РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Кольский научный центр РАН

Геологический институт

Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита

Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания
“ПЕТРОГРАФИЯ XXI ВЕКА”
(г. Апатиты, 20 – 22 июня 2005 г.)

ТОМ 3

Апатиты, 2005

Печатается по постановлению
Президиума Кольского научного центра Российской академии наук

УДК 552.1, 553.21

Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита:
Материалы Международного (X всероссийского) петрографического совещания (г. Апатиты, 20-22 июня 2005 г.), том 3. - Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2005. – 302 с.

В сборнике представлены расширенные тезисы докладов десятого юбилейного бывшего всесоюзного, а ныне международного петрографического совещания «Петрография XXI века», организованного Геологическим институтом КНЦ РАН под эгидой межведомственного петрографического комитета отделения наук о Земле РАН. В третьем томе материалов участниками совещания рассматриваются вопросы петрогенеза и связи рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Значительная часть статей основана на материалах изучения пород и месторождений Балтийского щита.

Материалы сборника представляют интерес для широкого круга геологов.

Редколлегия:
академик РАН Ф.П.Митрофанов (отв. редактор), Ж.А.Федотов

© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2005
© Кольский научный центр РАН, 2005

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

Kola Science Centre RAS

Geological Institute

Petrology and ore content of the Commonwealth of Independent States and Baltic Shield

Proceedings of International (X All-Russian) Petrographic Conference
"PETROGRAPHY of the 21st CENTURY"
(June 20 – 22, 2005, Apatity)

Volume 3

Apatity, 2005

Printed by the decree of
Presidium of Kola Science Centre, Russian Academy of Sciecnes

UDK 552.1, 553.21

Petrology and ore content of the Commonwealth of Independent States and Baltic Shield: Proceedings of International (X All-Russian) Petrographic Conference (June 20-22, 2005, Apatity), Volume 3. - Apatity: Publ. of Kola Science Centre RAS, 2005. – 302 p.

The publication contains extended abstracts of the presentations given at the tenth jubilee former All-Russian, now International Petrographic Conference «Petrography of the 21st century» organized by the Geological Institute KSC RAS under the aegis of the Interdepartmental Petrographic Committee, Department of Earth's Sciences RAS. Volume III regards questions of petrogenesis and relation between ore formation and magmatism and metamorphism. Considerable portion of the presentations is based on the data obtained during the investigation of rocks and deposits of the Baltic Shield.

The proceedings may be of interest of specialists dealing with diverse geological sciences.

Editorial Board:
F.P. Mitrofanov, academician RAS (editor-in-chief), Zh.A. Fedotov

© Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, 2005
© Kola Science Centre RAS, 2005

Организаторы

- Российская академия наук
- Межведомственный петрографический комитет Российской академии наук
- Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук
- Министерство природных ресурсов Российской Федерации
- Министерство образования и науки Российской федерации

Оргкомитет петрографического совещания:

Председатели
О.А. Богатиков, Ф.П. Митрофанов, А.А. Селин

Заместители председателя
А.М. Курчавов, В.А. Припачкин

Ученый секретарь
Ж.А. Федотов

Члены оргкомитета
К.А. Абдрахманов, А.А. Абдулин, М.В. Андропов, В.Н. Анфилогов, Н.С. Бортников, В.А. Глебовицкий, И.В. Гордиенко, А.В. Григорьев, Т.Н. Далимов, Р.Т. Джрбашян, Н.Л. Добрецов, Д.А. Додин, К.Е. Есипчук, Н.Н. Зинчук, В.А. Жариков, В.И. Коваленко, Л.Н. Когарко, С.П. Кориковский, В.А. Коротеев, М.И. Кузьмин, Е.А. Кулиш, В.С. Куликов, Н.П. Лаверов, Ф.А. Летников, А.А. Маракушев, Ю.Б. Марин, Р.Л. Мелконян, Г.В. Поляков, В.В. Ревердатто, И.Д. Рябчиков, Е.В. Скляров, Н.В. Соболев, А.И. Ханчук, А.Х. Хасанов, Н.М. Чернышов, Л.Н. Шарпенок, В.В. Шатов, Н.П. Юшкин

Финансовая поддержка

- Российский фонд фундаментальных исследований (грант № 05-05-74015)
- Отделение наук о Земле Российской академии наук
- Кольский научный центр Российской академии наук
- Глава администрации города Апатиты

Тексты статей воспроизведены с авторских оригиналов
с минимальной технической правкой

Рудоносные магмоформации и нетрадиционные модели их формирования

К.А. Абдрахманов, К.А. Арыстанов

Алматы, Казахстан, Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева

Рудоносные магмоформации отличны от нерудоносных по петрологическим, геодинамическим, рудогенерационным и рудолокализационным параметрам.

Наиболее ярко выраженной спецификой колчеданно-полиметаллических месторождений не только Казахстана, но и во всем мире, является пространственно-временная и генетическая связь кислых, нередко ультракислых пород высокой щелочности, как калиевой, так и натриевой с сульфидными рудами, легких петрогенных элементов (Si, K, Na, Al) с сидеро- и халькофильными компонентами, образующими более плотные рудные скопления. Колчеданное промышленное оруденение локализовано в надпорфировой стратифицированной терригенно-углеродисто-кремнистой толще в депрессионных ловушках в обрамлении купольно-кальдерных вулканов. Очень редко руды фиксируются в верхней части порфирового комплекса.

Для колчеданно-порфиро-полиметаллического рудообразования предполагается модель гравитационного обособления более тяжелых рудных компонентов в кислой магме пониженной плотности. Реализация данного механизма рудообогащения возможна при условии сонахождения легких петрогенных и более плотных рудогенных компонентов в единой магмосистеме, что требует их одновременного привноса в промежуточный обособленный магмоочаг из первоначального базальтоидного источника. Этот процесс возможен при магматической эволюции и миграции в серии многоуровневых коровых очагов, которые обусловливают перенос легкоплавкой силикатной и рудно-сульфидной систем, характеризующихся контрастной плотностью. Различие плотности силикатной и рудной систем является первопричиной их обособления, и как следствие формирования высококонцентрированных рудных расплавов-растворов, проявляющихся после порфирообразования.

Эволюция рудогенерирующей магмосистемы в серии промежуточных очагов возможна в относительно закрытом режиме, когда расплав не достигает поверхности земной коры и перемещается из нижнего уровня на более верхний скачкообразно, что создает спонтанно-взрывную смену равновесного состояния неравновесным, резкое понижение флюидного давления, вследствие чего происходит совместный выброс легких петрогенных элементов и рудно-сульфидных комплексов из базальтовой магмы.

Порфировый режим магматизма типичен для поздне- и постокеанических рифтовых поясов линейно-дугообразной ориентировки согласно с морфологией океанических палеобассейнов со слабым базальтоидным магматизмом, развивающихся в окраинно-континентальных структурах, характеризующихся в начале флишоидными терригенно-сланцевыми формациями, затем интенсивным порфировым вулканизмом и на затухающей стадии рудообразованием стратиформного типа и завершающим магматизмом основного состава.

В магморудоочаговой области петро- и рудогенные элементы размещены в закономерной вертикальной зональности, а именно, сверху вниз калиевые, калиево-натриевые, натриевые порфиры, обогащенные относительно калиевых кремнием и имеющие повышенный фон кальция и железа, далее медь, цинк, свинец, серебро, барий, железо, марганец. Этой зональностью можно объяснить размещение медных руд под свинцово-цинковыми, а над последними железо-марганцевых.

Нередко колчеданно-порфировые месторождения размещены во флишевых терригенно-карбонатно-сланцевых ритмитах без порфирового вулканизма, но с тонкими протяженными горизонтами пепловых туфов калишпатовых порфиров (Мегген, Риммельсберг, Германия; Маунт-Айза, Австралия).

Базальт-андезит-дацитриолитовые последовательно дифференцированные формации, сопровождающиеся колчеданными золото-медно-цинковыми и серебряно-барит-полиметаллическими рудами, наиболее рудоносны в островодужных структурах энсиматического и энсиалического типа. Энсиматические формации более меденосны, нередко платиноносны. В этих формациях рудоконцентрация осуществляется, возможно, способом отжимания легкоплавких петрогенных компонентов в парагенезисе с рудными к основанию очаговой области в процессе консолидации базальтовой магмосистемы сверху вниз. Этим объясняется локализация рудных залежей в интервале между верхней частью андезитовой и нижней зоной дацитриолитовой толщ. Кроме того, наиболее поздние малые интрузии плагиогранит- и

граносиенит-порфиров генерирует медно-полиметаллическое гидротермально-метасоматическое оруденение прожилково-вкрапленного типа в вулканогенно-осадочном субстрате. Рудоносные базальт-андезит-дацитриолитовые формации типичны для завершающей стадии вулканизма.

Формирование гигантских железорудных месторождений соколово-сарбайского типа (Западный Казахстан) происходило по традиционной контактово-скарно-метасоматической модели, но источником железа являлись не сквозьмагматические флюиды, а кремнисто-натриево-железистые растворы, отделявшиеся от исходной высококальциевой основной магмы в режиме раннего обособления кальция, магния и алюминия от железа, кремния и натрия, о чем свидетельствуют петрологические данные (основные плагиоклазы нескольких генераций, магнезиально-кальциевые фемические минералы, прямо- и обратнозональные плагиоклазы с ортоклазовой оболочкой в средне-основных породах). Железооруденение развивалось по вулкано-плутонической модели в отличие от плутонической (расслоенные интрузии) и вулканической (колчеданные формации).

На вулканическом этапе формировались карбонатно-андезито-базальтовые толщи в обрамлении вулканических структур в рифтовых зонах, в основании которых следует прогнозировать стратифицированные медно-колчеданные с золотом руды. На плутоническом этапе происходила концентрация железа в основании магмоочага способом его гравитационного фракционирования. Совместно с железом отжимались кремний, натрий и флюиды. Натриевые железистые растворы проникали вверх вслед за габброидными интрузиями вдоль их приконтактовых зон и замещали карбонатные породы в вулканогенно-осадочном разрезе, образуя скарно-магнетитовые пластообразные залежи. При этом натриевые флюиды проникали раньше железоносных, образуя альбититовые метасоматиты и околоскарновые породы.

Медно-магнетитовые с золотом, селеном, теллуром месторождения в генетической связи с лейцит-тефрит-шонкинитовой формацией возникли из остаточных калиево-железистых растворов, обособившихся от щелочно-тефрит-базальтоидной магмы в процессе ее гравитационного фракционирования на щелочно-пироксенитовую, шонкинитовую и лейцитофировую составляющие. Гистеромагматическое оруденение железа фиксируется в биотитовых пироксенитах, промышленные руды развивались в карбонатно-доломитовых породах в обрамлении шонкинит-пироксенитовых интрузий.

Отделение щелочно-кремнисто-железистых растворов не зависит от их щелочности, более важно отторжение кальция, магния и алюминия от железа, кремния и натрия (или калия) на ранней стадии эволюции рудогенерационного магматизма и последующее фракционирование железоносных флюидов в магмоочаговой области.

В геодинамическом плане железорудные месторождения соколово-сарбайского типа связаны с постокеаническими рифтами в пограничной зоне океан — континент. Подобный геодинамический режим благоприятствует привносу теплового и натриевого флюидного потока вдоль пограничных глубинных разломов и повторному расплавлению обогащенной железом позднеокеаничекой коры.

По геофизическим данным железоносные рифтовые пояса вдоль внешней периферии палеоокеанов характеризуются линейно-овальными верхнемантийными депрессиями, выполненными повторно расплавленными позднеокеаническими базальтами, исходно обогащенными железом в процессе эволюции океанической коры. Эти мантийно-базальтовые очаговые структуры в процессе консолидации обогащались железом в основании путем кристаллизационно-гравитационного фракционирования, где возникали щелочно-железистые флюидные системы, наиболее масштабно в их ядерных частях. На основании этого можно полагать, что гиганты типа Качарского, Соколовского, Сарбайского месторождений, образовались над центральными зонами мантийно-базальтовых депрессий, а небольшие объекты тяготеют к их периферии.

Перспективы постокеанических пограничных рифтовых зон на железорудные гиганты с серебром связаны с выявлением мантийно-базальтовых депрессионных структур в северном продолжении Торгайского рудного пояса на территории России и южном – в Юго-Западном Казахстане и Узбекистане.

Гигантские хромитовые месторождения (Западные Мугоджары, Казахстан) генетически связаны с дунит-гарцбургитовой формацией, возникшей при расслоении по гравитационно-кумулятивной модели океанит-пикритовой магмосистемы. Рубидий-стронциевый возраст этой формации средне-верхнедевонский (380-385 млн. лет). Это позволяет полагать, что дунит-гарцбургитовая формация образовалась при повторном плавлении герцинской океанической коры за счет теплового флюидного потока вдоль пограничного Урало-Сакмаро-Орь-Илекского

глубинного разлома на стыке платформа — океан. Океаническая кора Урало-Мугоджарского палеоокеана была субдуцирована под восточный край Восточно-Европейской платформы и в постокеаническую стадию при флюидно-тектонической активизации вдоль пограничной зоны глубинных разломов подверглась плавлению и подъему в верхние структурные этажи и гравитационному расслоению на уровне консолидации в виде конусовидных и седловидных лополитов с линзовидными языками. При этом наиболее рудоносны массивы, сформированные за счет гарцбургитовой магмы, обогащенной хромитом на океанической стадии.

Главным аспектом в формировании молибден-медно-порфировых и золото-медно-порфировых месторождений является петрогенезис рудоносных порфиров умереннокислого состава, которые интерпретируются как производные совмещенного субщелочного базальтоидного и сиалического магматизма, обусловленного наложением гранитизирующих калиево-натриевых флюидов на базальтовый субстрат, образованием порфировой магмы по модели метамагматизма в жидкофазной среде, ее последующим расщеплением в промежуточном очаге и синхронным обособлением рудоносных флюидов в нижней части порфироочаговой системы. Данная модель порфирового рудогенеза может быть определена как гранитогенно-базальтоидная и проявлена на стыке океанической коры и наложенных коллизионных структур континентальных вулканно-плутонических поясов (Коунрад, Актогай, Казахстан; Алмалык, Узбекистан). Масштабы оруденения определяются степенью метамагматической гранитизации океанической коры в глубинном очаге, а состав руд зависит от геохимической специализации базальтоидного субстрата, фиксируемого в виде габбро-диорит-монцонитоидных интрузий. Рубидий-стронциевый и неодим-самариевый возраст габбро-монцонитов месторождения Актогай (Казахстан) отвечает времени формирования позднеокеанической коры (370-380 млн. лет), калий-аргоновый возраст рудоносных порфиров (310-315 млн. лет) фиксирует главную фазу гранитообразования в вулканно-плутоническом континентальном поясе.

Крупные золоторудные месторождения кумторского, мурунтауского и бакырчикского типов (Кыргызстан, Узбекистан, Казахстан) образовались путем тектонизации, плутонодинамотермального метаморфизма обогащенных золотом кремнисто-углеродисто-песчаниково-алевролитовых флишоидных толщ в пограничных рифтовых зонах на стыке океан—континент. При этом золотосодержащие формации приурочены к депрессионным структурам, где золото, видимо, концентрировалось как в процессе подводной гидротермальной деятельности, так и путем эрозии пород континентальной и океанической кор. Предполагается возможность мобилизации золота из ранее возникших вулканогенно-осадочных формаций, подстилающих золоторудные объекты. Принципиально важно, что месторождения золота формировались в процессе постокеанической тектоно-магматической активизации рифтовых зон в области сочленения океанической и континентальной кор.

Золоторудные месторождения степнякского типа (Северный Казахстан) приурочены к внутриконтинентальным впадинам и связаны с кремнисто-терригенно-андезит-базальтовой и габбро-диорит-граносиенитовой формациями островодужного типа. На вулканическом этапе золотое оруденение концентрировалось в кремнисто-углеродисто-терригенных ритмитах гидротермально-осадочным способом в обрамлении андезитовых вулканических сооружений. Золото тяготеет к основанию андезит-базальтовой формации. На плутоническом этапе в процессе консолидации андезито-базальтовых очагов сверху вниз золото и легкие петрогенные элементы (K, Na, Si, Al) отжимались к их основанию, где возникали золотоносные флюиды, которые поднимаясь вверх вслед за малыми интрузиями габбро-диоритов, сиенодиоритов и гранит- и граносиенит-порфиров, ответственны за развитие промышленных кварцево-жильно-штокверковых месторождений золота в узлах сопряжения разноориентированных разломов.

Золоторудные месторождения, залегающие во внешних тыловых частях окраинно-континентальных вулканических поясов, могут интерпретироваться как производные плутоно-термального и мобилизационно-гидротермального преобразования золотосодержащих кремнисто-углеродисто-песчано-сланцевых толщ в связи с вулканно-плутонической деятельностью в смежных структурах. К такому типу относятся месторождение Акбакай (Казахстан), Майское, Нежданинское (Россия). Эти объекты формировались многоэтапно и сопряжено с континентальным вулканизмом и гипабиссальным плутонизмом, сопровождаясь серией даек и малых интрузий пестрого от гранит-порфирового до лампрофирового состава.

Рудомагмоформационная специализация пограничных глубинных зон на стыке платформа—океан, океан—континент, континент—континент

М.К. Абдрахманов, А.К. Абдрахманова К.А., Абдрахманов

Алматы, Казахстан, Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева

Пограничные зоны вдоль сверхглубинных разломов на стыке платформенных, континентальных и океанических сегментов земной коры с разнотипным стилем геологического и вещественно-формационного строения, геодинамической эволюции и совмещенностью разновозрастных и различных по составу формационных колонок, субвертикальных и субгоризонтальных дислокаций характеризуются специфическим магматизмом и крупномасштабным рудогенезом.

Пограничная зона вдоль стыка Восточно-Европейской платформы и Урало-Мугоджарской складчатой зоны на месте герцинского палеоокеана сопровождается дунит-троктолит-гарцбургитовой формацией с гигантскими хромитовыми месторождениями кемпирсайского типа (Западный Казахстан), хромитовыми рудами саранского типа (Западное Приуралье), субщелочной габбро-эссексит-пироксенитовой с титаномагнетитом, платиноносной дунит-пироксенит-габбровой нижнетагильского типа, слагающей зонально-кольцевые интрузии, золотоносной габбро-диорит-граносиенитовой, возможно, алмазоносной лампроитовой. Все эти рудоносные формации формировались в постокеаническую стадию, когда герцинская океаническая кора была сформирована и субдуцирована в восточную окраину Восточно-Европейской платформы.

Предполагается, что высокая хромитоносность дунит-гарцбургитовой формации кемпирсайского типа связана с повторным плавлением под действием флюидно-теплового потока вдоль пограничного глубинного разлома ранее сформированного гарцбургитового рестита герцинской океанической коры, обогащенного хромитом при расслоении базальтовой магмы в океанических структурах, последующим подъемом гарцбургитового (пикрит-океанитового) расплава и его гравитационно-кумулятивным расслоением на уровне становления конусовидных и седловидно лополитовых массивов. В процессе повторного расслоения обогащенного хромитом раплава гарцбургитового состава возникли дуниты, насыщенные богатыми стратифицированными хромитовыми залежами, и небольшие объемы габбро-норитов и троктолитов. Дунит-гарцбургитовая формация имеет среднедевонский (380 млн. лет) рубидий-стронциевый возраст, в ней резко доминируют гарцбургитовые породы истощенного типа, ее нельзя интерпретировать как тектонизированные офиолиты. Подобная формация связана с пограничной глубинной зоной и вне ее пределов не встречается.

Кварцево-золоторудные жильно-штокверковые гиганты мурунтауского типа (Узбекистан) локализованы в пограничной зоне рифейской океанической коры (Торгайско-Южно-Тянь-Шанской) докембрийского континента (Восточно-Уральско-Восточно-Мугоджарско-Заревшанско-Алайского), гранитизированного в рифейское и повторно в верхнепалеозойское время. Предполагается, что в постокеаническую стадию (венд-кембрий) в пограничной области океан—континент развивалась рифтовая зона, где в седиментационных структурах формировались золотоносные кремнисто-углеродисто-терригенно-сланцевые и вулканогенно-осадочные андезито-базальтовые толщи. Золото, видимо, привносилось в процессе подводно-гидротермальной деятельности. В кембро-ордовикский период ранее заложенная пограничная рифтовая зона подверглась повторной активизации в связи с начальной немагматической стадией ордовикско-девонского океанического корообразования на рифейском океаническом фундаменте. Эта активизация обусловила образование ритмично-слоистой флишоидной конгломерато-песчаниково-алевролито-сланцевой, нередко углеродистой формации (бесапанская, щебектинская свиты), слагающей узкие линейно-протяженные троги и обогащенные золотом как эндогенного, так и экзогенного источников. В период ордовикско-силуро-девонских океанических процессов на площади Торгайско-Южно-Тянь-Шанской рифейской океанической коры пограничная рифтовая зона перестала функционировать, но подверглась тектонизации, динамотермальному и магматическому (интрузивному) метаморфизму, гидротермальному преобразованию, что обусловило мобилизацию золота и сопутствующих компонентов из пород нижнего венд-кембрийского и верхнего кембро-ордовикского уровней и образование крупных кварцево-жильно-штокверковых месторождений. Золотооруденение может быть проявлено на двух рудолокализационных уровнях.

Принципиально новый подход в определении размещения руд золота мурунтауского типа на стыке океанической и континентальной кор и решающей роли процессов взаимодействия их геологических формаций, в том числе золотоносных, при постокеанической тектоно-магматической активизации пограничных глубинных разломов, позволяет прогнозировать крупные рудоскопления в юго-западной и южной периферии Южно-Тянь-Шаньской океанической коры (Узбекистан) и вдоль восточного края Восточно-Мугоджарского (Казахстан) и Восточно-Уральского (Россия) докембрийско-герцинских континентальных массивов.

Крупномасштабное золото-сульфидно-редкометалльное оруденение кумторского типа (Кыргызстан) так же имеют пограничную природу на стыке океан—континент. В этом случае рифейская океаническая кора, коллизированная и преобразованная в более молодую в ордовикско-девонское и верхнепалеозойское время, контактировала с Казахстанско-Кыргызским докембрийским континентом, гранитизированным в ордовикско-девонский коллизионный период. Можно полагать, что в пограничной области океан—континент развивались постокеанические узкие линейно-протяженные седиментационные троги, где формировались золотосодержащие сульфидоносные кремнисто-терригенно-сланцевые ритмиты венд-раннекембрийского возраста, которые явились источником золота. Наложенная тектоно-магматическая активизация мобилизовала золото, концентрируя его в виде линзообразных залежей и жильно-штокверковых столбов, обогащенных вольфрамом.

Подобный подход в оценке геодинамической позиции золото-платиноидно-редкометалльного месторождения Кумтор дает основание в прогнозе крупных рудных объектов вдоль всей пограничной области Казахстанско-Кыргызского континента с рифейской океанической корой, на месте которой возник ордовикско-девонский палеоокеан (Южно-Тянь-Шанско-Иргизско-Денисовско-Западно-Торгайский). Весьма специфично, что вдоль этой пограничной зоны развиты позднерифейско-раннекембрийские железистые кварциты (Жетым-Тау, Кыргызстан), полиметаллы в карбонатно-сланцевом субстрате, терригенно-медистые осадки, фаменотурнейское полиметаллические месторождения в карбонатной раме каратауского типа, гигантские скарно-магнетитовые руды качарско-соколово-сарбайского типа в нижнекаменноугольной карбонатно-доломит-андезит-базальтовой формации. Это свидетельствует о полиметалльности пограничных структур на стыке океан—континент и их многократной разновозрастной тектоно-магматической активизации.

Межконтинентальные пограничные зоны (Степняк-Ешкеольмес-Чу-Илийская, Казахстан) развивались как внутриплитные рифты с полным набором пород офиолитовой ассоциации, которые фиксируются как протрузивные и тектонизированные блоки и чешуи. Для позднеокеанической стадии этой зоны характерны углеродисто-песчано-алевролито-сланцевые формации в депрессионных структурах, кремнисто-углеродисто-терригенно-андезито-базальтовые и габбро-сиенодиорит-граносиенитовые островодужные в наложенных впадинах. В процессе коллизии и гранитизации золотосодержащие толщи, подвергаясь тектоническому и плутонотермальному метаморфизму, явились источником для формирования крупных гидротермально-метасоматических месторождений (акбакайский тип, Казахстан).

Кремнисто-углеродисто-терригенно-андезито-базальтовые формации, слагающие межконтинентальные депрессионные структуры, сопровождаются сингенетичным золотооруденением в кремнисто-терригенных осадках в основании и по периферии андезит-базальтовых вулканических сооружений. С андезит-базальтовой формацией ассоциируют комагматичные габбро-сиенодиорит-граносиенитовые малые интрузии, ответственные за развитие крупных месторождений золота гидротермально-метасоматического типа (Степняк, Бестобе, Аксу, Жолымбет, Казахстан). Щелочно-кремнисто-золотоносные флюиды были сконцентрированы в основании габбро-диоритовых очагов путем отжима золота, кремния и щелочей при консолидации магмосистемы сверху вниз. Подобный механизм золотоконцентрирования согласуется последовательностью магморудогенеза от габбро-диоритов через сиенодиориты, затем граносиенит- и гранит-порфиры до гидротермально-метасоматических кварцево-жильно-штокверковых руд по внешней периферии гипабиссальных габбро-диоритовых интрузий и вдоль приконтактовых зон граносиенит-порфировых даек. Золотоносные островодужные андезит-базальтовые и габбро-диоритовые формации типичны для пограничных глубинных разломов на стыке континент—континент.

Таким образом, идея о связи специфических магматических формаций и ассоциирующихся с ними крупных и суперкрупных месторождений золота, железа, хрома, платины, иногда с редкими металлами и редкими землями, представляется в теоретическом отношении достаточно

обоснованной и имеющей в прикладном плане огромное значение, поскольку локализует прогнозирование крупномасштабного оруденения вдоль пограничных зон платформа—океан, океан—континент, континент—континент. Важно отметить, что глубинные пограничные зоны являются наиболее рудо- и магмогенерирующими в постокеаническую стадию, когда в ходе мощной тектоно-магматической активизации происходит привнос в пограничные области вдоль разломных структур тепла и флюидов, способных повторно расплавлять породы смежной океанической и континентальной кор. Все выявленные месторождения пограничных зон имеют постокеанический возраст, это исключительно важный критерий прогноза рудоносных формаций.

В ранне- и позднеокеаническую стадии пограничные глубинные зоны представляли окраинные структуры палеоокеана и смежного континента и только на стадии консолидации коры, вследствие ее охлаждения и сжатия, зоны пограничных разломов становились проницаемыми для флюидов и теплового потока, что создавало благоприятные условия для повторного плавления как пород океанической, так и континентальной кор с образованием магматических масс, подъема вещества неистощенной мантии, мобилизационного и тектонодеформационного преобразования разновозрастных и разнотипных по составу геологических формаций, в том числе углеродисто-кремнисто-терригенно-сланцевых флишоидных ритмитов, геохимически специализированных на благородные металлы. Зоны пограничных глубинных разломов на постмагматической стадии сопровождаются активной подводно-гидротермальной деятельностью в рифтогенных троговых и депрессионных структурах, являвшимися своеобразными рудоконцентрирующими ловушками.

Проблема дальнейшего комплексного исследования зон пограничных глубинных разломов на стыке платформа—океан, океан—континент, континент—континент имеет теоретическое и прикладное значение в планетарном масштабе.

Особенности распределения благородных металлов в вулканогенно-осадочных и ультрамафит-мафитовых комплексах пород Муйской зоны (Северное Забайкалье)

Б.Н. Абрамов

Чита, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, root@cinr.chita.su

Муйская структурная зона относится к числу наиболее перспективных в Восточной Сибири на благороднометалльное оруденение. Основным профилирующим рудным элементов здесь является золото. В настоящее время в пределах зоны известно более 300 рудопроявлений и месторождений золота. Их них наиболее широко распространены проявления золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций.

Выявлено, что золоторудные месторождения в Муйской зоне развиты, большей частью, в пределах островодужных, турбидитных и кратонных террейнов [1]. Известно, что металлогения и геодинамические обстановки формирования благороднометалльного оруденения связываются, главным образом, с магматическими процессами. Их проявления, в рассматриваемом регионе, вероятно, были обусловлены многократной пульсационной деятельностью плюмов. Это было выражено конвективными перемещениями значительных масс мантийного вещества и в связи с этим проявлением коллизионных процессов в верхних горизонтах литосферы [2]. Вследствие этого по зонам разуплотнения в земной коре происходило внедрение магматических образований.

В Муйской структурной зоне широко зоны линиаментов, имеющих преобладающее меридиональное и диагональные направления. Мощность этих линиаментов достигает 250 км, протяженность – несколько сотен километров. Так, одна из зон глубинных нарушений по долготе ориентировочно 1160, по линии золоторудные месторождения Сухой Лог – Балей, пересекает Муйскую зону, в пределах которой они трассируются выходами рифейских ультрабазитов парамского комплекса (Парамский и Шаманский массивы) [3]. Эти зоны также трассируются выходами рифейских интрузий муйского комплекса и рифейскими вулканогенно-осадочными образованиями килянской и нюрундуканской свит. К этим же образованиям пространственно приурочена преобладающая часть золоторудных проявлений Муйской зоны.

Единая структурная позиция этих образований и геохимическое сходство позволяют предполагать формирование их в результате длительного единого тектоного-магматического процесса в зонах разуплотнения литосферы. В пользу этого свидетельствует следующее:

– сходство составов гранитоидов муйского комплекса с кислыми лавами килянской серии. Особенности распределения главных и редкоземельных элементов позволяет предполагать их генетическое родство [3];

– базальтоиды килянской и нюрундуканской свит наряду с имеющимися отличиями имеют общие геохимические особенности, позволяющие предполагать их генетическое единство. Так, по большинству параметров распределения главных, малых и редкоземельных элементов базальтоиды килянской и нюрундуканской свит попадают в пограничную зону между океаническими толеитами NMORB – типа и островодужными известково-щелочнымим базальтами [3];

– единство структурной позиции рассматриваемых интрузивных и вулканогенно-осадочных комплексов пород.

– повышенная золотоносность данных образований. Плотность распределения золоторудных проявлений имеет четкую пространственную приуроченность к выходам интрузивных образований муйского и парамского комплексов, вулканогенно-осадочным отложениям килянской и нюрундуканской свит. С интрузиями базит-ультрабазитов Довыренского комплекса, имеющими в регионе ограниченное распространение, связно платинометалльное оруденение.

Следует отметить, что наибольшая плотность распределения рудопроявлений золота в пределах Муйской зоны отмечена в районе Южно-Муйской глыбы в бассейне р. Тулдунь, где пересекаются зоны глубинных нарушений северо-восточного и меридионального направлений.

Характерно, что средние содержания благородных металлов в этих породах значительно превышают их кларковые концентрации (табл.1).

Таблица 1. Средние содержания благородных металлов в золотоносных комплексах пород Муйской зоны

Породы, руды	Au			Ag			Pt			Pd		
	n	x	s	n	x	s	N	x	s	n	X	s
Парамский комплекс (PR_1)*												
Парамский массив. Перидотиты, дуниты	75	10		75	0,20		75	7				
Шаманский массив. Перидотиты, дуниты, гарцбургиты, хромиты	5	50		5	1,24		5	19		5	250	
Муйский комплекс (PR_1)												
Габбро, габбро-диориты, диабазы	18	180	660	13	3,45	2,64	4	21	20	9	10	20
Плагиограниты	28	95	206	4	1,50	1,40	1	20				
Довыренский комплекс (PR_2) **. Йоко-Довыренский массив												
1 рудный горизонт.	12	72		12	0,32		12	580		12	5	
2 рудный горизонт.	10	12		10	0,04		10	820		10	7	
Вулканогенно-осадочные отложения килянской свиты												
Песчаники	11	31	50									
Туфопесчаники, туфоалевролиты	21	50	89				3	71	50	4	30	20
Туффы и туффиты	15	22	28									
Сланцы	18	90	180				4	100	100	5	90	150
Сланцы сульфидизированные	21	212	436									
Базальты	7	84	126									
Вулканогенно-осадочные отложения нюрундуканской свиты												
Сланцы	5	124	106									
Золоторудное месторождение Ирокинда												
Кварцевые жилы с сульфидами	18	5140	19395	14	44,80	111,0	1	0,03				
Золоторудное месторождение Кедровка												
Кварцевые жилы с сульфидами	12	7167	18280	11	39,10	49,90						

*Примечание: Au, Pt, Pd – в мг/т; Ag – в г/т .Au определялось спектрозолотометрическим и пробирным, Ag – пробирным, Pt и Pd – химико-спектральным методами. * - данные геологов Удоканской геологоразведочной экспедиции М.Н.Дэви, Н.Г.Голева, В.И.Травкин 1990 г, ** - [5].*

Приведем краткую геологическую характеристику основных золотосодержащих комплексов пород Муйской зоны.

Парамский комплекс. К породам данного комплекса относятся массивы ультрабазитов – Парамский, Шаманский и др. Строение данных массивов характеризуется полосчатостью, обусловленной переслаиванием дунитов и перидотитов. С вмещающими докембрийскими отложениями породы комплекса имеют тектонические контакты. По данным геологов удоканской экспедиции средние содержания золота в данных образованиях составляют – сотые доли г/т, серебра – десятые доли г/т, платиноидов – десятые-сотые доли г/т.

Муйский комплекс. Формирование пород муйского комплекса происходило в две фазы. Породы первой фазы представлены в основном габброидами, второй – плагиогранитами. Интрузии муйского комплекса тесно ассоциируют с вулканогенно-осадочными отложениями килянской и нюрундуканской свит. Среднее содержания золота в породах комплекса составляет – доли г/т, серебра – первые г/т, платиноидов – сотые доли г/т. Метасоматически измененные участки габброидов, а также зоны сульфидизации характеризуются повышенным содержанием золота, количество которого достигает первые г/т. Несколько ниже содержание благородных металлов в плагиогранитах. При этом в районах золоторудных месторождений в

гидротермально-метасоматически измененных участках гранитоидов (березитизация) содержания золота достигают нескольких г/т.

Довыренский комплекс. Породы комплекса представлены лополитообразными массивами, силлами и дайками, залегающими согласно с вмещающими отложениями. Формирование их происходило в две фазы. Породы первой фазы – дуниты, оливиниты, перидотиты; второй – габбро, габбро-нориты, габбро-диориты. В пределах Йоко-Довыренского массива недавно выделен платиноносный горизонт [5]. Он располагается на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и габброидной зон. Горизонт протягивается по всей длине массива при мощности 170-190 м. При относительно незначительных содержаниях благородных элементов выявлены следующие их максимальные содержания (г/т): Pt – 4,1; Pd – 7,8; Ir – 0,1; Os – 0,018; Ru – 0,006; Au – 3,2. По особенностям геологического строения и вещественному составу платиноносный Йоко-Довыренский массив близок к малосульфидному платиноносному типу Стиллуотер, в расслоенных массивах.

Вулканогенно-осадочные отложения килянской и нюрундуканской свит. Отложения рассматриваемых свит, развиты в бассейнах рек Келяна, Янгуда, Намама и др. Для их разрезов характерно широкое развитие туфогенно-осадочных пород (туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, сланцы, гравелиты, линзы известняков) с горизонтами метабазальтов и метаандезитов. Видимая мощность разрезов в разных районах колеблется от 5000 до 9000 м. Средние содержания золота в породах десятые и сотые доли г/т. Повышенные концентрации золота, достигающие нескольких грамм на тонну отмечаются в зонах гидротермально-метасоматического изменения пород (окварцевание, сульфидизация, альбитизация и др.), обычно приуроченных к зонам тектонических нарушений.

Многочисленные проявления золота в рассматриваемом регионе представлены золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациями. Развитие их связано главным образом с палеозойско-мезозойской тектономагматической активизацией в регионе. Пространственно они локализуются в зонах глубинных тектонических нарушений. Сульфидная минерализация представлена в основном пиритом, халькопиритом, полиметаллами, блеклыми рудами.

Корреляционный анализ в зололотоносных комплексах пород выявил тесную связь золота (r >0,5) с халькофильными (Bi, Ag, Pb, Zn) и сидерофильными элементами (Ni, Cr, Ti). Это может свидетельствовать о том, что источником золота могли служить как мантийные, так и коровые образования.

Таким образом, золоторудные проявления в Муйской зоне приурочены, главным образом, к интрузивным образованиям муйского и парамского комплексов, вулканогенно-осадочным отложениям килянской и нюрундуканской свит. Формирование которых, в свою очередь связано с долгоживущими зонами глубинных тектонических нарушений меридионального и северо-восточного направлений. Источником золота в золоторудных проявлениях служили как мантийные, так и коровые образования.

Литература

1. **Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.** Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1999, т.41, №3, с.230-240.

2. **Шило Н.А., Гончаров В.И., Миронов А.Г., Горячев Н.А., Сидоров А.А., Вацилов Ю.Я., Гамянин Г.Н., Волков А.В.** Геология и геодинамические обстановки формирования крупных благороднометалльных месторождений Востока Азии и Сибири.// Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тез. Докл. 3-го Всеросс. Симпозиума. Улан-Удэ. Изд-во БНЦ СО РАН, 2004, с. 248-250.

3. **Перцов А.В., Антипов В.С., Гальперов Г.В., Турченко С.И.** Линиаментная сеть, контролирующая размещение суперкрупных месторождений России // Доклады Академии Наук, 2002, т.383, №1, с. 87-89.

4. **Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.** Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999, 163 с.

5. **Орсоев Д.А., Кислов Е.В., Конников Э.Г., Канакин С.В., Куликов А.Б.** Закономерности размещения и особенности состава платиноносного горизонта Йоко-Довыренского массива (Северное Забайкалье) // Доклады Академии Наук, 1995, т.340, № 2, с. 226-228.

Оценки концентраций фтора и кремнезема во флюиде при грейзенизации на примере месторождения Акчатау

А.М. Аксюк, Г.П. Зарайский, Ю.Б. Шаповалов, А.А. Конышев

Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии РАН, Anatoly.Aksyuk@iem.ac.ru

Среди метасоматических формаций стадии кислотного выщелачивания, связанных с гранитоидами, формация грейзенов является одной из самых распространенных. С грейзеновой формацией ассоциируют руды вольфрама, молибдена, ниобия, тантала, бериллия, олова и др. Образование грейзенов и грейзеновых месторождений происходит при переносе больших масс кремнезема гидротермальным флюидом. В таком флюиде, особенно на редкометалльных месторождениях, как правило, присутствует фтор в значительных количествах, что находит отражение в устойчивости фторидных минералов. В свою очередь, присутствие фтора во флюиде может значительно увеличивать растворимость кварца и концентрацию кремнезема во флюиде. С количественной стороны концентрации фтора и кремнезема в природных флюидах пока остаются недостаточно изученными. В данной работе предпринята попытка получить такие оценки на основе экспериментально обоснованных геофториметров, экспериментальных данных по растворимости кварца в системе SiO_2-HF-H_2O и моделированию грейзеновых метасоматических колонок. Выбор месторождения Акчатау в качестве объекта для проведения таких оценок обусловлен тем, что это широко известное и изученное W-Mo месторождение с типичными чертами присущими грейзеновой формации и не усложненными существенно более ранними или наложенными процессами. На месторождении проведено систематическое бороздовое опробование грейзенов одного из главных рудных тел Акчатау – жилы 146, позволившее оценить химический и минеральный состав грейзеновых зон. [3]. Экспериментально воспроизведены метасоматические колонки и оценены физико-химические условия образования гранитов и грейзенов Акчатау, в том числе возможные концентрации фтора во флюидах [4].

Концентрации фтора во флюиде

Широкое развитие на месторождении Акчатау фторсодержащих минералов: топаза, фторсодержащих слюд, флюорита, апатита и др., указывают на большую роль фтора в формировании пород и руд. Согласно исследованию пород и флюидных включений (Дорошенко Ю.П., Павлунь Н.Н., Симкив Ж.А., Рейф Ф.Г.) в рудных телах на месторождении Акчатау, устанавливается следующая последовательность и физико-химические параметры минералообразования [4].

Таблица. Концентрации фтора во флюиде

Минеральная ассоциация	T^0C	p, кбар	Состав флюида, m(HF), моль/кг H_2O	Концентрация, мас. %
I фаза гранитов	790-770	1,2-1	0,204	H_2O 4,5±0,7; экв. NaCl 41-27
II фаза гранитов	750-710	1,2-1	0,229	H_2O 5,2±1,2
III фаза гранитов	680-650	1,2-1	0,195	H_2O 6,7±1,5
Li-F граните (дайка)	650	~1,0	1,820	
Пегматоид (жилы)	600	~1,0	0,135	
Грейзены	515-390	~1,0	0,042	
Молибденит-кварцевая	440-320	1,2-1,0	Cl-OH-Na	экв. NaCl 41-27
Редкометалльно-молибденит-вольфрамит-кварцевая	480-300	1,6-0,7	F-Cl-K-Na	экв. NaCl 65-30
Пирит-вольфрамит-кварцевая	415-260	0,75-0,5	F-Cl-K-Na	экв. NaCl 48-28
Галенит-сфалерит-кварцевая	310-150	0,35-0,55	CO_2-H_2O, H_2CO_3-Na	невысокая
Флюорит-кварцевая	180-80	~0,2	H_2O-Na-Ca, m(HF)=0.00052	низкая
Цеолит-кальцитовая	120-60	~0,2	H_2O-Na-Ca	низкая

Эксперименты во фторидных растворах показали, что ассоциации и метасоматические колонки топазовых грейзенов образуются при 400-600^{0}C во фторсодержащих растворах насыщенных кремнеземом и глиноземом [4]. При 400^{0}C и давлении 1 кбар топаз, близкий по составу к фтор-топазу, устойчив в ассоциации с кварцем при концентрациях фтора 0,0025-0,8 m, замещаясь при более низких концентрациях андалузитом. При более высоких – флюеллитом (AlF_3). При 500^{0}C нижняя граница, между топазом и андалузитом, поднимается до концентраций около 0,03 m.

Использование экспериментально обоснованных геофториметров позволило получить оценки концентраций фтора во флюидах Акчатауского месторождения (Рис. 1, табл.). Для акчатауских гранитов всех трех фаз характерен флюид с концентрацией фтора около 0,2 m. При формировании более поздних пегматитовых тел концентрация фтора несколько ниже (0,135m). Интересно, что для единичных даек Li-F гранитов, секущих акчатауские граниты и, видимо, связанных с заключительными процессами кристаллизации глубинного очага акчатауских гранитов, подобные оценки дают значения mHF на порядок более высокие (около 1,8 m). Что более характерно для флюидов Li-F гранитов Ta-Nb месторождений типа Орловки или Этыки в Забайкалье [1] и указывает на слабо проявленную стадию глубокой дифференциации гранитной магмы на Акчатау. Для грейзенов Акчатау, сформировавшихся на постмагматической стадии при температурах 550-350^{0}C, концентрации фтора во флюиде оказались существенно меньше чем на магматической стадии и составили около 0,04 m. Полученные оценки оказались в согласии с результатами экспериментов по изучению устойчивости минеральных ассоциаций грейзенов и моделирования метасоматической зональности.

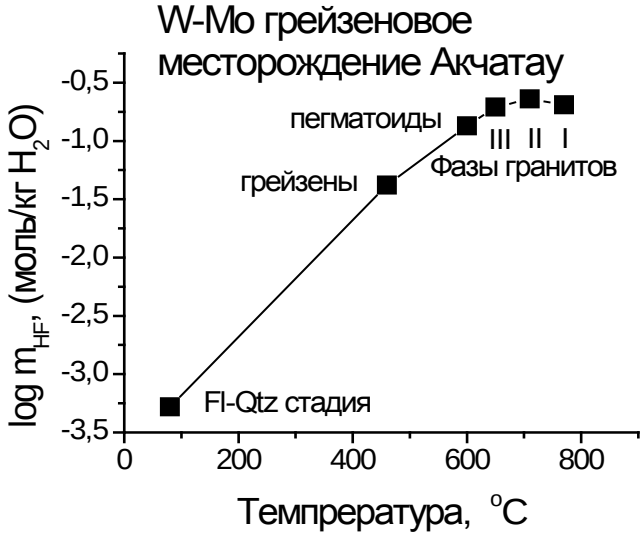


Рис. 1 Концентрации фтора во флюидах Акчатау согласно геофториметрам

Концентрации кремнезема в воде и фторидных растворах

Расчет привноса-выноса компонентов в процессе грейзенизации выполнен по данным [3] с учетом изменения объемного веса породы и предположения о постоянстве объема при замещении. В целом при грейзенизации привнос преобладает над выносом. Только во внешней зоне грейзенизированного гранита, где изменения общего химического состава незначительные, вынос не компенсируется привносом. Во всех грейзеновых зонах последовательно увеличивается содержание SiO_2. Интенсивность окварцевания и абсолютное количество привнесенного кремнезема увеличивается с глубиной. На средних и верхних горизонтах кремнезем выносится из зоны грейзенизированного гранита в количестве 49-56 кг/м^3. Во внутренних грейзеновых зонах он накапливается до 440 кг/м^3.

Растворимость кварца в чистой воде хорошо изучена в широком диапазоне температур и давлений. В зависимости от температуры и плотности воды она с высокой точностью описывается соотношением, приведенным в работе [5]:

$$\lg m_{SiO_2}=4.2620-5764.2/T+1.7513*10^6/T^2-2.2869*10^8/T^3+[2.8454-1006.9/T+3.5689*10^5/T^2]*\lg \rho_{H_2O},$$

где T – температура в Кельвинах, ρ_{H2O} – плотность воды в г/см^3. Согласно экспериментальным данным [2], при давлении 1,0 кбар и температурах 500-700^{0}C соотношение между концентрациями SiO_2 и HF в водно-фторидном растворе описывается соотношением:

$$\lg m_{SiO_2}=0.6083*\lg m_{HF}-0.2027\ (\pm 0.098).$$

Концентрации фтора кремнезема в грейзенизирующем флюиде

В таблице приведены оценки концентраций HF, полученные с помощью биотитового и мусковитового геофториметров для флюидов, связанных с формированием трех фаз Акчатауских гранитов, пегматитов, дайки топазовых гранитов и грейзенов. Для кварц-флюоритовой ассоциации концентрации рассчитаны по программе Ю. Шварова HCH.

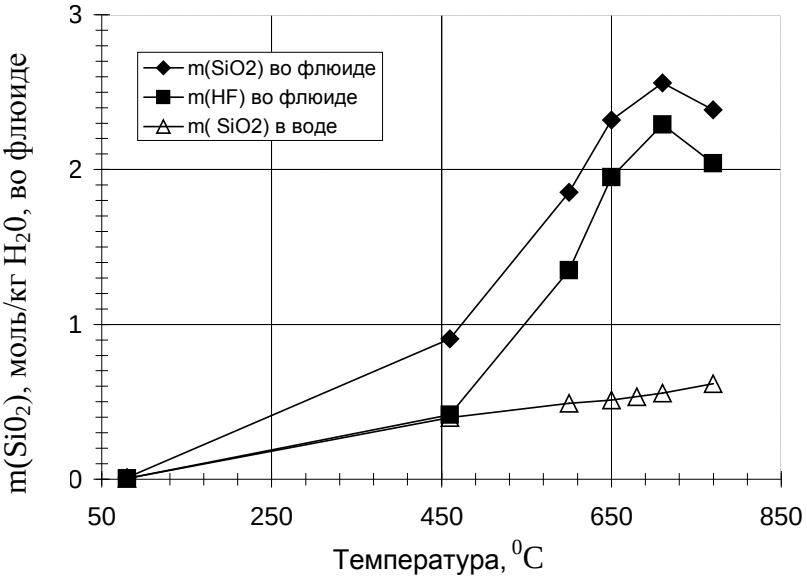


Рис. 2. Концентрации фтора и кремнезема во флюидах месторождения Акчатау

Концентрации растворенного SiO_2 во флюидах, связанных с Акчатаускими гранитами, оказались равными 0,23-0,26 m. Несколько более высокие концентрации фтора и кремнезема для флюида гранитов II фазы, видимо, получились не случайно. Так как многими исследователями (Г.Н. Щерба, С.М. Бескин, Н.Г. Бузкова) отмечалась особая роль гранитов II фазы и их более высокая флюидонасыщенность. Снижение концентраций фтора и кремнезема на грейзеновой и гидротермальных стадиях обусловлены как снижением температуры, так и, главным образом, разбавлением магматических флюидов метеорными водами. Для грейзенового флюида это разбавление составило почти в 3 раза. К осаждению кремнезема из фторсодержащего флюида приводит как снижение температуры, так и разбавление флюида, так как то и другое приводит к уменьшению растворимости кварца. В изотермических условиях на грейзеновой стадии, чтобы, как на средних и верхних горизонтах, вынести 49-56 кг кремнезема из 1,0 м3 породы, необходимо, чтобы, как минимум, около 1,2-1,4 т фторсодержащего флюида были профильтрованы через 1,0 $м^3$ породы. Чтобы отложить 440 кг SiO_2 во внутренних грейзеновых зонах необходимо профильтровать не менее 143,5 т воды.

Благодарности: поддержана грантами НШ-1644.2003.5, РФФИ № 03-05-64549, 05-05-65233.

Литература

1. **Аксюк А.М.** (2002) Петрология, т. 10, № 6, с. 630-644

2. **Аксюк А.М., Жуковская Т.Н.** (1998) Доклады Академии Наук, т. 361, № 2, с. 240-243

3. **Готман Я.Д., Малахов В.М.** (1965) Околожильные изменения гранитных пород вольфрамового месторождения в Казахстане. М.: Недра. 116 с.

4. **Зарайский.Г.П, Ю.Б.Шаповалов, Ю.Б. Соболева** (1994) Экспериментальные проблемы геологии. М., Наука, 1994, с.371-419.

5. **Manning C.E.** (1994) Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 58, No 22, pp. 4831-4839

Щелочно-гранитный магматизм и его рудоносность

Е.Н. Алтухов

Москва, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН и МПР РФ, imgre@imgre.ru

Щелочные граниты являются одной из разновидностей магматитов внутриплитных геодинамических обстановок. По происхождению родоначальных магм они подразделяются на коровые, мантийные и корово-мантийные. Коровые и мантийные щелочные граниты являются минерагенически специализированными. Для них характерна, соответственно, редкометалльная и редкоземельная минерализация, не представляющая, однако, практического интереса. Со щелочными гранитами корово-мантийного происхождения связаны, как правило, крупные или практически значимые комплексные редкометалльно-редкоземельные месторождения (TR, Y, Zr, Nb, Ta, Li, Be и другие металлы). Поскольку внешне сходные щелочные граниты могут быть разными по происхождению и продуктивности, первостепенное значение имеет типизация, выявление условий и обстановок их формирования. Краткий обзор принципов и критериев типизации щелочных гранитов приведен в работе [1].

Согласно представлениям современной глубинной геодинамики щелочные граниты мантийного и корово-мантийного происхождения, в формировании которых участвовала геохимически обогащённая мантия, рассматриваются в качестве форм проявления на земной поверхности горячих точек мантии или мантийных плюмов. Иначе говоря, щелочным гранитам придаётся значение индикаторов процессов взаимодействия горячих мантийных плюмов с континентальной литосферой [5].

Для определения тектонических условий и геодинамических обстановок формирования конкретных массивов щелочных гранитов принципиальное значение имеет хронологический критерий, характеризующий принадлежность их к той или иной тектоно-металлогенической эпохе и сопровождавшие её глубинные геодинамические процессы. В качестве примеров важной роли этого критерия рассмотрим считавшиеся одновозрастными формационно сходные щелочные граниты и связанные с ними комплексные редкометалльно-редкоземельные Арысканское, Хайламинское (Зашихинское) и Улуг-Танзекское месторождения, расположенные в различных тектонических зонах юга Сибири. По ресурсам рудного вещества Арысканское месторождение считается мелким, Хайламинское и Улуг-Танзекское месторождения - крупными.

Rb-Sr анализ гранитов и альбититов Арысканского месторождения позволил заключить, что они сформировались в ордовике, около 454 млн. лет назад, а в карбоне около 340 млн. лет назад в них произошло нарушение Rb-Sr изотопной системы, вероятно связанное с перекристаллизацией этих пород под влиянием стресса. Поскольку начальное изотопное отношение стронция в не изменённых гранитах 0.70424±13, а в рудных альбититах – 1.2, предполагается, что формирование щелочно-гранитоидных пород происходило при явном участии мантийных источников вещества, а рудные тела возникли за счет перераспределения редких металлов в коровых условиях [4].

В результате изотопного изучения Хайламинского массива установлено, что альбитизированные щелочные граниты сформировались в конце нижней перми – около 261 млн. лет назад и характеризуются низким начальным изотопным отношением стронция – 0,702. Это однозначно указывает на ведущую роль мантийного вещества при их формировании [4].

Щелочные граниты Улуг-Танзекского месторождения в изотопном отношении пока детально не изучены. K-Ar анализ по породе в целом позволяет условно считать, что они возникли в карбоне – около 300 млн. лет назад [2].

Полученные данные о разном возрасте рассматриваемых месторождений щелочно - гранитового типа позволяют сделать вывод о не одинаковых тектонических условиях и геодинамических обстановках их возникновения [2, 3].

Граниты Арысканского месторождения расположены среди образований нижнепалеозойского Амыло-Кандатского континентального рифта, одновременно с которым они формировались. Пространственно и генетически они связаны с магматитами повышенной щёлочности. Иначе говоря, Арысканское месторождение является синрифтогенным. Оно возникло в тектоно-металлогеническую эпоху регионального ранга, обусловленную проявлением процессов верхнемантийной конвекции при взаимодействии мантийного плюма с континентальной корой различных регионов Центральной Азии.

Граниты Хайламинского месторождения приурочены к сегменту активизированного нижне-среднепалеозойского Агульского континентального рифта. Они не участвуют в строении серии пород повышенной щёлочности, широко распространённых в его пределах и считавшихся ранее комагматичными со щелочными гранитами. Хайламинское месторождение возникло в тектоно-металлогеническую эпоху глобального ранга, обусловленную проявлением процессов общемантийной (одноячеечной) конвекции

при взаимодействии суперплюма с континентальной корой суперконтинента Пангея на начальной стадии его деструкции.

Граниты Улуг-Танзекского месторождения сформировались в сегменте активизированного докембрийского внутриконтинентального рифта в туже, по-видимому, тектоно-металлогеническую эпоху, что и Хайламинское месторождение. Сходны и тектонические условия их становления [2].

Таким образом, в различных регионах юга Сибири редкометалльно-редкоземельные месторождения щёлочно-гранитового типа формировались при взаимодействии мантийных плюмов с континентальной корой в обстановке преимущественного растяжения и в тектоно-металлогенические эпохи различного ранга. Однако условия для образования более крупных месторождений создались в эпоху глобального ранга, обусловленную наиболее масштабными процессами глубинной геодинамики.

В общем плане проблемы формирования и рудоносности щёлочных гранитов рассмотрены в работе [2]. Отметим лишь, что продуктивные разности щелочных гранитов приурочены преимущественно к древним платформам и микроконтинентам, то есть к структурам с древней континентальной корой в основании. Причём, обычно они локализованы в тектонических зонах, наиболее предрасположенных к проницаемости для глубинных магм. Таковыми являются активизированные зеленокаменные пояса, континентальные рифтогенные и телерифтогенные зоны, а также зоны сквозькоровых долгоживущих разломов. В энсиматических областях щелочные граниты формировались преимущественно в сегментах микроконтинентов и отличаются не существенной продуктивностью. Важное значение в рудоносности щёлочных гранитов имели пояса тектоно-термальной переработки докембрийских структур.

В формировании крупных редкометалльных месторождений вообще и щёлочно-гранитного типа, в частности, важнейшее значение имел ранг металлогенических эпох в их взаимосвязи с тектоническими и геодинамическими обстановками проявления редкометалльного магматизма. С учётом современных достижений геофизики и геодинамики предполагается, что те или иные металлогенические эпохи были порождены принципиально разными глубинными геодинамическими процессами, имевшими различные тектонические следствия. Это позволяет выделить металлогенические эпохи глобального и регионального рангов.

Формирование месторождений щёлочно-гранитного типа определялось и динамикой рифтогенных процессов. Для реализации крупных месторождений необходимым условием являлось кратковременное, умеренное или попеременное растяжение и сжатие континентальной коры под влиянием наложенных плюм - тектонических процессов глобального ранга.

Редкометалльные магматиты и месторождения, формировавшиеся одновременно с рифтовыми долинами, а также в связи с рифтогенными зонами рассеянного типа, обычно бесперспективные или низко перспективные независимо от ранга металлогенических эпох. Главная причина этого заключается в том, что их становление происходило, вероятно, в обстановке преобладавшего растяжения, не способствовавшей консервации редких металлов и приводившего к рассеиванию не только глубинной энергии, но и рудного вещества.

Наиболее благоприятные условия для локализации редкометалльных месторождений создавались в тектонически и геохимически контрастных фрагментах активизированных энсиалических зеленокаменных поясов, неогейских рифтовых зон, микроконтинентов, а также в узлах пересечения разновозрастных структур и сквозькоровых разломов.

Литература

1. **Алтухов Е.Н., Бородин Л.С., Брызгова Т.М. и др**. Геолого-геохимические критерии выявления редкометалльно-редкоземельных рудных районов и полей щёлочно-гранитоидного типа. М.: ИМГРЭ, 1991, 109 с.

2. **Алтухов Е.Н., Алтухов Е.Е., Вашурин А.И. и др.** Основы редкометалльной металлогении. М.: ИМГРЭ, 2004, 250 с.

3. **Алтухов Е.Н., Костицын Ю.А.** Палеозойские редкометалльные гранитоиды юга Сибири: Rb - Sr датировки и их прогнозно-металлогенические следствия. //Геология и разведка, 2004, № 3, с.56 - 59.

4. **Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н.** Хайламинский и Арысканский массивы щелочных гранитоидов Восточных Саян: время и условия формирования по данным Rb - Sr изотопных и геохимических исследований. //Геохимия, 2004, № 3, с. 243-253

5. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса. //Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556-586.

Геологическое строение и стратиграфическая последовательность пород нижнего протерозоя западной части Паанаярвинской структуры (С.Карелия)

Н.А. Алфимова

Санкт-Петербург, ИГГД РАН, ana@na10581.spb.edu

Район работ располагается в западной оконечности северного берега оз. Паанаярви. В геологическом строении района выделятся два структурных яруса. Архейские гранито-гнейсы с включениями амфиболитов традиционно рассматриваются как основание для вышележащих толщ и слагают первый ярус. Верхний структурный этаж представлен вулканогенно-осадочными породами протерозойского возраста. В сложении этого яруса участвуют породы сумийского, сариолийского и ятулийского надгоризонтов [3].

Стратиграфическое расчленение раннекарельского комплекса пород достаточно долго было предметом дискуссий и в настоящее время не является окончательно принятым. Однако, большинство исследователей считают, что протерозойские породы, развитые на южном склоне г. Раакутунтури, относятся к сариолийскому надгоризонту. В результате исследований, осуществленных нами в данном районе была составлена геологическая карта южного склона г. Раакутунтури (рис.1) и выявлено, что породы здесь залегают моноклинально. В разрезе выделяются сумийский, сариолийский и ятулийский надгоризонты.

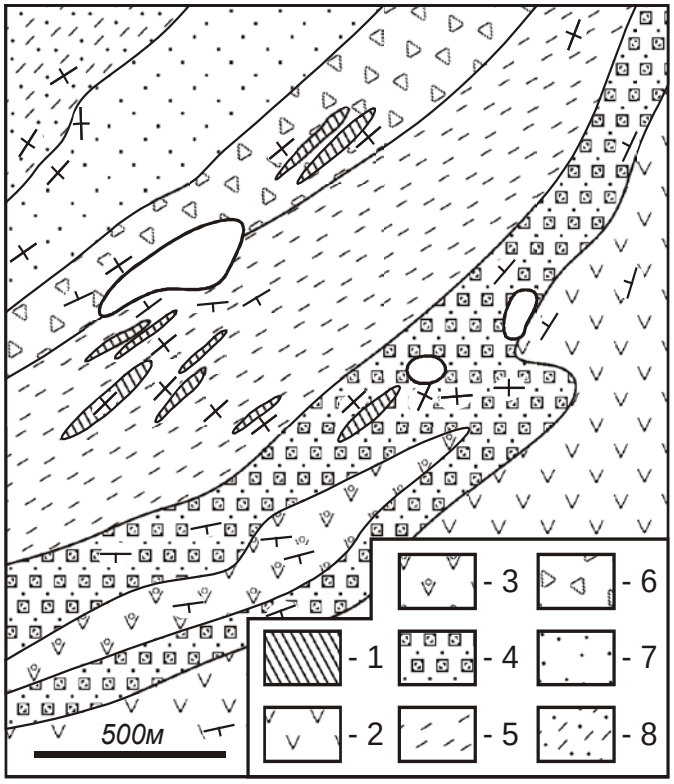


Рис 1. Геол. карта южного склона г. Раакутунтури
1 - жильные фазы кислых вулканитов; сариолий: 2 - лавы андезито-базальтов; 3- кластолавы андезито-базальтов; 4 – туфоконгломераты;сумий: 5 - биотит-хлоритовые сланцы; 6 - полимиктовые конгломераты; 7 – мета-аркозовые породы; 8 - амфибол- биотитовые сланцы

В основании разреза сумийского комплекса залегают плагиоклаз-хлорит-амфиболовые сланцы с линзами конгломератов и плагиоклаз-хлорит-биотитовых сланцев. Выше по разрезу залегает толща светло-розовых мелкозернистых пород, кварц-плагиоклазового состава с небольшим количеством биотита. Видимая мощность горизонта 325 м. Стратиграфически выше залегает пачка полимиктовых конгломератов. Цемент конгломератов меланократовый, сильно биотитизированный составляет от 70 до 20 % объема породы. Обломки различного размера и степени окатанности представлены гранитоидами и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. В небольшом количестве встречаются также кварцевые гальки. Видимая мощность пород 220 м. Разрез сумия завершается биотит-хлоритовыми сланцами. Видимая мощность сланцев 420 м. Цвет породы коричневато-зеленый, с перламутровым оттенком. В некоторых образцах видны кристаллы карбоната, которые иногда выщелачиваются, оставляя полости квадратной формы. Выше по разрезу породы становятся все более лейкократовыми за счет увеличения количества кислого материала – возрастает содержание плагиоклаза и порода приобретает серый цвет.

Сариолийский уровень разреза начинается с пачки туфоконгломератов. В составе цемента туфоконгломератов преобладают амфибол и биотит. Размер обломков - до 10 см. В составе обломков выделяются массивные андезито-базальты и андезито-базальты с порфировыми вкрапленниками амфибола. Видимая мощность пачки 420 м. Внутри толщи туфоконгломератов выделяется горизонт кластолав, видимая мощность которого 170 м. В основной массе пород встречаются остроугольные и овальные обломки андезито-базальтов. Выше по разрезу залегают

лавы андезито-базальтов. Встречаются массивные, порфировые, а также миндалекаменные разновидности пород. Видимая мощность метавулканитов сариолия более 300 м. Завершается разрез кварцито-песчаниками и сланцами ятулия.

На данной территории встречаются два типа интрузивных тел, являющихся жильной фацией кислых вулканитов. Первый тип представлен темно-серыми мелкозернистыми кварц-плагиоклаз –-биотитовыми породами. Жильные тела такого состава прорывают толщи сумия. Ко второму типу относятся массивные светло-розовые породы, состоящие из плагиоклаза, микроклина и кварца. Описанные породы секут как сумийские образования, так и туфоконгломераты сариолия.

Таким образом, в разрезе доятулийских образований на изученной территории можно выделить сумийский и сариолийский стратиграфические уровни. Сумийские образования сложены существенно метатерригенными породами. Горизонт амфибол-биотитовых сланцев с линзами конгломератов, сформировался в результате разрушения пород основного состава, с примесью кислого материала. Кварц-полевошпатовые сланцы являются результатом разрушения гранитоидов. Пачка биотит-хлоритовых сланцев была образована за счет вулканогенного материала, поступавшего в результате основного вулканизма, широко проявленного в восточной части структуры. Постепенно основной вулканизм сменялся кислым и в верхней части пачки породы представляют собой туффиты, сформированные за счет смешения кислого вулканогенного материала и основного материала нижележащих пород.

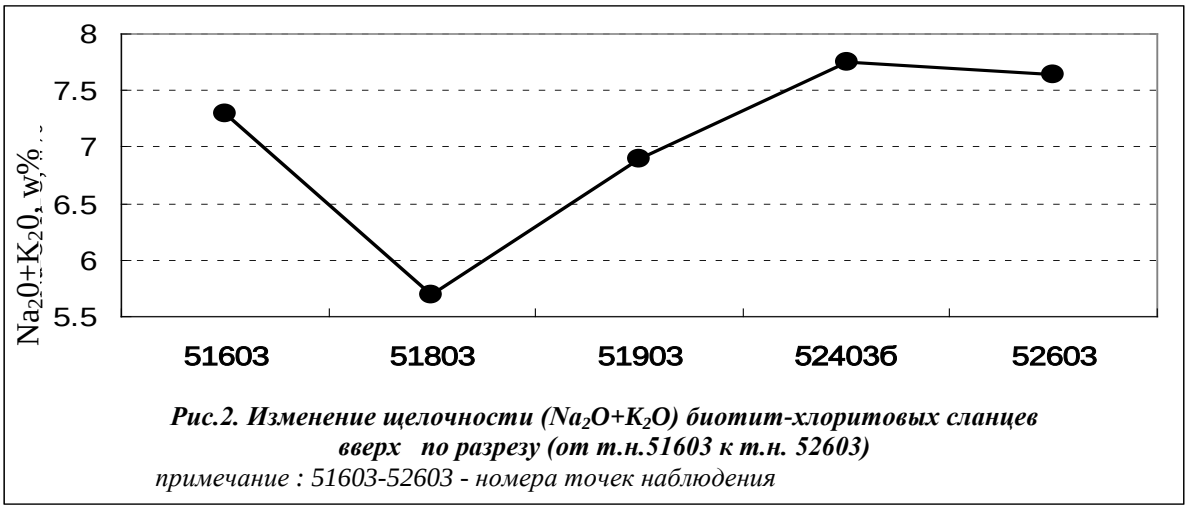


Рис.2. Изменение щелочности (Na_2O+K_2O) биотит-хлоритовых сланцев вверх по разрезу (от т.н.51603 к т.н. 52603)
примечание : 51603-52603 - номера точек наблюдения

Для более полной характеристики данной толщи был произведен анализ изменения химического состава биотит-хлоритовых сланцев по разрезу (рис.2,3). Из данных, приведенных

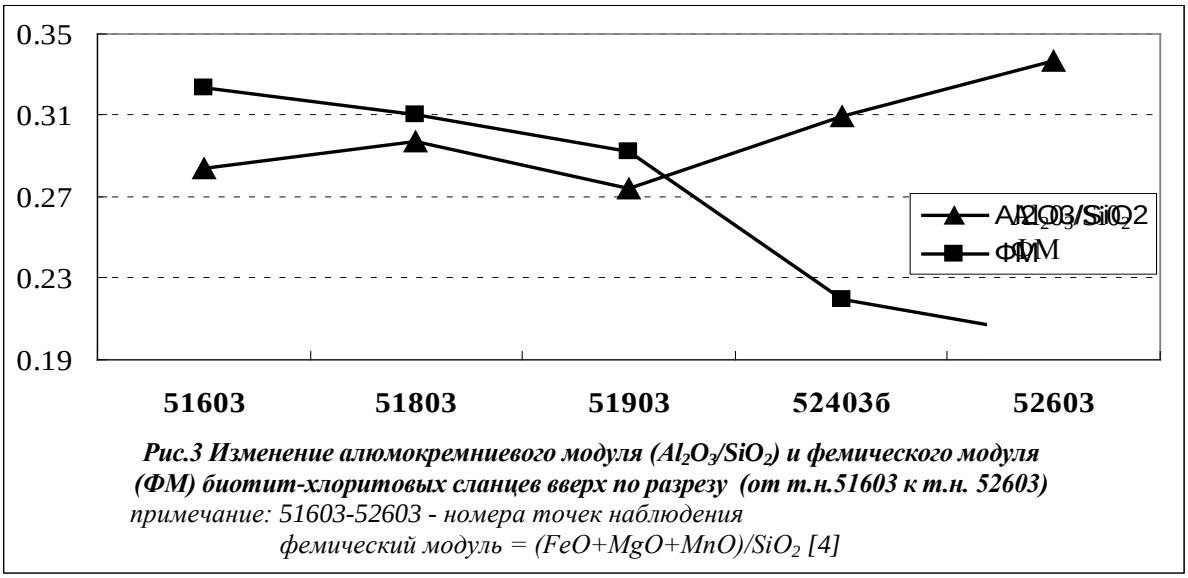


Рис.3 Изменение алюмокремниевого модуля (Al_2O_3/SiO_2) и фемического модуля (ФМ) биотит-хлоритовых сланцев вверх по разрезу (от т.н.51603 к т.н. 52603)
примечание: 51603-52603 - номера точек наблюдения
фемический модуль = $(FeO+MgO+MnO)/SiO_2$ [4]

на рисунках 2 и 3 видно, что вверх по разрезу (от точки опробования № 51603 к точке

52603) происходит увеличение общей щелочности пород, увеличение алюмокремниевого модуля и одновременное снижение значений «фемического» модуля [4]. Незначительное повышение алюмокремниевого модуля свидетельствует об увеличении степени зрелости породы в верхней части разреза, что может говорить о постепенном снижении интенсивности основного вулканизма. Увеличение общей щелочности и снижение содержания в породах FeO, MgO и MnO, согласуется с высказанной гипотезой о механизме формирования биотит-хлоритовых сланцев в результате смешения кислого вулканогенного материала с основным.

Описанная последовательность пород позволяет предположить, что в начале сумийского этапа развития района центр вулканической активности находился на востоке Паанаярвинской структуры и постепенно смещался к ее западному краю. В сариолийское время центр вулканической активности находился непосредственно в пределах западной части структуры, о чем свидетельствует широкое распространение основных метавулканитов в разрезе. В поле распространения пород сумия и туфоконгломератов сариолия отмечаются тела дайковых фаций кислых вулканитов, что может свидетельствовать в пользу предположения о едином, поздне-сумийском, этапе развития кислого вулканизма, проявившемся между двумя эпизодами основного вулканизма.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Протерозойские породы, распространенные на южном склоне г. Раакатунтури залегают моноклинально. В разрезе раннекарельских образований на данной территории можно выделить сумийский и сариолийский стратиграфические уровни.
2. В сумийское время центр вулканической активности находился на востоке структуры и постепенно сдвигался к западному краю. При этом основной вулканизм постепенно угасал и сменялся кислым.
3. В сариолийское время центр основного вулканизма находился непосредственно в пределах западной части Паанаярвинской структуры.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке и РФФИ грант № 03-05-640.

Литература

1. **Буйко А.К. Левченков О.А., Турченко С.И, Друбецкой Е.Р.** Геология и изотопное датирование сумийско-сариолийского комплекса северной Карелии (Паанаярви – Ципрингская структура) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995,том 3, №4, стр. 16-30

2. **Коросов В.И.** Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий), Петрозаводск, 1991, 118стр.

3. **Полеховский Ю.С.** Сумий и сариолий в Паанаярвинской стуктурной зоне (Северная Карелия) //Труды ВСЕГЕИ, т.339, 1985, стр.106-113

4. **Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. С-Петербург, 2000, 479 стр.

Золото-палладиевое оруденение в мафит-ультрамафитах Волковского габбро-диоритового массива (Средний Урал)

Е.В. Аникина*, И.А. Русин*, Е.В. Пушкарев*, В.В. Кнауф**, Ф. Заккарини, Дж. Гарути***, С.Я. Берсенев*******

* Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, anikina@igg.uran.ru
** Санкт-Петербург, ЗАО «НАТИ»
*** Модены, Италия, Университет
**** Екатеринбург, ЗАО «Баронское Майнинг»

Волковский габбро-диоритовый массив располагается в 20-25 км к северу от Нижнего Тагила, залегая севернее тагило-баранчинского габбрового комплекса в составе Платиноносного пояса Урала (ППУ). По данным геолого-съемочных работ массив сложен оливиновыми и двупироксеновыми габбро по периферии и разнообразными диоритами, приуроченными преимущественно к центральной части массива. Более молодые интрузии сиенитов прорывают габброиды на северо-западе и юго-востоке массива. Основные и средние породы формируют в структуре массива несколько блоков с собственной концентрически-зональной структурой и центриклинальным залеганием пород. Характерной особенностью габбро является аномальное обогащение фосфором, содержания которого достигают 2-3%. С габбро связано промышленное медь-железо-ванадиевое оруденение [4], сконцентрированное преимущественно в северной структуре массива. В западном эндоконтакте юго-западного блока Волковского массива, среди оливиновых габброидов залегают тела клинопироксенитов, верлитов и оливинитов, выходы которых прослежены по поверхности на расстояние около 6 км, при видимой мощности 0.6 км. С этими породами связано золото-палладиевое оруденение, образующее субсогласную с простиранием пород рудную зону (Баронское рудопроявление) [2].

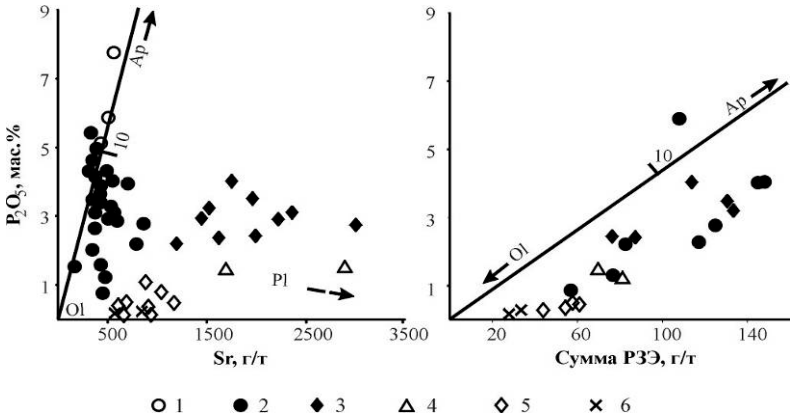


Рис.1 Концентрации фосфора, стронция и РЗЭ в породах рудовмещающего разреза

1- апатитовые оливиниты; 2-клинопироксениты; 3- оливин-магнетитовые габбро; 4-троктолиты; 5-габбро двупироксеновые лабрадоровые; 6-габбро-нориты.

Рудовмещающий мафит–ультрамафитовый разрез представляет собой стратифицированную пачку пород. Снизу вверх по разрезу оливиновые клинопироксениты со шлирами оливинитов и верлитов сменяются плагиоклазовыми клинопироксенитами с пятнами и линзами анортозитов и, затем, такситовыми оливин-магнетитовыми габбро. Для пород разреза характерны крупно-, гигантозернистые и неравномернозернистые структуры, полосчатые и пятнистые текстуры. Практически все породы содержат в переменных количествах амфибол, титаномагнетит и апатит. В разрезе присутствуют жильные тела оливиновых двупироксеновых лабрадоровых габбро, секущие основные структурные элементы мафит-ультрамафитовой пачки пород. Широко представлены дайки разного состава – от диабазов до гранит-аплитов.

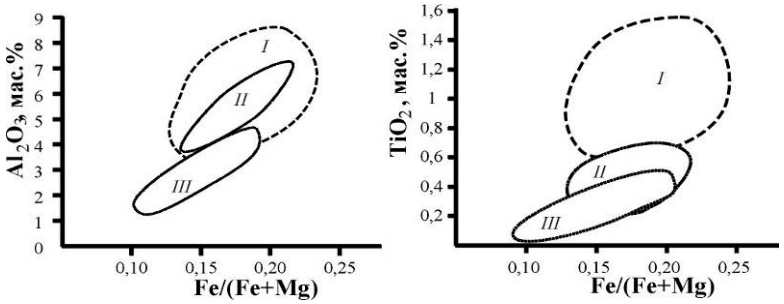


Рис.2 Соотношения концентраций Al_2O_3, TiO_2 и железистости клинопироксена

I - мафит-ультрамафитовый разрез Волковского массива; II - оливинит-верлит-клинопироксенитовый разрез южной части Качканарского массива; III - дунит-клинопироксенит-тылаитовая серия Косьвинского Камня, Кытлымский массив

Уникальной особенностью рудовмещающих ультрамафитов и габбро, отличающей их от остальных габбро-гипербазитовых комплексов ППУ [3], является аномальное обогащение фосфором, стронцием и РЗЭ (рис.1).

Клинопироксен из пород рудовмещающего разреза по особенностям состава (высокие концентрации Al_2O_3, TiO_2 (рис. 2), низкие концентрации Cr_2O_3 (0,00–0,05 мас.%)) существенно отличается от клинопироксена дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий ППУ. Его состав при довольно широких вариациях основных компонентов не обнаруживает зависимости ни от положения в разрезе, ни от магнезиальности и меланократовости пород. Это свидетельствует об одновременном образовании всех пород мафит-ультрамафитовой пачки при одних и тех же условиях. Мы предполагаем, что таким механизмом могла быть метаморфическая дифференциация оливиновых габбро, сопровождавшаяся перекристаллизацией пород и формированием горизонтов такситов и пегматитов.

Золото-палладиевое оруденение пространственно приурочено к наиболее неоднородной по составу зоне перехода габбро-клинопироксенит. Внутри такситового слоя благородные металлы (БМ) распределяются крайне неравномерно. Их повышенные концентрации фиксируются практически во всех петрографических разновидностях. При этом разброс концентраций БМ весьма значителен и составляет 1-2 порядка по каждому петрографическому типу пород. Pd/Pt отношение варьирует от 10 до 100, возрастая по мере увеличения суммарных концентраций БМ. Среднестатистические суммарные содержания БМ нарастают от такситовых оливин-магнетитовых габбро к плагиоклазовым клинопироксенитам, достигая максимальных значений в оливиновых клинопироксенитах, верлитах и оливинитах (таб. 1). Двупироксеновые лабрадоровые габбро всегда характеризуются крайне низкими концентрациями благородных металлов. Принимая во внимание этот факт и их секущее положение по отношению к остальным структурным элементам мафит-ультрамафитового разреза можно заключить, что эти породы являются пострудными образованиями.

Таблица 1. Концентрации серы и благородных металлов в различных типах пород мафит-ультрамафитового разреза

Порода	Pd, г/т	Pd/Pt	____Au____ (Pd+Pt+Au)	S, %	Число проб
В пределах рудной зоны					
Габбро двупироксеновое лабрадоровое	0,01-0,05 0,04	1-11 5	0,20	0,03	23
Габбро оливин-магнетитовое	0,01-0,67 0,17	5-42 21	0,26	0,04	56
Клинопироксенит плагиоклазовый	0,02-9,10 0,40	4-108 19	0,15	0,02	120
Клинопироксенит оливиновый, верлит, оливинит	0,01-10,00 0,74	2-80 28	0,10	0,04	126
За пределами рудной зоны					
Габбро оливин-магнетитовое	0,01-0,06 0,03	-	-	0,01	21
Клинопироксенит плагиоклазовый	0,01-0,67 0,10	1-54 11	0,16	0,05	161
Оливиновый клинопироксенит, верлит	0,04-0,32 0,11	5-23 11	0,11	0,02	10

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории корпорации ALS Chemex (г.Ванкувер, Канада)

Концентрации БМ не обнаруживают корреляции с концентрациями серы в разрезе, хотя сульфидная медь-железо-кобальтовая и благороднометалльная минерализация генетически взаимосвязаны.

Минералы БМ в рудах тесно ассоциированы с сульфидами меди и кобальта при широко варьирующих количественных соотношениях обеих групп минералов и обладают многими признаками совместного образования. В составе ассоциации минералов БМ установлены сульфиды, теллуриды, сульфоселениды, арсениды, арсеноантимониды, арсенотеллуриды палладия, сульфиды и арсениды платины, самородное золото и серебро. Состав отдельных минералов и их парагенезисов свидетельствует о низкотемпературном (гидротермальном) образовании оруденения. Особенности морфологии и взаимоотношений различных минералов БМ позволяют реконструировать последовательность их кристаллизации, отражающую

постепенное уменьшение фугитивности серы и возрастание фугитивности теллура и мышьяка по мере снижения температуры и возрастания окисленности рудообразующей системы [5].

При большом многообразии минералов палладия и их крайне неравномерном распределении в пределах рудоносной зоны намечается две устойчивые минеральные ассоциации, названные по преобладающим минералам – сульфидная и арсенидно-антимонидная [1]. В последней существенную роль играет сурьма, появляется ртуть и висмут (таб. 2). Сульфидная минеральная ассоциация преимущественно тяготеет к оливинитам и верлитам, но встречается и в оливиновых габбро. Для второй ассоциации. характерна приуроченность к пегматоидным, обогащенным амфиболом разновидностям клинопироксенитов. Зональное расположение минеральных ассоциаций в сечении рудоносной зоны, обусловлено, вероятно, существованием температурного градиента во флюидной минералообразующей среде.

Таблица 2. Ассоциации минералов палладия в рудах Баронского рудопроявления

Минерал	Формула	I	II
*Высоцкит	(Pd,Pt)S	✦✦✦	✦
*Se-высоцкит	(Pd,Pt)(S,Se)	✦✦	
	*(Pd,Pt,Cu)(Se,S)	✦	
*Мертиит	$Pd_8(Sb,As)_3$		✦✦✦
*Te-мертиит	$Pd_8(Sb,As,Te)_3$		✦✦
	*Pd_5(As,Te,Sb)		✦✦
	*$Pd_7(As,Te)_2$	✦	
	*$Pd_9(As,Te)_4$	✦	
	*Pd_3(As,Te)	✦✦	✦
	*$Pd_8(As,Te)_3$	✦✦	
*Арсенопалладинит	$Pd_8(As,Sb)_3$	✦	✦✦
*Te-арсенопалладинит	$Pd_8(As,Sb,Te)_3$	✦	✦
*Au-арсенопалладинит	$(Pd,Au)_8As_3$		✦
*Au-Hg арсенопалладинит	$(Pd,Au,Hg)_8As_3$		✦
*Гуанглинит	Pd_3As	✦	✦
*Hg-гуанглинит	$(Pd,Hg)_3As$		✦
Кейтконнит	$Pd_{3-x}Te$	✦	✦✦
*Стибиопалладинит	$Pd_5(Sb,As)_2$		✦
Теллуропалладинит	Pd_9Te_4	✦✦	
*Темагамит	Pd_3HgTe_3		✦✦
Котульскит	Pd(Te,Bi)	✦✦	✦✦
*Pd- мелонит	$(Ni,Pd,Co)Te_2$	✦	

I – сульфидная минеральная ассоциация; II – арсенидно-антимонидная минеральная ассоциация; ✦✦✦ *- главные минералы;* ✦✦ *- второстепенные;* ✦ *- редкие; * - минералы и неназванные фазы палладия, установленные на Баронском рудопроявлении впервые.*

На данном этапе исследований мы рассматриваем образование мафит-ультрамафитовой серии пород, несущей медно-кобальтовую и БМ минерализацию, как единый регрессивный процесс, начавшийся на стадии позднемагматической перекристаллизации и продолжающийся на постмагматическом этапе при активном участии окислительного флюида.

