизи контактов с вмещающими породами.

Миаролы с большой степенью заполнения минеральным веществом, по-видимому, образуются при раскристаллизации обособлений плотных флюидных сред – высокотемпературных алюмосиликатных коллоидов сложного состава или гелей. Они появляются при взаимодействии магматических флюидов с пегматитовыми расплавами, обогащенными В, F, редкими и летучими компонентами. Совместное нахождение минерализованных полостей и «пустых» крупных миарол в кварц-полевошпатовой матрице пегматитов скорее всего связано с кипением водных флюидов первого типа (например, борнокислых) в пегматитовой магме.

С учетом способа образования полостей, источника и природы минералообразующих протосубстанций, предложена классификация полостей, применимая к любым миароловым пегматитам:

I. *Первичные*: 1) первично-очаговые (очагово-остаточные), 2) кристаллизационно-остаточные, 3) комбинированные или совмещенные (1 + 2);

II. *Первично-вторичные или мнимовторичные* (тектоническая разгерметизация полостей и в связи с усадочными явлениями, при смешении флюидов с воздействием на пегматитовую матрицу в новообразованных трещинах);

III. *Вторичные* (результат выщелачивания и аутометасоматических изменений пегматита с образованием свободного объема) (д.г.-м.н. В.Е.Загорский, к.г.-м.н. И.С.Перетяжко).

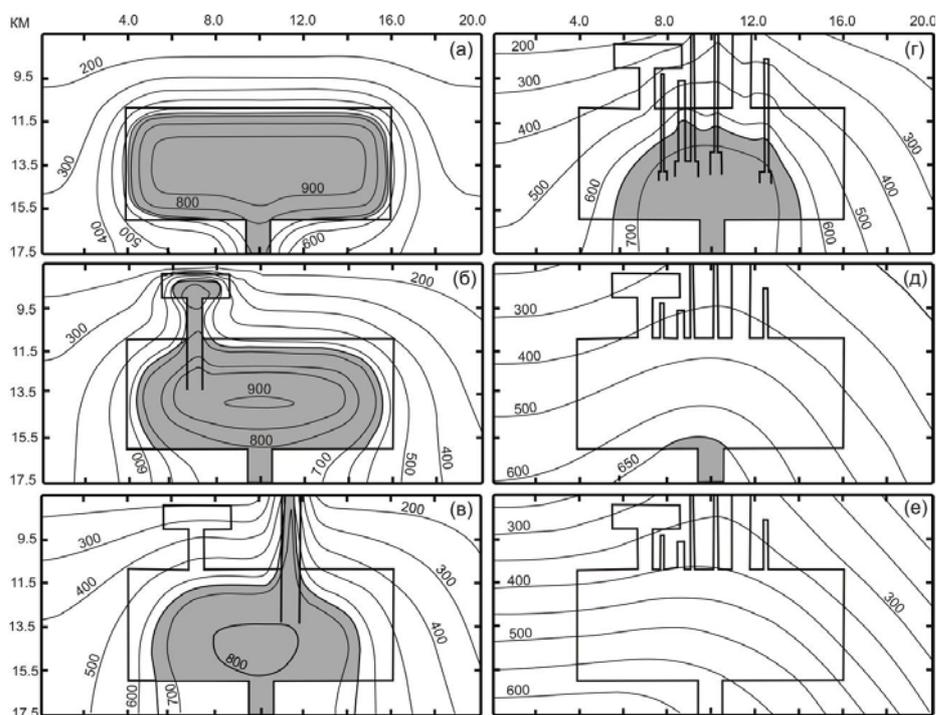


Рис. 3. Изменение температурного поля в процессе охлаждения гранитных интрузий и дайковых тел после внедрения гранитоидной магмы с температурой 950°C в метаморфические породы по расчетным данным. Через: (а) – 30 тыс. лет, (б) – 110 тыс. лет, (в) – 255 тыс. лет, (г) – 395 тыс. лет, (д) – 800 тыс. лет, (е) – 1250 тыс. лет. Оконтуры – вертикальные сечения интрузивных тел и даек. Серым фоном заполнена область существования гранитного расплава при температуре выше солидуса 650°C .

