
ВАЖНЕЙШИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИНСТИТУТА ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА СО РАН В 2007 ГОДУ

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)

- В пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы широко распространены среднепалеозойские ассоциации основных пород повышенной щелочности и щелочно-салических пород (трахитов, комендитов, пантеллеритов, щелочных гранитов и сиенитов), которые являются индикаторными при выделении областей внутриплитной, в том числе рифтогенной активности. Эти ассоциации образуют ряд крупных ареалов от Алтае-Саянской до Витимской рифтовой области.
- Выполнены геохимические и геохронологические исследования базальтов, трахириолитов и комендитов, входящих в состав вулканоплутонического комплекса центральной части хр. Кропоткина. Породы комплекса формировались на додевонском сводовоглыбовом горном сооружении, а в размещении вулканических полей главную роль сыграла сеть мелких субширотных разрывных нарушений в зоне сближения Окинского и Главного Саянского разломов. Раннедевонская активизация этой зоны привела к сбросо-сдвиговым перемещениям блоков свода, формированию грабенов и сопровождающих их поднятий, а также к интенсивному трещинному извержению лав и пирокластов (Гордиенко, 1969). В результате в пределах Кропоткинского палеограбена образовались бимодальные вулканические ассоциации. Базальты характеризуются умеренными содержаниями TiO_2 (от 1,51 до 1,92 мас. %), щелочей (от 3,3 до 4,7 мас. %) и соответствуют калиево-натриевой серии ($Na_2O/K_2O > 1$), в андезитобазальтах калий резко преобладает над натрием ($Na_2O/K_2O < 1$). Базальты по своим геохимическим параметрам соответствуют базальтам океанических островов (ОИВ), они обогащены большинством литофильных элементов, включая легкие РЗЭ, но в особенности Ва и Rb, и обеднены Nb, Ta, Zr и Hf, в меньшей степени – Ti, Th и U (рис.1). Трахириолиты и комендиты по сравнению с ассоциирующими с ними базальтами обладают повышенными содержаниями Rb, Th, U, Zr, Hf и в одинаковой степени обогащены как легкими, так и тяжелыми РЗЭ. В спектре РЗЭ появляется отрицательная европиевая аномалия, которая свидетельствует о фракционировании плагиоклазов, обогащенных Eu. Коэффициенты агпаитности изменяются от 0,84 в трахирио-

литах до 1,06 в комендитах. Последние обладают крайне низкими содержаниями Sr (18-91 г/т), что является для них классификационным признаком (рис. 2).

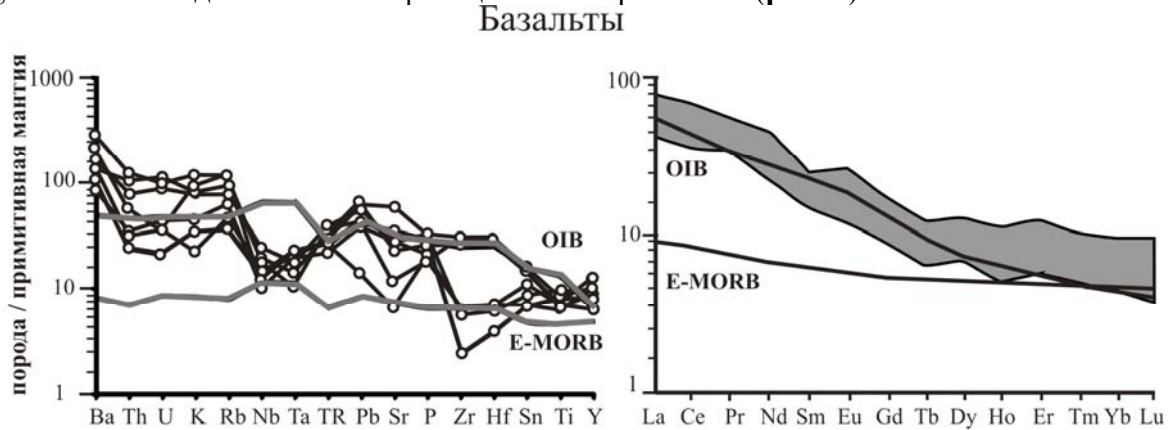


Рис. 1.

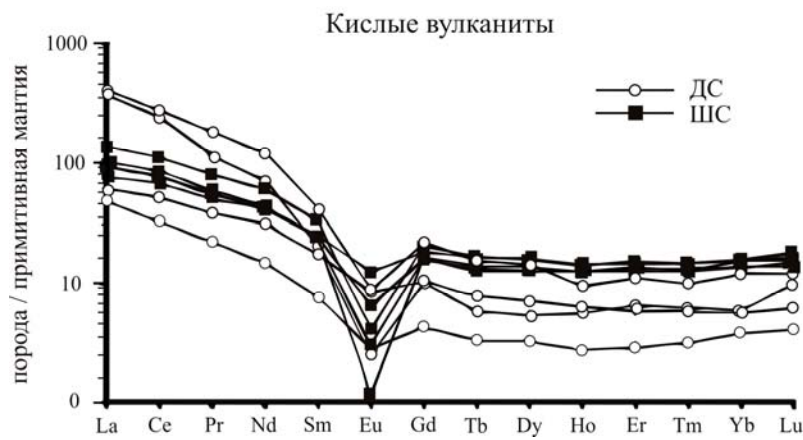


Рис. 2

- По данным исследования изотопного состава Rb и Sr в комендитах и трахириолитах одного из вулканических полей, расположенного в истоках р. Шахас, построена изохрона, которая зафиксировала абсолютный возраст вулкаников $402,1 \pm 14,9$ млн. лет, СКВО = 2,36 при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ $0,7096 \pm 0,0017$. Эта цифра свидетельствует о раннедевонском возрасте изученных вулкаников, а высокое значение первичного изотопного отношения стронция указывает на коровый источник кислых магматических расплавов.

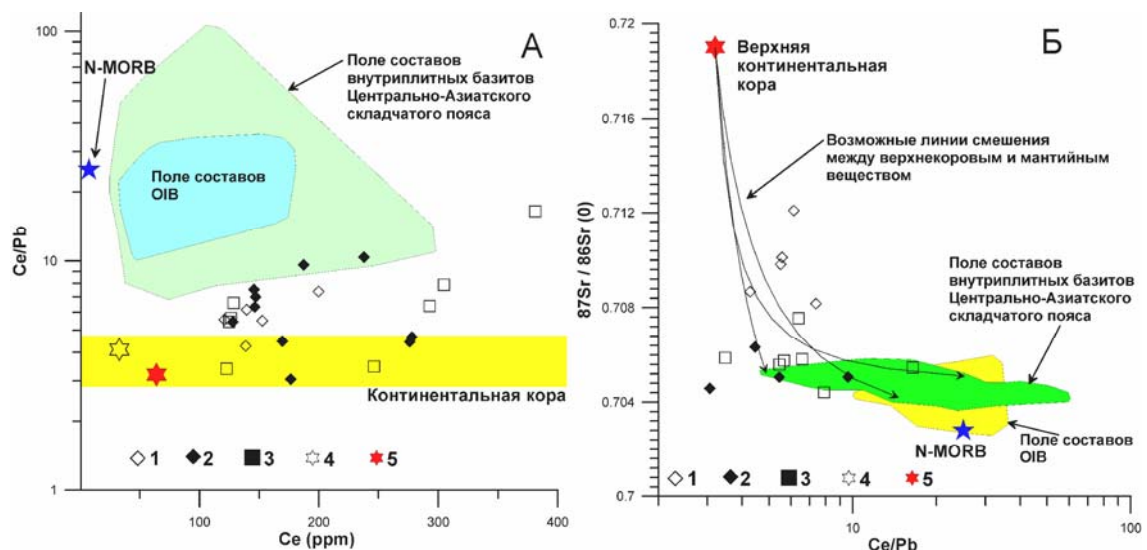


Рис.3А. Вариационная диаграмма Ce/Pb – Ce для пород Кропоткинского и Хамбинского грабенов. 1 – трахидацинты, трахириолиты, комендиты Кропоткинского грабена; 2–3 - трахиандезито-базальты, трахиты, трахидацинты, пантеллериты Хамбинского грабена; 4 – средний состав континентальной коры; 5 – средний состав верхней континентальной коры.