Исследования проводятся при финансовой поддержке регионального гранта РФФИ-Урал 04-05-96009р2004урал_а и гранта НШ-85.2003.5.

Литература

1. **Аникина Е.В., Русин И.А., Кнауф В.В., Гарути Дж., Заккарини Ф., Пушкарев Е.В, Берсенев С.Я.** Новые данные о составе золото-палладиевого оруденения в ультрамафит-мафитовом разрезе южного блока Волковской интрузии на Среднем Урале// Доклады РАН. 2004. т. 396, № 3, с. 377-382.

2. **Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др**. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург. 2001, 199 с.

3. **Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф.** Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса// Геохимия, 1999, №4, с.352-370.

4. Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: Железорудные месторождения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984, 264 с.

5. **Zaccarini F., Anikina E. V., Pushkarev E. V., Rusin I. A., Garuti G**. Palladium and gold minerals from the Baronskoe-Kluevsky ore deposit (Volkovsky complex, Central Urals, Russia)// Mineralogy and Petrology, 2004, vol.82, p. 137-156.

Вулканизм и рудная минерализация на южном фланге Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Южный Урал)

Н.Н. Анкушева, В.В. Зайков, А.М. Юминов, К.А. Новоселов

Миасс, Институт Минералогии УрО РАН, ankusheva@mail.ru, zaykov@ilmeny.ac.ru, umin@ilmeny.ac.ru, const@ilmeny.ac.ru.

Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга сформировалась в девоне – раннем карбоне на периферии Уральского палеоокеана. Вулканические излияния происходили, преимущественно, в подводных условиях в надсубдукционной обстановке. В результате позднекарбоновой коллизии данная структура стала пограничной между Восточно-Уральским поднятием (бывшим микроконтинентом) и Магнитогорским синклинорием (бывшим междуговым бассейном). Основными рудоносными структурами на южном фланге палеоостровной дуги являются девонские и раннекарбоновые палеовулканы [1].

Девонские палеовулканические сооружения слагают цепочку протяженностью более 300 км, названную Гумбейской зоной [3]. Исследованный андезито-базальтовый палеовулкан «Лисьи Горки» располагается на правобережье р. Б. Караганка вблизи пос. Александровский. В его пределах развита палеогидротермальная система, включающая сульфидизированные песчаники, золото-сульфидные руды, гематито-кварцевые гидротермальные постройки и марганцеворудные отложения. Основание палеовулкана сложено базальтами офиолитовой ассоциации раннего девона, сама постройка сложена лавами пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых андезибазальтов и продуктов их дезинтеграции, кровля – вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, силицитами и яшмами. Эти породы сходны с вулканитами поздней стадии развития островных дуг калиево-известково-щелочной и калиево-щелочной серий (калиевая базальт-андезибазальтовая и шошонит-абсарокитовая формации) [5].

Золоторудная минерализация приурочена к сульфидизированным и окварцованным андезибазальтам, вулканомиктовым песчаникам, фиксирующимся на поверхности бурыми железняками и пестроцветными охристыми глинами зоны окисления. Эти породы слагают три зоны, предварительно оконтуренные по элювию и вскрытые канавами и картировочными скважинами.

Восточная зона, приуроченная к основанию палеовулкана, имеет длину около 1 км, ширину – 150–300 м. Вмещающими породами являются пироксеновые андезибазальты, подверженные пиритизации и окварцеванию. К зоне приурочена делювиальная россыпь золота, в которой присутствуют золотины размером до 5 мм. По степени окатанности среди золотин выделены три группы – неокатанные, плохоокатанные, среднеокатанные. Золотины имеют комковатый вид и сложное кристалломорфное и сотовое сложение, губчатую, кавернозную поверхность, часто содержат отпечатки кристаллов пирита кубического габитуса (рис. 1). Отмечены сростки золота с псевдоморфозами гетита по пириту, что свидетельствует о присутствии среди коренных источников сульфидизированных пород. Среднее содержание золота – 1.9 г/м^3. По данным микрозондового анализа, пробность варьирует в пределах 929–980 ‰, среднее – 955 ‰, примеси представлены Ag и незначительным количеством Cu, Hg, Fe, Pt, Ti (сотые доли %).

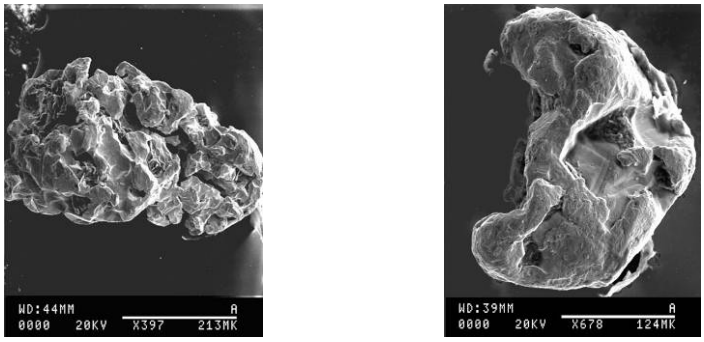
Центральная зона приурочена к кровле палеовулкана и имеет мощность порядка 100 м при протяженности 1.5 км. В ее пределах отмечены участки, в которых вскрыты глинистые породы с пестроцветными охрами и линзами бурых баритсодержащих железняков апорудной природы. В них установлены концентрации Au и Ag до 5.0 и 8.8 г/т соответственно, а также повышенные концентрации Cu (0.44 %) и Zn (0.56 %). Марганцовистые охры образуют жилообразную зону мощностью до 1.5 м, в них преобладает тодорокит. Содержания Au достигают 8.8 г/т, характерны высокие содержания Co – до 3.7 %.

Западная зона расположена в вулканомиктовых отложениях и силицитах, перекрывающих палеовулкан. Она имеет мощность 150–300 м и прослеженную длину 4 км, в основании развиты серицит-кварцевые метасоматиты с телами бурых железняков. Силициты включают лимонитовые одиночные и групповые конкреции поперечником до 50 см. Концентрации Au находятся в пределах 0.33 г/т, Ag – 5.1 г/т. Предполагается, что данная зона представляет собой фронтальную часть гидротермальной системы, где возможно сочетаются гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические руды.

На основании проведенных исследований можно выделить на данном участке три типа золотого оруденения – коренные источники золота, золотоносные зоны окисления и

делювиальные россыпи. Первый тип оруденения представлен прожилково-вкрапленными золотоносными сульфидными рудами, приуроченными к сульфидизированным андезибазальтам Восточной, Центральной и Западной зон палеовулкана. Данный тип оруденения можно сопоставить с месторождениями золото-серебряного типа, который прогнозируется Т.Н. Суриным, И.Г. Михайловым, В.М. Мосейчуком в островодужной системе Урала (куросанский тип). Второй тип оруденения представлен рыхлыми золотоносными продуктами окисления, выявленными в Центральной зоне. Третий тип оруденения – делювиальные россыпи золота. Их примером является Восточная зона палеовулкана, в которой выявлен золотоносный горизонт мощностью 0.5–1.5 м. Индикаторным для горизонта являются включения гетитовых бобовин, обломки бурых железняков и кварца.

Марганценосные отложения приурочены к более высоким горизонтам палеогидротермального поля, где среди песчаников и алевролитов развиты тела гематит-кварцевых пород. Они представлены оксидно-марганцевыми породами черного цвета, мощность горизонтов достигает 1–3 м. Средние содержания MnO – 20–35 % (max 52–73 %). Минеральный состав отложений, по данным рентгеноструктурного анализа, представлен родонитом, криптомеланом, возможно, тодорокитом и вернадитом. Геохимической особенностью марганцевых руд является повышенное содержание Ge (до 5–15 г/т) [2].



а б

Рис. 1. Общий вид золотин с участков «Лисьи горки» (а) и Эпидозитового (б):

а – зерно золота с комковатой, кавернозной поверхностью; б – волнисто-ступенчатая поверхность золотины с четкими отпечатками кубической формы.

Карбоновые трахибазальт-трахириолитовые палеовулканы приурочены к рифтам, сформировавшимся на поздней стадии развития островодужной системы. Один из них – палеовулкан Огненный, расположенный на территории Заповедника Аркаим непосредственно к востоку от девонских вулканических сооружений. Палеовулкан сложен потоками трахириолитов, трахидацитов и трахибазальтов, разделенных горизонтами песчаников и алевролитов с фауной брахиопод и кораллов. Основание палеовулкана сложено чередующимися базальтовыми лавами и пластами песчаников, основной объем постройки – трахибазальтами и трахириолитами [1]. Нижнекаменноугольные эффузивы данной постройки отнесены к субщелочной K-Na (гавайит-муджиеритовой) серии [5].

Золоторудная минерализация приурочена к эпидотизированным породам в основании палеовулкана. Эпидозиты образуют зону протяженностью 90 м и шириной 10–30 м и состоят из эпидота и игольчатого актинолита, находящихся в тесном срастании. Можно предполагать, что эти породы возникли при метасоматическом изменении базальтов и вулканомиктовых песчаников под воздействием горячих растворов, циркулировавших в недрах вулкана. Зерна золота были обнаружены при промывании шлихов из рыхлых отложений. В шлихах были обнаружены зерна золота размером 0.1–0.7 мм. [4]. Золотины разной степени окатанности: плохо-, средне- и хорошо окатанные. Плохоокатанные золотины (единичная находка) имеют многочисленные слабо обмятые выступы, поверхность осложнена отпечатками минеральных зерен (рис. 1). Золотины средней степени окатанности являются наиболее распространенными на участке. Среди них преобладают чешуйчатые и пластинчатые формы, которые, как правило, имеют обмятые и загнутые выступы. Поверхность золотин слабо выровнена, местами волнисто-ступенчатая, грубошагреневая. На части золотин фиксируются отпечатки кубических кристаллов

пирита с четкими индукционными поверхностями совместного роста. В западинах фиксируются включения хлорита, глинистых минералов, эпидота и небольшие зерна кварца. Хорошо окатанные золотины отличаются наименьшим размером, имеют округленную конфигурацию с ровными и сглаженными краями и хорошо выровненной поверхностью. В состав золотин, по данным микрозондового анализа, входит Ag (0–10 %), и Cu (до 0.5 %). Пробность золота колеблется в пределах 90–99 %. Распределение серебра неравномерное: для наиболее окатанных форм характерна тонкая высокопробная кайма, практически полностью лишенная примесей, что свойственно золоту из зрелых россыпей. Наличие в россыпи плохо- и среднеокатанных форм, может свидетельствовать о близости коренного источника золота. Характерными акцессорными минералами шлихов являются пирит, эпидот, гематит, ильменит, барит, анатаз др. Встречены псевдоморфозы лимонита по пириту (размером до 4 см) и гематита по эпидоту.

Сульфидно-баритовая минерализация приурочена к вершине палеовулкана, где вскрыта траншеей глубиной 5–15 м, шириной 20–40 м длиной 200 м. Баритовая жила с зоной баритизации прослеживается вкрест простирания пачки агломератовых базальтовых туфов субпараллельно простиранию даек диабазов на протяжении 70 м, имеет мощность 10–40 см. В жиле выделены два типа барита – белый и розовый, отличающиеся по морфологии, оптическим свойствам, параметрам элементарной ячейки, химическому и минеральному составу примесей. Термобарогеохимические исследования белого барита показали, что температуры гидротермальных растворов составляли 155–180°С. Важной особенностью гидротермальных растворов является их повышенная соленость (до 18.6 вес. %), что свидетельствует о магматогенной природе растворов. По значениям температур гомогенизации выделяются два типа растворов – более низкотемпературные (155–165°С) и высокотемпературные (170–180°С). В белом барите в виде минеральных включений встречены аурихальцит $(Zn,Cu)(CO_3)_2(OH)_3$, биотит, рутил, микроклин, малахит, азурит. В розовом барите обнаружены включения сульфидов – пирита, галенита, халькопирита и редкого минерала – гиалофана $(K,Ba)(Al,Si)_2Si_2O_8$ (BaO до 8.77%). Изотопный состав рудного свинца Аркаимского палеовулкана соответствует промежуточному положению между свинцом мантии и орогена, тяготея к последнему. По соотношениям $^{208}Pb/^{204}Pb$; $^{207}Pb/^{204}Pb$; $^{206}Pb/^{204}Pb$ он попадает в поле вулканических пород срединно-океанических хребтов. Это может свидетельствовать, что источником минерализации послужили глубинные мантийные породы.

Вопросы рудоносности палеовулканических структур складчатых поясов актуальны в связи с их высокой продуктивностью на руды цветных, черных и благородных металлов. В этом плане изучение рудоносных палеовулканических сооружений является интересным в металлогеническом отношении. Исследование девонской вулканогенной гидротермальной системы дает возможность сопоставить оруденение с золото-сульфидным (Муртыктинская группа) или золото-серебряным (Куросанская группа) типами месторождений. Сульфидно-баритовая и золоторудная минерализация в карбоновых вулканах ранее была неизвестна на Южном Урале, и исследование этих проявлений даст новую информацию о металлогеническом потенциале этого возрастного среза.

Исследования выполнены при поддержке гранта Министерства образования РФ (рук. Зайков В. В., 01.1204ф) и РФФИ (рук-ль Новоселов К. А., 04-05-96014-р2004урал_а).

Литература

1. **Зайков В.В.** Геологическое строение и полезные ископаемые района музея–заповедника Аркаим // Природные системы Южного Урала, Челябинск: ЧГУ, 1999, с. 5–35.

2. **Зайкова Е.В., Зайков В.В., Юминов А.М.** Золотоносное палеогидротермальное поле Лисьи Горы // Металлогения древних и современных океанов–99. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999, с. 121–129.

3. **Михайлов И.Г., Сурин Т.Н., Зайков В.В.** Золотоносность Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003, с. 60–68.

4. **Юминов А.М., Масленникова С.П.** Строение и минералогия рыхлых отложений музея-заповедника Аркаим // Природные системы Южного Урала: Челябинск: ЧГУ, 1999, с. 37–58.

5. **Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998, 203 с.

Роль докембрийских плюм-литосферных процессов в образовании палеозойской Кольской щелочной провинции

А.А. Арзамасцев

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, arzamas@geoksc.apatity.ru

Исследования последнего десятилетия приносят новые доказательства того, что главным фактором, обусловившим проявление континентального магматизма в областях развития древних щитов, явилась активизация верхней мантии в результате плюм-литосферного взаимодействия. С другой стороны, анализ результатов мультидисциплинарных работ по изучению субкратонных областей показывает присутствие под щитами древних корней или зон мантийного "киля", имеющих мощность до 250 км [5], не вовлекающихся в конвективный кругооборот, дрейфующих вместе с литосферой и сохраняющих следы эндогенных событий, происходивших в течение длительной истории щитов.

В пределах кольской части Фенноскандии выделяют несколько циклов эндогенной активности, каждый из которых сопровождался проявлениями мантийного магматизма. Наиболее крупными явились протерозойский и палеозойский этапы магматизма, разделенные длительным амагматическим периодом более чем в 1 млрд. лет. Особенностью размещения щелочных массивов является пространственная совмещенность областей протерозойского и палеозойского магматизма: в непосредственной близости от Хибинского массива (362-378 млн. лет) располагается массив Соустова (1860±12 млн. лет, [4]). К северу от протерозойского массива Гремяха-Вырмес залегает палеозойский карбонатитовый комплекс Себльявр. В южной части беломорского пояса расположены протерозойские щелочные ультраосновные и карбонатитовые интрузии Елетьозеро-Тикшеозеро и палеозойские карбонатитовые массивы Вуориярви, Салланлатва, Ковдозеро, Кандагуба.

С раннепротерозойским этапом связано развитие рифтогенного Печенгско-Варзугского пояса, в формировании которой выделяют предрифтогенный (2.55-2.3 млрд. лет), раннерифтогенный (2.3-2.2 млрд. лет), позднерифтогенный (2.2-1.95 млрд. лет) и орогенный (1.95-1.75 млрд. лет) этапы [3]. В заключительный период произошло внедрение многофазных щелочных интрузий, ряд из которых обнаруживает аномальные Sr-Nd изотопные характеристики, свидетельствующие о сложных формах корово-мантийного взаимодействия.

Интрузия Гремяха-Вырмес сложена ультрабазитами, щелочными сиенитами и фоидолитами. Полученные изотопные датировки показывают, что формирование контрастных по составу интрузивных серий массива происходило в относительно узком возрастном интервале. Так, Rb-Sr изохронная зависимость по всей совокупности образцов отвечает возрасту 1890 млн. лет (I_{Sr} = 0.7037), датировки по единичным зернам циркона из нефелинового сиенита и сиенита дают средний возраст 1884±6 млн. лет, Rb-Sr минеральная изохрона для фоидолитов массива отвечает возрасту 1894±48 млн. лет (I_{Sr} = 0.7023). Sr-Nd изотопные характеристики указывают на значительную долю корового компонента в образовании сиенитов массива. С другой стороны, происхождение ультрабазитовой и фоидолитовой серий связано, по-видимому, с эволюцией разных мантийных источников, причем фоидолиты имеют сходные изотопные характеристики с карбонатитами протерозойского массива Тикшеозеро [2]. Масс-балансовые расчеты трендов эволюции ультраосновной серии массива Гремяха-Вырмес обнаружили близость состава исходных магм этого массива ферропикритам, слагающим 4 вулканогенную толщу Печенгской структуры.

Интрузия Соустова, располагающаяся вблизи палеозойского Хибинского щелочного массива и сложенная анальцимовыми и содалитовыми сиенитами, демонстрирует иной тип взаимодействия мантийных расплавов с корой. Rb-Sr изотопные данные показывают аномально высокое первичное отношение стронция в породах массива, составляющее $^{87}Sr/^{86}Sr(t)=0.7215$. Особенностью щелочных сиенитов массива является повышенные содержания F, Cl, REE, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sn, Be, Li, Rb, Tl, Pb и Cs, отрицательная аномалия Eu, K/Rb = 190-160, Nd/Th = 3 и Nb/Ta = 12. Геохимические черты указывают на значительную долю корового компонента при формировании пород массива, однако это не может быть объяснено простой ассимиляцией материала коры. В частности, Sr-Nd изотопные характеристики пород указывают на отсутствие смешения с вмещающими архейскими гнейсами, как это наблюдается, например, в сиенитах массива Гремяха-Вырмес. Для объяснения обнаруженной изотопной аномалии нами [4] предложена модель, согласно которой образование пород массива Соустова обусловлено воздействием в протерозойское время на древние тоналит-трондъемитовые гнейсы метасоматизирующего флюида, богатого щелочами, F и Cl и генетически связанного с мантийными расплавами, давшими начало фоидолит-карбонатитовым сериям протерозойских массивов Гремяха-Вырмес и

Тикшеозера. Это воздействие вызвало растворение богатого ^{87}Sr биотита, а последующая кристаллизация минералов, в которых Sr является совместимым элементом, (полевые шпаты), привели к увеличению $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения и снижению валового содержания Sr в полученном в конечном субстрате. В отличие от Rb-Sr, Sm-Nd изотопная система была менее чувствительна к растворению минералов с повышенным Sm/Nd отношением, и поэтому сохранила неизменным первичное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$.

Результаты изучения протерозойских интрузий приводят к выводу, что в ходе процессов плюм-литосферного взаимодействия в период 1.9 млрд. лет, сублитосферная мантия региона испытала метасоматоз, в результате которого в мантийном киле сформировались области, обогащенные некогерентными элементами и способные продуцировать щелочные и карбонатитовые расплавы. Незначительная магматическая активность в течение последующего периода длительностью 1 млрд. лет, свидетельствует о стабильности области мантийного киля в условиях плейттектонических процессов. На протяжении этого периода единственными свидетельствами существования аномально обогащенной мантии являются лампроиты района Кухмо-Костомукша (Сев.Карелия), имеющие возраст 1230 млн. лет и кимберлиты района Каави-Куопио в центральной Финляндии с возрастом ок. 600 млн. лет. Таким образом, последовавшие в палеозое эндогенные процессы происходили не в условиях взаимодействия вещества плюма с обедненной в ходе архейского и протерозойского корообразования сублитосферной мантией, а с метасоматизированным в протерозое мантийным субстратом.

Палеозойский этап магматизма в северо-восточной Фенноскандии проявился внедрением в полностью стабилизированные блоки докембрийского фундамента крупнейших агпаитовых массивов, карбонатитовых интрузий, роев щелочных даек и алмазоносных кимберлитов. Проведенная оценка первичных составов Кольской щелочной провинции и моделирование поведения микроэлементов при плавлении мантийных субстратов показало невозможность получения первичных расплавов провинции из состава примитивной мантии даже при предельно низких степенях плавления. С другой стороны, обоснована вероятность возникновения в палеозое первичных расплавов в результате низких степеней плавления субстрата, степень обогащения которого значительно превышала средние содержания несовместимых элементов в примитивной мантии [1]. Расчеты показывают, что даже в случае трехкратного превышения содержаний фосфора, Sr, REE, Zr, Hf, Nb, Ta в плавящемся субстрате по сравнению с примитивной мантией, для образования уникальных по масштабам скоплений указанных элементов, сконцентрированных в палеозойских интрузиях региона, потребовался бы объем мантии до 5 млн. км^3. Этот объем соответствует области активизированной мантии мощностью 40 км, располагавшейся в кольцевой зоне диаметром около 400 км, т. е отвечающей наблюдаемой на поверхности области развития щелочного магматизма. Исходя из этого, можно полагать, что значительное обогащение мантийного субстрата не могло быть достигнуто в ходе одноактного воздействия палеозойского плюма на субкратонную мантию. Таким образом, появление в ходе палеозойского цикла эндогенной активности щелочных расплавов, образовавших гигантские скопления некогерентных элементов в крупнейших агпаитовых массивах, связано с неоднократным плюм-литосферного взаимодействием, происходившим в ходе протерозойского и палеозойского циклов эндогенной активности.

(Гранты РФФИ 03-05-64066 и ОНЗ РАН программа 5, тема 1.5).

Литература

1. **Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П.** Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации. Российский журнал наук о Земле, 2001, т.3, N1, с.1-35.

2. **Беляцкий Б.В., Тихомирова М., Савва Е.В**. Возраст и генезис протерозойского щелочно-ультраосновного Тикшеозерского массива (Северная Карелия): результаты Pb-Sr-Nd изотопных исследований. // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. 2000 г., Москва, с. 34-36.

3. **Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В.** Основные черты геологического строения северо-востока Балтийского щита. // Кольская сверхглубокая. (В.П. Орлов, Н.П. Лаверов, ред.). М: МФ "ТЕХНОНЕФТЕГАЗ", 1998, 260 с., р.7-35.

4. **Bea F., Arzamastsev A., Montero P., Arzamastseva L.** Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials. Contrib. Mineral. & Petrol., 2001, 140: 554-566.

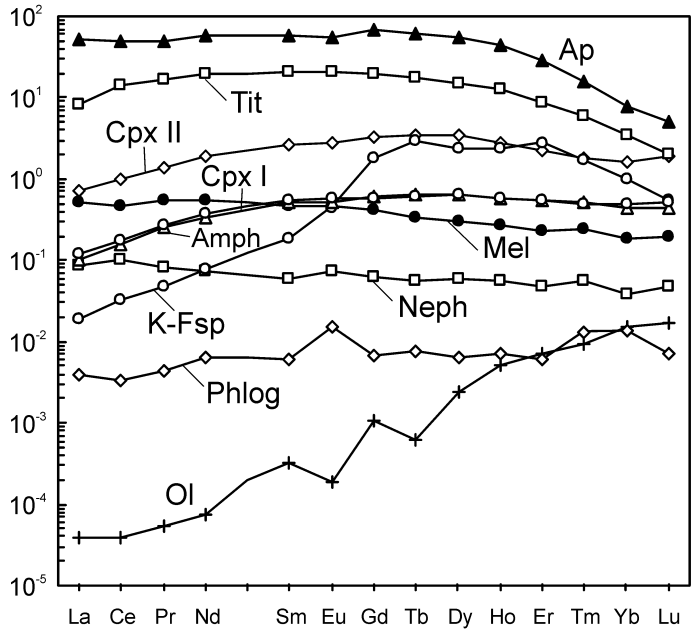
5. **Vinnik L.P., Green R.W.E., Nicolaysen L.O**. Recent deformations of the deep continental root beneath southern Africa. 1995. Nature, vol. 375, p.50-52.

Микроэлементы в минералах и породах Кольской щелочной провинции как петрогенетические индикаторы эволюции интрузивных серий

Л.В. Арзамасцева, А.А. Арзамасцев

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, arzamas@geoksc.apatity.ru

Петролого-геохимические исследования интрузивных образований имеют четкую тенденцию к использованию численных моделей, позволяющих изучать тренды эволюции магматических серий количественными методами, базирующимися на прецизионных геохимических данных. Одними из важнейших параметров, используемых в этих моделях наряду с P, T, fO_2 характеристиками и составами исходных магм, контаминантов и проч., являются коэффициенты распределения элементов минерал/расплав (D). В настоящее время исследователями при расчете моделей конкретных магматических серий используются D, рассчитанные либо экспериментально, либо на основе изучения близких по составу пород других регионов мира. Более корректные результаты дает использование коэффициентов, полученных в результате анализа той серии пород, для которой проводится моделирование.



Для оценки коэффициентов распределения минерал-расплав в щелочных породах Кольской провинции определены концентрации редкоземельных (REE), литофильных (LILE) и высокозарядных (HFSE) элементов в фенокристах и основной массе оливиновых меланефелинитов, нефелинитов, фонолитов из даек разных районов провинции. Данные получены методом микроанализа материала полированных шлифов (лазерная абляция с индуктивно-связанной плазмой на лазере Excimer Sopra SEL 510 в комбинации с масс спектрометром Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000). Состав матрицы определялся многократным растровым сканированием (N > 10) однородных участков основной массы. Содержания Y, Li, Rb, Ba, Th, U, Ta, Nb, Sr, Hf, Zr, Pb, Be, Sc, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ga, Mo, Sn, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu измерены в оливине, мелилите, клинопироксене, амфиболе, флогопите, полевом шпате, нефелине, апатите, титаните. Полученные коэффициенты распределения REE приведены на рисунке.

Клинопироксен. Значения D REE в оливиновых нефелинитов из даек Турьего Мыса, Хибин и Вуориярви (на рисунке - кривая Cpx I) весьма близки и закономерно увеличиваются от 0.12 для La до 0.63 для Dy, несколько снижаясь до 0.52 для HREE. Полученные значения находятся в пределах известных определений, опубликованных в литературе для щелочных лампрофиров [1]. Данные по распределению REE в клинопироксенах (эгиринах) из более эволюционированных фонолитов даек Хибин и Ковдора (на рисунке - кривая Cpx 2) обнаруживают, что D для всех REE кроме La превышают 1, достигая максимального значения для Dy. Среди остальных микроэлементов следует выделить высокие D для Sc (5.8 - 18.2), V (0.64-5.61), Cr (19.7-43.4), Co

(0.81-5.45), Ni (2.2-13.3). Значения D для Zr и Nb составляют соответственно 0.61-0.57 и 0.02 - 0.07, причем наибольшие значения D характерны для высокощелочных клинопироксенов.

Амфибол. D REE для амфиболов определялись в нескольких дайках камптонитов из Хибин и южного Прихибинья, содержащих хорошо ограненные фенокристы керсутита. Графики D большинства амфиболов обнаруживают подобие с составами сосуществующего клинопироксена, однако абсолютные значения D REE амфибола более высокие. Значения D для остальных микроэлементов также близки таковым для клинопироксенов.

Оливин и флогопит в оливиновых меланефелинитах характеризуются предельно низкими концентрациями большинства микроэлементов, поэтому полученные значения D для редких земель могут оцениваться как приближенные. Оливин при отсутствии флогопита, является монопольным концентратором в щелочных породах Ni (D = 26) и Co (D = 4.4), содержания остальных микроэлементов находятся на пределе чувствительности метода. Для флогопита характерны высокие D для Li (1.2-31.0), Rb (3.6-5.2), Ba (5.7-6.9), а также для Sc, V, Cr, Co, Ni.

Нефелин и K-Na полевой шпат. D REE для нефелина из фонолитов не превышает значения 0.1. D для всех остальных микроэлементов (LIL, HFSE и др.) в нефелине также предельно низки. Для K-Na полевого шпата характерны высокие значения D для Ga (до 2.7).

Апатит, титанит и перовскит являются главными концентраторами REE, Y, Sr в щелочных породах. Значения D определенные для апатита из фонолитов Ковдора варьируют в пределах 48.6-71.2 для LREE и MREE, закономерно снижаясь до 5.0 для тяжелых REE. График D REE для титанита имеет "горб", обусловленный высокими значениями D для группы Nd - Tb, достигающими 15.0 - 13.4 в нефелинитах Вуориярви и 87 - 101 в фонолитах Хибин.

Наряду с оценками D в дайковых породах, было изучено распределение микроэлементов в породах и минералах плутонической щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции. В перидотитах, пироксенитах, мелилитолитах, мельтейгитах, ийолитах и нефелиновых сиенитах Ковдора, Лесной вараки, Африканды, Турьего мыса были измерены концентрации REE в главных и акцессорных фазах. На основе полученных по минералам даек провинции значений D были рассчитаны концентрации REE в расплавах, равновесных с пироксенами и мелилитами из плутонических пород серии. Проведенные расчеты показали, что пироксены перидотитов, пироксенитов, мелилитолитов, фоидолитов и нефелиновых сиенитов кристаллизовались не из расплава, отвечающего по составу включающей их породе, а из гипотетического расплава единого состава, концентрации REE в котором близки таковым в среднем составе щелочно-ультраосновных магм провинции [2]. Независимый расчет концентраций в исходных расплавах, проведенный по мелилитам, показал результаты, близкие полученным по равновесию клинопироксен/порода. Сопоставление рассчитанных значений содержаний REE в расплавах с реально определенными валовыми значениями REE в оливинитах, пироксенитах и мелилитолитах показало резкие различия в концентрациях REE, что указывает на о кумулятивную природу анхимономинеральных пород в составе щелочно-ультраосновной серии.

(Гранты РФФИ 03-05-64066 и ОНЗ РАН программа 5, тема 1.5).

Литература

1. **Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J., Greenough J.D., Jenner G.A.** Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS., Geochimica et Cosmochimica Acta, 1996, vol.60, No.4, pp.629-638.

2. **Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П.** Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации. Российский журнал наук о Земле, 2001, т.3, N1, с.1-35.

Комплексная петрографическая характеристика нефтегазоносных горных пород баренцевоморского платформенного шельфа

О.В. Астафьев*, Р.А. Крылов**, И.А. Таныгин**

* Тверь, НПЦ «Тверьгеофизика»
** Мурманск, ФГУП «Арктикморнефтегазразведка»

Изучение пустотного пространства, определяющего емкостные и фильтрационные свойства осадочных пород, является первоочередной задачей литолого-петрографических исследований в нефтяной геологии. Нами предлагаются к опубликованию петрографические характеристики отдельных продуктивных осадочных комплексов баренцевоморского шельфа в парагенезе с их порово-пустотным пространством. Конкретному анализу подвергнуты терригенные кварцево-мезомиктовые коллекторы в отложениях юры из Штокманского газоконденсатного месторождения, терригенные кварцево-грауваккковые коллекторы в отложениях триаса из Мурманского газового месторождения и карбонатные коллекторы в известняках Варандейского, Медынского и в доломитах Медынского нефтяных месторождений.

Штокманское газоконденсатное месторождение центральной части Баренцева моря представлено пятью продуктивными горизонтами. Литологически они выражены морскими песчаниками и алевролитами. Минералогический состав обломочной фракции, по данным петрографических исследований керна скважины № 6, соответствует осадкам от кварцево-грауваккковых до чисто кварцевых псаммитов и алевритов. В составе цемента участвуют каолинит и агрегат монтмориллонита-гидрослюды.

Структура распределения зерен в алеврито-песчаных породах рассматривается на примере верхнего продуктивного горизонта $Ю_0$. В самых верхних слоях горизонта $Ю_0$ открытое поровое пространство достигает величины, почти идеальной для условий свободной укладки псаммитовых обломков – 26.6%. Зерна как бы свободно плавают и почти не соприкасаются друг с другом. Цемент контурный, прерывистый и занимает минимальный объем породы.

Ниже по разрезу наблюдается уменьшение открытой пористости до 19 – 22%. Уплотнение обломочных агрегатов происходит в виде выпукло-вогнутого взаимопроникновения зерен вплоть до образования конформных структурных групп. Конформные агрегаты развиваются как за счет сплочения, так и за счет регенерации зерен. Далее с глубиной зернистость становится менее крупной, растет содержание глинистого цемента, усиливается конформность зерен.

Ближе к подошве горизонта $Ю_0$ структура породы становится псаммо-алевритовой, и порово-базальный гидрослюдисто-глинистый цемент занимает не менее 30-40% пространства. Межзерновая пористость не развита, вместо нее наблюдаются небольшие каверны – вероятно, первичные пустотки от диагенеза глинистого вещества. Открытая пористость оценивается в 13%.

Визуально под микроскопом открытые поры представляют собой межзерновые угловатые полости размерами от 0.05 до 0.70 мм, иногда более 1 мм, а также щелевидные тонкие канальцы длиной до 4.2 мм.

Эпигенетические превращения минерального вещества выражаются в образовании беспорядочных гнезд карбонатов и пирита. Пятна кальцита замещают цемент и корродируют зерна-обломки. Местами в обрамлении обломков наблюдается развитие гнезд и цепочек кристаллов и микросферолитов сидерита. В виде сгустков формируются скопления пирита. Это локально усиливает цементацию пород и отрицательно влияет на их пористость и проницаемость.

В целом юрские алеврито-песчаные породы Штокманского месторождения обладают открытой пористостью в объеме от 4 до 28% породы. Наблюдается тенденция увеличения пористости пород с возрастанием в них доли песчаной псаммитовой составляющей, в связи с чем наибольшей пористостью как по абсолютной (28,1%), так и по средней (24,7%) величине, обладают песчаники самого верхнего продуктивного горизонта. Вниз по разрезу в алевритистых и глинизированных породах величина эффективной открытой пористости существенно уменьшается вследствие уплотнения пород, заполнения пор различными цементами, частичной эпигенетической перекристаллизации зерен, и в связи со всеми этими явлениями – перехода части пор из категории открытых в категорию замкнутых, закрытых.

Породы–коллекторы триасового комплекса характеризуются материалами бурения на Мурманском газовом месторождении в южной части Баренцева моря. Продуктивный разрез

представлен полимиктовыми песчаниками и алевролитами, по составу – полевошпат-кварцевыми граувакками. Отмечается увеличенное содержание обломков пород (в т.ч. эффузивов), слюды и эпидота. Состав глинистого цемента изменяется от каолинит–монтмориллонит–гидрослюдистого в нижнем отделе до гидрослюдисто–каолинит–хлоритового в среднем и до хлорит-каолинитового в верхнем триасе.

Песчаники трех продуктивных горизонтов среднего и нижнего триаса относятся к полевошпатовым и полевошпато-кварцевым граувакам с глинистым пленочным и поровым, а также с регенерационным, цементом. Средняя величина пористости колеблется в пределах 6 – 15, до 18%. Отмеченные терригенные породы образуют коллекторы исключительно порового типа. Эффективный диаметр пор, измеренный способом капилляриметрии, в газоносных песчаниках составляет 0.0004 – 0.0080 мм. Таким образом, открытые поры продуктивных пород Мурманского газового месторождения оцениваются диаметрами всего лишь до 8 мкм, причем большая часть из них составляет четыре десятых микрометра. Тем не менее, эти песчаники относятся к полупроницаемым и проницаемым коллекторам.

Петрографические особенности продуктивных известняков рассматриваются на примере части нефтеносных коллекторов Варандейского и Медынского месторождений в Печорском море.

Скважиной № 1 Варандей-море вскрыта нефтяная залежь, приуроченная к слоисто-массивному комплексу ассельского яруса перми. Комплекс выполнен биоморфно-детритовыми и обломочно-детритовыми известняками, в том числе неравномерно перекристаллизованными и неравномерно кавернозно-поровыми.

Биоморфно-детритовые известняки представлены разновеликим биодетритом и неразрушенными органическими остатками. Известковый цемент (матрица) сложен микрозернистым кальцитом – продуктом диагенетической перекристаллизации и уплотнения рыхлого известкового ила. Открытые поры расположены в цементе меж органическими частицами, а также внутри полостей цельных раковин и стеблей водорослей.

Обломочно-детритовые известняки образованы биодетритом и округлыми интракластами, in situ отторженными от известняков. Цементом служит тот же микрозернистый кальцит, что и в биоморфно-детритовых разностях. Открытые поры здесь также приурочены в основном к цементу.

Размеры открытых пор составляют 0.15 – 0.65 мм, иногда встречаются каверны размерами от одного до нескольких миллиметров. В целом открытая пористость известняков данного комплекса оценивается от 6.6 до 19.1%. Образование пор и каверн связывается с выщелачиванием микрокальцитовой цементирующей матрицы породы в процессе позднего диагенеза. Однако не исключено, что пористость, особенно в верхней части карбонатного разреза, своим происхождением обязана активной динамике водной среды и недостатку первичного карбонатного илового материала.

Постдиагенетическая перекристаллизация пело-микритовой матрицы известняков выразилась в формировании многочисленных веретенообразных кристаллов кальцита размерами 0.1 – 0.2 мм. Они развиваются по раннедиагенетическому микритовому кальциту в виде россыпи и в форме розетковидных и радиально-лучистых агрегатов. Для них характерно волнистое и секторное угасание в скрещенных николях, а отрицательная одноосность позволяет отличить их от арагонита. Предположительно, они образовались в результате метасоматической перекристаллизации известкового матричного микрита. При этом фронт кристаллизации агрегатов затронул и различные органические остатки.

Открытые поры, как правило, крустифицированы более поздним кальцитом, и при этом многие бывшие поры полностью залечены его чистыми прозрачными кристаллами. Крустификационный прозрачный кальцит, в отличие от упомянутых выше волнисто погасающих метасоматических кристаллов матричного микрита, выполняет стенки и полости пор, заполняет первичные газовые и геопетальные пустоты и вторичные каверны выщелачивания. Для него характерны не только чистота и прозрачность, но также и четкое единое погасание всего кристалла в скрещенных николях.

Фенестровый тип пористости встречен в нефтеносных известняках франского яруса девона, в скважине № 2 Медынское-море. Главной особенностью этих, в целом микрозернистых, известняков является развитие большого количества лапчато-щелевидных пор усыхания (фенестр), ориентированных вдоль напластования породы. Их удлинение (в шлифах) достигает 16 мм, а толщина – 2-3 мм. Однако под действием последующей вторичной минерализации

полости фенестр заполнены частично или полностью кальцитом и сульфатами, что привело к сильному уменьшению общей открытой пористости и особенно к снижению проницаемости коллектора. Тем не менее, в породе сохранилось немало в разной степени открытых фенестральных полостей размерами до 4 мм. Соответственно, открытая пористость фенестрового известняка без видимой закономерности изменяется в широких пределах от 0.35 до 14.6%.

Петрография продуктивных доломитов освещена на примере нижнедевонского нефтеносного коллектора, вскрытого скважиной № 2 Медынское-море.

Доломитовая толща представлена полнокристаллической породой с гнездовым (нодулярным) обликом. В шлифах видны агрегаты либо россыпь более крупных кристаллов среди тонкокристаллического доломитового микрита. При этом встречаются признаки первично-осадочного глинисто-доломито-известкового состава пород, в частности, фрагменты моллюсков, микроорганики, конодонт, микросгустки (пеллеты) пелитоморфного кальцита и микроромбов доломита, обломочные зерна кварца и полевого шпата, чешуйки и микрослойки глинистого вещества. В текстурном отношении толща доломитов характеризуется интенсивной трещиноватостью и брекчированием, нередко в породах развиты пустоты выщелачивания.

Открытые межкристаллические поры визуально почти не обнаруживаются. Лишь местами под микроскопом установлены открытая межзерновая пористость, а также емкости вторичных пустот, соответственно, от 0.12 до 2.10 мм. Величина открытой пористости составляет от 2–3 до 10% всей породы. Наиболее интенсивно нефтью заполнены трещины дробления и пустоты выщелачивания (каверны), тогда как в матрице доломитов она присутствует лишь в микропорах на стыках зерен. Мелкие внутриматричные замкнутые трещинки и границы минеральных зерен нередко пропитаны битумом. Пустоты выщелачивания и дробления частично заполняются глинистым веществом и тоже пропитываются нефтью и битумом.

Таким образом, емкость нефтеносного доломитового коллектора складывается из трех компонентов: емкости трещин, емкости каверн выщелачивания и емкости матрицы. Вклад трещин и каверн в полезную емкость коллектора изменяется от 0 до 56% и в среднем составляет 24%.

В акватории Печорского моря наблюдались и другие примеры нефтеносности вторичных доломитов. Так, в скважине № 1 Паханческая, в венлокских массивных мелкозернистых известковых доломитах нефтью пропитан кальцитовый микрит в интерстициях ромбоэдрического доломита. В скважинах № 1 Варандей-море и № 2 Медынское-море в турнейских, в разной степени брекчированных и доломитизированных известняках наблюдается пропитка межзерновых пор и полостей выщелачивания темно-коричневым битумом и нефтью. Каверны выщелачивания достигают размеров 1 х 2 см, они частично или полностью заняты кальцитом или кремнистым веществом. В скважине № 2 Медынское-море открытые макропоры выщелачивания имеют размеры от 0.18 до 0.35 мм. Кроме того, электронная микроскопия фиксирует развитие межкристаллических микропор размерами 0.03 – 0.15 мм и менее (до 0.002 мм).

Характерной особенностью ряда доломитовых пород является наличие во многих из них глинистых слойков. Эта особенность вкупе с обилием терригенных зерен позволяют предположить о богатом первичном содержании глинистой примеси в собственно карбонатном осадке. Вероятно, впоследствии магнезиальные соединения из глинистой составляющей участвовали в образовании метасоматического вторичного доломита.

Описанные примеры далеко не полностью характеризуют многообразие минерального состава и соответствующего ему пустотного пространства осадочных пород Печоро-Баренцевского региона. Однако можно сделать вывод, что наличие и сложность структуры эффективных пор и поровых каналов коррелируются с минералогическими особенностями, структурой и преобразованиями матрицы осадочных образований. В свою очередь распределение пустотного пространства его размеры и геометрические пропорции обусловливают емкостные и коллекторские свойства продуктивных толщ углеводородных месторождений и, как следствие, влияют на количество и качество запасов углеводородного сырья.

Золотоносные сдвиговые зоны в раннем докембрии Кольского полуострова: прогноз и первые результаты

В.В. Балаганский, О.А. Беляев

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, balagan@geoksc.apatity.ru

Наиболее типичным коренным источником золота являются кварцевые жилы, и именно они обычно были объектами поисково-разведочных работ. Длительное время вмещающие эти жилы породы не считались золотоносными образованиями, тем не менее, оказалось, что они иногда содержат тонкодисперсное самородное золото, которое при размере золотин менее 10–15 μм визуально, как правило, не диагностируется. Выяснилось, что золоторудные проявления такого типа развиты достаточно широко и в фанерозое, и в докембрии, причем они могут и не сопровождаться золотоносными кварцевыми жилами. Эти рудопроявления тесно связаны с разломами и со специфическими структурами, известными в англоязычной литературе как shear zones. Согласно [6], сдвиговыми зонами называются линейные структуры при отношении их длины к ширине более чем 5 к 1, которые отличаются от окружающих их пород заметно бóльшей величиной деформации (рис. 1). В отечественной печати эти структуры называются сдвиговыми зонами, зонами рассланцевания или вязкими разрывами и являются продолжением близповерхностных разломов на глубину. Примеры золотоносных сдвиговых зон приводятся как в отечественной, так и в зарубежной литературе [3, 4]. Под сдвигом здесь понимается не тип разлома (strike-slip fault), а механизм деформации (shear), т.е. сдвиговые зоны комплементарны всем типам разломов, включая надвиги. Золото обычно связано с разломами и сдвиговыми зонами с низкотемпературным метасоматозом, в связи с чем золоторудные проявления классифицируются как мезотермальные (mesothermal gold) [4], при этом в тектоническом плане они приурочены к зонам субдукции и коллизии и поэтому также отмечаются как орогенные (orogenic gold) [5].

Многолетними исследованиями Геологического института КНЦ РАН в Кольском регионе были выделены и изучены многочисленные раннепротерозойский сдвиговые зоны (рис. 2, [2]). Очевидно, что часть из них могла быть золотоносными, но они оставались вне поля внимания геологов именно из-за тонкодисперсного, визуально не определяемого характера рудной минерализации. Анализ мировой и отечественной литературы по этому специфическому типу золоторудных проявлений и месторождений позволил наметить ряд критериев, по которым были выделены потенциально золотоносные сдвиговые зоны Кольского региона. Эти критерии многоплановые и ранее уже описывались в литературе как универсальные, т.е. не связанные ни с конкретным регионом и ни с возрастом золотоносных структур. Эти критерии следующие (по [4], с дополнениями):

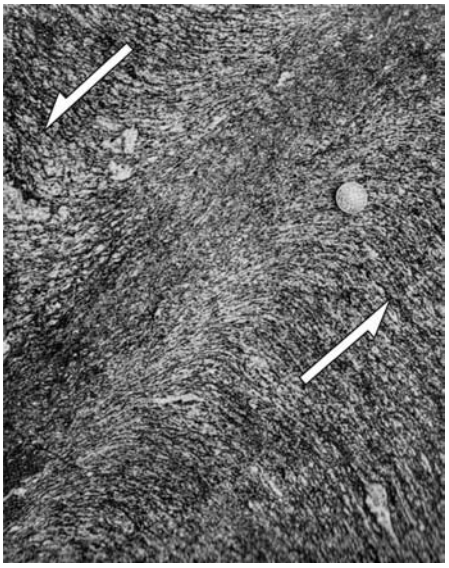


Рис. 1. Пластическая сдвиговая зона в рассланцованном гнейсе (по [6])

(***1***) Месторождения располагаются в пределах и рядом с разломами или сдвиговыми зонами с небольшой величиной смещения по ним. (***2***). Рудовмещающие сдвиговые зоны и разломы являются частью более крупной системы сдвиговых зон корового масштаба. (***3***). Во время рудообразования разломы и сдвиговые зоны служили каналами для мощного потока флюидов, которые вызывали метасоматоз. (***4***). Отложение золота обычно происходило во время деформации структур, вмещающих рудопроявления, но известны случаю отложения золота и после завершения деформации. (***5***). Глубина рудообразования чаще всего варьирует от 4 до 15 км при температуре от 250 до 450°. (***6***). Флюиды имели низкую соленость и преимущественно состояли из H_2O и CO_2. (***7***). Рудопроявления формировались при вариации давления флюида от почти литостатического до превышающего литостастическое (supralithostatic). (***8***). Рудопроявления образовывались в постметаморфических условиях в конвергентных (сходящихся) аккреционных орогенах.

Наиболее перспективные на золото сдвиговые зоны были изучены в полевые сезоны 2003–2004 гг., и по их результатам были выявлены сдвиговые зоны с содержанием золота не менее первых граммов на тонну (участки Пороярви и Стрельна). Наиболее перспективная зона находится на участке Пороярви,

где золотоносными оказались метасоматически переработанные и интенсивно рассланцованные кварцитоподобные породы с реликтами углеродистых сланцев (метасилициты? вторичные кварциты?) Южной зоны, а также милонитизированные и метасоматически переработанные метабазальты Северной зоны палеопротерозойской Печенгской структуры. В обоих случаях для золотоносных пород характерна наложенная сульфидная минерализация (с преобладанием пирита) жильного и вкрапленного видов. Метасоматоз протекал в условиях низких степеней метаморфизма, связанного с ретроградной ветвью регионального метаморфизма. Оба участка приурочены к палеопротерозойским коллизионным сутурам: Пороярви – к Печенга-Имандра-Варзугской, а Стрельна – к Лапландско-Кольской (см. рис. 2).

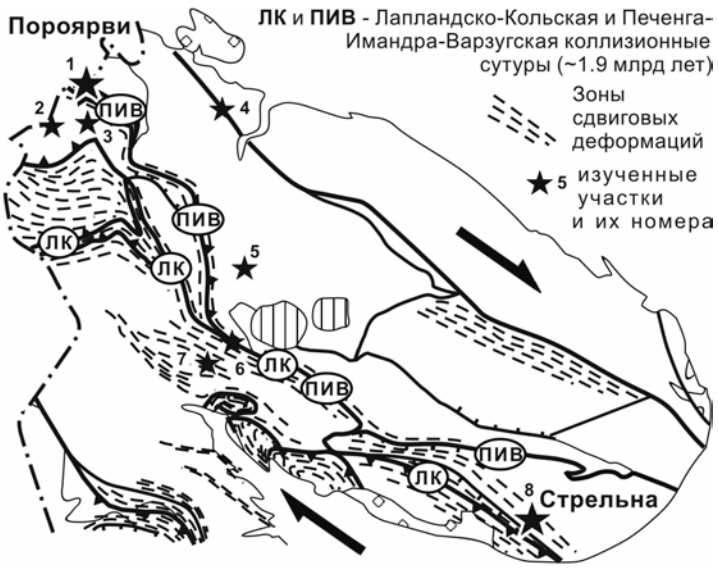


Рис. 2. Схема палеопротерозойских (~1.9 млрд лет) пластических сдвиговых зон Кольского региона (по [2])
Изученные участки: 1 – Пороярви, 2 – Куроайв, 3 – Лотта-Шовна, 4 – Ура-Губа, 5 – Печегуба, 6 – Воче-Ламбина, 7 – Широкая Салма, 8 – район нижнего течения р. Стрельна, участки Чернореченский, Стрельнинский и Югинский

Таким образом, в Кольском регионе выявлены первые золотоносные проявления принципиально нового для него типа, связанные со сдвиговыми зонами раннепротерозойского возраста (мезотермальное или орогенное золото). По литературным данным [1], в Южной зоне Печенгской структуры выявлен также новый для Кольского региона тип золоторудных проявлений, формационная принадлежность которых однозначно не определена. В указанной работе подчеркивается сходство этих рудопроявлений как с образованиями золото-черносланцевой формацией, так и с месторождениями типа Карлин. Однако, судя по описанию и размерам золотин, рассеянных в основной ткани золотоносных метасоматических кварцитов (менее 10 μм) и приуроченности этих рудопроявлений к зонам разрывных нарушений и метасоматоза, данный тип тесно связан, если не идентичен, с типом, описанным выше. Приведенные данные расширяют золоторудный потенциал региона и указывают на необходимость проведения как новых поисковых исследований, так и разведочных работ в районах с уже открытыми золотоносными сдвиговыми зонами.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ОНЗ 6.13 "Наночастицы в природе: условия образования, экологические и технологические следствия".

Литература

1. **Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др.** Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский полуостров): типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота // Региональная геология и металлогения. 2004, № 20, с. 139–151.

2. **Балаганский В.В.** Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. … докт. геол.-мин. наук. 2002, СПб. 32 с.

3. **Русинов В.Л., Русинова О.В.** Метасоматические процессы в углеродистых толщах в региональных зонах сдвиговых деформаций // ДАН. 2003, т. 388, № 3, с. 378–382.

4. Cox S.F. Deformational controls on the dynamic of fluid flow in mesothermal gold system // Fractures, Fluid flow and mineralization. Geological Society, London. Special Publ. 155, 1999, p. 123–140.

5. **Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S.** Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geol. Rev. 2003, v. 18, p. 1–75.

6. **Ramsay J.G., Huber M.I.** The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. London, etc.: Academic Press. 1987, p.309–700.

Колвицкий меланж и Умбинский террейн как новый тип структур палеопротерозоя северо-востока Балтийского щита

В.В. Балаганский*, Т.В. Каулина*, Р.В. Кислицын*/**

*Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, balagan@geoksc.apatity.ru
**Дублин, Дублинский университетский колледж

Колвицкий пояс и Умбинский блок принадлежат структурам, образованным сложно деформированными и глубоко метаморфизованными породами (включая гранулиты), и коренным образом отличаются от слабо переработанных рифтогенных поясов палеопротерозоя. Поэтому они традиционно относились к архею. Излагаемые ниже данные указывают на палеопротерозойский возраст указанных структур, образование которых интерпретируется с позиций тектоники плит. В результате, мы выделяем Колвицкий меланж, отделяющий Умбинский гранулитовый террейн от подстилающего его Беломорского подвижного пояса (составного террейна) [2].

Согласно [2], ***Колвицкий меланж*** состоит из пластин, падающих в целом к С–В и сложенных в основном породами колвицкого вулкано-плутонического комплекса (рис. 1) с возрастом 2.4–2.5 млрд. лет и первичными Nd и Sr отношениями, идентичными таковым в основных расслоенных интрузиях Балтийского щита этого же возраста. Нижняя пластина (I, здесь и далее см. рис. 1) образована амфиболитами и тектонически перекрывает как беломорские гранитогнейсы, так и амфиболиты, базальные слои которых с конгломератами, впервые описанными М.Н. Богдановой и М.М. Ефимовым в 1975 г., нормально лежат на гранитогнейсах только в районе мыса Пентельского и Рязановых луд.

Основой следующей пластины (II) является Колвицкий габбро-анортозитовый массив, образованный в условиях косого растяжения (транстенсии) 2.45–2.46 млрд. лет назад. Переработка нижней его части в сдвиговых зонах растяжения протекала при 666–734°С и 8.3–9.8 кбар [1] 2.43–2.46 млрд. лет назад [2] и завершились к рубежу 2387 ± 4 млн. лет [4], а 1.90–1.92 млрд. лет назад имела место статическая переработка при $T \geq 600$°С ([2] и ссылки там). В сдвиговых зонах растяжения образовались линейность, сланцеватость и мелкие складки. Параметры метаморфизма средней части массива [5] на стадии М1 отвечали Т = 990 °С и Р = 12.4 кбар, М2 – 870–915°С и 11.2 кбар, М3 – 750–830°С и 8.9 кбар, М4 – 670–710°С и 6.5 кбар и, наконец, М5 – 570–610°С и 5.5 кбар. До получения датировок непосредственно для этих стадий их возрастная привязка является проблематичной.

Одна из верхних пластин (V) сложена гранитогнейсами (2.84 млрд. лет), прорванными единичными архейскими (2.79 млрд. лет) и многочисленными палеопротерозойскими дайками базитов, а также габброноритами. Гранитогнейсы испытали термальное воздействие 2.43–2.26 млрд. лет назад.

Самая верхняя пластина колвицкого комплекса (VI) отделена от умбинских кондалитов (VIII) меланжем (VIIа и VIIб), состоящим из линз и пластин колвицких и умбинских пород (возраст осадочных протолитов последних ~2.0 млрд. лет ([2] и ссылки там)). Тектоническое совмещение линз и пластин сопровождалось милонитизацией в условиях правосторонней транспрессии и совместной кристаллизации Opx и Sill при Т = 806°С и Р= 9.3–9.5 кбар, которой предшествовал пик метаморфизма при $T > 900$°С ([2] и ссылки там). Образование Opx –Sill-парагенезиса происходило в интервале с рубежами 1912 ± 2 млн. лет (позднеколлизионная лейкосома) и 1944 ± 19 млн. лет [2, 4].

Таким образом, Колвицкий меланж являет собой яркий пример тектонострати графии – в нем параллельно друг другу тектонически совмещены крупные пластины супракрустальных и плутонических пород с возрастами 2.7–2.8, 2.4–2.5 и 1.9–2.0 млрд. лет.

Кондалиты ***Умбинского террейна*** объединяют гранат-кварц-полевошпатовые породы, нередко с силлиманитом и кордиеритом, и силлиманит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (иногда с гиперстеном). На их осадочную природу указывают реликты слоистости, химический состав, характер распределения РЗЭ, изотопный состав О, С и Не, а также наличие детритовых цирконов ([2] и ссылки там). Р–Т–t-тренд метаморфизма кондалитов отвечает направлению "по часовой стрелке", а максимальные величины давления пространственно связаны с нижним контактом террейна (~850 °С и 7–8.1 кбар [1]). Кондалиты прорваны умбинскими гранитоидами эндербитового, чарнокитового и гранитного комплексов с возрастами 1944 ± 19 [4], 1912 ± 8 ([2] и ссылки там) и ~1905 млн. лет, при этом эндербиты и чарнокиты произошли из ювенильных протолитов почти такого же возраста, а порфировидные граниты содержат примесь древнего материала (t_{DM}^{Nd} до 2.5 млрд. лет; [2] и ссылки там). Нижний возрастной рубеж накопления осадочных протолитов кондалитов определяется датировкой 2.17 млрд. лет для смеси детритовых цирконов [3] и минимальным Nd модельным возрастом 2.12 млрд. лет ([2] и ссылки там). В

составе кондалитов доминирует детритус пород, близких по химизму и возрасту гранитоидам Лапландского гранулитового пояса, тогда как вклад архейского детритуса ограничен ([2] и ссылки там).

Места отбора образцов, для которых имеются ***изотопные возраста***, показаны на рис. 1. Ниже приняты следующие сокращения. Методы: SIMS – U-Pb, ионный микрозонд (NORDSIM); Pb-Pb – термоионной эмиссии Pb, LAM-ICP-MS – масс-спектрометрия Pb на основе лазерной абляции и индуктивно связанной плазмы, Rb-Sr – изохронный по образцам пород в целом или минералам, если они указаны, Sm-Nd – по паре порода-минерал, Ar–Ar – аргон-аргоновый, при отсутствии указания возраст получен традиционным U–Pb-методом. Grt – гранат, Hb – роговая обманка, Pl – плагиоклаз, Ru – рутил, Tit – титанит, Zr – циркон. n – количество фракций/зерен, кон – конкордантный; маг-мет-миг-унасл-дет – магматизм-метаморфизм-мигматизация-унаследование-детритовый. t_{DM}^{Nd} – Nd модельный возраст (для истощенной мантии). (~) – фракции дискордантны и/или необходимы дополнительные анализы. Возраста даны в миллионах и миллиардах лет (например, 2708 и 2.82, соответственно).

Для ***Колвицкого меланжа*** имеются следующие данные. ● **1** – метаандезит колвицкого комплекса, 2467 ± 3, Zr-маг [2]. ●**2** – метаандезиты, метабазальты, дайка базитов и интрузия габбро-норитов колвиц-

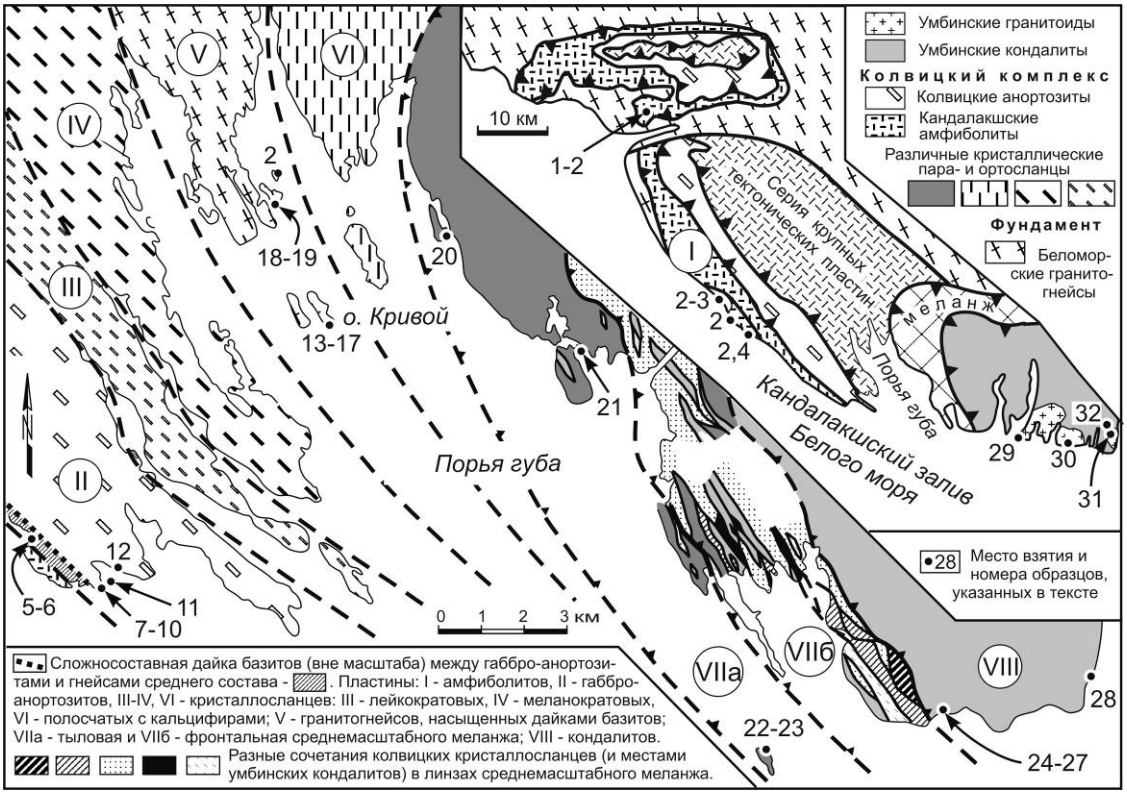


Рис. 1. Схема геологического строения палеопротерозойского Колвицкого меланжа и местонахождения образцов, для которых получены изотопные возраста

кого комплекса, 2497 ± 50, Rb-Sr, маг [2]. ●**3** – метатоналит фундамента колвицкого комплекса, 2708 ± 10, Zr-маг [2]. ● **4** – галька метатоналита в конгломерате колвицкого комплекса, 2583 ± 6(~), Zr-маг(?) [2]. ● **5** – недеформированный пегматит, секущий рассланцованные колвицкие дайки базитов и диоритов, 2387 ± 4, Zr-маг [4]. ● **6** – дайка горнблендита, 2431 ± 3, Zr-маг или мет (Богданова и др., 1993, в [2]). ● **7** – метагабброанортозит, Sm-Nd, Grt (T $\leq$ 600ºC) (Alexejev et al., 1999, в [2]). ●**8** – метаанортозит, 2450 ± 7, Zr-маг [2]. ● **9** – метагаббро-анортозит, 2465 ± 4(~), Zr, 2423 ± 3(~), Zr-мет [2]. ● **10** – дайка габбро-порфирита в Колвицком массиве, 2.47–2.48(~), n = 4, Zr/SIMS, маг или унасл [новые данные]; 2394 ± 14(~), Zr-мет; 2228 ± 19(~), Zr-мет [2]. ●**11** – дайка метадиорита в Колвицком массиве, 2436 ± 6, Zr-маг, 1919 ± 18, Zr-мет [3]. ●**12** – метаанортозит, 2462+7/–6, Zr-маг; 1905 ± 26, Zr-мет (Фриш и др., 1995, в [2]). ● **13** – гранитогнейс (эндербитогнейс по М.Н. Богдановой) тектонической пластины (Zr): 2521 ± 20, смесь маг(ядра)+мет(каймы); 2345 ± 12(~), n = 1, мет; 2268 ± 7, мет; 2181 ± 8, миг [3]. ●**14** – пегматоид в метагаббронорите колвицкого комплекса: 2438 ± 50, Pb-Pb/Zr-маг (необходимо подтверждение U-Pb методом); 1980 ± 15, n = 4, Zr-мет; 1905 ± 8, n = 1, Zr-мет, кон [новые данные]. ●**15** – кристаллосланец по габбро: 1903 ± 4, n = 1, Zr-мет, почти кон [новые данные]. ●**16** – металейконорит: 1915 ± 7, n = 2, Zr-мет, кон [новые данные]. ●**17** – субщелочной гранит, секущий базиты колвицкого комплекса, 2289 ± 20, Zr-

маг [3]; 1856 ± 18, n = 1, Tit-мет (T < 700ºC), почти кон [новые данные]. **18** – гранитогнейс тектонической пластины (Zr-SIMS): 2839 ± 4, n = 1, маг, кон; 2755 ± 11, n = 1, мет, почти кон; 2707 ± 4, n = 1, миг, кон; 2630 ± 7, n = 1, мет, кон; 2426 ± 10, n = 1, мет, кон; 2341 ± 8, n = 3, мет/каймы (СКВО = 0.17, один анализ 2342 ± 6, кон); 2256 ± 7, n = 1, мет(кайма), кон [новые данные]. **19** – дайка базитов в гранитогнейсовой пластине (Zr-SIMS): 2791 ± 7, n = 1, маг, кон; 2787 ± 4, n = 10 (СКВО = 0.74), смесь маг+мет; 2757 ± 7(~), n = 1, мет; 2715 ± 7(~), n = 1, мет [новые данные]. **20** – кондалит с Opx и Sill, 1912 ± 2, Zr-миг [4]. ● **21** – пегматит, секущий колвицкие основные гранулиты, 2056 ± 3, Zr-маг [3]. ● **22** – кондалит с Opx и Sill, 1891 ± 8, Sm-Nd/Grt (T ≤ 600ºC) (Alexejev et al., 2001, в [2]). ■ Гранитогнейсы имеют t_{DM}^{Nd} = 2.83–2.84 при $\varepsilon_{Nd}(2700)$ = +0.05÷+0.6 [2]. ■ Ортопороды колвицкого комплекса имеют t_{DM}^{Nd} = 2.63–2.73 (исключая габбро-норит, 2.89) при $\varepsilon_{Nd}(2450)$ = -1.5÷+0.3, а базальные гнейсы и цемент конгломератов наследуют параметры гранитогнейсов – t_{DM}^{Nd} = 2.82–2.83 при $\varepsilon_{Nd}(2700)$ = +0.4÷+0.65 [2].

Для ***Умбинского террейна*** известны следующие возраста. **23** – кондалит с Opx и Sill, LAM–ICP–MS, возраста детритовых цирконов от 2.1 до 3.63 [2]. ● **24** – кондалит (Zr): 2167 ± 47, дет(смесь), 1901 ± 29, мет [3]. ● **25** – кондалит+кристаллосланец, 1902 ± 21, n = 4 (СКВО = 0.005), Zr-мет [новые данные]. ● **26** – кондалит: 1880 ± 3, n = 1, Tit-мет (T ≤ 700ºC), кон; 1880 ± 9(~), n = 1, Ru-мет (T ≤ 450ºC) [новые данные]. ● **27** – кристаллосланец: 1897 ± 4, n = 1, Tit-мет, кон; 1875 ± 6(~), n = 1, Ru-мет, кон (T ≤ 450ºC) [новые данные]. **28** – кондалит, LAM–ICP–MS, возраста детритовых цирконов от 2.1 до 3.67 [2]. ● **29** – недеформированная гранитная дайка, секущая кондалиты, 1887 ± 8, Zr-маг (Alexejev et al., 2001, в [2]). ● **30** – чарнокит чарнокитового комплекса, 1912 ± 8, Zr-маг (Glebovitsky et al., 2001, в [2]). ● **31** – диорит эндербитового комплекса, 1944 ± 19, Zr-маг [4]; 1889 ± 9, Rb-Sr/Pl+Hb (T ≤ 500ºC); 1882 ± 15, Ar-Ar/Hb (T ≤ 500ºC) (Cliff et al., 1997, в [2]). ● **32** – кондалит, LAM–ICP–MS, возраста детритовых цирконов от 2.1 до 2.73 [2]. ● **33** – порфировидный гранит гранитного комплекса (дер. Кузрека), 1905 ± 5(~), n = 3 (СКВО = 0.16, один анализ 1905 ± 7, кон), SIMS/Zr-маг [новые данные]. ■ Эндербитовый комплекс имеет $\varepsilon_{Nd}(1944)$ = +0.56÷+1.24 (t_{DM}^{Nd} = 2.14–2.21), чарнокитовый – $\varepsilon_{Nd}(1912)$ = +3.24÷+3.57 (t_{DM}^{Nd} = 1.92–1.94), гранитный – $\varepsilon_{Nd}(1900)$ = -1.14÷-1.64 (t_{DM}^{Nd} = 2.25–2.50) [2]. ■ Кондалиты характеризуются t_{DM}^{Nd} = 2.12–2.45 при $\varepsilon_{Nd}(1900)$ = -3.36÷+1.1 [2].

Возраста ~2.7 и 1.91 млрд. лет для беломорских гранитогнейсов и гранулитового метаморфизма в районе Порьей губы впервые были установлены Е.В. Бибиковой (Геохимия, 1973, № 5, с. 664–675).

Таким образом, супракрустальные колвицкие породы накапливались на неоархейском гранитогнейсовом фундаменте ~2.47 млрд. лет назад, а плутонические формировались в нижней коре 2.47–2.43 млрд. лет назад в условиях растяжения и гранулитовой фации. В отличие от них, осадочные протолиты умбинских кондалитов накоплены ~2.1–1.95 млрд. лет назад в бассейне с берегами, сложенными, преимущественно, палеопротерозойскими породами, подобными эндербитам и чарнокитам. Совместное нахождение пластин всех этих палеопротерозойских пород и неоархейских гранитогнейсов в едином структурном моноклинальном разрезе обязано значительному горизонтальному сокращению земной коры ~1.9 млрд. лет назад в условиях транспрессии, причем на глубине кристаллизации парагенезиса Opx–Sill (~800º С и 9.3–9.5 кбар). Во время последних и единых для них деформаций в условиях гранулитовой фации Колвицкий меланж и Умбинский террейн образовали гетерогенную покровно-надвиговую Колвицко-Умбинскую структуру (аналог Лапландского гранулитового пояса с меланжем Танаэлв), маркирующую коллизионный шов, который возник при закрытии Лапландско-Кольского океана ([2], см. также Дэйли и др. в настоящей книге).

Работа завершена при поддержке РФФИ (проекты 04–05–64059 и 05–05–64536).

Литература

1. **Алексеев Н.Л.** Реакционные структуры интрузивных и метаморфических пород как индикаторы направленности процессов метаморфизма (на примере Кандалакшско-Колвицкой зоны, Балтийский щит). Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. СПб. 1997, 26 с.

2. **Балаганский В.В.** Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. … докт. геол.-мин. наук. 2002, СПб. 32 с.

3. **Каулина Т.В., Богданова М.Н.** Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литосфера (Минск). 2000, № 12, с. 85–97.

4. **Кислицын Р.В.** Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дисс. .. канд. геол.-мин. наук. СПб. 2001, 22 с.

5. **Фонарев В.И.** Метаморфическая эволюция Колвицкого анортозитового массива (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс, Балтийский щит) // ДАН. 2004, т. 395, № 3, с. 397–402.

Геохронология и длительность процессов магматизма Кольской части Балтийского щита

Т.Б. Баянова

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, tamara@geoksc.apatity.ru

В пределах Кольского региона древнейшими образованиями, вокруг которых происходило разрастание архейской коры, ранее рассматривались породы кольской серии Центрально-Кольского блока [4]. Новые SHRIMP данные, полученные по детритовым цирконам из метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, которые в настоящее время представлены гранат-биотитовыми гнейсами, имеют древний возраст 3.6 млрд. лет [5]. Этот архейский возраст близок ранее известным возрастам (3.8-3.2 млрд. лет) детритовых цирконов, изученных с помощью LAM-ICP-MS и отобранных из парагранулитов Умбинского блока [3].

Есть и другие свидетельства присутствия раннеархейских образований в Кольском регионе, так в Кейвском террейне [4] изотопный U-Pb возраст ксеногенных цирконов из гранат-биотит-амфиболовых гнейсов лебяжинской серии равен 3.7 млрд. лет [2]. Можно отметить, что U-Pb возраст магматических цирконов из этих гнейсов равен 2871±15 млн. лет. Изотопный Sm-Nd модельный возраст (DM) протолитов этих пород находится в интервале от 4.1 до 3.8млрд. лет и характеризуется отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$=-9.66 (рис.1).

В архейском зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья Н.Кудряшовым в 1999 году продатированы магматические цирконы из полосчатого лейкогаббро массива Патчем-Варак с U-Pb возрастом, равным 2925±6 млн. лет [3]. Близкий возраст (данные SHRIMP) получен Е. Бибиковой в 1993 году для магматических цирконов из тоналитов IX толщи сверхглубокой скважины СГ-3, равный 2932±44 млн. лет [3]. Измеренные новые модельные Sm-Nd возраста (DM) для протолитов амфиболитов архейской части разреза СГ-3 находятся в интервале от 3.15 млрд. лет до 2.94 млрд. лет и являются пока более древними по сравнению с модельными возрастами для тоналитов СГ-3.

Длительные процессы архейского внутриплитного щелочного магматизма были продатированы U-Pb методом по циркону и бадделеиту, выделенных из щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов и граносиенитов Кейвской зоны (Понойский, Западно-Кейвский, Сахарйокский, Белотундровский), карбонатитов Сиилиньярви (Финляндия). Породы архейской щелочногранитной формации известны и продатированы U-Pb методом по цирконам также из щелочных гранитов Канозерского массива Центрально-Кольского блока и лампрофировых даек Поросозерского массива зоны Колмозеро-Воронья с возрастами соответственно: 2667±36 млн. лет и 2680±10 млн. лет [3]. Интервал формирования архейских щелочногранитных пород определяется длительностью в 140 млн. лет - от 2.75 млрд. лет до 2.61 млрд. лет. Модельные Sm-Nd данные пород отражают время формирования протолитов от 3.1 млрд. лет до 2.8 млрд. лет со значениями $_{Nd}(T)$ от -2.62 до +0.7 (рис.1). Близкие U-Pb возраста получены для цирконов из внутриплитных анортозитов Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов Кейвской зоны - от 2.68 млрд. лет до 2.63 млрд. лет. Модельные Sm-Nd определения протолитов для анортозитов имеют более узкий интервал формирования от 2.9 млрд. лет до 2.8 млрд. лет и положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +0.12 до +0.2. На графике $\varepsilon_{Nd\text{-}Isr}$ (рис. 1) архейские щелочные граниты и анортозиты находятся в поле обогащенной мантии EM-2. Природа формирования этих щелочных архейских пород, известных на всех континентах Мира [1], рассматривается в рамках плюмовой модели.

В протерозойское время в Кольском регионе происходит формирование крупных массивов пироксенит-габбронорит-анортозитовой формации, с которыми связаны расслоенные Pt-металльные интрузии г. Генеральской, Федорово-Панского, Мончегорского и Имандровского лополита. Эти интрузии относятся к Северному (Кольскому) поясу. В Карельско-Финский пояс входят интрузии Олангской группы (Ципринга, Кивакка и Лукклайсваара) и финские (Койлисмаа, Няранквaара, Пеникат, Аканваара и др.). Изотопное U-Pb датирование цирконов и бадделеита из разных массивов этого формационного типа отражает длительное время формирования, равное 100 млн. лет - от 2.5 млрд. лет до 2.4 млрд. лет. Новые U-Pb возраста получены для циркона и бадделеита из разных пород Мончегорского плутона и Мончетундровского массива Главного хребта (рис. 2). Для габброноритов и анортозитов на

основе U-Pb датирования циркона и бадделеита определяется, что длительность формирования измеряется временем не менее 50 млн. лет (2505 млн. лет - 2449 млн. лет). Протолиты пород этой формации по Sm-Nd данным существовали от 2.9 до 2.8 млрд. лет назад и характеризовались отрицательными значениями величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -2.3 до -1.0. На графике $\varepsilon_{Nd\text{-}Isr}$ породы всех расслоенных Pt-металльных интрузий находятся в поле обогащенной мантии EM-1 (рис. 1).

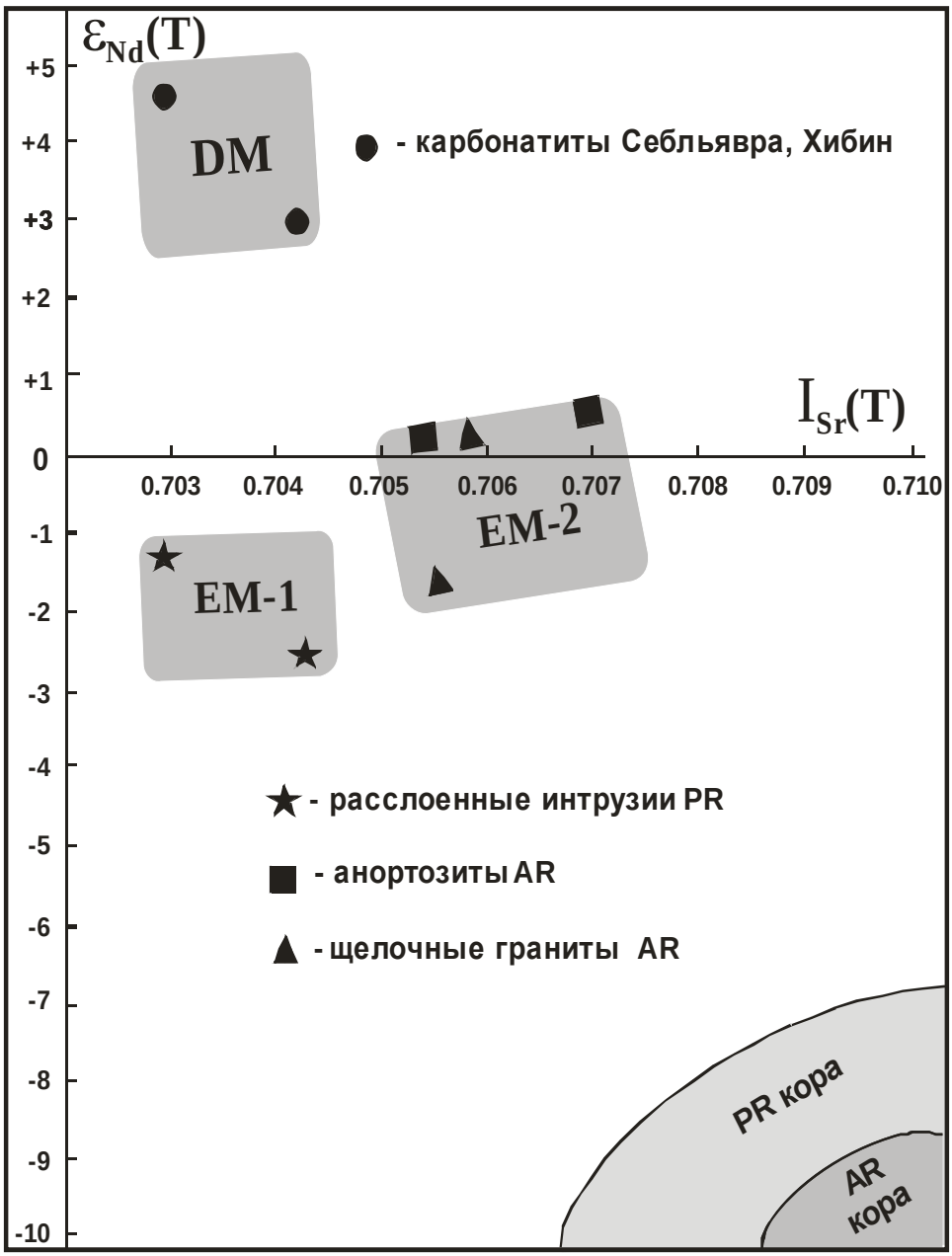


Рис. 1. Первичные изотопные составы Sr и Nd для внутриплитных магматических пород Кольского региона

В палеозойское время в Кольском регионе известно более 20 щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами и кимберлитами, крупнейшими из которых являются Хибины, Ловозеро, Ковдор и др. На основе изотопных U-Pb (по циркону и бадделеиту), Sm-Nd и Rb-Sr (по породообразующим минералам) данных обосновывается интервал формирование палеозойской щелочной провинции Кольского региона, равный 100 млн. лет [2]. Самый древний возраст получен по Sm-Nd и Rb-Sr минеральным изохронам для кимберлитов Ермаковского поля - 465 млн. лет и пород Себльяврского и Кургинского массивов - 410 млн. лет, а Хибинский, Ловозерский, Ковдорский и др. формировались от 380 млн. лет до 360 млн. лет назад [3]. Породы этой формации находятся на графике $_{Nd\text{-}Isr}$ (рис. 1) в поле типичных производных депле-

тированной мантии DM. Учитывая данные по изотопии и концентрации благородных газов (He, Ar и Ne), отражающих вклад нижнемантийных резервуаров, предполагается, что образование палеозойской щелочной группы массивов происходило в условиях плюмовой тектоники.

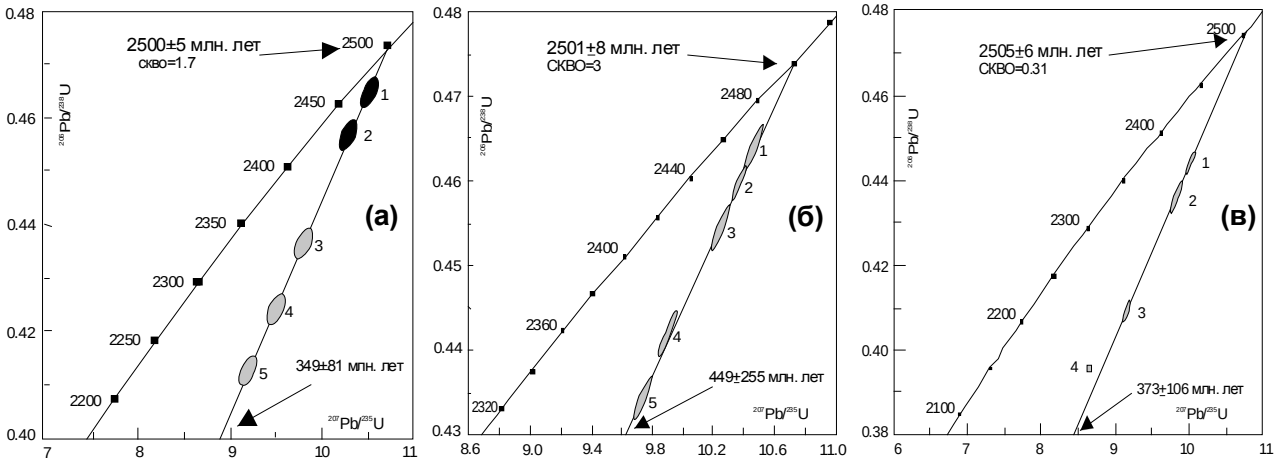


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для:

(а) - бадделеит (1-2) и циркон (3-5) из габбронорит-пегматита «критического горизонта» г.Нюд Мончеплутона; (б) - циркон из трахитоидного габбронорита Мончетундровского массива;(в) – циркон из трахитоидного габбронорита Мончетундровского массива.