Блок 3. Щелочные-карбонатитовые комплексы Сибирской платформы и ее обрамления: источники магм, условия их зарождения и дифференциации (отв. исполнитель д.г.-м.н. Н.В. Владыкин)

- На основании геохимических, экспериментальных и термодинамических данных подтверждены представления об устойчивости тяжелых углеводородов (ТУВ) в верхней мантии. Исходя из устойчивости и повышения молекулярного веса ТУВ в ударных экспериментах до 600 кбар [Mimura et al. 1994, Корочанцев, 2004], показана возможность присутствия супертяжелых углеводородов в ядре Земли, которые поднимаются с плюмами к поверхности планеты. Показано, что ТУВ и битумы сохраняются в случае метастабильного подъема в магматических расплавах различных геодинамических обстановок и, прежде всего, в щелочных магмах (Хибинский, Ловозерский, Иллимауссакский и другие массивы), а также в кимберлитовых трубках, где стабилизируются благодаря высокому содержанию щелочных элементов. ТУВ, обладающие большой объемной энергетической емкостью, очевидно, участвуют в плавлении пород верхней мантии с образованием магматических расплавов. При метастабильном подъеме и детонации ТУВ температура, согласно ударным экспериментам [Nellis et al., 1984] и термодинамическим расчетам [Карпов и др., 1998], поднимается до 4000°C . При этом происходит импульсное плавление мантийных пород и быстрый подъем образовавшихся расплавов вследствие большого избыточного давления по отношению к геобаротерме. Таким способом могли образоваться, в частности, кимберлитовые трубки (д.г.-м.н. В.С.Зубков).

- К крупным редкометалльным месторождениям в Сибири относится Бурпалинский массив в Северном Прибайкалье (складчатое обрамление платформы). В нем редкие элементы концентрируются не в карбонатитах, а в силикатных агапитовых щелочных пегматитах. Отсюда и их концентраторами являются разнообразные силикатные минералы, а спектры РЗЭ (Рис. 4) значительно отличаются от карбонатитовых (Рис. 5).

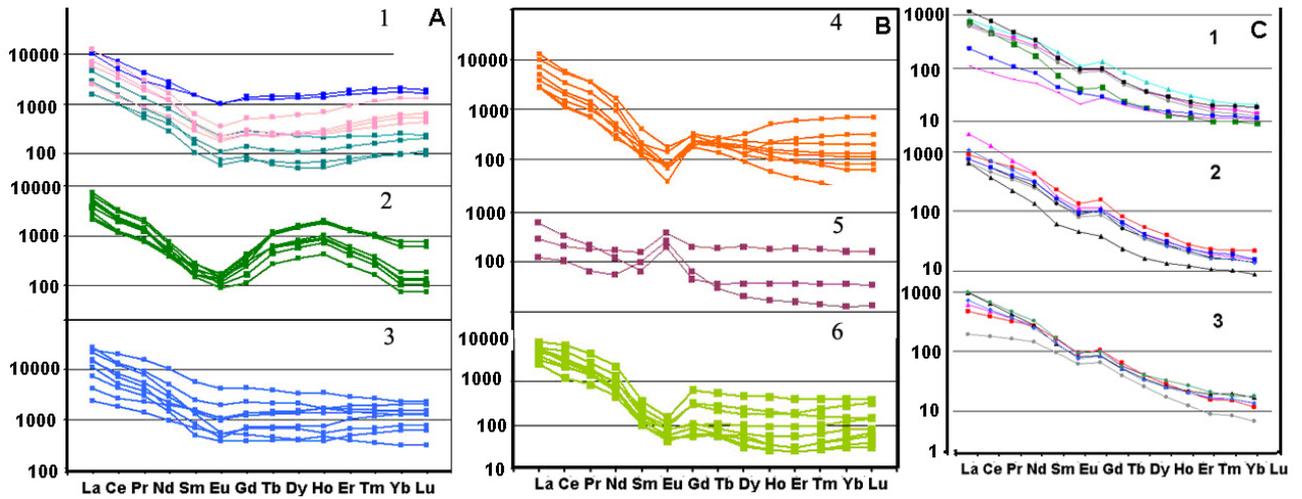


Рис. 4. Распределение РЗЭ в пегматитах Бурпалинского массива (А и В): 1- пегматиты с эвдиалитом, с сейдозеритом, с катаплеитом, 2- пегматиты с астрофиллитом, 3- пегматиты с ильменитом, 4- пегматиты с лопаритом и ловениитом, 5- альбитовые пегматиты, 6- пегматиты с лопаритом и ильменитом. **В щелочных породах вулкана Вультуре, Италия (С):** 1- карбонатсодержащие туфы, 2- фонолит-трахитовые лавы. 3- камафугитовые лавы.