Б. Вариационная диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 - \text{Ce}/\text{Pb}$ для пород Кропоткинского и Хамбинского грабенов.

• Исследованные разновозрастные рифтогенные ассоциации пород характеризуются резким преобладанием субщелочных и щелочных кислых разностей над основными. Происхождение наблюдаемых породных ассоциаций может быть объяснено процессом взаимодействия вещества поднимающихся мантийных плюмов с веществом континентальной коры. Большая часть точек составов вулканитов Кропоткинского и Хамбинского палеограбенов на вариационной диаграмме $\text{Ce}/\text{Pb}-\text{Ce}$ (рис. 3, А) занимает промежуточное положение между полями типичных коровых образований и мантийных дифференциатов, что указывает на смешение вещества двух этих источников, вовлеченных в процесс рифтогенного магматизма. Характер вариаций величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ в зависимости от изменения величин Ce/Pb (Рис. 3, Б) подтверждает этот вывод и указывает на различные соотношения «корового» и «мантийного» компонентов в вулканитах обеих тектонических структур. Доля «корового» компонента в кислых вулканитах Кропоткинского палеограбена существенно выше, чем в кислых породах Хамбинской структуры.

• Помимо детальных работ по девонскому магматизму обобщены материалы по полихронному вулканизму Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области, расположенной севернее Монголо-Охотской сутуры. Установлено, что с запада на восток возраст вулканического выполнения в системе грабенов менялся от девонского этапа (405-380 Ма) и позднепалеозойского (320-250 Ма) до ранне- и позднемезозойско-кайнозойского (225-190 и 165-25 Ма) и позднекайнозойского (<25 Ма). Здесь реализовался характерный для зон континентального рифтогенеза базальтовый и бимодальный магматизм высокой щелочности (щелочные базальты, тешениты, тефриты, трахиты, комендиты-пантеллериты и др.). Он имел высокую контрастность составов до рубежа 110 Ма, а в позднемеловое и кайнозойское время стал более однородным – субщелочные и щелочные базальты. Щелочные базальты присутствуют во всех ассоциациях и близки по геохимии к ОИВ. Рифтовая область как единая структура служила зоной реализации разновозрастных мантийных плюмов, что отражено в изотопно-геохимической эволюции базальтов со сменой состава мантийных источников с ОИВ EM-II в палеозое до ОИВ DM в кайнозое (рис. 4), что связано с постепенным исчезновением субдуцированного материала (кандидаты г.-м.н. Воронцов А.А., Дриль С.И.).

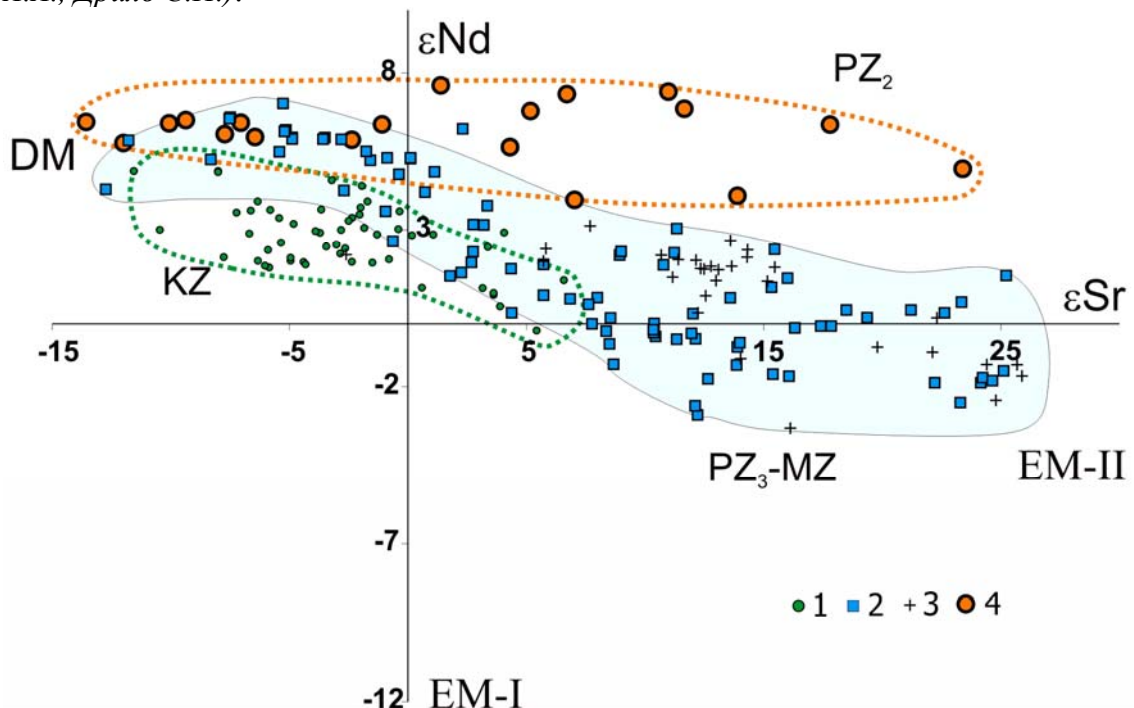


Рис.4.

• В 2007 году завершено комплексное изучение вещественного состава кимберлитов Верхнемунского поля (к.г.-м.н. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А.). Выявлены петрохими-

ческие, геохимические и минералогические особенности состава кимберлитов. Проведена паспортизация кимберлитовых трубок по минералам-спутникам, что позволило оценить своеобразие разреза литосферной мантии под данным полем.

- Трубочные тела Верхнемунского поля выполнены преимущественно массивными разновидностями монтичеллитсодержащих и слюдяных кимберлитов. По сравнению с соседними полями кимберлиты из большинства трубок Верхнемунского поля более однородны по составу и отвечают магнезиально-железистому типу кимберлитов (с содержанием $\text{FeO}_{\text{total}} > 6$ мас. %, $\text{TiO}_2 > 1$ % и содержанием $\text{K}_2\text{O} < 1$ мас. %), наиболее распространенному в южных алмазоносных полях Якутской провинции. От кимберлитов других полей они отличаются более низким содержанием глинозема, карбонатной компоненты и высоким содержанием MgO , а относительно соседнего Далдыно-Алакитского поля – более высоким содержанием кремнезема. Показано, что вариации химического состава кимберлитов обусловлены как изначально разным составом протокимберлитового расплава, так и перераспределением компонентов в процессе дифференциации кимберлитового расплава-флюида при становлении трубок, а также процессами наложенной карбонатизации и серпентинизации.