Исследования поддерживаются грантами РФФИ № 04-05-64179 и НШ 2305.2003.5, а также программой № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. **Blichert-Toft, Arndt N.T., Ludden J.N.** Precambrian alkaline magmatism // Lithos. 1996, v. 37, p. 97-111.

2. **Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Под ред. акад. Ф.П.Митрофанова. СПб.: Наука, 2004, 174 с.

3. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита / Т.Б.Баянова, В.И.Пожиленко, В.Ф.Смолькин, Н.М.Кудряшов, Т.В.Каулина, В.Р. Ветрин // Приложение №3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области» / Кол. науч. центр, Геологич. ин-т; Ред. Ф.П.Митрофанов. Апатиты, 2002, 53 с.

4. **Митрофанов Ф.П.** Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001, № 1, с. 5-14.

5. **Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Лепихина Е.Н., Матуков Д.И, Бережная Н.Г., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешко И.К.** Находки древнейших детритовых цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии, Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // XVII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова. Тез. докл.: г. Москва, 6-9 декабря 2004 г., с. 174-175.

Метаморфическая история северо-восточной части Балтийского щита

О.А. Беляев, В.П. Петров

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Широкое внедрение современных методов геохимии, геохронологии, геотермобарометрии и геофизики в изучение метаморфических комплексов показало, что многие аспекты природы регионального метаморфизма, особенностей его проявления и роли в формировании земной коры докембрия нуждаются в дальнейшем углубленном исследовании и пересмотре сложившихся представлений. Примером этому может рассматриваться эволюция взглядов на метаморфическую структуру докембрия земной коры Балтийского щита, цикличность развития метаморфических процессов в его поясах и зонах, что наглядно можно продемонстрировать по обобщающим публикациям и по ряду изданных, в том числе с нашим участием, метаморфических карт (Metamorphic Map of Europe; Карта метаморфических поясов СССР; Карта метаморфических фаций восточной части Балтийского щита; Карта минеральных фаций метаморфических пород северо-восточной части Балтийского щита).

Изотопно-геохимические исследования последних лет [2, 3, 4, 5] позволили существенно скорректировать наши знания по этапности развития эндогенных, в том числе и метаморфических, процессов в докембрии региона. Важнейшими достижениями, с нашей точки зрения, являются:

а) установление трех этапов, рассматриваемых нами в качестве метаморфических циклов, проявления регионального метаморфизма архея в Беломорском подвижном поясе, Кольско-Норвежском мегаблоке и зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья с пиковыми возрастами 2.85-2.81, 2.74-2.71 и 2.68-2.64 млрд. лет. В *Беломорском поясе* в качестве верхней временной границы раннелопийского цикла принят возраст тоналитов (2.81-2.80 млрд. лет), интрудирующих метаморфические образования раннего лопия и являющихся фундаментом для супракрустальных толщ позднего лопия. Позднелопийский цикл-1, сопряженный с коллизией, формированием эклогитов и проградным метаморфизмом позднелопийских пород 2.74-2.71 млрд. лет назад, завершился формированием тоналитов 2.68-2.67 млрд. лет назад. Позднелопийский цикл-2 включает амфиболитовый метаморфизм с пиком 2.65 млрд. лет и ультраметаморфизм ретроградной стадии с возрастом 2.61 млрд. лет [2, 3]. Три цикла позднеархейского метаморфизма установлены и в *Кольско-Норвежском мегаблоке*. Ранний, раннелопийский цикл, геохронологически задокументированный в северо-западной части мегаблока, завершился образованием позднескладчатых чарнокитов с возрастом около 2.8 млрд. лет. В позднем лопии проявлены два тектоно-метаморфических цикла; кульминация их в Центрально-Кольском домене в условиях гранулитовой фации датирована в 2.74-2.72 и 2.66-2.64 млрд. лет [3]. Циклы разделены внедрением монцо- и кварцевых диоритов с возрастом 2.71 млн.лет. Наложенный метаморфизм, по-видимому, связанный с проградным метаморфизмом сумийских толщ и сопровождающийся формированием жильных гранитоидов и пегматитов, имел место 2.58-2.55 млрд. лет назад. Аналогичное трехцикличное развитие позднеархейского метаморфизма при близких изохронных датировках выявлено в юго-восточной части *зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья* [1,3]. Раннелопийский метаморфизм, проявленный в породах полмостундровской и вороньетундровской свит, завершился становлением плагиогранитов 2.76 млрд. лет назад. Два последовательных цикла (этапа?) позднелопийского метаморфизма датированы в 2.74-2.73 и 2.66-2.64 млрд. лет. Ранний из них является прогрессивным для позднелопийских пород червуртской свиты и повторным для раннелопийских. Он отделен от следующего цикла гранодиоритами и их жильными аналогами с возрастом 2.73-2.68 млрд. лет. Верхней возрастной границей второго цикла служат турмалиновые граниты с возрастом 2.56 млрд. лет. В *Кейвском террейне* принципиально важным является датирование возраста щелочных гранитов (2.67 млрд. лет) [4], что меняет представления о возрасте метаморфизма пород кейвской серии.

б) установление многоэтапной (полицикличной) эволюции раннепротерозойского метаморфизма в архейских и палеопротерозойских поясах и структурах с выделением сумийского, ранне- и позднесвекофеннского этапов [3,5]. Сумийский этап (цикл?) наиболее четко зафиксирован изотопными методами в Кольско-Норвежском мегаблоке (2.58-2.55 млрд. лет) и в обрамлении Лапландского гранулитового пояса (2.44-2.40 млрд. лет). Процессы раннесвекофеннского (1.94-1.84 млрд. лет) и позднесвекофеннского (1.76-1.70 млрд. лет) этапов задокументированы в Печенгско-Имандра-Варзугской рифтогенной структуре, в Лапландском и Беломорском поясах, Кейвском и Терском блоках.

в) детализация метаморфических событий раннего протерозоя в пределах конкретных структур. Так, в эндогенной истории Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) и его обрамлении выделено несколько последовательных этапов метаморфизма в рамках свекофеннского цикла [3, 4, 5]. Наиболее

ранний низкобарический метаморфизм датирован в 1.97 млрд. лет. Кульминация метаморфизма с формированием обращенной зональности в интервале 1.95-1.93 млрд. лет охватывала ЛГП, Тана пояс и Корва комплекс, вместе взятые. Дискретно проявленный тектонометаморфизм, сопряженный со сдвиго-надвиговыми деформациями, имел место 1.92 -1.91 млрд. лет. Отдельные этапы локально проявленного ретроградного метаморфизма датированы в 1.90, 1.82 и 1.72 млрд.лет соответственно.

г) определение позднесвекофеннского (1.73-1.71 млрд. лет) возраста кульминации метаморфизма в Кейвском террейне, охватывающего как позднеархейские породы лебяжинской и низов кейвской серий, так и раннепротерозойские (ятулийские) образования серповидного комплекса.

д) принципиальные изменения в оценке возраста супракрустальных комплексов докембрия региона. Установлен первичный раннепротерозойский возраст многих толщ, свит и серий, ранее относимых к позднему архею [3,4,5]. Среди них отметим комплекс кислых гранулитов ЛГП, Тана и корватундровский комплексы; каскамский вулканогенно-интрузивный комплекс, метаосадки вырнимской свиты и вулканогенно-осадочные образования тальинской свиты (блок Инари); вулканогенно-осадочный комплекс серговской свиты и значительный объем гранитогнейсов комплекса основания (Терский блок). Учет этих данных принципиально изменяет наши представления о закономерностях пространственного распределения фаций метаморфизма для основных циклов, выделенных в рамках лопийского и карельского мегациклов.

Петрологические исследования в совокупности с новыми геохронологическими данными позволили установить некоторые принципиальные тенденции в эволюции термодинамических режимов, существенные для понимания природы регионального метаморфизма, проявившегося в основных структурах региона. Так, в наиболее хорошо сохранившемся домене архея, в Центрально-Кольском блоке, реконструируется тип эволюции «по часовой стрелке», характерный для низкобарических метаморфических поясов, связанных с формированием континентальной земной коры в условиях, в некоторых отношениях сходных с островодужными обстановками. В структурах с интенсивным проявлением коллизионных процессов (юго-восточная часть зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья) P-T-t эволюция метаморфизма осуществляется «против часовой стрелки».

Архейская метаморфическая история беломорид на всех этапах (за исключением самых ранних стадий формирования так называемых «сухарей» с P-T параметрами пониженных давлений) характеризовалась низкоградиентными термодинамическими режимами, типичными для внутриплитных коллизионных геотектонических обстановок.

Для палеопротерозоя в пределах всей северо-восточной части Балтийского щита характерно доминирование низкоградиентного термодинамического режима кульминационных метаморфических процессов, что согласуется с представлениями о широком, неодноактном развитии внутриконтинентальных коллизионных процессов этого времени. P-T тренды эволюции метаморфизма в рифтогенных структурных зонах, в Лапландском и Беломорском поясах характеризуются некоторыми особенностями. Их общей чертой является проявление высокобарического тектонометаморфизма, связанного со сдвиго-надвиговыми деформациями поздних стадий тектогенеза.

Данная работа является частью проекта РФФИ № 05-05-64536.

Литература

1. **Беляев О.А., Петров В.П.** Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т.2. Апатиты: МУП «Полиграф», 2002, с.195-207

2. **Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др**. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM // Петрология. 2004, т.12, № 3, с. 227-244

3. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита // Геология рудных районов Мурманской области. Прилож. № 3. Апатиты: 2002, 53 с.

4. **Каулина Т.В., Деленицин А.А., Беляев О.А. и др.** Датирование процессов метаморфизма в зоне сочленения пояса Тана и Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров): U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II-й Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: 2003, с. 189-192.

5. **Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J**. **et al.** Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2001, v.105, Nos.2-4, p.289-314

Типизация редкометалльных гранитов и прогноз редкометалльного оруденения

С.М. Бескин*, Ю.Б. Марин**

*Москва, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов
**Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный горный институт, marin@mineral.ras.spb.ru

Рудно-магматические системы (РМС) редкометалльных гранитов имеют сложную историю формирования: вначале, часто вслед за "облаком" метасоматизирующих вмещающие толщи Li-Cs-F-Be-B флюидов, внедряются субвулканические аналоги этих пород (онгониты, комендиты, эльваны и др.), дайки которых рассекают ранее возникшие граниты с их стандартными (Sn, W, Mo ...) рудами; затем внедряются собственно редкометалльные граниты, образующие исключительно малые интрузивы, силлы, дайки. Такие тела состоят из нескольких фаз становления и могут сопровождаться собственными пегматитами, метасоматитами, гидротермалитами. Интрузивы редкометалльных гранитов часто располагаются между телами обычных гранитов и вмещающими толщами, так что может создаться иллюзия магматической, метасоматической и рудной зональности в "едином" гранитном куполе [1-4].

Среди редкометалльных субщелочно-щелочных гранитов и лейкогранитов в равном ранге намечается три типа (в пределах каждого возможны подтипы), переходов между которыми не наблюдалось[3], равно как и совмещений одновозрастных гранитов разных типов в единых полях:

I – слюдяные **танталовые** – колумбит-танталитовые, микролитовые, стрюверитовые (Ta_2O_3 : Nb_2O_5, в среднем 1:1), содержащие часто касситерит, Li-слюды, реже вольфрамит, амблигонит, гердерит и др.;

II – рибекитовые, арфведсонитовые, эгириновые, аннитовые, полилитионитовые, **тантало-ниобиевые** – колумбитовые, пирохлоровые, фергюсонитовые (Ta_2O_5 : Nb_2O_5 от 1:8 до 1:13) с Hf-цирконом, минералами REE, криолитом и др.;

III – сподуменовые **тантал-литиевые**, танталит-колумбитовые (Ta_2O_5 : Nb_2O_5 в среднем 1:2) с поллуцитом и др.

Три типа редкометалльных гранитов, завершающие развитие гомодромных грани-тоидных серий, обязаны своим появлением специфическим, в том числе петрогеохимическим, особенностям таких серий[1-4]:

1) гранодиориты → нормальные адамеллиты → граниты → аляскитоидные лейкограниты с их рудными, W, Mo, Sn, Be и др., грейзенами, кварцевыми жилами, штокверками → редкометалльно-гранитовые РМС с танталовыми редкометалльными гранитами;

2) граносиенодиориты, граносиениты → граниты и сиенограниты, в т.ч. рапакиви → аляскиты с их рудными, Mo, Sn, Be, REE, W и др., грейзенами, кварцевыми жилами, штокверками → редкометалльно щелочногранитовые РМС с тантал-ниобиевыми гранитами;

3) тоналиты → плагиоадамеллиты → мезократовые, обедненные щелочами, богатые слюдами граниты,→ обогащенные пегматоидами двуслюдяные и/или мусковитовые лейкограниты с существенно калишпатовыми, в т.ч. рудными (Be) пегматитами → сподумен-гранитовые-редкометалльно-пегматитовые РМС, в основе которых – тантал-литиевые редкометалльные граниты.

Гранитоидные серии первого типа связаны с умеренно коллизионными обстановками, приурочены к средним частям надсейсмофокальных пространств в пределах активных континентальных окраин. Серии второго типа – это продукты внутриплитного, часто рифтогенного, плутонизма, а также магматизма крайних тыловых частей надсейсмофокальных пространств. Что касается третьего типа, то, как это показано А.Г.Владимировым и др. [3], им присущ гранитоидный "стресс-плутонизм", возникающий в обстановках, которые характерны для напряженных шовных сдвигово-коллизионных (гипер-коллизионных) зон на стыке континентов и/или микроконтинентов. При достаточной длительности проявления таких обстановок возникают общеизвестные пегматитовые (не камерные пегматиты) РМС. Но при их кратковременности, хотя и при соответствующей интенсивности возникают не пегматоидные сподуменовые редкометалльные граниты (т.н. "альбит-сподуменовые пегматиты"), а такие, которые характерны, например, для Алахинского месторождения. Своими петрогеохимическими особенностями гранитоидные серии отражают суммарный эффект, обусловленный как составом субстрата определенного блока земной коры, так и спецификой более глубинных магм и флюидов, способствующих процессам подготавливающего метасоматоза, последующего плавления и, в конечном счете, рудогенеза.

Металлогеническое районирование неотрывно от прогнозирования оруденения. Прогнозирование – это своего рода периодическая система, на различных витках которой осуществляются 4 последовательные операции:

1. оконтуриваются потенциально перспективные территории;

2. среди территорий выделяются наиболее перспективные;

3. для них оценивается металлогенический потенциал или прогнозные ресурсы полезного ископаемого;

4. рекомендуются детализационные исследования.

Применительно к областям развития гранитоидных ассоциаций наиболее приемлема следующая иерархия рудоносных площадей, обуславливающая стадийность прогнозно-металлогенических исследований и оптимальную экспрессную технологию прогнозирования:

1) оконтуривание в пределах выбранной области металлогенических зон (n •10000 - n •100 000 кв. км), 2) внутри их - рудных районов или узлов (n•100 - n•1000), 3) их оценка, 4) оконтуривание в пределах выбранных районов потенциально рудных полей (n-n- 10), а внутри них - участков потенциальных месторождений (n •кв. км).

В основе (1) - положение о восстановленных (гранитоиды ильменитовой феррофации) или окисленных (гранитоиды магнетитовой феррофации) мантийно-коровых мегасистемах. В первых их них могут возникать крупные месторождения Sn, Ta, Li, Cs, альтернативно во вторых - месторождения Nb, REE, Zr (W, Be - в обеих обстановках). Отсюда - выбранную по общим геолого-тектоническим и металлогеническим соображениям область в первую очередь необходимо районировать с помощью существующих мелкомасштабных (1:5 000 000 - 1:1 000 000) магнитометрических карт на зоны оловорудного или молибденового профиля, различающиеся типом магнитного поля: соответственно "низкомагнитного" - спокойного пониженного и "высокомагнитного" - знакопеременного варьирующего [5].

В основе (2) - положение о рудостимулирующей роли лейкократовых массивов, в связи с чем гранитоидный рудный район есть проекция гранит-лейкогранитового плутона на земную поверхность, т.е. локальный гравиминимум. Количественная интерпретация последнего позволяет получить объективную модель района с определением вертикальной мощности гранитного плутона. В случае щелочногранитового оруденения рудный район - это проницаемая на глубину полоса, т.е. наиболее контрастно выраженная часть гравитационной ступени. Отсюда - необходимость оконтуривать гранитоидные районы (узлы) с помощью гравиметрических карт масштаба 1:1000 000 - 1:200 000.

В основе (3) - положение о том, что редкометалльный рудогенез есть особенность завершения неодинаково прошедшей в пределах разных районов (большая / меньшая связь с мантией и др.) эволюции гранитоидных серий, различающихся по типу щелочности, и, поэтому, отражается в специфике и характере траектории петрогеохимических диаграмм (В.Н. Бондаренко, 1980; Ю.Б. Марин и др., 1983; В.Д. Козлов, 1984; Л.С. Бородин,2001-2004 и др.), в частности, в особенностях расположения и наклона трендов на логарифмических диаграммах пар родственных компонентов типа MgO - CaO, Li - Rb и др. (С.М. Бескин, 1994).

В основе (4) - положение о том, что эндогенное рудообразование в связи с лейкогранитами или субщелочно-шелочными гранитами, как правило, происходит в локально проявленных восстановительных условиях как из-за того, что глубинные флюиды вообще отличаются восстановленностью, так и из-за того, что кислый флюид при сбросе рудного вещества испытывает инверсию кислотно-основного режима. Магнетит в этих случаях или не образуется, или разрушается, замещаясь пиритом или гематитом. Поэтому открывается возможность намечать перспективные рудные поля, а в их пределах - участки месторождений с помощью средне-крупномасштабных (1:200 000 - 1:50 000) магнитометрических карт - по локальным понижениям магнитного поля и по суперлокальным магнитным минимумам. Если же эти участки "обеспечены" (на геологических и других картах того же масштаба) соответствующими литогеохимическими или шлиховыми ореолами, то они, скорее всего, особенно перспективны.

Таким образом, предлагаемая процедура прогнозирования базируется, прежде всего, на многоплановом анализе уже имеющихся, накопленных за последние 3 десятилетия геологических, петрогеохимических и минералогических материалов с наиболее полным и системным учетом доступной кондиционной геолого-геофизической картографии.

Литература

1. **Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б.** Редкометалльные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979, 280 с.

2. **Бескин С.М., Марин Ю.Б.** О полигенности редкометалльной минерализации в грани-товых рудномагматических системах // ЗВМО. 1998. Вып. 2, с. 41-54.

3. **Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В., Гаврилова С.П.** Так что же такое «редко-металльный гранит»? // ЗВМО. 1999. Вып. 6, с. 28-41.

4. **Коваленко В.И.** Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977, 209 с.

5. **Лишневский Э.Н., Бескин С.М.** Аномальное магнитное поле как фактор металлогени-ческого районирования областей гранитоидного магматизма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т.69, вып. 5, с. 47-58.

Геохимические особенности и U-Pb возраст позднеархейской Вокшозерской зеленокаменной структуры, Северная Карелия

М.М. Богина*, В.Л. Злобин**, А.И. Слабунов, Т.В. Каулина*******

* Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, bogina@igem.ru

** Москва, Геологический институт РАН

*** Петрозаводск, Геологический институт Кар. НЦ РАН

*** Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Вокшозерская зеленокаменная структура расположена к югу от Северо-Карельского зеленокаменного пояса, возраст супракрустальных пород которого варьирует от 2.82 до 2.78 млрд. лет [1, 2, 3]. По особенностям слагающих пород, последовательности их залегания, и петрохимическому составу, данная структура ранее коррелировалась с Керетьской структурой Северо-Карельского зеленокаменного пояса [4]. На основании геологического и геохимического исследования, в пределах Вокшозерской структуры выделяются следующие вещественные комплексы.

Нижняя, мафическая толща представлена гранатовыми, эпидот-гранатовыми, и диопсид-гранатовыми амфиболитами. По составу породы соответствуют толеитовым базальтам и андезибазальтам с вариациями SiO_2 = 48-54 мас. %, умеренно-высокими содержаниями MgO (5.9-8.9 мас. %), умеренным содержанием TiO_2 (0.8-1.3 мас. %), и невысоким отношением Al_2O_3/TiO_2 (11-16) при Mg# = 40-58. Спектры REE характеризуются практически пологим распределением на уровне ~10 хондритов с незначительным обеднением или, реже, обогащением LREE и нефракционированными спектрами HREE (La/Yb_N=0.7-1.3, La/Sm_N=0.6-1.3, Gd/YbN=0.9-1.1, Рис. 1Б). Спайдергаммы редких элементов (Рис. 1А) характеризуются отсутствием Nb аномалии при незначительной отрицательной Ti аномалии. Породы характеризуются обогащением Ba относительно Rb, а также положительной аномалией Sr, что при отсутствии Eu аномалии, может быть связано с наложенными процессами. Отрицательная аномалия Th предполагает, что породы не были контаминированы верхнекоровым материалом, но не исключает нижнекоровой контаминации. Кроме того, породы характеризуются отрицательной Zr аномалией, что может быть связано с воздействием метаморфического флюида. По соотношению Ti/Cr и Ni, породы соответствуют океаническим базальтам, а по соотношению Th/Y и Ta/Yb ложатся на границу MORB и базальтов внутриплитных океанических зон. Такой набор характеристик предполагает, что они формировались в обстановке растяжения под влиянием плюма.

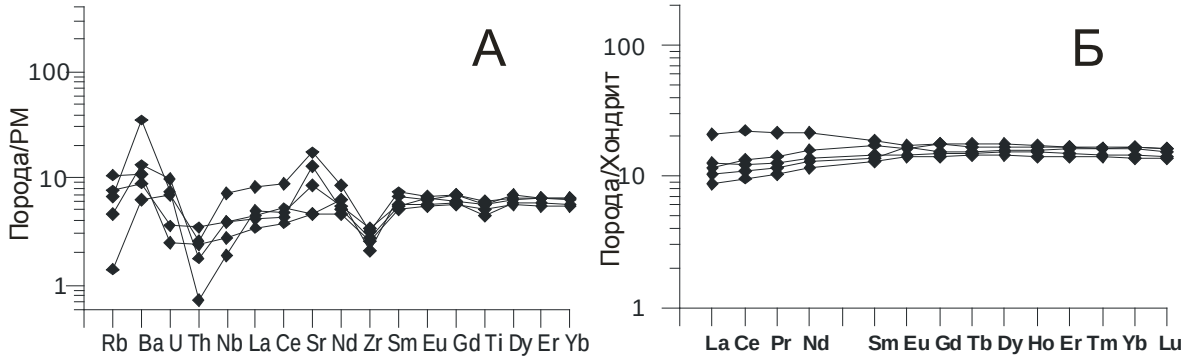


Рис. 1. Спектры распределения редких (А) и редкоземельных элементов (Б) в метабазальтах первой толщи. *Составы нормированы к PM по [Hofmann, 1988]и C1Chondrite по [Evansen et al., 1978].*

Вторая толща состоит из эпидот-амфибол-биотитовых, гранат-биотит-амфиболовых, гранат-амфиболовых, и гранат-биотитовых сланцев с прослоями амфиболитов, которые вверх по разрезу сменяются биотитовыми сланцами. В биотитовых сланцах сохранились реликты агломератовой текстуры, предполагающие их первичную туфовую природу. По составу, породы данной толщи относятся к известково-щелочной серии и варьируют от базальта до дацита (SiO_2 от 55 до 69 вес.%). На вариационных диаграммах они образуют тренд с отрицательной корреляцией TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Cr, Ni, V, Sc, Sr, REE в зависимости от SiO_2. Однако спектры REE демонстрируют четкое бимодальное распределение. Одна группа пород,

включающая известково-щелочные базальты и андезибазальты, характеризуется слабофракционированными спектрами (La/Yb_N=2,18-3,02, La/Sm_N=1,4-2.71, Gd/Yb_N=1.19-3.0, Рис. 2Б) без Eu аномалии. Базальты такого состава могут быть получены при плавлении толеитового базальта нижней толщи. Спайдерграммы (Рис. 2 А) характеризуются пологим распределением со слабыми отрицательными аномалиями Ti, Zr и Nb. Вторая группа представлена андезитами и дацитами (SiO_2=63-69%) с более высокими содержаниями REE и умеренно-сильно фракционированными спектрами. Спектры распределения REE в породах данной группы пересекают спектры в базальтах и андезибазальтах в средней части спектра. Они характеризуются существенно большим обогащением LREE относительно HREE (La/Yb_N=9-17, La/Sm_N=2.5-4.13, Gd/Yb_N=2.29-3.06 рис. 2В) при подобном слабом фракционировании HREE. В некоторых породах наблюдается незначительная отрицательная Eu аномалия. Спайдергаммы характеризуются более отчетливыми отрицательными аномалиями Nb и Ti (рис. 2Г). Взаимопересекающиеся спектры REE указывают, что данные ассоциации не могли сформироваться в результате единого процесса фракционирования, а отражают более сложную эволюцию. Скорее всего, данные ассоциации представляют 2 независимые серии, сформированные на разных глубинах.

Вместе с тем, выделенные ассоциации имеют общие особенности: (1) отрицательные Nb и Ti аномалии; (2) обогащение LREE; (3) положительная Th аномалия; (4) соответствие известково-щелочным островодужным сериям по соотношению La/Yb и Yb. Это предполагает близкий механизм их формирования.

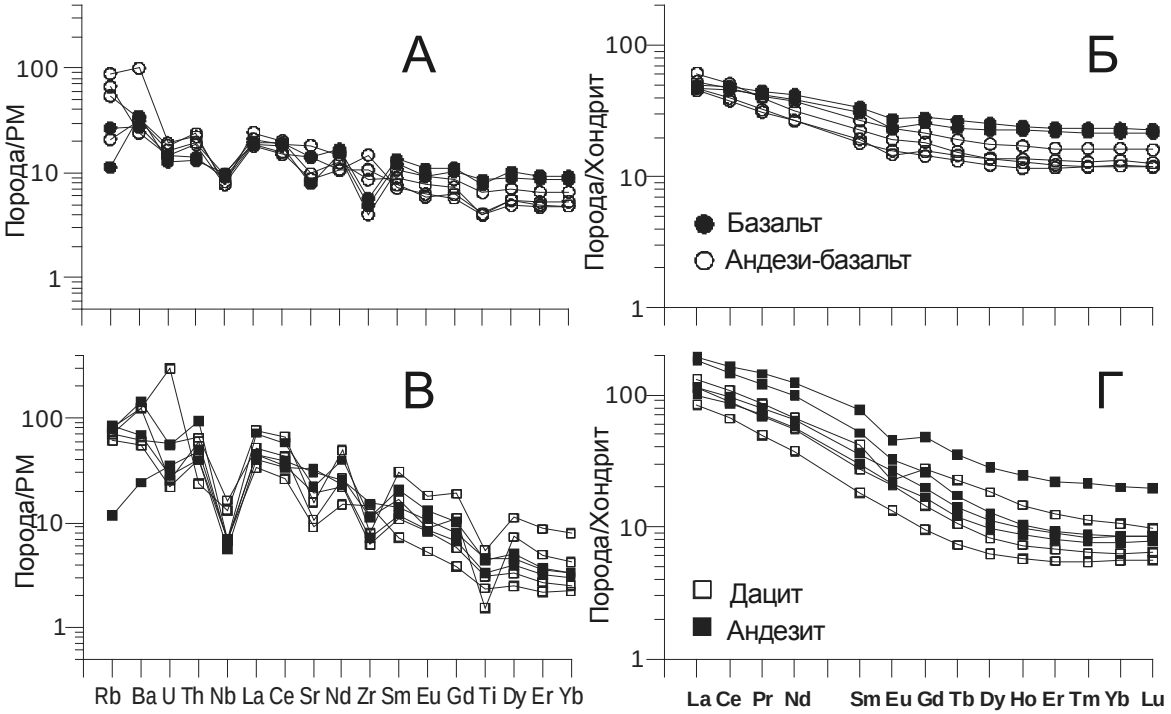


Рис. 2. Спектры распределения редких (А, В) и редкоземельных элементов (Б, Г) в базальт-андезибазальтовой и андезит-дацитовой сериях второй толщи

Наиболее высокое положение в рассматриваемом разрезе занимает толща кианит-гранат-биотитовых гнейсов (парагнейсов), соответствующая по петрохимическому составу дацитам (SiO_2 варьирует от 60 до 68 мас %). Отличительной чертой данных пород указывающих на их осадочную природу, является присутствие кианита и граната, а также высокие содержания при широких вариациях Cr, Co, Ni. Они характеризуются умеренно-фракционированными спектрами REE (La/Yb_N=8.7-11.4, La/Sm_N=2.9-4.0, Gd/Yb_N=1.7-2.1), форма которых очень близка к спектрам распределения дацитов второй толщи, что предполагает их формирование за счет последних. Однако спайдердиаграммы характеризуются менее отчетливыми аномалиями Ti и Nb.

Т.о., проведенные исследования выявили, что супракрустальные породы Вокшозерской структуры включают 2 вулканических комплекса. Первый комплекс близок к N-MORB, тогда как

второй комплекс представляет собой бимодальную серию с островодужными метками.

По сравнению с супракрустальными породами Северо-Карельского пояса Вокшозерская структура характеризуется полным отсутствием низко-Ti амфиболитов, ультраосновных и высоко-Mg пород, преобладанием слабо-фракционированных известково-щелочных базальтов и андезитов, при подчиненном значении умеренно-высоко фракционированных дацитов, которые не несут вклада адакитовой компоненты, а также отсутствием вещественной асимметрии выявленной в структурах Северо-Карельского пояса [2].

U-Pb датирование магматического циркона из дацита второй толщи и обрамляющего гранита дало соответственно возраста 2680+15 млн. лет (СКВО 0.4) и 2704 + 7 млн. лет (СКВО 0.64). Т.о., эти породы существенно моложе чем магматические породы Северо-Карельского пояса [1, 2, 3]. Это в комплексе с вещественными различиями предполагает, что данная структура не может быть отнесена к Северо-Карельскому зеленокаменному поясу, а представляет наиболее поздний уровень архейских зеленокаменных поясов.

Согласно имеющимся данным, данный интервал (2.74-2.69 млрд. лет) рассматривается как заключительный этап архейской эволюции, предполагающий стабилизацию и консолидацию коры, и знаменуется широкомасштабным гранитообразованием, при резко подчиненном развитии зеленокаменных поясов. В Карелии к настоящему времени известна только одна зеленокаменная структура этого этапа: Большеозерская структура с возрастом 2730 +5 млн. лет [5]. Для объяснения формирования зеленокаменных структур этого этапа привлекаются модели внутриконтинентального растяжения, связанного с развалом орогена, подъемом мантийного плюма, и отрывом слэба при прекращении субдукции. Такие процессы требуют привлечения смешанных источников: плюма и мантии, переработанной в процессе предшествующих субдукционных событий, что объясняет двойственность геохимических характеристик пород.

Работа подготовлена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 03-05-64010 и Федеральной поддержки научных школ № 1251.2003.5.

Литература

1. **Бибикова Е. В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И. и др.** U-Pb возраст цирконов из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // Докл. Росс. Акад. Наук. 1995, т. 343, № 4, с. 103-108.

2. **Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А., Богина М.М., Грачева Т.В., Макаров В.А.** Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккретированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003, т.11, №3, с. 289-320.

3. **Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А. и др.** Древнейшие офиолиты на Земле: Позднеархейский супрасубдукционный комплекс Иринговской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса //Докл. Росс. Акад. Наук. 2001, т. 377, № 3, с. 376-380.

4. **Слабунов А. И.** Вокшозерская структура Керетского зеленокаменного пояса (Строение и петрогеохимические особенности супракрустальных пород) //Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001, вып. 4, с. 27-35.

5. **Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г.** и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры С-З Карелии, Балтийский щит: Результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований/ Под ред. Р.Г. Берзина и др. Глубинное строение земной коры по профилю 4В (Кемь-Калевала). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2001, с. 109-143.

Эволюция строения и состава цирконов как отражение дифференциации диорит-гранодиоритового массива Таловейс, западная Карелия

С.Е. Борисовский*, Ю.О. Ларионова*,**, А.В. Самсонов*

* Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, samsonov@igem.ru

** Москва, МГУ им. М. В. Ломоносова

Циркон обладает широким полем кристаллизации, начиная с ликвидуса, в средних и кислых магмах [1]. Соответственно, изменения состава материнского расплава должны находить отражение в морфологии, внутреннего строения и состава цирконов. Решение «обратной задачи» по извлечению петрогенетической информации из цирконов для реконструкции эволюции их материнских пород является наиболее актуальным при изучении архейских магматических комплексов, в которых циркон, устойчивый к наложенным метаморфическим и метасоматическим процессам, представляет единственную первично-магматическую минеральную фазу.

Для оценки применимости такого подхода было проведено изучение морфологии, внутреннего строения и состава цирконов гранитоидов дифференцированного диорит-гранодиоритового массива Таловейс. Это небольшой массив (примерно 0,5x1 км) имеет полифазное, концентрически-зональное строение с гомодромной последовательностью внедрения фаз. Ранние диориты слагают узкую (менее 50 м) оторочку по периферии массива и встречаются в виде ксенолитов среди преобладающих по объему гранодиоритов его внутренней части. По результатам моделирования, изменения геохимических характеристик гранитоидов, вероятно, были связаны с кристаллизационной дифференциацией роговой обманки, плагиоклаза и клинопироксена в диоритовых расплавах (SiO_2 от 55 до 63 мас. %) и сменой состава кумулусной ассоциации на плагиоклаз + роговая обманка + биотит + циркон при переходе к кислым магмам гранодиоритового и трондьемитового состава (SiO_2 более 66 мас. %) [2]. Преобразования гранитоидов массива Таловейс были связаны с заложением системы сдвиговых тектонических зон, с которой сопряжена золото-кварц-сульфидная минерализация. Вблизи рудных жил гранодиориты и трондьемиты преобразованы в кварц-карбонат-мусковитовые метасоматиты (березиты), которые на удалении сменяются ореолами березитизации и кварц-полевошпат-биотитовыми метасоматитами пропилитового типа [3].

Изучение морфологии, внутреннего строения и состава цирконов было выполнено из четырех представительных образцов массива, включая диорит, гранодиорит, трондьемит и березит.

Популяция цирконов диорита характеризуется максимальным разнообразием морфологических типов. Преобладающие в популяции субизометричные (30%) и коротко призматические (50%) кристаллы имеют совершенную огранку. Подчиненные по объему (менее 20%) длинно призматические кристаллы имеют искривленные формы, указывающие на их рост в стесненных условиях, вероятно, на заключительных стадиях кристаллизации расплава. Все типы цирконов имеют концентрическую зональность. Внутренняя зона, составляющая от 50-60 об.% в субизометричных кристаллах до 10-20 об.% в длинно призматических кристаллах, имеет гомогенное внутреннее строение и не содержит посторонних минеральных включений. Поверхность внутренней зоны маркируется тонкой штриховкой и присыпкой апатита и рудного минерала, что указывает на перерыв роста кристалла циркона, вероятно, при изменении состава материнского расплава. Внешние зоны кристаллов имеют равномерное тонкозональное строение, которая в субизометричных и короткопризматических морфотипах нарушается появлением единичных широких зон, поверхности которых маркируются тонкой штриховкой и присыпкой посторонних минеральных фаз, фиксируя перерывы роста кристаллов. Аналогичные зоны в длинно призматических морфотипах не выявлены.

Для всех морфологических типов цирконов диорита установлено закономерное изменение составов. При переходе от центральных к краевым частям кристаллов содержания Hf значительно увеличиваются от 0,90% до 1,50% на фоне падения содержания Zr (от 49 до 47%). В целом, в цирконах диорита происходит заметное снижение Zr/Hf отношения к краевым частям кристаллов (от 53 в центре до 34 в краевых частях). Наблюдаемая прямая зональность распределения Hf в кристаллах циркона отражает, вероятно, увеличение концентрации этого элемента в ходе последовательной кристаллизации материнской диоритовой магмы.

Значительные вариации концентраций Zr и Hf и Zr/Hf отношений от внутренних к внешним зонам кристаллов цирконов, вероятно, отражает «сквозной» характер их кристаллизации от ранней до поздней стадии консолидации диоритового расплава. Анализ данных показал отсутствие корреляций в распределении Zr и Hf с морфологией зерен. Внутренние части субизометричных зерен часто содержат такие же концентрации Zr и Hf, как и центральные части длинно призматических зерен поздней генерации.

В популяции цирконов гранодиорита уменьшается количество субизометричных зерен, доля длинно призматических кристаллов возрастает. Длинно призматические кристаллы уже не несут признаков угнетенного роста и отличаются четкой огранкой. По внутреннему строению зерна более однородны, практически нет зерен с крупной внутренней частью, характерна тонкая магматическая зональность, значительно меньше включений посторонних минеральных фаз.

Как и для диорита, в этих цирконах от центра к краю также происходит увеличение концентраций Hf, но в более узком интервале (от 1,15 до 1,45), одновременно с изменениями содержаний Zr от 42% в центральных частях до 36% в краевых. В целом, отношение Zr/Hf в цирконах гранодиорита меньше, чем в диорите, и изменяется в более узком интервале (от 43 до 35,5). Однако среди проанализированных цирконов этого образца было выявлено зерно, в котором Zr/Hf отношение в центральной части составляет 48,5%, что значительно превышает средние отношения для гранодиорита и отвечает отношениям в цирконах диорита. Изучение внутреннего строения этого зерна показало наличие в нем двух затравок, которые, вероятно, унаследованы от предшествующего диоритового расплава. Краевая часть этого кристалла по содержаниям Zr и Hf отвечает общему тренду цирконов гранодиорита (Zr/Hf 35,5).

В популяции цирконов трондьемита происходит дальнейшее упрощение морфотипов и состава цирконов. Основной процент популяции составляют длинно призматические зерна с однородным внутренним строением, тонкой магматической зональностью и минимальным количеством включений. В целом, особенностью цирконов из трондьемита является химическая однородность, минимальные вариации содержаний и Hf от 1,0 в центрах до 1,3 на краях кристаллов, и более низкие Zr/Hf отношения (41 - центр, 34 -край) по сравнению с цирконами диорита и гранодиорита. Особенностью данной популяции цирконов является появление 5% совершенно прозрачных незональных кристаллов, имеющих свою специфику состава: пониженные содержания Hf (0,90 – 1,05%) и однородность распределения Zr и Hf в центральной и краевой части кристаллов. Такие морфологические и геохимические особенности данной генерации цирконов позволяют предположить быструю кристаллизацию зерен, возможно, на заключительных этапах эволюции магматического расплава.

Популяция цирконов березита рудной зоны по морфологии близка к таковой из трондьемита, отличаясь присутствием обломков длинно призматических зерен. Эти обломки несут следы растворения, как на поверхностях граней, так и на плоскости изломов этих зерен. Края обломков часто залечены обрастаниями новых минералов. Эти данные указывают на то, что цирконы претерпели дробление в процессе тектонической переработки пород. Начальная стадия такого процесса дробления фиксируется для многих зерен циркона по наличию поперечных трещин, просекающих весь кристалл; часто в этих трещинах присутствуют микровключения посторонних минеральных фаз. Аналогичные трещины, образовавшиеся при катаклазе и сопряженные с рудным процессом, просекают вкрапленники породообразующих минералов рудовмещающих гранитоидов массива Таловейс. Несмотря на катакластическую переработку магматических цирконов, новообразованной генерации, которую можно было бы связать с рудным процессом, не выявлено. Не устанавливается также существенных преобразований составов цирконов березита рудной зоны, в которых величины отношений Zr/Hf (от 44 в центре до 34 на краю зерен) аналогичны вариациям составов магматической популяции циркона из трондьемита. Выявленные по минералогическим данным и результатам U-Pb датирования на NORDSIM более древние ядра в популяции цирконов [2] по Zr/Hf отношению (27-41) несколько ниже, чем в магматических цирконах.

Выводы:

1. При переходе от диорита к более лейкократовому трондьемиту, наблюдается законномерная смена морфологических особенностей популяций цирконов с последовательным уменьшением пропорции ранних субизометричных кристаллов, увеличением доли поздних длинно

призматических кристаллов и появлением в крайних дифференциатах массива поздне или пост-магматической генерации циркона.

2. Установлены закономерные изменения составов цирконов. Для каждого типа пород в кристаллах цирконов от центра к краю происходит увеличение содержания Hf, соответственно Zr/Hf отношение понижается. Эта закономерность выдерживается для цирконов всех проанализированных типов гранитоидов, причем наибольшие вариации содержаний циркония и гафния в распределении центр-край наблюдаются у цирконов диорита и постепенно сужаются при переходе к цирконам гранодиорита и троньемита. Эта закономерность нарушается лишь при анализе поздне- пост-магматической генерации, в которой составы кристаллов цирконов очень однородны.

3. Направленность изменения Zr/Hf отношения в цирконах и их материнских порода идентична. При переходе от диоритов к трондьемитам Zr/Hf отношение снижается от 37 до 34. Аналогичная картина наблюдается и для цирконов из этих гранитоидов: снижение отношения от 54 в цирконах диорита до 43 в трондьемите.

4. Все эти данные указывают на существование прямой корреляции морфологии и составов цирконов с петрогеохимическими характеристиками вмещающих их гранитоидов, что дает основание рассматривать цирконы как дополнительный и независимый источник информации о процессах эволюции расплавов.

5. Изучение цирконовой популяции из березита показало, что влияние рудного процесса ограничивалось растрескиванием, растаскиванием и частичным растворением цирконов дорудной, магматической генерации, но не сопровождалось ни изменениями его состава, ни кристаллизацией новообразованной в ходе рудного процесса генерации циркона. Это дает существенное ограничение на применимость U-Pb изотопной геохронологии при датировании мезотермальных золоторудных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты 02-05-64989 и 05-05-64793, программы № 5 Отделения Наук о Земле РАН, проект 875, и гранта Президента РФ для поддержки молодых российских ученых и ведущих научных школ, проект 1251. 2003.05.

Литература

1. **Watson B.E., Harrison T.M.** Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983, v.64, p.295-304.

2. **Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Ларионова Ю.О., Петрова А.Ю., Пухтель И.С.** Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, западная Карелия: Петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004, т.12, № 5, с. 495-529.

3. **Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А.** Rb-Sr геохронология и изотопная геохимия рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов мезотермального Au-месторождения Таловейс, западная Карелия // Доклады РАН. 2004, т.296, № 2, с.1-5.

Коллизионная природа петро- и геохимической зональности Становой и Умлекано-Огоджинской вулкано-плутонических зон (Среднее Приамурье) и закономерности размещения связанного с ними оруденения

Г.В. Ботряков*, С.В. Нужнов**, В.Е. Стриха***

* Самара, ООО «Геоконтроль», botgena@mail.ru
** Благовещенск, ОРГИГ ДВО РАН
*** Благовещенск, АмурКНИИ ДВО РАН, strikhav@mail.ru

Орогенные (активизационные) структуры, наложенные на более древние крупные структурные формы, образуют на юге Сибири широкие и протяженные пояса, которые обрамляют зоны замыкания палеоокеанов. Такое их расположение позволяет рассматривать эти структурные формы не как производное спонтанно возникающей тектоно-магматической активизации, а как результат воздействия глубинных процессов, стимулированных коллизией древних континентальных массивов и торошения их окраин. Структурами такого рода являются позднемезозойские (позднеюрские-раннемеловые) субпараллельно ориентированные Становая и Умлекано-Огоджинская вулкано-плутонические зоны (соответственно СВПЗ и УОВПЗ), разделенные Амуро-Охотской системой коллизионных блоков (восточной ветвью Монголо-Охотского складчатого пояса). В геологической литературе СВПЗ более известна под названием Становая зона, Становая складчатая система или Становая область мезозойской тектоно-магматической активизации.

Фундаментом обеих зон служат архейские и протерозойские метаморфические образования Алданского щита Сибирского палеоконтинента (для СВПЗ) и Амурского (Хэйлуцзянского, Буреинского) массива континентальных структур Центральной Азии (для УОВПЗ).

Архейские метаморфические толщи Алданского щита, сформированные преимущественно по вулканогенно-осадочным образованиям, сильно эродированы и о них можно судить лишь по наиболее глубинным продуктам гранулитовой фации. Среди архейских магматических пород выделяются мелкие тела базитов и гипербазитов (габброиды, пироксениты и перидотиты), интрузии гранитоидов. В раннем протерозое были образованы мощные толщи (до 20 км) гнейсов и кристаллических сланцев станового комплекса (амфиболитовая фация метаморфизма). В этот же период здесь сформировался и комплекс магматических пород, от доорогенных базитов, гипербазитов и анортозитов до синорогенных гнейсогранитоидов (древнестановой комплекс), а также посторогенных интрузий гранитоидов.

Мезозойские гранитоидные интрузии СВПЗ, прорывая метаморфические и гранитоидные образования AR и PR1 возраста, покрывают более половины её общей площади. По всему простиранию Становой зоны расположены поля мезозойских вулканитов, область распространения которых (как и гранитоидных массивов) часто контролируется разломами северо-западного простирания. По кремнеземистости мезозойские магматические породы как вулканических, так и плутонических серий СВПЗ варьируют от мафических до самых салических разностей, а по щелочности - от весьма высококалиевых субщелочных (шошонит-латитовая серия) до умереннокалиевых низкощелочных образований нормального ряда [2].

В направлении с ЮВ на СЗ состав магматических пород СВПЗ изменяется, что выражается, прежде всего, в увеличении их общей (в основном, за счёт калиевой) щелочности. Эта тенденция отмечена рядом авторов, занимающихся изучением магматических образований Становика [Заблоцкий, 1976; Лёвин, 1990; 2]. Данная зональность формируется не из однородных пород какого-то одного типа по щелочности, а по меньшей мере двух типов, причем как среди мафических, так и салических разностей. При этом в юго-восточной части СВПЗ примерно в равной степени проявлены суб- и низкощелочные магматические образования, в центральной его части уже значительно преобладают высококалиевые субщелочные разности, а в северо-западной развиты только породы весьма высококалиевой шошонит-латитовой серии [2].

Продольная петрохимическая зональность СВПЗ сопровождается и изменением микроэлементного состава эффузивов: вулканиты в западном направлении заметно обогащаются такими элементами, как U, Nb, Ni, Co, Cr, Cu, B, F, Be, W, Sn, Pb, Zu, Ba, Sr, Mo; в породах самой северо-западной части зоны (вулкан Тогунас) выявляются высокие содержания летучих - B, F и рудных элементов - Be, W, Mo, Sn [Антонов, 1998].

Согласно А.Ю. Антонову, весь комплекс имеющихся данных по магматизму Становика в максимальной степени соответствует модели геодинамики тех структур, которые возникли из-за внедрения в земную кору мантийных диапиров разогретого разуплотненного вещества, - из них на разных уровнях выплавлялось всё большее количество всё менее щелочных базитовых магм. Предполагается, что именно эти диапиры являлись главными тепловыми и флюидными источниками, в различной степени вызывающими преобразование и плавление вышележащих толщ, включая генерацию коровых салических магм.. По мере воздымания мантийных диапиров, по простиранию СВПЗ сначала повсеместно генерировались базальтоидные магмы скорее всего щелочного и субщелочного состава, а затем, в восточных частях региона (где участок одного и того же диапира поднялся на максимальную высоту) - и низкощелочного состава.

Фундамент УОВПЗ сложен архейскими кристаллическими образованиями, разнотипными рифейскими метаморфическими толщами, а также мощными деформированными терригенными и карбонатными отложениями кембрия. Характерны раннепалеозойские гранитоидные батолиты. Местами известны маломощные мелководные отложения девона, карбона, перми и триаса.

Интрузивные образования УОВПЗ развиты в объёме двух ассоциаций или комплексов: известково-щелочного монцодиорит-гранитового (МДГК) и умеренно-щелочного грано-сиенит-гранитового (ГСГК).

Исследования Rb-Sr и K-Ar изотопных систем в породах Джиктандинского массива, являющегося петротипическим для МДГК, позволяют обосновать его позднеюрский-раннемеловой возраст. Rb-Sr методом для кварцевых монцодиоритов 1 фазы получена изохрона в 147±19 млн. лет при I_0=0,70725±0,00028 и СКВО=1,0, K-Ar возраст амфибола указывает на то, что возраст пород - не меньше 140±8 млн. лет. Rb-Sr изохрона для гранодиоритов 2 фазы - T=136±11 млн. лет, I_0=0,70730±0,00026 и СКВО=1,65. K-Ar данные для амфибола и биотита определяет возраст гранодиоритов Джиктандинского массива в 144±5 млн. лет.

Возраст пород ГСГК основывается на данных определения возраста Магдагачинского и Сергеевского массивов. Для умеренно-щелочных гранитов Магдагачинского массива получена Rb-Sr изохрона: T= 126,5±1,5 млн. лет; I_0=0,70774±0,00018 и СКВО=1,0, K-Ar возраст биотитов 127±6 млн. лет, для гранитоидов Сергеевского массива Rb-Sr изохрона: T=122,7±2,7 млн. лет, при I_0=0,7064±0,0005 и СКВО=0,02, K-Ar возраст биотитов - 122±6 млн. лет.

На тройных дискриминационных диаграммах Rb-Hf-Ta составы гранитоидов обоих комплексов попадают в поля коллизионных образований (как и составы тождественных им по возрасту, петрохимическим и геохимическим особенностям тындинско-бакаранских и чубачинских гранитоидов СВПЗ).

Гранитоиды УОВПЗ прорывают и метаморфизуют вмещающие породы широкого возрастного диапазона – от архея до мезозоя. Наиболее молодыми вмещающими породами для них являются терригенные отложения верхней юры. Вулканогенные породы зоны также представлены двумя ассоциациями: базальт-андезит-дацитовой повышенной щёлочности и контрастной субщелочной базальт-дацит-риолитовой, которую слагают два комплекса: дацит-риолитовый и более молодой базальт-риолитовый.

Петрохимический анализ составов пород интрузивных и вулканогенных комплексов (более 600), почерпнутых из геологических отчётов позволили ранее одному из авторов [Ботряков и др, 1984г., 3] выявить латеральную петрохимическую зональность УОВПЗ, выраженную в увеличении щелочности и калиевости (при равной кремнекислотности) мезозойских пород - ингрузивных разностей и эффузивов по направлению с ЮВ на СЗ, т.е. аналогичную таковой, описанной выше для СВПЗ. Как и зональность СВПЗ, она объяснялась различиями в составе субстрата для исходных расплавов гранитоидов, а также вариациями щелочности первичных базальтовых магм [2,5].

Вопрос об источнике вещества пород МДГК и ГСГК можно рассмотреть с помощью данных по изотопному составу Sr и Nd. Установлено, что для кварцевых диоритов и гранодиоритов Джиктандинского массива монцодиорит-гранитовой ассоциации наблюдается сходство в изотопном составе этих элементов со средними значениями I_0=0,70730 и $\varepsilon_{Nd}(T)$ = -3,8 [5]. Это свидетельствует о том, что источником для них не могут являться ни деплетированная мантия, ни древняя сиалическая кора в чистом виде и позволяет считать наиболее вероятным при их образовании смешение мантийного и корового материала. Величины одно- и двухстадийного Nd-модельного возрастов протолитов для пород обеих ассоциаций, относительно момента его отделения от мантии, составляет 1,0-1,3 млрд. лет [5].

По петрографическим (наличие в породах роговой обманки, магнетита) и петрохимическим особенностям (умеренной глиноземистости, высокой окисленности железа и др.) породы обоих комплексов относятся к I-типу гранитоидов, которые характерны для активных континентальных окраин и островных дуг. Однако, как показывают геотектонические построения, к моменту формирования гранитоидов УОВПЗ Монголо-Охотский океан закрылся в результате столкновения Сибирского континента и Амурского супертеррейна и сформировался Монголо-Охотский орогенный пояс [4], что не позволяет рассматривать гранитоиды Умлекано-Огоджинской зоны в качестве субдукционных образований. Эти факты, а также данные по соотношению Rb-Hf-Ta в гранитоидах позволяют предполагать их формирование в коллизионной обстановке, - при столкновении Амурского (Хэйлуцзянского, Буреинского) массива континентальных структур Центральной Азии и Сибирского палеоконтинента.

Несмотря на существующие условия общего сжатия при коллизии, возникновение локальных структур растяжения способствует экстенсивной магмо- и флюидогенерации [1], что реализовывалось, видимо, в западной части СВПЗ и УОВПЗ из-за вращательного движения соприкасающихся массивов: Сибирского палеоконтинента по часовой стрелке, а Амурского массива - против, благодаря чему на западе очаги магмообразования располагались на относительно больших глубинах. Кора там была более проницаема как для магм, так и для флюидов, чем объясняется симметричная зональность обеих зон - более высокая щелочность (и калиевость) пород западных частей СВПЗ и УОВПЗ и обогащенность их рудными компонентами. Все это указывает на перспективность обнаружения здесь в благоприятных структурах проявлений золота (и, очевидно, других рудных элементов: Mo, Cu, Pb, Zn, Li, Rb, W, Sn), что подтверждается открытием Бамского и Покровского месторождений, и ряда рудопроявлений (Дениска, Загадка, Серебряный Ключ, Доминикан, Апсакан, Буринда, Снежинка, Светлое и др.) на западе СВПЗ и УОВПЗ и за их пределами вблизи их границ, где мезозойский магматизм в редуцированном виде проявился лишь дайковыми комплексами (проявления Ледяное, Скалистое, Дырын-Макитское, Верхне-Тасское, Левобережное в Тас-Юряхской зоне).

Литература

1. **Дёмина Л.И., Короновский Н.В.** Эволюция магматических расплавов в условиях континентальной коллизии // Известия РАЕН. Науки о Земле.1998, №1, с.106-121.

2. **Кузьмин А.Ю., Антонов А.Ю.** Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980, № 7, с.1018-1030.

3. **Моисеенко В.Г., Ботряков Г.В., Зайкин В.Д. и др.** Минералого-геохимические проблемы рудоносности восточной окраины Азии. М.:Наука, 1990, 116 с.

4. **Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О.** Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. Геология. 1999, т.18, №5, с.24-43.

5. **Стриха В.Е.** Позднемезозойские гранитоиды золотоносных рудно-магматических систем Верхнего Приамурья // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Мат. Междунар. научн. конфер. Благовещенск, 2001, с.183-191.

Петролого-геохимические свидетельства непарагенности сопряженных слоев в ритмическом переслаивании киваккского типа

Я.В. Бычкова, Е.В Коптев-Дворников

Москва, МГУ им. М.В.Ломоносова, yanab@geol.msu.ru

Ритмическая расслоенность в Киваккском интрузиве [1] характеризуется чередованием меланократовых и мезо- лейкократовых слоев мощностью порядка первых метров (метровая расслоенность). Метровая расслоенность выдержана по простиранию на расстояния, соизмеримые с размерами интрузива. Иногда она осложнена тонкой невыдержанной расслоенностью, мощность которой порядка первых сантиметров (сантиметровая расслоенность).

Подзона Переслаивания бронзититов и норитов мощностью около 400 м пространственно расположена в нижней части Норитовой Зоны Киваккского интрузива. ПзПБН сложена главным образом меланократовыми и мезо- лейкократовыми норитами; а также габбро-норитами. Эффект контрастности обусловлен сменой меланократовых пород, содержащих 10-15% плагиоклаза, мезо- и лейкократовыми норитами или габбро-норитами, содержание плагиоклаза в которых составляет в среднем от 40% до 70%. Выделение ритмических единиц проводилось в масштабе метровой расслоенности. Верхняя и нижняя части Ритмической единицы определялись традиционно - в основании находятся породы, сложенные кумулятивным парагенезисом, образовавшимся из менее фракционированного расплава.

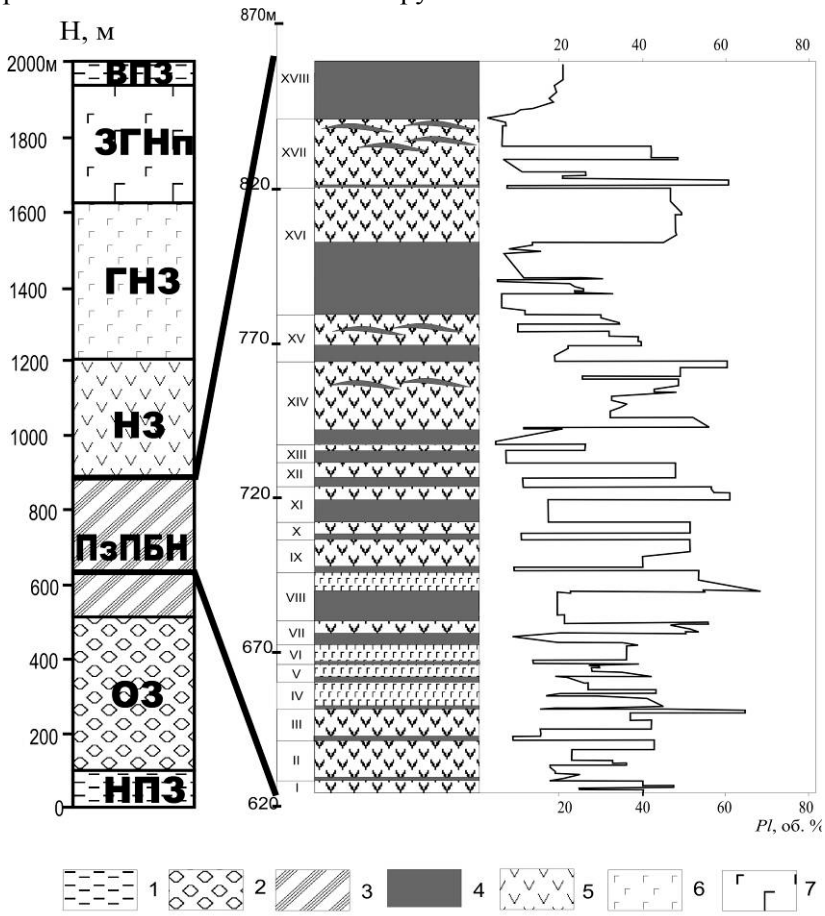


Рис.1. Положение и строение ритмически расслоенного участка в разрезе Киваккского интрузива

1- Нижняя и верхняя приконтактовые зоны (НПЗ и ВПЗ); 2- Оливинитовая Зона (ОЗ); 3,4- Норитовая Зона (НЗ); (3- Подзона Переслаивания Бронзититов и Норитов (ПзПБН); в ритмически расслоенной части разреза - 4- бронзитовый кумулат, 5- бронзит-плагиоклазовый кумулат); 6- Габбро-норитовая Зона (ГНЗ)(в ритмически расслоенной части разреза – бронзит-плагиоклаз-авгитовый кумулат); 7- Зона Габбро-норитов с пижонитом (ЗГНп)

В основании каждой ритмической единицы лежит слой относительно однородных среднезернистых меланократовых норитов (бронзитовый кумулат) мощностью первые метры. Они сложены идиоморфными и субидиоморфными кристаллами ортопироксена (от 65% до 85% породы, в среднем 80%), и ксеноморфными зернами плагиоклаза (5-15%) и ойкокристаллами авгита (менее 5%). Отличительной особенностью и диагностическим признаком этих пород является бугристая поверхность выветривания. Меланократовые нориты хорошо диагностируются на местности, регулярно появляются в разрезе и имеют четкие границы с выше- и нижележащими норитами и габбро-норитами.

Верхняя часть ритмической единицы представлена слоями мезо- и лейкократовых норитов либо габбро-норитов (бронзит-плагиоклазовый и бронзит-плагиоклаз-авгитовый кумулаты соответственно). Их мощность варьирует от первых метров до первых десятков метров. Эти породы

характеризуются осложняющей их сантиметровой расслоенностью, разнообразной зернистостью, трахитоидностью и др. Мезократовые и лейкократовые нориты сложены субидиоморфными кристаллами плагиоклаза (от 35 до 85%) и ортопироксена (от30 до 60%); и ойкокристаллами клинопироксена (менее 5%).

Неожиданным оказалось присутствие в разрезе ПзПБН габбро-норитов с кумулятивным клинопироксеном, слагающих верхнюю часть 4, 5, 6 и 8 ритмических единиц (устойчивое появление бронзит-плагиоклаз-авгитового парагенезиса фиксируется лишь в 500 м выше по разрезу в Габбро-норитовой зоне). Знаменательно, что строение ритмических единиц остается двучленным: основание сложено меланократовыми норитами (бронзитовым кумулатом) по составу и текстурным особенностям не отличающимися от меланоноритов всей ритмически расслоенной толщи, а верхняя часть - габбро-норитами (отсутствует промежуточный бронзит-плагиоклазовый парагенезис, отвечающий порядку кристаллизации расплава). Габбро-нориты сложены субидиоморфными кристаллами плагиоклаза (50-70%), орто- (10-30%) и клинопироксена (10-20%).

Всего в ПзПБН было выделено 18 ритмических единиц (рис. 1.). Венчает ПзПБН мощный слой крупнозернистых меланократовых норитов (бронзитовый кумулат). Привязка к этому прослою позволила провести корреляцию между удаленными друг от друга профилями и участками исследования интрузива и установить единообразие строения, по крайней мере верхней части, ритмически расслоенной толщи (что соответствует 15-18 ритмам на опорном профиле) для всего массива.

Особое внимание уделялось исследованию границ между ритмами и слоев внутри ритма. Исследование цветного числа пород методом определения их плотности выявило резкое изменение количественно-минерального состава на границах слоев (рис.1), а микроскопические исследования в шлифах установили резкое изменение структурного рисунка пород. Особый интерес представляет граница между меланоноритами и перекрывающими их габбро-норитами, которая характеризуется появлением непосредственно под границей (в 0.5 м) в меланократовом слое вебстеритового парагенезиса: кумулятивными минералами являются ортопироксен и клинопироксен.

Состав породообразующих минералов ритмически расслоенной толщи.

Состав породообразующих минералов был изучен микрозондовым методом в 950 зернах, отобранных из основания, средней и верхней части меланократового и мезократового прослоев каждой ритмической единицы. Два ритма были опробованы детально с шагом 0.5 м в мезократовом прослое и 0.2 м в меланократовом для получения более детальной характеристики состава минералов внутри ритма. В качестве дополнительной информации использовались результаты микрозондового анализа минералов в полированных шлифах и шайбах, полученные ранее Е.Е. Каменевой.

Ортопироксен (бронзит) является единственным минералом, который присутствует во всех кумулятивных парагенезисах исследуемой части разреза. Кристаллы незональны. Состав минерала практически не меняется во всей исследованной толще (рис. 2). Он соответствует в среднем En77-79. Диапазон вариаций магнезиальности бронзита по вертикальному разрезу составляет 0.03-0.04 и не превышает дисперсию магнезиальности внутри одной пробы. Несущественно изменяется значение #Mg и внутри отдельно взятой ритмической единицы, несмотря на различие состава кумулятивных парагенезисов сопряженных слоев.

Поскольку коэффициент распределения Cr для ортопироксена (судя по экспериментальным данным) близок к 5, поэтому относительное содержание хрома в этом минерале может служить количественным критерием степени фракционирования порций магм, из которых образовались исследуемые слои. Колебания содержания хрома не выходят за пределы доверительных интервалов в составе всех представленных кумулятивных парагенезисов. Тем не менее, содержания Cr в бронзитах из мезократовых норитов и габбро-норитов систематически ниже, чем в бронзитах из меланоноритов.

Плагиоклаз является кумулятивным минералом в верхней части всех выделенных ритмических единиц (т.е. в мезо- и лейкократовых норитах и габбро-норитах). Исследование кристаллов по профилям показало наличие зональности. Ядро имеет состав на 7-10 номеров более основной, чем краевые части. Установлено, что средний состав центральных частей кумулятивных плагиоклазов из бронзит-плагиоклазовых кумулатов отвечает An75-77 и практически не меняется по разрезу ПзПБН.

Клинопироксен в породах ритмически расслоенной пачки представлен авгитом. Анализировались кумулятивные авгиты из габбро-норитов верхних частей 4-6 и 8 ритмов и интеркумулятивные из нижних частей этих же ритмов (рис. 1). Магнезиальность авгита, как и

ортопироксена, практически не меняется по разрезу (рис. 2). Зональность в зернах клинопироксена не обнаружена.

Содержание хрома в кумулятивном авгите колеблется от 0.38 до 0.58%, причем в детально изученных слоях наблюдается пониженное содержание Cr в центральной части слоя и повышение по направлению к его границам. Если сопоставлять с известными в разрезе содержаниями, подобные значения обнаруживаются в основании Габбро-норитовой зоны разреза интрузива (500 м выше по разрезу). Содержание хрома в интеркумулятивных клинопироксенах, из бронзитовых кумулатов, сопряженных с габбро-норитовыми слоями, не только не ниже, но даже выше, чем в кумулятивных (0.60-0.70%) (рис. 2).

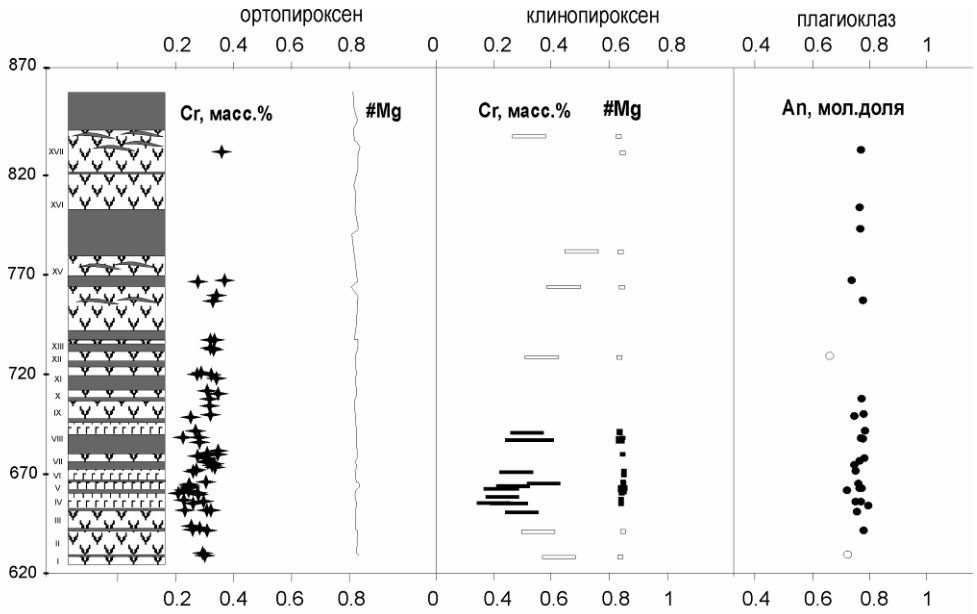


Рис.2. Изменения в составах минералов в ПзПБН Кивакккского интрузива
Залитые значки – кумулятивные минералы, пустые – интеркумулятивные. Размах значков по горизонтали соответствует доверительному интервалу, с которым определен состав минерала.

Непарагенность сопряженных слоев определяется следующими петролого-геохимическими особенностями:

1. Меланократовые и мезократовые слои имеют разный набор кумулятивных фаз. Первые являются бронзитовыми кумулатами, вторые – бронзит-плагиоклазовыми, реже бронзит-плагиоклаз-авгитовыми кумулатами.

2.“Ритмические единицы” имеют двучленное строение, в т.ч. и тогда, когда мезократовый слой представлен трехминеральным кумулятивным парагенезисом (без промежуточного двуминерального кумулата).

3. Границы между слоями резкие, но фациальные.

4. На границе бронзитового и перекрывающего бронзит-плагиоклаз-авгитового кумулатов появляется нетипичный для кристаллизации исходного расплава бронзит-авгитовый парагенезис.

5. Более фракционированные мезократовые кумулаты могут быть расположены ниже в разрезе, чем менее фракционированные (например, трехминеральные кумулаты занимают в расслоенной толще среднее положение).

6. Наиболее контрастные изменения содержаний элементов-примесей происходят в клинопироксене. Содержание Cr в кумулятивных клинопироксенах из центральных частей габбро-норитовых слоев значимо ниже, чем в интеркумулятивных, и соответствует его содержаниям в авгите из основания Габбро-норитовой Зоны (в 500 м выше по разрезу).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№05-05-64961).

Литература

1. **Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М.** распределение кумулятивных парагенезисов породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Кивакского интрузива (Олангская группа интрузивов. Северная Карелия) // Петрология. 2001, т.9, № 1, с. 3-27.

Особенности генезиса некоторых брекчиевидных пород рудных полей колчеданно-полиметаллических месторождений

Е.И. Венцловайте, Р.И. Костина

Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, raiska@geol.msu.ru

В пределах колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая развиты своеобразные брекчиевидные породы, в которых матрица риолито-дацитового состава (SiO_2 - 73-57%) включает пикритовые (SiO_2 - 34-39%) обособления. Эти образования отмечаются в виде лавовых, пирокластических и субвулканических пород девонского вулканизма. Так, на Корбалихинском месторождении (Р.Алтай) они относятся к базальт-риолитовой терригенно-морской формации контрастного типа. Для всех вулканогенных пород месторождения очень характерны флюидальность, миндалекаменность, таксичность. Нижний горизонт представлен лавовой, пирокластической и субвулканической фациями риолито-дацитов. Завершают разрез брекчиевидные агломератовые туфы изменчивой мощности (10 – 70м), обломки в которых представлены флюидальными и массивными риолито-дацитами, гиалокластитами ультрабазитов, выделяющимися своим черным цветом, редкими обломками кремнистых пород и кристаллокластами кварца и плагиоклаза. Гиалокластиты составляют 10-25% от объема породы. Их количество увеличивается по простиранию в сторону кровли горизонта, перекрытого базальтами. Форма гиалокластитов остроугольная, неправильная, фьяммевидная. Представлены мономинеральным хлоритом, иногда включающим сильно корродированные кристаллы кварца (рис. 1). В некоторых случаях обнаруживаются пузыристые или флюидальные текстуры. Отличаются отсутствием натрия, неравномерно широким развитием фенгит-серицитовой слюды, повышенным количеством лейкоксенизированного сфена. Цементом агломератовых туфов служит серицит-хлорит-кварцевый или серицит-кварцевый агрегат с измененными пепловыми частицами и редкими реликтами радиолярий и спикул губок.

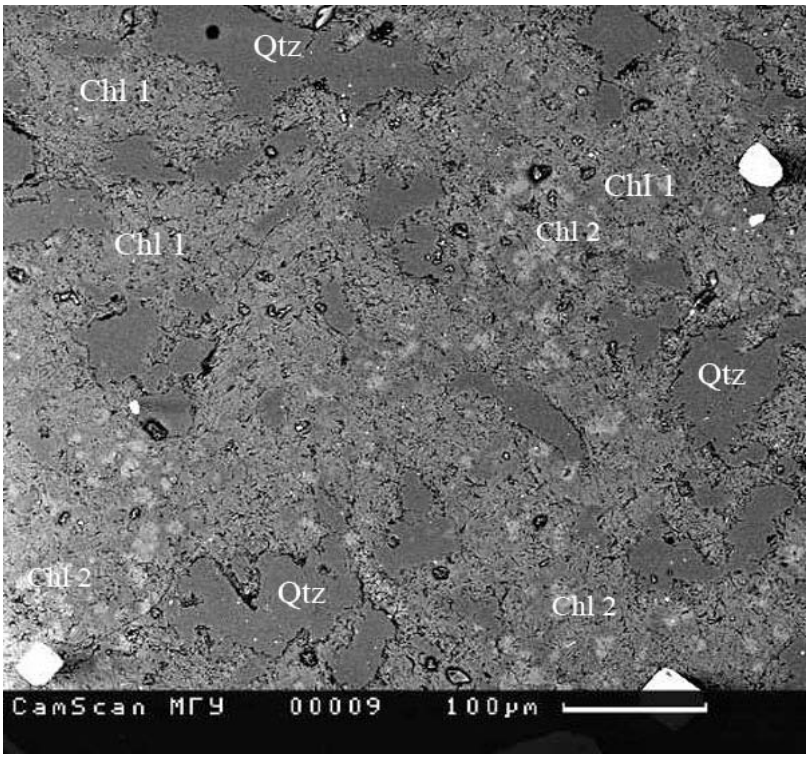


Рис.1. Общий характер микроструктуры хлоритовых обособлений (гиалокластитов) в агломератовых туфах

Гиалокластиты – собственно хлоритолиты – отвечают составам пикритов (SiO_2 – 34.3, Al_2O_3 – 23.6, $FeO_{общ}$ – 13.0, MgO – 28.4), полностью лишенных кальция и щелочей. В хлоритовой массе, кроме того, выделяются округлые и полосовидные образования, обогащенные железом (на рис. 1 Chl2). Отнесению гиалоклас-титов к нормальным исходным магматическим стеклам типа пикритов противоречит втрое увеличенное количество алюминия и отсутствие щелочей (рис. 2).

Форма обломков гиалокластитов свидетельствует о выбросе их в пластичном состоянии. Предполагается, что эти обломки гиалокластитов являются не полностью усвоенными до предельной магмы реликтами при магматическом замещении субстрата мафического состава. Они могли появляться на рубеже уже истощенного верхнего кремнекислого очага и нижнего, более глубокого резервуара базитового состава. Подтверждением этого является последующее широкое развитие базальтоидного вулканизма. Основная масса в базитах, инъецирующих кремнистые породы, имеет тот же состав,

что и обломки гиалокластитов. Хлоритовые породы непосредственно связанные с рудными телами характеризуются несколько повышенными содержаниями железа и хрома по сравнению с

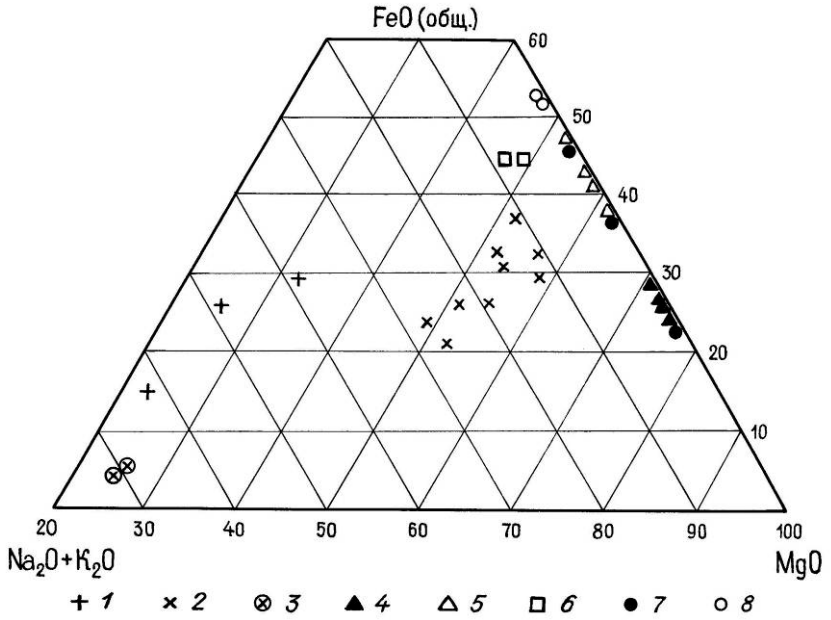


Рис. 2 Соотношение содержаний железа, щелочей и магния в породах и отдельных составляющих агломератовых туфов

1 – риолито-дациты; 2 – риолито-дациты из агломератовых туфов; 3 – риолито-дациты, обогащенные фенгит-серицитом; 4 – хлоритолиты по гиалокластитам (Chl 1 рис. 1); 5 – относительно более железистый хлорит (Chl 2 рис. 1); 6 – кремнекислая основная масса, иньецированная основной лавой; 7 – инъецирующий «хлорит»; 8 – хлоритолиты непосредственно связанные с рудой.

хлоритолитами гиалокластитов (рис. 2). Образование агломератовых туфов сопровождалось большим количеством летучих и значительной составляющей калия, что выразилось в широком развитии автометасоматического фенгита-серицита.

Генетическая природа метабазитов фундамента Печенгской структуры

Н.П. Виноградова*, В.А Мележик**, М.В. Наумов*, В.П. Лютоев***

* С.-Петербург, ВСЕГЕИ, mvn@mail.wplus.net
** Trondheim, Geological Survey of Norway
*** Сыктывкар, Геологический институт Коми НЦ УрО РАН

Сиалический фундамент Печенгской рифтогенной структуры, вскрытый разрезом Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) [1], представляет собой чешуйчато-надвиговую постройку, сложенную в мигматизированными двуслюдяными, гранат-ставролит-силлиманит-биотит-плагиоклазовыми сланцами позднеархейского зеленокаменного комплекса (инт. гл. 6842-8500 м) и биотит-плагиоклазовыми гнейсами раннеархейского инфракрустального комплекса (8500-12262), насыщенную телами амфиболитов [2]. Последние формируют 182 тела суммарной мощностью не менее 1240 м (более 21% вертикальной мощности разреза). По геолого-петрологическим данным, они в подавляющем большинстве (99,2%) представляют собой субвулканические тела метадолеритов, комагматичных эффузивным покровам метабазальтов раннепротерозойского рифтогенного и позднеархейского зеленокаменного комплексов, и могут рассматриваться в качестве фрагментов каналов, выводивших на поверхность их расплавы. Метадолериты залегают дискордантно относительно вмещающих пород и в центральных частях наиболее мощных тел характеризуются реликтовыми магматическими структурами и минералами. Комагматичные тела метадолеритов суммарной мощностью не менее 300 м (около 5% разреза) присутствуют и в разрезе рифтогенного комплекса Печенгской структуры.