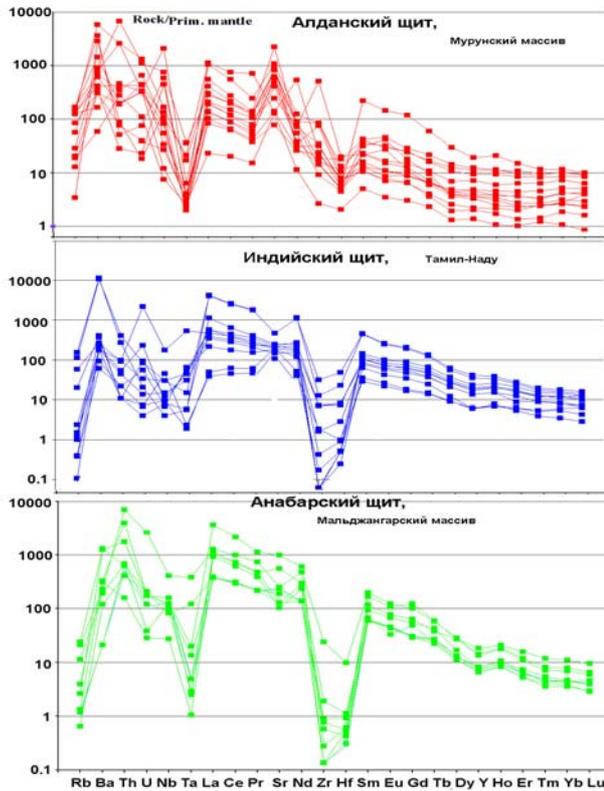


Рис. 5. Распределение редких элементов в карбонатах К-щелочных комплексов трех щитов Азиатского континента (спайдердиаграммы, нормированные по примитивной мантии).

Спайдердиаграммы этих пегматитов (Рис. 6) также значительно отличаются от карбонатитовых (Рис. 5) в первую очередь высокими концентрациями Zr, Hf, Th, U.

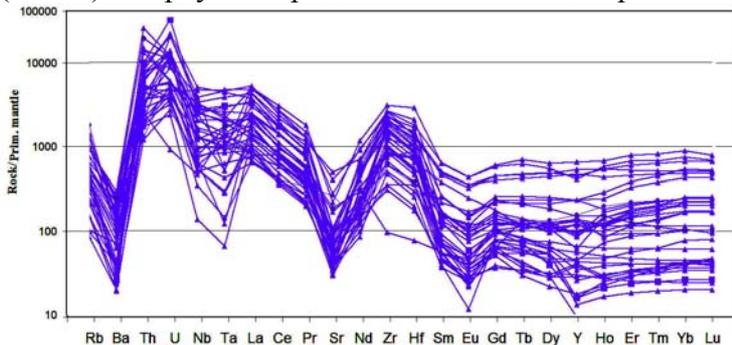


Рис. 6. Спайдердиаграмма для апатитовых пегматитов Бурпалинского массива (Сев. Прибайкалье).