- Изотопный состав Sr и Nd кимберлитов Верхнемунского поля соответствует значениям слабо истощенного мантийного источника, характерного для базальтоидного типа кимберлитов (область составов кимберлитов группы I). Отклонения изотопного состава стронция кимберлитов от значений истощенного источника в сторону более обогащенного некогерентными элементами обусловлены процессами наложенной карбонатизации. Судя по величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, последняя осуществлялась растворами, ассимилировавшими осадочно-морской стронций из вмещающих известняков.

- Среди минералов кимберлитов широко распространены монтичеллит, перовскит, кальцит с относительно высоким содержанием стронция (в среднем 0,5 мас. % Sr), а также обнаружен гранат гроссуляр-андрадитового состава. Количественные соотношения и химический состав этих минералов в определенной степени указывают на относительно высокотемпературный характер кристаллизации кимберлитовых расплавов в районе Верхнемунского поля. Для барофильных минералов тяжелой фракции из кимберлитов Верхнемунского поля характерны следующие особенности: 1) присутствие в кимберлитах изученных трубок двух групп мегакрист граната – хромистой и титанистой; 2) большой процент (около 20 %) низкохромистых гранатов тяжелой фракции, принадлежащих дунит-гарцбургитовому парагенезису; 3) шпинелиды образуют два тренда кристаллизации: “ксеногенный” (низкотитанистый) и “кимберлитовый” (с переменным TiO_2); 4) пикроильмениты из Верхнемунского поля характеризуются четко индивидуализированной картиной трендов состава по сравнению с пикроильменитами других кимберлитовых полей Якутской провинции; 5) высокие параметры P-T условий кристаллизации барофильных минералов из кимберлитов (45-75 кбар и 900-1400 °C), что согласуется с представлениями о зарождении расплавов в астеносферном слое мантии (**Рис. 5**).

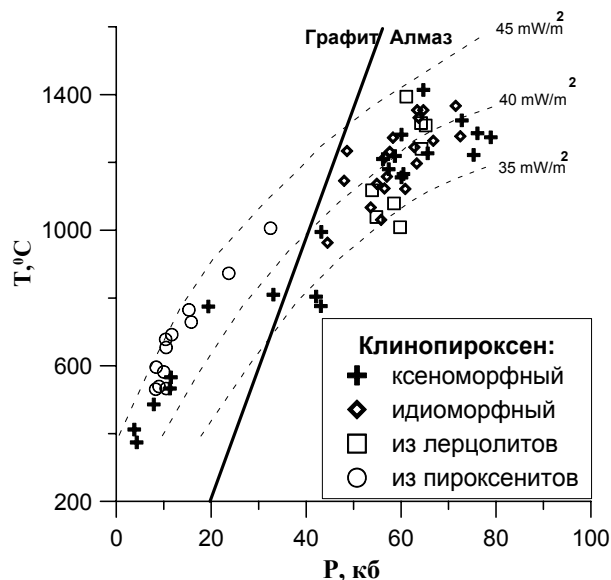


Рис. 5 Условия формирования клинопироксенов из кимберлитов (кресты и ромбы), из ксенолитов лерцолитов и пироксенитов.

- Особенности распределения редкоземельных элементов в мегакристах граната (А) и во включениях из мегакристалликов оливина (Б) (Рис. 6) указывают на разный генезис изученных мегакристаллов – в результате кристаллизации из расплава для первых (равновесное распределение) и проявление метасоматоза во втором случае.

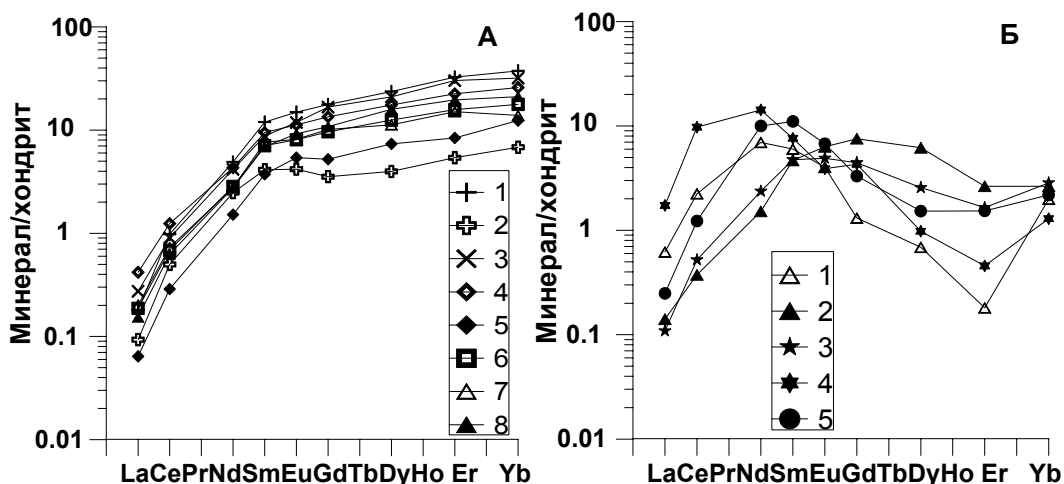


Рис. 6. Графики распределения редкоземельных элементов в мегакристах граната (А) и во включениях гранатов из мегакристалликов оливина трубки Новинка (Б). Обозначения: 1, 2, 3 – трубка Заполярная, 4, 5, 6 – Новинка, 7, 8 – Комсомольская-Магнитная (А).

- Кимберлитовый расплав в трубках Верхнемунского поля вынес из мантии обломки пород преимущественно ультраосновного состава. Наиболее характерными особенностями состава литосферной мантии под Верхнемунским полем является очень высокий процент участия в ней пород низкохромистого дунит-гарцбургитового парагенезиса, который практически не встречается в других алмазоносных полях. Сходный характер распределения REE в гранатах дунит-гарцбургитового парагенезиса, независимо от содержания Cr_2O_3 , указывает на единый источник формирования их редкоэлементного состава, возможно, связанный с криптометасоматозом. По термодинамическим параметрам формирования $P = 45-65$ кбар и $T = 950-1350$ °C (Nimis, Taylor, 2000) мантийные ксенолиты (пироксениты) относятся к алмаз-пироповой фации глубинности (рис. 5).
- Типоморфные характеристики минералов-спутников алмаза послужили основой минералогической паспортизации кимберлитов Верхнемунского поля. В результате проведенной паспортизации были выявлены как определенные различия между трубками по составу граната, шпинели и пикроильменита, так и общие особенности составов этих минера-

лов-спутников, характерные для всего Верхнемунского поля.

- Продолжено изучение магматизма Сибирской платформы. Исследована Онекская тектоно-магматическая структура, расположенная в северной половине Бахтинского мегавыступа и занимающая площадь около 40 тыс. км². Разнообразные по форме и масштабам проявления интрузивные тела, сформировавшие сложную «каркасную» тектоно-магматическую структуру, были разбурены многочисленными скважинами, что позволило достаточно объективно реконструировать процесс ее формирования и подсчитать объем магматического расплава (примерно 50 тыс. км³). Проведенные нами всесторонние петрологические исследования показали, что интрузивные тела этого комплекса имеют четкое расслоенное строение. Наиболее хорошо изучено приповерхностное центральное тело, в котором могут быть выделены три крупных горизонта: прикровельный, средний и припошвенный.