По результатам детального петрографо-минералогического и петрогеохимического изучения всех тел метабазитов среди метадолеритов выделены следующие комагматы (рис. 1):

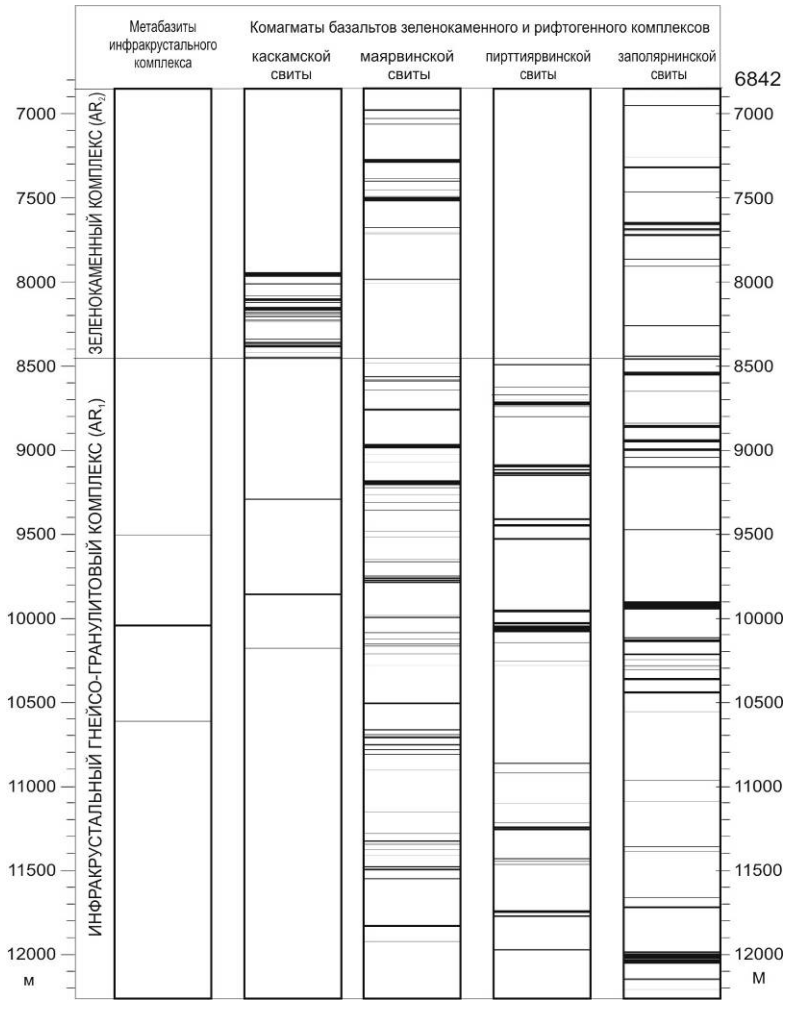


Рис. 1. Схема распределения различных формационных типов метадолеритов в разрезе СГ-3 (инт. гл. 6842-12262 м

- Коматиитовых базальтов каскамской свиты Каскамско-Шуортинского фрагмента Пороярвинской зоны смятия (зеленокаменный комплекс), представленные в настоящее время куммингтонитовыми амфиболитами, приуроченными главным образом к зоне тектонического контакта двуслюдяных ставролит-гранат-плагиоклазовых сланцев тальинской свиты зеленокаменного комплекса и биотит-плагиоклазовых гнейсов инфракрустального комплекса (инт. 7,9–8,4 км разреза СГ-3). Геологическая позиция метадолеритов данной формации свидетельствует о наличии в фундаменте Печенгской структуры фрагмента деформированной позднеархейской шовной зоны и подтверждает представление обследованном характере развития раннепротерозойских рифтогенных структур и позднеархейских зеленокаменных поясов, свидетельствуя о рифтогенной природе последних. U-Pb датировка возраста циркона из куммин-

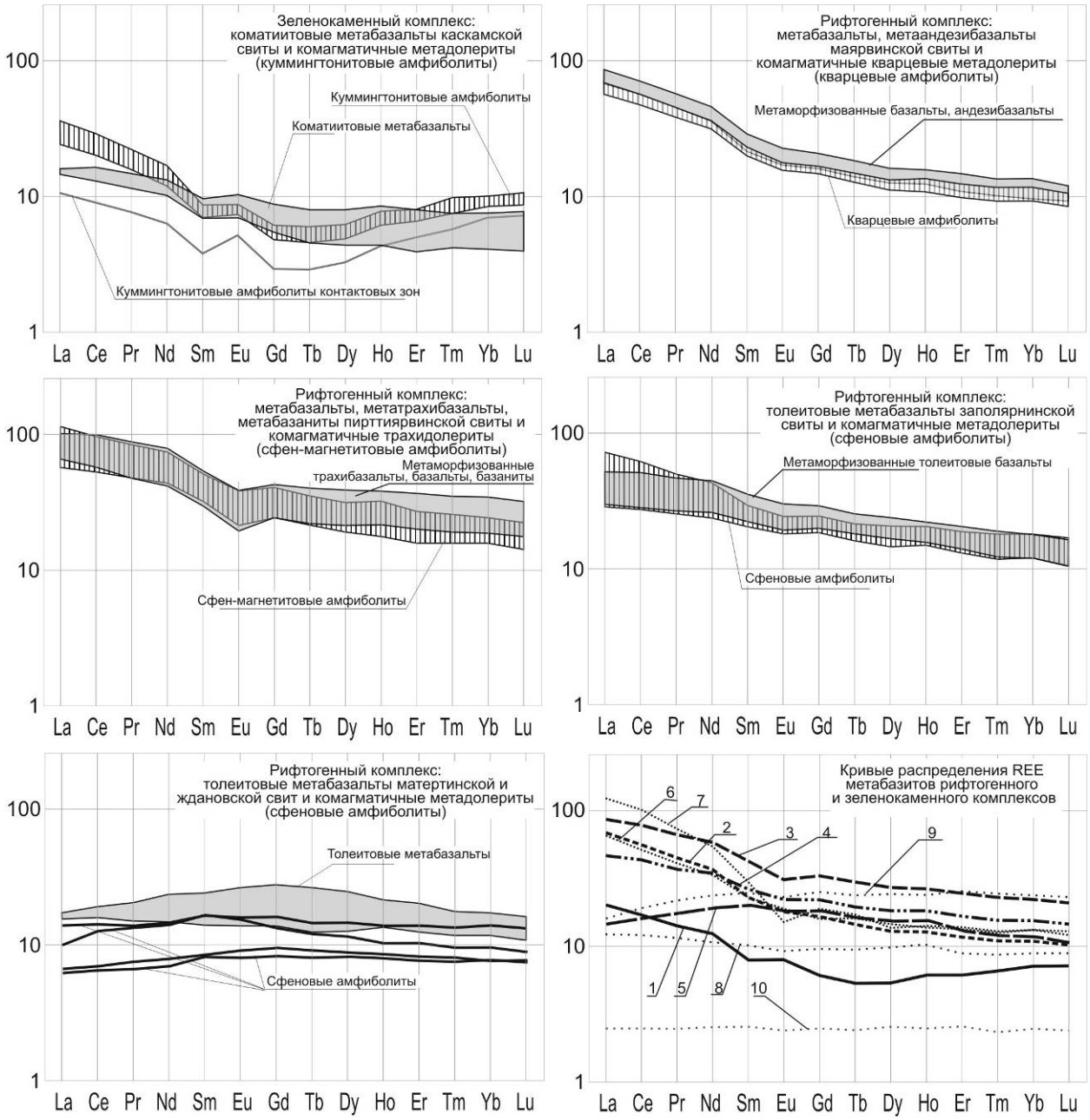


Рис. 2. Кривые распределения редкоземельных элементов метабазальтов и метадолеритов зеленокаменного и рифтогенного комплексов разреза СГ-3 и района ее заложения

Усредненные спайдеграммы распределения REE в метадолеритах и комагматичных метабазальтах: 1- каскамской, 2 – маярвинской, 3 - пирртиярвинской, 4 - заполярнинской, 5 - матертинской и ждановской свит. Спайдеграммы распределения REE [3]: 6 - континентальной коры в целом, 7 – верхней континентальной коры, 8 – коматиитовых базальтах, 9 – базальтах современных океанических хребтов (N-MORB) – океанической коры, 10 – примитивной мантии

гтонитовых амфиболитов (инт. гл. 7943-7972 м) - 2790±70 Мл - соответствует времени образования зеленокаменного комплекса.

- Базальтов и андезибазальтов маярвинской свиты рифтогенного комплекса (69 тел кварцевых амфиболитов суммарной мощностью не менее 370 м), отличающиеся сквозным распределением в разрезе фундамента.

- Базальтов, трахибазальтов, базанитов пирртиярвинской свиты рифтогенного комплекса (35 тел сфен-магнетитовых амфиболитов суммарной мощностью не менее 277 м), образующих скопления в определенных интервалах разреза инфракрустального комплекса фундамента (8713-8736, 9088-9104, 9442-9456, 9949-9966, 10045-10084, 11247-11261, 11767-11776 м). 4 тела

аналогичных метадолеритов суммарной мощностью 37 м выделено среди вулканических покровов маярвинской свиты (6006-6022; 6345-6355,5; 6530-6533; 6579,5-6586 м).

- Толеитовых базальтов заполярнинской свиты рифтогенного комплекса (42 тела сфеновых амфиболитов суммарной мощностью не менее 412 м), характеризующихся сквозным развитием в разрезе фундамента Печенгской структуры. Среди всех более ранних свит печенгского комплекса комагматы этих образований выделены на отметках: 6730,5-6732,9; 6614,5-6618,7; 6448-6770; 6235-6236,9; 61-92-6218; 6054-6076; 5876,5-5884,5; 5545,3-5642,7; 5021,6-5056 м. Только два тела сфеновых амфиболитов характеризуются недифференцированным спектром распределения REE, типичным для метатолеитов матертинской и ждановской свит.

Выделенные формационные типы метадолеритов четко дифференцируются по содержаниям и характеру взаимосвязей химических компонентов, по концентрациям и спектрам распределения REE (рис. 2). Геохимическая специфика и особенности пространственного распределения различных типов метадолеритов в рифтогенном комплексе и в его архейском фундаменте позволяют проследить эволюцию геодинамических обстановок формирования расплавов метабазальтов, слагающих Печенгскую структуру в условиях континентального, интерконтинентального и далее океанического рифтогенеза на протяжении 400 млн. лет (2,4-2,0 млрд. лет). [5]

Насыщенность фундамента Печенгской структуры субвулканическими телами комагматов метабазальтов рифтогенного комплекса свидетельствует о том, что на всем протяжении раннепротерозойского рифтогенеза происходила мощная тектоно-магматическая переработка зеленокаменного и инфракрустального комплексов архейской земной коры в пределах ее дивергентных границ.

Литература

1. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины/ Ред. Е.Е. Козловский. М.: Недра, 1984, 490 с.

2. **Виноградова Н.П., Егоров А.С., Смирнов Ю.П., Лютоев В.П.** Тектоническое строение архейского фундамента Печенгской рифтогенной структуры (по разрезу Кольской сверхглубокой скважины). // Докл. РАН. 2000, т. 374, № 3, с. 362-365

3. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир. 1988, 386 с

4. **Виноградова Н.П., Смирнов Ю.П.** Раннепротерозойские метабазиты в архейском фундаменте Печенгской рифтогенной структуры (по разрезу Кольской сверхглубокой скважины) // Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12261 м. Апатиты: Изд. МУП “Полиграф”. 2000, с.72-76.

5. **Виноградова Н.П., Мележик В.А., Наумов М.В., Давидан Г.И., Лютоев В.П.** Метабазиты Печенгской структуры и ее фундамента (по разрезу Кольской сверхглубокой скважины) // Региональная геология и металлогения. Т. 20, с. 100-121.

Магматизм рудных полей Хабаровского края и распределение отношений естественных радиоактивных элементов

Т.В. Володькова

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, itig@itig.as.hkb.ru

Естественные радиоактивные элементы (ЕРЭ) – уран, торий, калий, относятся к числу несовместимых. Для них типично длительное (на начальном и среднем этапе) сохранение постоянства отношений ЕРЭ в процессах дифференциации магматических очагов. По – видимому, отношения ЕРЭ начинают резко варьировать только при выплавлении дериватов магм. Поэтому средние отношения ЕРЭ могут служить достаточно надежными признаковыми характеристиками отдельных магматических комплексов, которые формируются под влиянием связанных между собой магматических очагов (единого очага). Отношения ЕРЭ могут использоваться и при анализе природы магматических очагов.

В работе применены средние (модальные) отношения ЕРЭ магматических комплексов, рассчитанные с использованием материалов кондиционных аэрогеофизических съемок масштаба 1:10000 – 1:50000. По опыту автора, такие данные вполне увязываются с результатами лабораторных анализов. Основой анализа послужили средние (модальные) отношения ЕРЭ более чем 40 рудных полей (площадок размерами 36 – 64 км^2) в северной части Сихотэ-Алиня и в Нижнем Приамурье. В выборке были представлены крупные золоторудные и оловорудные объекты (Многовершинное, Белая Гора, Мопау, Надежда и другие), а также проявления. Использованный фактический материал и подробности анализа изложены в работе [1].

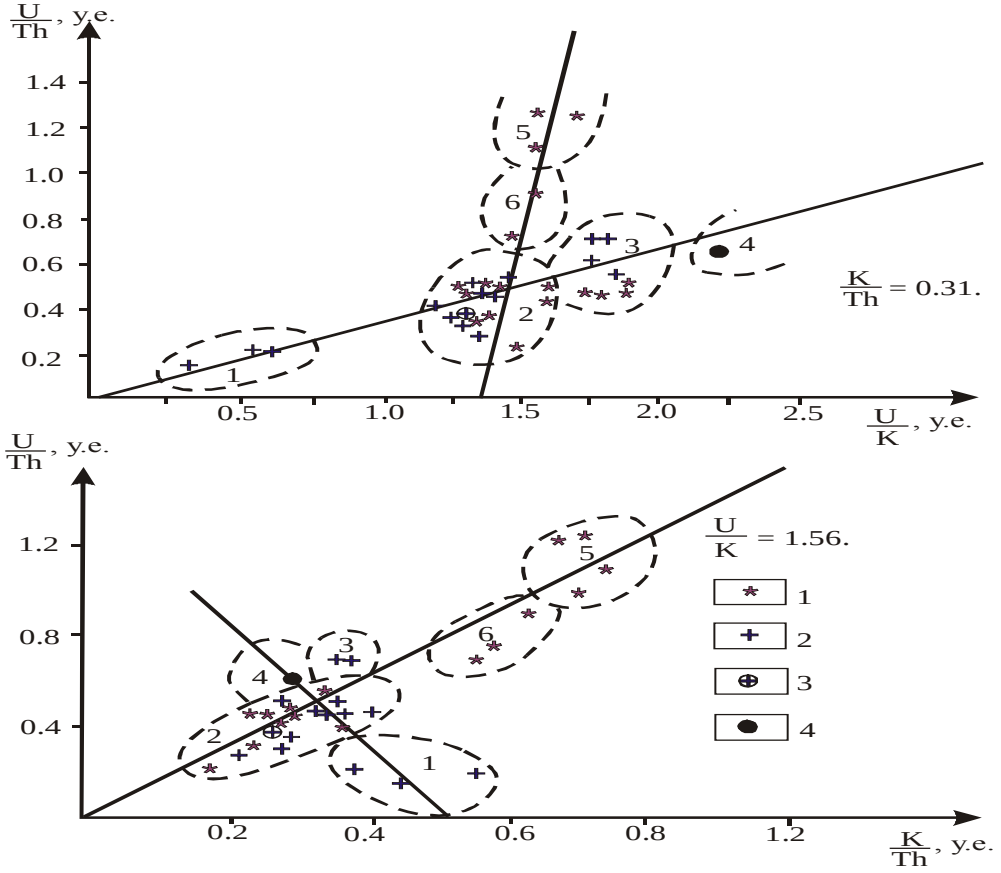


Рис.1. Поля корреляции отношений ЕРЭ рудных объектов Сихотэ-Алинской СС

1 – оловорудные объекты, 2 – золоторудные объекты, 3 – золото-редкометалльное проявление Учама, 4 – золото-медно-порфировое проявление Ночное. Рудные формации: 1 – золото-серебряная убогосульфидная, 2 – золото-редкометалльная, 2- мало-сульфидная золотокварцевая, 4 – золото-медно-порфировая, 5 – касситерит-кварцевая, 6 – касситерит-сульфидная.

На основе этих данных были построены тренды отношений (рис. 1),из которых следует:

1. Рудные объекты Северного Сихотэ-Алиня по отношениям ЕРЭ образуют поле корреляции, укладываясь в две «рудных» линии – условно золоторудную и оловорудную, которые включают в себя все типы рудных объектов в регионе.

2. Линии пересекаются в пространстве, подтверждая давно установленные факты о существовании в регионе комплексных золото – редкометалльных месторождений [2].

При анализе рис. 1.следует учесть, что среднеквадратические погрешности отношений ЕРЭ составляют: U/Th и K/Th – 0,05-0,1; U/K - 0,25. При этом для всех золоторудных объектов типично весьма постоянное калий – ториевое отношение (K/Th=0,31), а прочие отношения варьируют в широких пределах. Для всех оловорудных объектов типично весьма постоянное уран – калиевое отношение (U/K=1,56), а прочие отношения варьируют в широких пределах.

Фактически, если σ – среднеквадратическая погрешность, для золоторудных объектов калий – ториевое отношение варьирует в пределах $\pm\sigma$, а прочие -6-8 σ. Для оловорудных объектов уран – калиевое отношение варьирует в пределах $\pm\sigma$, а прочие 6 – 10 σ.

В рудных полях этого региона широко развиты мезозойско-кайнозойские осадочные и магматические образования. Состав магматитов изменяется от кислого до основного, отмечаются и образования повышенной щелочности. Проводился анализ средних отношений всех этих комплексов. При этом получены распределения ЕРЭ, вполне увязывающиеся с трендом (рис.1) Все осадочные комплексы, в зависимости от геолого-структурного блока, к которому они принадлежат, описываются отношениями ЕРЭ, четко укладывающимися в две «рудные» линии. Также дифференцировано распределяются и характеристики магматических комплексов, подтверждая версию о возможном существовании магм двух типов, с участием которых формировались проявления магматизма в пределах рудных полей.

Рассмотрим характеристики магматических комплексов, специализированных на какой – либо тип оруденения[2]. При их изучении выделяется несколько серий (таблица 1.).

Таблица 1. Отношения ЕРЭ специализированных магматических комплексов

Наименование комплекса	Возраст	Тип минерализации	Отношения ЕРЭ		
			U/Th	K/Th	U/K
Сизиманский, колчанский	P_{2sz}, P_{3kl}	золото-серебряная, убогосульфидная	0,26-0,30	0,47-0,53	0,55-0,70
Нижнеамурский	K_{2n}	золото-редкометалльная	0,32-0,44	0,23	1,40-1,85
Верхний палеоген (без названия)	$\alpha\zeta P_1$-$\lambda\zeta P_1$	золото-серебряная, убогосульфидная	0.26-0,31	0.35-0.43	0,65-0,75
Верхнеудоминский	P_1	оловянная	0,60	0,40	1,50
Хунгарийский	K_{2h}	оловянная	0,40	0,29	1,20
Иолийский, баппинский	K_2, P_1	оловянная, редкометалльная	0,50-0,60	0,37-0,46	1,25-1,30

Эти данные вполне согласуются с рис.1, так как по своим характеристикам комплексы попадают в области, ограничивающие рудные объекты разных типов. Можно предположить, что в первом приближении характеристики комплексов близки к характеристикам соответствующих магматических очагов (рудоносных магм).

Важный вопрос – являются ли установленные закономерности местными, типичными только для Северного Сихотэ-Алиня, или их можно распространить на более обширную территорию. Однозначно вопрос пока не решен, но можно отметить некоторые факты.

Золоторудные объекты Амурской области (Покровка, Пионер) описываются отношениями ЕРЭ: U/Th – 0,22-0,27; K/Th - 0,18-0,23; U/K - 1,10-1,20. Они связаны со специализированными комплексами (буриндинский, талданский) и по своим характеристикам практически попадают в область 2 на рис. 1 (золото – редкометалльный тип).

Магматические комплексы Малого Хингана, с которыми ассоциируется редкометалльное оловянное оруденение (Тырмо – Буреинский, Харинский), а также вулканиты ярапской свиты, по своим характеристикам попадают на «оловорудную» линию.

Таким образом, не исключено, что установленные закономерности (рис.1) могут характеризовать рудные объекты всего Дальневосточного региона России.

Эффект постоянства калий – ториевого (для золота) и уран – калиевого (для олова) отношений ЕРЭ, вероятно, связан со специфическими особенностями состава глубинных магм. Анализ предполагает использование взятых из специальной литературы характеристик мантийных и коровых резервуаров, которые приведены в таблице 2.

Таблица 2. Отношения ЕРЭ мантийных резервуаров

Наименование резервуара	Отношения ЕРЭ		
	U/Th	K/Th	U/K
Примитивная мантия PREMA	0,10-0,28	0,30	0,84-1,08
Деплетированная мантия DM	0,37-0.48	0,47-0,58	0,80-0,81
Щелочные породы	0,27-0,50	0,18-0,28	1,45-1,75
Субщелочные породы	0,35	0,24-0,49	1,50-1,80
Мантийный резервуар HIMU	0,24	0,13	1,92
Обогащенная мантия EMI	0,08	0,17	0,45
Обогащенная мантия EMII	0,49	0,49	1,00
Континентальная кора СС	0,20-0,26	0,25-0,26	0,79-1,00

Для объяснения установленных эффектов сделаны некоторые предварительные предположения:

1. Формирование магматических комплексов, специализированных на золото, происходит под влиянием магм смешанного типа, причем, один из типов резервуаров, возможно, DM(K/Th=0,47-0,58). Второй магматический источник по составу варьирует (HIMU либо EMI). Важно, что для обоих типов мантии (как HIMU, так и EMI) калий – ториевое отношение почти постоянно (K/Th=0,13-0,17). Если примесь обогащенной мантии к DM постоянна по объему, вполне вероятно, что калий–ториевое отношение будет промежуточным между указанными цифрами и варьировать почти не будет. Примеры аналогичного подхода, рассматривающего смешанные источники (мантийные резервуары) даны в работе[3].

2. Обогащенные мантийные резервуары как HIMU, так и EMI, очень близки по калий – ториевому отношению, но варьируют в очень широких пределах по прочим характеристикам. Таким образом, участие смеси мантийных резервуаров и создает эффект «золоторудной» линии.

3. Объяснить формирование «оловорудной» линии более сложно, можно только предположить участие нескольких резервуаров, один из которых, возможно, HIMU. При формировании специализированных оловорудных комплексов, возможно активное участие корового вещества.

4. Рудные объекты с высокими значениями U/Th=1,00-1,40 на «оловорудной» линии – часто штокверки, в пределах которых широко развиты гидротермально–метасоматически измененные образования с аномальными характеристиками отношений ЕРЭ.

Литература

1. **Володькова Т.В.** Некоторые закономерности распределения естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) Северного Сихотэ-Алиня в связи с золоторудными и оловорудными объектами //Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии /III Косыгинские чтения. Хабаровск,2001, с. 308-322.

2. **Изох Э.П., Русс В.В. и др.** Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967, 384 с.

3. **Рундквист Д.В., Ряховский В.М. и др.** Существует ли универсальный Sr – Nd – Pb - изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? //Доклады АН, 2000, т.370, №2, с. 223-226.

Метаморфизм и его проявления в породах Панского интрузивного комплекса

З.М. Волошина, В.К. Каржавин, В.П. Петров, А.В. Базай

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Панский интрузивный комплекс является частью крупного Федорово-Панского расслоенного интрузива, располагающегося в центральной части Кольского полуострова, в зоне сочленения Центрально-Кольского блока с Имандра-Варзугской зоной. Он относится к перидотит-пироксенит-габброноритовой формации палеопротерозоя. Возраст массива оценивается в 2491±1.5 млн. лет [1].

Интрузив состоит из двух крупных самостоятельных блоков: Западно-Панского, протяженностью 25 км (от г. Каменник до Горного озера), и Восточно-Панского, протяженностью 55 км на восток от Горного озера, которые отличаются геологическим строением, мощностью, составом пород и интенсивностью метаморфических преобразований (рис.).

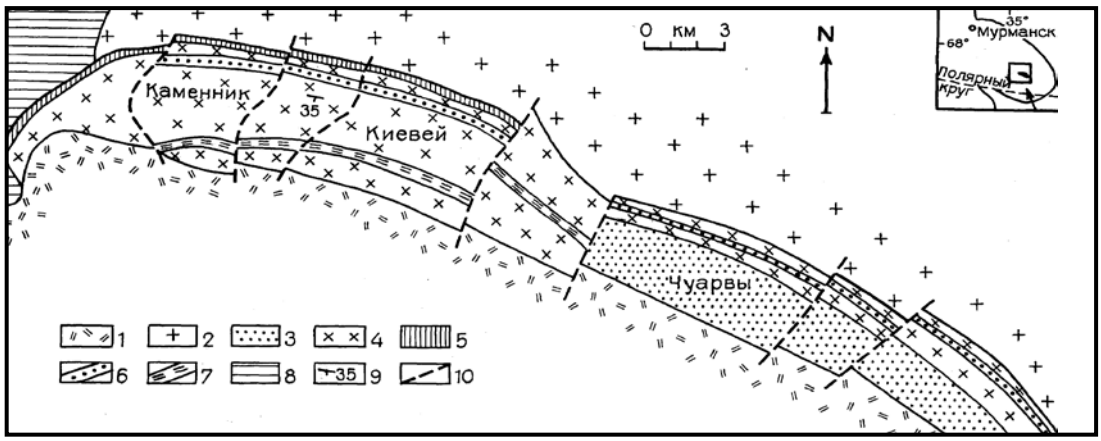


Рис. Карта-схема геологического строения Панского расслоенного интрузива
1-нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные пород Имандра-Варзугской зоны; 2-щелочные граниты Белых тундр; 3-габбровая зона (восточный блок); 4-габброноритовая зона (западный блок); 5-норитовая зона; 6-7 расслоенные рудоносные горизонты: 6-нижний (НРГ), 7-верхний (ВРГ); 8-архейские гранитоиды Кольско-Норвежского блока; 9-расслоенность (35 - угол падения); 10-разрывные нарушения. Карта из материалов Борисова А.Е., Карпова С.М., Корчагина А.У.

Федорово-Панский интрузив является крупнейшим в Кольской платинометалльной провинции такого типа [4]. Массив сложен норитами, габброноритами и габброидами. Он включает два расслоенных платиноносных горизонта, именуемых (НРГ) - нижний и (ВРГ)- верхний.

В целом, в Панском интрузиве, проявление наложенных метаморфических преобразований неоднородно. Устанавливается зависимость степени и характера метаморфических преобразований от внутреннего строения массива, мощности, а также наличия тектонических нарушений в виде зон дробления, брекчирования и рассланцевания.

В центральной части наименее тектонизированного и наиболее мощного Западно-Панского блока сохранены участки практически неизмененных пород с первично-магматическими структурами и минералами. Для слабо измененных габброноритов характерны ассоциации: Пл-Опи-Кпи-Кум-Сосс-(±Серп)-(±Хл). Куммингтонит развивается по ортопироксену по прожилкам и периферии его зерен. Серпентин также развивается по прожилкам, которые иногда имеют зональное строение: центральная их часть заполнена бесструктурным лизардитом, а края - куммингтонитом. Клинопироксен лишь незначительно амфиболизирован. Из вторичных минералов могут присутствовать серицит, соссюрит, клиноцоизит, реже скаполит.

В слабо измененных оливиновых габбро с ассоциацией $Пл_{60}$-Ол-ОПи-КПи - (±Амф-1_{21}-$Хл_{21}$-Серп-$Тлк_{8}$), оливин интенсивно замещается иддингситом-боулингитом, актинолит-тремолитом, серпентином, хлоритом и тальком. Нередки элементы келифитовых структур, обусловленных развитием кайм на границе породообразующих плагиоклаза и оливина. Каймы имеют одно,

двух- и трехслойное строение и состоят: оливин-тальк-серпентин-актинолит; и оливин-тальк-серпентин-тальк-актинолит. Плагиоклаз-лабрадор замещается серицитом, пренитом и соссюритом.

Специфическими, для слабо измененных пород являются относительно редко встречающиеся пумпеллиитсодержащие ассоциации. В габброноритах сохранились первичные структуры и текстуры и некоторые минералы исходных пород. Пумпеллиит в габброноритах развивается по плагиоклазу совместно с бледно окрашенным актинолитовым амфиболом, клиноцоизитом, реже с хлоритом. Изучен габбронорит, участка Марийек $Пл_{45}$-(ОПи)-КПи-$Пум_{49}$-Амф-1_{14}-Амф-2_{43}-Хл-Би-Кл-(Эп). По химическому составу минерал наиболее близок к пумпеллиитам, изученным в породах никеленосных интрузий Печенгского рудного поля. По составу он располагается близко к полю актинолит-пумпеллиитовой фации [6].

В породах с более интенсивно развитыми низкотемпературными изменениями на уровне зеленосланцевой фации наблюдается псевдоморфное замещение пироксенов амфиболами - бледно-окрашенным (Амф-1) и светло-зеленым (Амф-2), часто с сохранением реликтов магматических структур. Для мезократового габбронорита характерен следующий парагенезис Пл-Амф-1_{25}-Амф-2_{33}-$Би_{36}$-($Хл_{28}$)-($Кл_{30}$). Отчетливо устанавливается три типа изменения породообразующего пироксена: амфиболизация, биотитизация, хлоритизация. Последние два процесса чаще тяготеют к краевым частям интрузива. Эти низкотемпературные зеленосланцевые преобразования проявлены в интрузии локально.

Наиболее сильно измененными являются роговообманковые интенсивно перекристаллизованные породы, как правило, без сохранившихся первичных структур. Такие породы развиты в рудных зонах, в зонах тектонических нарушений, а также в зонах северного, нижнего эндоконтакта.

Для рудоносных горизонтов характерным является ритмичное чередование лейко- и мезократовых, различных по зернистости габбро, габброноритов и анортозитов, которые залегают согласно с общей расслоенностью интрузии. Рудоносные горизонты включают в себя не только сульфидсодержащие с платинометалльным оруденением "слои", но и "пустые" породы, с которыми эти "слои" перемежаются [3].

Для безрудных мезократовых габброноритов нижнего расслоенного горизонта (НРГ) характерен минеральный парагенезис $Пл_{43}$-Амф1_{25}-Амф2_{33}-Амф-$Би_{36}$-($Хл_{28}$)-$Ер_{36}$-(Мт); для амфиболизированного лейкогаббро парагенезис: Пл64-(КПи-Сер-Сосс-Кум)-Амф-135-Амф-236-Амф-3-Амф-4_{55}-$Би_{49}$-Хл-(Кл)-$Эп_{20}$-Ап-Кв-С. Специфическими образованиями, находящимися в Западно-Панском блоке только в непосредственной близости с платиноносным горизонтами, являются гранат-биотит-амфиболовые породы, рассматриваются как метаморфогенно-метасоматические приконтактовые околорудные образования. Для них характерна сложная минеральная ассоциация $Пл_{56}$-Амф-1_{22}-$Эд_{27}$-Амф-$З_{45}$-Амф-4^{l}_{68}-$Гр_{84}$-$Би_{53}$-$Эп_{21}$.

По классификации Б. Лика [7] амфиболы 1-4l принадлежат к типу кальциевых с параметрами Ca+Na>1.34, Na<0.68. По соотношению XMg-Si (ф.е.): амфиболы-1 относятся к актинолит-тремолитовому ряду; амфиболы 2-4 являются роговыми обманками: 2-актинолитовая, 3-магнезиальная, 4-магнезиальная и ферромагнезиальная, 4^{1}-чермакитовая.

В породах ВРГ метаморфические изменения проявлены более слабо, чем в породах НРГ. Для слабо амфиболизированного габбронорита из рудоносного горизонта (Ю.Сулейпахк) типична минеральная ассоциация $Пл_{54}$-(Амф-1)-Амф-$З_{41}$-$Кл_{14}$-Би-Эп-Кв.

Породы рудоносного горизонта и ассоциирующие с ними контактовые гранат-амфиболовые породы, обладают специфическими метаморфическими чертами. В породах рудоносных горизонтов устанавливаются признаки последовательного развития метаморфических преобразований, от ранних, которые проявлены локально в безрудных породах на уровне зеленосланцевой фации с реликтами раннего автометаморфизма и метаморфизма пумпеллиит-актинолитовой фации, до более высокотемпературных с минеральными парагенезисами, соответствующими эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации [2].

Рудосодержащие породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Следует отметить, что только для пород контактового горизонта свойственно развитие парагенезисов с ферро-чермакитовой роговой обманкой и гроссуляр-альмандиновым гранатом. Эти парагенезисы соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма и являются относительно наиболее поздними по времени образования.

В зонах тектонических нарушений породы также изменены с сохранением реликтов первично-магматических и автометаморфических минералов. Амфибол представлен тремя разновидностями 1-3. Часто наблюдаются зональные амфиболы, у которых внешние зоны более

густо окрашены и обогащены глиноземом. Плагиоклазы варьируют по составу от лабрадора до андезина (75-49%An). Для амфиболизированного мезократового габбронорита характерен следующий парагенезис - $Пл_{62}$-(ОПи-КПи)-$Кум_{24}$-Амф-1-Амф-2_{23}-(Амф-$З_{33}$)-Би-Эп.

Для пород нижней эндоконтактовой зоне Панского массива отсутствует типичная для базитовых интрузивов метаморфических комплексов зональность метаморфических преобразований- уменьшение интенсивности метаморфизма от контактов к внутренним зонам интрузивов. В одном из исследованных разрезов вблизи контакта со щелочными гранитами развиты практически не измененные габбронориты, которые лишь на удалении от контактной зоны сменяются сильно амфиболизированными породами.

Верхняя эндоконтактовая зона обнаруживает явные признаки взаимодействия и совместного метаморфизма пород висячего бока Панского массива и вмещающего его осадочно-вулканогенного комплекса Имандра-Варзугской зоны, о чем, в частности, свидетельствует развитие в ассоциациях приконтактовой зоны турмалина и его постепенное исчезновение по мере удаления вглубь массива. Об этом же свидетельствует и параллельное уменьшение содержания биотита и хлорита в породах Панского массива.

Для пород Западно-Панского блока намечается принципиально единая последовательность постмагматических минеральных преобразований. Она вначале имела регрессивный температурный тренд (автометаморфизм), а затем прогрессивный, проявившийся в трех стадийном развитии амфиболизации, при росте температуры от 300^0 до 500^0С и давления от 2 до 6 кбар. Наиболее высокотемпературные (до 600^0С) амфибол-гранатовые парагенезисы фиксируются в расслоенных рудоносных горизонтах.

Спецификой Восточно-Панского блока, находящегося на фланге интрузива, имеющего меньшую мощность и характеризующегося большей тектонической нарушенностью, является, в целом, более интенсивный метаморфизм. Это проявляется в относительно более широком развитие пород содержащих гранат-роговообманковые ассоциации, в которых иногда сохраняются реликты магматических минералов. Усиление степени изменения пород направлено в прифланговые части блока, где мощности пород значительно сокращены. Здесь боле четко намечается общее снижение степени изменения пород от краевых частей интрузива к центральным.

Учитывая возраст интрузива, наложенные метаморфические процессы могли быть связаны с эндогенной активизации сумийского, ятулийского и свекофеннского эндогенных циклов[5].

Литература

1. **Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Корчагин Ф.У., Павличенко Л.В.** Возраст габброноритов нижнего расслоенного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 1994, т. 333, № 1, с. 93-97.

2. **Волошина З.М., Петров В.П., Попова Л.И., Реженова С.А.** Метаморфические парагенезисы в породах нижнего расслоенного горизонта интрузии Панских тундр // ЗВМО. 1998, №3, с. 57-65.

3. **Гончаров Ю.В., Корчагин А.У.** Некоторые черты внутреннего строения северной рудоносной зоны Панского массива (Кольский полуостров). // 7 Международный платиновый симпозиум: Со спец. сес. Проекта 336 МПГК "Интраплет", магматизм и металлогения. М. Тез. Докл.. 1994, с. 31-32.

4. **Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У.** Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий // Отечественная геология. 1995, № 6, с. 36-41.

5. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточной части Балтийского щита) // В.П. Петров. О.А. Беляев. З.М. Волошина, В.В. Балаганский, А.Н. Глазунков, В.И. Пожиленко. Л.: Наука, 1975, 183с.

6. **Cho M.** Zeolite to prehnite-pumpelliyite facies metamorphic in the Toa Baja Drill Hole, Puerto Rico // Geophys. Res. Lett. 1991, № 3, p. 525-528.

7. **Leake B.E.** A catalog of analisis calciferous and subcalciferous amfiboles together with their nomenclature and associated mineral // Geol. Soc. Amer. 1974, Bouider Colorado, 210 p.

Условия образования крупного литиевого (фтор-редкощелочного) месторождения в связи с щелочно-базальтовым магматизмом

Т.М. Воронич

Ташкент, Республика Узбекистан, Институт геологии и геофизики АН РУз

Уникальное литиевое месторождение Шаваз было открыто узбекскими геологами (Т.М.Воронич, Л.М.Глейзер) в юго-западных отрогах Чаткальского хребта (Срединный Тянь-Шань). Оно приурочено к Чилтенской депрессии, выполненной риолитовым с базальтами туфолавовым комплексом с экструзиями и субвулканическими телами трахириолитов.

Литиевое оруденение развито в кальдерной просадке на сочленение глубинных разломов, возникшей на ранних стадиях формирования депрессии. Сложена она мощной (400-500 м) озерной толщей вулканомиктовых конгломератов, песчаников, углеродисто-карбонатных, углеродисто-кремнисто-карбонатных алевролитов, алевропелитов. Внутри толщи развиты многочисленные субвулканические, силлоподобные тела, дайки нижнепермских оливинсодержащих трахибазальтов. Они широко распространены на месторождении и практически присутствуют на всех литийсодержащих участках толщи, являясь, как показали детальные исследования, своеобразным критерием рудоносности осадочно-вулканогенные образований рудного поля. Щелочные Базальтоиды имеют также широкое распространение и в пределах расположенного в непосредственной близости мощного Каракушханинского палеовулкана, извергавшего щелочно-основную и кислую магму.

Базальтоиды относятся к натрий-калиевому ряду с содержанием Na_2O – 2,50-4,00% и K_2O – 2,53-4,40%. Характерны высокие содержания магния (MgO – 3,30-6,26% до 9,8% в базальтоидах вулкана Каракушхана). Важной геохимической особенностью базальтоидов является устойчиво высокие содержания лития (0,02-0,03% Li_2O до 0,1% Li_2O в вулкане Каракушхана), рубидия 0,015%, цезия – 0,001-0,002%, постоянно высокие содержания фтора – 0,18-0,2%.

В противоположность щелочным базальтоидам, рудовмещающие породы риолитовой формации, по данным многочисленных анализов пород, как в пределах рудного поля, так и за его пределами, а также в других депрессиях, показывают нижекларковые содержания – первые тысячные и десятитысячные проценты Li_2O.

В рудолокализующей вулканогенно-осадочной толще Чилтенской кальдере литием обогащены все породы, но, в основном он концентрируется в горизонтах туфовых углеродисто-кремнисто-карбонатных, углеродисто-карбонатных алевролитах и алевро-пелитах. Они образуют единую мощную рудоносную пачку в средней части разреза толщи, протягивающуюся на 3км от участка Центрального Шаваз к участку Ашибузук. Пачка сложена серией собственно литиеносных слоев, мощностью 5-10-80м, разделенных маломощными слабо оруденелыми кремнисто-карбонатными туффитами, туфопесчаниками. Для литиеносных слоев характерна тонкая слоистость, плойчатость, отчетливые знаки водной ряби, черный цвет за счет обилия органики, что создает облик черных сланцев. Углеродистого вещества в породах 2-4% и более. Представлено оно, главным образом, растительным детритом, вплоть до значительных обломков растений, их отпечатков (и др.). Кроме органического вещества раститель-ного происхождения, присутствуют жильные высокодисперсные твердые антраксолиты и в небольшом количестве битумы.

Вещественный состав литиеносных горизонтов непостоянный за счет различного количественного соотношения пирокластического, карбонатного, кремнистого материала пре-имущественно риолитового состава, но есть и обломки базальтоидов. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом, анкеритом, сидеритом, магнезитом, родохрозитом. Преобладают магнезиальные разности. Хемогенный кремнистый материал-халцедон, кварц, образованные за счет перекристаллизации первичного опала. Значительны содержания фтористых соединений – ратовкит, флюорит. CaF_2 в породах 2-4%. Сделана даже прикидка запасов CaF_2 в пластовых телах – десятки тысяч тонн.

Основная масса лития связана с литийсодержащими (Li_2O – 0,9-1,3%) смешаннослойными образованиями гидрослюда-монтмориллонит, являющимися главной составной частью рудного углеродисто-глинистого материала. Химический состав такой отмученной пелитовой фракции показал содержание: SiO_2 - 52,5%, TiO_2 – 0,3%, Al_2O_3 – 9,51%, $FeO+Fe_2O_3$ – 3,4%, MgO – 12%, CaO – 3,5%, Na_2O – 1,7%, K_2O – 5,7%, Li_2O – 1,3%, F – 3,7%.

В лабораторных условиях из этой фракции литий легко выщелачивается разбавленной HCl.

В качестве отдельных минеральных составляющих группы гидрослюд, по данным рентгеноструктурного, термического и электронографического анализов, отмечаются гидрофенгит, монтмориллонит, в отдельных пробах гекторит и кукеит.

Есть на месторождении и собственно литиевые слюды – полилитионит и тайниолит. Полилитионит образует редкие тонкочешуйчатые послойные скопления, микропрожилки, линзовидные тела мощностью от единицы до первых десятков сантиметров. Тайниолит встречается

спорадически в тонких секущих прожилках или небольших линзовидных образованиях, сложенных крупнокристаллическим кальцитом, кварцем, баритом, флюоритом. Присутствуют ртуть и сурьма.

Эти литиевые слюды, в силу их ограниченного распространения, не играют существенной роли в рудном балансе месторождения, но представляют несомненный интерес в обосновании полигенности, полихронности месторождения, формирование которого началось с осадочного процесса и завершилось в поздние стадии гидротермального, что является обычным для крупномасштабных, уникальных месторождений многих металлов, в том числе и золота.

В целом, как нам представляется, общая схема формирования месторождения может быть представлена в следующем виде.

На ранней стадии формирования накопление лития происходило за счет его привноса в кальдеру термальными источниками, поставляемым расположенным на глубине Чилтенской мульды основной магмы, что подтверждено данными гравиметрической съемки. О том, что литий привносился в водоем в период образования кальдеры, свидетельствует и наличие лития в стволиках растущих там растений (Rufloziya - Li_2O-0,1%). В этот этап литий сорбировался тонким пелитовым материалом, гумусовым детритом. Последующие диагенетические процессы, воздействие иловых растворов, а также новое поступление литиеносных вулканогенных растворов, связанных с внедрением субвулканических даек щелочных базальтоидов, пронизывающих рудоносную толщу, эманаций крупного палеовулкана Каракушхана со щелочноосновной литиеносной магмой привели к образованию литийсодержащих глинистых монтмориллонит-гидрослюдистых образований – основы руд.

Связь в них лития именно со щелочно-базальтовой магмой, помимо пространственной и геохимической, подтверждается данными аналогичного абсолютного возраста рудоносных слоев и базальтоидов ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 278±2 млн. лет). Для обеих пород характерны близкие отношения (-0,70606 для трахибазальтов и 0,70643 для руд). Косвенным доказательством связи литиеносных пород с основной магмой является и постоянное присутствие в них элементов платиновой группы. По данным ИСП–масс-спектрометрического анализа в них обнаружены: радий (0,025-0,29 г/т), рутений (0,007-0,042 г/т) иридий – 0,002-0,021 г/т. В самих базальтоидах содержится палладий, до 0,246 г/т.

Для щелочных базальтоидов и рудоносных толщ аналогичны кривые распределения редкоземельных элементов.

На месторождении проявлен и более поздний гидротермальный этап. Представителем магматических образований его является обнаруженные Р.Ахунджановым на участке Ашибузук дайки онгориолитов, в небольшом количестве, также содержащие литий (захват?, поздние порции щелочно-основного мегакомплекса?) с абсолютным возрастом 265+2млн. лет. Есть дайки сиенитов и кислые дайки, секущие рудные тела. Положение их в общей схеме магматизма еще требует уточнения и детального картирования.

Для этого этапа, помимо незначительных количеств литиевых слюд (полилитионит, тайниолит), характерны флюоритовые, карбонатно-флюоритовые, золотоносные, медновисмутовые и другие жильные образования. Для баланса литиевых руд они существенного значения не имеет.

Предложенная генетическая схема формирования литиевого месторождения Шаваз было положена в основу его разведки. В результате детальной разведки даже только двух его участков – (Ашибузук и Центральный Шаваз) были подсчитаны и утверждены запасы лития в ранге уникального месторождения при среднем содержании в рудах Li_2O - 0,58%. При этом сохраняется возможность карьерной отработки и хорошая технология.

Связь литиевого оруденения с глинистыми образованиями среди вулканитов установлена и в Америке – Кальдера – Макдермит, в штатах Миссури, Пенсильвания, Алабама и др. В минералогическом отношении руды их близки Шавазским – гекторит, кукеит, монтмориллонит и др. В настоящее время перспективные запасы лития в вулканогенно-осадочных породах США оцениваются в 2 млн. тонн. В странах СНГ, по-видимому, также можно ожидать наличия подобных типов месторождений [1].

В теоретическом отношении важна дальнейшая разработка проблемы связи литиевого оруденения с щелочноосновными магмами.

Литература

1. **Федорчук В.П.** О некоторых особенностях уникальных месторождений // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М: Наука, 1990.

2. **Воронич Т.М., Глейзер Л.М.** и др. К модели Шавазсайского месторождения редких щелочей в вулканогенно-осадочных образованиях // Узбекский геологический журнал, 1995, №1, с. 39-44.

3. **Сайдыганиев С., Ахунджанов Р., Воронич Т.М.** и др. Изотопно-геохимическая связь магматических и рудных образований литиевого месторождения Шаваз // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Материалы Международного Симпозиума, Ташкент, 1998, с.72-75.

Геология и абсолютный возраст раннепротерозойской Панареченской структуры (Кольский полуостров)

Б.В. Гавриленко, Т.Б. Баянова, П.К. Скуфьин

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, bayanova@geoksc.apatity.ru

На Кольском геоблоке, в пределах раннепротерозойского Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса, установлена Панареченская вулкано-тектоническая кальдероподобная структура (ПВТС) [1]. Это овальное, тектонически блокированное геологическое тело размером 21 х 8 км, вытянутое в северо-западном направлении и автономное по отношению к вмещающим породам ильмозерской свиты и томингской серии Имандра-Варзугской зоны (Рис. 1). Вулканоструктура выполнена аркозовыми и граувакковыми песчаниками и базальтовыми лавами панареченской свиты мощностью около 1000 м. В ее южной части локализованы самостоятельные Западная и Восточная кальдеры, заполненные дацит-риолитовыми лавами и риолитовыми палеоигнимбритами самингской свиты мощностью до 500 м. На периферии ПВТС породы имеют центриклинальное концентрическое залегание с углами падения 25-45^0; в ядерной ее части падения более пологие, местами до субгоризонтальных.

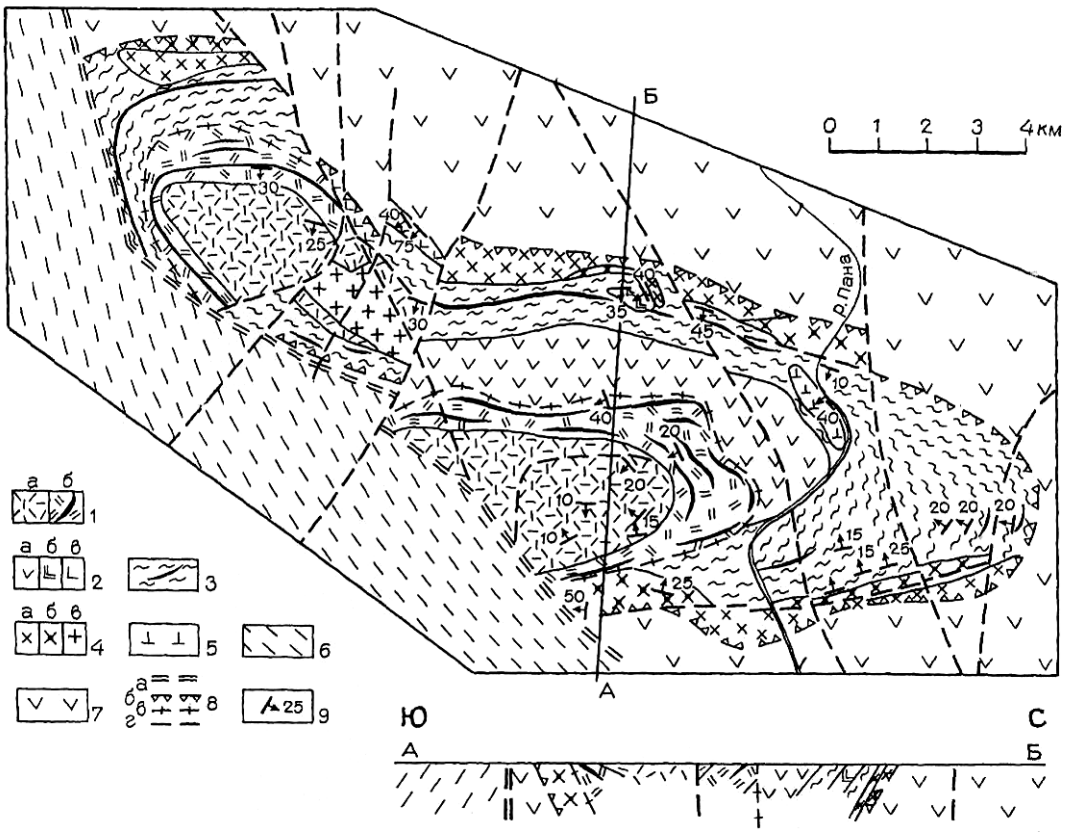


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Панареченской вулкано-тектонической структуры

1-5 – вулканогенно-осадочные породы ПВТС: 1 – вулканиты самингской свиты: а – палеоигнимбриты риолитового состава верхнесамингской подсвиты; б – лавы риодацитового и риолитового состава нижнесамингской подсвиты с телами кварц-углеродистых метасоматитов; 2 – породы габбро-базальтовой вулкано-плутонической ассоциации: а – базальтовые лавы верхнепанареченской подсвиты; б – интрузии габбро-долеритов и микрогаббро; в – интрузии пикритового состава; 3 – осадочные породы нижнепанареченской подсвиты с телами кварц-углеродистых метасоматитов; 4 – трахидациты (а) и трахиандезиты (б) зоны кольцевого разлома; в – плагиомикроклиновые граниты; 5 – Панареченский перидотитовый массив; 6 – томингская серия; 7 – ильмозерская свита; 8 – разрывные нарушения: а– Томингский надвиг; б – кольцевой разлом ПВТС; в – кольцевые разломы по границам Западной и Восточной кальдер; г – линейные разрывные нарушения; 9 – элементы залегания пород.

По периметру ПВТС зафиксирован кольцевой субвертикальный разлом, по которому внедрились многочисленные линзовидные и серповидные субвулканические интрузии трахиандезитового и трахидацитового состава. Риолитовые вулканиты Западной кальдеры прорваны штоком эпизональных плагиомикроклиновых гранитов размером 3 х 1.5 км. Повышенные концентрации Au (0.1-1 г/т), Ag (до 20 г/т), а также Sn, Bi, Sb, Pb, Zn, W, As приурочены к зонам развития кварц-углеродистых метасоматитов, сформировавшихся в зонах влияния мелких синвулканических разломов, рассекающих риолиты и риодациты нижнесамингской подсвиты, а также осадки панареченской свиты (Рис. 1).

Существует ряд надежных реперных датировок для магматических пород начальных рифтогенных этапов развития Печенгской структуры и всего зеленокаменного Печенгско-Варзугского пояса: вулканиты сейдореченской свиты (Имандра-Варзугская структура) имеют U-Pb возраст 2448±8 млн. лет [2]; ферропикрит матертской свиты Печенгской структуры имеет Os-Re возраст 1970±45 млн. лет [3]; аналогичный U-Pb возраст имеют комагматичные с базитами матертской свиты габбро-верлитовые интрузии – 1982±5 млн. лет. Однако время формирования магматических пород орогенного этапа, венчающих разрезы карельского комплекса (калевий) Печенгской и Имандра-Варзугской структур, оценивается весьма приближенно данными Rb-Sr анализа валовых проб – 1865-1855 млн. лет для Печенгской и 1765 млн. лет для Имандра-Варзугской структур [4].

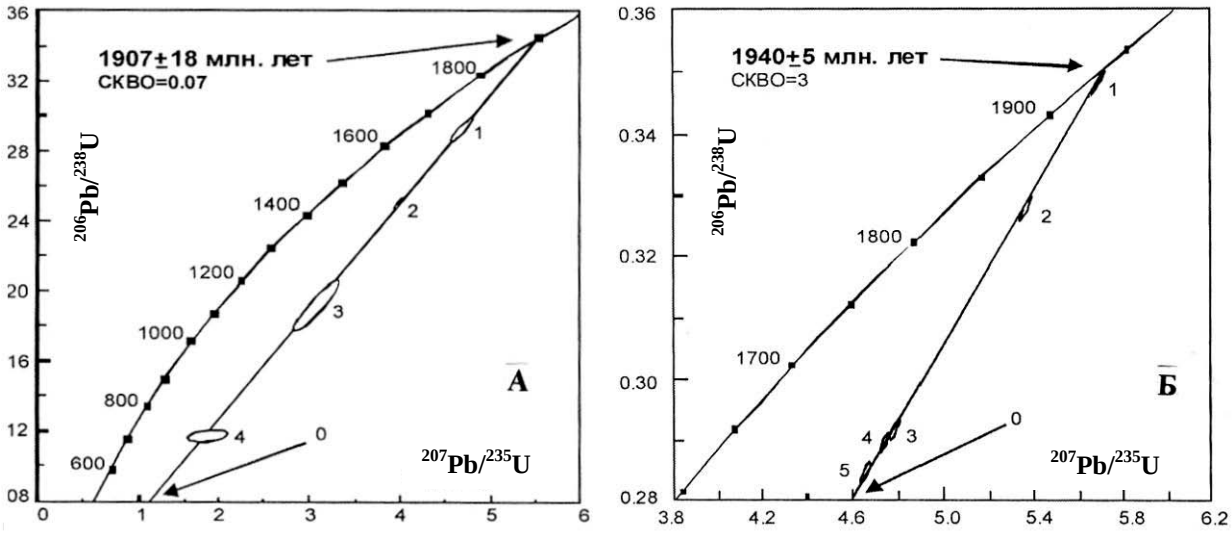


Рис. 2. U-Pb диаграммы с конкордией для циркона из субвулканического трахидацита (А) и плагиомикроклинового гранита (Б)

Для определения абсолютного возраста фельзических пород ПВТС нами использован U-Pb-метод изотопного датирования акцессорных цирконов, а в качестве объектов исследования были выбраны субвулканические трахидациты и трахиандезиты зоны кольцевого разлома, а также граниты Западной кальдеры. Трахидациты и трахиандезиты пространственно совмещены в единой зоне влияния кольцевого разлома, но разорваны друг от друга по времени формирования. Более молодые стекловатые трахиандезитовые порфириты активно воздействуют на хорошо раскристаллизованные тела эпизональных трахидацитов, с образованием зон ороговикования и частичного переплавления материала трахидацитов. Трахидациты формируют три серповидных интрузивных тела вдоль северного и юго-восточного контактов ПВТС. Мощность тел колеблется в пределах 100-400 м, а по простиранию они прослеживаются на 2-6 км. Трахиандезитовые порфириты образуют в зоне влияния кольцевого разлома четковидную группу интрузивных тел мощностью 40-200 м, прослеживающихся по простиранию на 0.5-4 км. Массив плагиомикроклиновых гранитов представляет собой крупное тело изломанно-угловатых очертаний размером 2 х 1 км, с зоной приконтактовых мелкозернистых пород.

Из хорошо раскристаллизованных субвулканических трахидацитов были выделены и проанализированы 6 фракций циркона. Графические результаты анализа представлены на рис. 3А. Как видно из рисунка, точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1907±18 млн. лет. Нижнее

пересечение дискордии с конкордией равно нулю, потери свинца современные, U-Pb система почти не нарушена в цирконах. Из среднезернистых плагиомикроклиновых гранитов были выделены и проанализированы 4 разновидности циркона, графические результаты анализа представлены на рис. 2Б. Как видно из рисунка, точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1940±5 млн. лет. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно нулю, потери свинца современные, U-Pb система почти не нарушена в цирконах.

Полученный нами возраст субвулканических трахидацитов и плагиомикроклиновых гранитов ПВТС позволяет предположить длительную историю формирования Панареченской кальдероподобной структуры, ранняя фаза магматизма которой представлена серией субвулканических среднекислых интрузивных тел зоны влияния кольцевого разлома; поздняя фаза магматизма представлена массивом плагиомикроклиновых гранитов, внедрившихся в породы самингской свиты в ядерной части Западной кальдеры. Возраст изученных пород сопоставим с возрастом кристаллизации плагиогранитов Шуонияврского массива и кварцевых диоритов Каскельяврского массива в южном обрамлении Печенгской структуры – соответственно, 1939±7 и 1940±17 млн. лет. Кроме того, полученные нами возраста магматизма калевийского возраста позволяют датировать проявления благороднометалльного и сульфидного оруденения в Панареченской структуре, связанного с мощными синмагматическими зонами кварц-углеродистых метасоматитов, формирование которых завершает широкомасштабный процесс эволюции плюмовой ятулийско-людиковийско-калевийской флюидно-магматической системы Печенгско-Варзугского пояса, на ранней стадии активизации которого последовало мощное излияние субщелочных лав пирттиярвинской свиты на Печенге с мантийными геохимическими метками, и аналогичных по составу лав умбинской свиты в Имандра-Варзугской зоне. Далее последовал более масштабный вулканизм людиковия, сформировавший на Печенге семикилометровую толщу толеитовых базальтов и подщелоченных ферропикритов заполярнинской и матертской свит, с внедрением комагматичных рудоносных интрузивов габбро-верлитовой ассоциации, несущих сульфидное Cu-Ni оруденение и повышенные концентрации Co, Au, PGE. Параллельно этому процессу сформировались значительные по мощности (до 1 км) углеродистые осадки продуктивной свиты. Изучение высокоуглеродистых тектонитов в зонах глубинных разломов Восточного Саяна [5], являющихся концентраторами значительных объемов Au, Ag и элементов PGE, наряду с исследованием углеродистых пород людиковия с возрастом 2000 млн. лет из Карелии, с аномально высокими концентрациями благородных и редких металлов, однозначно указывают на факт транзитного переноса рудных элементов углерод-содержащими восстановленными глубинными флюидами и последующего отложения вместе с самородными формами углерода в приповерхностных зонах. Для карельских рудоносных структур пульсационный прорыв плюмовых кварц-углеводородных флюидов в бассейны черносланцевой седиментации людиковия доказывается геофизическими данными, указывающими на стадийность проявлений термальных и гравитационных аномалий, связанных с воздымающимися флюидными колоннами.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 04-05-65154 и 04-05-64179) и научной школы № НШ-2305.2003.5.

Литература

1. **Скуфьин П.К., Пушкин Г.Ю.** Вулкано-тектоническая структура в центральной части Печенгско-Варзугского вулканического пояса (Кольский полуостров) // ДАН. 1986, т. 28,. N 6, с. 1461-1464.

2. **Баянова Т.Б., Чащин В.В.** Новые результаты радиологического датирования кислых метавулканитов кислогубской и сейдореченской свит // Материалы I Всероссийского палеовулканологического симпозиума. Петрозаводск, 2001, с. 16-17.

3. **Walker R., Morgan G.W., Hanski E.J., Smolkin W.F.** The role of the Re-Os system in the study of magmatic sulfide ores // Proceedings of Sudbury-Norilsk Symp., Ontario Geol. Survey, Spec. Publ. 1994, 5, p. 343-355.

4. **Балашов Ю.А**. // Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова. Петрология. 1996, т. 4, № 1, с. 3-25.

5. **Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В.** // Геология и геофизика. 1998, т. 39, № 5, с. 598-610.

Геология и рудоносность массивов базит-гипербазитов юго-востока Кольского полуострова

Р.М. Галимзянова

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, raisa@geoksc.apatity.ru

Раннепротерозойские базит-гипербазиты юго-востока Кольского полуострова (Терский блок) изучались с различной степенью детальности в 1950–1990-х годах в основном на Ni по аналогии с расслоенными интрузивами перидотит-пироксенит-габброноритов Имандра-Варзугского пояса сумийского возраста [3, 5]. В 2002-2003 годах по инициативе академика РАН Ф.П. Митрофанова силами ГИ КНЦ были проведены работы по изучению платиноносности ряда крупных массивов этой территории, геолого-петрографическая характеристика некоторых из них, в частности, интрузий района Пялочного озера и бассейна р. Усть-Пялка приводится в данной работе.

Пялочноозерский интрузив площадью 70 км^2 приурочен к области крайнего восточного фланга Имандра-Варзугского палеорифта и располагается в пределах структурного одноименного блока. Необходимо отметить низкую степень обнаженности района исследования в связи, с чем истинная морфология, размеры и контакты пород остаются детально не изученными. Согласно данным картировочного бурения СЗГТУ (Семенов и др., 1988ф), Пялочноозерский блок в структурном плане представляет собой ассиметричный тектонический фрагмент шириною от 1 км (запад) до 6 км (восток) и протяженностью 16 км, надвинутый с юга под углами 5-30° на гранат-биотитовые гнейсы позднего архея. Блок сложен двупироксеновыми кристаллосланцами (30-50% Pl_{66}, 15-40% Cpx_{27}, 5-10% $Opx_{36.9}$, Mgt, Ap), эндербитами (40-70% Pl_{30-64}, 15-50% Qtz, 1-10% $Opx_{48.3}$, 1-39% $Cpx_{36,8}$, Gr, Bt, Ap, Mgt, Zrn) и прорывающим их массивом габброидов раннего протерозоя. Весь этот комплекс претерпел повторные деформации сбросо-сдвигового характера, метаморфизм и внедрение даек плагиомикроклиновых гранитов предположительно Стрельнинского комплекса, Pb-Pb возраст которого, согласно данным [4], равен 1,78-1,83 млрд. лет.

Согласно геологическим и петрографическим наблюдениям интрузив и вмещающие его породы претерпели, по меньшей мере, три этапа метаморфизма в условиях гранулитовой, гранат-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Двупироксеновая ассоциация «Cpx_{24}+Opx+$Pl_{60,1}$±Gr», наиболее типичная для кристаллосланцев и эндербитов, в породах массива развита в межзерновом пространстве исходных деформированных волнистогаснущих зерен магматических минералов. Ассоциация минералов «алланит+скаполит+магнетит+гранат» преимущественно выполняет плоскости сколовых нарушений и отчасти развивается по массе пород. Пироксены и гранат ранних ассоциаций повсеместно замещаются поздней зеленой роговой обманкой и отчасти эпидотом.

В целом в разрезе Пялочноозерского интрузива преобладают породы габброидного ряда. Центральная и восточная его части сложены полевошпатовыми лерцолитами и оливиновыми вебстеритами (6–10 м); габброноритами (100 м) и габбро прикровлевой зоны (10 м) с ксенолитами кристаллосланцев. Западный фланг интрузии сложен гнейсоватыми гранатовыми амфиболитами по метагабброноритам. Элементы расслоенного строения в породах интрузии не выявлены.

Плагиолерцолиты пойкилитовой структуры состоят из 5–10% порфировидных (3 см) зерен $Opx_{20.8}$, заключенных в среднезернистый плагиоклаз-оливиновый матрикс: 75-80% Ol_{23}, 10-15% Pl_{44}, алюмошпинель (7,7% Cr_2O_3, 0,3% Ni, 1,8% Zn), плеонаст (0.4% Zn, 1,9% Cr_2O_3, 0,3% Ni) и пирротин (0,3% Ni). Оливиновые плагиовебстериты панидиоморфнозернистой структуры содержат 45-50% Opx_{21-25} (0,3% Cr_2O_3, 0,1% Ni), 35-40% $Cpx_{16.8-19.2}$ (0,4% Cr_2O_3), 5-10% Ol_{23} (0.3% Ni), 5-10% $Pl_{51,5-65,7}$, бурую роговую обманку (0,6% Cr_2O_3), ильменит и пирротин (0,3% Ni). Как видно из приведенного описания, пироксены и оливин ультрабазитов представлены содержащими Ni и Cr магнезиальными членами твердых растворов, что отражается также в геохимических характеристиках пород (0,01-0,3% NiO и 310-750 г/т Cr_2O_3). Бурая роговая обманка – гастингсит содержит 2,46% TiO_2. Кристаллохимическая его формула отвечает $Na_{1,03}Ca_{1,76}$ $(Mg_{3,45},Fe_{0,79})_{4,23}Ti_{0,27}$ $[Si_{6,22}Al_{2,2}O_{22}]$ (OH)O.

Габбронориты призматическизернистой с элементами микрогранобластовой структуры

состоят из 40-45% зерен лабрадора (54,3-61,6% An), равных количеств Opx_{32} и Cpx_{22}, апатита и кварца. В оливиновых разностях оливин нацело замещен амфиболом и магнетитом. Кварцевые габбро содержат 2-5% порфировидных вкраплений лабрадора (0,5-1см), 5-7% кварца, 25-30% клино-, 5-10% ортопироксена, 45-50% плагиоклаза.

Рудная минерализация в породах интрузива представлена вкраплениями преимущественно пирротина и Fe-Ti окисных минералов, количество которых возрастает до 5 % в контакте с ксенолитами пород рамы. Содержания платиновых металлов в породах интрузии не выявлены.

Лерцолит-вебстерит-габброноритовые массивы бассейна р. Усть-пялка размером 1,5х3 км в поперечнике расположены в 7-13 км южнее Пялочноозерского интрузива. Судя по данным дешифрирования, удлиненная ось интрузий ориентирована согласно направлению вмещающих их северо-западных и северо-восточных разрывов. Элементы внутренней дифференциации в разрезе интрузий обусловлены приуроченностью метаультрабазитов к нижней части, плагиовебстеритов и оливиновых меланократовых габброноритов – к прикровлевой.

Ультрабазиты с реликтами апопойкилитовой структурой содержат от 5 до 35 % серпентинизированного магнезиального оливина ($Ol_{12,5}$). Пироксены нацело замещены антофиллитом, хлоритом и карбонатом. Судя по характерным формам замещения соотношения оливина с орто- и клинопироксеном отвечали лерцолитам и вебстеритам. Ультраосновные породы содержат до 15 % вкраплений никельсодержащих хроммагнетита (9,5% Cr_2O_3, 0,5% NiO, 0,9% MgO, 0,3% V_2O_5) и ильменита (0,06% NiO, 0,25% Cr_2O_3, 4,5% MgO, 0,14% V_2O_5, 0,6% MnO).

Пойкилитовые плагиовебстериты и оливиновые мелагаббронориты в разрезе массивов постепенно переходят друг в друга благодаря переменным количествам (10-30%) основного плагиоклаза. Оливин (10-20%) в данных породах более железистый (36 мол.% Fa, 0,3% NiO, 0,3% Cr_2O_3), чем в метаультрабазитах. В плагиовебстеритах присутствует также 30-50% $Opx_{14,3\text{-}19.3}$ (0.7-0,9% Cr_2O_3), 15-25% $Cpx_{15,9\text{-}26}$ (0,3-1,3% Cr_2O_3) и 1-3 % биотита (f=34,4 мол.%, 6,1% TiO_2, 0.11% Cr_2O_3, 0.3% NiO). Оливиновые мелагаббронориты состоят из 25-30% Pl_{56}, 35-40% $Opx_{25.4}$ (0.13% Cr_2O_3), 15-22% $Cpx_{11.3}$ (1,1% Cr_2O_3), 10-25% $Ol_{31.9}$ (0,3% NiO) и 1-5% биотита (f=22.4 мол.%, 4.1% TiO_2, 0,3% Cr_2O_3). Породы содержат высокохромистый хромшпинелид (50,6% Cr_2O_3) преимущественно в виде микронных (менее 20 микрон) включений в ортопироксене, хроммагнетит (17,7% Cr_2O_3, 53,7% FeO) и преобладающий количественно (до 1%) ильменит (0,6% MnO, 0,2% NiO, 0,6% ZnO), что отразилось в повышенных содержаниях TiO_2 в породах.

Петрохимически (Табл.1) породы изученных массивов относятся к нормальному петрохимическому типу умеренной железистости (0,21-0,25) с повышенным коэффициентом пироксенового модуля K(hy) = 67,2-92,9 и Kalk, Cr_2O_3 (1%) и NiO (0,24%).

Подобные минералогические и петрохимические особенности типичны также для базит-гипербазитов Имандра-Варзугского комплекса одноименной структуры, а также Стрельнинского (Терский блок) и вочеламбинского (Мончегорский район) комплексов. Возраст оливиновых габброноритов с полигона Воче-Ламбина отвечает 2,49 млрд. лет [2].

Все вышеуказанное в совокупности позволяет нам характеризовать изученные интрузивы в качестве объектов, специализированных на Cr и Ni. Истинные перспективы массивов требуют изучения с помощью буровых работ.

Таблица 1. Химические составы основных типов пород изученных интрузий

	1/2, 1/3	1/8	2/5	2/11а-д	6/71-5а	6/71-3б
SiO_2	48.1-48,44	49.91	36.01-40.03	48.54-49.75	49.40	41.73
TiO_2	0.45-0.61	1.61	0.18-0.21	0.46-0.48	0.50	0.29
Al_2O_3	7.0-9.27	12.02	2.52-3.78	8.51-8.97	5.31	3.98
Fe_2O_3	1.96-2.99	4.47	5.65-9.11	2.00	2.47	5.76
FeO	7.75-9.23	11.06	1.96-4.28	8.39-11.48	8.15	6.29
MnO	0,17-0.18	0.24	0.11-0.17	0.18-0.20	0.18	0.17
MgO	17.39-20.6	5.0	29.32-32.09	18.09-20.14	20.18	27.37
CaO	4.94-7.73	9.31	1.12-1.88	6.9-7.8	9.63	4.76
Na_2O	0.99-1.19	2.17	0.023	1.1-1.2	0.44	0.44
K_2O	0.19-0.33	0.72	0,0	0.28	0.06	0.06
Cr_2O_3	0.3-0.39	0.013	0.81-0.96	0.35-0.4	0,18	0,069
H_2O-	0,65	0,49	0.48-3,28	0.2	0,53	1,51

					Продолжение табл.1.	
	1/2, 1/3	1/8	2/5	2/11а-д	6/71-5а	6/71-3б
H_2O++п.п.п.	2,3	1,81	9.3-11,89	0.63-0.92	1,92	4,82
P_2O_5	0,06	0,20	0.08	0.06-0.08	0,00	0,04
CO_2	0.6-1,13	0,42	1.41-2.94	0.1	0,97	2,34
S	0,01-0,18	0,05	0.01-0.05	0.01-0.06	0,08	0,06
F	90-270	240	70-590	90-120	250	240
Cl	40-190	70	100-630	60-190	90	500
сумма	99,54-99,8	99,6	99,65-99,97	99,61-99,71	100,12	99,96
Ni	0.06-0.08	0,01	0.16-0.18	0.07	0,06	0,18
Cu	0.02	0.022	0,01	0,01	0,01	0,01
Co	0.01	0,01	0.01-0.063	0.01	0,01	0,01
Rb	14	28	2,5-2,9	-	4	3,9
N-Pl	63-65	52	97	64	76	69
K-alk	0.21-0.53	0.55	-0.06-0.31	0.49-0.53	0.74	0.63
F(ok)	18.1-25.9	26.7	60.1-80.7	26.5-27.0	22.3	49.4
F#	0.21-0.25	0.63	0.14-0.17	0.22-0.24	0.22	0.18
K(hy)	67.24-92.9	43.83	94.5-100	70.12-74.89	59.77	71.14

Примечание: массивы бассейна р. Усть-Пялка: пробы №1/2, 1/8- пойкилитовый оливиновый мелагаббронорит, 2/5-серпентинит карбонатизированный по ультрабазиту, 2/11-пойкилитовый плагиовебстерит – оливиновый мелагаббронорит. Пялочноозерский интрузив: 6/71-5а – меланократовый троктолит, 6/71-3б – пироксенит. Петрохимические коэффициенты по [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН, контракты № 10002-251/ОНЗ-02/182-440/090703-1037 и № 10002-251/ОНЗ-2/182-440/150604-531, РФФИ проект № 03-05-64257 а.

Литература

1. **Дубровский М.И.** Комплексная классификация магматических горных пород. – Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002, 234 с.

2. **Кислицин Р.В., Балаганский В.В., Манттари И.** U-Pb возраст цирконов из габброноритов и габбро-анортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 2000, т.3, № 2, с.307-314.

3. **Митрофанов Ф.П**. (гл. ред.). Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000. Апатиты, 1996.

4. **Пушкарев Ю.Д.** Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л., 1990, 217 с.

5. **Чащин В.В.** Палеопротерозойский комплекс расслоенных интрузий Кольского полуострова и его металлогения // Геология рудных месторождений. 1999, т. 41, № 2, с. 131-142.

Локализация золота в породах северо-западной части зоны Колмозеро-Воронья

Н.Н. Галкин, Б.В. Гавриленко

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, galkin@geoksc.apatity.ru

Шовная зона Колмозеро-Воронья (ЗКВ) находится в северо-восточной части Балтийского щита на сочленении трех крупных доменов – Мурманского, Центрально-Кольского и Кейвского. Реализация рудного потенциала ЗКВ проходила со сменой сидерофильных элементов - Fe, Ni, Au, Ag (мантийный материал) сидерофильными и халькофильными - Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Bi (смесь мантийного и корового материала) и литофильными с примесью халькофильных - Li, Cs, Be, Ta, Nb, Cu, Bi (существенно коровый материал). ЗКВ имеет комплексную металлогеническую нагрузку с признаками энсиалических и энсиматических зон, близкую таковой архейских зеленокаменных поясов (Cu, Mo, Au, Ag, Li, Cs, Be) [4]. Сходное геодинамическое и металлогеническое развитие имели архейские комплексы зоны Донибрук-Бриджтаун (блок Йилгарн, Австралия) и зеленокаменного пояса Бэрд-Ривер (провинция Киватин, Канада).

Месторождения золота в коренных породах установлены в осевой части ЗКВ: Оленинское (Au, Ag, Pt) и Пеллапахк (Cu, Mo попутные Au и Ag). Наиболее благоприятны для локализации благороднометалльной минерализации следующие разновидности пород: гипербазиты, габбро-амфиболиты, кварцевые порфиры и метасоматиты по ним.

Вмещающие оруденение габбро-амфиболиты в результате прогрессивного метаморфизма, преобразованы в амфиболиты. Затем они испытали метасоматоз на регрессивном этапе метаморфизма и низкотемпературный гидротермальный метасоматоз, с которым связано формирование продуктивной Au - минерализации. На раннещелочной стадии регрессивного метаморфизма в габбро-амфиболитах формировались диопсидовые метасоматиты с перекристаллизацией роговой обманки, замещением ильменита и титаномагнетита титанитом. Позже имели место эпидотизация и карбонатизация с локальным развитием пирротиновой минерализации. Процесс характеризуется привносом H_2CO_3, Ca, S. Далее происходило интенсивное выщелачивание и окварцевание пород с привносом S, As, Sb, Pb, Zn, Ag, Cu, Au. Интенсивность химических преобразований пород очень неоднородна. По гипербазитам развиты хлорит-актинолитовые метасоматиты, в которых отмечены повышенные содержания Au. В карбонатизированных и оталькованных разновидностях резко увеличена концентрация Au, в меньшей степени – Cu, Ni, Cr, Co (рис. 1). Все измененные породы содержат сульфидную минерализацию, наиболее сульфидизированы окварцованные породы.

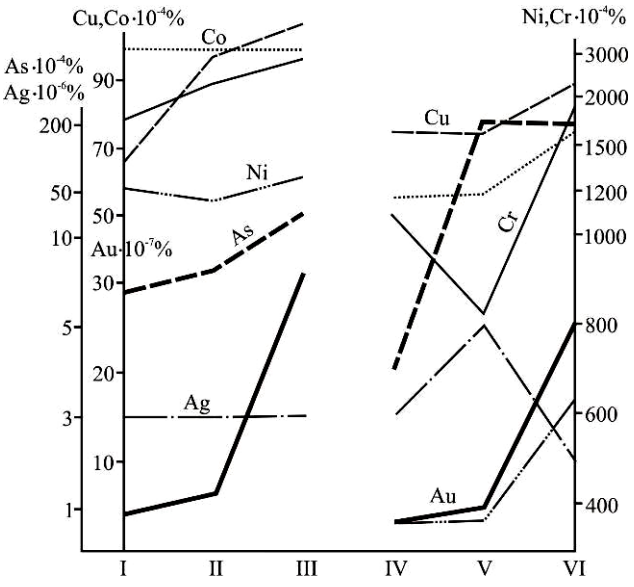


Рис. 1. Изменение среднего содержания золота и рудогенных элементов в интрузивных породах основного-ультраосновного состава ЗКВ

I - серпентизированные перидотиты;
II - хлоритизированные серпентиниты;
III - карбонат-тальковые апосерпентиниты с сульфидной минерализацией;
IV - слабо актинолитизированные пироксениты;
V - хлорит-актинолитовые апопироксениты;
VI - карбонат-хлорит-актинолитовые апопироксениты с эпидотом и сульфидной минерализацией.

Среди метасоматических процессов, наложенных на габбро-амфиболиты, которые проявлены интенсивно на изученном участке, выделяются: окварцевание, биотитизация, эпидотизация, диопсидизация, турмалинизация и др. Отметим, что окварцевание не было одноактным процессом, а проявлялось на разных этапах метасоматоза, начиная от раннещелочной стадии и до завершения формирования околожильных метасоматитов. Одна из наиболее ранних генераций кварца, вероятно, связана с

переотложением избыточного кремнезема из поствулканических растворов до стадии регионального метаморфизма. Более поздний кварц замещает роговую обманку и плагиоклаз, образуя в породе гломеробластовые скопления, а также линзовидные обособления, согласные и секущие прожилки с альбитом и сульфидами. Количество кварца в окварцованных плагио-амфиболитах достигает 30 %. Максимальная концентрация Au и элементов-спутников отмечена на контакте габбро-амфиболитов с мусковит-кварцевыми метасоматитами [5]. Здесь отмечается возрастание степени окварцевания пород вплоть до образования маломощных кварцевых жил. Концентрация Au достигает 40 г/т, в среднем 3.7 г/т.

Наиболее высокие концентрации золота (в среднем Au 50 г/т) отмечены в диопсидовых метасоматитах по габбро-амфиболитам (рис. 2). Образование диопсидовых метасоматитов происходило параллельно с наиболее ранним этапом окварцевания. По наблюдениям авторов, диопсид является одним из наиболее ранних наложенных минералов и замещает роговую обманку. В породах основного состава с процессами метасоматической переработки связано появление моноклинного пироксена ряда диопсид-геденбергит. Метасоматиты образуют в габбро-амфиболитах систему параллельных или ветвящихся прожилков, линзовидных тел, неправильных по форме выделений, размер которых варьирует от нескольких до 35-40 см, а общая ширина зон их развития колеблется от 20 до 300 м. По простиранию зоны прослеживаются от первых сотен метров до 10 км, причем степень насыщенности пород диопсидовыми прожилками весьма непостоянна. Образование диопсидовых метасоматитов сопровождается привносом Ca и Mg, инертно ведет себя Si, выносится Na. Диопсидовые метасоматиты пространственно отделены от зон кислотного выщелачивания, что связано с высокой подвижностью Ca по сравнению с Fe и Mg [1].

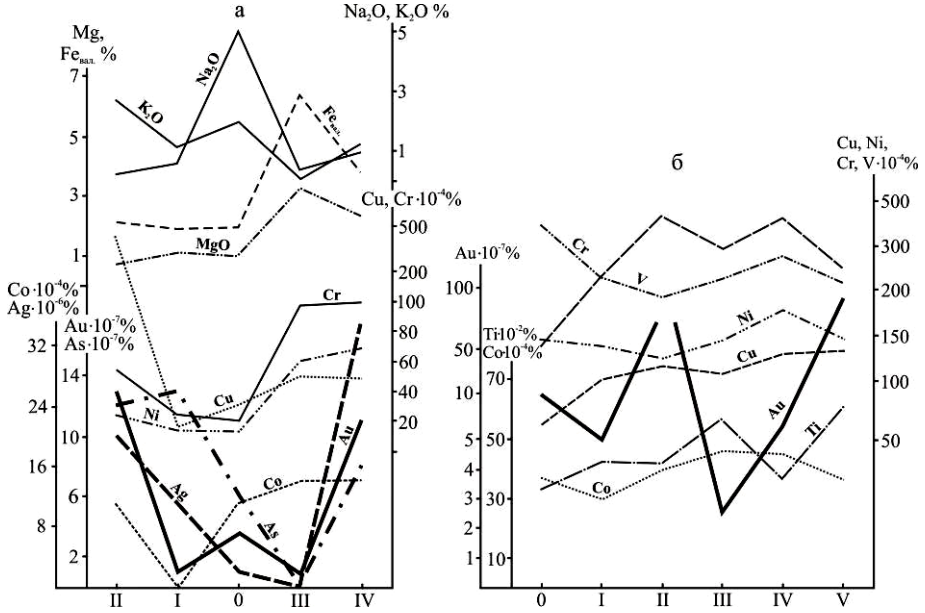


Рис. 2. Изменение среднего содержания золота, петрогенных и рудогенных элементов в кварцевых порфирах (а) и метагаббро-диабазах (б) ЗКВ

а: *0 - неизмененные кварцевые порфиры; I - кварц-андалузит-мусковитовые метасоматиты; II - то же с сульфидной минерализацией; III - гранат-антофиллит-кордиеритовые метасоматиты; IV - то же с сульфидной минерализацией.*

б: *I - неизмененные метагаббро-диабазы; II - диопсидовые метасоматиты; III - биотитовые метасоматиты; IV - диопсид-биотитовые метасоматиты с сульфидной минерализацией; V - гидротермально-измененные метагаббро-диабазы; 0 - диопсид-биотитовые метасоматиты с сульфидной минерализацией на контакте с гранит-пегматитами.*

Благоприятными для локализации золота являются также кианит-мусковит-кварцевые сланцы, которые отнесены к метаморфизованным в амфиболитовой фации вторичным кварцитам [2, 3]. В процессе образования кианит-мусковит-кварцевых сланцев инертен Si, выносятся Mn, Mg, Ca, а также Na и Al. Уровень содержания K существенно не меняется, возрастает содержание Ti, S и целого ряда малых и редких элементов (Pb, Cu, Zn, Ag, Au).

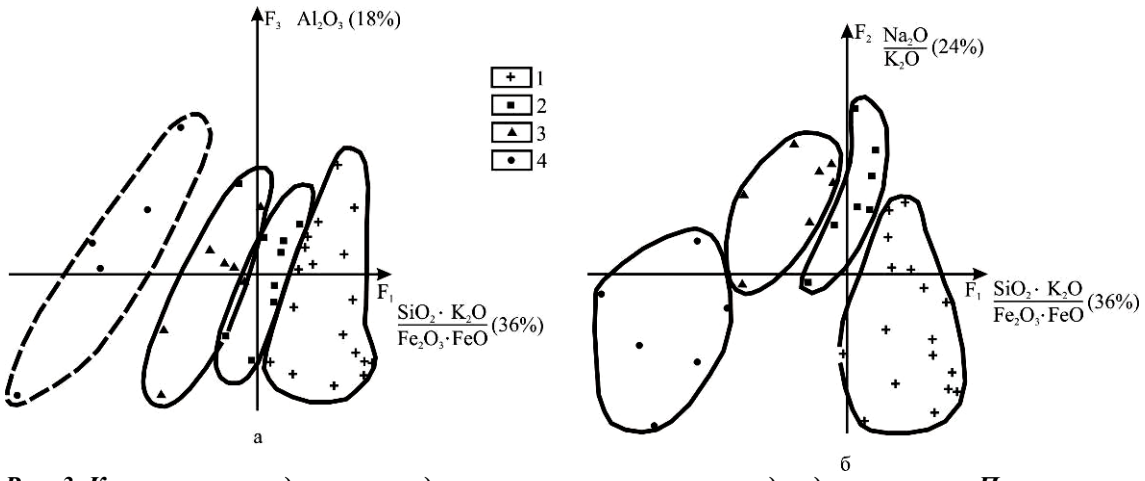


Рис. 3. Компонентные диаграммы для метасоматических пород рудопроявления Пеллапахк по петрогенным элементам

1 - гранит-порфиры и развитые по ним метасоматиты "чистой линии", представленные существенно андалузит-мусковит-кварцевыми разновидностями; 2 - биотит-мусковитовые метасоматиты; 3 – биотитовые (иногда амфиболсодержащие) метасоматиты, развитые в зоне контакта гранит-порфиров и интрузий базит-ультрабазитового состава; 4 - сланцы червуртской свиты

По петрогенным элементам контрастно выделяются 4 группы пород: гранит-порфиры и метасоматиты чистой линии по ним, представленные кварц-мусковитовыми и андалузит (± кианит)-мусковит-кварцевыми породами; биотит-мусковитовые метасоматиты как более железистые разновидности переработки гранит-порфиров; существенно биотитовые метасоматиты, развитые на контакте с телами базит-ультрабазитов (приконтактовые метасоматиты реакционного типа); сланцы червуртской свиты, включая и их метасоматически измененные разности с гранатом, кордиеритом, мусковитом на контакте с породами первых двух групп. Химической особенностью преобразования гранит-порфиров при кислотном выщелачивании является высокая подвижность CaO относительно MgO и сравнительно инертное поведение FeO. Одновременно происходил относительный рост K_2O за счет выноса Na_2O. Глиноземистость всех выделенных групп пород близка, но сланцы червуртской свиты и метасоматиты по ним характеризуются максимальной общей железистостью (рис. 3).