- Изучены спектры редкоземельных элементов в щелочных вулканитах и их туфах вулкана

Вультуре, Италия. Этот вулкан отличается от других вулканов с лейцитовыми лавами более пестрым составом вулканитов и наличием карбонатитовых туфовых разновидностей. Наиболее ранние лавы представлены камафугитами (оливин-мелилит-лейцитовый парагенезис) с ксенолитами более ранних биотитовых пироксенитов, далее изливались фонолитовые и трахитовые лавы и силикатно-карбонатные пирокласты и карбонатитовые туфы. Возраст лав четвертичный, с чем связана и хорошая сохранность материала. Щелочные лавы этого вулкана по химическому составу похожи на щелочные породы Сибири. В самой ранней фазе этого вулкана биотитовых пироксенитах нами обнаружены высокие (до рудных) концентрации ниобия (400-600 ppm). Спектры редкоземельных элементов (Рис. 4 С) из лав различного состава и туфов по конфигурации похожи между собой и отличаются в основном суммарными содержаниями РЗЭ. Наивысшие содержания характерны для туфовых разновидностей с большим количеством карбонатной составляющей, что свидетельствует о некотором накоплении РЗЭ в газовой фазе. Для всех спектров пород характерна небольшая Gd аномалия, физическая сущность которой пока не ясна (д.г.-м.н. Н.В.Владыкин, к.г.-м.н. А.А.Конева).

Блок 4. Изотопно-геохимическое изучение метаморфических комплексов юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления с целью создания модели их эволюции и геодинамических обстановок формирования протолитов (отв. исполнитель д.г.-м.н. В.А.Макрыгина).

- При изотопно-геохронологических и петролого-геохимических исследованиях кислых пород гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей подтвержден факт широкого распространения тоналит-трондьемитовых ассоциаций (ТТА) в Присяянском краевом выступе и сопредельных территориях складчатого обрамления. Для тоналитов Гарганской глыбы, считающейся основанием Тувино-Монгольского микроконтинента, U-Pb методом по циркону достоверно установлен неархейский возраст (2,772 млрд лет) ТТА и показана их геохимическая близость к плагиогнейсам комплекса основания Онотского зеленокаменного пояса.

В гранулитовых областях кислые породы доминируют в инфраструктуре и представлены неархейскими апоандезитовыми биотит-гиперстеновыми плагиосланцами. В зеленокаменных комплексах они слагают тоналит-трондьемитовую инфраструктуру поясов и присутствуют в нижних свитах супраструктуры – метариолитовые биотит-амфиболовые гнейсы. В супраструктуре гранулитовых и зеленокаменных комплексов породы кислого состава – самый распространенный тип ассоциаций. Они представлены метатерригенными гнейсами и сланцами, реже переотложенными корами выветривания – высокоглиноземистыми (кордиерит-биотит-гранатовые ± андалузит, силлиманит, корунд, ставролит) сланцами. Судя по секущим их на Китайском андалузит-силлиманитовом месторождении гранатовым ортопектам, для которых U-Pb методом по цирконам определен возраст 2,483 млрд лет, возраст самих кор выветривания, древнее, то есть архейский.

Высокоглиноземистые породы китайской свиты аномально обогащены редкими элементами группы железа и литофильными элементами, что отражает их формирование за счет основного, ультраосновного и кислого протолита. Андалузит-, силлиманит- и корундсодержащие сланцы и гнейсы месторождения по соотношению Si и Al относятся к сиалитам и реконструируются как гидрозатные латеритные (изредка со свободным глиноземом) коры выветривания, иногда переотложенные. Состав метатерригенных биотит-гранатовых гнейсов из гранулитовых и зеленокаменных комплексов идентичен сланцам PAAS, NASK с европейским минимумом в спектрах РЗЭ.

Геолого-геохимические исследования основных и кислых метамагматических пород, а также мраморов, железистых кварцитов, и полученные геохронологические данные показали, что в *шары-жалгайский гранулитовый комплекс* входят: 1) позднеархейский инфракомплекс биотит-двупироксеновых плагиогнейсов и плагиосланцев с телами метагаббро-анортозитов; 2) раннепротерозойский супракомплекс с двупироксеновыми плагиосланцами, низко- и высокоглиноземистыми гнейсами, мраморами. Близкое строение, возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования намечаются и в китайской серии Китайского блока. В *зеленокаменных областях* в инфраструктуре присутствуют тоналит-трондьемитовые ассоциации с включениями амфиболитов, которые реконструируются как океанические платобазальты. По геохимическим данным в супраструктуре (Онотском и Таргазойском зеленокаменных поясах) в нижних частях разреза развиты основные и кислые метавулканиты бимодальных серий рифтогенных внутриплитных обстановок, в