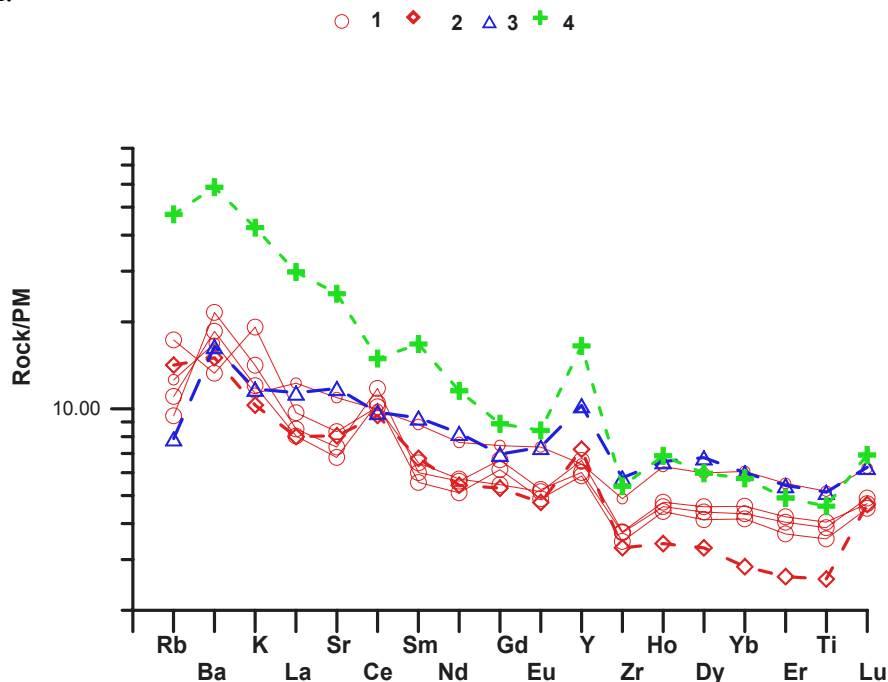


Рис.7. 1 – породы Онекской интрузии; 2 – средний состав пикрито-базальтов северо-запада Сибирской платформы (Альмухамедов и др., 2004); 3 - средний состав базальтов покровного этапа (Альмухамедов и др., 2004) и 4 – средний состав базальтов рифтогенного этапа Сибирской платформы (Альмухамедов и др., 2004).

- Выяснено, что исходный расплав был достаточно магниезильным (около 9,0 мас.% MgO), что близко к среднему содержанию MgO в породах центрального интрузивного тела. Все исследованные породы относятся по щелочности к нормальному ряду. Из рассмотрения распределения редких элементов сделан вывод о почти полном соответствии пород Онекского интрузива базальтам покровного этапа Сибирской платформы (рис. 7). Из различных горизонтов Онекского интрузива были определены отношения изотопов Sr, позволяющие судить о степени влияния ассимиляционных процессов на состав внедряющегося исходного расплава. Расчетное первичное отношение в породах ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₀ составляет 0,7049-0,7056, что свидетельствует о незначительной роли ассимиляции в период внедрения расплава и формировании интрузивного тела. С большой долей вероятности можно заключить о мантийном источнике родоначального расплава. Единство исходного расплава, формирующего онекский интрузивный комплекс, подтверждается петрохимическими, геохимическими и изотопными исследованиями (доктора г.-м.н. Медведев А.Я., Альмухамедов А.И.).

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)

- В соответствии с геологическим положением, возрастом и химическим составом гранитоиды Центрального Хамар-Дабана ранее были разделены на хамардабанский и битуджидинский комплексы [Виславных, 1971]. Массивы хамардабанского комплекса имеют как секущие интрузивные контакты, так и постепенные переходы через зону мигматитов к глубоко метаморфизированным вмещающим породам, часто вытянутые вдоль субширотного простирания последних. Обычно это биотитовые граниты с магнетит-сфенортитовой аксессуарно-минеральной ассоциацией. Модельным примером является Солзанский массив, восточная часть которого среди гнейсов и мигматитов характеризуется автохтонным залеганием, а западная его часть имеет все признаки интрузивного происхождения при внедрении в кристаллические сланцы с ороговикованием вблизи контакта. По гранитоидам этого комплекса определен изохронный Rb-Sr возраст в 519 ± 26 млн. лет [Макрыгина и др., 1987]. По общему химическому и редкоземельному составу гранитоиды Солзанского массива являются типичными представителями геохимического типа палингенных известково-щелочных гранитоидов, которые формировались при плавлении корового субстрата. Вполне вероятно, что их происхождение обусловлено процессами каледонской коллизии в данном регионе.
- Не менее широкое развитие получили гранитоидные массивы, протягивающиеся вдоль хребтов Большого и Малого Хамар-Дабана и представленные субщелочными породами: от монцодиоритов до кварцевых сиенитов и лейкогранитов, которые секут протерозойские и нижнепалеозойские метаморфические образования. Среди этих интрузий достаточно детально изучены Переемнинский и Хонзуртайский массивы. Гранитоиды обоих массивов существенно отличаются от известково-щелочных гранитоидов западной части Хамар-Дабана и соответствуют геохимическому типу пород щелочного ряда (*д.г.-м.н. Антипин В.С.*)
- Выполнено геохимическое изучение адакитов хребта Мунку-Сардык. Полученные результаты показали, что в составе гранитоидов присутствует вещество разной генетической природы: продукты плавления океанической и континентальной литосферы. Вариации составов гранитоидов могут быть объяснены с позиции модели трехкомпонентного смешения: океаническая кора (N-MORB) - субдуцируемые осадки (GLOSS) - континентальная кора (C). Все это наглядно иллюстрируется диаграммой приведенной на **рис. 8**. (*к.г.-м.н. Ефремов С.В.*)

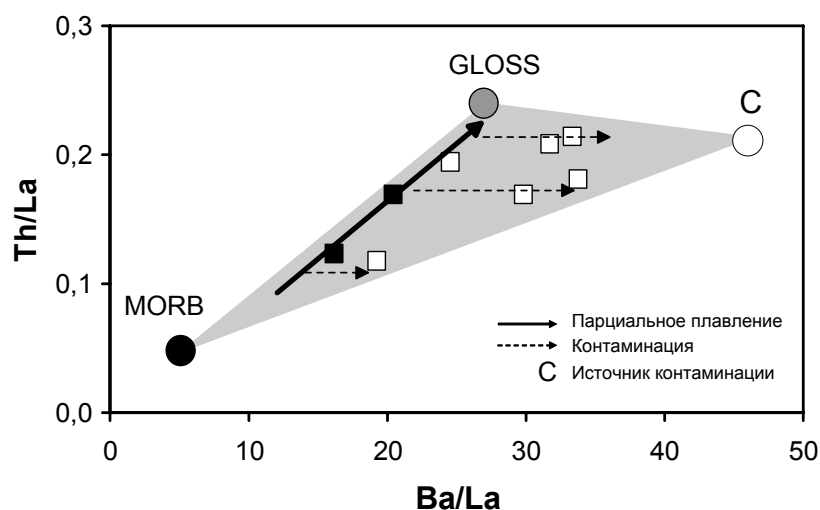


Рис. 8

- Проведен комплекс петрографических, геохимических и термобарогеохимических исследований Ары-Булакского массива онгонитов в Восточном Забайкалье, являющихся гипабиссальными аналогами редкометалльных гранитов и пегматитов. Штокообразное тело массива, с площадью выхода на дневную поверхность около $0,8 \text{ км}^2$, имеет зональное строение. В строении массива преобладают порфиоровые онгониты, среди которых обнаружены разновидности с аномально высоким CaO (3.3-21.8 мас.%) и F (2.7-16 мас.%). Та-