В сланцах отмечаются повышенные концентрации большинства халькофильных элементов, в том числе Au - 13 мг/т, при среднем содержании 3.7 мг/т. Полученные результаты по содержанию Au в этих образованиях из керна скважин показали более высокую концентрацию золота – 0.12 г/т (рис. 2).

Работа выполнена при поддержке научной школы (грант НШ № 2305.2003.5) и госконтракта № 10002-251/ОНЗ-2/182-440/150604-531.

Литература

1. **Белолипецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И.** Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987, 115 с.

2. **Болотов В.И., Гавриленко Б.В., Белолипецкий А.П.** Сульфидная минерализация и особенности химизма кианит-мусковит-кварцевых сланцев зоны Колмозеро-Воронья / Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып 9, Л.: Наука, 1972, с.148-156.

3. **Гавриленко Б.В.** Минералогические аспекты распределения золота в метаморфических и метасоматических образованиях / Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1981, с. 95-109.

4. **Гавриленко Б.В., Никитин И.В., Зозуля Д.Р.** и др. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья, Кольский регион // Вестник МГТУ. 2002, т. 5, № 1, с. 43-60.

5. **Галкин Н.Н.** Минералого-геохимическая характеристика Оленинского золоторудного проявления, архейская зона Колмозеро-Воронья / Геология и геоэкология: исследования молодых, 2002. Т. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2002, с. 33-39.

Вулкано-плутонизм и рудоносность раннего протерозоя Карелии

А.И. Голубев

Петрозаводск, Институт геологии Кар НЦ РАН, golubev@krc.karelia.ru

Роль вулканизма в формировании земной коры и процессах рудогенеза общеизвестна и на протяжении последних 50 лет неоднократно обсуждается на различного ранга симпозиумах, совещаниях, конгрессах. Проблема эволюции вулканизма ранних этапов развития Земли являлась и продолжает оставаться актуальной в связи с меняющимися взглядами на тектонические и геодинамические модели эволюции докембрийской литосферы. Фенноскандинавский щит является признанной стратотипической областью изучения докембрия континентов, а Карельский регион уникальным полигоном для изучения взаимосвязей вулканоплутонизма и осадочного породо- и рудогенеза в различных палеогеографических и палеофациальных условиях их образования.

После кратонизации и консолидации архейской коры к началу раннего протерозоя сформировалась Карельская протоплатформа. Ее эволюция охватывает длительный временной интервал почти в 2 млрд. лет. В течение этой эпохи отмечаются неоднократные грандиозные проявления вулкано-плутонизма, которые объединяются в два этапа: раннепротерозойский (2,5-1,65 млрд. лет) и позднепротерозойско-фанерозойский (1,65-0,5 млрд. лет). Одной из особенностей геологической эволюции Фенноскандинавского щита является мощное проявление раннепротерозойского вулкано-плутонизма формационная и металлогеническая специфика которого определяются субплатформенным типом тектоно-магматических процессов, а ведущим фактором эволюции является континентальный рифтогенез и мантийные плюмы. В настоящее время наибольший интерес вызывают вулкано-плутонические комплексы раннего протерозоя в связи с обнаружением в них промышленно значимых концентраций благородных металлов и в первую очередь элементов платиновой группы. При этом четко выделяются два этапа; сумийско-сариолийский и ятулийско-людиковийский.

Сумийско-сариолийский этап (2,5-2,3 млрд. лет) характеризуется контрастным проявлением вулканизма от риолитового до коматиит-базальтового, а также внедрением крупных расслоенных массивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. В начальный (сумийский) этап на рубеже 2,45 млрд. лет с заложением Лапландско-Карельской рифтогенной зоны и сопряженных с ней разломов в более консолидированной пририфтовой раме формируются расслоенные интрузии (Кивакка, Луккулайсваара, Ципринга и др.) субширотного пояса Койлисмаа-Оланга-Ковдозеро и северо-восточного Бураковско-Монастырского (крупнейший в России Бураковский плутон), а также дайковые поля Ондозерского, Кивач-Сямозерского, Пяозерского и Вокнаволокского блоков. Родоначальный состав магмы полнодифференцированных плутонов (по среднеобъемным расчетам) соответствует коматиитовому базальту. При общем формационном геолого-петрологическом, минералогическом и геохимическом единстве каждая из интрузий в то же время индивидуальна по внутреннему строению, направлению дифференциации, реализации процессов рудообразования и типу рудных ассоциаций.

Высокие содержания MgO, Cr, Ni в этих породах дали основание для выделения на Балтийском щите раннепротерозойской провинции бонинитоподобных пород, однако необычный геохимический облик сумийских высокомагнезиальных андезитов резко отличает их от пород фанерозойской марианит-бонинитовой ассоциации. Сумийские вулканиты обогащены LILE и LREE и имеют сильно фракционированный их состав ((Ce/Yb)n=8.5 (La/Sm)n=2.9). Спайдер-спектр редких элементов характеризуется резко выраженными отрицательными аномалиями Ti, Ta, Nb и положительными Th, U, Pb. Породы не имеют аналогов в фанерозое и представляют собой такой же феномен раннего докембрия, как и коматииты, с которыми они тесно ассоциированы в некоторых зеленокаменных поясах. Усвоение высокотемпературными ультрабазитовыми магмами значительного количества вещества архейской коры было важным фактором петрогенеза сумийского вулканического комплекса, как это было показано для Ветреного пояса. Возможно, что одним из выражений этих ассимиляционных процессов явилась гибридизация мантийных и коровых магм.

Для перидотит-габброноритовых комплексов характерна рудно-геохимическая специализация на Cr, Cu, Co. Ni, Fe, Ti, V, ЭПГ представлена классическим набор магматогенных рудных месторождений никеля, хрома, платины и др. Расслоенные массивы по главным формационным

признакам подобны Бушвельдской и Стиллуотерской интрузиям. С ними связаны ведущие типы платинометалльных рудных формаций: 1) платино-палладиевый малосульфидный тип – стратиформные горизонты в зонах наибольшей контрастной расслоенности; 2) платино-палладиевый сульфидный Cu-Ni в обогащенных сульфидами краевых и центральных зонах интрузии; 3) Os-Ru-Ir-окисный в рудных хромитовых горизонтах; 4) палладиевый сульфидный с золотом в зонах гидротермально-метасоматической переработки пород. В пририфтовых зонах формируются депрессионные впадины, выполненные вулкано-плутоническими ассоциациями кислого и основного состава. Рудно-геохимическая специализация их Au, Mo, U и полиметаллы.

Ятулийско-людиковийский этап (2.3-1,9 млрд. лет) характеризуется широким проявлением прототрапповых излияний толеит-базальтового и пикрит-базальтового состава, сопровождающихся комагматичными силлами и дайками габбро, габбро-долеритов и перидотитов. Трещинные излияния лав в ятулийское время охватили огромную территорию в пределах Фенноскандинавского щита и образовали обширное лавовое плато, аналогичное фанерозойским трапповым комплексам. Базальты нижнего и среднего ятулия ассоциированы с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми гравелитами и песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, образуют серию потоков общей мощностью до 300 м, а верхнеятулийские базальты с породами гематит-глинисто-доломитовой формации. Важно подчеркнуть, что магмапродуктивность ятулийского этапа имеет устойчивый характер при очень близких интервалах формирования лавовых покровов. Это весьма присуще современным платобазальтам и контрастирует с вулканизмом континентальных рифтов. Вероятнее всего магматизм этого этапа не был обусловлен процессами растяжения литосферы, а происходил в условиях предрифтового геодинамического режима при зарождении и воздымании мощного мантийного плюма.

Людиковийский магматизм (заонежский и суйсарский комплексы) характеризуется распространением и отчетливой приуроченностью к зонам глубинных разломов. Пространственно сближенные вулканы центрального типа, образующие линейные зоны, мелководный характер бассейнов осадконакопления (среди осадков доминируют углеродсодержащие черные сланцы) и геохимические особенности продуктов магматизма указывают па внутриконтинентальный рифтогенный режим этого периода.

Устойчивый тип распределения редких земель в ятулийских базальтах и долеритах, а также дифференцированных породах суйсарского комплекса позволяет использовать данные редкоземельной геохимии для оценки источников и условий магмогенерации. Фракционированный характер редких земель в раннеятулийских базальтах указывает на присутствие граната в источнике и относительно низкую степень плавления мантийного перидотита. Породы среднего и позднего ятулия содержат менее фракционированные редкие земли, что можно объяснить истощением того же источника LREE и другими несовместимыми элементами и/или высокой степенью плавления. С другой стороны, уменьшение отношений LREE/HREE вверх по разрезу ятулийского комплекса могло быть также связано с подъемом уровня магмогенерации до глубин, на которых гранат становится нестабильным. Низкие значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ и высокие I_{Sr} в ятулийских базальтах, являются результатом плюм-литосферного взаимодействия, включающего коровую контаминацию, что подтверждается также концентрациями некоторых LIL-элементов и высокими отношениями Th/Yd сравнительно с Ta/Yd в этих породах.

В отличие от ятулийских вулканитов, которые имеют устойчивые геохимические характеристики во всех изученных разрезах Карелии, лавы заонежского горизонта обнаруживают отчетливые латеральные различия. В Центральной Карелии, в стратотипическом разрезе Онежской мульды, они близки к породам среднего и верхнего ятулия ((Ce/Yb)n=2.15 (La/Sm)n=1.70). В вулканогенных зонах, примыкающих к свекофеннидам (Малое Янисьярви, Ковадьярви, Питкяранта, Кирьяволахти), они приобретают более примитивный состав, характеризуясь, в некоторых случаях, значениями отношений (Ce/Yb)n <1 . Породы суйсарского вулканического комплекса, в том числе пикриты, значительно обогащены наиболее несовместимыми элементами и характеризуются высокими устойчивыми отношениями (Ce/Yb)n и (La/Sm)n.

Геохимические данные подтверждают и высказанное ранее предположение о том, что высокомагнезиальная первичная магма суйсарского комплекса людиковия была образована на глубине около 150 км из обогащенного несовместимыми элементами источника с гранатом в качестве реститовой фазы Установленные в суйсарских пикритах отношения (Ce/Yb)n и (La/Sm)n соответствуют 10-20% плавлению гранатового перидотита с удвоенным хондритовым содержанием редких земель. Родоначальная магма суйсарского вулканического комплекса была генери-

рована из астеносферной верхней мантии с хондритовым первичным отношением $^{143}Nd/^{144}Nd$ и не испытала коровой контаминации. Приведенные выше данные свидетельствуют о существенном различии в характере и условиях магматических процессов в ятулии и людиковии, что обусловлено, прежде всего, типами геодинамических режимов.

Петрологические и металлогенические особенности вулкано-плутонических комплексов объясняются кристаллизационной дифференциацией и флюидно-магматическим расщеплением (ликвацией) родоначального и исходного магматических расплавов на разных этапах магматических циклов. При этом важную роль в петрогенезисе вулкано-плутонических серий играл флюидный режим. Металлогеническая специализация ятулийского комплекса представлена рудопроявлениями меди различных генетических типов и титаномагнетитовыми месторождениями с сопутствующим благороднометалльным оруденением. Среди многочисленных проявлении меди наибольший интерес представляют медистые песчаники, медьсодержащие базальты и габбро-долериты, рудная минерализация которых образована за счет потенциальной меденосности базальтовой магмы, в результате гидротермальной и фумарольно-сольфатарной деятельности. Наиболее перспективными являются контрастно дифференцированные интрузии габбро-долеритов, с которыми связан платино-палладиевый сульфидно-окисный тип в титаномагнетитовых рудах месторождений Пудожгора и Койкары-Святнаволок. В результате ликвационной дифференциации произошло расщепление расплава на составляющие: силикатную, соответствующую диоритовой зоне, и более основную рудносиликатную, приуроченную к рудному горизонту с концентрацией в последнем Fe, Ti, V, Co, Ni, Au, Pt, Pd, Cu. Благородные элементы (Pt, Pd, Au) сконцентрированы в рудном горизонте, где обогащают слой мощностью 2,5-7,4 м, приуроченный к густовкрапленным рудам, характеризующиеся максимальной железистостью. Благороднометалльное оруденение локализовано в подошве ореала Cu, приурочено к борнит-халькопиритовой ассоциации и представлено котульскитом, меренскитом, сопчеитом, кейконнитом, сперрилитом и электрумом.

Формирование углеродсодержащих пород происходило в бассейнах глинисто-карбонатного осадконакопления в условиях с резко восстановительной средой и мощном подводном вулканизме, который поставлял разнообразные продукты извержения, что и обеспечивало не только широкий спектр пород, но и их геохимическую и металлогеническую специализацию. Роль углеродистого вещества как сорбента рудогенных элементов общеизвестна. Не исключюючением являются и углеродсодержащие породы Карелии, в которых установлен стратиформный тип сульфидного оруденения. Выделяются рудоносные туффиты с конкреционными формами выделения сульфидов и несущие повышенные концентрации V, Cu, Аи, Ag. Pb, Zn, Ti, Mo, Sc, Pt, Pd и др. Геохимическая и металлогеническая специализация стратиформного колчеданного оруденения определяется геодинамическими особенностями развития бассейнов, составом синхронного вулканизма и масштабами проявления гидротермальных процессов. Источником рудного вещества в углеродсодержащих породах являются вулканические эманации. На фациальных профилях среди субмаринных отложений областей подводного вулканизма четко оконтуриваются зоны фумарольно-гидросольфатарной деятельности, к которым и приурочены сульфидоносные горизонты. Кроме того, устанавливается достаточно устойчивая ассоциация: сульфидная руда -терригенно-хемогенные алюмокремнистые породы - углеродсодержащие сланцы, где последние выступают как индикаторы геохимических обстановок рудоотложения. Основная масса сульфидов отлагается на границе сред, где окислительная обстановка сменяется восстановительной. Сульфидные горизонты, вовлеченные в последующие многостадийные процессы, связанные с деформациями и метасоматозом, привели к переконцентрированию редких и благороднометалльных элементов и переотложению их в виде богатых комплексных U-Cu-Mo-V руд (Падминский тип).

Пространственно основные рудогенерирующие структуры приурочены к узлам пересечения глубинных разломов различного ранга, сопровождаются основным и ультраосновным вулкано-плутонизмом, формированием высокоуглеродистых вулканогенно-осадочных комплексов и активным проявлением флюидных потоков – H_2, CH_4, CO_2, H_2S и др.. На территории Карелии такими структурами являются Пана-Куолаярвинская, Онежская, Ветренного пояса и Северного Приладожья.

Особенности состава слюд как показатель эволюции флюидного режима формирования малосульфидного типа оруденения в интрузивах норильского типа

М.П. Гора

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

Промышленные концентрации платиновых металлов в норильских месторождениях лока-лизованы в сульфидных медно-никелевых рудах, приуроченных к приподошвенным частям интрузивов. Вместе с тем в 80-е годы был открыт новый для норильских массивов тип плати-нометаллного оруденения – малосульфидный.

В разрезах норильских интрузий малосульфидные платиноносные горизонты располага-ются в верхних эндоконтактовых зонах. По данным С.Ф.Служеникина [3], фактически для всех пород верхнего эндоконтакта отмечается содержание платиновых металлов 0,3-2 г/т. На этом фоне выделяются горизонты, где концентрация ЭПГ составляет 5-20 и достигает 60 г/т при содержании цветных металлов обычно не более 0,2%. При пересчете на сульфидную массу относительные концентрации ЭПГ в этих участках на порядок и более превышает их концентрации в массивных пирротиновых рудах.

В строении верхних эндоконтактовых зон участвуют породы пестрого петрографического состава, неоднородные по текстурам и структурам - эруптивные брекчии, безоливиновые, оливинсодержащие и оливиновые габбродолериты, габбро-диориты, лейкократовые габброиды, представленные лейкогаббро и такситовым хромитоносным габбро. Гораздо меньшим развитием пользуются породы обогащенные оливином, которые по составу подобны пикритовым и такситовым габбродолеритам нижних дифференциатов интрузивов. Лейкогаббро является главной разновидностью пород верхней эндоконтактовой зоны. Часто лейкогаббро имеет атакситовую текстуру, обусловленную неравномерной зернистостью и пятнистым распределением минералов. Особенностью верхних эндоконтактовых зон норильских интрузий является обогащение их хромом. Содержание хрома достигает 6%. Проявляется обогащение хромом неравномерно в виде скоплений мелких октаэдрических или округлых зерен хромшпинелида.

Характерным признаком такситовых габброидов с малосульфидным платиновым оруде-нением является наличие миндалин округлой или неправильной формы величиной от мил-лиметра до 2-3 см, выполненных амфиболами, слюдами, пренитом, хлоритом, ангидритом, карбонатами, апатитом, цеолитами, кварцем. В этих минералах отмечаются повышенные содержания хрома и хлора. Нередко в центральных частях миндалин наблюдаются выделения сульфидов. В породах верхних эндоконтактовых зон проявляются процессы преобразования первичных силикатов: развитие соссюрита и пренита по плагиоклазу, амфибола по пироксену, боулингита по оливину.

Петрографические и минералогические данные позволяют сделать вывод о значительной роли флюидов в образовании малосульфидного платинового оруденения. О флюидном режиме можно судить по распространенности и составу летучесодержащих минералов в интрузивных породах.

В работах Служеникина С.Ф. [3] в малосульфидных платиновых рудах содержание хлора в амфиболе составляет 0,16 мас.%, а в биотите достигает 0,97 мас.%. По данным Рябова В.В. [1, 2], в верхних эндоконтактовых зонах норильских интрузий содержание фтора и хлора, соответ-ственно, в амфиболе достигает 1,13 и 0,26 мас.%, в апатите – 5 и 3,9 мас.%.

Проследить изменение состава слюд по разрезу интрузий норильского типа можно на примере Верхнеталнахского интрузива по скв. КЗ-184. Снизу вверх происходит смена пород от пикритовых через оливиновые и оливинсодержащие габбродолериты к метадиоритам и при этом закономерно увеличивается железистость пород и слагающих их минералов (рис.1). Слюды встречаются в виде мелких чешуек в базисе породы и в виде каемок, обрастающих каплевидные обособления оксидных минералов – титаномагнетита и ильменита. В слюдах из основной массы породы снизу вверх по разрезу прослеживается увеличение железистости и уменьшение содержаний титана и алюминия. Биотит из срастания с титаномагнетитом заметно отличается по составу от флогопитов из базиса

породы, но близок к слюде из метадиоритов – пород верхней эндоконтактовой зоны. Они содержат больше железа и хлора и меньше титана, алюминия, магния и фтора, чем минералы из основной массы породы.

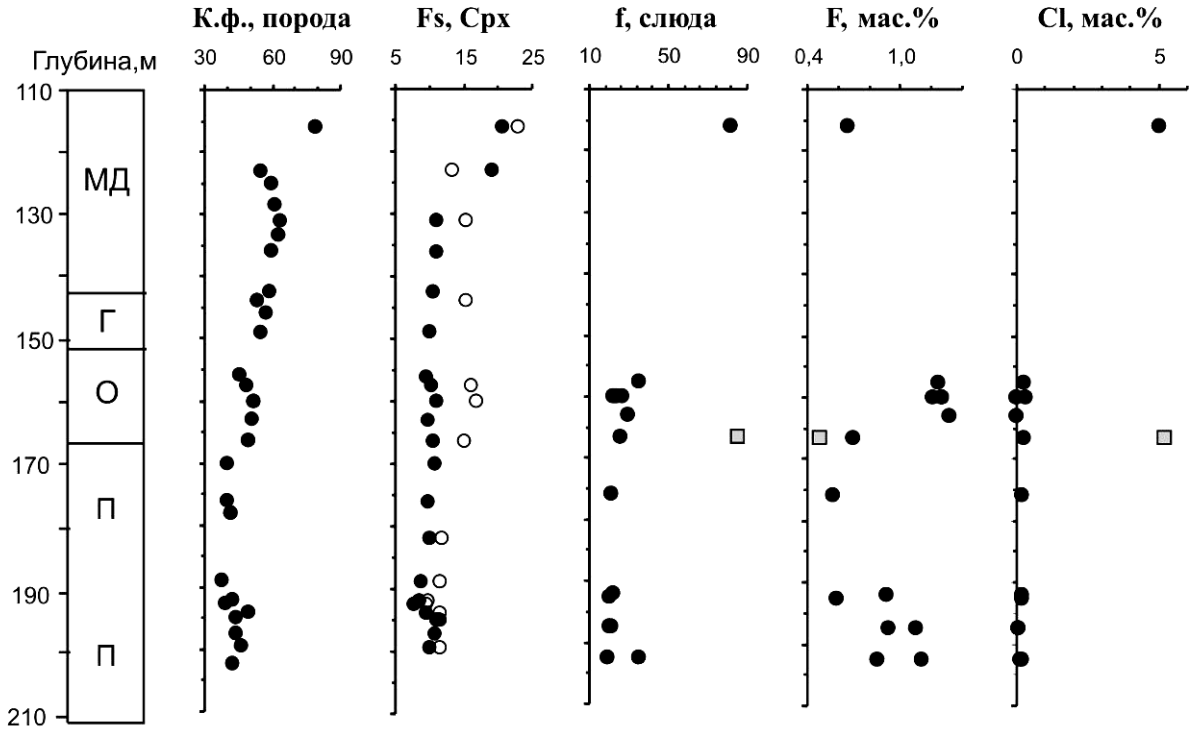


Рис.1. Изменение состава пород и минералов по разрезу Верхнеталнахского интрузива, скв. КЗ-184

Для пироксенов: залитые кружки – центр, не залитые – край. Для слюд: кружки – слюды из основной массы породы, квадратики – срастания с окиснорудными минералами.

Изучение состава слюд из габбродолеритов норильских интрузивов показало, что в породах расслоенной серии состав слюд довольно постоянный (FeO 7,46-15,14, MgO 14,23-21,89 мас.%) с закономерным увеличением железистости снизу вверх по разрезу интрузивов. Содержание фтора изменяется от 0,32 до 2,13 мас.% и максимально в такситовых габбродолеритах из нижней эндоконтактовой зоны интрузива Норильск-1. Количество хлора в слюдах варьирует от 0,002 до 0,53 мас.% и наибольшее значение наблюдается в оливиновых габбродолеритах.

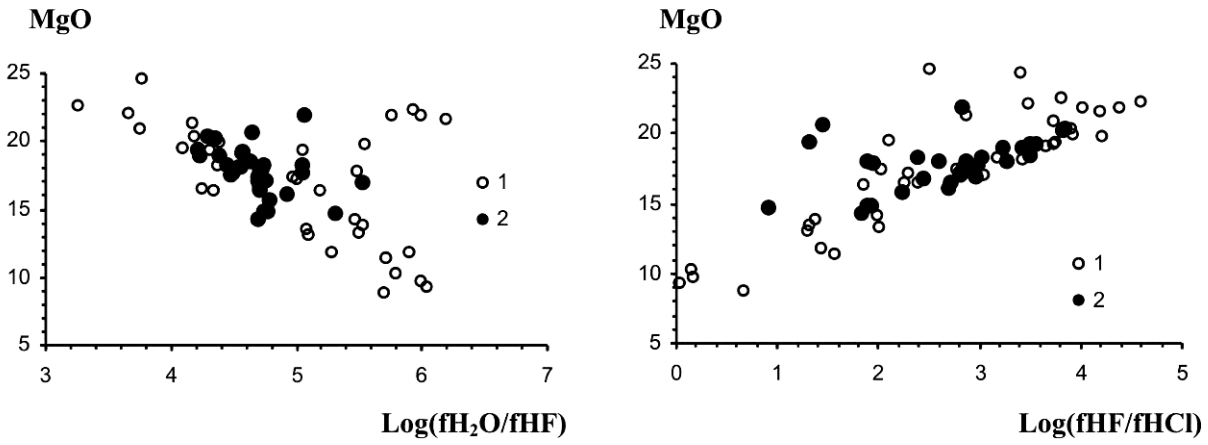


Рис.2. Соотношение состава слюд с параметрами сосуществующего с ними флюида

Слюды из Pt-малосульфидных руд значительно варьируют по составу (TiO_2 0,13-10,38, FeO 1,04-29,19, MgO 8,76-24,55, Cr_2O_3 0-1,1, F 0,07-5,23, Cl 0,04-3,34 мас.%). В них установлена положительная корреляция между парами MgO-F (рис.2) и FeO-Cl и отрицательная MgO-Cl и FeO-F. Кроме того, в слюдах из верхних эндоконтактовых зон норильских интрузивов различаются две группы одна – высокожелезистые слюды с повышенным содержанием хлора, вторая – маложелезистые и бедные хлором, но с повышенным количеством фтора.

Залитые кружки – слюды из пород расслоенной серии интрузивов норильского типа, не залитые – из верхних эндоконтактовых зон

Соотношение доли F, Cl и OH в слюдах позволяет оценить относительную активность HF, HCl и H_2O во флюиде, сосуществующем с этими слюдами. Устанавливается тенденция повышения роли хлора в магматогенном флюиде в ходе дифференциации магматического расплава. Распределение компонентов в слюдах позволяет предполагать, что при переходе к Pt-малосульфидным рудам в составе флюида происходило увеличение доли галогенов относительно других летучих.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта 6.2.2 СО РАН, программа "Генетические особенности и условия образования крупных и сверхкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного освоения" РАН.

Литература

1. **Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Магматические образования Норильского района. Т. 2. Петрология траппов. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2001, 408 с.

2. **Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Магматические образования Норильского района. Т. 2. Атлас магматических пород. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2001, 600 с.

3. **Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др.** Малосульфидное вкрапленное оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994, т. 46, № 3, с.195-217.

Структурно-вещественная самоорганизация Хибинского массива

П.М. Горяинов*, Г.Ю. Иванюк*, Н.Г. Коноплева**, Я.А. Пахомовский*, В.Н. Яковенчук*

* Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, pgor@geoksc.apatity.ru
** Апатиты, ЗАО «Минералы Лапландии»

Самый крупный в мире Хибинский щелочной массив расположен в центральной части Кольского полуострова на контакте архейских гранитогнейсов Кольского блока и протерозойского вулканогенно-осадочного комплекса Имандра-Варзуга. Главными породами массива являются фойяиты, слагающие более 70% его объема. Тело фойяитов разделено на две приблизительно равные по объему части Главной кольцевой зоной мельтейгит-уртитов и апатито-нефелиновых пород мощностью от 50–500 м на севере до 1500–2000 м на юго-западе. Главное кольцо почти на всем своем протяжении имеет симметрично-зональное строение: фойяиты – рисчорриты – фоидолиты – апатито-нефелиновые породы – фоидолиты – рисчорриты – фойяиты (рис. 1). Такая зональность массива подчеркивается наличием между рисчорритами и фойяитами почти непрерывного кольца альбититов и ороговикованных ксенолитов вулканогенно-осадочных пород, а также приуроченностью более поздних даек щелочных и щелочно-ультраосновных пород, трубок взрыва, пегматитовых и гидротермальных жил к Главному кольцу. Во внешней части тела фойяитов, кроме того, проявлена еще одна, Малая, полукольцевая зона (до 500 м мощностью) ороговикованных вулканогенно-осадочных пород и фоидолитов.

Для выявления скрытой вещественной зональности фойяитов нами было проведено их опробование с интервалом 500 м по профилю от ж/д станция Хибины (точка А на рис. 1) до г. Рыпнецк в центре массива (точка В на рис. 1). Для каждой пробы определен валовый химический состав, содержание микропримесей Li, Cs, Rb, Zn, REE и др., проведен микрозондовый анализ породообразующих и акцессорных минералов. Эти исследования показали полное отсутствие каких-либо оснований для разделения массива фойяитов на две или три разновозрастные интрузии. Как химический состав пород, так и состав породообразующих минералов изменяются вдоль указанного профиля постепенно, причем лишь для Al (↑), K (↑), Li (↓), Fe3+ (↓), Mn (↓), S (↑), Cl (↑), Sr (↓) и C (↓) характерны более или менее выраженные тренды изменения от краевой зоны массива к центру. В петрографическом составе пород это отражено в плавной смене пироксеновых парагенезисов на биотитовые, последовательном возрастании содержания K-Na полевого шпата и содалита. Изменение концентраций всех прочих компонентов характеризуется параболическими кривыми, симметричными относительно Главного кольца. Вблизи последнего в составе фойяитов возрастает содержание Ti, Fe^{2+}, Mg, Ca, Na, P, REE и F за счет, в первую очередь, Si. В минеральном составе породы это выражается, главным образом, в возрастании содержания эгирин-диопсида, фторапатита и титанита. В целом же, большинство компонентов ведут себя по профилю когерентно, так что уже первая компонента F_1, полученная при многомерном статистическом анализе наших данных, включает в себя 11 переменных с факторными нагрузками более 50% из 14 анализировавшихся и учитывает 45% изменчивости данных:

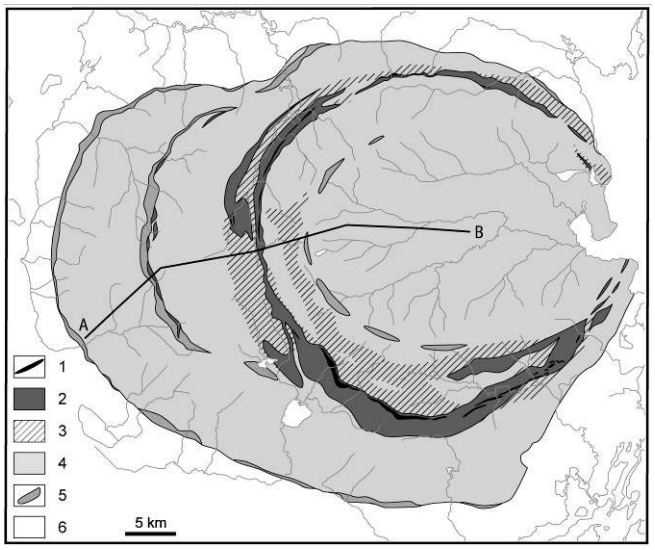


Рис. 1. Схема геологического строения Хибинского массива

1 – апатито-нефелиновые породы, 2 – мельтейгит-уртиты, 3 – рисчорриты, 4 – фойяиты, 5 – фенитизированные, ороговикованные вулка-ногенно-осадочные породы, 6 – вмещающие метаморфические комплексы AR и PR. A–B – профиль опробования.

$$F_1 = \frac{\mathrm{Ti}_{76},\ \mathrm{Fe}^{3+}{}_{66},\ \mathrm{Fe}^{2+}{}_{81},\ \mathrm{Mn}_{82},\ \mathrm{Mg}_{81},\ \mathrm{Ca}_{90},\ \mathrm{P}_{80},\ \mathrm{F}_{73}}{\mathrm{Si}_{50},\ \mathrm{Al}_{77},\ \mathrm{K}_{55}}.$$

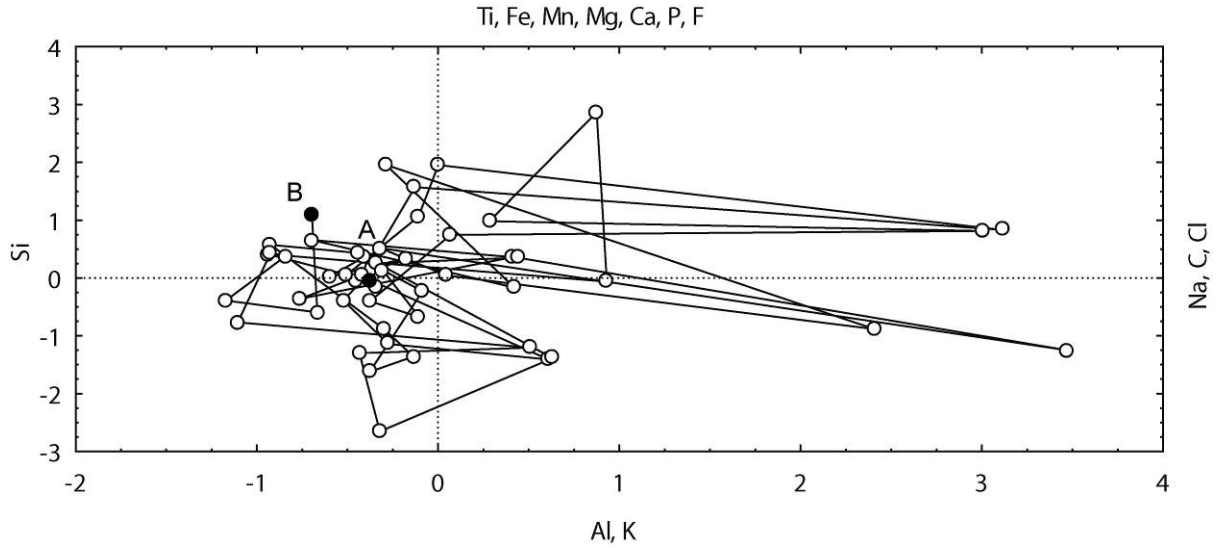


Рис. 2. Эволюция состава фойяитов в координатах двух первых компонент факторного анализа

Наибольшие изменения в составе фойяитов приурочены к отрезку между Малой и Главной кольцевыми зонами (рис. 2), причем, как показал статистический анализ, колебания состава имеют квазипериодический характер с основными периодами 1.3, 2.1 и 3.4 км.

Состав первичных клинопироксенов и амфиболов фойяитов при приближении к Главному кольцу становится все более магнезиально-кальциевым, но одновременно резко возрастает содержание вторичных эгирина и арфведсонита, образующих каемки вокруг зерен первичных (эгирин-)диопсида и рихтерита, самостоятельные игольчатые кристаллы по границам зерен первичных минералов и пойкилитовые включения в нефелине и полевом шпате. Кроме того, вблизи кольцевых зон происходит возрастание отношения K/Na в составе нефелина (вплоть до образования кальсилита), появляется вторичный – непертитовый – альбит (вплоть до образования альбититов). Конечной стадией формирования прикольцевых апофойяитовых комплексов является образование штокверков пегматито-гидротермальных жил – вплоть до зон современного низкотемпературного минералообразования [2, 3].

Хибинский массив, по сути, представляет собой колонну нефелиновых сиенитов, резко расширяющуюся в своей верхней части вследствие тектоно-кессонного эффекта [1]. Очевидно, что процесс приповерхностного разуплотнения затрагивает практически все аспекты организа-ции пород продуктивной зоны: механические (блочность, трещиноватость, пористость и др.), химические (состав породы и межзернового флюида, газонасыщенность и т.д.) и физические (уровень эмиссии, теплового потока, магнитные, акустические, электрические свойства и др.) и может быть выявлен на самых разных иерархических уровнях. На рис. 3 приведена блок-диаграмма месторождения Коашва, построенная по 3 погоризонтным планам, 106 поперечным и 5 продольным разрезам, учитывающим все известные на 2003 год данные геологоразведочных и эксплуатационных работ. Размерность Минковского D_M этого кластера определялась на трех погоризонтных планах и пяти продольных профилях. Все графики $logN = f(log\ r)$ имеют выраженную линейную область с наклоном ${}^2D_M$ = 1.59–1.67 на интервале масштабов от 1 до 100 м, так что фрактальная размерность всех погоризонтных планов равна 1.62, а медианная размерность продольных разрезов – 1.64. Поскольку с глубиной фрактальная размерность рассматриваемого штокверка существенно не меняется, мы можем приблизительно оценить его полную фрактальную размерность по эмпирическому правилу Мандельброта, прибавив к полученным размерностям единицу. Оцененная таким способом полная фрактальная размерность ${}^3D_M$ = 2.6 кластера апатито-нефелиновых пород оказалась, как и ожидалось, близка к теоретической размерности трехмерного перколяционного кластера ${}^3D$ = 2.54. Близкую фрактальную размерность имеют апатитовые штокверки в образцах апатито-нефелиновых пород [3], что расширяет интервал масштабов фрактальности до величины [0.01, 100 м].

Таким образом, дилатансия Хибинского массива осуществляется, главным образом, по долгоживущим кольцевым тектоническим зонам, разновременные составляющие которых, от апатито-нефелиновых рудных тел до пегматито-гидротермальных штокверков и зон современной трещиноватости имеют фрактальную структуру перколяционных кластеров [3], вообще характерную для трещин одноосевого растяжения твердого тела [4]. Это означает, что формирование структурно-вещественной-зональности Хибинского массива происходило на фоне экструзивного поднятия и

дилатансии с образованием кольцевых тектонических зон уже полностью консолидированной фойяитовой колонны. Каждый импульс разуплотнения после накопления в воздымающейся твердофазной колонне некоторого критического напряжения порождал появление бескорневых расплавных, а по мере падения градиента избыточного напряжения, – флюидно-гидротермальных продуктов (как цемента брекчий). Только таким способом возможно образование столь характерных для апатитовых месторождений брекчий нескольких поколений, реализованных в одном и том же объеме. На современном этапе дилатансия сопровождается образованием низкотемпературных гидрохимических продуктов, включая крайне необычные с кристаллохимической точки зрения фазы с низкоплотными цеолитоподобными структурами, активно участвующие в процессах катионного обмена.

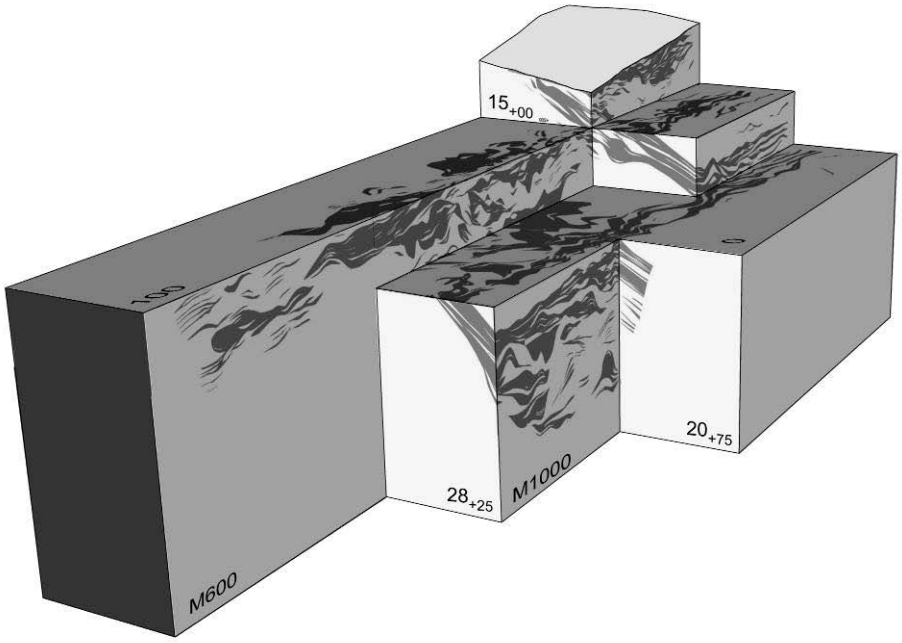


Рис. 3. Блок-диаграмма месторождения Коашва
Темное – апатито-нефелиновые породы, светлое – ийолит-уртиты.

Естественно, из многочисленных точек зрения на геологическую природу Хибинского массива и его апатито-нефелиновых месторождений можно было бы выделить те фрагменты, которые лучше прочих согласуются с приведенными в настоящей работе данными. Однако уже ясно, что существующие построения по внутрикамерной ликвации, фазам и субфазам интрудирования щелочной магмы, деструктивным мегабрекчиям как основе месторождений апатита и др. следует признать неадекватными по той простой причине, что они совершенно не согласуются с одним из объективнейших свойств продуктивной зоны Хибин – принадлежностью к природной перколяционной системе с ее характерными морфологическими и динамическими характеристиками, прежде всего, с фрактальной организацией.

Исследования проводились при поддержке Комитета природных ресурсов по Мурманской области (проект 51-2003-6/1) и ОАО «Апатит».

Литература

1. **Горяинов П.М., Давиденко И.В.** Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений - важное явление геодинамики // Доклады АН СССР. 1979, т. 247, № 5, с. 1212–1214.

2. **Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н.** Тектонические перколяционные зоны в Хибинском массиве // Физика Земли. 1998, № 10, с. 822–827.

3. **Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М., Коноплёва Н.Г., Пахомовский Я.А., Кривовичев С.В.** Природный минералогический автоклав // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: Изд. МУП “Полиграф”, 2002, с. 91–103.

4. **Caldarelli G., Castellano C., Vespignani A.** Fractal and topological properties of directed fractures // Phys. Rev. E. 1994, vol. 49, No. 4, p. 2673–2679.

Петрология и рудоносность анорогенных гранитоидов юга Сибири и Монголии

Н.И. Гусев*, А.И. Гусев**

* Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, sibgeo@mail.wplus.net
** Бийск, ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», gapse@mail.biysk.ru

Анорогенные гранитоиды широко распространены на юге Сибири и в Монголии. Их генерация связана с активизацией кратонных областей в обстановке внутриконтинентального рифтинга в рифее и функционированием суперплюма, охватившего громадную территорию на этапе ордовик-юра. Анорогенные гранитоиды включают разнородные интрузивные образования: двуполевошпатовые субсольвусные умеренно-щелочные (A_1-тип), моношпатовые гиперсольвусные (агпаитовые) щелочные (A_2-тип), граниты рапакиви (A_3-тип), а также плюмазитовые редкометалльные гранитоиды [2]. Наряду с петро-геохимическими отличиями пород, указанные типы различаются и особенностями химического состава биотитов (рис. 1).

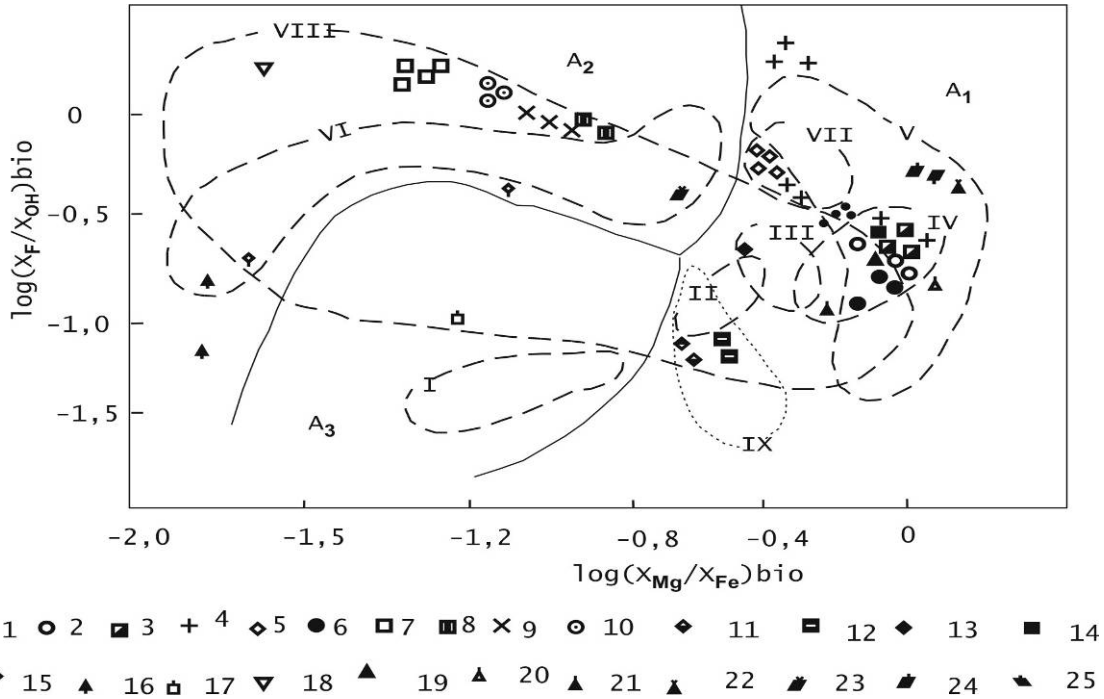


Рис.*1. Диаграмма $Log(X_F/X_{OH}) - Log(X_{Mg}/X_{Fe})$ в биотитах анорогенных гранитоидов*

Поля гранитоидов: A_1- внутриконтинентальных рифтов, активных и трансформных континенталь-ных окраин, горячих точек и мантийных плюмажей; A_2- постколлизионных обстановок; A_3- активи-зации кратонных стадий древних платформ в режиме внутриконтинентального рифтинга. Поля биотитов рудоносных гранитоидов, выделенные авторами: I-олова, II-олово-вольфрамовых, III- вольфрамовых, IV- вольфрам-молибденовых, V-молибденовых, VI- тантал-ниобиевых, VII- свинцово-цинковых жильных, VIII- литий-тантал-ниобиевых (литий фтористых гранитов), IX- золото-редкометалльных. Гранитоидные массивы Алтая: 1- Калгутинский, 2-Осокинский, 3- Колыванский, 4- Турочакский, 5- Цыганский, 6- Бабырганский, 7- Алахинский, 8- Каракольский, 9-Джулалю, 10- Чиндагатуйский, 11- Атуркольский, 12- Тавдушинский. Гранитоидные комплексы Северного Кавказа: 13- аксаутский, 14- тырныаузский. Гранитоидные массивы Монголии: 15- Бага-Хэнтэй, 16- Бургун-Богдинский. Гранитоидные массивы Забайкалья: 17- Соктуйский, 18- Ары-Булакский, 19- Орекитканский, 20-Амананский, 21- Бом-Горхонский, 22- Гуджирский, 23-Адун-Челонский. Гранитодиные массивы США (штат Колорадо): 24- Гендерсон, 25- Клаймакс.

Обширное семейство гранитоидов A_1- типа обнаруживает несколько групп кислых интрузивов, различающихся петрологическими особенностями их формирования и сопровождающиеся специфическими типами оруденения.

Группа гранитоидов A_1- типа, генерация которых осуществлялась при очень высоких температурах кристаллизации (880-930^{0}С), близких к котектическим с очень низкой закристаллизованностью, в своём составе содержит умеренно-щелочные граниты, лейкограниты, редко кварцевые сиениты и сопровождалась формированием молибден-вольфрамового шеелит-гюбнеритового оруденения (Бом-Горхонская магмо-рудно-метасоматическая система – МРМС), молибденового (Амананская МРМС) Забайкалья, грейзенового шеелит-ферберитового (Калгазанская МРМС) Горного Алтая. От ранних фаз внедрения к поздним происходило закономерное снижение температур кристаллизации на фоне снижения кислотности и повышения основности среды, фугитивности кислорода, железистости расплавов и биотита, и повышения восстановленности среды и глинозёмистости магмы.

Другая группа гранитоидов A_1- типа кристаллизовалась при весьма низких температурах (710-560^{0}С), близких к эвтектическим с весьма высокой закристаллизованностью магм (30% и более). В парагенетической связи с гранитоидами этой группы формировалось грейзеновое шеелит-вольфрамитовое (Синю-шинская, Колыванская МРМС), золото-редкометалльное скарновое оруденение (Атуркольская, Тавду-шинская, Карагу МРМС) Горного Алтая. В этой группе магматитов от ранних фаз к поздним происходит закономерное снижение температур кристаллизации пород, а также летучести кислорода, фугитивностей воды, парциальных давлений воды и углекислоты в магматогенных флюидах. Сами флюиды становятся всё более восстановленными и в них происходит резкое увеличение концентраций плавиковой кислоты. В биотитах гранитоидов от ранней фазы к заключительной отмечается увеличение концентраций большинства редких элементов. В отличие от предыдущей группы в биотитах рудопродуктивных поздних фаз внедрения наблюдается увеличение железистости и глинозёмистости расплавов и одновременное повышение роли и тетраэдрической, и октаэдрической фаз алюминия в минерале. В золото-редкометалльных МРМС с комплексным оруденением вольфрама, молибдена, олова, золота, помимо плавиковой кислоты, в магматогенных и гидротермальных флюидах существенную роль играли комплексы хлора и бора.

Агпаитовые гранитоиды A_2- типа содержат, помимо биотита, щелочные минералы (рибекит, арфведсонит, эгирин, озанит) и также образуют две контрастные группы гранитоидов, различающиеся особенностями петрологии и оруденения. К первой высокотемпературной группе (880-950^{0}С) относятся Бичурская, Куналейская, Хоринская МРМС Забайкалья с оруденением тантала, ниобия, бериллия, вольфрама. От ранних к поздним фазам внедрения на фоне снижения температур кристаллизации и кислотности среды происходит резкое снижение железистости и глинозёмистости расплавов, уменьшение тетраэдрической и октаэдрической координации Алюминия в биотите, общей железистости и глинозёмистости слюды.

Во второй, низкотемпературной группе (550-530^{0}С) агпаитовых гранитоидов (Казандинская, Бутачихинская, Елиновская МРМС Горного Алтая, Бургун-Богдинская, Хан-Богдинская МРМС Монголии), отмечается несколько иной спектр оруденения: редкоземельное, оловянное, танталниобиевое. В рибекитовых гранитах Елиновского массива отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляют 0,70413-0,70429, указывающие на мантийный источник магмы. Характеризуются низкими температурами кристаллизации и умеренным общим давлением (1-1,5 кбар). От ранних к поздним фазам внедрения наблюдается значительное снижение фугитивности кислорода и воды, заметное увеличение активности и летучести плавиковой кислоты. В биотитах лейкогранитов отмечается самое высокое содержание ниобия, а также повышенные концентрации тантала, циркония, цезия, олова. Среди массивов агпаитовых гранитоидов локализуются проявления олова и ниобий-редкоземельная минерализация. В экзоконтакте Аскатинского массива Горного Алтая известны скарны с касситеритом и полиметаллами, а в метасоматически изменённых (альбититы) гранитах Елиновского массива установлено Елиновское проявление редкоземельной минерализации с флюоритом. В последнем случае отмечены поликраз, фергусонит, малакон, иттриалит. Наиболее продуктивные гранитоиды (Бургун-Богдинская, Хан-Богдинская МРМС) характеризуются максимальными значениями коэффициента агпаитности, низкой глинозёмистостью и предельно высокой общей железистостью биотита (97-98%) при значительном дефиците октаэдрического алюминия в кристаллохимической формуле слюды (до (–0,40) - (-0,50).

Гранитоиды рапакиви (A_3- тип) наибольшее распространение получили в Прибайкалье (Ольхонская, Каларская, Катугинская, Прибайкальская МРМС протерозойского возраста) и единственным массивом в Горном Алтае (Богутинская МРМС нижнекарбонового возраста), в парагенетической связи с которыми обнаруживается грейзеновое оруденение олова, редко – вольфрама, бериллия. Во всех МРМС отмечаются близкие петрологические особенности становления и сопровождающее оруденение. Их кристаллизация протекала в условиях низких температур (600-530^{0}С), близких к эвтектике гранитного расплава. Им свойственны высокие и очень высокие восстановленности магматогенных флюидов.

Соотношения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах варьирует от 0,7051 до 0,7065. От ранних фаз гранитоидов к поздним происходит незначительное снижение температур кристаллизации, повышение кислотности среды, снижение восстановленности флюидов. Формирование заключительных фаз гранитов рапакиви, с которыми наблюдаются тесные пространственно - временные парагенетические связи оруденения, происходило при значительном участии метасоматических процессов.

Сходные характеристики отмечаются для штока гранитоидов рапакиви Кюми (северо-западная периферия Выборгского массива на территории Финляндии), где выявлена грейзеновая минерализация олова и бериллия [5].

Особую группу анорогенных кислых интрузивных пород образуют плюмазитовые редкометалльные граниты: Соктуйская, Олдондинская, Ары-Булакская, Адун-Челонская, Хапчерангинская, Шерловогорская МРМС Забайкалья, Бага-Хэнтейская Монголии, Алахинская, Калгутинская Горного Алтая. На диаграмме составы плюмазититовых гранитоидов перекрывают поля всех раннее рассмотренных типов гранитоидов, что обусловлено разнообразием их происхождения и возможностью формирования в качестве дифференциатов базальтовой, гранитной магм и метасоматическим путём с широким варьированием состава биотитов [1, 4]. Парагенетически с плюмазитовыми системами связан обширный комплекс оруденения: грейзеновое олово-полиметаллическое, олово-вольфрамовое, пегматитовое рекдометалльное, грейзеновое литий-тантал-ниобиевое, кварцево-грейзеновое вольфрам-молибденовое. Продуктивность МРМС определяется интенсивностью процессов эманационной дифференциации и высокой насыщенностью летучими и особенно фтором [3]. По нашим данным все перечисленные системы характеризуются умеренными значениями восстановленности флюидов (0,16-0,49). Среди них выделяются высокотемпературные (840-890^{0}C) и низкотемпературные (790-520^{0}C) с различными стилями изменения особенностей эволюции Т-Р параметров.

От ранних к поздним фазам внедрения и последующего формирования литий-фтористой фации гранитоидов для Бага-Хэнтейской МРМС на фоне снижения температур кристаллизации происходит увеличение кислотности среды, фугитивности кислорода, общей железистости биотита и снижение глинозёмистости. Одновременно наблюдается понижение алюминия и тетраэдрической, и октаэдрической координации в слюде.

Алахинская МРМС Горного Алтая показывает другую тенденцию изменений тех же параметров. Снижение температур кристаллизации последовательных фаз сопровождается параллельным понижением фугитивности кислорода во флюидах, и повышением общей железистости, глинозёмистости биотита при одновременном увеличении и тетраэдрической и октаэдрической координации алюминия в кристаллохимической формуле слюды. Кислотность среды кристаллизации снижается и повышается основность к заключительным продуктам магматического процесса.

Интерпретация результатов. В выделенных типах гранитоидов контрастно меняются температуры кристаллизации, кислотность-основность среды, окисленность-восстановленность магматогенных флюидов, соотношения летучих компонентов, кристаллохимические особенности биотита. Для всех типов анорогенных гранитоидов характерны высокие концентрации и активность фтора во флюидах. Наиболее продуктивные МРМС развивались в условиях открытых систем по фтору и другим летучим компонентам. Последнее обстоятельство, а также повышение восстановленности флюидов на заключительных этапах становления некоторых систем, указывают на подток трансмагматических флюидов мантийной природы в глубинные магматические очаги и их важную роль в рудообразовании.

Литература

1. Гусев А.И. Флюидный режим редкометалльных гранитоидов Горного Алтая //*Актуальные вопросы геологии и географии Сибири*. Материалы научн. конф. Т.3. Томск, 1998, с. 194-197.

2. Гусев А.И., Будникова М.Е., Колонакова О.Н. Петрогенетические типы гранитоидов юга Сибири и связанное с ними оруденение // *Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века*. Тез. докл. Т. 1. С-Петербург, 2000, с. 75-77.

3.Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука. 1987, 202 с.

4.Трошин Ю.П. Флюидный режим формирования редкометалльных плюмазитовых гранитов Восточгого Забайкалья //*Геология и геофизика*, 1983, №11, с. 66-75.

5. Haapola P.A., Nurmi J. The proterozoic granitoids of Finland: granite types metallogeny and relation to crustal evolution // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1986, №58, pt. 1, p. 203-233.

О составе источника лампрофиров Панозерского комплекса (Центральная Карелия)

Н.С. Гусева

Москва, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Панозерский интрузивный комплекс состоит из многофазного Панозерского плутона, сложенного породами монцонитовой серии и малых тел мадупитовых лампроитов и известково-щелочных лампрофиров, разделяющих импульсы внедрения пород монцонитовой серии [1].

Последовательность формирования комплекса представлена в таблице 1.

Таблица 1. Последовательность формирования Панозерского комплекса

Цикл	Фаза	Породы	характеристика пространственных взаимоотношений
I	1	мафит-ультрамафитовый комплекс (пироксенит-горнблендит-монцогаббро) монцониты 1	Монцониты секут породы мафит-ультрамафитового комплекса и содержат паукообразные включения мафит-ультрамафитов, свидетельствующие о жидкостной несмесимости [1] между монцонитовыми и мафит-ультрамафитовыми расплавами
	2	мадупитовые лампроиты	
	3	известково-щелочные лампрофиры 1	секут монцониты, породы мафит-ультрамафитового комплекса и "обтекают" интрузии лампроитов.
II	4	монцониты 2	секут монцониты 1 и породы мафит-ультрамафитового комплекса.
	5	трубки и дайки магматических брекчий	Секут монцониты 1 и лампрофиры 1. Содержат включения пород первого цикла, включая лампрофиры
	6	известково-щелочные лампрофиры 2	секут монцониты 2 и лампроиты.
III	7	порфировидные монцониты	Слагают северную часть массива, имеют отчетливо секущие контакты с монцонитами 2; образуют дайки во всех породах массива
	8	кварцевые монцониты	
	9	аплиты и пегматоидные граниты	образуют сеть тонких жил во всех породах массива

Таблица составлена с использованием материалов Лобач-Жученко С.Б, Арестовой Н.А, Чекулаева В.П. и др.)

Известково-щелочные лампрофиры первого и второго циклов практически идентичны по минеральному и химическому составу. Структуры преимущественно гипидиоморфнозернистые, реже порфировидные и лампрофировые. Лампрофиры сложены биотитом, амфиболом (эденит, паргасит, магнезиальная роговая обманка), плагиоклазом, измененным в альбит, и по соотношению минералов (Bt>/=Amph; Pl>>Kfsp) являются керсантитами. Акцессорные фазы представлены рудными минералами: диагностическим для пород лампрофирового клана[2] цинк-содержащим феррихромитом (обнаружен в одном образце лампрофира), пиритом, магнетитом; а также апатитом, карбонатом, цирконом, сфеном.

По химическому составу лампрофиры являются высокомагнезиальными (mg#0,59-0,72) известково-щелочными (K_2O+Na_2O от 4 до 6%, SiO_2 от 47 до 52%) шошонитовыми (K_2O> 2%; K_2O/Na_2O от 0,5 до 2). От среднего состава известково-щелочных лампрофиров [2] отличаются пониженными содержаниями TiO_2, Al_2O_3 и P_2O_5 и более высокими содержаниями MgO и CaO.

Типы распределения и концентрации REE в лампрофирах первого и второго циклов практически не различимы, и совпадают с типом распределения REE в средних составах известково-щелочного лампрофира, и керсантита в частности [2], отличаясь от последних, при расчете которых использованы преимущественно составы фанерозойских лампрофиров, обогащенных по сравнению с архейскими LIL и LREE элементами), более низкими концентрациями LREE.

Содержания LREE и LIL элементов в лампрофирах возрастают с ростом кислотности, что является показателем их образования в результате частичного плавления. В пользу частичного плавления свидетельствует также пологий наклон трендов на диаграммах в координатах совместимый/несовместимый элемент.

Высокая магнезиальность лампрофиров требует для их образования плавления мантийного источника, высокие содержания K и присутствие первичных водосодержащих минералов в

Панозерских лампрофирах - метасоматизированного источника.

Роком [2] в качестве источника известкого-щелочных лампрофиров предложена магма типа «М6» - слабо-контаминированный мантийный расплав, образованный предельно низкими (0,3%) степенями плавления гранатового перидотита или флогопитового верлита при низком CO_2/H_2O или магма типа «М7» - значительно контаминированная коровым веществом лампроитовая магма.

Результатом контаминации, по мнению Рока, являются повышенные содержания Al_2O_3 и пониженные MgO и CaO в известкого-щелочных лампрофирах по сравнению с другими типами лампрофиров, что несвойственно Панозерским лампрофирам. Положительное значение $\varepsilon_{Nd}(T)$ (1,2-1,5) свидетельствует об отсутствии значительной коровой контаминации. Таким образом, источник типа «М7» не может быть источником лампрофиров Панозера. Гранатовый перидотит также не может быть источником лампрофиров Панозера, так как в случае присутствия граната в рестите, мы имели бы сильно фракционированное распределение LREE, тогда как в действительности имеем умеренное фракционирование ($(La/Yb)_N$ от 5,5 до15), свидетельствующее о присутствии в рестите амфибола.

Низкие, по сравнению с другими породами Панозерского массива, концентрации P_2O_5 и практически неизменное его содержание позволяет говорить об отсутствии во фракционирующей ассоциации апатита и оценить содержание P_2O_5 в источнике как 0,3+/-0,15%.

Графический анализ (рис. 1) составов лампрофиров и возможных мантийных минералов указывает на присутствие в рестите флогопита, клинопироксена, амфибола, и, возможно, оливина.

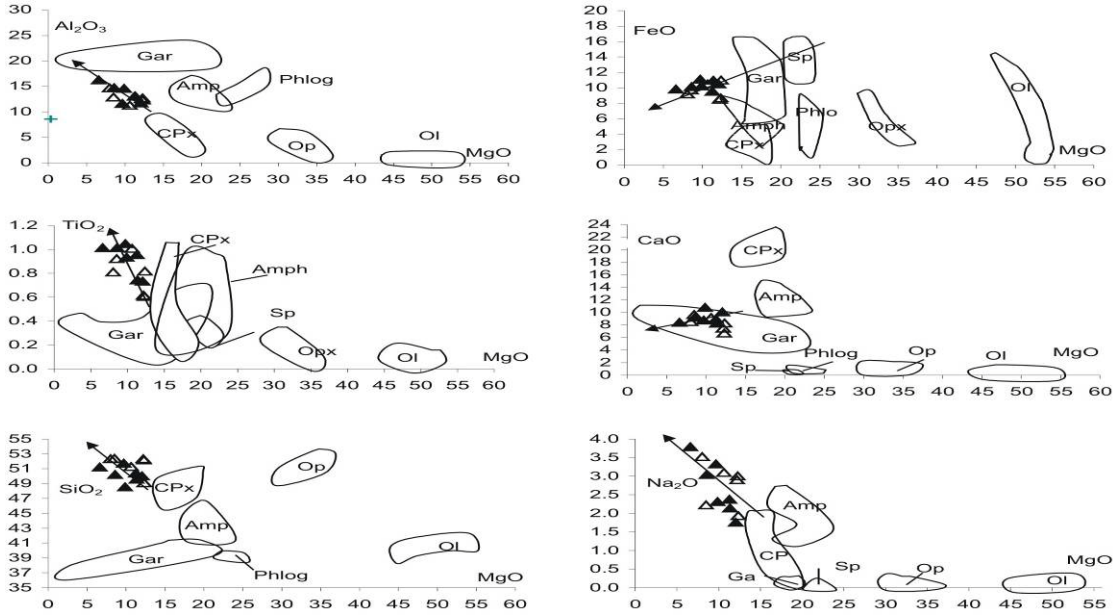


Рис. 1. Анализ возможных реститвых фаз

Залитые треугольники – лампрофиры первого цикла; пустые треугольники – лампрофиры второго цикла. Для нанесения полей составов мантийных минералов использованы данные о составе фаз, равновесных с перидотитовым расплавом Майсена и Бэтчера [3] и анализы гранатов из эклогитов и оливинов из дунитов и щелочных базальтов Дира [4].

Оценка степени плавления субстрата, основанная на минимально возможном содержании SiO_2 в источнике и в рестит, предполагает невысокие степени плавления, не превышающие 5-7%.

Таким образом, анализ состава лампрофиров Панозерского комплекса приводит к заключению, что наиболее вероятным источником лампрофиров может быть амфиболсодержащий флогопитовый верлит.

Литература

1. **Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P., et al.** The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin.// Lithos 2005, v.79, p.107-128.

2. **Rock N.M.S.** Lamprophyres. 1991. Glasgow, 275p.

3. **Майсен Б., Бетчер А.** Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979, 122 стр.

4. **Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж**. Породообразующие минералы т.1. М.: Мир, 1965.

Раннепалеозойская рудно-магматическая зональность в палеоструктурах Алтае-Саянской области

В.М. Даценко

Красноярск, Красноярский НИИ геологии и минерального сырья, dathenko@kgf.ru

Объектом исследований явились раннекаледонские складчато-глыбовые сооружения юга Красноярского края, охватившие северную часть Западного и южную – Восточного Саянов. Структуры являются составной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса, сформированного на месте крупного бассейна океанского типа [1]. Строение пояса мозаично-блоковое, он включает целый ряд террейнов, реликтов островодужных комплексов, коллизионных поясов и др. Между Тувино-Монгольской и Дербинской континентальными плитами (в современных координатах) в раннем кембрии выделялось до десяти островных дуг. Столкновение части их с Сибирским континентом и окружающими его микроплитами (типа Дербинской) приводило к заложению зон субдукции, формированию над ними магматических и рудных формаций. Рудно-магматическая зональность, характерная для зон сочленения «океан – континент», сохранилась здесь фрагментарно. Заключается она в разном составе гранитоидов и связанного с ними оруденения при прослеживании тех и других с юга на север (от Палеоазиатского океана в сторону Сибирской платформы). Установить эту зональность удалось после уточнения возраста рудогенерирующих интрузивных комплексов, начиная от майнского на юге, связанного Северо-Саянской юной островной дугой (северный фас Западного Саяна), размещающегося далее к северу ольховского комплекса (Кизир-Казырский синклинорий Восточного Саяна или Кембросаян) и буеджульского комплекса на севере (стык Кембросаяна с Дербинской плитой). Магматическим образованиям, как индикаторам геодинамических обстановок прошлого, нами уделено особое внимание в связи с тем, что в тектонике литосферных плит они принимаются как достаточное, а иногда – единственное основание для установления той или иной геодинамической обстановки (магматизм срединно-океанических хребтов, вулканических дуг, коллизии, плитного режима и т.д.). С ними увязывается современная генетическая классификация гранитоидов Б. Чаппела, А. Уайта, Дж. Пирса и У. Питчера, выделивших I-, S-, M-, A-типы гранитов.

Возраст Майнского массива габбро-плагиогранитовой формации (здесь и далее массивы рассматриваются как петротипы соответствующих комплексов) установлен по геологическим данным: слагающие его плагиограниты прорывают нижнекембрийские отложения нижнемонокской свиты и присутствуют в составе базальных конгломератов вышележащей, также нижнекембрийской, верхнемонокской свиты. Возраст плагиогранитов 550 млн. лет [5].

Ольховский массив габбро-диорит-плагиогранитовой формации, долгие годы считавшийся среднекембрийским, по новейшим исследованиям А.Г. Рублева сформирован в нижнем кембрии (544 млн. лет, определения Rb-Sr и U-Pb методами, Лаборатория геохронологии ВСЕГЕИ).

И, наконец, Буеджульский массив, с конца 50-х годов прошлого столетия считавшийся петротипом раннедевонского граносиенит-гранитного одноименного комплекса, на самом деле оказался нижнекембрийским, и не гранитным, а монцонит-сиенитовым [4]. Возраст массива 527,6 млн. лет, определение А.Г. Рублева (там же, теми же методами). Описание перечисленных массивов приведено в наших работах [2, 4, 5 и др.] и работах предшественников. Сравнительная характеристика петротипов изученных комплексов базируется на химических и количественных атомно-эмиссионных анализах, выполненных в лаборатория СНИИГГиМСа.

По петрогеохимическим данным установлено, что майнские гранитоиды на классификационной TAS-диаграмме попадают в поле плагиогранитов (трондъемитов) толеитовой серии, ольховские слагают группу дифференцированных известково-щелочных пород нормального андезитового ряда, а буеджульские - целиком размещаются в поле субщелочных пород (рис.1). На диаграмме Al/2 Ca+Na+K – SiO_2 все три комплекса размещаются в поле гранитоидов I-типа, которое ее авторы, Б. Чаппел и А. Уайт, трактуют как поле гранитов, сформированных за счет плавления подкоровых пород основного состава. В поле гранитов S-типа, формирующихся за счет пород континентальной коры, они практически не встречаются.

Интересные данные получены при анализе положения изученных гранитоидов на генетических диаграммах Rb-K_2O Г.Б. Ферштатера (уральские материалы) и Sr-Rb/Sr М.Г. Руб и

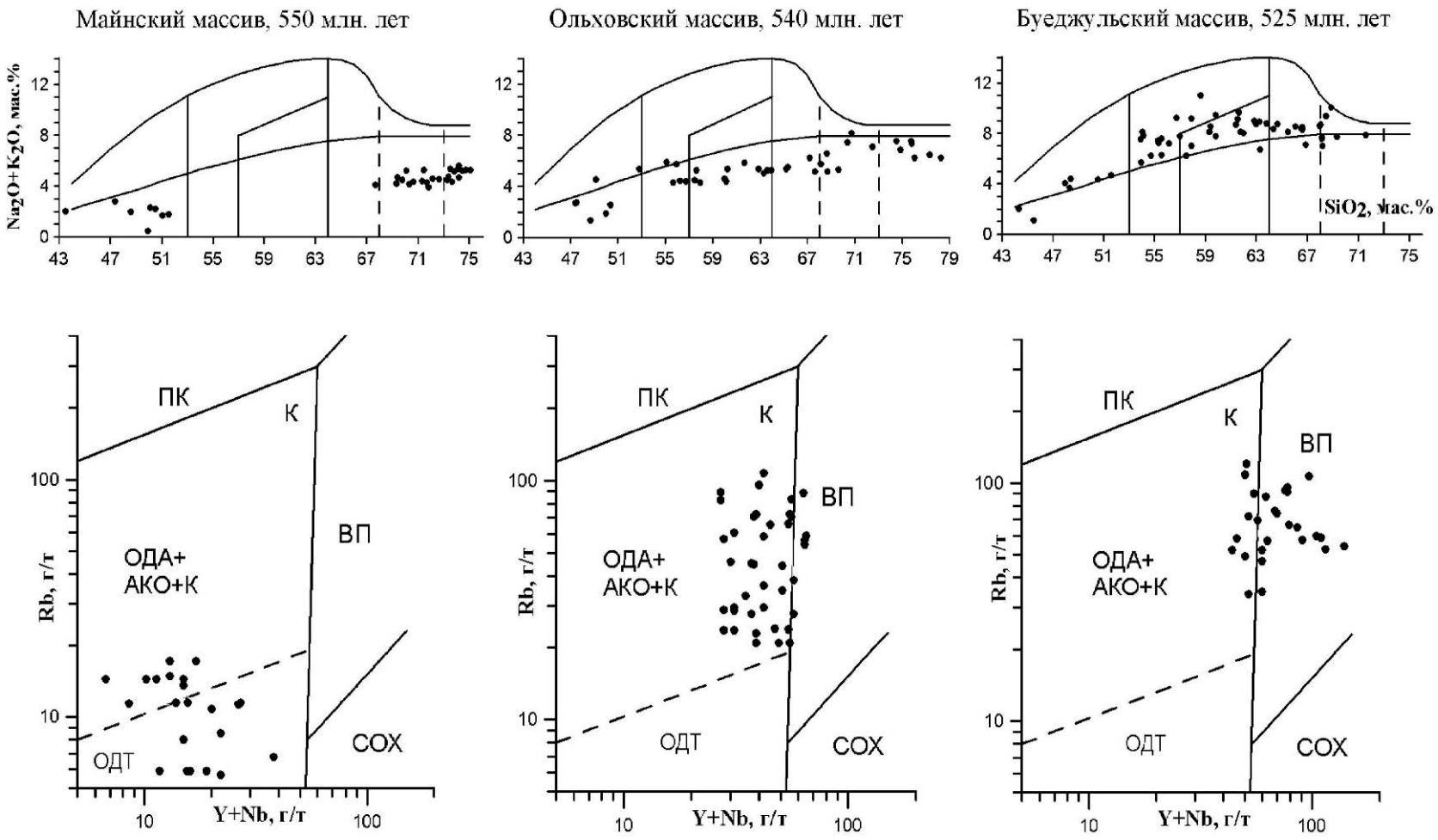


Рис.1. Положение магматических пород майнского, ольховского и буеджульского комплексов на классификационной TAS-диаграмме *(верхний ряд)*

*Внизу****: положение исследованных гранитоидов на дискриминантной диаграмме Дж. Пирса и др. (с дополнениями).***

Геодинимические типы гранитоидов: СОХ – срединно-океанических хребтов, ВП – внутриплитовые, ОДТ – толеитовых островных дуг, ОДА – известково-щелочных (андезитовых) островных дуг, АКО – активных окраин континентов, К – коллизионные, ПК – постколлизионные.

других (Приморье), убедительно показавших, что тренды эволюции магматических расплавов коровых и мантийных гранитоидов существенно различаются. Судя по этим диаграммам, породы всех трех рассматриваемых комплексов являются дифференциатами мантийного вещества. Отметим, что по данным М.Г. Руб месторождения одних и тех же металлов, имеющие разные генетические источники, существенно отличаются по запасам: с мантийными рудогенерирующими гранитами в Приморье связаны, например, наиболее крупные месторождения W, Sn, Ta и др.

Положение изученных нижнекембрийских гранитоидов на известной дискриминантной диаграмме Rb-(Y+Nb) Дж. Пирса и других показывает, что геодинамические обстановки их становления существенно различались (см. рис 1). Майнские граниты формировались в условиях фронтальной части примитивной вулканической дуги с толеитовым типом магматизма (граниты М-типа), ольховские – в условиях либо зрелой (андезитовой) вулканической дуги, либо на активной окраине континента (граниты I-типа). Наконец, монцониты, сиениты и граносиениты Буеджульского массива, по геохимическим данным соответствующие А-гранитам латитового ряда [2], попадают в поле внутриплитовых гранитоидов, что соответствует нашим представлениям об образовании их в тылу вулканического пояса на границе с Дербинским микроконтинентом.

Петрогеохимическая зональность магматизма изученной триады заключается в возрастании по мере удаления от фронта вулканических дуг (в современных координатах – с юга на север) в сторону Дербинской глыбы – щелочности, титанистости и глиноземистости магматитов, содержания в них Rb, Sr, Zr, Nb, La, Ga и снижении железистости гранитоидов. В этом же направлении несколько омолаживается возраст рассмотренных близко-одновозрастных гранитоидов.

Металлогения рассмотренных комплексов весьма показательна. На юге, с майнским комплексом связаны месторождения меди, эксплуатирующиеся с конца XIX и почти до конца прошлого столетия. Севернее, с ольховским комплексом формировались крупные медьсодержащие месторождения золота и железа (Ольховское, Чибижекское, Лысогорское золоторудные; Рудный Каскад, Одиночка, Маргоз и др. железорудные). Еще далее на север, уже на границе с континентальной Дербинской глыбой, с Буеджульским массивом связаны мелкие золоторудные, крупные молибденпорфировые (Теплый ключ и др.) и железорудные (Березовское) месторождения. Металлогенические особенности комплексов согласуются с представлениями об их изначальной специализации, заложенной на этапе становления подкоровых магматических очагов и запечатленной в химизме магматитов.

В целом есть полное основание говорить о проявленной и сохранившейся до наших дней в центральной части Центрально-Азиатского подвижного пояса односторонней рудно-магматической зональности, связанной с кембрийской субдукционной обстановкой Палеоазиатского океана. Латеральное (широтное направление в наши дни) прослеживание структурно-формационных комплексов рассматриваемой территории открывает перспективы выявления новых рудных объектов. Смена рудных формаций в крест простирания островных палеодуг – предсказуема.

Литература

1. **Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996, т. 37, № 1, с. 63-81.

2. **Даценко В.М.** Магматический контроль молибден-порфирового оруденения западной части Восточного Саяна // Закономерности размещения и прогнозно-поисковые критерии рудных полезных ископаемых Центральной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990, с. 134-143.

3. **Даценко В.М.** Геохимические критерии диагностики геодинамических условий гранитообразования // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998, с. 22-32.

4. **Даценко В.М.** Буеджульский комплекс Восточного Саяна: путаница при выделении, действительный состав, геодинамическая позиция // Вестник ТГУ. Серия «Науки о Земле». Томск: 2003, с. 162-164

5. **Даценко В.М.** Металлогенические аспекты палеогеодинамического анализа Центрально-Азиатского подвижного пояса (на примере раннепалеозойского островодужного комплекса юга Красноярского края) // Состояние и проблемы геологического изучения недр и развития минерально-сырьевой базы Красноярского края. Красноярск: КНИИГиМС, 2003, с. 100-105.

Палеопротерозойские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы северной Фенноскандии и их геотектоническое значение

Дж. С. Дэйли*, В.В. Балаганский**, М. Уайтхаус***

* Дублин, Дублинский университетский колледж, Stephen.Daly@ucd.ie
** Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН
*** Стокгольм, Шведский музей естественной истории, NORDSIM

Введение

Северная Фенноскандия отличается широким развитием серогнейсовых комплексов тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава. При отсутствии геохронологических данных, интенсивные деформации, мигматизация и специфический состав петрогенных и малых элементов считались признаками их архейского и даже палеоархейского возраста. Для многих комплексов сейчас установлено, что кристаллизация их магматических протолитов происходила 2.6–2.9 млрд. лет назад, причем палеоархейские компоненты в их составе практически отсутствуют [3, 7]. В итоге на новой геологической карте Кольского региона масштаба 1 : 500 000, изданной в 1996 г. под редакцией Ф.П. Митрофанова, все гранитоиды бывшего палеоархейского (саамского) фундамента были показаны как неоархейские образования. Последующими исследованиями ТТГ комплексов и супракрустальных образований в финской Лапландии и южной части Кольского полуострова для части из них установлен не архейский, а палеопротерозойский возраст, что вносит существенные коррективы в раннедокембрийскую историю северной Фенноскандии.

Финская Лапландия

Для ТТГ комплексов финской Лапландии (террейн Инари, рис. 1) еще в 1960-х годах были определены U–Pb-возраста цирконов ~2.7 млрд. лет и ~1.9 млрд. лет. В 1990-х годах корректность этих данных были подтверждена Х. Хухмой, а уточненный возраст палеопротерозойских пород составил 1.94 млрд. лет. Дальнейшие работы выявили палеопротерозойские супракрустальные толщи (например, [4], рис. 14.1]). Согласно [4, 5], палеопротерозойские породы варьируют от диоритов до гранодиоритов известково-щелочной серии и содержат небольшое количество мафитовых включений. Наиболее основные разности обогащены литофильными элементами небольшого ионного радиуса (LILE), имеют отрицательную аномалию Nb и слабо обогащены высокозарядными элементами (HFSE). Все породы по химизму подобны известково-щелочным продуктам современного островодужного магматизма. Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют от 0.7021 до 0.7029, а величины $\varepsilon_{Nd}(1940)$ – от +0.71 до +3.82 при Nd модельных возрастах (t_{DM}) 2.07–2.47 млрд. лет. Делается вывод, что эти ТТГ комплексы возникли в условиях умеренно зрелой островной дуги, которая существовала при субдукции океанической коры либо в ЮЗ направлении, и океанический бассейн находился на месте пояса Полмак–Пасвик–Печенга, либо в СВ направл-и, и положение бассейна связывается с Лапландским гранулитовым поясом (ЛГП).

Терский район Кольского полуострова

ТТГ комплексы этого района близки серым гнейсам архея и относились к древнейшему архейскому фундаменту Кольского докембрия. По особенностям химизма, они близки известково-щелочным островодужным породам [1]. Первые геохронологические работы в Терском районе дали неоархейские возраста для гранитоидов и супракрустальных толщ [3]. Позднее в Терском террейне (рис. 1), как и в террейне Инари, были выявлены палеопротерозойские метавулканиты и метаосадки [6]. Возраст островодужного вулканизма составил 1961 ± 9 млн. лет (t_{DM} = 2.16–2.22 млрд. лет и $\varepsilon_{Nd}(1970)$ = +0.99÷+1.77)Для выявления объема и типов палеопротерозойских образований были изучены кристаллические толщи, обнажающиеся на берегах р. Стрельна и на г. Лысая. Изотопные методы (Sm-Nd и U-Pb (ионный микрозонд NORDSIM)) описаны в [6].

В **Терском террейне** изучены гранитоиды самой восточной его части. В мигматизированном микроклиновом гранитогнейсе 7/00-30 (устье р. Стрельна) U–Pb-возраст магматических цирконов составил 1977 ± 17 млн. лет (СКВО = 0.72, n = 5, три зерна конкордантны). t_{DM} этого образца равен 2050 млн. лет при $\varepsilon_{Nd}(1970)$ = +2.37. Для ТТГ ортогнейса 7/00-25, взятого в 3 км ниже по течению от устья р. Белой, выполнен только Sm–Nd-анализ и получен такой же результат: t_{DM} = 2049 млн. лет и $\varepsilon_{Nd}(1970)$ = +2.48.

В **Стрельнинском террейне** (рис. 1) были изучены ТТГ ортогнейсы и метаосадки.