средних частях – основные метавулканыты, метатерригенные осадки, доломитовые и магнезитовые мраморы обстановок окраинных морей, а в верхних частях – метабазальты, сходные по геохимии с плато-базальтами

В результате исследований выявлены возрастные и вещественные различия пород инфра- и супраструктуры гранулитовых областей, с одной стороны, и инфра- и супраструктуры гранит-зеленокаменных, с другой. Все это свидетельствует о том, что высоко- и низкометаморфизованные образования должны рассматриваться как самостоятельные структуры с присущими только им термодинамическими и геодинамическими режимами становления, и поэтому зеленокаменные комплексы не могли быть протолитом для гранулитовых. Их формирование как единой структуры произошло при коллизионно-аккреционных раннепротерозойских процессах.

Исследования по проекту позволили установить закономерности и временные рубежи становления докембрийской коры Присаянского краевого выступа Сибирского кратона и его складчатого обрамления, провести в них корреляции палеовулканизма, осадконакопления, метаморфизма, гранитообразования, метасоматоза, разработать основу структурно-возрастной шкалы раннего докембрия для создания геологических карт нового поколения (*д.г.-м.н. В.И. Левицкий*).

- Изучена геохимия метаморфизованных кор выветривания Северного (пурпольская свита) и Западного (анайская и ангинская свиты) Прибайкалья. Высокоглиноземистые сланцы пурпольской и анайской свит, переслаивающиеся с кварцитами, имеют модельный возраст 2,8-3 млрд лет и представляют переотложенные продукты выветривания гранитизированных выступов фундамента Сибирской платформы, что подтверждается их редкоэлементным составом с высокими содержаниями Th, U, Nb и PЗЭ, но низкими Ta и Sr. Непереотложенные коры выветривания щелочных и известково-щелочных островодужных базальтов ангинской свиты относятся к железистым латеритам и отличаются высокими содержаниями Fe, Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, унаследованными от исходных пород. Их обнаружение свидетельствует о наземном излиянии щелочных базальтов в тыловой части Ангинско-Таланчанской островной дуги (*д.г.-м.н. В.А. Макрыгина*)

- Для выяснения точного положения границы Джидинского и Хамардабанского террейнов проведено сравнение геохимических особенностей метатерригенных и вулканокластических пород джидинской и хасуртинской свит с гнейсами зунмуриной свиты, положение которой спорно. Метаосадки хасуртинской свиты характеризуются обилием грубо обломочного, слабо окатанного материала, вплоть до олистостром и пирокластике. Для джидинской свиты характерна лучшая сортировка материала и ритмичное чередование пород от пелитов до крупнозернистых песчаников. Все они представляют полимиктовые разности и по сравнению со средним сланцем PAAS имеют более низкие концентрации Rb, Ba, K и LREE, но более высокие Ni, Cr (Рис. 7). Это свидетельствует о среднем и основном составе области сноса их терригенного материала. Действительно, на диаграммах Бхатия их составы попадают в поля граувакк островных дуг (Рис. 8). Видимо, по мере развития Джидинская островная дуга разрушалась, поставляя осадочный материал в задуговой бассейне. Джидинская свита амагматична в отличие от хасуртинской, где большую роль играют вулканыты, туффины и туфоалевролиты. И магматыты, и вулканокластиче-ские относятся к двум геохимическим типам: толеитовым базальтам с высокими Ni, Cr, Sr и щелочным базальтам, обогащенным K, Ti, P, а из редких элементов – Li, Rb, Zn, Cu, Zr и PЗЭ.