кие породы иногда встречаются в центральной части массива, но более характерны для его краевой зоны, где порфировые разности постепенно сменяются стекловатыми афировыми разновидностями. Последние в юго-западной части массива прослежены на расстоянии 50-200 м от контакта с вмещающими сланцами. Характерной особенностью афировых пород массива также являются исключительно высокие содержания CaO (7.8-18 мас.%) и F (7.1-15.5 мас.%). В них впервые обнаружен прозопит $\text{CaAl}_2\text{F}_4(\text{OH})_4$ в порообразующих количествах (6-26 мас.%). Установлено, что интерстиции между минералами основной массы богатых Ca и F пород заполнены субмикронными срастаниями “флюоритовой” и “калишпатовой” фаз (рис. 9). “Флюоритовая” фаза является частично раскристаллизованным фторидно-кальциевым стеклом, содержащим примеси (мас.%): O (3-12), Al (0.5-3.3), Si (0.2- 1.5), реже – Sr (0.3-0.7, иногда до 1-1.3), Na (до 0.5) и S (до 0.3). Состав “калишпатовой” фазы обычно близок санидину из каемок вокруг таблитчатого альбита, но в ряде случаев отличается высоким содержанием Ca (1.5-4 мас.%). Есть все основания считать субмикронные срастания “флюоритовой” и “калишпатовой” фаз в порфировых и афировых породах продуктом частичной раскристаллизации и закалывания микроэмульсии несмешиваемых расплавов – алюмосиликатного и фторидно-кальциевого.

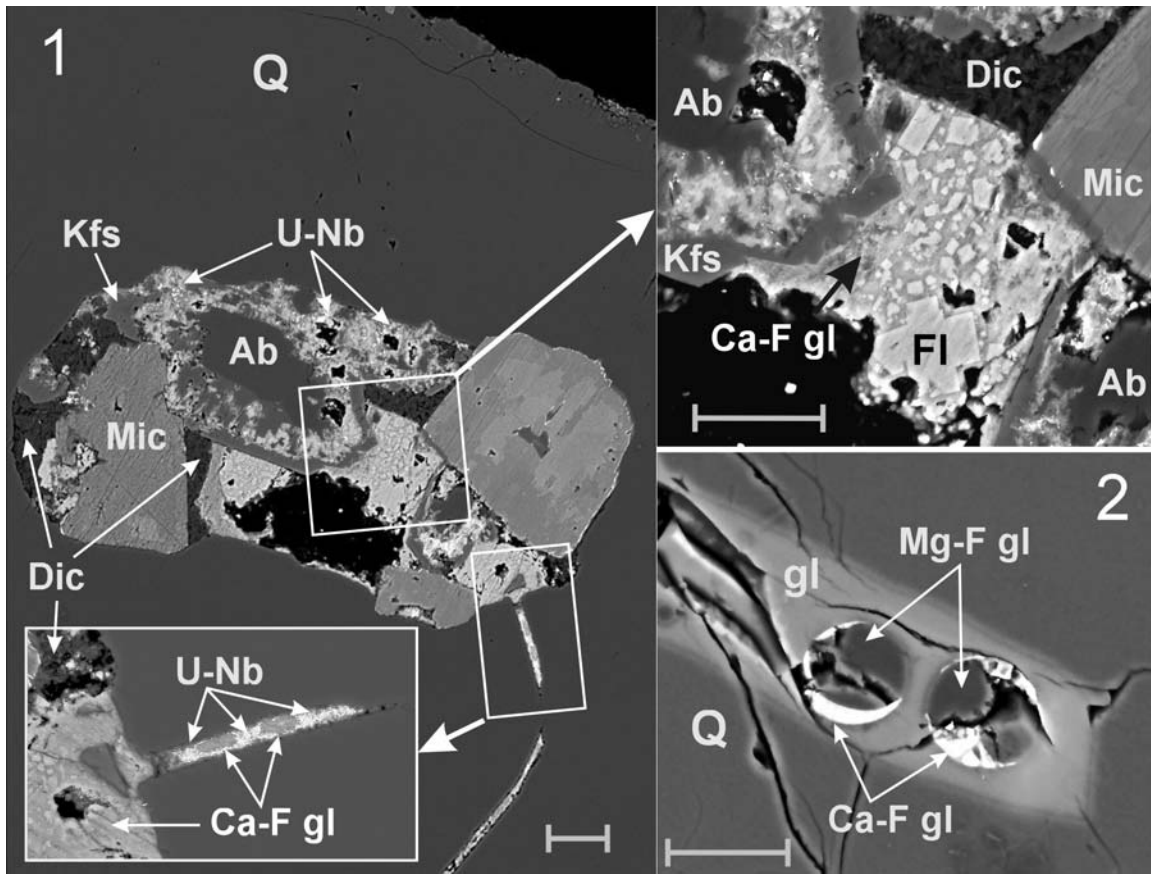


Рис. 9 Расплавные включения в кварце из богатых Ca и F пород массива Ары-Булак (1 – без нагрева, 2 – после нагрева до 900 °С). gl – алюмосиликатное стекло, Mic – слюда, Mg-F gl – “селлаитовая” фаза, U-Nb – минерал с U, Nb, Si, Al (изображения в BSE). Длина масштабной линейки - 25 мкм.

- Данные изучения расплавных включений (РВ) показывают, что фторидно-кальциевый и алюмосиликатный остаточные расплавы сосуществовали при температуре ниже $\beta \rightarrow \alpha$ перехода кварца (595-585 °С). Секущие прожилки в афировых породах, заполненные “флюоритовой” фазой с микровключениями прозопита и водных алюмофторидов кальция (предположительно, геарксутита $\text{CaAlF}_4\text{OH}\cdot\text{H}_2\text{O}$ и карлхинтзеита $\text{Ca}_2\text{AlF}_7\cdot\text{H}_2\text{O}$), также указывают на существование наиболее поздних порций фторидно-кальциевых расплавов, обогащенных Al и флюидом, после кристаллизации пород массива. Получены доказательства образования богатых Ca и F порфировых и афировых пород в результате процессов кристаллизации несмешиваемых расплавов алюмосиликатного и фторидно-

кальциевого состава и их взаимодействия с HF-содержащим водным флюидом.

- Состав содержимого РВ определен на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430VP с анализатором INCAEnergy 300. Остаточные и закаленные стекла большинства РВ имеют алюмосиликатный состав с широкими вариациями содержаний Si, Al, Na, K и F. В каждом из образцов обнаружены РВ со стеклами, имеющими аномально высокие концентрации Cs_2O - от 0.5 до 17.5 мас.%. Эти включения встречаются обособленно или совместно с обычными РВ и флюидными включениями как в ранних (центральных), так и в более поздних (краевых) частях зерен кварца. В остаточных и закаленных стеклах Cs распределен равномерно без какой-либо закономерной связи между Cs и петрогенными элементами (Si, Al, Na, K, F). Мольное отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{Cs}_2\text{O}+\text{Rb}_2\text{O})$ в большинстве случаев близко к 1, что свидетельствует о преимущественно “полевошпатовом” соотношении Al и щелочей в аномально цезиевых расплавах.

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)

- Изучены геохимия силикатных и карбонатитовых пород Томторского массива; по геохимическим трендам пород выявлено направление дифференциации ультраосновной-щелочной магмы и время отделения карбонатитовой жидкости; доказан туфогенный характер рудоносных Nb-REE пород и их генетическая связь с карбонатитовыми магмами массива.