Мигматизированный ТТГ ортогнейс 7/00-23, обнажающийся к югу от хр. Высокая Земля, со-

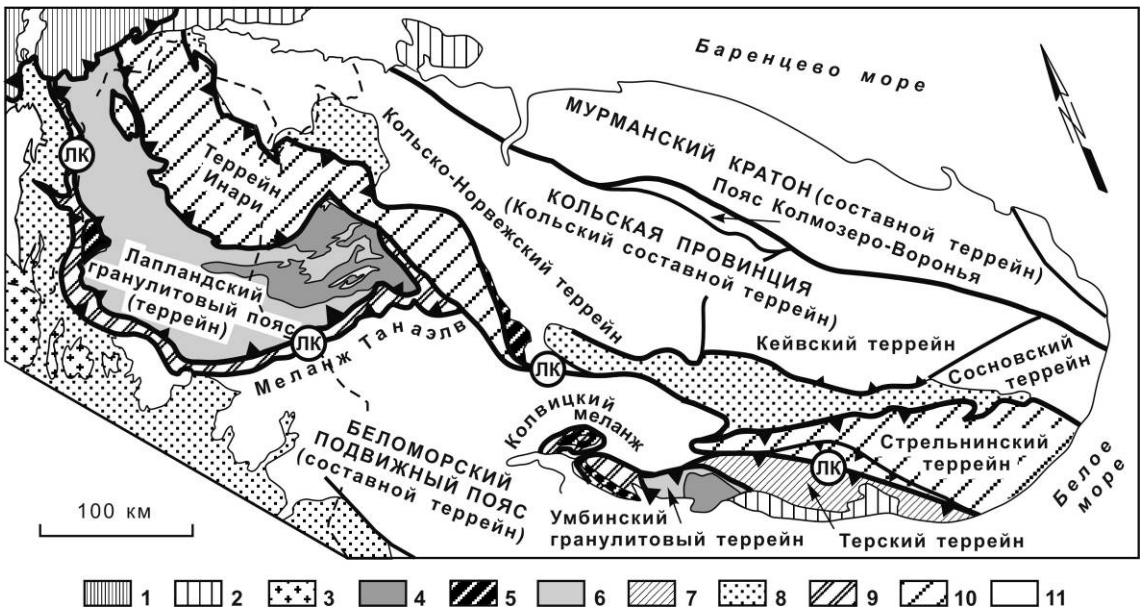


Рис. 1. Схема тектонического районирования Северной Фенноскандии (по В.В. Балаганскому)

1 – каледониды; 2 – рифей; 3 – гранитоиды (1.75–1.90 млрд. лет); 4 – эндербиты (1.91–1.94 млрд. лет); 5 – анортозиты (2.45 и ~1.9 млрд. лет); 6 – парагранулиты (тектонические пакеты островодужных формаций, 1.9–2.0 млрд. лет); 7 – тектонические пакеты островодужных супракрустальных толщ и ТТГ комплексов (1.9–2.0 млрд. лет); 8 – рифтогенные комплексы (1.85–2.5 млрд. лет); 9 – тектоническая смесь мафических вулканоплутонических (1.9–2.1 и 2.4–2.5 млрд. лет) и гранитогнейсовых (~2.7 млрд. лет) комплексов; 10 – гранитогнейсы и супракрустальные толщи (2.6–2.9 млрд. лет) с тектоническими пластинами супракрустальных толщ и ТТГ комплексов (1.9–2.0 млрд. лет); 11 – гранитогнейсы и супракрустальные толщи (2.6–2.9 млрд. лет). ЛК – Лапландско-Кольская коллизионная сутура (~1.9 млрд. лет). Гетерогенные по составу покровно-надвиговые структуры (~1.9 млрд. лет): Лапландский гранулитовый пояс (аккреционный террейн), включающий пояс Танаэлв (подошвенный меланж), и Колвицко-Умбинская структура, состоящая из Колвицкого пояса (подошвенный меланж) и Умбинского гранулитового аккреционного террейна (см. рис. 1 в работе В.В. Балаганского и др. в настоящей книге).

держит магматический циркон, возраст которого отвечает 1974 ± 8 млн. лет и рассчитан как среднее для $^{207}Pb/^{206}Pb$ значений 6 конкордантных возрастов (СКВО = 1.03). Nd модельный возраст ортогнейса 7/00-23 составляет 2089 млн. лет при $\varepsilon_{Nd}(1970) = +2.25$. Возраст секущей этот ортогнейс пегматоидной жилы 7/00-22 определен по шести $^{207}Pb/^{206}Pb$ значениям конкордантных возрастов и оказался равным 1896 ± 10 млн. лет (СКВО = 3.3). Палеопротерозойский возраст также имеет мигматизированный ТТГ ортогнейс 7/00-12 серговской толщ, взятый в 1 км к северу от устья р. Черная (t_{DM} = 2121 млн. лет и $\varepsilon_{Nd}(1970) = +1.97$). Деформации палеопротерозойского разреза этой толщи включают надвиги к С–СВ и Ю–ЮЗ в условиях мигматизации, затем транспрессивные деформации при правосторонних движениях по структурам С–З простирания и, наконец, сбросы, маркируемые пегматоидными жилами (типа обр. 7/00-22 с возрастом 1896 ± 10 млн. лет).

Мигматизированные ТТГ ортогнейсы, обнажающиеся к северу от хр. Высокая Земля, оказались неоархейскими образованиями. Магматическая их кристаллизация произошла 2771 ± 13 млн. лет назад (среднее для шести $^{207}Pb/^{206}Pb$ значений конкордантных возрастов цирконов; СКВО = 1.2). Sm–Nd-анализ ортогнейса 7/00-9 дал t_{DM} = 2724 млн. лет и $\varepsilon_{Nd}(2771) = +2.72$. Неоархейские значения t_{DM} определены для тонкого прослоя кислого состава (обр. 7/00-5) в амфиболитах (2922 млн. лет), развитых в 8.5 км ниже по течению от пос. Слюдянка, а также для ТТГ ортогнейса 7/00-14 (2688 млн. лет), взятого в районе устья р. Белая (ранее для метадацита 2292 из этого же района был рассчитан Nd модельный возраст 2703 млн. лет [7]).

Sm–Nd-анализ выполнен для метаосадков песцовотундровской и высокоземельской толщ, считавшихся неоархейскими. Из первой толщи взяты два образца на г. Лысой в 3 км к северу от пос. Слюдянка. Для метапсаммита 7/00-1 получен t_{DM} = 2652 млн. лет, а для метапелита 7/00-2 – t_{DM} = 2183 млн. лет ($\varepsilon_{Nd}(1970) = +0.80$). Последний очень близок t_{DM} = 2222 млн. лет ($\varepsilon_{Nd}(1970) = +0.14$) для метаграувакки 2144 из этих же обнажений [7]. Следовательно, песцовотундровская толща является

здесь палеопротерозойской при возрасте осадконакопления меньше, чем 2.2 млрд. лет. Из высокоземельской толщи отобраны 3 образца. Палеопротерозойский Nd модельный возраст – 2446 млн. лет, – определен только для гранатового метапелита 7/00-16, тогда как гранитоидная галька конгломерата 7/00-19 и его цемент 7/00-20 имеют неоархейские t_{DM}: 2814 и 2819 млн. лет, соответственно. Таким образом, эта толща в целом также является палеопротерозойской, но вклад архейского детритуса в изученную часть ее разреза оказывается значительным.

Заключение

Проведенное исследование, с учетом ранее полученных данных [6, 7], показало, что большая часть орто- и парапород Терского района, ранее считавшиеся только неоархейскими и даже палеоархейскими, имеет раннепротерозойский возраст. Формирование ТТГ вулканических и плутонических пород с островодужными петро- и геохимическими характеристиками, определенное по возрастам магматических цирконов, происходило 1.96–1.98 млрд. лет назад. Ювенильные протолиты ортопород произошли из деплетированной мантии незадолго до времени их магматической кристаллизации ($\varepsilon_{Nd}(1970) = +0.99 \div +2.48$). Часть изученных метаосадков, как и парагранулиты ЛГП и Умбинского террейна, имеет такие же Sm–Nd-параметры и возникла, в основном, за счет детритуса пород, сопоставимых с палеопротерозойскими гранитоидными комплексами. Следовательно, на данной территории существовали разобщенные бассейны двух типов: области сноса одних были сложены палеопротерозойскими породами, а других – неоархейскими. При этом в Терском террейне выявлены только палеопротерозойские породы без признаков архейских компонентов, тогда как в Стрельнинском террейне установлено присутствие и палеопротерозойских (осадочные имели разные области сноса), и неоархейских пород.

Таким образом, в период 1.9–2.0 млрд. лет в полосе между Беломорским подвижным поясом и Кольской провинцией происходил рост коры с образованием ЛГП, меланжей Колвицкого и Танаэлв, террейнов Инари, Терского и Стрельнинского (рис. 1). Вслед за многими авторами, мы объясняем палеопротерозойскую историю Северной Фенноскандии рифтингом неоархейского кратона, образованием океанической коры и последующими субдукцией и коллизией, в результате чего к рубежу ~1.90 млрд. лет был образован Лапландско-Кольский ороген – высокобарический коллизионный пояс гималайского типа, прослеживаемый через Атлантику в Гренландию и на Лабрадор ([6] и ссылки там). Перечисленные выше структуры с ювенильной палеопротерозойской корой образуют ядро орогена. Присутствие в этом ядре ТТГ комплексов с возрастами 1.96–1.98 млрд. лет, которые, независимо от их возраста, интерпретируются как продукты плавления океанической коры в зонах субдукции [2], говорит в пользу такой интерпретации.

Структурные работы были проведены при финансовой поддержке проекта ОНЗ 6.13 "Наночастицы в природе: условия образования, экологические и технологические следствия" (договора 1082-2004 и 1083-2004). Работа является частью проекта РФФИ 05–05–64536.

Литература

1. **Иванов А.А.** Состав, строение супракрустальных толщ и черты эволюции осадочно-вулканогенного породообразования архея Терского блока (Кольский полуостров). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Л.: 1987, 17 с.

2. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир. 1983. 488 с.

3. **Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V.** New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: KSC RAS. 1992, p. 13–34.

4. **Barling J., Marker M., Brewer T.** A juvenile ca. 1.95–1.93 Ga magmatic arc complex northeast of the Lanland Granulite Belt in the Lapland-Kola orogen, northern Baltic Shield – a geochemical and isotopic study // Proceedings of the 2nd DLC Workshop on Nagssugtoqidian geology. Copenhagen: Danish Lithosphere Centre. 1996, p. 66–70.

5. **Barling J., Marker M., Brewer T.** Calc-alkaline suites in the Lapland-Kola orogen, northern Baltic Shield: Geochemical and isotopic constraints on accretion models // Terra Nova. 1997, 9, Abs. Suppl. 1, p. 129.

6. **Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J.** et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001, v. 105, Nos. 2–4, p. 289–314.

7. **Timmerman M.J., Daly J.S.** Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995, v. 72, p. 97–107.

Магматизм и месторождения-гиганты (на примере Норильско-Талнахского рудного уникума)

Д.А. Додин*, Т.С. Додина*, О.А. Дюжиков**

* Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана МПР РФ и РАН, vniio@g-ocean.spb.ru

** Москва, Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН

Месторождения Норильского и Печенгского рудных районов (Россия), Дулут (США), Инсизвы (ЮАР), зеленокаменных поясов Австралии, Зимбабве, Канады являются составной частью магматических (вулканогенно-плутоногенных) ультрамафит-мафитовых комплексов, сформированных в докембрии и фанерозое в условиях внутриконтинентального и периконтинентального рифтогенеза. Среди них максимальной суммарной платиноидно-медно-никелевой продуктивностью выделяются Талнахские и Норильское месторождения (Норильско-Талнахский рудный супергигант) – дериваты сибирской трапповой формации. Последняя представляет собой яркий пример внутриплитного магматизма, обязанного, в соответствии с представлениями Н.Л.Добрецова [1], проявлению в пермо-триасе мантийного суперплюма. Соотношение изотопов ^{190}Pt и ^{186}Os в Норильской ветви суперплюма свидетельствует о присутствии в ее составе вещества ядра Земли.

Причины уникальности названного супергиганта во многом определяются петролого-геодинамическими условиями его образования. Вмещающие супергигант интрузивы Талнахского и Норильского рудных полей расположены в центральной части Норильско-Хараелахской рудообразующей системы – в пределах одноименного малого рифтового трога (палеорифта) протяженностью ~120 км и шириной ~16 км, тяготея к тройному сочленению рифтовых зон: Приенисейской, Енисей-Хатангской и Норильско-Хараелахской. Они относятся к группе малых интрузий мощностью 80-400 м и расслоены от плагиосодержащих оливинитов и пикритовых долеритов до габбро-диоритов. Хонолитообразная или пластинообразная форма, отчетливая псевдостратификация, наличие нижнего и верхнего (платиноносные такситовые лейкогаббро верхнеталнахского типа) такситовых горизонтов, сложнопостроенные мощные метаморфический (до 400 м) и геохимический (>3000 м) ореолы, повышенные основность и магнезиальность, значительные, с большим диапазоном колебаний, величины Ni/Zr, Cr/Ti и Cr/V отношений, преобладание Cu над Ni, а Pd над Pt – характерные черты рассматриваемых массивов. Они положительно специализированы на Mg, Ni, Co, K, S, Cu, Cr, Pt, Pd, Rh, Au, Ag, Se, Te и отрицательно на Si, Al, Ca, Ti, V, Zr, Y, Sr, Ba, обогащены тяжелой серой ($\delta^{34}S$ до +12%), отличаются примитивным изотопным составом свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb<18,5$) и характерным соотношением изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7045-0,7055$), выраженной европиевой аномалией и восстановленным флюидом гелий-метан-азот-водородного состава [2]. Установлена обогащенность CH_4, H_2, H_2O, F, Cl и тяжелыми углеводородами вулканитов магматического комплекса, с которым связаны уникально никеленосно-платиноносные массивы норильско-талнахского типа. Полученные данные по содержанию в породах и рудах этих тел Hg, K, H_2, H_2O, He и других флюидов характеризуют осевую часть Норильско-Хараелахского рифтового трога – главную промышленно-никеленосно-платиноносную зону – как длительноживущую флюидоподводящую систему, обусловливающую перенос цветных и благородных металлов, интенсивный щелочной метасоматоз и формирование разнородных аномальных геохимических полей.

Рассмотрение оригинальной петрогенетической диаграммы, построенной авторами, дает основание выделить три тренда. Первый – рудно-анортозитовый (норильский) характеризует процесс дифференциации и образования вкрапленного сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения. Второй – также рудно-анортозитовый тренд обуславливает формирование сплошных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд, отличаясь противопоставлением магния, кремнезема, алюминия, кальция, калия всем рудным элементам (Co, Cu, Ni, Ag, Pd, Pt). Третий – типичный платинометалльный анортозитовый тренд трассирует поле верхнего горизонта и знаменует становление малосульфидного платинометалльного оруденения.

Подъем астеносферы и проникновение сульфидно-силикатного ультрамафит-мафитового расплава в участки интерференции разноориентированных разломов определяют

положение корневых мантийных зон, формирование магматических колонн с образованием периферических промежуточных очагов, локализацией рудоносных магматических тел в верхних слоях платформенного чехла.

Таким образом, рассматриваемый рудный гигант представляет собой, скорее всего, верхнюю часть магматической колонны, возникшей над головной зоной мантийного плюма в условиях внутриконтинентального рифтогенеза. Рудообразование обязано мобилизации огромных масс сульфидсодержащего мантийного субстрата, перемещению и фракционированию родоначального плагиопикрита в условиях высокой флюидно-магматической проницаемости земной коры. Производные ультрамафит-мафитового магматизма. Включающие вулканиты, сульфидсодержащие интрузивы и руды, специализированы на платиноиды (Pd>Pt), Ni, Cr, K и содержат повышенное количество флюидных компонентов.

Условия формирования и закономерности размещения вулкано-плутонической рудоносной ассоциации контролируются внутриконтинентальной рифтовой системой, заложенной в позднем докембрии и совпадающей в раннем мезозое с началом формирования планетарной системы срединно-океанических рифтов и глобальным трапповым магматизмом. Металлогеническая и структурная обособленность рудных районов отчетливо выражена в развитии ареалов эффузивных плагиопикритов и щелочных мафитов, совпадающих с площадью распространения большинства сульфидоносных дифференцированных интрузивов. Последние характеризуются также широким развитием горизонтов малосульфидного платинового оруденения, которые образуют самостоятельные крупные месторождения. Рудообразование в рассматриваемой системе является длительным (до 300 млн. лет), многоэтапным процессом от зарождения расплава и растекания верхней части мантийного плюма к подъему магмы с формированием серии периферических камер разной глубинности; в дальнейшем в зонах растяжения происходит активная вулканическая деятельность, кристаллизация магматических расплавов, сопровож-даемые концентрированием металлов и отложением сульфидов с формированием рудных тел. Ликвация приводит к отделению силикатно-сульфидного (существенно сульфидного) расплава в периферических камерах, что обуславливает формирование богатых платиноидно-медно-никелевых руд. Феноменальным фактом является развитие мощных (до 30-50 м) залежей этих руд в пределах рудного гиганта.

Таблица. Петролого-геодинамическая модель формирования Норильско-Талнахского рудного супергиганта

Этапы	Процессы и события
I. Домагматический и дорудный	Коллизия Таймыро-Североземельской области и Сибирской платформы Поддвиг океанической коры – обогащение флюидных потоков H_2O, S (в том числе тяжелой) и галогенидами Выплавление контрастных магм Ликвация на ультрамафитовый, мафитовый, высокосернистый и низкосернистый анортозитовый расплавы
II. Шестифазный вулканический	Рифтинг – поступление обогащенных Cu, МПГ и флюидами магм путем декомпрессии в открытой системе – зонах глубинных разломов в виде рифтов-сателлитов Образование магматических камер, в том числе и в области развития черносланцевых толщ
III. Главный интрузивный и рудный	Внедрение расслоенной, обогащенной МПГ, Cu и флюидами ультрамафит-мафитовой магмы в дискретные структуры рифтовых трогов на плечах главного рифта
IV. Главный рудный и внутриинтрузивный	Внедрение сульфидоносного расплава – «рудной интрузии» Камерная ликвация
V. Конечный интрузивный и внутрирудный	Формирование ритмической расслоенности Внутрирудный щелочной метасоматоз – становление зональных рудных залежей, уникальных по запасам и содержаниям МПГ (норильско-талнахский тип)
VI. Послеинтрузивный и конечный рудный	Поступление низкосернистого расплава – формирование малосульфидных платинометалльных руд (верхнеталнахский тип), уникальных по ресурсам и иногда содержаниям МПГ, а также аномальных геохимических полей

Все вышеизложенное позволяет обосновать шестиэтапную петролого-геодинамическую модель формирования Норильско-Талнахского рудного супергиганта (таблица). Важнейшим или одним из основных факторов существенного обогащения потенциально рудоносных магм платиновыми металлами, медью, тяжелой серой и галогенидами была ремобилизация толщ высокотемпературными флюидизированными расплавами и растворами – своеобразным конвейером вадозных вод. При этом из медистых песчаников, возможных древних медно-молибденовых месторождений и черносланцевых толщ также могли поступать дополнительно медь, золото, серебро и платиноиды.

Таким образом, главные особенности петрогенезиса трапповых рудно-магматических систем с сульфидными платиноидно-медно-никелевыми (норильско-талнахский тип) и малосульфидными платинометалльными рудами (верхнеталнахский тип) – следствие проявления флюидно-жидкостной ликвации и внутрикамерной дифференциации с норильским (рудно-анортозитовым) и малосульфидным платинометалльным трендами, осложненными мощным флюидным массопереносом.

К факторам, обусловливающим формирование Норильско-Талнахского рудного супер-гиганта, относятся:

а) длительное (сотни млн. лет) возбужденное состояние литосферного блока земной коры в узле тройного сочленения рифтовых зон, обусловившее растянутую во времени (а частично и в пространстве) сегрегацию мантийных сульфидов из огромных объемов астеносферы на стыке Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и эпиплатформенного Таймыра;

б) пермский поддвиг океанической коры – обогащение сульфидных потоков водой, серой (в том числе тяжелой) и галогенидами;

в) очень большие объемы флюидов специфического (Cl, H_2, H_2O, тяжелая S, CH_4, N_2) состава, насыщенные платиноидами и медью;

г) далеко зашедшие процессы дифференциации магматических колонн – формирование мощного протяженного горизонта (серии покровов) пикритовых базальтов и различных по составу и набору дифференциатов расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий;

д) последовательная глубинная ликвация рудоносных мантийных расплавов.

Предложенная модель может быть с успехом использована и для трактовки генезиса других гигантских рудных месторождений.

Литература

1. **Добрецов Н.Л.** Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997, т.354, №2, с.220-223

2. **Додин Д.А., Леньчук Д.В., Неручев С.С.** Металлогения платиновых металлов Таймыро-Норильской трапповой провинции // Минерагения Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994, с.70-81

Породно-ресурсные ансамбли Российского Севера

Т.С. Додина, Д.А. Додин

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана МПР РФ и РАН, vniio@g-ocean.spb.ru

Российский Север – крупнейший сегмент Арктического циркумполярного минерагенического пояса Земли. Главные закономерности размещения и формирования минеральных и топливно-энергетических ресурсных объектов на Севере России определяются его особым циркумполярным положением в структурах земной коры, длительностью их развития, интенсивностью проявления продуктивных этапов тектоно-магматической активизации, взаимодействием древних и молодых структур и процессов, своеобразием генерирования рудного и органического вещества в немногочисленных, но крупных, суперкрупных и супергигантских месторождениях (апатиты Хибин, нефть и газ Западной Сибири, никель, медь и платиновые металлы Норильска, золото, олово, серебро, сурьма, ртуть Якутии и Чукотки, ниобий и редкие земли Томтора и некоторые другие). Наиболее важные в промышленном отношении структуры располагаются на пересечениях Арктического и субмеридиональных планетарных и трансрегиональных поясов – Атлантического, Монголо-Уральского, Алдано-Гренландского, Тихоокеанского. Глобальные особенности поясов – целостных блоков литосферы – приуроченность к глубинным планетарным разломам, переход с суши на шельф и в океан, аномальное строение земной коры, многоэтапность геосинклинальных и активизационных циклов, осложненных или преобразованных явлениями рифтогенеза, раздвига и субдукции, приводят к полигенности, полихронности и полиформационности провинций минерального и топливно-энергетического сырья. Огромные размеры арктического шельфа, сложность его геологического развития, значительная мощность осадочного чехла создают уникальные особенности для россыпеобразования и нефтегазонакопления. Выделены и оконтурены ведущие рудоносные и нефтегазоносные провинции, а также угленосные бассейны, представляющие собой, по сути, оригинальные породно-ресурсные ансамбли.

По принадлежности к крупным классам пород устанавливаются осадочно-, метаморфогенно- и магматогенно-ресурсные ансамбли, вмещающие полезные ископаемые трех групп: мировые лидеры, российские лидеры и аутсайдеры. Первые по своим запасам, ресурсам, добыче, качеству сырья, обеспеченности или даже только по одному из этих показателей превышают мировые аналоги; вторые – российские; третьи занимают достаточно устойчивое положение в мировой или только российской экономике. К первым относятся газ, нефть, никель, алмазы, платиновые металлы, сурьма, олово, ртуть, редкие металлы и редкие земли, вермикулит, исландский шпат, мамонтовая кость; ко вторым – горючие сланцы, природные битумы, золото, серебро, кобальт, медь, амазонит, хризолит, каменная соль; к аутсайдерам – уголь, железо, титан, ванадий, цинк, свинец, барит, флюорит, графит и некоторые другие полезные ископаемые.

Таким образом, важнейшее значение для дальнейших исследований имеют осадочно-газоносные и нефтеносные, ультрамафит-мафитовые – платиноносно-никеленосные и шпатоносные, кимберлит-алмазоносные и ийолит-карбонатитовые – фосфор-редкометалльно-редкоземельные породно-ресурсные ансамбли. Детальное изучение породной составляющей названных ансамблей и, в первую очередь, как геохимических полей различных уровней концентрирования [1], безусловно, обогатит теорию прогнозирования месторождений полезных ископаемых (МПИ) новыми поисковыми критериями и признаками. Это приведет к новым открытиям МПИ в недостаточно геологически изученной зоне Российского Севера.

Приведенная в докладе характеристика наиболее крупных и оригинальных породно-ресурсных ансамблей Севера России со всей очевидностью показывает возможность новых открытий на основе специализированных геохимико-петрографических исследований.

Литература

1. **Таусон Л.В.** Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1983, с.5-13

Минералогия и геохимия уникально свежих бонинитоподобных палеопротерозойских вулканитов Ветреного Пояса, Карелия

К.А. Евсеева, И.С. Красивская, А.В. Чистяков

Москва, ИГЕМ РАН, chist@igem.ru

В пределах восточной части Балтийского щита широкое развитие получили образования кремнеземистой высокомагнезиальной серии, представленные расслоенными базит-ультрабазитовыми интрузивами в пределах архейских кратонов, мелкими интрузивами друзитового комплекса в Беломорском подвижном поясе, роями даек и вулканогенно-осадочными комплексами в грабенообразных структурах [2]. Одной из таких структур является структура Ветреный Пояс (см. рис.1 в тезисах И.С. Красивской и др. по материалам данного совещания), которая формировалась в условиях континентального рифтогенеза. В состав структуры Ветреный пояс входит одноименная свита с возрастом 2.45 - 2.41 млрд. лет. [1;4], сложенная лавами преимущественно базит-ультрабазитового состава, а также андезибазальтами, с подчиненным развитием туфов и туфогенно-осадочных пород.

Ранее [1] свита ветреный пояс рассматривалась как представитель коматиитовой серии протерозоя на Балтийском щите. Проведенные нами исследования показали, что вулканиты свиты, в значительной мере соответствующие по содержаниям главных элементов коматиитам и коматиитовым базальтам, содержат ассоциацию вкрапленников магнезиального оливина, пироксена, хромшпинелида, а также уникально свежего стекла андезитового и даже дацитового состава. Подобный своеобразный состав пород, наряду со специфическими геохимическими особенностями и наличием средне-кислого стекла является типоморфным для бонинитов молодых островодужных систем Западно-Тихоокеанских структур (Изу-Бонинской и др.).

Нами рассматривались породы верхней части разреза свиты ветреный пояс из трех наиболее хорошо обнаженных участков: гора Мяндуха на юго-восточном окончании этой структуры, гора Голец - на северо-западной окраине и гора Бол. Левгора - в центральной части Ветреного Пояса (см. рис.1 в тезисах И.С. Красивской и др. по материалам данного совещания).

Во всех трех изученных участках наблюдаются реликты вулканических построек, сложенных десятками базальтовых потоков мощностью от первых до десятков метров. Судя по находкам пиллоу-лав и гиалокластитов, их излияния происходили в подводных условиях. Породы неравномерно подвержены низкотемпературным изменениям; во многих случаях в них сохраняются первичные структуры и текстуры, а также первично-магматические минералы и недевитрифицированное вулканическое стекло. По минеральному составу среди изученных пород выделяется целый ряд разновидностей бонинитовых базальтов: от оливиновых до клинопироксеновых и клинопироксен-плагиоклазовых с разным содержанием стекловатой фазы. Подчиненную роль играют высокомагнезиальные пикриты, представляя кумулятивные горизонты в расслоенных лавовых телах. Эти бонинитовые пикриты имеют кумулятивную структуру, где главной кумулятивной фазой является оливин, содержание которого может достигать 80 об.%.

Бонинитовые базальты обычно имеют мелкопорфировую структуру с вкрапленниками оливина, клинопироксена и хромшпинелида. Наиболее примечательной особенностью основной массы базальтов являются структуры типа микроспинифекс, характеризующиеся развитием длиннопризматических, спутанно-игольчатых, радиально-лучистых, метельчатых агрегатов клинопироксена, и/или оливина, реже плагиоклаза в вулканическом стекле. В районе Бол. Левгоры обнажается мощная дифференцированная лавовая толща, в которой преобладающими породами являются бонинитовые базальты со спинифекс-структурами, сложенными длиннопризматическими кристаллами (до 10 см в длину) и метельчатыми агрегатами пироксена и/или оливина в вулканическом стекле.

Реликты оливина наблюдаются как в структурах спинифекс, так и в порфировых выделениях. Состав оливина обычно отвечает форстериту Fo_{80-87}. Вкрапленники клинопироксена имеют скелетообразные, футлярообразные формы и отвечают по составу авгиту $Wo_{41-44}En_{44-50}Fs_{9-11}$, редко пижониту $Wo_{11}En_{60}Fs_{29}$ с содержанием Al_2O_3 - 4.3 мас.%, и пижонит-авгиту $Wo_{30-42}En_{44-53}Fs_{10-29}$. Состав клинопироксена основной массы в структурах микро-

спинифекс отвечает авгиту $Wo_{45-47}En_{33-42}Fs_{12-21}$ с содержанием Al_2O_3 от 6.5 до 7.5 мас.%. Хромшпинелид присутствует в виде мелких единичных зерен размером до 0.1 мм и по составу отвечает субферриалюмохромиту с содержанием Cr_2O_3 от 42 до 46 мас.%. Плагиоклаз встречается лишь в полнокристаллических мелкозернистых долеритах и по составу соответствует лабрадору с содержанием анортитовой составляющей 62-64 %.

Свежее вулканическое стекло, изотропное или слабо анизотропное в поляризованном свете, имеет пятнистую бурую окраску в проходящем свете. В гиалокластитах оно слагает главный объем породы и имеет тонкую флюидально-полосчатую текстуру, а в базальтах образует матрицу между кристаллами оливина и пироксена. Согласно микрозондовым определениям, пятнистое вулканическое стекло имеет переменный химический состав, варьирующий от базальта (SiO_2= 50-54 мас.%) до андезит-дацита (SiO_2 = 56-62 мас.%). Дацитовый состав интерстициального стекла (SiO_2 57-65 мас.%) характерен и для бонинитов молодых островодужных систем, в том числе и для ультраосновных бонинитов (SiO_2 = 46,5 и MgO = 31.2 мас.%) из внутренней зоны дуги Тонга (по данным Высоцкого С.В., 1989).

Среди изученных пород свиты преобладают кремнеземистые (SiO_2 - до 54 мас.%), высокомагнезиальные (MgO> 8 мас.%) бонинитовые базальты с устойчиво низким содержанием TiO_2 - до 0.8 мас.%. Подчиненную роль играют бонинитовые пикриты и пикробазальты с содержаниями SiO_2 42-45 мас.% и MgO - 33-21 мас.%. Все породы имеют близкие спектры распределения редких и рассеянных элементов, в частности, обогащены Sr, Zr, Ba. и обеднены Nb, Y и др. (рис. 1-А), а также имеют однотипный фракционированный тренд распределения РЗЭ с заметным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым (Ce/Yb)n=2.68-3.92, что существенно отличает их как от толеитовых, так и коматиитовых базальтов (рис.1-Б).

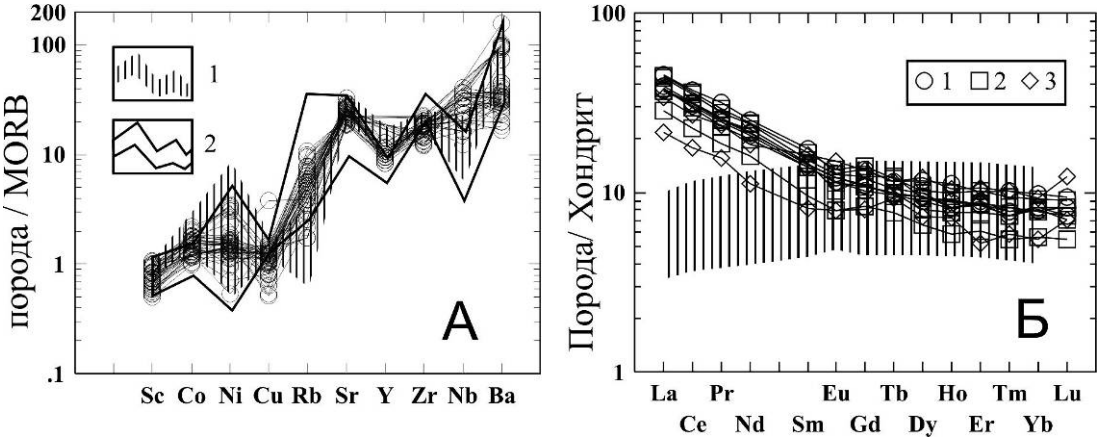


Рис. 1. Распределение элементов-примесей (А) и РЗЭ (Б) в породах свиты Ветреный пояс

На графике А вынесены составы пород Мяндухи и полями выделены спектры для пород Гольца (1) и Бол. Левгоры (2). Составы нормированы к MORB по [Hofmann, 1988].

На графике Б вынесены спектры РЗЭ в породах: 1 - Мяндуха, 2 - Голец и 3 - Бол. Левгора (нормированы к составу хондрита по Sun, 1982). Выделено поле составов коматиитов и базальтов Сумозерского-Кенозерского зеленокаменного пояса, Балтийский щит [по данным Puchtel et al., 1999]

Подводя итоги, следует подчеркнуть, что все изученные нами высокомагнезиальные базальты свиты ветреный пояс характеризуются близостью своего химического состава (устойчиво низкие содержания TiO_2 и Nb, повышенные - LILE и LREE), сходством минерального состава и состава породообразующих минералов, наличием стекла андезитового и андезидацитового состава и своеобразным микроструктурам (микроспинифекс). Согласно всем этим данным, изученные породы отвечают главным петрографическим и геохимическим критериям пород бонинитовой серии. Некоторым отклонением является несколько повышенные по сравнению с фанерозойскими бонинитами (TiO_2 < 0/5 мас. %) содержания TiO_2, составляющие в большинстве пород 0.6-0.7 мас.%.

Базальты свиты ветреный пояс являются наиболее сохранившимися и представительными фрагментами бонинитовых пород раннепалеопротерозойской Балтийской провинции кремнеземистых высокомагнезиальных (бонинитоподобных) пород. Однако, поскольку докембрийские бонинитоподобные расплавы возникали во внутриплитной

континентальной обстановке, в отличие от подобных островодужных расплавов фанерозоя, наблюдаемая конвергенция признаков не является свидетельством их одинакового происхождения. Образование докембрийских бонинитоподобных расплавов связывается с крупномасштабной ассимиляцией вещества нижней коры поднимающимися высокотемпературными мантийными расплавами [2].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 04-05-64581, программы ОНЗ РАН №5 и Федеральной поддержки научных школ № 1251.2003.5

Литература

1. **Куликов В.С.** Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя (Карелия) // В кн. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Ред. О.А.Богатиков. Л.: Наука, 1988, с.20-88.

2. **Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С**. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997, т.5, № 5, с.503-522.

3. **Hofmann A.W.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust //Earth and Planetary Sci. Lett., 1988, v.90, pp. 297-314.

4. **Puchtel I.S., Brugamann G.E., Hofmann A.W. et al.** Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim.Cosmochim Acta, 1997. v.61. № 6, pp. 1205-1222.

5. **Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V**. **et al.** Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochim.Cosmochim Acta, 1999, v. 63, № 21, pp. 3579-3595.

Месторождение Жиричи (Западная Украина): геологическая позиция и минеральный состав рудных тел

А.В. Емец, В.Н. Загнитко

Киев, Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, emetz_a@igmr.relc.com

Рудопроявления самородной меди обычны для базальтовых провинций, но месторождения относительно редки. Многочисленные самородномедные месторождения знаменитого меднорудного района Мичигана (полуостров Кивинау) локализированы в мезопроторезойских базальтовых потоках и междупотоковых пирокластических и конгломератовых слоях, которые заполняют Североамериканскую рифтовую систему возрастом около 1,1 млрд. лет [1]. Похожие месторождения меди известны в других местах палеовулканических излияний России (Тунгусская синеклиза), Канады, США, Чили, Китая и др. Все эти месторождения содержат минеральные ассоциации так называемой пренит-пумпеллеитовой фации метаморфизма, которая также включает кварц, альбит, пренит, пумпеллеит, эпидот и хлорит; и пространственно сменяется цеолитовой фацией, состоящей из ассоциации, которая в большинстве случаев содержит кварц, анальцим и ломонтит. С другой стороны, все эти минералы широко распространены в современных гидротермально-активных регионах [2]. Однако четкая ассоциация самородной меди с этими минералами все еще остается невыясненной. Так, результаты детального минералогического картирования в Мичиганском районе [3] свидетельствуют, что самородномедные месторождения в основном расположены вдоль зон окварцевания, однако также встречаются в местах, где окварцевание несущественно.

Рудопроявления самородной меди в вендском базальтовом комплексе Западной Украины известны издавна, но целенаправленные работы по поиску месторождений меди ведутся с 1929 г. Месторождение Жиричи было открыто в последнем десятилетии XX столетия. Оно расположено в западном крыле Ратненского палеосвода, который выявлен в результате бурения под позднемеловыми осадками. Свод является одним из горстоподобных поднятий Луково-Ратненского вала, который простирается около 350 км с востока на запад в западной части Восточно-Европейской платформы от Украинского щита до Славатычского поднятия в Польше. Вал был сформирован, возможно, в конце венда и четче очертился в позднем девоне в результате неравномерного проседания, которое охватило территорию западной окраины древнего кратона после герцинского регионального поднятия.

С запада и востока Ратненский свод ограничен прилегающими грабеноподобными впадинами. С юга докембрийские слои смещены вниз на около 650 м вдоль Южно-Припятской зоны разломов, которая отделяет свод от Волынской депрессии. В северном направлении слои спокойно и вдоль нескольких малоамплитудных сбросов Северо-Припятской разломной зоны погружаются в сторону Подлясско-Брестской депрессии. Ратненский свод состоит из наиболее приподнятого центрального горста, окруженного ступенчато погружающимися вокруг отдельными блоками. Амплитуда смещения блоков вдоль отдельных разломов на месторождении достигает 200 м.

Наиболее старые породы вскрыты бурением в центральном горсте под позднемеловыми осадками. Они сложены гнейсами и гранитоидами, которые содержат интрузии габбро и сиенитов. Эти породы вдоль разломов граничат с эродированными позднерифейскими или вендскими слоями. Осадочный чехол в пределах Ратненского свода состоит из позднерифейских красноцветных терригенных слоев, ранневендских конгломератов, вендских базальтовых потоков и пирокластики, поздневендско-кембрийской ритмически сложенной терригенно-осадочной толщи и силурийских известняков. Эти напластования были эродированы начиная со среднего девона до раннего мела. В местах поднятий слои были полностью эродированы до раннепротерозойских метаморфических пород. Позднемеловые меловые и мергельные слои, общей мощностью от 120 до 180 м, покрывают эродированную поверхность. Четвертичные глинистые и песчанистые осадки, толщиной 20-80 м, несогласно перекрывают эти слои.

Структура месторождения определяется четырьмя пачками, мощностью 25-70 м, сложенными преимущественно потоками базальтовой лавы с тонкими прослоями пирокластики, которые разделяются мощными (24-80 м) слоями базальтовых туфов и туффитов, в которых нередко наблюдается косослоистое залегание. Цвет пирокластического материала меняется от серого до бурого, кирпично-красного и красного. Однако среди нижних туфов встречаются

прослои зеленых пирокластических пород. Вендские вулканиты были сформированы в результате древнего рифтинга, который разделил Балтику и возможно Амазонию, и завершился образованием древнего океана Торнквист [4].

Руды формируют стратиформные рудные тела в базальтах A, B, C и D, и в нижних туфах. В некоторых зонах трещиноватости они обогащены самородками и прожилками. В рудных телах минералы меди встречаются в виде рассеянной вкрапленности, прожилков, а также выполняют миндалины в базальтах. Наиболее богатые руды в базальтах встречаются в гидротермально измененных долерито-базальтах, миндалекаменных разностях, а также в лава-брекчиях. В нижних туфах богатая вкрапленная минерализация самородной меди раскрывается преимущественно в зеленых слоях, хотя в некоторых местах богатые руды содержатся и в красноцветных напластованиях. Толщина рудных тел и интенсивность самородномедной минерализации, по-видимому, контролируется ступенчастыми разломами, по которым вулканогенные образования смещены напротив позднерифейских красноцветов. По данным атомно-адсорбционного и ICP-MS анализов образцов, кроме Cu в рудах выявляются повышенные содержания Ag, Rh, Pd и Au. Самородномедная минерализация в стратиформных телах в туфах сменяется разреженной на дистанции от 1 до 15 м при содержании Cu от 0,2 до 5 %.

Результаты детальных минералогических исследований сведены в таблице. Самыми первыми изменениями в базальтах были региональные альбитизация, гематитизация и хлоритизация. По-видимому, эти процессы сопровождали излияния базальтовой магмы. Ca алюмосиликаты на месторождении Жиричи отлагались позже вдоль трещин и путем метасоматического замещения вулканических пород.

Таблица. Схема последовательности формирования минералов на месторождении Жиричи

Минералы	Альбитизация, гематитизация, хлоритизация	Пренит-пумпеллеитовый гидротермальный парагенезис (400-200°C)	Пропилитизация (<~230°C)	Анальцимизация, поздняя смектитизация (<~175°C)
Клинохлор				
Гематит				
Альбит				
Пумпеллеит				
Пренит				
Самородная медь			**Растворение и перераспределение**	
Ломонтит				
Вайракит				
K полевой шпат				
Кварц				
Ca-Na цеолиты				
Смектит				
Кальцит				
Анальцим				
Сульфиды				
Куприт				? ?
Барит				
Каолинит				

Самородная медь главным образом встречается в виде мелкой рассеянной вкрапленности в базальтах и туфах. Также широко распространены прожилки, самородки и дендриты. Микрозондовые анализы не показали значительных количеств изоморфных примесей в самородной меди. Самородное серебро образует субмикронную вкрапленность в самородной меди в виде нарастаний, что свидетельствует о его более позднем происхождении.

В процессе исследований выявлены сингенные сростки самородной меди с пренитом, реже с ломонтитом: в розетках пренита самородная медь врастает вдоль фибр пренита, а в сферах

ломонтита формирует вростки с округлыми поверхностями. С другими более ранними минералами самородная медь сингенных сростков не образует. Таким образом, первая самородномедная минерализация была осаждена в базальтах и туфах совместно с пренитом и ломонтитом. На месторождении эти минералы замещают (корродируют и пересекают по трещинам) более ранний пумпеллеит и близко ассоциируют с вайракитом. Как уже указывалось выше, этот парагенезис широко распространен в современных гидротермально-активных регионах (Исландия, Япония, Камчатка, Новая Зеландия и т.д.) [2]. На месторождении Жиричи минералы Cu-содержащего пренит-пумпеллеитового парагенезиса в общем осаждались в последовательности: пумпеллеит – пренит (±самородная медь) – ломонтит (или вайракит) (±самородная медь), несмотря на то что тектонические движения и нестабильность гидротермальной системы приводила к периодическим интенсификациям палеогидротермальной активности, что вело, например, к обрастанию пренитом ломонтита. Гнезда пумпеллеита, а также прожилки и гнезда пренита с сингенными включениями меди отчетливо секут и замещают ранее гематитизированные и альбитизированные вулканические породы, но интенсивные гидротермальные изменения отсутствуют в осадочных породах, которые покрывают вендские вулканиты. В рудных телах отсутствуют признаки полигенного формирования основных рудных тел, которые представленные густовкрапленной минерализацией. Эти наблюдения могут говорить о том, что гидротермальные растворы были обогащены медью в конце вендской вулканогенно-гидротермальной деятельности. Поэтому, пумпеллеит, а также син- и пострудные минералы возможно были образованы последовательно на протяжении прогрессивного затухания поздневендских гидротерм.

Локализация медных руд в нижних частях базальтовых потоков и в наиболее проницаемых разностях вулканических пород вдоль разломных зон свидетельствует об миграции вверх рудообразующих Cu-вмещающих растворов, с осаждением самородной меди на геохимических барьерах в зонах контраста проницаемости и редокс-потенциала. Перераспределение меди и рост самородков связывается с более поздними гидротермальными процессами, которые обусловили региональную пропилитизацию (K полевой шпат-смектит-кальцит-цеолитовый парагенезис), более позднюю смектитизацию и анальцимизацию, а также формирование кварцевых тел. Эти процессы происходили при более низких температурах, чем формирование пренит-пумпеллеитового парагенезиса.

P-T диаграмма полей стабильности Ca алюмосиликатов [5] свидетельствует об уменьшении давления и температуры на протяжении осаждения минералов, прослеженном на месторождении Жиричи: пумпеллеит – пренит – ломонтит – вайракит – анальцим + кварц. Поле стабильности пренита приблизительно обозначает P-T параметры первичного осаждения самородной меди на месторождении при температурах 300-400°C и 1.7-4.5 кбар.

Литература

1. **Grant N.K., Obradovich J.D., King Huber N.** Age of native copper mineralization, Keweenaw Peninsula, Michigan // Economic Geology, 1988, 71, p. 619-625.

2. **Bird D.K., Schiffman, Elders W.A., Williams A.E., McDowell S.D.** Calc-Silicate mineralization in Active Geothermal Systems // Economic Geology, 1984, 79, p. 671-693.

3. **Stoiber R.E., Davidson E.S.** Amygdule mineral zoning in the Portage Lake lava series, Michigan copper district. Part II // Economic Geology, 1959, 54, p. 1444-1460.

4. **Emetz A., Piestrzynski A., Zagnitko V**. Geological framework of the Volhyn copper fields with a review of the Volhyn Flood Basalt Province (western margin of the East-European Craton). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 2004, 74(3), p. 257-265.

5. **Liou J.G.** P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $CaAl_2Si_2O_8$-SiO_2-H_2O. Journal of Geology, 1971, 12: 379-411.

Декоративная гамма облицовочных и поделочных пород и минералов Кольского региона

Д.В. Жиров*, В.В. Лащук**

* Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, zhirov@geoksc.apatity.ru
** Апатиты, Отдел технологии строительных материалов ИХТРЭМС КНЦ РАН

Декоративность природных камней служит показателем, в котором отражаются эмоционально-эстетическое восприятие и отношение человека, и поэтому она является основным потребительским свойством и определяет коммерческую ценность и спрос на рынке. Для оценки декоративных свойств облицовочных камней (ОК) в отечественной практике используется методика ВНИПИИСтромсырье [1,2], объединяющая комплекс как объективных инструментально измеренных показателей (доминирующая длина волны, насыщенность, цветовой тон, светлота, полируемость и др.), так и субъективных экспертных оценок (цветовое предпочтение, сочетание цветов, уникальные особенности текстуры и структуры и т.д.). Полученные результаты испытаний и оценки индексируются в баллах с учетом конъюнктурных предпочтений и суммируются. Итоговая оценка декоративных свойств предоставляет возможность произвести сопоставление камней и дать прогнозное ожидание коммерческого успеха на рынке. Часть показателей этой методики может быть применена и для декоративно-поделочного камня (ДПК).

В настоящей работе приводится обзор декоративных свойств основных разновидностей облицовочных и декоративно-поделочных камней Кольского региона. Благодаря сложному геологическому строению и редкому многообразию породных комплексов Мурманская область обладает огромными ресурсами облицовочного и декоративно-поделочного природного камня. В их числе есть разновидности, не имеющие аналогов в мире: зеленые с малиновой вкрапленностью хибиниты, серые и розовато-красные граниты с голубым кварцем, белые и сиреневые анортозиты, изумрудно–зеленые и цвета морской волны амазониты и многие др. Цветовая палитра Кольских камней охватывает практически весь спектр (табл. 1-2). В ряду ахроматических (черный – белый) камней наиболее высокодекоративными являются крайние члены, т.е. белые и черные. Среди хроматических (цветных) предпочтение отдается камням с редкими расцветками и рисунками, а также с хорошей "глубиной"- прозрачностью и просвечиваемостью. Исключительно редки в природе камни с интенсивными фиолетовым, ярко-синим, голубым, ярко-зеленым, малиновым, желтым и оранжевым цветами чистых тонов [2]. Кроме того, для цветных камней важным свойством является однородность и насыщенность цвета (-ов). Если порода или минерал в дополнение к привлекательной расцветке обладает каким-либо выраженным оптическим эффектом, например: иризацией, шиллеризацией, авантюресценцией и т.п., - ее ценность многократно возрастает [3].

По состоянию на 1.01.2005 г. на балансовом и кадастровом учете по Мурманской области находились 19 месторождений облицовочного камня (ОК): 7 - гранитов, 4 - габброноритов, 2 – габбро и по одному – хибинитов, фойяитов, гранодиоритов, монцодиоритов, пироксенитов и доломитов, - и 8 проявлений, на которых ведутся (велись) разведочные или опытно-промышленные работы: 2 - гранитов, 2 – габброноритов и по одному пироксенитов, гранатовых амфиболитов, кварцитов и граносиенитов. Кроме вышеперечисленных объектов, в различной степени изучены более 50 перспективных проявлений [4, 5]. В противовес распространенному мнению о повышенной степени трещиноватости древних пород лучшие показатели блочности наблюдаются у архейских и нижнепротерозойских месторождений ОК (см. табл. 1).

Кольские черные ОК получили широкую известность еще в 1970-1980-х гг. Это, прежде всего, пильгуярвинское габбро и пироксенит, которые добывались попутно из блоков-негабаритов при эксплуатации Ждановского месторождения медно-никелевых руд. В начале 1990-х гг. были разведаны собственные месторождения облицовочных габброноритов (Ена-1, Кулосс, Ена-2, Кюляваара) и пироксенитов (Кирикванъярви или Кирикован-2,). Пироксениты месторождения Кирикован-2 имеют наиболее интенсивный черный цвет из промышленно добываемых в европейской части России. В резерве находятся проявления пироксенитов Няссюка, Кирикован-1, Порьинское-1, -2 и -3, авгитовых порфиритов Киткнюн, габброноритов Восточный Киевей, Инчьявр, Тещина Варака и др. Из светлых камней наиболее перспективными являются белые и светло-серые анортозиты проявления Колвицкое и мелко-блочные авантюриновые кварциты проявлений Рогутчане и Гроб Тундра. К светло-серым, разбавленным незначительным цветовым оттенком, относятся рисунчатые габброанортозиты проявлений Кандалакшское и Яврозеро, граниты проявлений Люппеярви и Палоярви, а также гнейсы

Табл. 1. Декоративные свойства основных разновидностей облицовочного камня Мурманской области

№ п/п	Название	Петрографический тип	Цвет и оттенки	Фотометрические показатели цвета				Декоративность, баллы			Итоговая оценка (класс декоративн.)	Запасы по горной массе[1]	Блочность (групп ГОСТ)	Недропользователь
				цветовой тон, λ, нм,	насыщенность, ρ,%,	светлота, р, %	блеск, ☼ ед. НИИКС	цвет	рисунок	фактура				
1	Большое Сормозеро	Гранодиорит, гранит	Pk, rO, yO	570-585	12-18	10-28	130-185	17	8	5	30	451 (B+C1)	18 (I-III)	ЗАО "Турий"
2	Вальсеявр-2	Гранит	rO, oPk, R,	570-590	-	14-23	145-165	-	-	-	29-31 (1-2)	654 (A+C1)	23 (II-III)	ОАО "Комбинат Стройконструкция"
3	Винга-1	Гранит	Pk,	580-585	25-26	12-29	130-185	22	6	2-4	30-32 (1)	237,5 (A+C1)	20-30 (I-III)	ООО "Гранул"
4	Ена-1	Габбронорит	B – grB, gB	510-560	3-11	6-12	150-180	16-19	6	5	27-30 (2)	530 (A+C1)	28 (I-IV)	ОАО "Ковдорский ГОК"
5	Кирико-ванъярви	Пироксенит	B	490-510	3-4	3-6	150-190	23	3	3-5	29-31 (1)	944,3 (B+C1)	39 (I-IV)	ОАО "Кольская ГМК"
6	Колвицкое	Анортозит	W, Gr	нет	15-20	30-34	160-200	26	3-6	5	34-37 (1)	n x 100000 м3	15-20 (I-III)	Перспективный объект для ГРР
7	Кузрека	Гранит	Pk, oPk,	580-585	18-24	12-26	160-180	18-19	8	3-4	29-31 (2)	2186(A+B+C1)	30-40 (I-III)	ЗАО "Турий"
8	Кюляваара	Габбронорит	B, gB, grB	510-560	3-11	6-12	150-180	16-19	6	5	27-30 (2)	332 (B+C1)	21 (I-IV)	ОАО "ЦКЭ"
9	Ловчорр	Хибинит	Ol, gGr, grG	560-575	9-18	11-19	160-195	19-21	8	5	32-34 (1)	800 (A+C1)	15 (I-III)	ОАО "Апатит"
10	Мончетун-дровское	Габбро, метагаббро	Gr, grB	550-560	4-7	8-12	160-180	10-11	6	5	21-22 (2-3)	641 (A+C1)	26 (I-IV)	Госрезерв
11	Одъявр-1	Гранит	Gr, blGr	571-574	11-14	8-29	150-185	-	-	-	22-26 (2)	923,4 (B+C)	32 (I-IV)	Госрезерв
12	Пояконда	Гранатовый амфиболит	Br, Gr, rBr	-	-	9-11	145-165	-	-	-	29-33 (1-2)	n x 100000 м3	30 (I-III)	ЗАО "Турий"
13	Титовское	Граносиенит	oPk, lPk	585-590	25-33	23-41	115-185	18-19	6	2-4	26-29 (2)	n x 100000 м3	нет данных	АО "Ладва-К"
14	Шонгуй	Монцодиорит	Br	565-575	13-15	6-17	130-190	14-16	4	3-4	21-24 (2-3)	442 (A+C1)	26 (I-III)	ОАО "Кола-Гранит"
15	Пиртти-ярви	Доломит, кварцит	rBr, Pk, Y, P, R, rO, O, W	575-580	18-20	40-65	145-180	17	11	3-4	31-32 (1-2)			Госрезерв (снимается с учета)
16	мыс Толстик	Кварцито-песчаник		585-595	25-30	8-16	155-165	16	6	2-4	24-26 (2)	n x 100000 м3	нет данных	Госрезерв

С Условные обозначения цветов и оттенков:

Заглавные буквы (цвета): *B(черный), V(фиолетовый), L (сиреневый), C (синий), Bl (голубой), P(пурпурный), M (малиновый), R (красный), Pk (розовый), O (оранжевый), Y(желтый), Br (кричневый), Ol (оливковый), G (зеленый), Gr (серый), W (белый),*

Строчные буквы (оттенки): *l, c, bl, b, w, p, v, ol, gr, g, r, m, pk, y, br, o, - соответствующие (см. строку выше) оттенки*

1- в скобках приведены категории запасов

Табл. 2. Основные разновидности поделочного камня Мурманской области

№ п/п	Название месторожд./ проявления	Административное и географическое расположение	Цвет и оттенки2	Название ДПК	Оптический эффект3	Запасы / ресурсы	Недропользователь
	мыс Корабль	Терский район, ручей Лодочный	L, C, Bl, B, W, P, V	Аметист, кварц, раух-топаз, морион	"скипетр" – изменение окраски кристаллов к вершине (хх), шелковистый блеск (хх)	n x 1000 дм^2	Госрезерв
	гора Плоская	Ловозерский район, 90 км к ЮВ от пос. Ловозеро	G, blG	Амазонит	шиллеризация (хх)	A+B+C1+C2 29700 т / n x 1000 м^3	в 2005 г. состоится конкурс
	гора Парусная	Ловозерский район, 28 км на СВ пос. Красношелье	G, blG	Амазонит	перламутровый блеск (х); шиллеризация (хх – ххх)	C1+C2 220 т/ n x 1000 т	Госрезерв
	Ручей Сухой	Ловозерский район, к Ю от Панских тундр	rBr, Pk, Y, Br, R, rO, P, rP, yBr	Пейзажный доломит	-	n x 10000 м^3	Госрезерв
	Рагутчане	Ковдорский район	W	Авантюриновый кварцит	авантюресценция (ххх)	C2 – 339 тыс. м3	Госрезерв
	гора Матерт	Печенгский район	R	Яшма	-	n x 10 - n x 1000 м^3	Госрезерв
	Пильгуярви	Печенгский район, массив Пильгуярви	Ol, Gr, G, olG,	Пейзажный серпофит	переливчатость (хх)	n x 1 - n x 10 м^3	ОАО "Кольская ГМК"
	Расвумчорр, Партомчорр и др.	Кировский район, Хибины	Ol, Gr, G, olG, olBr	Тингуаит	ячейсто-зональный, "дактилоскопический" узор	n x 1000 - n x 10000 м^3	перспективные объекты
	Сиреневит	Терский район, к З от Порьей губы	L, Bl, C, rL, P, V	Измененный анортозит	переливчатость (х),	n x 10 - n x 100 м^3	перспективный объект
	Рудник Чалмозеро	Ковдорский район, вблизи пос. Ена	Pk	Письменный гранит, беломорит	адуляресценция в голубых и белых тонах (х - хх)	n x 1000 - n x 10000 м^3	ОАО "Чалмозеро"
	Рудник (карьер) Каула	Печенгский район, к ЮВ от пос. Никель	B, grB, yB	Плойчатые филлиты	-	n x 1000 - n x 10000 м^3	ОАО "Кольская ГМК"
	Кировский рудник (подземные горизонты), г. Ньоркпакх и др.	Кировский район, Хибины	M, rM, pM, R, pkR	Эвдиалит	просвечиваемость (хх)	n x 100 т	ОАО "Апатит"
	Флогопито-вый карьер	Ковдорский район, г. Ковдор	Ol, Gr, G, olG,	Диопсид	шиллеризация	n x 1000 м^3	ОАО "Ковдорслюда"
	Вильгис	Печенгский район, к ЮЗ от г. Заполярный	G olG, grG	Яшмоид (кварцит)	просвечиваемость (х)	n x 1000 - n x 10000 м^3	Госрезерв
	Луостари	Печенгский район, вблизи ж.д. ст. Луостари	rBr, Pk, Y, P, R, rO, O,W, yBr	Пейзажный доломит	-	A+B+C1 2076 тыс. м^3	Госрезерв

См. условные обозначения цветов и оттенков к табл. 1
(х) – эффект проявлен слабо, встречается редко; (хх) – эффект проявлен заметно, распространен в существенной мере; (ххх) – эффект проявлен сильно, характерен в целом для месторождения/проявления.

Куруваара. Список хроматических камней Кольского региона охватывает широкую гамму цветов (см. табл. 1). В этом перечне следует выделить серовато-зеленые хибиниты месторождения Ловчорр и голубовато-серые и голубовато-розово-красные граниты месторождений Одъявр и Красный Одъявр соответственно, шоколадно-красные терские песчаники, а также насыщенные розовые граниты месторождений Винга1-2 и Кузреченское.

Цвет и рисунок облицовочного камня обусловлены соотношением и декоративными свойствами основных породообразующих минералов. Наибольший вклад в декоративность твердых сортов ОК силикатного ряда дают калиевые полевые шпаты и плагиоклазы. В большинстве случаев они определяют доминирующий цвет и рисунок камня, реже - обладают специфическими оптическими эффектами. Для гранитов и некоторых других типов пород большое значение имеет окраска и прозрачность кварца. Так, для одъяврских гранитов голубой кварц является главным показателем

рыночной ценности. Облагораживающий эффект могут также дать яркоокрашенные акцессорные минералы, например малиновый эвдиалит в хибинитах. В осадочных породах наибольшее значение для окраски имеют оксиды и соли различных металлов, прежде всего, железа, марганца и меди. Неравномерное распределение на светлом фоне углеродистых примесей часто ухудшает не только декоративные свойства, но и технологические (полируемость). Метаморфизм и метасоматоз могут приводить как к облагораживающему, так и отрицательному эффекту. В частности альбитизация и калишпатизация полевых шпатов существенно влияет на внешний облик кузреченских гранитов, изменяя окраску от пастельно-бежевых тонов до интенсивно розово-красных. В хибинитах с альбитизацией микроклин-пертитов связано образование пестрого пятнистого "сарафанного" рисунка. А в фойяитах она резко повышает контрастность и оригинальность рисунка. Интенсивная калишпатизация урагубских гранитов способствует образованию насыщенного оранжево-красного цвета. С другой стороны, скопления и обособления некоторых метаморфогенных минералов (слюды, корунд, тальк и др.) снижают декоративные и технологические свойства пород. Вторичные изменения и выветривание, как правило, ухудшают декоративность камня.

В отношении декоративно-поделочного камня Кольский полуостров еще более богат и знаменит. Под этой категорией мы понимает породы и минералы, используемые для изготовления сувенирных и частично ювелирных изделий. В их число не включены ювелирно-ограночное сырье и коллекционные образцы. Точной и полной сводки по ДПК Мурманской области пока еще нет. В Территориальных фондах геологической информации учтено 12 месторождений и проявлений, в несколько раз большее количество числится в фондах Союзкварцсамоцветы, а реальное число объектов превышает 200. Широко известны аметистовые щетки месторождения "Мыс Корабль" с гаммой расцветок от бесцветной до интенсивно фиолетовой и черной, зеленый и сине-зеленый амазонит месторождений "Гора Плоская" и "Гора Парусная", кроваво-красная яшма "Горы Матерт", серпофит и антигорит месторождения Пильгуярви, причудливые плойчатые филлиты месторождения Каула, многоцветные доломиты месторождений Ручей Сухой, Луостари и Пирттиярви, эвдиалит, тингуаит, астрофиллит Хибин и многие другие породы и минералы. В условиях настоящей публикации приводится краткая характеристика только наиболее известных и интересных из них (см. табл. 2).

В целом Кольский регион является одним из богатейших регионов России по высокодекоративному каменному сырью. Он имеет огромный, но, к сожалению, пока невостребованный сырьевой и инвестиционный потенциал для развития малого горного бизнеса и творческих мастерских.

Литература

1. **Сычев Ю.И., Глазова Г.П.** Методика оценки декоративности облицовочного камня. // Облицовочный камень карело-Кольского региона. Л.:Наука, 1983, с. 80-97.

2. **Сычев Ю.И.** Палитра камня. // Империя камня, 1996, №1, с. 5-7.

3. **Синкенкес Дж.** Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней: Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 423 с., ил.

4. **Жиров Д.В., Лащук В.В.** Облицовочный камень Мурманской области (справочно-методическое пособие). – Апатиты, 1998. -109 с.

5. **Жиров Д.В., Лащук В.В.** Облицовочный и поделочный камень Мурманской области // Месторождения индустриальных минералов Фенноскандии. – Петрозаводск, 1999, с.138-141.

Вариации состава акцессорного лампрофиллита в породах Ловозерского щелочного массива

В.А. Зайцев, Л.Н. Когарко

Москва, Институт геохимии и аналитической химии РАН.

Минералы группы лампрофиллита – одни из важнейших акцессорных минералов Ловозерского щелочного массива. Их состав был детально изучены в породах дифференцированной серии, комплекса эвдиалитовых луявритов комплекса и порфировидных луявритах.

В дифференцированном комплексе Ловозерского массива минералы группы лампрофиллита встречаются в виде пойкилокристаллов, содержащих кристаллы нефелина, розетковидных сростков, иногда – срастаний с эгирином. Часто они развиваются по лопариту. Реже, в крупных интерстициях, встречаются ограненные кристаллы лампрофиллита.

В эвдиалитовом комплексе лампрофиллит главным образом находится в интерстициях вместе с эгирином. Он то образует небольшие идиоморфные кристаллы, то корродирует эгирин.

Состав лампрофиллитов порфировидных луявритов был изучен на примере порфировидных луявритов г. Паргуайв с привлечением данных по составу лампрофиллитов из других тел порфировидных луявритов. В порфировидных луявритах лампрофиллит образует призматические кристаллы, часто с пойкилитовыми включениями минералов основной массы. Иногда видно, что вростки ориентированы параллельно структурам течения основной массы. В ряде случаев они собраны в сферолиты. Иногда вокруг кристаллов лампрофиллита и их сферолитов наблюдается осветление основной массы.

Состав минералов группы лампрофиллита был исследован методом электронно-микрозондового анализа на приборах Camebax и Camebax microbeam. Результаты анализов приведены на диаграмме K-Sr-Ba (рис.1) и в таблице 1.

Таблица 1. Вариации состава минералов группы лампрофиллита в породах Ловозерского массива

	Дифференцированная серия			Эвдиалитовые луявриты			Порфировидные луявриты
	низко-Ba лампрофиллит	высоко-Ba лампрофиллит	барито-лампрофиллит	низко-Ba лампрофиллит	высоко-Ba лампрофиллит	барито-лам-профиллит	низко-Ba лампрофиллит
Sr	1.11 – 1.23	0.74 – 1.29	0.17 – 0.23	0.99 – 1.18	0.56 – 1.02	0.21 – 0.5	1.01-1.40
Ba	0.01 – 0.14	0.41 – 0.71	1.42 – 1.56	0.01 – 0.17	0.33 – 0.77	0.91 – 1.3	0.01-0.10
K	0.07 – 0.09	0.1 – 0.19	0.15 – 0.15	0.06 – 0.09	0.1 – 0.14	0.16 – 0.2	0.07-0.010
Na–M1	0.56 – 0.74	0.2 – 0.56	0.13 – 0.2	0.63 – 0.87	0.44 – 0.62	0.28 – 0.38	0.47-0.88
Na окт.	1.19 – 2.27	1.59 – 2.62	1.84 – 2.11	1.75 – 2.41	1.78 – 2.72	2.31 – 2.59	1.62-2.56
Ca	0.05 – 0.2	0.03 – 0.17	0.03 – 0.04	0.03 – 0.16	0.02 – 0.05	0.02 – 0.05	0.02-0.09
Mg	0.05 – 0.12	0.05 – 0.11	0.03 – 0.03	0.04 – 0.17	0.04 – 0.07	0.02 – 0.04	0.02-0.20
Fe	0.21 – 0.49	0.09 – 0.34	0.05 – 0.06	0.17 – 0.49	0.09 – 0.25	0.07 – 0.14	0.17-0.37
Mn	0.29 – 0.72	0.28 – 0.63	0.25 – 0.31	0.22 – 0.49	0.24 – 0.42	0.26 – 0.45	0.24-0.45
(Ti	2.52 – 3.01	2.66 – 2.86	2.6 – 2.67	2.58 – 2.9	2.65 – 2.88	2.52 – 2.77	2.50-2.91
Nb	0 – 0.03	0.01 – 0.06	0.03 – 0.05	0 – 0.04	0 – 0.03	0.02 – 0.07	0.00-0.08
Al	0.02 – 0.05	0.02 – 0.05	0.05 – 0.06	0 – 0.05	0.02 – 0.05	0.04 – 0.05	0.01-0.06
Si	3.95 – 3.98	3.95 – 3.98	3.94 – 3.95	3.95 – 4	3.95 – 3.98	3.95 – 3.96	3.94-3.99
F	0.58 – 1.02	0.43 – 0.86	0.59 – 0.67	0.62 – 1.25	0.59 – 0.92	0.54 – 0.66	0.02-0.69

В породах дифференцированного комплекса выделяется три группы лампрофиллитов: низкобариевые лампрофиллиты, высокостронциевые лампрофиллиты и баритолампрофиллиты (см. рис. 1а). Разности различаются и по составу катионов, занимающих октаэдрические позиции: баритолампрофиллиты характеризуются значительно меньшим содержанием кальция магния и марганца, чем лампрофиллиты. В ряду низкобариевый лампрофиллит - высокобариевый лампрофиллит - баритолампрофиллит наблюдается понижение содержания железа.

Низкобариевые лампрофиллиты характерны для агрегатов с монацитом, мозандритом и эгирином, а высокобариевые – для агрегатов с апатитом, витуситом, ломоносовитом и стенструпином, с церитом и монацитом и с беловитом [3], т.е. для щелочных и ультращелочных агрегатов, соответственно. Этим можно объяснить и различие содержаний Sr и Ba в

лампрофиллитах. В одном случае стронций и барий ведут себя совместно, входя с состав лампрофиллита. В другом они разделяются: стронций входит в минералы группы апатита, а барий – в лампрофиллит. В более общем виде аналогичный характер разделения Sr и Ba был показан И.В. Пековым [2] на примере пегматитов Хибинского массива.

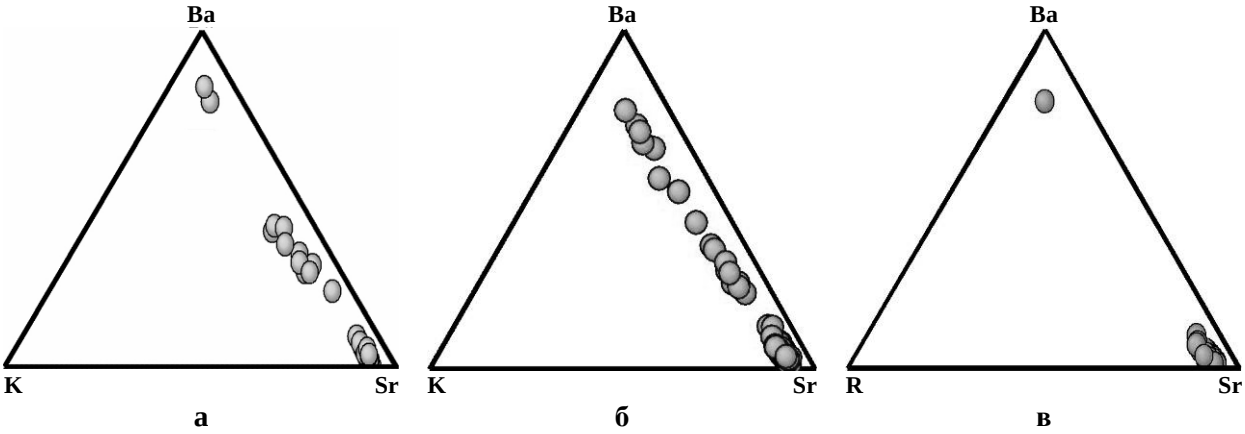


Рис. 1. Вариации состава лампрофиллита в разных породах Ловозерского массива

Среди лампрофиллитов эвдиалитового комплекса, так же, как и среди лампрофиллитов дифференцированного отчетливо выделяются низкобариевые и высококобариевые лампрофиллиты и баритолампрофиллиты (рис. 1б).

Высокобариевые лампрофиллиты обогащены относительно низкобариевых в межслоевой позиции K и Ba, и обеднена Sr и Na, а в октаэдрических обеднена - Ca, Mg и Fe за счет обогащения Na. Для баритолампрофиллитов наблюдается еще более сильное обогащение межслоевой позиции K и Ba за счет Sr и Na и еще более сильное обеднение октаэдрических позиций Mg и Fe. Вверх по разрезу для стронциевых лампрофиллитов наблюдается увеличение содержания Fe.

Состав стронциевого лампрофиллита закономерно меняется в разрезе эвдиалитового комплекса: вверх по разрезу в нем увеличивается содержание железа (см. рис. 2а).

На рис. 1в видно, что лампрофиллит порфировидных луявритов представлен главным образом стронциевой разностью. Лишь один анализ из 68 представлен баритолампрофиллитом. Пределы колебаний состава этих лампрофиллитов аналогичны пределам колебания состава низкобариевых лампрофиллитов эвдиалитового комплекса.

На примере двухсотметровой залежи порфировидных луявритов г. Паргуайв были изучены закономерности изменения состава лампрофиллита в вертикальном разрезе (см. рис. 2б). Вверх по разрезу увеличивается содержание Mn и Na. и уменьшается содержание Fe и Mg.

Эволюция состава минералов группы лампрофиллита в процессе минералообразования наглядно видна в эвдиалитовых луявритах, где кайма высокобариевого лампрофиллита обрастает ядро из стронциевого лампрофиллита. Смена в ходе минералообразующего процесса стронциевого лампрофиллита бариевым является обычной. Она фиксируется и в других щелочных массивах мира. Такое направление эволюции его химического состава хорошо объясняется более низкой температурой плавления бариевого лампрофиллита по сравнению со стронциевым [1].

В эвдиалитовых и порфировидных луявритах минералы группы лампрофиллита являются главными концентраторами стронция и бария. Но ни в разрезе эвдиалитового комплекса, ни в разрезе тела порфировидных луявритов г. Паргуайв не обнаруживается закономерной эволюции содержания стронция и бария в лампрофиллитах. Это говорит о том, что они не был кумулятивной фазой при образовании этих пород, а образовывались на позднемагматической стадии.

Переуравновешивание кумулисных фаз, закономерно изменяющих свой состав в вертикальном разрезе луявритовых тел, с интерстициальным расплавом могло быть механизмом, сформировавшим закономерно изменяющийся по вертикали состав лампрофиллита. Различное направление изменения состава лампрофиллита в эвдиалитовых и в порфировидных луявритах легко объяснить разницей в пропорции кумулятивных фаз, слагающих их. Известно, что по мере дифференциации магмы Ловозерского массива происходило накопление темноцветной составляющей. Поэтому доля эгирина в общей массе кумулятивных фаз в порфировидных луявритах существенно больше, чем в эвдиалитовых. Об этом же говорит и сравнение петрографии этих пород: в эвдиалитовых луявритах эгирин главным образом занимает интерстиции между кристаллами нефелина, щелочного полевого

шпата и эвдиалита, тогда как в порфировидных луявритах вкрапленники эгирина наблюдаются наряду с вкрапленниками полевого шпата и нефелина.

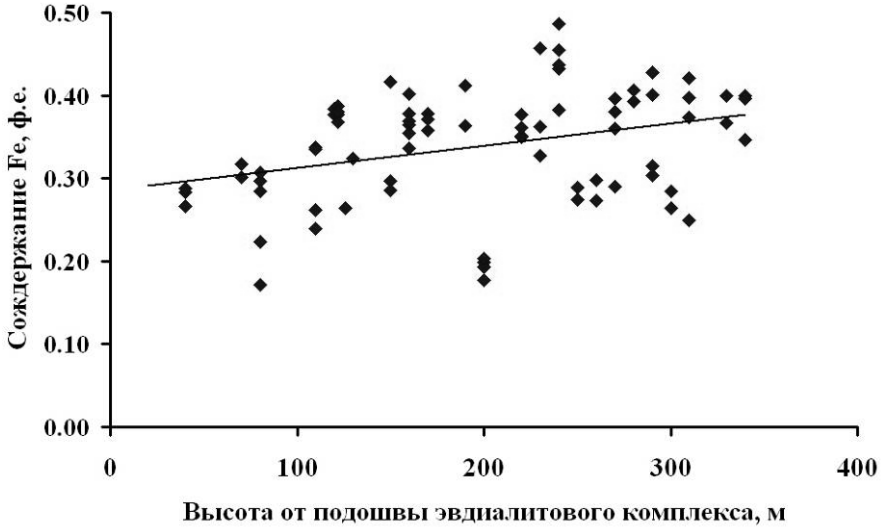


Рис. 2а. Эволюция состава стронциевого лампрофиллита в эвдиалитовых луявритах

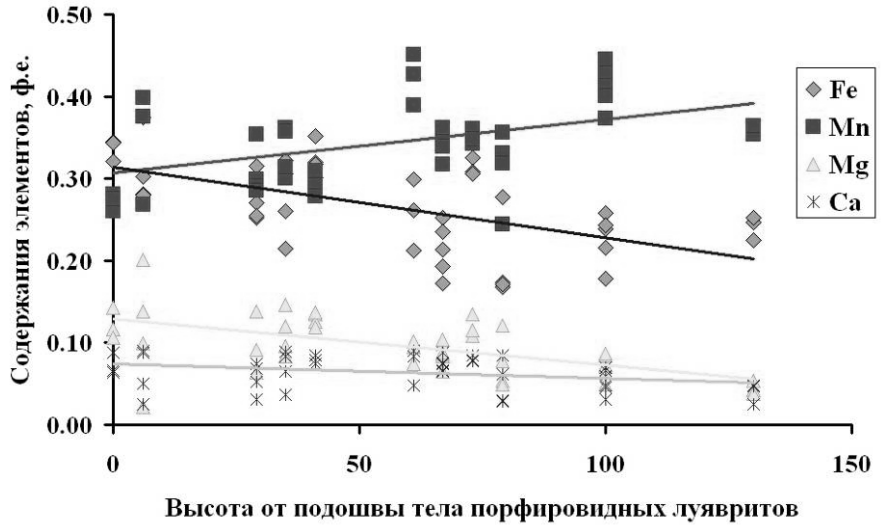


Рис.2б. Эволюция состава лампрофиллита в разрезе залежи порфировидных луявритов г. Пургуайв

Работа проведена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64830, 05-05-64144 и 05-05-64347) и гранта президента по поддержке ведущих научных школ НШ-1087.2003.5

Литература

1. **Зайцев В.А., Кригман Л.Д., Когарко Л.Н. Сенин В.Г.** Плавление минералов группы лампрофиллита: зависимость температуры плавления от состава и распределение компонентов между лампрофиллитом и расплавом.// Электрон. науч-информ. журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН», №1(22)’2004, М.: ОИФЗ РАН, 2004.

1. **Пеков И.В., Чуканов Н.В., Турчкова А.Г.** О минералогии и поведении бария в дифференциатах щелочных пород Хибинского массива (Кольский полуостров).// Геохимия магматических пород. XIX Всероссийский семинар с участием стран СНГ. Тез. док., Москва 2000, с. 111-112

1**. Kogarko L.N., Williams C.T., Wooley A.R.** Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, kola Peninsula, Russia. // Mineralogy and Petrology 2002, vol. 74, p. 1-24.

Палеопротерозойские фельзические вулканиты Лехтинской структуры (Центральная Карелия)

В.Л. Злобин*, М.М. Богина**, Т.В. Каулина, А.Н. Конилов*, М.В. Минц****

*Москва, Геологический институт РАН, vzlobin@ginras.ru
**Москва, Институт геологии, минералогии и геохимии рудных элементов
***Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

В пределах Лехтинской структуры Восточно-Карельского осадочно-вулканогенного протерозойского пояса (рис. 1) достаточно широко распространены стратифицированные фельзические породы представленные своеобразными кварцевыми порфирами. Данные породы впервые описаны Д.И.Щербаковым в 1924 г. и ряд вопросов их положения и генезиса освещен в геологи-

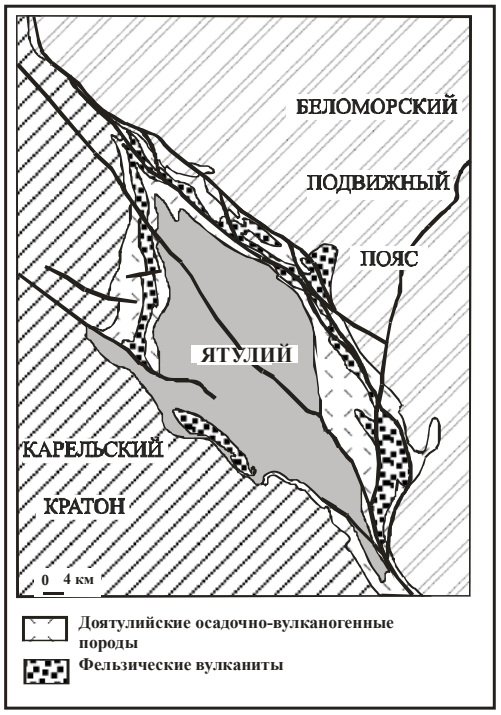


Рис.1. Фельзические породы в пределах Лехтинской структуры

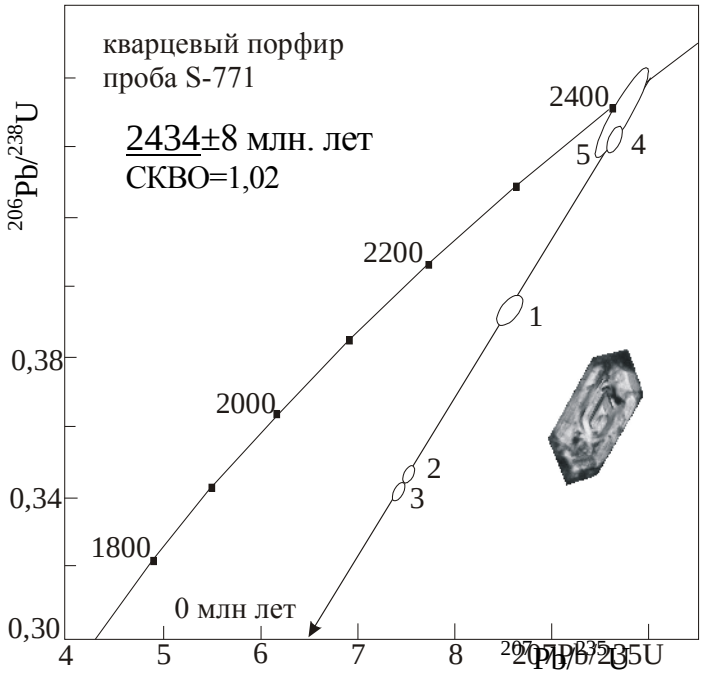


Рис.2. Диаграмма с конкордией для цирконов фельзических пор

ческой литературе. В предлагаемом сообщении приведены результаты геолого-геохимических исследований по геологическому сопровождению профиля МОГТ 1ЕВ.

Геологическое положение

По данным U-Pb метода по цирконам (рис.2) фельзические породы имеют палеопротерозойский возраст и входят в состав сумийского разреза под названием ожиярвинской свиты. Их подстилают андезибазальты тунгутской и перекрывают терригенно-вулканогенные образования нижнепайозерской серий. Некоторые исследователи считают, что только фельзические породы относятся к палеопротерозою, а нижележащие андезибазальты имеют неоархейский возраст [3, 5]. Однако постепенные переходы от подстилающих пород через тонкие туфовые прослои кислого состава [2, 4] противоречат этой концепции. В ряде случаев описаны налегания фельзических пород на элювий архейских гранитоидов.

Петрографические характеристики

По составу фельзические породы варьируют от дацитов до риолитов (первые по большей части встречаются в пределах восточного крыла Лехтинской структуры). Породы представляют собой темный мелкозернистый матрикс в который погружены таблитчатые вкрапленники плагиоклаза и округлые кварца, часто имеющего голубой цвет. Количество вкрапленников, их размеры и количественное соотношение плагиоклаза и кварца варьируют в широких пределах. Матрикс сложен

тонкозернистым кварц-калишпатовым агрегатом. Из темноцветных присутствуют в незначительных количествах железистые биотиты и хлориты. Изучение плагиоклазов на микрозонде показало, что они по составу отвечают альбиту. Их свежий облик, отсутствие реакций распада и замещения, позволяют предполагать, что состав этого минерала отвечает исходному. Породы отвечают высококалиевой известково-щелочной серии только в разновидностях с большим содержание плагиоклаза.

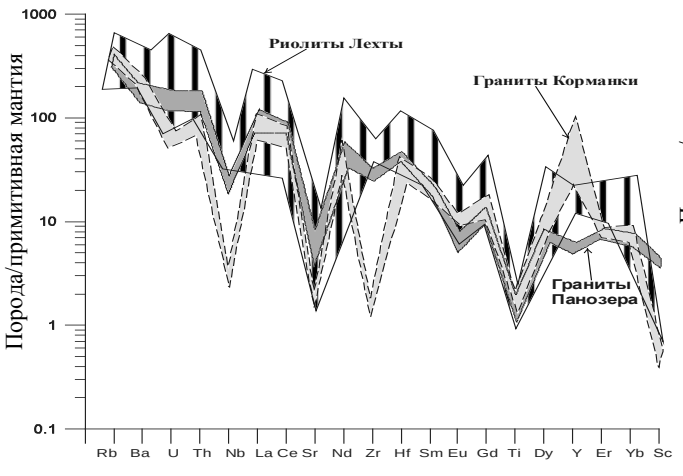
Ввиду плохой обнаженности в пределах данного региона долго дискутировался вопрос природе этих пород (интрузивы или вулканиты). Исследования на Кососерской структуре [3] показали, что это вулканическая постройка центрального типа. Здесь выделяется ряд потоков с нижней массивной

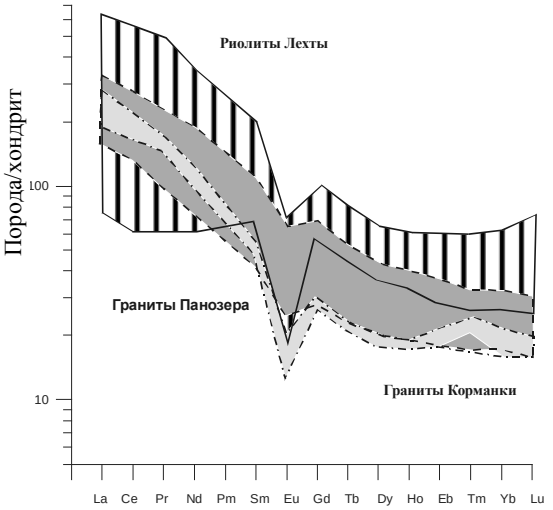
Рис 3 и 4. Лавобрекчии риолитов

частью и верхними представленными сферолитами и лавобрекчиями (рис.3 и 4). Скорее всего, на остальной территории распространения фельзических пород они формировались в сходных условиях, но на современном срезе предпочтительнее сохраняются массивные разновидности.