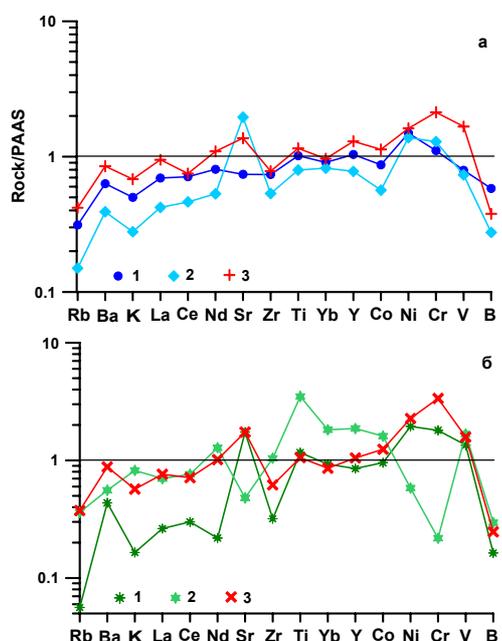


Рис. 7 Редкоэлементные спайдерграммы: а) песчаников и алевролитов (1), карбонатистых песчаников (2) джидинской и гранат-биотитовых гнейсов (3) зунмуриной свит; б) толеитовых (1) и щелочных (2) туффилов хасуртинской и биотит-амфиболовых гнейсов (3) зун-муриной свит. Нормированы по сланцу PAAS.

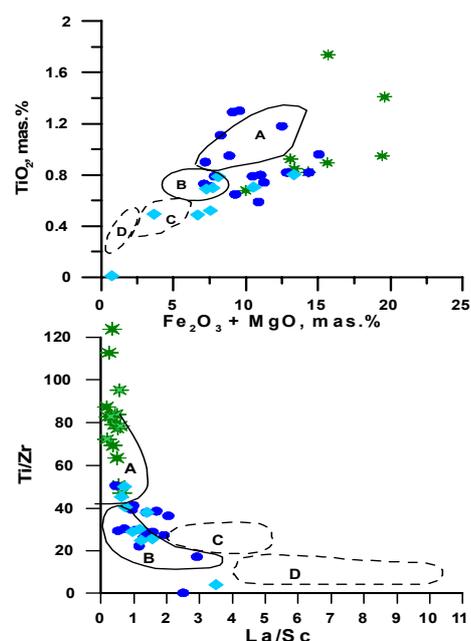


Рис. 8 Положение составов метаграувакк джидинской и туффилов хасуртинской свит в полях островодужных обстановок (Bhatia, 1983): А – примитивные, В – развитые островные дуги, С и D – активные и пассивные континентальные окраины. Усл. обозначения см. на Рис. 7.

• Найденные в хасуртинской свите Mn-сланцы и кварциты, несмотря на слабый зеленосланцевый метаморфизм (380-400°C), содержат спессартин и обогащены Li, Rb, K, Ba, Ge, F и B, PЗЭ и в то же время – Fe, Co и Ni, что характерно для железо-марганцевых корок и конкреций. Горизонты пород, обогащенные марганцем, обнаружены нами в Ольхон-Хамардабанском и Тункинском террейнах с диапазоном метаморфизма от гранулитовой до зеленосланцевой фации. Образование и, главное, сохранность Mn-пород свидетельствуют об отложении их на азерируемых склонах с быстрым перекрытием другими осадками при лавинной седиментации и, следовательно, сложном рельефе дна этой части Палеоазиатского бассейна с наличием нескольких островных дуг.

Геолого-геохимические материалы свидетельствуют о смене режима активного островодужного вулканизма и последующих тектонических движений при накоплении хасуртинской свиты более спокойной обстановкой при отложении флиша джидинской свиты. Она вполне может быть значительно более молодой и заполнять тектонические прогибы по аналогии с Минусинской, Тувинской и др. впадинами в девоне. Причем источником терригенного материала могли служить островодужные постройки Джидинского террейна, той же хасуртинской свиты. С этим, возможно, связано отсутствие резких различий состава осадков данных свит. В согласии с этим находятся находки девонских микрофоссилий в породах джидинской свиты (О.Р.Минина), но этому противоречат единичные определения возраста гранитоидов, рвущих ее отложения, – массив на р. Хамней с возрастом 480 млн лет.

Метаморфизм пород этой части Джидинского террейна едва достигает изограды появления биотита и только в богатых Mn прослоях появляется спессартин. Тем не менее, по геохимическим особенностям метаосадки обеих свит сопоставимы с более высокометаморфизованной зунмуриной свитой, которую В.Г.Беличенко считает северной границей Джидинского террейна (д.г.-м.н. В.А.Макрыгина).