- Томторский массив – крупнейший щелочной массив с самым большим в мире штоком карбонатитов. По запасам Nb, TR, Y, Sc он относится к месторождениям гигантам. Однако главные вопросы – возраст массива, его формационная принадлежность и генезис руд, являются дискуссионными и далеки от разрешения. Первые данные по геохимии изотопов C, O, Sr доказали эндогенный характер происхождения руд и несостоятельность гипотез их переотложения и осадочного происхождения (Покровский 2000). Нами получены первые цифры по геохимии Sr и Nd в карбонатитах и рудах, которые также оказались эндогенными. Их изотопные метки располагаются между деплетированной мантией и обогащенной мантией EM-1 (рис.10), что увязывается с геологическим положением массива на северо-восточной окраине Сибирской платформы, где большое влияние на изотопию мантийных пород имела субдукция океанических базальтов. По данным K-Ar и Rb-Sr методов (Зайцев и др. 1992) возраст массива оценивался от 800 до 250 млн. лет (более 100 определений), разброс значений которого, возможно, связан с метасоматическими изменениями пород. Нами получены первые данные по возрасту циркона из сиенитов массива, который равен 650 млн. лет (единичное определение, лаборатория ИГГД РАН). Из-за очень низкого для данных щелочных пород содержания Zr возникает большая проблема извлечения из них циркона.

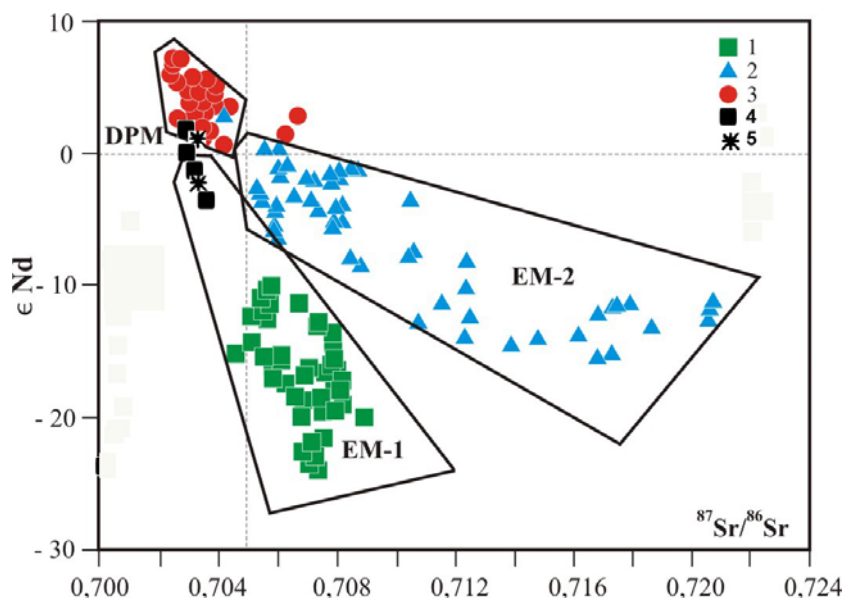


Рис. 10 Соотношения ϵNd и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах. 1-лампроиты Алдана, 2 - карбонатиты складчатых областей, 3- карбонатиты обрамления Сибирской платформы, **Томторский массив:** 4-карбонатиты, 5- руды.

- Детальные исследования химического состава и геохимии пород массива позволили нам обосновать более полную схему магматизма (Владыкин 2001, 2003, 2005). Обнаружены наиболее ранние ультраосновные породы массива - пироксениты и биотитовые пироксениты, далее кристаллизовались ийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты и карбонатиты. Впервые обнаружены К-щелочные вулканиты - пикриты и лампроиты (Владыкин 2005), которые образуют мощные силлы и, возможно, лавовые потоки. Эти силлы секут ранние карбонатиты и секутся более поздними карбонатитами. Руды массива, по нашим представлениям, представляют эксплозивные Fe-фосфатно-карбонатные туфогенные образования, сохранившаяся мощность которых в кальдере проседания достигает 400 м. Большие содержания жидкой и газообразной фазы при их извержении, возможно, определили гигантские концентрации в них Nb (до 15 %) и REE (до 10%). Эти образования можно назвать вулканогенными аналогами фоскорит-карбонатитов.

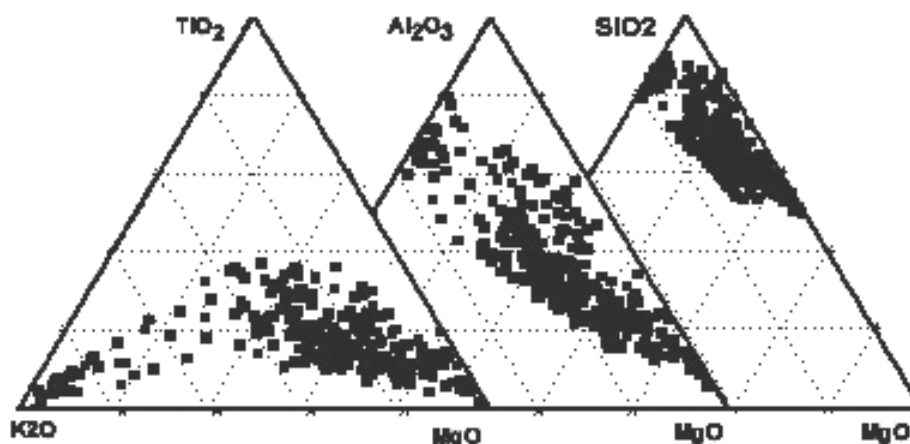


Рис. 11 Тройные корреляции петрогенных элементов в породах Томторского массива.

- Детальные петрохимические исследования силикатных пород на диаграммах тройных корреляций петрогенных элементов (**рис. 11**) свидетельствуют о едином тренде их составов и гомодромности пород этой щелочной серии. Довольно резкое преобладание калия над натрием особенно в более поздних сиенитах и пикрит-лампроитах (занимающих около 70% объема пород массива) означает принадлежность массива к формации К-щелочных пород. Отделение карбонатитовой жидкости происходило после кристаллизации сиенитов, что тоже характерно для формации К-щелочных пород (Владыкин 2006, 2007).

Спектры REE в карбонатах и рудах (ICP-MS анализы) имеют очень близкую конфигурацию и наклон кривых линий спектра (рис. 12) и отличаются только суммарными концентрациями REE.

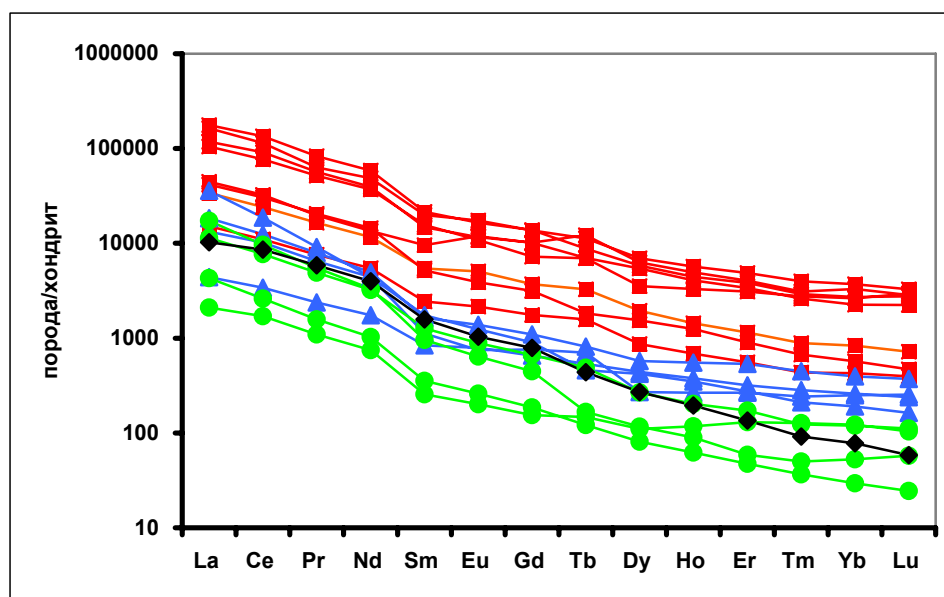


Рис. 12. Спектры REE в породах Томторского массива: красные значки - руды, синие - сидеритовые карбонаты, черные - апатит-магнетитовые породы, зеленые - кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонаты.