Геохимические характеристики

Для фельзических вулканитов Лехты характерно достаточно высокое содержание оксидов титана и фосфора (при средней концентрации кремнезема 69% - 0.9 и 0.25% соответственно). Также им присущи повышенные содержания Ba (1000-3000 ppm), Zr (400-600), Nb (20-32) и редкоземельных элементов. Спектры распределения малых элементов на мультиэлементных спайдердиаграммах отнесенных к примитивной мантии сходны со спектрами породных ассоциаций сформировавшихся при надсубдукционном плавлении (отрицательные аномалии Nb, Sr и Ti) при существенном вкладе коровой компоненты, составе которой, скорее всего, преобладали санукитоиды (повышенные содержания Ba, Zr, РЗЭ особенно легких, высокие





Палепротерозойские гранитоиды и фельзические породы Лехтинской структуры

Рис. 5. Мультиэлементная спайдердиаграмма ***Рис.6. Распределение РЗЭ***

содержания Ti и P, рис. 6). Характер распределения этих элементов для синхронных по возрасту гранитов Корманки и Паноярви обнаруживает значительное сходство с фельзитами Лехты.

Фельзические вулканиты характеризуются умеренно фракционированным спектром РЗЭ (La/Yb=10-16 для риолитов и риодацитов). В ультракислых риолитах наблюдается менее фракционированный спектр РЗЭ (La/Yb=3). Для всех разновидностей пород характерна отрицательная аномалия европия (Eu/Eu*=0.4-0.65). Сходный характер распределения РЗЭ наблюдается и в синхронных анорогенных гранитах Корманки и Панозера. Такие спектры напоминают характер распределения РЗЭ в магматических породах сформированных во внутриплитных обстановках.

Обстановки формирования

В работе Мориса по внутренней постларамийской части Североамериканских Кордильер, развивающейся в обстановках растяжения, показано, что распределение элементов на спайдердиаграммах имеют субдукционный стиль. Это положение снимает кажущиеся противоречие в интерпретации спайдердиаграмм и диаграмм распределения РЗЭ. Отсюда можно предполагать, что фельзические вулканиты и комагматичные им А-граниты формировались в обстановках растяжения при значительной контаминации архейской коры.

Литература

1. **Бондарь Л.Ф.** Кварцевые порфиры западного побережья оз. Кососеро. Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск. 1989, с. 7-182.

2. **Коросов В.И.** Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск 1991, 118 с.

3. **Левченков О.А. и др.** Положение границы архея и протерозоя в Карелии. //Доклады РАН. 2001, т. 377, №3, с. 363-365.

4. **Негруца Т.Ф.** Граница архея и протерозоя на Балтийском щите. Апатиты. 1988, 79 с.

5. **Хейсканен К.И. и др.** Орогенный вулканизм Карелии. Л.1977, 216 с.

Петролого-геодинамическая модель образования анортозит-щелочногранитного комплекса Кейв, Кольский полуостров

Д.Р. Зозуля

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, zozulya@geoksc.apatity.ru

Соотношение автономных анортозитов с породами кислого и среднего состава является одной из важных петрологических проблем. Наиболее распространенным объяснением пространственного и временного совмещения анортозитов с диоритами, монцонитами, сиенитами и гранитами служит дифференциация единого исходного магматического расплава [2]. Особый интерес и дискуссионность вызывает ассоциация анортозитов и щелочных пород (например, габбро-анортозит-сиенит-щелочногранитные комплексы в Нигерии, анортозитовые включения в породах Гардарской щелочной провинции [4]). Конкретные механизмы происхождения таких магматических ассоциаций могут быть выявлены на основе изучения геохимических особенностей пород и геодинамических условий их формирования.

В последние годы получены новые данные, свидетельствующие о единой возрастной позиции позднеархейских автономных анортозитов, щелочных пород и щелочных гранитов Кейвского террейна в северо-восточной части Балтийского щита [1, 3, 5]. Кейвский анортозитовый комплекс (возраст образования 2660-2680 млн. лет) представлен крупными (до 130 км^2) лополитоподобными интрузиями и состоит, главным образом, из анортозитов и габбро-анортозитов, а также эндоконтанктных габброноритов и титаномагнетитовых оливинитов и троктолитов (массивы Цагинский, Медвежье-Щучьеозерский, Ачинский). Кейвский щелочногранитный комплекс образован крупными пластовыми интрузиями щелочных гранитов (массивы Западно-Кейвский, Понойский, Лаврентьевский, Белые тундры, Пачинский, общей площадью на поверхности около 2500 км^2), дайковым комплексом щелочных граносиенитов и несколькими дифференцированными массивами щелочных недонасыщенных пород (массивы Сахарйок и Кульок). Щелочные граниты представлены лепидомелан-арфведсонитовыми, арфведсонит-энигматитовыми, эгирин-арфведсонитовыми (наиболее распространенные) и магнетит-эгириновыми разностями. Щелочные породы представлены эссекситами, нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами. Изохронный U-Pb возраст цирконов из щелочных сиенитов массива Сахарйок равен 2682±10 млн. лет, щелочных граносиенитов Западно-Кейвского массива - 2674±6 млн. лет, щелочных гранитов Белых Тундр - 2654±5 млн. лет, нефелиновых сиенитов Сахарйока - 2613±35 млн. лет [1, 5]. Массивы габбро-анортозитов и щелочных гранитов размещаются в краевых областях террейна, пространственно совмещены, при этом щелочные граниты по геологическим данным относительно моложе. Габбро-анортозиты внедряются в породы инфракомплекса террейна, а пластовые тела гранитов - преимущественно между инфракомплексом и метавулканитами супракомплекса.

Единая возрастная позиция и сходное геологическое положение щелочных гранитов и габбро-анортозитов Кейвского террейна позволяют предполагать их возможную генетическую связь. В связи с этим был проведен анализ геохимических особенностей пород Кейвского анортозит-щелочногранитного комплекса и предложена петролого-геодинамическая модель его образования.

Породы Кейвского щелочногранитного комплекса обладают высокими содержаниями HFS элементов и индикаторного отношения Ga/Al, низкими содержаниями Sr, Sc, Ba и пониженными индикаторными отношениями Y/Nb и Yb/Ta, что характерно для производных обогащенной мантии. По геохимическим данным нефелиновые сиениты соответствуют дифференциатам OIB-магм, а щелочные граниты являются аналогами А-гранитов и образовались в обстановках растяжения. На стандартных дискриминационных тектонических диаграммах Кейвские щелочные граниты попадают в поля внутриплитных гранитов и гранитов А2-подтипа (пост-коллизионые А-граниты), а нефелиновые сиениты – в поля щелочных базальтов океанических островов и А1-подтипа (континентальные рифты и горячие точки). Распределение REE в Кейвских щелочных гранитах имеет пологий характер с хорошо выраженным Eu-минимумом при общем 100-1000-кратном увеличении содержания, что говорит об интенсивной фракционной кристаллизации первоначальных магм с преимущественным и значительным фракционированием плагиоклаза. Распределение REE в нефелиновых сиенитах имеет более крутой наклон и выраженный Eu-минимум, что свидетельствует о большой роли процессов фракционной кристаллизации в их происхождении и об обогащенности мантийного источника.

По данным изучения Sm-Nd изотопной системы получена высокая степень дисперсии $\varepsilon_{Nd}(T)$ (от +0.6 до -9.0) для Кейвских щелочных пород, что находится в соответствии с высокой степенью метаморфической переработки большинства их разновидностей. Отмечается также нарушение Rb-Sr

системы для щелочных гранитов, где $\varepsilon_{Sr}(T)$ варьирует от –10000 до +100. Для щелочных недонасыщенных пород вариации $\varepsilon_{Sr}(T)$ находятся в интервале от +100 до +5000 и объясняются длительной магматической дифференциацией. Однако, следует отметить, что наименее метаморфизованные и дифференцированные разновидности пород (щелочной граносиенит, эссексит) располагаются на диаграмме ε_{Sr}-ε_{Nd} в поле EM_2 резервуара.

Кейвские анортозиты характеризуются комплиментарным щелочным гранитам распределением редких и рассеянных элементов (высокие содержания Ba, Sr, Sc, Cr, Co, низкие Rb, Ga). Анортозиты имеют низкие и умеренные содержания REE (Ce_n = 5-23, Yb_n = 1.5-6.8), фракционированное распределение REE (La/Yb_n = 4-10) и отчетливую положительную Eu аномалию (Eu/Eu* = 1.8-3.1). Комагматичные им габбро-нориты имеют схожее распределение REE, но не имеют Eu аномалии. Поскольку La/Yb_n не имеют корреляции с общими содержаниями REE, для первоначальных магм анортозитов предполагается обогащенный мантийный источник, что подтверждается отрицательными значениями ε_{Nd} (-0.15 ÷ -0.24) и низкими Y/Nb (0.6-1.3). По совокупности геологических и геохимических данных, первоначальная магма Кейвских анортозитов относится к субщелочному типу, и формировалась во внутриплитной обстановке.

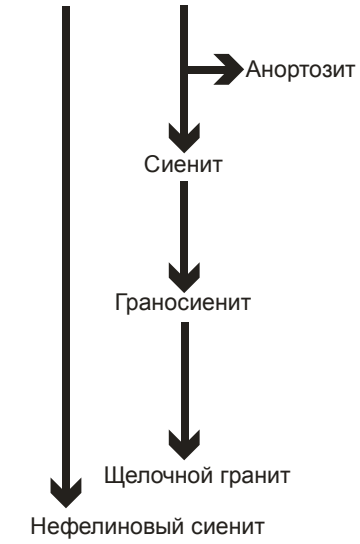


Рис. 1. Генетические взаимоотношения пород Кейвского анортозит-щелочногранитного комплекса на основе механизма фракционной кристаллизации.

Спокойная тектоническая обстановка могла способствовать длительной фракционной кристаллизации базальтовых магм с аккумуляцией плагиоклаза на начальных стадиях и последующей дифференциацией (кристаллизационной и эманационной) остаточного расплава в сторону средних-кислых составов с повышением щелочности и железистости. Принципиальная схема фракционной кристаллизации внутриплитных базальтовых расплавов, образовавшихся под воздействием плюма или рифтогенных процессов, показана на рисунке 1 и находится в соответствии с геохронологическими данными по последовательности кристаллизации магм ((субщелочная базальтовая магма) - габбро-анортозит – щелочной сиенит – граносиенит – щелочной гранит). При этом не исключается коровая контаминация промежуточных и конечных членов ряда, например появление лепидомелан-содержащих разновидностей гранитов. Щелочные недонасыщенные породы формируют параллельный ряд, первоисточником которого явились щелочно-базальтовые мантийные выплавки, образовавшиеся несколько позднее в процессе эволюции мантийного плюма и имеющие более обогащенные геохимические характеристики ((щелочно-базальтовая магма) – щелочное габбро – нефелиновый сиенит).

Предлагаемая модель образования анортозитов и щелочных пород Кейвского террейна позволяет говорить о том, что данные магматические породы формировались в процессе длительной фракционной кристаллизации из единого исходного расплава в условиях внутриплитных геодинамических обстановок.

Литература

1. **Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004, 174 с.

2. **Богатиков О.А.** Анортозиты СССР. М.: Наука, 1979, 231 с.

3. **Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И,.Баянова Т.Б.Радченко М.К.** Автономные анортозиты северо-восточной части Балтийского щита // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы конф. Изд. ТГУ, 2000, с. 46-50.

4. **Sorensen H. (ed.).** The Alkaline Rocks. London: John Wiley & Sons, 1974, 622 p.

5. **Zozulya D.R., Eby G.N., Bayanova T.B.** Keivy alkaline magmatism in the NE Baltic Shield: evidence for the presence of an enriched reservoir in Late Archaean mantle // 4th International Archaean Symposium 2001, Extended Abstracts. AGSO - Geoscience Australia, Record 2001/37, 2001, p. 540-542.

Полосчатая железорудная формация как продукт самоорганизации архейской тектоносферы

Г.Ю. Иванюк, П.М. Горяинов

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, ivanyuk@geoksc.apatity.ru

Со времени первой находки кольских железистых кварцитов в начале 30-х годов прошлого века, здесь открыто более 400 рудопроявлений и месторождений полосчатой железорудной формации (ПЖФ). Повсюду породы ПЖФ образуют связную сеть между линзами тоналитов самого разного размера, а рудные тела всегда маркируют осевые зоны таких железорудных поясов (Goryainov, Ivanyuk, 1998). В пределах ПЖФ фиксируется множество явно разновозрастных событий: железистые кварциты и гнейсы пронизаны штокверками гранитных пегматитов и гидротермальных жил, и те, и другие рассекаются многочисленными дайками долеритов. Однако на шкале абсолютного времени возраст большинства из этих событий укладывается в сравнительно узкий интервал 2.7–2.8 млрд. лет, и только гидротермальные жилы оказались моложе на 200 млн. лет (см. Горяинов, Иванюк, 2001). Гидротермальные жилы, преимущественно концентрирующиеся в околорудных гнейсах, обычно представляют собой линзовидные сегрегации, «обтекаемые» полосчатостью вмещающих пород, центральные пустоты в которых инкрустированы кристаллами пумпеллиита-Mg, клиноцоизита, цеолитов (шабазита-Ca, гейландита-Ca, стильбита-Ca, сколецита и ломонтита, ангидрита, гипса, таумасита и других низкотемпературных минералов (Иванюк и др., 2001). Это означает, что за время с 2.8 до 2.5 млрд. лет формирование месторождений ПЖФ было полностью завершено, а температура процессов минералообразования упала с 600–900 °С до 200–100 °С.

Месторождения железистых кварцитов могут быть представлены единой крупной линзой этих пород, но чаще – множеством линз самого разного размера, объединенных в одну или несколько гломер или полос. И моно- и многолинзовые месторождения железистых кварцитов, в свою очередь, состоят из более мелких линз, те – из еще более мелких и так вплоть до линзочек сечением 10–20 см. В результате такая структура оказывается фрактальной на масштабах, по крайней мере, от 5 до 500 м. Фрактальная размерность месторождений Приимандровского района в плане изменяется от 1.5 до 1.7, причем практически не зависит от глубины. В этом случае мы можем приблизительно оценить полную фрактальную размерность месторождений как 2.5–2.7.

Сами железистые кварциты можно представить в виде вставленных друг в друга полосчатых мономинеральных фракталов размерности 1.2–1.7. Интервал масштабов, на которых полосчатость фрактальна, простирается от 0.01 мм, т. е. практически от размера зерен, до 10 м (Goryainov et al., 1997). Мелкие линзы железистых кварцитов сложены только прямополосчатыми породами, а начиная с уровня мощности порядка 10 м в приповерхностных участках их осевых зон появляется плойчатость. Фрактальная размерность одиночного слойка по мере возрастания интенсивности складкообразования изменяется от 1 до 1.3. Фрактальная размерность полосчатости уменьшается с увеличением фрактальной размерности складок, в результате чего железистые кварциты выглядят все более тонко-контрастнополосчатыми.

В приповерхностной части большинства месторождений фиксируются характерные надвиги, обычно маркированные дайками долеритов, которые придают рудным телам характерную форму штормовой волны (Goryainov, Ivanyuk, 1998). К приповерхностным же частям месторождений приурочены скопления жил гранитных пегматитов и гидротермалитов, количество которых в глубину и к периферии уменьшается по экспоненте. Здесь же развиты штокверковые зоны компактных брекчий, обычно сопровождаемые жилами псевдотахилитов. Нередко зоны интенсивной плойчатости при приближении к поверхности непосредственно переходят в зоны брекчирования. Встречаемость фрагментов брекчий уменьшается с увеличением их объема по степенному закону, так что эти брекчии в широком интервале масштабов представляют собой фракталы размерности 2.5–2.8. Формирование всех перечисленных структур возможно только при резком снятии напряжений. Таким образом, имеются веские основания считать, что современный облик месторождений ПЖФ сформировался в результате дилатансии при их быстром тектоническом подъеме к поверхности.

На всех месторождениях, а особенно ярко на крупных, проявлена аутигенная петрографическая зональность рудных тел (гематито-магнетитовые железистые кварциты с тальком, тремолитом и флогопитом – магнетитовые железистые кварциты с актинолитом, роговой обманкой и грюнеритом – сульфидно-магнетитовые железистые кварциты с геденбергитом и грюнеритом – магнетито-диопсидовые

породы и различные скарноиды – магнетито-кальцито-доломитовые породы – лептиты, двуслюдяные и нодулярные гнейсы), которая предполагает наличие и ясно выраженной геохимической зональности.

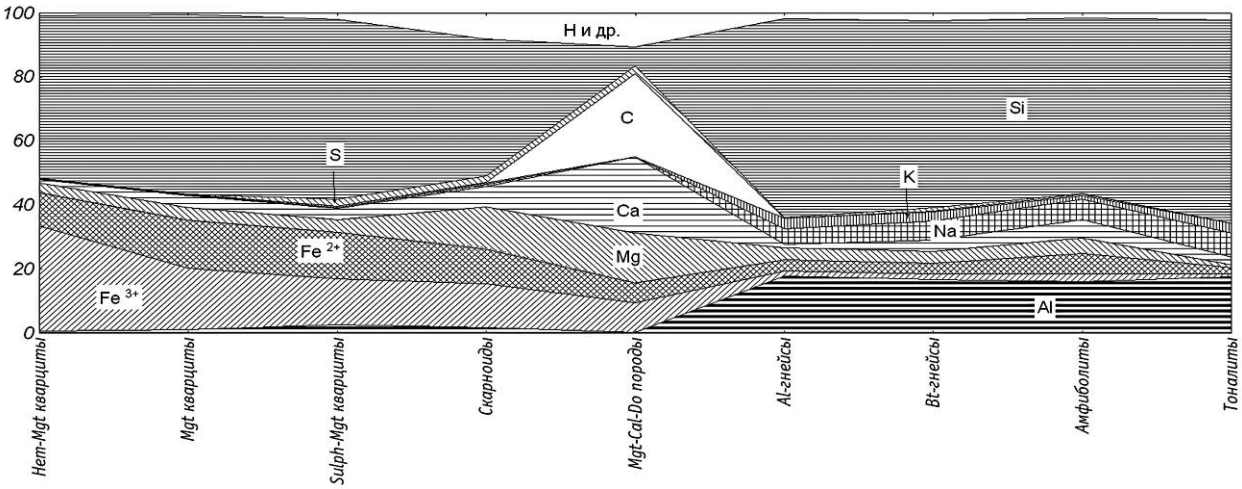


Рис. 1. Изменение среднего состава пород ПЖФ Кольского полуострова (ат. % от бескислородной части) от осевой зоны с железистыми кварцитами к тоналитам

Действительно, при переходе от осевых частей ПЖФ к периферии последовательно уменьшается содержание Fe за счет Al, Na, K и Si, а Mg, Ca, C и S концентрируются в промежуточной зоне (рис. 1). Распределение Fe в железистых кварцитах, Si и Al в глиноземистых гнейсах, Mg в скарноидах отвечает q-нормальной модели, что, скорее всего, свидетельствует о привносе этих элементов из соседних зон. Содержание 40 % железа является естественным пределом концентрации этого элемента в железистых кварцитах, но на Кольском полуострове в таком критическом состоянии находится основная их часть, на месторождениях КМА таких пород уже меньше, а на слабометаморфизованных месторождениях Канадского щита они практически отсутствуют. Гематит в составе кольских железистых кварцитов появляется лишь при превышении общей концентрацией железа предела порядка 35 мас. %, а в породах зеленосланцевой и более низких ступеней метаморфизма такой закономерности не существует, и гематит слагает руды самого разного в отношении общего железа состава. Главной особенностью геохимии микроэлементов является последовательное (по степенному закону) сокращение содержания большинства из них от контакта с тоналитами к осевой зоне, и только Ge концентрируется в железистых кварцитах. При компонентном анализе данных о среднем составе пород ПЖФ выявлено 3 группы элементов. Эти группы с большей или меньшей достоверностью фиксируются на всех месторождениях мира и обычно трактуются как “окисная” (Fe^{2+}, Fe^{3+}), “глинистая” (Al, Na, K, Ti) и “карбонатная” (C, Ca, Mg, Mn) составляющие первичных осадков. Интересно, что если исключить из выборки данные о составе гнейсов и амфиболитов, то компонентный анализ показывает те же самые группы элементов. Более того, картина качественно совершенно не меняется ни в случае анализа, скажем, данных о составе одних только магнетитовых железистых кварцитов, ни одних только биотитовых гнейсов или даже магнетито-карбонатных пород. Это означает, что все породы формации являются производными какого-то единого процесса, обусловившего указанную зональность.

В пределах Балтийского щита железорудные месторождения отчетливо тяготеют к участкам земной коры повышенной сейсмической мощности, что хорошо соотносится с подсчетами темпов приращения континентов – наиболее высокая скорость их формирования приходится на период древнее 2 млрд. лет, и в этот же период образовалось 95 % месторождений ПЖФ (Goryainov, Ivanyuk, 1998). Иными словами, тоналиты и толща пород ПЖФ являются производными одного и того же процесса формирования континентальной коры. Именно поэтому Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования магнетито-карбонатных пород и двуслюдяных гнейсов выявили полное отсутствие коровой компоненты в этих породах в момент их формирования.

По аналогии с современным вулканогенно-осадочным процессом, формирование зональности ПЖФ могло быть обусловлено воздействием восходящего восстановленного флюида на существенно гематитовый протолит, образовавшийся в процессе гидротермальной переработки базальтов океанической коры и попадающий в зоны протекания все более высокотемпературных метаморфических реакций по мере зарастания перколяционного шва (Горяинов, Иванюк, 2001). В

результате формируется зональное рудное тело с гематито-магнетитовыми железистыми кварцитами в апикальной части, сульфидно-магнетитовыми кварцитами в корневой части и магнетитовыми кварцитами между ними. Новообразованный сульфидно-магнетитовый буфер приводит к высвобождению магния, место которого в силикатах теперь занимает двухвалентное железо, создавая предпосылки для образования диопсидитов и магнетито-доломитовых пород на периферии рудных тел. Превращение неизмененных базальтов краевых зон шовной зоны в роговообманковые амфиболиты, а «обеленных» за счет выноса Fe, Na, K, Ca и др. элементов базальтов в биотитовые гнейсы завершает формирование зональной толщи пород железорудной формации. Поскольку накопление современных железистых осадков, близких по составу к железистым кварцитам, происходит почти исключительно в рифтовых зонах, то морфология железорудных поясов за историю Земли существенно не изменилась – изменился лишь размер кластеров и масштаб рудообразования.

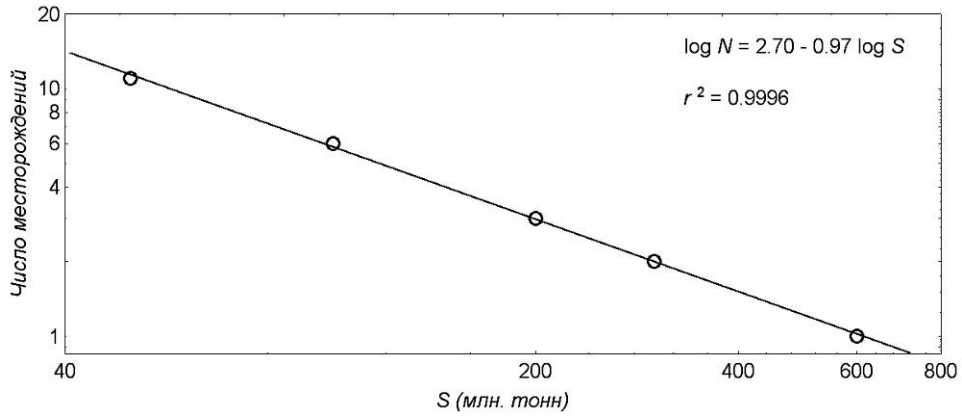


Рис. 2. Зависимость числа месторождений ПЖФ Кольского полуострова с запасами, большими S, от величины S

Данные о запасах почерпнуты из официального кадастра Министерства природных ресурсов РФ.

На рис. 2 показана билогарифмическая зависимость числа месторождений железистых кварцитов Кольского полуострова с запасами, превышающими величину S, от величины S (по данным официального кадастра), которая аппроксимируется прямой линией с высоким коэффициентом корреляции. С позиций теории самоорганизованной критичности это означает, что все месторождения ПЖФ Кольского полуострова относятся к единой железорудной системе, в которой реализуются процессы рудообразования всех возможных масштабов. Степенной вид функции распределения говорит о том, что хотя крупные месторождения встречаются редко, для их объяснения не надо искать специальный механизм – он тот же самый, что и для рядовых рудопроявлений (Горяинов, Иванюк, 2001). Кроме того, становится ясным, что ничего, подобного Оленегорскому или Кировогорскому месторождениям здесь больше нет, поскольку присутствие таковых автоматически означало бы наличие ещё, по крайней мере, одного суперкрупного месторождения, что, с учетом масштаба геологических работ на Кольском полуострове, практически исключено.

Литература

1. **Базай А.В., Иванюк Г.Ю.** Механо-химическая дифференциация железистых кварцитов с позиций теории самоорганизации // ЗВМО. 1996, № 5, с. 67–82.

2. **Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.** Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС, 2001, 312 с.

3. **Иванюк Г.Ю., Базай А.В., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М.** Низкотемпературные гидротермальные жилы в породах архейской железорудной формации Кольского полуострова // ЗВМО. 2001, № 3, с. 16–28.

4. **Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu.** On genesis of banded iron-formation of the Kola peninsula. Synergetic aspects // Theophrastus' contributions to advanced studies in geology. Vol. II. Theophrastus Publications A. E., Athens, 1998, p. 249–267.

5. **Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., Sharov N.V.** Fractal analysis of seismic and geological data // Tectonophysics. 1997, vol. 269, p. 247–257.

Коронитовые структуры дайковых пород восточного обрамления Печенгской структуры, Кольский полуостров

В.К. Каржавин, З.М. Волошина, В.П. Петров, Ж.А. Федотов, А.В. Базай

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Базитовые дайки являются благоприятным объектом для изучения особенностей проявления палеопротерозойского метаморфизма за пределами развития собственно карельских образований. Предыдущими исследованиями дайкового комплекса, развитого в архейском фундаменте к северу от Печенгской структуры, было установлено, что в целом степень метаморфического преобразования пород даек усиливается по мере приближения к ее границам [1]. В этом направлении происходит смена фаций метаморфизма дайковых пород от пренит-пумпеллитовой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации (рис.1).

Изученные нами дайковые образования восточного обрамления Печенгской структуры (район оз. Карикъявр - г. Кошка) сопоставляются с палеопротерозойскими дайками, развитыми в архейских комплексах к северу от этой структуры. В северном обрамлении Печенгской структуры установлены четыре разновозрастные группы раннепротерозойских даек: I - габбронориты; II - кварцевые долериты; III - ферродолериты и ферропикриты; IV - пикритодолериты [3]. Нами изучены минеральные ассоциации четырех даек, относящихся к двум охарактеризованным дайковым группам - первой и третьей.. Отличительной особенностью даек габбродолеритов и оливиновых габбро восточного обрамления, является наличие в некоторых из них коронитовых структур.

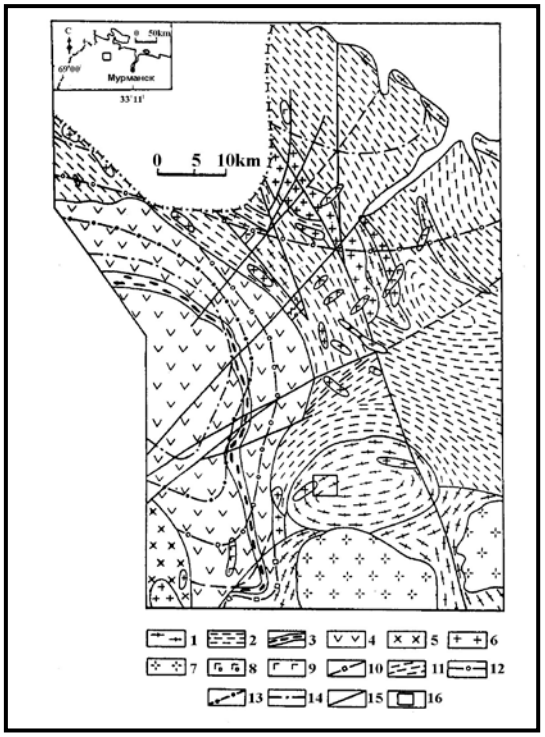


Рис.1. Схематическая карта Печенги и ее обрамления с участком исследования даек
1-2-комплекс докарельского гранитогнейсового фундамента: 1-образования нижнего архея, 2-верхнего. 3-4- карельский супракрустальный комплекс: 3-осадочная толща, включающая в себя основные и ультраосновные интрузии, 4-вулканогенная толща. 5-9-интрузивные образования: 5-диориты, гранодиориты, 6-аляскитовые граниты, 7-плагиограниты, 8-габбронориты, 9-габбро-диабазы. 10-14-зоны метаморфизма (фации): 10-амфиболитовая, 11-эпидот-амфиболитовая, 12-актинолит-биотитовая и 13-актинолит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации, 14-пренит-пумпеллиитовая; 15-тектонические нарушения, 16-участок, на котором производились исследования.

К первой группе (с возрастом ~2.5 млрд. лет) относится амфиболизированное метагаббро (обр.1, рис.2), слагающее дайку сложной формы, мощностью 10 м, северо-восточного простирания. В породе отсутствуют коронитовые структуры. Это фактически слабо рассланцованный среднекрупнозернистый, амфиболит с реликтами габбровой и микрогранофировой структур. Порода состоит в основном из роговой обманки, актинолита, редких мелких реликтов клинопироксена и небольшого количества плагиоклаза и биотита. Минеральная ассоциация следующая: Пл(45%Ан)-(Сер+Кц) - ($Кпх_{30}$)- ($Акт_{25}$)-$Амф_{51}$-$Бт_{58}$-Кв.

Породы третьей группы даек (с возрастом~2.0 млрд. лет) детально изучались в трех образцах (2-5). Образцы с хорошо сформированными коронитовыми структурами. В обр. 2,3 реакционная кайма образуется на контакте клинопироксена и плагиоклаза; в обр. 4 на контакте оливина и плагиоклаза.

1. Метагаббродолерит (обр. 2, рис.3) слагает дайку мощностью 50 м, субширотного простирания. Это относительно крупнозернистая мезократовая порода, офитовой с элементами венцовой структуры. В породе присутствуют клинопироксен, ортопироксен, инвертированный пижонит, роговая обманка, гранат, плагиоклаз и кварц. Минеральная ассоциация: Пл-(Ан 46%) -Кпш-(Сер, Кцо)-$Кпх_{54}$-$Опх_{67}$-$Пргт_{67}$-$Пиж_{68}$-$Гр_{86}$-$Бт_{72}$-(Кв)-Мт-ТиМт

Все разновидности пироксенов, титаномагнетит и плагиоклаз магматические; роговая обманка и гранат - метаморфические. Следует отметить, что самостоятельные крупные зерна пироксена, размером до 1.5 см, кристаллизующиеся из раствора, образует только клинопироксен. Остальные пироксены, находящиеся внутри его, являются продуктами распада твердого раствора. Различаются пластинчатые ориентированные включения малокальциевого клинопироксена пижонитового состава ($W_{10.1}$ $En_{29.4}Fs_{60.6}$), который при охлаждении распался на ортопироксен ($_{W0.4}$ $En_{31.1}$ $Fs_{68.5}$), и клинопироксен ($W_{46.3}En_{24.1}Fs_{29.6}$) т.е. являющиеся продуктом перекристаллизации пижонита. Вокруг крупных зерен клинопироксена на контакте с плагиоклазом наблюдаются двуслойные коронитовые структуры. Внутренняя корона сложена роговой обманкой, внешнюю кайму короны слагает гранат.

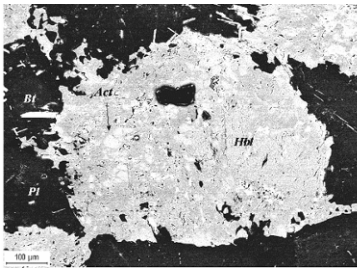


Рис. 2 , обр.1

2.Метагаббро-метадолерит (обр. 3, рис.4, 5) из дайки северо-западного простирания мощностью 1 м представляет собой мезократовую среднезернистую амфиболизированную породу, габбро-офитовой с элементами ситовидной структуры. Порода в основном состоит из амфибола, плагиоклаза, граната и незначительного количества кварца и реликтового клинопироксена окруженного однослойной каймой состоящей из амфибола. Минеральная ассоциация следующая: Пл(40%Ан)→ (Сер+Кцо) - $Кпи_{44}$ → $Амф_{56}$ -$Гр_{84}$-Кв-Мт-ТиіМт.

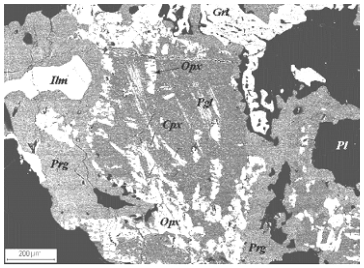


Рис. 3, обр.2

3. Габбро оливиновое (Fe-пикриты, обр. 4 рис.6) из дайки северо-западного простирания мощностью 12 м. Порода массивная, крупнозернистая с элементами пойкилитовой и коронитовой структур. Минеральная ассоциация породы следующая: $Пл_{11,44}$-$Ол_{39}$-$Шпл_{98}$-$Опх_{39}$-$Кпх_{22-27}$-$Гс_{33}$-$Бт_{30}$-Илм-Мт-ТиМтт. Характерной особенностью породы является образование на контакте оливина и бурого плагиоклаза концентрически зональных коронарных структур, которые занимают около 30% от объема породы. В оливиновом габбро плагиоклаз образует ксеноморфные, чаще округлые зерна и образует две разновидности: темно-бурый соответствуют андезину (An44%) и светлый соответствуют олигоклазу (An11%). В крупных кристаллах плагиоклаза намечается зональность: центральная часть более светлая и представлена более кислым плагиоклазом, периферия зерна темнобурая, сложена более основным плагиоклазом. Отдельные мелкие бурые зерна плагиоклаза окружены келифитовыми каймами, состоящими из гастингситовой роговой обманки.

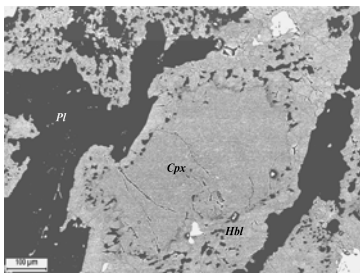


Рис. 4, обр. 3

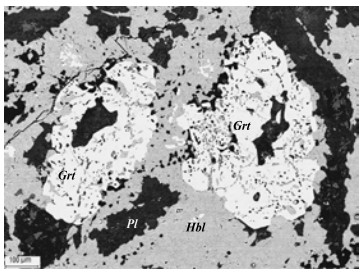


Рис. 5, обр. 3

Оценки термодинамических условий формирования изученных минеральных парагенезисов проводились с помощью различных геотермометров и геобарометров, в том числе и компьютерные программы TWQ [5], TPF ИЭМ РАН, версия 7.0 [4]. В метагаббродолеритах (обр.2) Cpx-Opx парагенезисы по экспериментальным данным [12] начали формироваться при температуре 1016^{0}C, по расчетным данным [4, 5, 7] 911-926^{0}C и 870^{0}C, P=9 кбар. Формирование Grt-Hbl корон происходило в пределах температур 615^{0}C [6] -630^{0}C [4, 5] – 672^{0}C [8] при P=5 кбар. Температура образования Grt-Bt парагенезиса соответствует 660, 670^{0}C [2]560^{0}C при P=5 кбар [5].

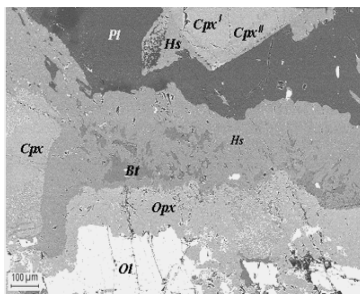


Рис. 6, обр. 4

В обр. 3 отсутствуют коронитовые структуры, наиболее поздние метаморфические Grt-Hbl парагенезисы образовались в следующих температурных пределах 485^{0}C [5]-488^{0}C [6] -560^{0}C [8] при P= 4 кбар.

При снижении температуры до 550^{0}C [3], 477^{0}C [5] и давлении около 3 кбар развивались плагиоклаз роговообманковые парагенезисы (обр. 1), которые были устойчивы до температуры 380-390^{0}C и давления около 2 кбар. На этом рубеже регрессивного тренда эволюции термо-

динамических условий метаморфизма начали формироваться актинолитовые параге-незисы. P-T тренд развития метаморфических парагенезисов в оливиновых габбро также носит регрессивный характер: магматические пороксен-оливин-плагиоклазовые парагенезисы по экспериментальным данным развивались при температуре от 800 до 1080^0C [9], при снижении температуры до 765^0C [10] развивались клинопироксен-амфибол-плагиоклазовые парагенезисы, со снижением температуры от 601 до 596^0C [11] и при давлении 4-5 кбар, сформировались метаморфические пироксен-амфиболовые парагенезисы. Предполагается, что формирование коронитовых структур в дайковых породах связано с поздними стадиями свекофеннского тектоно-метаморфического цикла и отражает специфику преобразований палеопротерозойского вещества в консолидированном архейском гранито-гнейсовом фундаменте.

Литература

1. **Петров В.П., Волошина З.М.** Метаморфизм дайковых пород северного обрамления Печенгской структуры // Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров). Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР. 1989, с. 53-67.

2. **Перчук Л.Л.** Равновесия породообразующих минералов: М: Наука. 1970, 391с

3. **Федотов Ж.А., Федотова М.Г.** Корреляция дайковых образований Печенгского и Центрально-Кольского районов // Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский полуостров) Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР. 1989, с. 5-16.

4. **Фонарев В.И., Графиков Ф.Ф., Конилов А.Н.** Экспериментальные исследования равновесий в минералах твердых растворов и геологическая геотермобарометрия // Экспериментальные проблемы геологии М: Наука. 1994, с. 323-355.

5. **Beerman R.G.** Thermobarometry using multiequilibrium calculation: a new technique with petrological applications // Can. Mineral. 1991, v. 29, №4, p. 833-855.

6. Erling Krogh Ravna Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblendit in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometr // Lithos. 2000. V. 53, № 3/4, p. 265-277

7. **FonarevV.I, Graphikov A.A.** Two-pyroxene geotermometr // Mineral. Zhurnal. 1982. V. 4, № 5, p. 3-12

8. **Graham C.M., Powell R.** A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to Pelona Schist, Southern California // J. Metamorf. Geol. 1984, v. 2, № 1, p. 33-42.

9. **Loucks R.R.** A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // Contribs Mineral and Petrol. 1996, v. 125, № 2-3, p. 140-150.

10. **Plusnina L.P.** Experimental study on metabasite equilibria, geotermometry // In: Experiment in the solution of topical problems in geologi. M: Nauka. 1986, p. 174-183.

11. **Spear E.S.** Amphibol-plagioclase equilibria: a empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + quatz // Contribs Mineral Petrol. 1981, v. 77, № 4, p. 355-364.

12. **Wood B.J., Banno, S.** Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex system // Contrib Mineral Petrol. 1973, v. 42, № 2, p. 109-124.

К вопросу об образовании расслоенных горизонтов и ЭПГ-оруденения

С.М. Карпов

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Промышленные месторождения платиновых металлов в пределах расслоенных гипербазит-базитовых интрузивов приурочены к определенным стратиграфическим уровням разреза, из которых наиболее обогащенными рудными компонентами являются сульфидсодержащие уровни, расположенные на некотором (иногда значительном) удалении от подошвы интрузивных тел; в меньшей степени металлы платиновой группы связаны с оксидной минерализацией [1]. В большинстве случаев эти уровни локализованы в средней части маломощных зон (до 100-200 м), резко отличающихся по строению от подстилающих монотонных пачек пород. Такие зоны традиционно называются критическими зонами, рифовыми пачками и/или расслоенными горизонтами. Они достаточно четко фиксируются в полевых условиях, прослеживаются на значительные расстояния и являются надежными маркирующими структурами в разрезе интрузива. Разновидности пород здесь образуют слои и линзы мощностью от сантиметров до первых (редко десятков) метров, протяженностью в сотни метров, и чередующиеся в различной последовательности. Главные особенности расслоенных горизонтов являются:

- высокая степень петрографической неоднородности и контрастности, при этом, часто, видовой набор участвующих в строении пород тот же, что и в подстилающих породах;
- границы расслоенных горизонтов условные и проводятся по изменению модального состава, а чаще структурно-текстурным признакам. Подошва и кровля не выражены ни в поведении второстепенных и малых элементов, ни в составе минералов;
- развитие пород с высокой долей интеркумулятивного материала, что выражается в появлении пойкилитовых и пойкилоофитовых структур (орто - и мезокумулаты);
- обилие пегматоидных обособлений;
- более основной (высокотемпературный) состав породообразующих минералов (кумулатов) по сравнению с ниже залегающими породами;
- приуроченность сульфидной минерализации в виде рассеянной интерстиционной вкрапленности (до 3-5 %, обычно 0.5-1%) к контактовым частям различных по составу породных разновидностей;
- незначительная мощность (1-2 м) сульфидсодержащих пород;
- достаточно эволюционированый состав сульфидного оруденения;
- повсеместная ассоциация рудных минералов с вторичными водосодержащими минеральными фазами;
- аномальная обогащенность сульфидов рудными компонентами (Cu, Ni, PGE+Au и др.).

Перечисленные особенности породили немало споров по поводу происхождения данных, весьма примечательных в практическом плане, структурных единиц. Наиболее популярная модель формирования расслоенных горизонтов связывается с инъекциями новых порций магмы более примитивного состава, чем остаточный внутрикамерный расплав [1, 2]. Многие особенности внутреннего строения критических горизонтов можно объяснить в рамках этого процесса, несомненно, реализуемого в природе, о чем свидетельствуют наблюдения о прямых признаках воздействии поступающего расплава (автолиты, магматические брекчии, секущие и несогласные взаимоотношения между разными порциями). В то же время, возникновение здесь вкрапленной сульфидной минерализации, незначительной мощности и не имеющей строгой приуроченности к какой-либо петрографической разновидности, является уникальным и скорее необычным явлением, так как это требует очень строгих ограничений по составам и объемам участвующих в смешении жидкостей. В любом случае гибридный расплав способен растворять большее количество серы, чем войдет в него при смешении, что не будет способствовать образованию сульфидов [3].

Другая концепция генезиса рифовых зон связывает их образование с локальными явлениями ликвации на определенных стадиях кристаллизационной дифференциации единой родоначальной магмы на силикатную и сульфидную составляющие [4, 5]. Формирование сульфидного расплава осуществляется исключительно за счет силикатного железа независимо от форм нахождения в системе серы [6]. Кроме этого, процесс ликвации, как правило,

сопровождается появлением водно-солевого флюида [7]. Все это неизбежно приведет к изменению физико-химических условий в системе. Из алюмосиликатной жидкости за счет потерь железа, части щелочных и других элементов (Na, K и др.), ушедших на формирование сульфида и газово-флюидную фазу, следует ожидать осаждение более магнезиальных пироксенов и основных плагиоклазов. Существует большая вероятность появления здесь незначительного количества оливина (переход системы из кварцнормативной группы в оливиннормативную) и условий способствующих гравитационному разделению ассоциирующих кумулатов. Тесная ассоциация сульфидов и водно-флюидными соединениями может быть объяснена совместным длительным (постинтрузивным) пребыванием в подвижном состоянии этих двух фаз. Их тесная ассоциация имеет не химическую, а физическую природу с проявлением признаков межфазного химического взаимодействия [8].

Каким же образом достигается высокая концентрация благородных элементов именно в этой части разреза? К настоящему моменту существующие гипотезы сталкиваются с рядом противоречий. Так, для того чтобы сконцентрировать ЭПГ до промышленного уровня, необходимо достичь условия равновесия незначительного объема сульфидной жидкости с огромным объемом силикатного расплава (R-фактор). В большинстве случаев подобный механизм вряд ли эффективен, так как вследствие невысоких скоростей диффузионного массопереноса и мгновенного протекания процесса ликвации равновесие сульфидной жидкости с расплавом достигается в ограниченном объеме силикатного расплава, также существует определенная трудность отсадки очень мелких капель сульфидной жидкости и т.п. [8]. Отсутствие во многих случаях прямых признаков широкомасштабной миграции интеркумулусной жидкости и водного флюида свидетельствуют не в пользу флюидно-метасоматической модели концентрирования ЭПГ.

Представляется, что ЭПГ и другие элементы (S, Cu, Au, Bi, Te, Se, Sb, летучих и т.д.), некогерентные к выделяющимся кумулусным фазам (плагиоклазу, пироксенам) остаются в расплаве, прогрессивно накапливаясь на фронте кристаллизации. При достижении предела растворимости серы образуется сульфидная жидкость, которая вследствие высокого коэффициента разделения является коллектором для большинства рудных элементов. Кристаллизация данной рудогенной системы, сосуществующей с алюмосиликатным расплавом и газово-флюидной фазой, будет происходить в широком интервале температур, проходя все эволюционные стадии развития от первичного рудного («моносульфидного») расплава до низкотемпературных, и в дальнейшем, гипергенных превращений. Видимо, поэтому в платинометалльных рифах наблюдается широкое видовое разнообразие минералов и фаз платиновых металлов в ассоциации с основными (Cu, Ni) сульфидными минералами.

Таким образом, формирование рифовых зон с платинометалльным малосульфидным оруденением в расслоенных интрузивах вполне объяснимо с позиции кристаллизационной дифференциации единой родоначальной магмы.

Литература

1. **Налдрет Дж. А.** Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003, 487 с.

2. **Шарков Е.В.** Происхождение критических зон крупных расслоенных интрузивов // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М: Наука, 1994, с.35-48.

3. **Cawthorn R.G.** The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralisation in the Bushveld Complex: Thermodynamic calculation and new interpretations – a dicussion // Economic Geology, 2002, v.97, p.663-666.

4. **Годлевский М.Н.** Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 7-83.

5. **Дубровский М.И.** Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1998, 336 с.

6. **Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.** Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М.: Наука, 1982, 147 с.

7. **Смит Ф.Г.** Физическая геохимия. М.: Недра, 1968, 476 с.

8. **Лихачев А.П.** Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения: механизмы накопления, новые источники и методы получения рудных веществ // Руды и металлы, 2002, № 5, с.9-23.

Изотопные провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса и их рудоносность

В.И. Коваленко*, В.В. Ярмолюк*, В.П. Ковач**, А.Б. Котов**, Е.Б. Сальникова**

* Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН 109017, vik@igem.ru

** Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Последние несколько десятилетий в исследованиях в науках о Земле ознаменовались широким использованием изотопных данных не только для оценки радиохронологических возрастов горных пород, но и в целях петрологии и геотектоники. Изотопные данные используются для оценки состава и возраста источников магматических и других пород, а также для характеристики корообразующих процессов в различных регионах. В настоящем докладе эта методология применена для анализа корообразующих процессов для раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), который, как это принято в большинстве тектонических схем российских геологов, расположен между Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской и Таримской платформами на юге. Строение каледонской области Центрально-Азиатского складчатого пояса определяют собственно каледонские складчатые сооружения, сложенные венд-кембрийскими офиолитовыми и островодужными комплексами, и расположенные между ними террейны или микроконтиненты более древней коры. Соответствующие структурные зоны различаются Nd-изотопным составом слагающей их коры, определяемым по составу гранитоидов (рис. 1). Состав коры докембрийских террейнов характеризуется отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$. Для большинства террейнов (Хангайского, Баргузино-Витимского, Сангиленского) величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ в основном варьирует в диапазоне +0,5 - -10, отвечая, таким образом, коре, модельный Nd-изотопный возраст которой [$T_{Nd}^{(DM\text{-}2st)}$] отвечает интервалу 1000 – 1700 млн. лет, что позволило объединить эти террейны в рамках «рифейской» изотопной провинции. Изотопный состав гранитоидов из редких террейнов с заведомо дорифейской корой (Дзабханский и Гарганский) характеризуется величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ до –17, соответ-ствующими значениями $T_{Nd}^{(DM\text{-}2st)}$ до 2,9-3,3 млн. лет.

Породы каледонских офиолитовых зон объединены в “каледонскую” изотопную провинцию. В соответствии с геохронологическими данными (U-Pb, Ar-Ar) они преимущественно были сформированы в диапазоне 570 – 510 млн. лет. Базальты и плагиограниты офиолитовых и островодужных комплексов характеризуются высокими положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +9.8 до +7,1. Ассоциирующие с ними тонкообломочные и хемогенные осадочные породы (пелиты) имеют положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$= +6.8 – +5.3 и рифейские значения Nd модельных возрастов $T_{Nd}^{(DM\text{-}2st)}$=0.94–0.76 млрд. лет, что, по-видимому, связано с добавкой в океанические бассейны осадочного материала с окружающих континентальных блоков. Синколлизионные, а также более поздние гранитоиды, сформиро-ванные в пределах офиолитовых зон на протяжении палеозоя и раннего мезозоя, характе-ризуются последовательным уменьшением величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +7.7 - +5.2 (490 млн. лет) до +3.8 – +0.9 (200 млн. лет). Отличие этого тренда от тренда эволюции состава континен-тальной коры связано с увеличением величины $T_{Nd}^{(DM\text{-}2st)}$ от 0,6 – 0,71 до 0.96–0.77 млрд. лет соответственно для возрастных рубежей в 490 и 200 млн. лет. Удревнение модельных возрастов относительно возраста наиболее ранних магматических событий связывается с частичным плавлением смешанного источника, состоящего из ювенильного компонента венд – кембрийского возраста с высокими положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ и долгоживущего корового материала с отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ и древними (среднерифейскими – архейскими) Nd модельными возрастами. Раннекаледонские подвижные пояса ЦАСП с $\varepsilon_{Nd}(+)$-гранитоидами были образованы за счет амальгамации раннекаледонских островных дуг, и этот механизм корообразования можно назвать “островодужно-аккреционным”, в то время как классические каледониды и герциниды Европы и других регионов с преобладанием $\varepsilon_{Nd}(-)$-гранитоидов (в том числе докембрийская провинция микроконтинентов ЦАСП) были образованы преимущественно при коллизии блоков с древней континентальной корой, и такой механизм корообразования назван “континентально-коллизионным”.

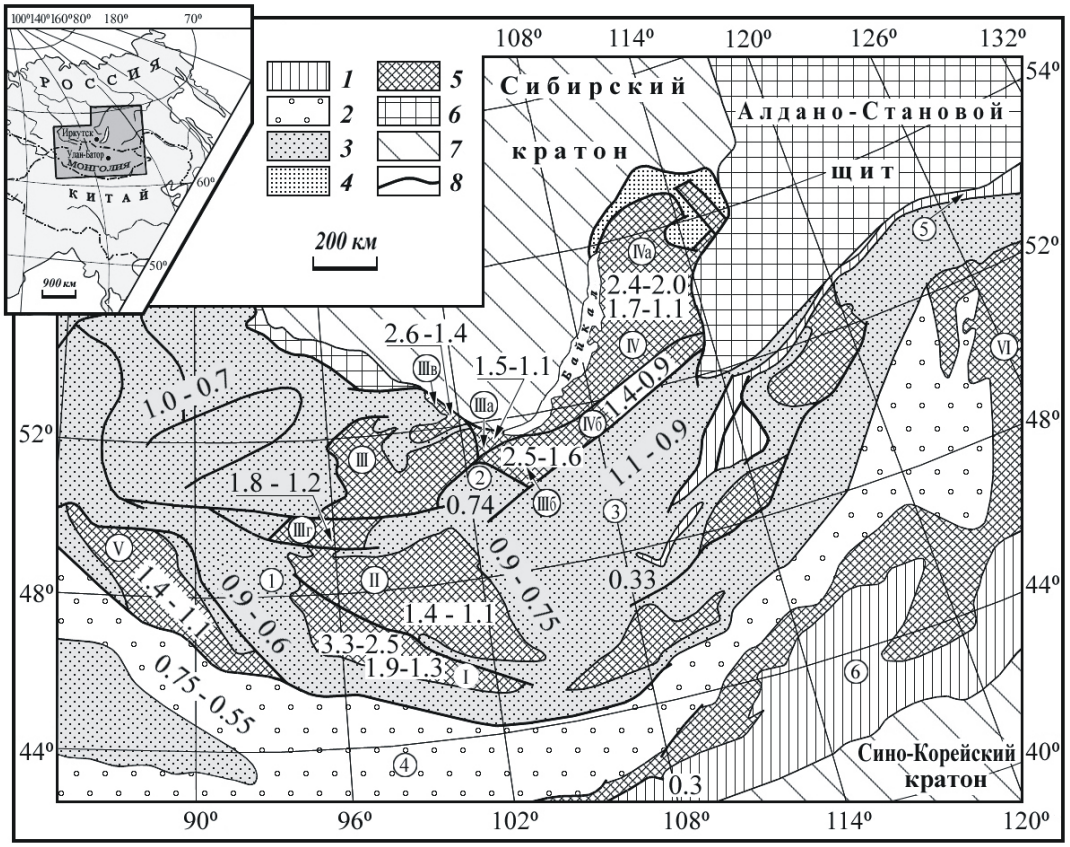


Схема изотопных провинций ЦАСП. Вариации Nd модельных возрастов даны в млрд. лет.
Микроконтиненты: I – Дзабханский; II – Хангайский; III – Тувино-Монгольский (IIIа – Слюдянский, IIIб – Хамар-Дабанский, IIIв – Гарганский, IIIг – Сангиленский блоки); IV – Баргузинский (IVа - Баргузино-Витимская, IVб – Удино-Витимская структурные зоны); V – Алтайский.
1 – Озерная; 2 – Джидинская; 3 – Хентейская зоны каледонид. 4 – Южно-Монгольский пояс. 5 – Монголо-Охотский пояс. 6 – Солонкерская зона.

Геохронологические и Nd изотопные данные свидетельствуют о ювенильном составе коры каледонид Центральной Азии. Выполненные оценки скорости корообразования в это время лишь ненамного меньше средних для Земли значений этой скорости. Эти данные позволили выделить каледонский этап ювенильного корообразования не только в Центральной Азии, но и в целом в рамках планеты. Таким образом, раннекаледонская континентальная кора ЦАСП образовалась в основном за счет аккреции молодых раннекаледонских тектонических компонентов (островных дуг, окраинных бассейнов, фрагментов шельфа суперконтинента) с океаническими островами. Докаледонская кора ограниченно участвовала в этом процессе либо в виде продуктов эрозии основания кратона, либо при возникновении тектонической расслоенности с участием пород основания кратона или микроконтинентов.

Формирование ЦАСП начинается с разрушения суперконтинента Родиния в позднем рифее под воздействием Южно-Тихоокеанского мантийного суперплюма, над которым по палеомагнитным данным концентрировалось большинство докембрийских континентов. Микроконтиненты ЦАСП в это время представляли шельфовые области суперконтинента, в пределах которых накапливались продукты эрозии байкальских островных дуг и активных континентальных окраин, а затем карбонатный чехол.

Закрытие раннекаледонских бассейнов Центрально-Азиатского палеоокеана и амальгамация микроконтинентов и островных дуг происходили между 500 и 480 млн. лет назад, без существенного взаимодействия с окраиной Сибирского кратона. Граница последнего с ранними каледонидами скорее всего была сдвиговой или трансформной. Возникновение раннекаледонского континента произошло при столкновении островных дуг, окраинных бассейнов с океаническими островами, образовавшимися при активизации внутриплитного магматизма.

Имеющиеся палеомагнитные данные показывают, что Сибирский кратон и пространственно сближенный с ним раннекаледонский континент в интервал времени 490-360 млн. лет переместились примерно на 20^0 к северу по сравнению с его положением в позднем рифее и перекрыл Алтае-Саянский мантийный плюм, входящий в состав Северо-Азиатского горячего поля мантии, результатом активности которого являлся внутриплитный магматизм ЦАСП в течение 490-360 млн. лет. Столкновение сибирского кратона и раннекаледонского континента произошло к раннему девону вдоль трансформной границы. Таким образом, раннекаледонская континентальная кора ЦАСП образовалась в основном за счет аккреции молодых раннекаледонских тектонических компонентов (островных дуг, окраинных бассейнов, фрагментов шельфа суперконтинента) с океаническими островами. Докаледонская кора ограниченно участвовала в этом процессе либо в виде продуктов эрозии основания кратона, либо при возникновении тектонической расслоенности с участием пород основания кратона или микроконтинентов.

Наша модель формирования ЦАСП, как и модель Шенгера, допускает преимущественно ювенильное происхождение раннекаледонской коры, но не только при островодужном процессе, но и с участием внутриплитных мантийных процессов и докембрийских микроконтинентов. В модель А.А. Моссаковского нами добавляется активная роль внутриплитного магматизма и мантийных плюмов и аккреционный механизм формирования раннекаледонского континента при отсутствии его лобовой коллизии с Сибирским кратоном.

Доклад подготовлен при поддержке РФФИ (проекты 02-05-64191, 02-05-64196, 02-05-65093, 02-05-64208), проекта «Ведущие научные школы» и INTAS-РФФИ проект 95-IN-RU-934.

Минералогия Тикшеозерского щелочного массива (Северная Карелия) и оценка условий его формирования по данным изучения минеральных парагенезисов

А.М. Ковальский, Н.И. Сук, А.Р. Котельников, Ю.Б. Шаповалов

Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии РАН, kovalsky@iem.ac.ru

Тикшеозерский массив принадлежит к формации щелочных габброидов и карбонатитов. Его относят к формации ультраосновных щелочных массивов с карбонатитами, однако он расположен южнее основного скопления карбонатитовых массивов Карело-Кольской провинции [2]. В отличие от широко известных массивов щелочного типа с карбонатитами каледонско-герцинского периода (Хибинская группа, Ковдорский массив и др.) упомянутый выше массив на территории Фенноскандинавского щита относится к наиболее раннему протерозойскому субплатформенному комплексу. Литературные данные указывают на оценки возраста массива в интервале 1.8-1.9 млрд. лет, что резко отличается от других щелочно-карбонатитовых комплексов Карело-Кольской провинции, возраст которых оценен как среднепалеозойский [1].

Тикшеозерский массив сложен оливинитами, габбро, пироксенитами (иногда с нефелином), мельтейгит-ийолитами, карбонатитами, амфибол-кальцит-канкринитовыми породами [2]. Карбонатиты массива слагают штокообразные тела размером в десятки метров, эруптивные образования брекчиевидной текстуры, жилы и прожилки. Наиболее крупное тело карбонатитов Тикшеозерского массива прослежено бурением до глубины 450 м. В карбонатитах массива обнаружены апатит-кальцитовые руды комплексного типа.

С целью определения особенностей минералогенеза щелочных пород Тикшеозерского массива и отличия их от пород других щелочно-карбонатитовых комплексов Карело-Кольской провинции проведено микрозондовое исследование породообразующих и акцессорных минералов в образцах пород Тикшеозерского массива. Выполнено более 600 анализов.

Проведено изучение образцов пироксенитов, карбонатитов, сиенитов и основных щелочных пород Тикшеозерского массива, отобранных как в ходе работы непосредственно на массиве, так и из керна. В ряде образцов щелочных пород обнаружены крупные зерна Cl- содержащего содалита, иногда в срастании с натролитом или канкринита с натролитом.

Изученные карбонатиты Тикшеозерского массива представлены кальцитовыми и двухкарбонатными (кальцит + доломит) породами со значимыми количествами силикатных и фосфатных и оксидных минералов. Кальцит практически в каждом образце содержит до 1 мол.% стронцианита. В изученном образце кальцит- доломитового карбонатита наряду с карбонатами до 30-40 % породы слагают зерна чистого альбита, биотита (X_{Mg}=0.51) и ильменита.

В составе пироксенитов (иногда карбонатизированных) изучены составы клинопироксенов, биотитов, амфиболов, карбонатов и акцессорных ильменита, магнетита, сфена. Пироксены попадают в область $Di_{80}Hed_{20}$, магнезиальность клино-пироксенов колеблется в пределах 0.75-0.87. Биотиты Тикшеозера на диаграмме идеально укладываются в пределы изменения глиноземистости между сидерофиллит-истонитовым и флогопит-аннитовым конечными миналами и тяготеют к последним. Магнезиальность биотитов составляет 0.63-0.8. В меньших количествах в породах присутствует амфибол с магнезиальностью 0.6, зерна ильменита и апатита.

Основные породы – габброиды сложены основным плагиоклазом (An_{55}), пироксеном диопсид-геденбергитового ряда с магнезиальностью 0.66, роговой обманкой и акцессорным ильменитом.

Среди исследованных образцов встречены породы, сложенные пироксеном (авгитом) с магнезиальностью 0.84-0.87, биотитом флогопит-аннитового ряда с магнезиальностью 0.63 и ассоциацией (по-видимому поздней) содалита, натролита, канкринита. В породах присутствует карбонат (Sr- содержащий кальцит) и слагает до 30% породы.

Сиениты Тикшеозерского массива сложены барий-содержащим (X_{Na}=0.07, X_{Ba}=0.01) калиевым полевым шпатом, чистым альбитом, Na и Ba- содержащим мусковитом (X_{Na}=0.1-0.15, X_{Ba} =0.02). Среди второстепенных и акцессорных минералов в породах обнаружены апатит, ортит, сфен, пирротин, Mn-содержащий ильменит, магнетит и титаномагнетит, сульфиды Fe, Cu, Ni, Co.

В процессе исследования в образцах выделены минеральные парагенетические ассоциации, на основании исследования которых с применением минеральных геотермометров [3] проведены оценки температур формирования пород массива.

Температуры формирования пироксенитов Тикшеозерского массива с применением клинопироксен-амфиболового, биотит-амфиболового и пироксен-биотитового геотермометров оценены в интервале 710-980°С. Оценка температуры формирования сильно измененных (с новообразованным содалитом, натролитом, канкринитом и карбонатом) пироксенитов по реликтовым ассоциациям минералов дает чуть более высокие значения 870-1050°С. Обнаруженные в ряде образцов содалит, канкринит, натролит свидетельствуют о существенном гидротермальном изменении пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 03-05-64992, 04-05-64649, 04-05-79010.

Литература

1. **Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А.** Щелочные габброиды Карелии. Л.: ЛГУ, 1969, 184 с.

2. Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. М.: ГЕОС, 2001, 640 с.

3. **Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.** Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976, 287с.

Жильный комплекс в системе Бираинской карбонатитовой дайки (Восточная Сибирь)

А.А. Конев*, А.А. Конева**, П.М. Карташов***

* Иркутск, Институт земной коры СО РАН, annak@igc.irk.ru
** Иркутск, Институт геохимии СО РАН
*** Москва, ИГЕМ, РАН

Бираинская карбонатитовая дайка и связанное с ней редкометалльно-редкоземельное рудопроявление находятся в 140-150 км к востоку от гор. Бодайбо в Иркутской области на восточной окраине Витимо-Патомского нагорья. Формирование дайки, прослеженной с небольшими перерывами на 20км, происходило в среднем палеозое, и она сечется верхнепалеозойскими гранитоидами. Залегает эта дайка в докембрийском гнейсово-сланцевом основании. Мощность дайки вместе с окружающими ее фенитами варьирует от 10 до 300м. Карбонатиты в основном представлены железисто-доломитовыми и, в меньшей степени, кальцитовыми разностями, которые нередко постепенно переходят в фениты, через их карбонатизированные разновидности. Отметим также широко проявленную альбитизацию фенитов и связанное с этим процессом развитие монацитовой минерализации. Вокруг карбонатитового тела, среди фенитов, развиты жильные образования, часто весьма оригинального состава, которые и являются предметом нашего исследования. По главным породообразующим минералам выделяются такие их разновидности: **кордилитовые, бенстонитовые, норсетитовые, торнебомитовые, баритовые и железисто-доломитовые**. Более детально геологическая позиция Бираинской карбонатитовой дайки приведена в литературе [1,2], но тогда жильные породы еще не были известны.

Минеральный состав жильных пород весьма разнообразен, что можно видеть в таблице 1. Ниже мы приведем краткую характеристику этих пород, чтобы лучше ориентироваться в особенностях их состава.

Таблица 1. Минералы жильных пород Бираи

Карбонаты	
Кордилит-(Ce)	$(Na,Ca)BaCe_2(CO_3)_2F$
Бенстонит	$(Ba,Sr)_6Ca_6Mg(CO_3)_{13}$
Норсетит	$BaMg(CO_3)_2$
Бастнезит-(Ce)	$(Ce,La)(CO_3)_2$
Анкилит-(Ce)	$Sr(Ce,La)(CO_3)_2(OH)\cdot H_2O$
Анкилит-(La)	$Sr(La,Ce)(CO_3)_2(OH)\cdot H_2O$
Кухаренкоит-(Ce)	$Ba_2Ce(CO_3)_3F$
Дациншанит-(Ce)	$Sr_3(Ce,La)(PO_4)_4(CO_3)_{3-x}(OH,F)_x$
Дациншанит-(La)	$Sr_3(La,Ce)(PO_4)_4(CO_3)_{3-x}(OH,F)_x$
Маккельвиит	$(Ba,Sr)(Ca,Na,Ce)(CO_3)_2H_2O$
Силикаты	
Торнебомит-(Ce)	$(Ce,Al)_3Si_2O_8(F,OH)$
Ферриалланит-(Ce)	$Ce_2Fe^{3+}(SiO_4)_3OH$
Алланит-(Ce)	$(Ce,Ca)_2(Al,Fe^{3+})_3(SiO_4)_3OH$
Ниобобаотит	$Ba_4(Nb,Ti,Fe)_8O_{16}[Si_4O_{12}]Cl$
Баотит	$Ba_4(Ti,Nb,Fe)_8O_{16}[Si_4O_{12}]Cl$
Чевкинит	$(Ca,Ce)_4(Fe^{2+}Mg)_2(Ti,Fe^{3+})_3Si_4O_{22}$
Церит	$(Ce,Ca)_9(Mg,Fe)Si_7(O,F)_{28}$
Бельковит	$Ba_3(Nb,Ti)_6(Si_2O_7)_2O_{12}$
Вастманландит-(Ce)	$CaCe_3(Mg,Fe)_4Al_3[SiO_4]_3[Si_2O_7](OF)(OH)_2$
Оксиды	
Ферсмит	$(Ca,Ce)(Ti,Nb)_2O_6$
Колумбит	$FeNb_2O_6$
Магноколумбит	$(Mg,Fe)Nb_2O_6$
Эшинит-(Ce)	$(Ce,Ca)(Ti,Nb)_2(O,OH)_6$
Ниобоэшинит-(Ce)	$(Ce,Ca)(Nb,Ti)_2(O,OH)_6$
Ниобоэшинит-(Nd)	$(Nd,Ce)(Nb,Ti)_2(O,OH)_6$
Пирохлор	$(Ca,Na)_2Nb_2O_6(OH,F)$
Бариопирохлор	$(Ba,Sr)(Nb,Ti)_2(O,OH)_7$
Виджеццит	$(Ca,Ce)(Nb,Ti)_2O_6$
Франклинит	$(Zn,Mn)Fe_2O_4$
Фосфаты	
Монацит-(Ce)	$(Ce,La)PO_4$
Сульфаты	
Барит	$BaSO_4$

Кордилитовые породы отмечены в ряде маломощных жил (3-10см мощности). Основная из жил, лучше изученная до 7 см толщины залегает субсогласно с напластованием фенитов. Она зональна – в центре развита зона с преобладанием кордилита, а ближе к краям развиты зоны разнообразного состава. В зальбандах преобладают амфиболы и отмечены новые минералы (ферриалланит-Ce, бираит-Ce, кордилит-La, ниобиевый чевкинит и др.) требующие дальнейшего изучения.

Таблица 2 Новые и предположительно новые минералы *(предварительные названия и формулы)*

Силикаты:	
X1	$(Ce,Ca)_2(Al,Fe^{3+})_2[SiO_4]_3$
X2	$Ca_3Ce_4MgFe^{3+}{}_3Al_5[SiO_4]_8[SiO_3OH]_4$
X3	$(Nd_3Ca)_4Nb_5Si_2O_{22}$
X4	$(Ca_3Ce)_4Nb_5Si_2O_{21}$
X5	$BaFe_2{+}2Nb_2Si_2O_{11}(OH,Cl)$
Бираит-(Ce)	$Ce_2Fe^{2+}[SiO_4]_2(CO_3)$
Ниобочевкинит	$Ce_4Fe^{2+}Fe_3{+}(Nb,Ti)_2Si_4O_{22}$
Бя-титанит-1	$CeNb_2Si_2O_{10}$
Бя-титанит-2	$CeNbSiO_6$
Бя-титанит-3	$CeFe^{3+}SiO_5$
Карбонаты:	
Sr-бенстонит	$(Sr,Ba)_6Ca_6(Ca,Mg)(CO_3)_{13}$
кордилит-(La)	$(Ca,Na)Ba(La,Ce)_2(CO_3)_3F$
Оксиды:	
ферсмит-(Ce)	$Ce(Ti,Nb)_2O_6$

Бенстонитовые и норсетитовые породы образуют, как правило, совмещенные тонкие жилы мощностью 1 – 10см. Одна из таких жил мощностью 3-4см. Краевая зона ее бенстонитовая, а центральная – норсетитовая. Они хорошо различаются по цвету – белому у бенстонитовых и желтовато-красноватому – у норсетитовых (результат выветривания железистого доломита). Минеральный состав их также довольно разнообразен и включает новые и редкие минералы [4].

Торнебомитовые – жилы сложены в основном кальцитом и торнебомитом-Ce с незначительными примесями ферриалланита – (Ce), амфиболов, стронцианита, талька и рудных минералов. Торнебомит-Ce равномерно рассеян в тонкозернистой карбонатной массе и составляет около четверти объема породы.

Вопросы генезиса бираинского комплекса в целом и в частности жильных пород представляют, несомненно, большой интерес, так как здесь мы видим концентрацию таких полезных компонентов как редкие земли, ниобий, барий, стронций и фосфор. Бираинская дайка и сопровождающие ее жильные породы имеют сходство в генетическом отношении с месторождением Баян Обо во Внутренней Монголии (КНР). Десятки минералов являются общими для этих двух объектов, причем почти все характерные минералы жильных пород – кордилит, бенстонит, норсетит, кухаренкоит, бастнезит, фергусонит, анкилиты, дакиньшаниты и др. Некоторые другие вопросы генезиса карбонатитов Бираи были уже рассмотрены [1,2,3].

Авторы благодарят РФФИ за поддержку исследований – грант 03-05-64158.

Литература

1. **Черников В.В., Конев А.А., Воробьев Е.И. и др.** О новом типе редкоземельно-редкометаллного оруденения в карбонатных породах Бираи (Нечерский антиклинорий)// Докл. РАН , 1994, т.335, N6, с.774-777.

2. **Черников В.В., Конев А.А., Воробьев Е.И. и др.** Эндогенные карбонатные породы Бираи- перспективный источник редкоземельно-редкометаллного сырья // Геол. и геоф.// 1994, N 6, с.50-60.

3. **Konev A.A., Chernikov V.V., Dneprovskaya L.V., Vorobiev E.I.:** The REE-Nb mineralization of Biraya carbonate deposit, Eastern Siberia , Russia. // The 16 General Meeting of IMA. 1994. Pisa, abstracts, p. 211-212.

4. **Konev A., Koneva A., Kartashov P., Ushchapovskaya Z., Sizykh Y.** Vein complex of the Biraya carbonatite dyke, East Siberia.// 32nd IGC, Florence, 2004. Scientific Sessions: abstracts (part 1), p.512.

Многослойно-суспензионная гипотеза формирования ритмичности и малосульфидной ЭПГ минерализации в мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивах

Е.В. Коптев-Дворников, Я.В. Бычкова

Москва, МГУ им. М.В.Ломоносова, ekoptev@geol.msu.ru

1. Проблема формирования ритмической расслоенности и сопутствующей платинометалльной минерализации остается одной из главных загадок современной петрологии и магматической геохимии. Число конкурирующих гипотез перевалило за два десятка. Ни одна из этих гипотез на понятийном уровне не может быть ни доказана, ни опровергнута.

Подобная ситуация сложилась в середине прошлого века в области магматической эволюции: то же обилие генетических гипотез и невозможность решения проблемы на понятийном уровне. Выход был найден на пути построения количественной системной численной модели динамики внутрикамерной дифференциации. Программный комплекс КОМАГМАТ [2] и сегодня остается единственным инструментом, с помощью которого можно моделировать не только равновесный и фракционный тип кристаллизации, но и динамику перераспределения фаз в объеме камеры. А это очень важно, так как позволяет получать результат моделирования в виде распределения минералов и химических элементов в вертикальных разрезах модельных «интрузивов», что в свою очередь позволяет количественно верифицировать модель путем прямого сравнения строения разрезов модельных и реальных интрузивов. Путем прямого моделирования формирования ряда конкретных дифференцированных силлов [2] и мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивов было доказано, что ведущим механизмом внутрикамерной дифференциации является конвекционно-кумуляционный механизм. Этот механизм имеет следующие главные черты. 1. Основной фазовой реакцией, обеспечивающей наблюдаемое разнообразие горных пород, является кристаллизация. 2. Ведущим механизмом тепломассопереноса является оседание кристаллов на фоне конвективного перемешивания эволюционирующей магмы. Твердая фаза образуется главным образом в градиентном слое у кровли. Путем Стоксовского оседания и конвекции она распределяется по всему объему камеры и оседает на дно, образуя кумулус. Концентрация твердой фазы в конвектирующей магме может достигать 10 – 30 об.%.

Однако эти выводы не получили широкого признания прежде всего потому, что реализация конвекционно-кумуляционной модели в КОМАГМАТЕ’е не предусматривала воспроизведение ритмической расслоенности. Конвекция в этой программе моделируется непоследовательно как полное ободнороднивание магмы в каждый момент времени. Мы предположили, что анализ структуры конвективных течений в камере интрузива поможет разрешить проблему ритмичности.

Проблема формирования ритмической расслоенности и сопутствующей платинометалльной минерализации может быть решена только путем количественного моделирования. Математическая модель формирования ритмичности не должна противоречить механизму дифференциации, отвечающему за строение всего вертикального разреза расслоенных интрузивов.

2. Предположение о том, что ритмическая расслоенность является следствием конвекционных движений магмы в камере, высказывалось неоднократно. По поводу природы конвекции и инверсии плотности, ее вызывающей, господствуют две точки зрения.

Согласно одной, инверсия плотности в камере вызвана термическим сжатием силикатного расплава из-за его остывания у кровли и развитием в камере Бенаровской конвекции с квадратными в сечении замкнутыми ячейками [3 и мн. др.]. Следствием такой конвекции, по мнению многих исследователей, должна явиться направленная снизу вверх кристаллизация магмы. Для объяснения формирования ритмической расслоенности in situ привлекаются различные варианты гипотез ритмической кристаллизации или двойной диффузии [4 и др.]. Гипотеза направленной снизу вверх кристаллизации при внимательном рассмотрении противоречит законам тепломассопереноса в камере с учетом фазовых реакций в кровле интрузива, а ее количественные следствия не согласуются с особенностями строения расслоенных массивов (прежде всего с постепенным изменением модального состава пород вверх по разрезу).

Уэйджер [5] одним из первых предположил, что конвекция может возникать в результате образования в градиентной зоне кристаллизации у кровли более плотной, чем нижележащая, суспензии и струйного погружения на дно этой смеси кристаллов и расплава как целого.

М.Я.Френкель [2] рассмотрел аналитическое решение упрощенного случая такой конвекции и показал, что на фоне монотонной кристаллизации и оседания кристаллов появляется периодическая составляющая. Важным концептуальным результатом М.Я. Френкеля стало понимание того, что струи погружающейся суспензии не обязательно достигают поверхности кумулуса. Если в толще магмы существует вертикальный градиент плотности (не обязательно линейный), то отдельные струи могут приобрести нулевую плавучесть на некотором промежуточном уровне и растечься по горизонтали. Относительно недавно возможность струйного погружения более плотной суспензии была показана численно [1]. В развитие этой концепции мы обратили внимание на то, что кристаллизация многокомпонентных систем при переходе на очередную котектику сопровождается скачкообразным увеличением «производства» твердой фазы на единицу теряемого тепла. Это можно наглядно увидеть на примере тройных диаграмм плавкости, в которых пересечения крутых ликвидусных поверхностей дают существенно более пологие линии двойных котектик, а в точке тройной эвтектики «наклон» нулевой, т.е. все теряемое тепло «тратиться» на кристаллизацию (компенсируется скрытой теплотой плавления). Таким образом, с момента начала кристаллизации вблизи кровли очередной котектики весьма вероятно появление здесь слоя суспензии более плотной, чем нижележащая магма. Время от времени эта суспензия в виде струй может погружаться, растекаясь в слои в толще менее фракционированной (и с меньшим числом взвешенных фаз) магмы там, где будет достигнута нулевая плавучесть. Гидродинамическая составляющая нашей гипотезы сегодня не вполне ясна. Возможной причиной многократного опускания струй является необходимость для начала очередного струйного погружения образования у кровли слоя суспензии с критическими значениями мощности и концентрации твердых фаз, на что требуется некоторое время. Растекание струй в слои на разных уровнях может быть обусловлено непрерывно меняющимися плотностями, как погружающихся струй, так и матрицы в связи с погружением кристаллов и уменьшением теплового потока через кровлю интрузива. Так или иначе, на этапах изменения фазового состава остаточной магмы в камере возможно возникновение многослойной системы, когда в матрице одноминеральной суспензии (расплав + 1 тв. фаза) на разных уровнях в порядке уменьшения плотности снизу вверх располагаются слои более фракционированных двух- и даже трехминеральных суспензий (см. рис.). Формулировка этой понятийной модели возникла в результате осмысления полученных нами за последние годы характеристик ритмически расслоенной пачки Киваккского интрузива (подробнее смотри у Я.В.Бычковой и Е.В.Коптева-Дворникова в настоящем издании).

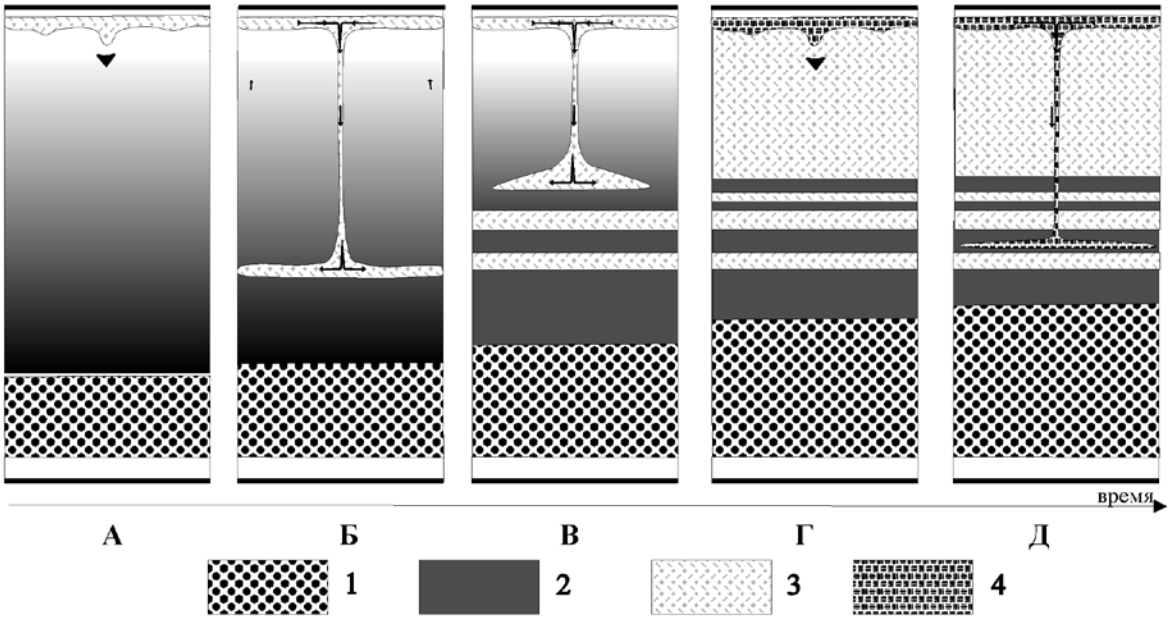
Разумеется, предложенный механизм формирования ритмической расслоенности пригоден для объяснения генезиса не всех типов ритмичности, а только для описанной в Киваккском интрузиве и ей подобных (можно ее предварительно назвать ритмичностью киваккского типа). По крайней мере, к этому же типу может быть отнесена ритмическая расслоенность в Йоко-Довыренском интрузиве (наши наблюдения).

3. Налдретт сформулировал две главные проблемы, без решения которых нельзя понять генезиса платинометалльного оруденения типа рифа Меренского:

а) приходится предполагать нереально высокие коэффициенты распределения платиноидов между сульфидным и силикатным расплавами для объяснения высоких концентраций металлов в сульфидах. Добавим, что требует объяснения и весьма различное содержание платиноидов в сульфидах из разных малосульфидных горизонтов;

б) не ясно, каким образом малое количество сульфидов собирает из большого объема магмы ЭПГ, которые присутствуют в магме в очень малых концентрациях?