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.

- По геолого-геохимическим данным проведено сравнение условий седиментации и вулканизма толтинской толщи Тункинского, а также слюдянской и хангарульской серий Хамардабанского террейнов (д.г.-м.н. В.А. Макрыгина, Л.В. Куш). Установлено, что накопление толщ происходило в мелководных морских бассейнах типа окраинных морей, в условиях, благоприятных для карбонатакопления, поэтому, помимо значительных пачек мраморов, большинство пород содержит карбонатную примесь. Как и в хангарульской серии, в толтинской толще обнаружены сланцы, обогащенные MnO (до 0,87%), что определяет появление в серицит-хлоритовой зоне спессартинового граната.
- Распределение редких элементов идентично в метаграувакках толтинской и хангарульской толщ, но отличается от тех же пород слюдянской серии пониженными содержаниями U, Th и Nb (рис. 13). Это свидетельствует о разной зрелости коры в областях сноса: зрелой континентальной коры для слюдянской серии (модельный возраст метаграувакк составляет 2,8-2,9 млрд. лет (Котов и др., 1997)) и коры переходного типа для толтинской и хангарульской серий. Возможно, это была островная дуга, что подтверждается наличием пирокластического среднего материала в сланцах харагольской свиты, либо областью сноса служил фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента с модельным возрастом 1,2-1,4 млрд лет [Козаков и др., 2002]). Прослои метабазальтов в слюдянской и толтинской толщах могли формироваться в зонах спрединга окраинного моря, причем более развитого в Слюдянском бассейне, где изливались толеиты, близкие по геохимии к N-MORB, и в начальной стадии развития в Толтинском бассейне, в котором базальты обогащены несовместимыми элементами.

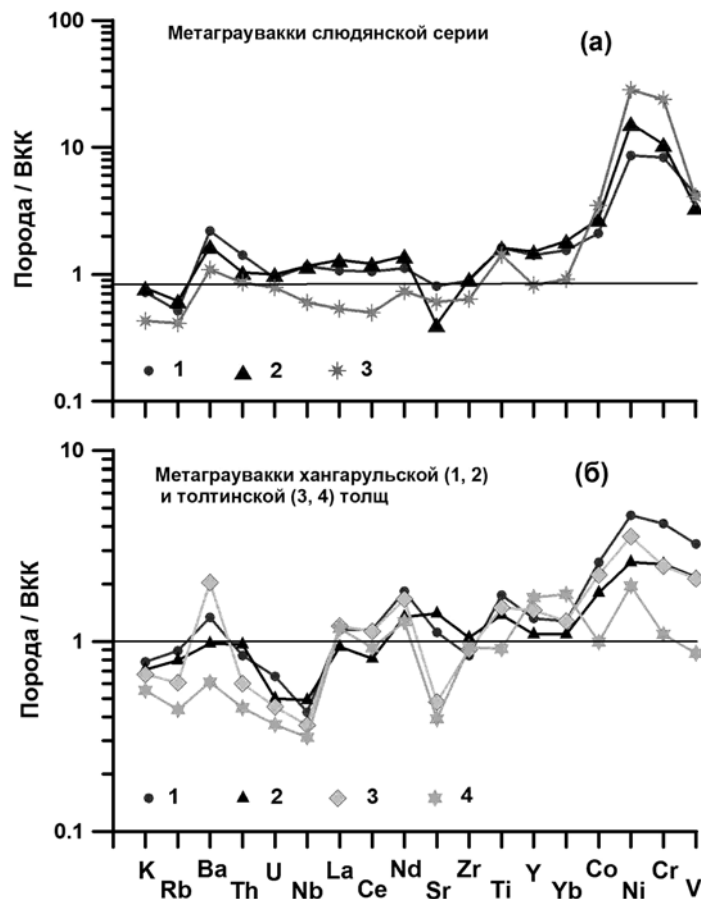


Рис. 13. Распределение редких элементов в метагнейсах слюдянской (а), хангарульской и толтинской (б) серий, нормированных по ВКК - верхней континентальной коре. (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

- При изучении геохимии гнейсов и гранитизированных пород Чуйской серии выявилось два этапа мигматизации пород разной геохимической сущности. Ранние мигматиты и гранито-гнейсы, развитые по всей площади Чуйского поднятия, имеют крайне низкие содержания большинства редких элементов. Вдоль Малоакитканского и Абчадского разломов мигматиты и гранитовидные породы резко обогащены REE, Zr, Nb, Th, U, с одной стороны, и Be, Sn – с другой (**рис. 14**). Это повторная субщелочная гранитизация, продукты которой называют приразломными метасоматитами. В лейкосоме мигматитов содержания калишпата доходят до 70%. По сути процесса – это щелочной метасоматоз с высокой активностью калия. Из них выплавляются граносиениты, также обогащенные названными компонентами, но в меньшей степени (Ирельский массив овоидных граносиенитов и Абчадский параавтохтонный массив в центре гранито-гнейсового купола). Именно эти гранито-гнейсы и гранитоиды слагают большую часть Даванской зоны смятия. На более позднем этапе проявляется кислотная стадия метасоматоза, где по бластокатаклазитам развиваются кварц-альбит-протолитионитовые образования типа грейзенов с бериллиевой минерализацией, которые характерны только для Даванской зоны смятия. О том, что метасоматиты развиваются именно по породам чуйской серии, свидетельствует тот факт, что они наследуют ее провинциальные особенности – крайне низкие содержания Sr, B, Li (**рис. 14**).

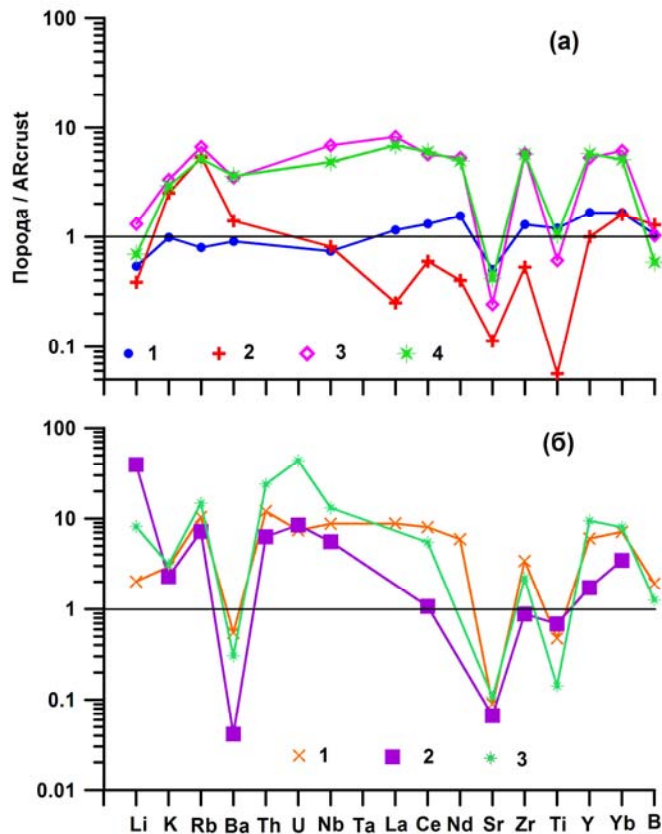


Рис. 14 а: 1 - гнейсы чуйской серии, 2 - гранитогнейсы ранней гранитизации, 3 - мигматиты и гранито-гнейсы субщелочной гранитизации, 4 - вулканиты хибеленской свиты. б: 1 - лейкограниты Даванской зоны, 2 - кварц-альбит-протолитионитовые грейзены, 3 – метасоматиты.

- Изучены геохимические особенности высокоглиноземистых сланцев пурпольской, тулуокитской и анайской свит Северного и Западного Прибайкалья (**рис.15**), представляющих предположительно древние переотложенные коры выветривания. Архейский модельный возраст, полученный для сланцев пурпольской и анайской свит ($T_{Nd} (DT-2st) = 2786 - 3144$ млн. лет), также говорит о древности пород области выветривания [Макрыгина и др., 2005]. Проведено сравнение их с непереотложенными неопротерозойскими корами выветривания ангинской серии Приольхонья (**рис. 15**), развитыми по линзам щелочных metabазальтов [Конева, 1988]. Геохимические исследования этих экзотических пород подтверждают, что все особенности их петрогенного и редкоземельного состава отвечают латеритным корам выветривания. Разная степень метаморфизма, меняющаяся в пурпольских сланцах от диаспоровой до кианитовой зон, не приводит к искажению состава этих пород.



Рис. 15 Изученные участки выходов древних кор выветривания (красные кружки – переотложенные, голубой – неперемещенные коры)

• Несмотря на преобладающее накопление в процессе выветривания одних и тех же гидрозатратных компонентов, коры наследуют геохимическую сущность исходных пород: высокий уровень Th, U, РЗЭ, унаследованный от зрелой континентальной коры фундамента платформы, и значительно более низкий их уровень при выветривании базальтов юной в то время островодужной коры в Приольхонье. Характерное для кор выветривания постоянство отношений Ti/Al, Ti/ Nb и V/Fe сохраняется для кор, развивающихся по породам щелочно-основного состава в Прильхонье, но заметно отличаются в продуктах выветривания пород более кислого состава (таблица 1). Поскольку данные коры переотложенные, мы можем сравнить эти отношения только с крайними по составу типами пород предполагаемого источника разрушения – амфиболовыми гнейсами и гранито-гнейсами Чуйского поднятия. По величине отношений видно, что основным материалом при выветривании служили кислые породы (гранито-гнейсы), доля средних и основных пород была мала. Состав исходных пород для анайских высокоглиноземистых сланцев, очевидно, был более основной. (d-г-м.н. Макрыгина В.А., к.г.-м.н. Конева А.А.)

Таблица.1. Отношения индикаторных элементов в исходных породах и корах выветривания

Свиты	Породы	Ti/Al	Ti/Nb(/100)	V/Fe·1000
<i>Приольхонье</i>				
Ангинская свита	Щелочные метабазалты	0,28	5,30	2,61
	Метакоры выветривания	0,32	5,28	2,96
<i>Северное Прибайкалье</i>				
Чуйская серия	Амфиболовые гнейсы	0,09	20,8	3,7
	Гранитогнейсы	0,03	1,1	0,9
Пурпольская свита	Хлоритоидные сланцы	0,045	3,3	1,3
	Дистеновые сланцы	0,045	3,07	1,1
<i>Прибайкальский выступ</i>				
Приморский комплекс	Граниты	0,019	0,52	0,59
Анайская свита	Хлоритоидные сланцы	0,04	1,73	2,19

- Впервые выполнено (д.г.-м.н. *Левуцкий В.И.*) геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование пород китойской серии Шарыжалгайского блока (**Рис. 15**), включая высокоглиноземистые металатеритные сланцы (руды) с установлением последовательности петрогенезиса и проявления геодинамических режимов литогенеза, метаморфизма и метасоматических преобразований толщи. Проведено изучение карбонатных пород в различных блоках (террейнах) Шарыжалгайского мегаблока (выступа), получены новые данные по корреляции серий в блоке.
- Основное внимание уделено породам малоизученной и относительно труднодоступной китойской серии Китайского силлиманитового месторождения. Впервые для пород месторождения проведено петрохимическое и геохимическое изучение и установлено, что силлиманитовые руды по существующим дискриминантным диаграммам (Юдович, Кетрис, 2000; Неелов, 1980) являются гидролизатными латеритными корами выветривания. Карбонатные породы Китайского месторождения по содержаниям Mn, Fe близки к мраморам и кальцифирам Онотского и Жидойского блоков Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы, но отличаются от мраморов Иркутного блока. Высокоглиноземистые породы Китайского силлиманитового месторождения обеднены SiO₂, обогащены TiO₂, Fe₂O₃ и характеризуются как аномально высокими концентрациями элементов группы железа (Cr, V, Ni), что свидетельствует об их формировании по основным и ультраосновным породам, так и многих литофильных элементов (Y, Zr, Nb), отражающих их становление при участии кислого субстрата. Исходный состав метаморфических пород в результате ультраметаморфических и постультраметаморфических процессов испытывает существенные изменения, которые проявляются в силлиманитовых сланцах в возрастании содержаний щелочей, оснований и уменьшении содержаний Al₂O₃, элементов группы железа. В породах основного состава, как и в других частях Шарыжалгайского блока, изменения выражаются в привносе SiO₂, Li, Rb, Ba, Sr и выносе оснований и железа.
- Изучение распределения редкоземельных элементов в метаосадочных породах Китайского месторождения и сравнение их с общеизвестными стандартами показало, что только биотит-гранатовые гнейсы китойской свиты полностью идентичны пелитовым породам PAAS, NASC, ES (Тейлор, Мак-Ленан, 1988). Для них характерно присутствие европиевого минимума. В то же время силлиманитсодержащие гнейсы в отличие от эталонов PAAS, NASC, ES имеют более высокие содержания РЗЭ, как и элементов группы железа. Корундсодержащие породы в наименьшей степени концентрируют РЗЭ и в них отсутствует европиевый минимум. По геохимическим данным проведена геодинамическая реконструкция образования толщи и установлено, что в нижних частях разреза образование основных метавулканитов происходило в спрединговой зоне окраинного моря, на границе океана и континента, а формирование осадочных пород – в мелководных обстановках окраинного моря. В верхних частях отмечалась дезинтеграция материала, становление латеритной коры выветривания и образование гидролизатов – в континентальных условиях и, иногда, судя по присутствию мраморов, в водной среде. Процессы метаморфизма осуществлялись при коллизионных процессах, а процессы ультраметаморфических преобразований – в син- и постколлизионных обстановках. Для пород серии получен позднеархейский возраст прорывающих метаморфические породы ультраметагенных гранатовых гранит-пегматитов. Это является принципиально важным, так как существовало мнение об отнесении пород Китайского месторождения к слюдянскому комплексу, для которого в последнее время получены раннепалеозойские датировки гранитоидов.