Обе эти проблемы могут найти естественное объяснение в рамках предлагаемой гипотезы, причем наша уверенность базируются на результатах численного моделирования. Дело в том, что в рамках исследования седиментационной модели с примитивным описанием термодинамики фазовых равновесий [2] многократно воспроизводилась ситуация седиментационного взаимодействия более фракционированных суспензий с подстилающими менее фракционированными (правда, без сульфидов), и общие геохимические следствия такого взаимодействия понятны. В том случае, если в вышележащем слое суспензии присутствуют выделения сульфидной жидкости, а нижележащий слой ею недосыщен, на границе слоев погружающаяся сульфидная фаза должна растворяться, отдавая в силикатный расплав сконцентрированные в ней платиноиды. Это растворение будет продолжаться до тех пор, пока пограничный слой не насытится серой, но в этом случае эти «выжившие» сульфиды наследуют все платиноиды своих менее удачливых предшественников. Концентрация ЭПГ в этих сульфидах будет значительно выше, чем в случае равновесия с магмой, содержащей исходное



Пространственно-временная схема развития конвективных течений (фрагмент вертикального сечения Кивакского интрузива)

А. Начало кристаллизации ортопироксен-плагиоклазовой котектики у кровли интрузива и формирование двуминерального слоя суспензии (расплав+плагиоклаз+ортопироксен), более плотной, чем нижележащая одноминеральная суспензия (расплав+ортопироксен). Б. Погружение струи двуминеральной суспензии до уровня нулевой плавучести. В. Формирование серии слоев двуминеральной суспензии в матрице одноминеральной суспензии. Г. Начало кристаллизации ортопироксен-плагиоклаз-авгитовой котектики у кровли интрузива и формирование трехминерального слоя суспензии (расплав+плагиоклаз+ортопироксен+клинопи-роксен), более плотной, чем нижележащие. Д. Погружение струи трехминеральной суспензии до уровня нулевой плавучести.

Условные обозначения: 1. Кумулус; 2. Одноминеральная суспензия (расплав+бронзит); 3. вуминеральная суспензия (расплав+бронзит+плагиоклаз); 4. Трехминеральная суспензия (расплав+плагиоклаз+ортопироксен + клинопироксен).

содержание платиноидов, поскольку в узком пограничном слое оказались собранными все благородные металлы из верхнего слоя суспензии. Этим и могут быть объяснены аномально высокие кажущиеся коэффициенты распределения платиноидов. Если в многослойно-суспензионной системе окажется несколько слоев с взвешенными сульфидами, то и разрезе интрузива сформируется несколько малосульфидных горизонтов, а поскольку «запас» сульфидов в них может быть различным (например, в силу различия мощностей этих сульфидсодержащих слоев суспензий), то и концентрации платиноидов в этих горизонтах будет различной.

4. Разумеется, вышеизложенные аргументы не являются доказательствами реалистичности мно-гослойно-суспензионного механизма в силу их гипотетичности. Они лишь поясняют, почему мы выбрали этот механизм в качестве основы для разработки численной модели.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований – проект 05-05-64961.

Литература

1. **Трубицын В.П., Харыбин Е.В.** Конвекция в магматических камерах, вызванная инверсией распределения по глубине осаждающихся кристаллов // Физика Земли, 1997, №5, с.47-52.

2. **Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С.** Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988, 214 с.

3. **Bartlett R.W.** Magma convection, temperature distribution and differentiation // Amer.J.Sci., 1969, vol.267, pp.1067-1082.

4. **Irvine T.N.** Heat transfer during solidification of layered intrusions. I. Sheets and sills // Can.Earth Sci., 1970, v.7, pp.1031-1061.

5. **Wager L.R., Deer W.A.** Geological investigations in East Greenland, Pt.III. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland // Medd.Gr∅nl., 1939, v.105, pp.1-352.

Метаморфическая эволюция гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексов Карелии и Центральной Финляндии

Н.Е. Король

Петрозаводск, Институт геологии Кар. НЦ РАН, korol@krc.karelia.ru

Детально изучена полиэтапная метаморфическая эволюция гранулит–эндербит–чарнокитовых (ГЭЧ) комплексов архейского возраста [3], представляющих собой мегасовокупность метаморфических, магматических, ультраметагенных и метасоматических пород, близких по условиям, времени и характеру формирования на гранулитовых этапах метаморфизма докембрийских образований Карелии и Центральной Финляндии.

ГЭЧ комплексы {1-9} широко развиты в Беломорской {1–4} и Карельской {5–9} структурах. Все они являются неотъемлемой составной частью архейских блоков: Беломорского – {1} – район оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро, {2} – оз. Керчуг, {3} – оз. Кереть – оз. Топозеро, {4} – губа Поньгома Белого моря – п-ов Поньгомнаволок; Пяозерского – {5} – оз.Тикшеозеро – оз. Пяозеро; Вокнаволокского – {6} – пос. Вокнаволок; Тулосского – {7} – оз. Тулос; Водлозерского – {8} – участок среднего течения реки Водлы, {9} – пос. Шальский – восточное побережье Онежского озера. В Центральной Финляндии с карельскими сопоставляется ГЭЧ комплекс {F} Варпайсъярвинского блока – оз. Варпайсъярви, в 60 км северо-восточнее г. Куопио.

Беломорские {1-4} и тикшеозерско-пяозерский {5} ГЭЧ комплексы представлены супракрустальными гранулитами основного, среднего и кислого составов, иногда с проявлением их первично-эффузивной природы {3} и породами магматического ряда – ультрабазиты – основные ультрабазиты – меланократовые габброиды, анортозиты – габбро-анортозиты; интрузивными образованиями единой магматической серии – габброиды – габбро-диориты – гиперстеновые (диориты – кварцевые диориты – тоналиты ± плагиограниты) ± порфировидными чарнокитоидами Топозерского и Вичанского типов; ультраметагенными и интрузивными эндербитами и чарнокитами. В ГЭЧ комплексах Карельской структуры {6,7,9} и Варпайсъярвинского блока {F} – состав “двухкомпонентный”: супракрустальные основные, реже средние, гранулиты и эндербиты ± чарнокитоиды.

В ГЭЧ комплексах {1-6,8,9,F} выделяются два, а в {7} Тулосского блока – четыре этапа метаморфической эволюции: I, для {7} – I и II, гранулитовые (от нижнего до верхнего архея); последующие диафторические – II, для {7} – III и IV, преимущественно < 2.7 – 2.8 млрд. лет, для {8} – 3.0 – 2.8 млрд. лет, соответствующие условиям метаморфизма от амфиболитовой до (±) эпидот-амфиболитовой, реже, до зеленосланцевой фаций.

Первый гранулитовый (I) этап содержит от одного до четырех периодов развития и осуществляется во всех комплексах в режиме умеренных и (или) пониженных давлений и в пределах колебаний температур 750 – 870°С. Для него характерны полный (1,2,3 периоды) и упрощенный (1,2 периоды) типы метаморфической эволюции, что соответствует ГЭЧ комплексам {1-5} и {6,7,9,F}.

Самый ранний период I гранулитового этапа, уникальный для Беломорской структуры и всего Балтийского щита, фиксируется только в ГЭЧ комплексе {3} – п-ова Вичаны оз. Кереть и характеризует статический метаморфизм гранулитовой фации [1], при котором образуются Hyp + Cpx + Pl ± Or ± Qz парагенезисы в основных–средних–кислых метавулканитах, сохранивших первичные структурно-текстурные признаки эффузивов на макро и микроуровне.

Первый период I этапа фиксируется во всех ГЭЧ комплексах и характеризуется формированием: Hyp + Cpx + Pl ± Qz, 2py ± Ol ± Pl парагенезисов (условия двупироксеновой субфации гранулитовой фации) в супракрустальных основных, средних, кислых гранулитах; (±) в магматических – ультрабазитах – основных ультрабазитах – меланократовых габброидах, анортозитах – габбро-анортозитах. Метавулканиты района Вичан {3} перекристаллизовываются в типичные мелко-среднезернистые двупироксеновые гранулиты, неотличимые от таковых в других районах исследований. В беломорских ГЭЧ комплексах {1-4} на заключительных стадиях первого периода фиксируются процессы незначительной ранней эндербитовой мигматизации.

В последующих периодах (2,3) гранулитового этапа устанавливается противоположная последовательность образования двух определяющих групп пород в беломорских ГЭЧ комплексах {1-2} и {4}, входящих в состав Западно−Беломорского и Восточно−Беломорского доменов, различающихся по характеру геодинамической обстановки и типам P-T-t трендов [2]. Второй период I этапа в ГЭЧ комплексах {1-2} характеризуется формированием интрузивных пород толеитовой – известково-

щелочной серии – габброиды – габбро-диориты – гиперстеновые (диориты – плагиограниты) и связанных с ними порфировидных чарнокитоидов. Третий – период региональной мигматизации и гранитизации, при котором образуются ультраметагенные и интрузивные эндербиты – чарнокиты. Тикшеозерско-пяозерский ГЭЧ комплекс {5} аналогичен в этом аспекте {1-2}, а {4} – противоположен. В ГЭЧ комплексе {3} выделяются неразделенные 2-3 периоды с последовательным развитием: небольших тел или жил эндербитов, и далее – интрузивных массивов порфировидных чарнокитоидов Топозерского и Вичанского типов. В ГЭЧ комплексах Карельской структуры и Варпайярвинского блока {6,7,9,F}, с упрощенным типом метаморфической эволюции I гранулитового этапа, во втором его периоде формируются ультраметагенные и интрузивные эндербиты ± чарнокитоиды известково-щелочной серии.

В ГЭЧ комплексах Карелии и Центральной Финляндии широко развиты процессы изофациальной перекристаллизации, включающие: гранулитовую амфиболизацию; новообразования моноклинного пироксена, амфибола, биотита, иногда ортоклаза, часто с укрупнением зерен этих минералов; а также при усилении и различной направленности – реметаморфические преобразования пород, обычно с изменением минерального состава (гранулитовый метаморфизм II).

Установлено, что в ГЭЧ комплексах, независимо от принадлежности к периодам (2 или 3) I гранулитового этапа, при процессах региональной мигматизации и гранитизации осуществляется гранулитовая амфиболизация пород. Привнос натрия и воды при эндербитовой мигматизации и повышение потенциала щелочей в гранулитовой фации способствует частичной, а при увеличении интенсивности полной, амфиболизации пироксенов в ранних гранулитовых парагенезисах и образованию обогащенной титаном буровато-зеленой роговой обманки (Hb^I). Расчеты показывают [5], что для гранулитовой амфиболизации основных гранулитов с плагиоклазом, содержащим более 50% An, необходим привнос Na и H_2O, для средних и кислых (Pl <50% An) – достаточно участия только водного флюида. Образование Hyp + Cpx + Hb^I + Pl и Hb^I + Pl парагенезисов в основных гранулитах и метагабброидах, по ранним – безамфиболовым, осуществляется в условиях от двупироксен-роговообманковой до роговообманковой субфаций гранулитовой фации. После становления парагенетических ассоциаций в эндербитах, под воздействием остаточных водных флюидов происходит гранулитовая амфиболизация в средних и кислых породах с минимальным проявлением в самих эндербитах. Ранние парагенезисы чарнокитоидов, завершающих процессы региональной мигматизации и гранитизации, обычно, не содержат амфибола.

Формирование основных и средних гранулитов (амфиболиты и гнейсы) ГЭЧ комплекса {8} Водлозерского блока, отвечает условиям роговообманковой субфации в пределах нижней границы гранулитовой фации. Несомненно, их образование на I этапе метаморфической эволюции, однако, в области предположения остается их раннее развитие по аналогии с основными гранулитами других районов исследований.

После завершения процессов региональной мигматизации и гранитизации в некоторых ГЭЧ комплексах {4, 7, 9, F} фиксируется поздняя изофациальная перекристаллизация, вероятно, под воздействием остаточных Na ± K водных флюидов, часто с укрупнением одноименных гранулитовых минералов и возникновением в основных гранулитах, эндербитах, чарнокитоидах новообразованных Hyp + Cpx ± Hb^I ± Bt^I + Pl ± Or ± Qz парагенезисов, нивелирующих более ранние.

Завершенный процесс поздней изофациальной перекристаллизации до стадии деструктивных изменений пород или гранулитовый метаморфизм II [4], сопоставляемый О.И. Володичевым по времени с началом коллизионных процессов в Беломорской структуре, изучен в гранулитовых образованиях Тулосского блока и выделяется, как II гранулитовый этап метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса {7}. При реметаморфизме формируются не только новообразованные Hyp, Cpx, Hb, Bt, но и появляются Gt и Crd, в составе перекристаллизованных основных и средних гранулитов, эндербитов и чарнокитов, кристаллических сланцев и гнейсов по ним. По отношению к PT-условиям I гранулитового этапа, во II – процессы осуществляются с повышением верхнего предела температур (от 800° до 850°C) и увеличением давлений (от 5 до 6-7 кб).

Метасоматические процессы фиксируются в ГЭЧ комплексах {1-2, 3, F} на I, а в {7} на II гранулитовых этапах метаморфической эволюции. С эндербитовой мигматизацией – {1-2} связаны процессы незначительной локальной микробазификации (перемещение Mg и Fe) и микросилификации с выносом Mg – в контактах основных гранулитов и жил эндербитов, и в ультрабазитах. В ГЭЧ комплексе {3} отмечаются проявления: Fe–Ca–Mg (эклогитоподобные породы), реже кислого (участки перекристаллизации в метадацитах) метасоматоза; а также Fe–Mg, Ca, Fe–Ca–Mg (метасоматические жилы – тонкозернистые породы, часто зональные, в

метавулканитах) – при завершении третьего периода, часто с продолжением на этапе диафтореза. В Варпайсъярвинском блоке {F} фиксируются различные стадии кислотного выщелачивания, сопряженные с комплектарным магнезиальным метасоматозом, в условиях гранулитовой – амфиболитовой фаций, приводящие к формированию Gt–Crd–Sil пород по основным гранулитам. II гранулитовый этап ГЭЧ комплекса {7} Тулосского блока характеризуется сочетанием процессов метаморфической перекристаллизации и щелочного метасоматоза.

На II этапе метаморфической эволюции в ГЭЧ комплексах {1-4} осуществляется диафторез гранулитовых образований в условиях от кианитовой – амфиболитовой (T = 700°-590° C, P= 10-9 кб) до кианит-мусковитовой – эпидот-амфиболитовой (T = 580°-490°C, P = 9-8 кб) фаций высокобарического (вторая генерация) метаморфизма беломорского типа. В ГЭЧ комплексах Карельской структуры {5,6,8,9} и Варпайсъярвинского блока {F} диафторический этап (II) осуществляется в условиях амфиболитовой {5,6,8,9,F}, в некоторых далее до эпидот-амфиболитовой {5,9,F} и даже до зеленосланцевой {5, 9} фаций. В ГЭЧ комплексе {7} Тулосского блока, после I и II гранулитовых, выделяются диафторические этапы, соответствующие амфиболитовой (III) и последней, переходящей в эпидот-амфиболитовую (IV) фациям. При обычном для диафтореза снижении температур, давление, по сравнению с таковым гранулитовым, значительно возрастает в ГЭЧ комплексах {1-4} и немного повышается в – {8}; понижается в – {6}, очень незначительно в – {7} на III и более интенсивно – при переходе от III к IV этапам.

В ГЭЧ комплексах изучены метаморфические реакции минеральных преобразований, характеризующие диафторические процессы: амфиболизации (образование куммингтонита и умеренно титанистых роговых обманок), биотитизации, гранатизации, эпидотизации и их (±) сопряженные проявления. Исследованы изменения составов биотитов, моноклинных пироксенов, гранатов, полевых шпатов, низкотемпературные минеральные замещения. В результате диафторических изменений гранулитовые образования превращаются в различные амфиболиты и гнейсы, диопсид-плагиоклазовые и эклогитоподобные породы, эпидозиты, апоэндербиты–апочарнокиты. Диафторез осуществляется под воздействием глубинных флюидов.

Основными типами диафторических процессов, преобладающими в ГЭЧ комплексах {1-7}, являются – сочетание метаморфической перекристаллизации с метасоматическим привносом (K, ± Ca, ±Na, ± Mg, ± Fe) или выносом (Mg, ± Fe, ± K, ± Na) ряда компонентов. Изохимическая и близкая к ней перекристаллизация превалируют в ГЭЧ комплексах {8,9}, реже проявлены в {1-7}. В Варпайсъярвинском блоке {F} диафторез характеризуется и близкой к изохимической, и обменной перекристаллизацией с некоторым выносом или перемещением Mg. Метасоматические процессы, отражающие различные стадии кислотного выщелачивания, изучены на этапах диафтореза в ГЭЧ комплексах {7} и {F}.

ГЭЧ комплексы Карелии и Центральной Финляндии прошли сложную, полиэтапную метаморфическую эволюцию и во многом определили формирование вещественного состава и геологическое строение образований архейских блоков Балтийского щита.

Литература

1. **Володичев О.И.** Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990, 245 с.

2. **Володичев О.И.** P-T-t тренды эволюции метаморфизма при формировании позднеархейской Беломорской коллизионной структуры // Карелия и РФФИ: Тез. Докл. Петрозаводск, 2002, с.59-60.

3. **Володичев О.И., Король Н.Е.** Гранулит-эндербит-чарнокитовые комплексы Карелии // Докембрий Северной Евразии: Тез. Докл. СПб., 1997, с.22-23.

4. **Володичев О.И., Король Н.Е., Лобанок Е.И.** К метаморфизму пород района оз. Короппи – оз. Перюкс – оз. Шуарыярви // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Операт.-информационные материалы ИГ Кар.НЦ РАН. Петрозаводск, 1994, с.50-55.

5**. Король Н.Е.** Метаморфическая эволюция гранулитового комплекса Северной Карелии // Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. М., 1990, 26 с.

Метасоматические процессы в породах Беломорского комплекса

Д.И. Корпечков, В.М. Козловский

Москва, ИГЕМ РАН, korpechkov@yandex.ru, bazil@igem.ru

Беломорский комплекс метаморфических пород слагает одноименный подвижный пояс архейского возраста, расположенный между Карельским и Кольским геоблоками. В настоящее время в становлении Беломорского комплекса выделяют 2 крупных этапа метаморфизма: ребольский, с возрастом 2,61-2,82 млрд. лет, и свекофенский, с возрастом 1,8-1,9 млрд. лет [1]. Ребольский метаморфизм носил в целом региональный характер, а свекофенский был проявлен локально, вдоль разломов и сдвиговых зон. Каждый этап метаморфизма сопровождался интенсивной метасоматической переработкой пород протолита с образованием различных типов метасоматитов, отличающихся широким разнообразием петрографического состава и структур. В данной работе сделана предварительная попытка систематизации метасоматических образований Беломорского комплекса на основе оценок возраста метасоматитов, особенностей их геологической локализации, их химического и петрографического состава и Т-Р условия образования.

Абсолютные датировки возраста для большинства метасоматических образований Беломорья в настоящий момент отсутствуют, поэтому возраст метасоматитов оценивается в первую очередь из геологических соображений – формы тел и приуроченности их к тем или иным геологическим структурам. Отмечено, что метасоматиты ребольского этапа обычно образуют небольшие субстратиформные линзовидные и слоистые тела, в целом залегающие согласно со структурами вмещающих метаморфических пород. Они распространены регионально практически по всей площади Беломорского комплекса. Метасоматиты свекофенского возраста распространены локально, только вдоль зон диафтореза северо-восточного простирания и пространственно приурочены к полям керамических пегматитов. Для свекофенских метасо-матитов характерны ветвящиеся жилы, осложненные многочисленными апофизами и секущие структуры метасоматитов ребольского этапа.

Специфической чертой метасоматических образований Беломорского комплекса является отсутствие прямой связи с магматическими образованиями, что вообще характерно для докембрийских метасоматитов. Метасоматоз вызывается потоками флюидов, которые могут быть (с некоторой долей условности) разделены на два типа.

Первый тип – это метаморфогенные флюиды, участвующие в процессах метаморфизма. Такие флюиды в целом равновесны с метаморфическими породами. Однако при тектонических движениях, образовании зон сжатия и растяжения и, вследствие этого, появлении градиента давления в метаморфических толщах, такие равновесные флюиды могут растворять одни компоненты в зонах смятия и переотлагать их в зонах растяжения, что приводит к появлению разнообразных мигматитов (под мигматитами в настоящей работе понимаются неоднородные породы различного генезиса, состоящие их лейко- и меланосомы, т. е. за термином сохраняется лишь его структурное понимание). Обычно кремний и алюминий накапливаются в зонах декомпрессии (что приводит к образованию кварц-полевошпатовых лейкосом), а основания – в зонах повышенных давлений (базификаты меланосом). Практически данный процесс может быть отнесен к явлениям метаморфической дифференциации, однако он приводит иногда к образованию достаточно мощных тел локально неравновесных пород, картируемых в пределах отдельных обнажений. Наличие тел лейкократовых и меланократовых пород можно поэтому рассматривать как своеобразную метасоматическую зональность, определяющим фактором возникновения которой является градиент давлений. В целом, образования такого типа являются переходными между метаморфическими и метасоматическими образованиями. Примерами такого рода метасоматитов являются ребольские субстратиформные полосчатые мигматиты и базификаты и свекофенские жильные мигматиты района пос. Хетоламбина [3]. Образование шлировидных и неправильной формы тел меланократовых амфиболитов и лейкократовых пород наблюдались нами также в амфиболитах г. Нигрозеро. Интересным примером подобного рода образований является также изученная нами в районе Нигрозера своеобразная «жила амфиболита в амфиболите». Жила имеет мощность в первые сантиметры и сложена мелкозернистым гранатовым амфиболитом с высоким (20-40%) содержанием граната. Вмещающая жилу порода при этом также является гранатовым амфиболитом, но существенно более крупнозернистым и с меньшим содержанием граната (5-15%). Контакты между породами резкие, четкие, а форма

жилы - извилистая. Такая форма жилы и особенность контактов не могут быть объяснены особенностями состава исходной породы и не оставляют сомнений в метаморфогенно-метасоматическом происхождении этого тела.

Второй тип флюидов, вызывающих метасоматоз в Беломорском комплексе – это глубинные флюиды, происходящие из нижних частей коры или мантии и поднимающиеся вдоль региональных зон проницаемости к поверхности Земли. Такие флюиды в целом неравновесны с вмещающими метаморфическими породами и способны к активному их изменению. Именно потокам такого рода обязаны своим происхождением слабощелочные корундсодержащие метасоматиты проявлений Хитострова, Варацкого, Дядиной Горы и других [5]. Любопытно, что на поздних стадиях инверсия режима кислотности-щелочности поступающих из глубины флюидов приводит на этих проявлениях к возникновению кварцсодержащих цоизититов и эпидозитов, отвечающих стадии кислотного выщелачивания. С глубинными потоками связаны по всей видимости также кальциевые и карбонатные метасоматиты Климовского участка, эпидот- и скаполитсодержащие метасоматиты проявления Важенки, кварц-карбонатные хлорит- и турмалинсодержащие жилы побережья Красной губы Белого моря.

Так как большинство метасоматических образований Беломорья связаны с явлениями метаморфизма и возникали в тектонически-неспокойной обстановке, то изохорические метасоматиты среди них редки. В большинстве случаев образование метасоматических тел происходило с изменением объема. Соответственно, можно выделить метасоматиты осаждения и метасоматиты растворения. Первые образуются в зонах декомпрессии благодаря привносу и осаждению компонентов из циркулирующих растворов с увеличением общего объема породы. Вторые обязаны своим происхождением растворению и выносу тех или иных компонентов в зонах локального повышения давления, что приводит к уменьшению объема породы. Различение этих групп не всегда возможно, так как метасоматиты одного и того же химического состава могут возникать как при уменьшении, так и при увеличении объема системы. Тем не менее, для метасоматитов, в составе которых доминируют основания (железо-магнезиально-кальциевые метасоматиты, или базификаты), обычно характерны условия сжатия, т.е. они являются метасоматитами растворения и характеризуются директивными структурами (сланцеватость, гнейсовидность, полосчатость). Наоборот, метасоматиты, содержащие в повышенных количествах кремний или алюминий (например, кварц-полевошпатовые жилы), обычно возникают в условиях увеличения объема системы, т. е. являются метасоматитами отложения. Для них характерны массивные или шлировые структуры, лишенные определенной ориентировки. Некоторые относительно низкотемпературные метасоматиты – эпидозиты, иногда хлорититы, цоизититы, карбонатсодержащие породы, также обладающие массивными или, реже, реликтовыми директивными структурами, могут, возможно, рассматриваться как изохорические. Их образование происходило на ретроградной стадии метаморфизма, уже на спаде тектонических процессов в достаточно спокойной обстановке.

По химической направленности можно выделить процессы кремнещелочного метасоматоза (гранитизация), железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза (базификация) и процессы кислотного выщелачивания. Процессы гранитизации и кислотного выщелачивания приводят к возникновению метасоматитов лейкократового ряда, базификации – меланократового ряда. Реже встречаются другие своеобразные процессы, например, карбонатный и борный метасоматоз.

Явления кремнещелочного метасоматоза приводят к обогащению породы Na, K, Si, причем для начальных стадий процесса характерен привнос Na и Si, а для конечных – K и Si. При этом из породы выносятся Fe, Mg, Ca. В результате порода приобретает состав, близкий к гранитному. В условиях повышенных температур в тыловых зонах метасоматической колонки возможно образование расплава и возникновение тел анатектических гранитов. Наиболее распространены среди кремнещелочных метасоматитов кварц-плагиоклазовые и кварц-калишпат-плагиоклазовые метасоматиты с небольшим количеством биотита. Они распространены практически повсеместно в пределах Беломорья. Реже встречаются кварц-плагиоклазовые породы, содержащие то или иное количество амфибола, граната или, крайне редко, диопсида. Такие породы встречены нами среди гранатовых амфиболитов г. Нигрозеро и участка Верхняя Пулонга. Наибольшим распространением пользуются амфиболсодержащие метасоматиты (участок Нигрозеро). Они слагают линейные зоны мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров и протяженностью от десятков сантиметров до километра. Жилы с гранатом существенно более мелкие (мощность – до 10-20 см). Любопытно, что в гранатсодержащих жилах часто отмечается тенденция обособления

участков гранат-кварцевого и кварц-плагиоклазового состава. Встречаются и отдельные самостоятельные жилы гранат-кварцевого состава, не содержащие плагиоклаз. Количество граната и кварца в разных телах значительно варьирует; практически можно наблюдать весть ряд от наиболее лейкократовых до наиболее меланократовых пород. В последнем случае порода является уже кварцсодержащим гранатитом и должна быть отнесена к следующей группе метасоматитов – базификатам. Отдельную группу кремнещелочных метасоматитов составляют апоамфиболитовые эпидот-биотит-плагиоклазовые породы со сфеном, проявленные на Хетоламбинском месторождении керамических пегматитов. Для этих пород характерен привнос кремния, калия и, что наиболее существенно, титана.

Продукты железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза в Беломорье крайне разнообразны и могут быть связаны с процессами региональной мигматизации (амфиболовые, гранат-амфиболовые, реже диопсидсодержащие породы на зальбандах кварц-плагиоклазовых жил или в виде самостоятельных жильных тел - участок Верхняя Пулонга, Нигрозеро), кислотного выщелачивания (гранатовые и жедритовые кварцсодержащие породы с кианитом на Шуерецком месторождении), слабощелочного метасоматоза (кианит-, ставролит-, корунд-, шпинель-, сапфиринсодержащие жедритовые и роговообманковые породы, гранатовые хлорититы, цоизит-роговообманковые, эпидот-роговообманковые гранатсодержащие породы и эпидозиты корундовых проявлений Дядина гора, Варацкое, Хитостров). Часто удается различить собственно железистые, магнезиальные, железо-магнезиальные, кальциевые метасоматиты.

Процессы кислотного выщелачивания приводят к выносу из породы оснований с сопряженным отложением в освободившемся объеме кварца. При этом возникают кианит-кварцевые и мусковит-кварцевые, реже практически мономинеральные кварцевые породы.

Карбонатный метасоматоз часто сопровождает железо-магнезиально-кальциевые процессы, как это имеет место, например, на участке Верхняя Пулонга, Климовском участке, корундовом проявлении Дядина Гора, где возникают кальцитсодержащие парагенезисы, но может носить самостоятельный характер и приводить к возникновению кварц-карбонатных жил с калиевым полевым шпатом, хлоритом, скаполитом (Красная губа Белого моря). Часто эти метасоматиты содержат то или иное количество турмалина, что указывает на большую роль в этих процессах бора.

Процессы образования различных групп метасоматитов сопряжены во времени и пространстве: вынос оснований при кремнещелочном метасоматозе и кислотном выщелачивании приводит к возникновению железо-магнезиально-кальциевых метасоматитов, причем, по всей видимости, на каждом этапе метаморфогенно-метасоматической переработки пород беломорского комплекса можно выделить два этапа базификации, сопряженного, соответственно, с гранитизацией и кислотным выщелачиванием. Так, например, возникновение кварцсодержащих гранат-роговообманковых, иногда с диопсидом и плагиоклазом, базификатов участка Верхняя Пулонга можно связать с процессами образования мигматитов в этом районе, а гранатовые и жедритовые базификаты Шуерецкого месторождения связаны с процессами кислотного выщелачивания [2]. Подобная эволюция метасоматических процессов в Беломорье согласуется с концепцией, предложенной для метаморфических комплексов Б. М. Роненсоном [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 04-05-65131.

Литература

1. **Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др.** Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный зонд NORDSIM) // Петрология. 2004, т. 12, №3, с.227-244.

2. **Глебовицкий В.А., Бушмин С.А.** Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983, 216 с.

3. **Козловский В. М.** Природа свекофенских плагиомигматитов беломорского комплекса Северной Карелии. Статья 1. Геолого-структурное положение и особенности вещественного состава // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2004, № 4, с.24-29

4. **Роненсон Б.М.** Проблемы базификации и основного фронта в метаморфических комплексах // Геология метаморфических комплексов, Свердловск, 1989, с. 72-85.

5. **Серебряков Н.С., Русинов В.Л.** Высокотемпературный высокобарный кальций-натриевый метасоматоз и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // Доклады РАН. 2004. т. 395, № 4, с.529-533.

Фиксированные горячие точки мантии и их роль в геодинамике и металлогении восточной части Балтийского щита

В.А. Костин

Петрозаводск, Институт геологии КарНЦ РАН, golovan@krc.karelia.ru

В геологической эволюции восточной части Балтийского щита (ВЧБЩ) в позднем архее произошла смена геотектонического стиля развития – с ареального плюм-тектонического на локально-линейный субдукционный [1].

Изначально (с 3,2 млрд. лет ВЧБЩ развивалась как единая геосистема в условиях сопряженных режимов купольного растяжения (в контурах отдельных мантийных плюмов – Карельского и Кольского палеотектогенов) и компенсационного сжатия в межпалеотектогенной Беломорской зоне (рис., А). Взаимодействие плюмов (мантийных магм, флюидов) с континентальной корой проявилось в ареальной дебазификации (Si-Na метасоматоз, плавление) нижнего базальтового и палингенно-метасоматической (Si-K) гранитизации верхнего существенно тоналитового слоев коры, в образовании рассеянной системы рифтогенных разломов и формировании в них зеленокаменных структур. Эти геолсобытия компактно сфокусировались в горячих точках плюмов в виде термальных палеодиапиров (ТПД) – Водлозерского (В), Северо-Карельского (СК) и Мурманского (М) с экструзивно-диатремовым и завершающим термально-флюидно-диапировым механизмом развития их ядерных центров [2].

С 2,9 млрд. лет произошло наложение со структурным несогласием субдукционного геотектонического стиля с сопутствующим шолевым и аллохтонным тектогенезом на ареальный плюм-тектонический стиль (см. рис., Б) с последующим развитием (с 2,9 до 2,6 млрд. лет) в условиях сложного сочетания различных эндогенных режимов с их энерговещественным потенциалом, по разному проявленных в окраинно (Кольский домен - КоД)- и внутриконтинентальной (Карельский домен – КаД) обстановках (см. рис., В).

В постархейской геодинамике КаД самая высокая эндогенная активность и рудогенез (до рубежа 1,7 млрд. лет) проявились в ТПД (В и СК) с последовательным развитием индикаторных для них геолсобытий: ТПД с экструзивно-диатремовым и термально-флюидно-диапировым механизмом развития (3,2-2,6 млрд. лет) → платиноносный базит-гипербазитовый плутонизм (2,5-2,4 млрд. лет) → формирование крупных осадочно-вулканогенных структур (до 1,7 млрд. лет) – Онежской и Куолаярвинской (см. рис., Г). В области этих ТПД сформировались самые крупные рудные узлы: Онежский (МПГ, Au, U, Cr, V, Fe, Ti, шунгиты) и Северо-Карельский (МПГ, Ni, Cu, Au, Fe, Ti). В этот же период геологического развития на окраине континента (КоД) индикаторная для ТПД эндогенная активность к рубежу 2,4 млрд. лет сместилась от М ТПД к ЮЗ в центр КоД, и уже здесь сформировался Центрально-Кольский центр самой высокой и продолжительной (до рубежа 0,35 млрд. лет) эндогенной активности и рудогенеза (P, Ni, Co, Cu, МПГ, Ta, Nb, Cr, Fe, Ti).

Такая геодинамика ВЧБЩ позволила уверенно интерпретировать существование стабильных (фиксированных) мантийных очагов (горячих точек мантии), периодически, несмотря на геотектонический стиль развития, на протяжении длительного времени генерирующих флюидно-магматические струи адвективного характера [3].

Перемещение эндогенной активности от М ТПД, как проекции фиксированной горячей точки мантии в земной коре, к ЮЗ объясняется смещением к рубежу 2,4 млрд. лет Кольской литосферной плиты к СВ от стабильной Карельской плиты, на границе между которыми в этот период стал развиваться Кандалакшский рифт с проявлением в его зоне обширного палеопротерозойского дайкового лерцолит-габбро-норитового магматизма [4].

Литература

1. **Костин В.А.** Новая концепция геодинамической эволюции восточной части Балтийского щита в позднем архее // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Матер. Межд. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999_1, с. 73-74.

2. **Костин В.А.** Термальные палеодиапиры – уникальное явление позднеархейской эволюции литосферы и индикатор эндогенного режима плюм-тектоники. Там же. 1999_2, с. 74-75.

3. **Костин В.А.** К выделению фиксированных «горячих точек» мантии (на примере геодинамики восточной части Балтийского щита) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Матер. XXXVIII тектонического совещания. Т. 1, М.:ГЕОС, 2005, с.327-331.

4. **Степанов В.С.** Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.:Наука, 1981, 216 с.

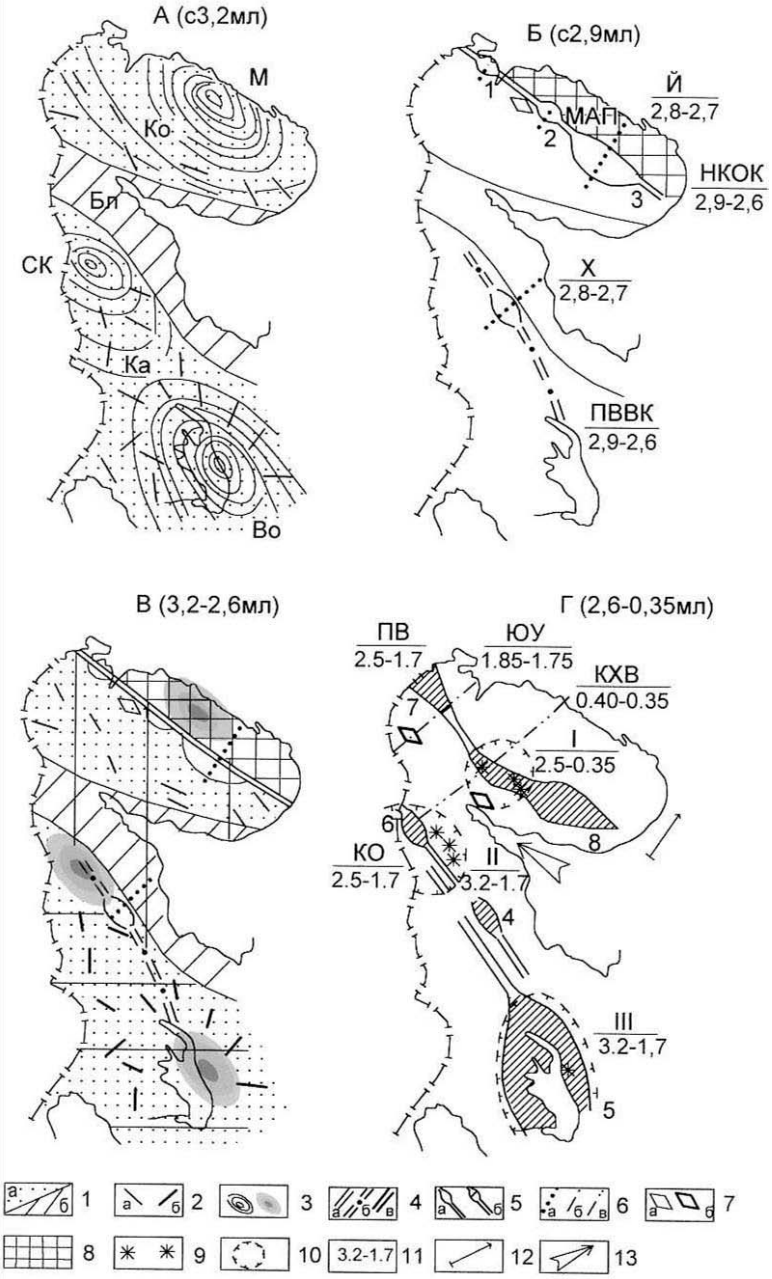


Рис. Геодинамические палеосхемы ВЧБЩ (главные геотектонические элементы и геообстановки)

Поздний архей (АБВ): А – палеообстановки инициального (с 3,2 млрд. лет) плюмтектонического стиля развития при ареальном деструктурном преобразовании существенно тоналитовой протокоры; Б – типовые геотектонические проявления локально-линейного субдукционного стиля развития с рубежа 2,9 млрд.лет; В – палеообстановки телескопированного совмещения плюмтектонического и субдукционного эндогенных режимов в период с 2,9 до 2,6 млрд.лет; Г – типовые геотектонические проявления и геообстановки плейт-тектонического стиля постархейского развития. Области наиболее интенсивного (вертикальная редкая штриховка) и незначительного (горизонтальная редкая штриховка) влияния эндогенного механизма субдукции на перестройку геотектонического стиля развития в позднем архее.

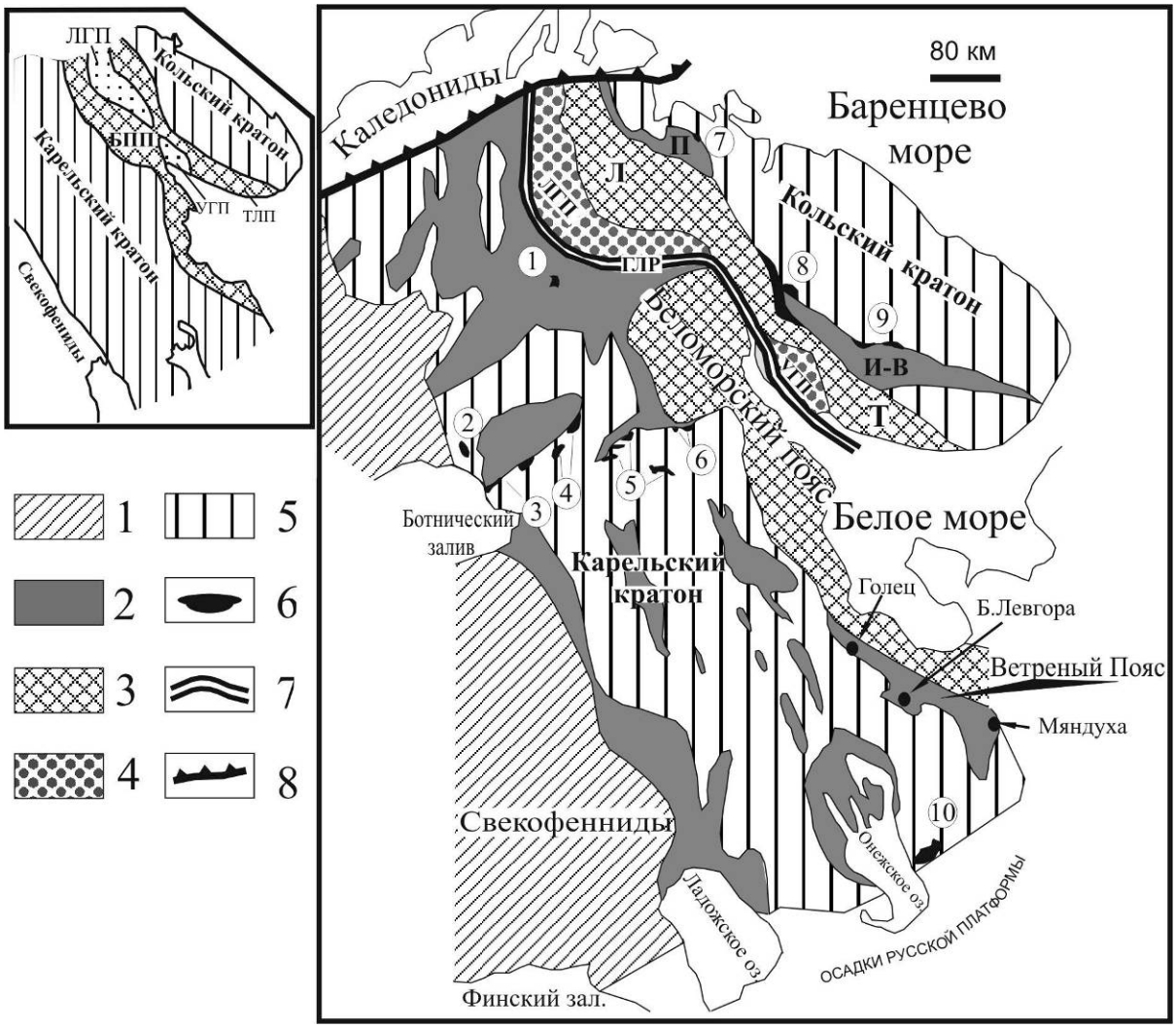
1-3 – геотектонические элементы плюм-тектонического стиля развития: 1 – области купольного расширения (а): Карельский (Ка) и Кольский (Ко) палеотектогены и межпалеотектогенная Беломорская (Бл) зона компенсационного сжатия (б); 2 – плюм-рифтогенные разломы и развитые в них зеленокаменные структуры: редуцированные (а) и с полным трехстадийным циклом развития (б) [5]; 3 – термальные палеодиапиры (проявления "горячих точек" плюмов): Водлозерский (Во), Северо-Карельский (СК), Мурманский (М); 4-8 – геотектонические элементы субдукционного стиля развития: продольные (рифтогенные) пояса: верхнеархейские: а - вулканоплутонический Норвежско-Кейвский окраинно-континентальный (НКОК) и б) - существенно амагматичный Пяозерско-Выгозерский внутри-континентальный (ПВВК); раннепротерозойские вулканоплутонические пояса (б): Печенгско-Варзугский (ПВ) и Куолаярви-Онежский (КО); 5 – автономные структуры в пределах рифтогенных поясов: верхнее-архейские (а): Титовско-Урагубская (1), Колмозеро-Вороньинская (2), Кейвский террейн (3), нижнепротерозойские (б): Онежская (5), Куолаярвинская (6), Печенгская (7), Имандра-Варзугская (8) и архей-протерозойская Лехтинская (4); 6 – поперечные (трансформные) зоны: верхнеархейские (а): Йоканьгская (Й) и Хижъярвинская (Х) с щелочно-гранитоидным и габброидно-анортозитовым магматизмом, нижнепротерозойская (б) – Юоввоайвско-Урагубская (ЮУ) с гранитоидным магматизмом и палеозойская (в) – Контозерско-Хибинско-Вуориярвинская (КХВ) с щелочным-ультраосновным магматизмом; 7 – типовые проявления шолевого тектогенеза: верхнеархейского (а) и нижнепротерозойского (б); 8 – Мурманская аккреционная призма (МАП); 9 – палеопротерозойские платиноносные расслоенные базит-гипербазитовые интрузии; 10 – проекции в земной коре долгоживущих фиксированных мантийных горячих точек мантии (энергопульсаров) - центры интенсивной и продолжительной эндогенной активности и рудогенеза (рудные узлы): Центрально-Кольский (I), Северо-Карельский (II), Онежский (III); 11 – продолжительность эндогенной активности в млрд. лет (мл); 12 – направление перемещения литосферной плиты Кольского домена; 13 – направление развития Кандалакшского рифта.

Крупная раннепалеопротерозойская Балтийская изверженная провинция: строение магматических систем

И.С. Красивская, Е.В. Шарков,

Москва, ИГЕМ РАН, sharkov@igem.ru

Раннепалеопротерозойская (2.5-2.3 млрд. лет) Балтийская крупная изверженная провинция (БКИП) кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС) занимает практически всю восточную часть Балтийского щита, включая территории Кольского полуострова, Карелии, Северной и Центральной Финляндии (рис.).



Раннепалеопротерозойская Балтийская провинция КВМС

1 - свекофенниды; 2 - палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы (П - Печенгский и И-В - Имандра-Варзугский); 3 - промежуточные подвижные пояса (БПП -Беломорский и Терско-Лоттинский: Л - Лоттинский и Т - Терский сегменты); 4 - Лапландско(ЛГП)-Умбинский(УГП) грану-литовый пояс; 5 - архейский фундамент; 6 - расслоенные интрузивы (цифры в кружках: 1 - Койтилайнен, 2 - Торнио, 3 - Кеми, 4 - Пеникат, 5 - Койлисмаа, 6 - Олангская группа, 7 - горы Генеральской, 8 - Мончетундровский, 9 - Федорово-Панский, 10 - Бураковский); 7 - Главный Лапландский разлом (ГЛР); 8 - северная граница Балтийского щита.

На врезке - положение главных структурных доменов восточной части Балтийского щита в раннем палеопротерозое (сумии-сариолии).

Ее первоначальные размеры неизвестны, однако сохранившаяся часть сопоставима по размерам с крупными изверженными провинциями фанерозоя. Породы КВМС того же

возраста прослеживаются в фундаменте Русской платформы, в Шотландии, Гренландии и на Канадском щите (рои габброноритовых даек Матачеван-Херст в кратоне Сьюпериор и дайки в кратоне Вайоминг, а также вулканические покровы в основании Гуронской группы). Как следует из палеомагнитных, геологических и стратиграфических реконструкций, все эти кратоны были частями суперконтинента Лаврентия-Балтия до его распада в позднем протерозое. Соответственно, первоначальные размеры провинции были не менее 2500 км в длину и 1500 км в ширину.

Породы БКИП локализованы в пределах трех главных структурных доменов региона, где проявлены различно. На архейских Карельском и Кольском кратонах породы КВМС представлены вулканогенно-осадочными комплексами в рифтогенных структурах (Ветреный пояс, Печенго-Варзугская и др.), роями габброноритовых даек и крупными мафит-ультрамафитовыми расслоенными интрузивами – Бураковским, Мончегорским и др. В Беломорском и Терско-Лоттинском подвижных поясах, которые интерпретируются как зоны пологого тектонического течения корового материала от кратонов в сторону гранулитового пояса, эти образования представлены серией мелких мафитультрамафитовых интрузивов (друзитовый комплекс).

Все разнофациальные образования БКИП хорошо коррелируются не только по возрасту, но и по типоморфным особенностям своего минерального и геохимического состава. Для всех мафит-ультрамафитовых пород характерны: ассоциация высоко-Mg оливинов, пироксенов и хромистой шпинели, обогащение крупноионными литофильными элементами, устойчиво-низкие содержания Ti и Nb, однотипные тренды распределения РЗЭ, и заметное обогащение ЛРЗЭ. При этом бонинитовая природа магматических расплавов КВМС наиболее очевидно выявляется в вулканитах свиты ветреный пояс в одноименной рифтогенной структуре. Эти бесплагиоклазовые базальты и пикробазальты, наряду с отмеченными для остальных членов БКИП особенностями, содержат свежее вулканическое стекло, состав которого варьирует от базальтового до дацитового, что является характеристической особенностью бонинитов молодых островодужных систем.

Интрузивные аналоги вулканитов на кратонах представлены крупными расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Эти интрузивы обычно локализованы в поднятых «плечах» рифтогенных вулканогенно-осадочных структур (Печенгско-Варзугской на Кольском полуострове, Паана-Куолоярви в Северной Карелии, Похьяанмаа в Восточной Финляндии и т.д.), выполненных вулканитами КВМС, и реже - в поднятиях фундамента в промежутках между рифтовыми прогибами.

Все эти интрузивы произошли за счет расплавов КВМС и характеризуются близким вещественным составом пород, хотя часто сильно различаются деталями строения, характером кумулятивной стратиграфии и масштабами рудной минерализации. Крупные расслоенные интрузивы имеют однотипное строение и образованы серией пород: дуниты – гарцбургиты – бронзититы – нориты – габбронориты – анортозиты - магнетитовые габбро-диориты, хотя в деталях могут сильно отличаться друг от друга. Они могут состоять из двух и более самостоятельных и разновозрастных интрузивных тел, произошедших за счет однотипных расплавов, но с автономной внутренней структурой, в частности, детально изученные Бураковский и Мончегорский плутоны. Согласно изотопно-геохронологическим данным, возраст отдельных тел в составе этих плутонов может разниться на 40-50 млн. лет.

В пределах Беломорского и Терско-Лоттинского подвижных поясов изверженные породы КВМС имеют тот же возраст, что и крупные расслоенные плутоны соседних кратонов. Однако здесь они представлены множеством мелких синкинематических мафит-ультрамафитовых интрузивов, сложенных породами, аналогичными развитым в крупных расслоенных интрузивах. Это, по-видимому, связано с внедрением магм в подвижную среду. Составы пород и минералов в интрузивах друзитового комплекса и в крупных расслоенных плутонах практически совпадают. И здесь и там кумулятивные парагенезисы представлены двумя главными типами: (1) ультрамафитовыми кумулатами, типичными для нижних частей интрузивов и (2) мафитовыми кумулатами, типичными для верхних частей их разрезов. Однако если в плутонах все эти породы слагают единое тело, то здесь они входят в состав двух сообществ мелких самостоятельных тел с соответствующими составами эндоконтактовых зон. Так что в целом они представляют как бы крупный расслоенный интрузив, «разобранный» на фракции. Общий тренд составов пород

друзитового комплекса в целом подчиняется тем же закономерностям, что и составы дифференциатов Бураковского расслоенного плутона.

Таким образом, в отличие от типичных крупных изверженных провинций фанерозоя, образованных преимущественно толеитовыми базальтами, БКИП сформирована бонинитоподобными породами. Содержания главных, редких и редкоземельных элементов, характерные Nb и Ti минимумы и высокое Al_2O_3/TiO_2 отношения в породах провинции близки к тем, что наблюдаются в фанерозойских бонинитах и являются промежуточными между собственно бонинитами и островодужными толеитами. Главное различие между этими породами заключается в их изотопном составе: величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ варьирует в КВМС в среднем от -1 до -3, в то время как в фанерозойских бонинитах составляет от +6 до +8. Последнее обстоятельство отражает вклад субдукционных компонентов (осадков, флюидов и др.) в генерацию собственно бонинитов, и древней архейской коры $\varepsilon_{Nd}(T) = -9.5$ в формирование расплавов КВМС. Изотопные характеристики последней различны для разных магматических центров и зависят от состава коровых субстратов.

В фанерозое подобные расплавы встречаются только в зонах активного перехода от континентов к океанам, в островодужной обстановке и связаны с процессами субдукции. В отличие от них, происхождение магм КВМС связано с крупномасштабной ассимиляцией корового материала высокотемпературными мантийными расплавами в процессе их подъема (всплывания) к поверхности очагов расплава через кору путем зонной плавки, т.е. плавления кровли и кристаллизации у дна.

Существование крупных изверженных провинций предполагает наличие под ними мантийного суперплюма, над которым развиваются конкретные магматические системы. Присутствие в БКИП магматических комплексов разной глубинности дает возможность реконструировать строение таких систем. В магматических системах КВМС можно выделить по крайней мере три главных уровня. Наиболее глубинным является граница кора-мантия, где располагаются зоны генерации расплавов. Второй уровень характеризуется развитием крупных расслоенных интрузивов, и третий, наименее глубинный, представлен субвулканическими силлами. Очевидно, такие системы возникают над возникающими на поверхности суперплюма протуберанцами (локальными блюмами), где в основном, вследствие адиабатической декомпрессии, и происходит плавление мантийного вещества. Развитие этих систем приводит к существованию над их растекающимися головными частями зон растяжения, сопровождаемых появлением разрывов, по которым и поднимается расплав.

Особенностью раннепалеопротерозойских магматических систем КВМС являлось строение их нижнего уровня. В отличие от внутриплитных магматических систем фанерозоя, где вдоль границы кора-мантия в результате андерплейтинга базальтовой магмы развивались интрузивы, ответственные за формирование нижней базитовой коры, здесь ситуация была существенно иной. Как уже указывалось, здесь возникали специфические магматические центры, где магматические очаги всплывали через архейскую нижнюю кору. По существу, это один из вариантов андерплейтинга, когда температура первичных мантийных магм была очень высокой (1600-1700^{0}C). Как следует из результатов изучения нижнекоровых ксенолитов под БКИП, они сло-жены преимущественно гранатовыми гранулитами и эклогитами. Эти гранулиты первоначально были кумулатами и формировались одновременно с провинцией из тех же магм.

Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ № 04-05-64581, Программы ОНЗ РАН № 5 и Федеральной программы поддержки научных школ № 1251.2003.5.

Минерагения щелочных пород Украинского щита

С.Г. Кривдик

Киев, Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, kryvdik@igmr.relc.com

Украинский щит (УЩ), - вероятно, единственная (или одна из немногих) в мире провинция щелочных пород, где отчетливо проявляется преимущественно протерозойский щелочной магматизм. Палеозойские (девонские) щелочные породы известны только в краевой (Приазовской) части этого региона и их внедрение связано с палеозойским этапом формирования Днепрово-Донецкой впадины (палеорифта). Обращает на себя внимание и такой факт, что в центральной части УЩ даже кимберлиты имеют протерозойский возраст - 1,8 млрд. лет (в Приазовье они девонские).

В настоящее время в пределах УЩ известно около 40 массивов и мелких проявлений щелочных пород. Они относятся к двум разновозрастным формациям: щелочно-ультраосновной или карбонатитовой (2,0-2,1 млрд. лет) и габбро-сиенитовой (1,7-1,8 млрд. лет). Вероятно, есть некоторые основания выделять также щелочно-гранитоидную формацию, к которой можно отнести протерозойские (1,8 млрд. лет) рибекитовые и эгириновые граниты Сущано-Пержанской зоны (Северо-Западная часть УЩ), а также дайки девонских грорудитов в Приазовье.

Щелочные породы и карбонатиты УЩ, как это и свойственно таким образованиям, геохимически специализированы на обычные некогерентные элементы (Zr, Nb, TR_{Ce}, Sr, Be, Y), а также на фосфор и титан. Однако, генетически связанные с ними месторождения и рудопроявления имеют и некоторые специфические особенности. Последние автор объясняет, с одной стороны, спецификой протерозойского щелочного магматизма, а с другой, - значительным уровнем (до 10-20 км) эрозионного среза некоторых щелочных массивов УЩ.

В связи со щелочно-ультраосновной формацией выявлено два комплексных месторождения апатита и рудных металлов. Наиболее известное из них Черниговское или Ново-Полотавское. Комплексное апатит-редкометалльное (Nb, TR_{Ce}, Zr, Sr, Mo) оруденение приурочено к карбонатитам и фоскоритам. Повышенный или практический интерес могут представлять щелочные пироксениты с высоким содержанием ильменита. В карбонатитах главные минералы редких металлов представлены пирохлором, гатчеттолитом, колумбитом, цериевым фергусонитом, монацитом, цирконом и бадделеитом. Минералогическая специфика этого месторождения состоит в том, что такой редкий минерал, как цериевый фергусонит (вторая находка в мире), имеет не только минералогический, но и практический интерес как один из главных ниобатов (наряду с пирохлором, гатчеттолитом, колумбитом).

Во втором месторождении – Проскуровском (в западной части УЩ) имеются только бедные силикатные апатитовые руды при необычно низком содержании ниобия в породах. В тоже время апатит обогащен редкими землями (до 2,0% TR_2O_3).

Более разнообразны месторождения и рудопроявления, связанные с габбро-сиенитовой формацией. Выделяется два типа массивов этой формации: 1) конечные дифференциаты которых завершаются нефелиновыми сиенитами; 2) с сиенитовыми или кварцсиенитовыми конечными дифференциатами [2]. К первому типу относятся известные Октябрьский, Малотерсянский и Покрово-Киреевский массивы (Приазовье), а ко второму – большинство массивов и проявлений этой формации, локализирующихся практически по всему щиту, за исключением архейского Среднеприднепровского геоблока (архона).

В Октябрьском массиве редкометалльная (Zr, Nb, TR, Y) минерализация связана с мариуполитами и альбититами. Мариуполиты по петрохимическим особенностям имеют сходство с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами. Однако, если для последних главным минералом циркония является эвдиалит, то в мариуполитах он представлен специфическим цирконом бипирамидального габитуса. Природа последнего окончательно не выяснена. Автор предполагает, что такой циркон мог образоваться на поздне- или постмагматическом этапе при преобразовании (замещении) эвдиалита. Эвдиалит был обнаружен [1] в эффузивных или гипабиссальных жильных агпаитовых породах, близких по составу к некоторым разновидностям мариуполитов, названых в свое время Й. Морозевичем (1929, 1930) фонолитовыми мариуполитами. Как было показано нашими исследованиями [1] Октябрьский массив имеет четко выраженную агпаитовую направленность эволюции – от субщелочных габбро через сиениты и тарамитовые фойяиты к эгириновым фойяитам, мариуполитам и эвдиалитсодержащим фонолитам.

Подобная направленность развития проявлена также в Малотерсянском и Покрово-Киреевском массивах, где обнаружены такие минералы, как Ca-ринколит, энигматит, астрофиллит. В этих массивах известны небольшие рудопроявления Zr, Nb, Ta, Be, TR.

Наиболее интересными и необычными являются богатые циркониевые и редкоземельно-циркониевые месторождения и рудопроявления, приуроченные к расслоенным интрузиям безнефелиновых щелочнополевошпатовых (гиперсольвусных) сиенитов. Эти сиениты рассматриваются как конечные дифференциаты базитовых магм, аналогичных или подобных таковым для анартозит-рапакивигранитных плутонов. Эти сиениты пространственно и генетически связаны с последними. Предполагается, что кристаллизация таких базитовых магм по феннеровскому тренду привела к формированию конечных трахитовых расплавов, из которых формировались расслоенные интрузии рудоносных сиенитов. Для последних характерна обогащенность Zr, TR, Y, а также высокожелезистые темноцветные минералы (фаялит, геденбергит, феррогастингсит, аннит, эгирин-геденбергит, эгирин, рибекит), что однозначно свидетельствует о высокой степени дифференцированности расплава, т.е. остаточном его характере [3]. Главные рудные минералы этих сиенитов – циркон, бритолит и ортит - в рудных их разновидностях (кумулятивные послойные залежи) становятся породообразующими минералами. В какой-то мере такие расслоенные рудоносные сиениты можно считать своеобразными “миаскитовыми” аналогами богатых эвдиалитом агпаитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов, какортокитов).

Наличие таких богатых Zr, Y, TR сиенитов и связанных с ними месторождений (Азовское, Ястребецкое) и ряда рудопроявлений является одной из металлогенических особенностей докембрийского щелочного магматизма УЩ.

С ранними базитовыми интрузиями габбро-сиенитовой формации связаны апатит-ильменитовые месторождения типа Стремигородского, Давидковского, Володарского и др.

С давно известными пержанскими гранитами, среди которых имеются щелочные (с рибекитом и эгирином) разновидности, связана Ta-Nb минерализация (пирохлор, Pb-пирохлор, TR-пирохлор, колумбит) предполагается, что с ними, а также субщелочными гранит-порфирами связано также гентгельвиновое месторождение, а также рудопроявления олова и вольфрама. Эти гранитоиды подобны щелочным гранитам плато Джос в Нигерии.

Следовательно, с протерозойскими щелочными интрузиями УЩ связаны разнообразные месторождения апатита, ильменита и редких металлов.

Литература

1. **Кривдик С.Г., Ткачук В.И.** Геохимические и петрологические щелочных пород Октябрьского массива// Геохимия. 1988, №4, с.362-371.

2. **Кривдик С.Г., Ткачук В.И.** Петрология щелочных пород Украинского щита. – Киев: Наукова думка, 1990. - 408 с.

3. **Кривдик С.Г.** Редкометалльные сиениты Украиского щита// Геохимия 2002, №7, с.707-717.

Эндогенные режимы формирования золотого оруденения Карелии

Л.В. Кулешевич

Петрозаводск, Институт геологии Кар. НЦ РАН, kuleshev@krc.karelia.ru

В раннем докембрии Карелии выделяется несколько металлогенических эпох, соответствующих тектоно-магматическому развитию территории: лопийская (3,1–2,55 млрд. лет), сумийско-сариолийская (2,55–2,3 млрд. лет.), ятулийская (2,3–2,1 млрд. лет), людиковийская (2,1–1,9 млрд. лет.), свекофеннская (1,9–1,65 млрд. лет.), рифейская (моложе 1,65 млрд. лет.). Каждой эпохе соответствуют свои геотектонические условия: определенные или несколько различных эндогенных режимов для разных площадей, совокупность магматических пород и рудных формаций. Собственно золоторудные месторождения связаны преимущественно с орогеническими областями – с островодужными или окраинно-континентальными обстановками и с зонами сдвиговых деформаций и метасоматоза коллизионного этапа. Сдвиговые зоны обычно сопряжены или оперяют более крупные региональные смещения, являющиеся каналами для проникновения глубинных и метаморфических флюидов. Для формирования месторождений золота наиболее благоприятны поздние стадии позднелопийского и свекофеннского орогенических циклов. Некоторые перспективы представляют внутриконтинентальные осадочные и орогенные области сумийского и наложенные прогибы ятулийского этапов развития.

Лопийская эпоха. Позднеархейские зеленокаменные пояса Карелии, также как и на других континентах, – наиболее перспективные структуры в отношении золота. Они характеризуются многостадийным магматизмом, полихронными деформациями и метаморфическими преобразованиями. Лопийская эпоха объединяет пояса трех возрастных групп (по С.Б. Лобач-Жученко и др.), с повторяющимися рядами пород известково-щелочного ряда в верхних частях разрезов с ассоциациями колчеданных, золотосодержащих колчеданно-полиметаллических, молибденовых, золото-полиметаллических, золото-сульфидных и золото-кварцевых руд. Островодужные ассоциации ранних зеленокаменных поясов, сформировавшиеся на океанической коре в обрамлении Водлозерского геоблока, характеризуются примитивным колчеданным оруденением с низкими концентрациями полиметаллов. Орогения сопровождалась вулкано-плутоническими комплексами (шилосским и шуйским с возрастом 2,86–2,82 млрд. лет.), порфировыми телами и дайками (2,807 млрд. лет.), березитизацией и золоторудной минерализацией. Золото-сульфидно-кварцевая минерализация в ореоле Шилосского массива образуется в протяженных зонах СВ, субширотных и СЗ сдвиговых деформаций на контакте с порфировыми дайками Заломаевского рудного поля (12 т Au, категории Р2), Петровоямского и, Тайгиницкого (15 т). Метаморфические преобразования в обрамлении массивов не превышали условий зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фаций низких–умеренных давлений. Островодужные ассоциации поздних генераций зеленокаменных поясов, совмещенных с более ранними, формировались уже на континентальной окраине. Они отличаются повышенным содержанием полиметаллов (Zn, Cu, Pb), Ag и Au. Среди рудопроявлений, связанных с вулканизмом кислого-среднего состава, наиболее известными являются золото-колчеданно-полиметаллическое Северо-Вожминское (0,6 т категории Р1) и полиметаллическая минерализация Хаутоваарской структуры.

Для аккреционной стадии развития западно-карельских зеленокаменных поясов характерно накопление кислых вулканитов шурловаарской свиты (2,8 млрд. лет), сопровождающихся сульфидной и магнетитовой минерализацией, в шельфовой обстановке – железистых кварцитов и полосчатой сульфидной минерализацией с повышенными фоновыми концентрациями золота. Коллизия на рубеже 2,75–2,65 млрд. лет привела к смятию всех толщ, образованию субмеридиональных и субширотных сдвиговых зон деформаций и последовательным внедрением гранитоидов обрамления, гранодиоритов–гранит-порфиров таловейсского комплекса, геллефлинт и К-гранитов. С гранитоидами таловейсского, фельзитами раутаойского комплексов и метасоматитами сдвиговых зон связана золото-сульфидная, арсенидная и золото-кварцевая минерализация Костомукшской структуры месторождений Таловейс, рудопроявлений Берендей, С-16П, Костомушский карьер.

Северо-восточные зеленокаменные пояса поздней генерации, заложившиеся на окраине континента на границе с Беломорским складчатым поясом формировались в интервале времени 2,8–2,7 млрд. лет (кислые вулканиты и дайки Авнеречинской и Хизоваарской структур). Внедрение гранитов лобашского комплекса сопровождается полиметаллическим и медно-молибденовым оруденением. С зонами рассланцевания и биотитизации связана золото-полиметаллическая (Au-Ag-Bi-Te-Pb-Zn-Cu) минерализация месторождения Лобаш (8,7 т Au, С2+Р1).

Зеленокаменные пояса поздней генерации в западном и юго-западном обрамлении кратона образовались в более короткий промежуток времени (2,76–2,7 млрд. лет). В Ялонварской структуре на аккреционной стадии развития кислый–средний вулканизм сопровождался интенсивными гидротермальными изменениями и отложением колчеданно-полиметаллического оруденения с повышенным фоновыми значениями золота. На син- и позднеорогенной стадии развития внедряются гранитоиды (2,7 млрд. лет) и образуются полиметаллические и Cu-W-Au-Mo проявления Ялонваары и золото-кварцевые жилы (район Иломантси, Финляндия).

Континентальная коллизия Беломорской складчатой области и Карельского кратона в позднем архее сопровождалась образованием на кратоне субмеридиональных зон сдвиговых деформаций и заложением пулл-апарт структур. Метасоматиты сдвиговых зон формируются в условиях повышенных давлений. Позднеорогенные события на рубеже 2,7–2,55 млрд. лет характеризуются внедрением гранитоидных комплексов (Падужемским), К-гранитов, сиенитов, образованием зон деформаций и интенсивными метасоматическими процессами, золото-кварцевыми и золото-сульфидными проявлениями. Неоднократная эволюция зон деформаций и интенсивный метасоматоз в связи с позднеархейской коллизией, а на некоторых объектах также и в связи с протерозойской, оказали наиболее существенное влияние на формирование таких месторождений золота как Таловейс (12,2 т P2), Рыбозеро (10 т P2), Педролампи (40 т) рудопроявлений Золотые Пороги, Хюрселя (10 т P2), Новые Пески и др.

Собственно золоторудные проявления *сумийско-сариолийской эпохи* связаны с орогенной обстановкой, сохраняющейся на северо-восточной окраине Карельского кратона на площади проявления кислого магматизма – кварцевых порфиров и их туфов, сопровождающихся гидротермальными изменениями, кварцево-жильной системой, а в районе Пайозера – золото-сульфид-содержащими кварцевыми жилами в сдвиговых зонах северо-западного простирания. Эта кварцево-жильная система и более древняя (лопийская) послужили источником вещества при разрушении и последующем накоплении золото-сульфид-содержащих кварцевых конгломератов железноворотинской свиты, конгломератов ватулминской свиты в Лехтинской структуре.

Ятулийская эпоха накопления золота связана с платформенным отложением осадков во внутрикратонных прогибах. Накопление золота и урана происходило в русловых и прибрежных фациях – древних россыпях, с которыми связаны непромышленные проявления метаморфизованных кварцевых конгломератов и зонах стратиграфических несогласий. Перспективы первично обогащенных и рудоносных горизонтов возрастают при совмещении их с зонами наложенной метасоматической проработки (Маймъярви 18,8 т категории P2, Ятулий 1), связанными с северо-западными сдвиговыми деформациями свекофеннского этапа.

В *людиковийскую эпоху* происходит максимальное раскрытие системы континентальных рифтов, магматизм и отложение сульфид-содержащих углеродистых толщ с высокими фоновыми концентрациями рудогенных элементов, V, Ti, U, что является благоприятным условием для их накопления и последующего переотложения в зонах метасоматических преобразований.

На *свекофеннском этапе* формирование надсубдукционных комплексов островных дуг (1,95–1,86 млрд. лет) и гранитоидов коллизионной стадии (1,88–1,75 млрд. лет) происходит в свекофеннской области на юго-западной границе Карельского кратона. С кислым магматизмом островодужных обстановок на территории Финляндии связаны месторождения колчеданно-полиметаллических руд с примесью золота (Виханти, Пюхясалми). С синорогенными интрузиями связаны золото-сульфидно-кварцевые месторождения в гранитоидах и вмещающих толщах, локализующиеся в СЗ шир-зонах (Осиконмяки, Пирила, Лайвакангас Раахе-Ладожской зоны, в Карелии – проявления рудного поля Пякюля, 10 т P2). В С. Финляндии (Пахтоваара, Суурикосико) и в Паано-Куолаярвинской структуре северо-западной Карелии (месторождение Майское, 20 т C2+P1+P2), где гранитоидный магматизм практически не выявлен, месторождения локализуются в шир-зонах северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний. Они были связаны с метасоматическими процессами над погружающейся областью Лапландских гранулитов, впоследствии выведенных на поверхность и надвинутых на зеленокаменные толщи.

В центральных частях Карельского кратона золоторудные проявления формируются в зонах складчато-разрывных деформаций, рассланцевания и низкотемпературных метасоматических преобразований, образуя золото-уран-ванадиевые, золото-урановые залежи (Падминская группа в Онежской структуре, запасы по C2 от 0,12 до 1,1 т), золото-сульфидную минерализацию в Лехтинской структуре, золото-кварцевые жилы (Воицкое), либо сопровождая медное оруденение альбититов (Шуезерское).

Коматиит-базальтовая система раннего палеопротерозоя Юго-Востока Фенноскандии: тектоно-магматическая модель

В.С. Куликов*, Я.В. Бычкова**, В.В. Куликова***

* Петрозаводск, Институт геологии Кар. НЦ РАН, kulikov@krc.karelia.ru
** Москва, МГУ им. М.В.Ломоносова,yanab@geol.msu.ru
*** Петрозаводск, Институт геологии Кар. НЦ РАН, vkulikova@onego.ru

Коматиит-базальтовая система раннего палеопротерозоя, представленная разнофациальными образованиями (от лав, туфов и субвулканических интрузивов палеорифта Ветреный Пояс до глубинных расслоенных массивов Бураковско-Аганозерского типа) развита на площади до 100 000 км^2. Она формировалась в интервале 2.45-2.4 млрд. лет [6] в условиях эпиархейского кратона Фенноскандии и содержит месторождения и рудопроявления хромитов, благородных металлов и других полезных ископаемых.

Ключевой структурой системы является палеопротерозойский рифт Ветреный Пояс, который в последние годы привлекает внимание петрологов благодаря хорошей сохранности пород, позволяющей реставрировать первичные составы расплавов и проводить моделирование петрогенезиса в раннем докембрии. Авторам впервые в 2002-2004 гг. удалось изучить максимально полные разрезы лавового плато коматиитовых базальтов на четырех базовых участках (СЗ – г. Голец, центр – Б.Левгора, ЮЗ-1 – р. Кожа, ЮЗ-2 – Синегорье (рис.1)).

Максимальная мощность лав (до 5 км) установлена в центре структуры, минимальная (до 700 м) – на крайнем северо-западе. В разрезах доминируют недифференцированные покровы коматиитовых базальтов, количество которых может достигать 100 и более. Каждый из выделенных в разрезе покровов (за редким исключением) был химически охарактеризован, что позволило рассчитать его средневзвешенный состав. Полученные составы рассматривались в качестве исходных покровных расплавов.

По содержанию MgO (в пересчете на безводный остаток) коматиитовые базальты разделены на низкомагнезиальные (НКБ < 14 мас.%) и высокомагнезиальные (ВКБ > 14 мас.%) [2]. В подошвенных частях всех разрезов установлены несколько покровов (1-3), обогащенных кремнеземом, глиноземом, меньше щелочами, которые могут быть определены как коматиитовые андезибазальты (рис. 2). Их состав, вероятно, обусловлен контаминацией кислой архейской корой, которая активно взаимодействовала с кровельными частями обширных магматических резервуаров, существовавших в ее основании в периоды активного развития вулканизма палеорифта.

Его заложение произошло вдоль границы Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса в сумийское время, когда начал формироваться асимметричный прогиб, заполнявшийся преимущественно терригенными

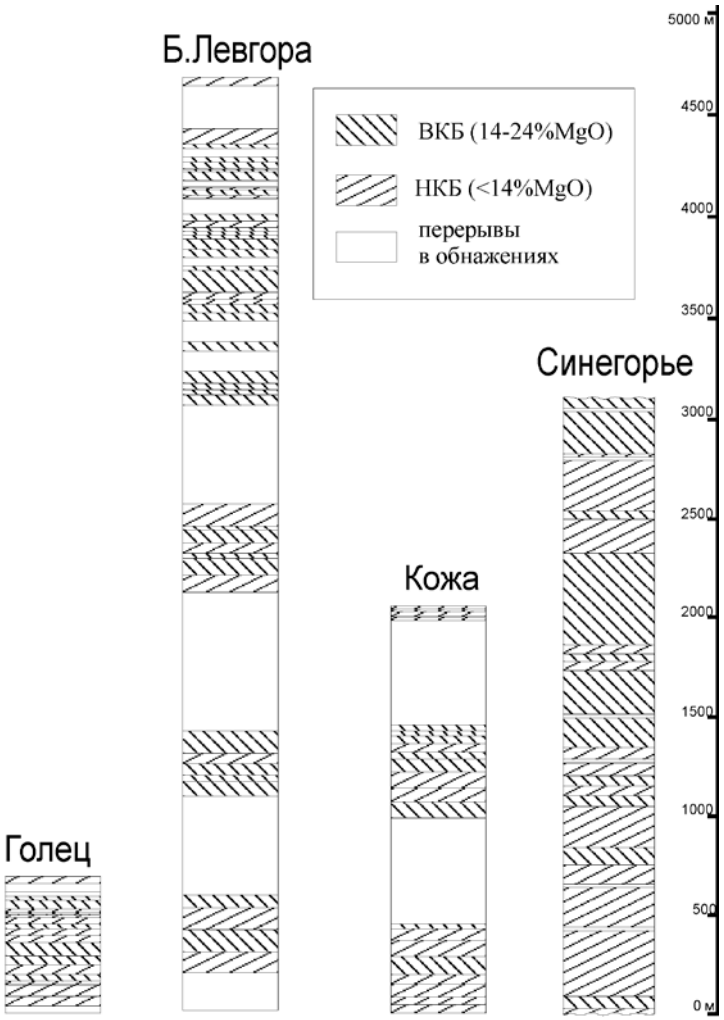


Рис.1. Разрезы лавового плато палеорифта Ветреный Пояс

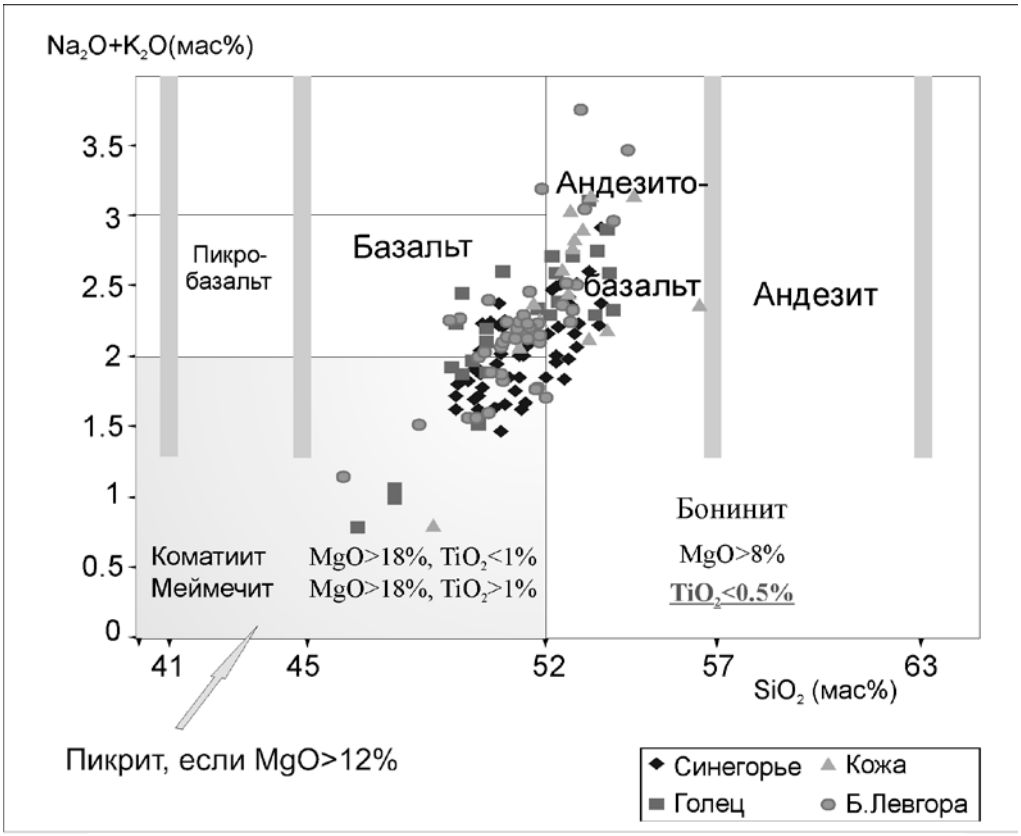


Рис.2. Положение вулканитов свиты Ветреный Пояс на диаграмме Ле Ба (LeBas, 2000)

ритмично-слоистыми песчано-глинистыми осадками с примесью туфогенного и хемогенного материала. Последующее растяжение земной коры сопровождалось ее разрывами и возникновением магмоподводящих линейных каналов, по которым поступавшая магма заполняла прогиб.

Предполагается, по аналогии с траппами провинций фанерозоя Сибири, Гондваны и Северной Америки [1], что временной интервал формирования лавового плато вряд ли превышал первые миллионы лет. Изотопные возрасты [6] проявления собственно рифтовой стадии (свиты виленгская и Ветреный Пояс) составляют от 2437±3 млн. лет (предрифтовая киричская свита) до 2410±34 млн. лет (лавовое озеро Виктория свиты Ветреный Пояс), т.е. около 20-30 млн. лет, что сопоставимо с продолжительностью развития современных континентальных рифтов [3].

Наиболее глубинные фации магматической системы обнажаются в эродированных бортах палеорифта и представлены расслоенными ультрамафит-мафитовыми массивами Бураковско-Аганозерским, Монастырским и др.

Ранее [4, 6] высказывались общие соображения о связи палеопротерозойского магматизма Фенноскандинавского щита с соответствующими плюмами или суперплюмами. Авторы работы полагают, что в раннем палеопротерозое (сумии) под юго-восточной частью щита был сформирован мантийный плюм, который получил название “Виндибелт” (Куликов и др., 2005, в печати), с диаметром «головы» порядка 300-400 км. Центральная наиболее высокотемпературная часть «головы» явилась источником «горячих» (1370-1440^{0}C) высокомагнезиальных коматиитовых базальтов свиты Ветреный Пояс, а также их интрузивных комагматов, в том числе крупных глубинных массивов мафит-ультрамафитов. Об этом свидетельствует их пространственная связь в зоне трансформного разлома относительно палеорифта и временная близость. Кроме того, полученная нами оценка состава исходного для коматиитовых базальтов Ветреного Пояса расплава близка к средневзвешенному составу Бураковского интрузива, принимаемому в качестве модели его материнской магмы. По периферической части «головы» плюма (например, структуры Красная Речка и Кумса в Центральной Карелии) в ограниченном объеме изливались более «холодные» базальтовые и андезибазальтовые лавы. Общий объем извергшейся лавы в палеорифте оценивается в более чем 30000 куб. км, что является максимальным для палеопротерозойских рифтов Фенноскандии.

По Р. Уайт и Д. Маккензи, высокая магмопродуктивность регионов не может быть обеспечена плавлением на уровне литосферы, а требует привнесения высокотемпературного материала из глубоких мантийных горизонтов. По результатам исследований, таким материалом мог служить коматиитовый расплав с содержанием MgO около 30 мас.%, возникающий при высокой степени плавления мантии: P=35-40 кбар, T=1790-1860^{0}C. Он находился в равновесии с гарцбургитовым реститом. Поднимаясь вместе с плюмом и частично теряя оливин, магма достигала подошвы коры и растекалась под ней на площади до двухсот километров от осевой зоны. В образовавшемся магматическом резервуаре и его локальных частях – «плюмовых подушках» [1] - происходила ее главная дифференциация с фракционированием интрателлурического оливина. Проведенное моделирование дифференциации коматиитового расплава «Синегорье» при P=8 кбар подтверждает реальность этого процесса. Покровные расплавы, отделявшиеся в «плюмовых подушках» от материнской магмы, отвечают по составу природным коматиитовым базальтам (9-17 мас.% MgO). Низкомагнезиальные расплавы (< 9 мас.% MgO), по–видимому, формировались в близповерхностных (3-5 км) условиях, это например, дифференцированный интрузив (подвулканная камера) Руйга под вулканом Голец, или мафит-ультрамафитовые массивы Колозерский, Щелейный Бор, Ундозерский, Иксинский и др.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-64788).

Литература

1. **Грачев А.Ф.** Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003, т. 11, № 6, с. 618-654.

2. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. – Л.: Наука. 1988, 192 с.

3. **Леонов Ю.Г.** Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М. 2001, с. 155 - 173.

4. **Шарков Е.В. Смолькин В.Ф., Красивская И.С.** Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997, т. 5, № 5, с. 503 - 522.

5. **Le Bas M.J.** IUGS reklassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks//J. Petrology.2000, v. 41, № 10, p. 1467 – 1470.

6. **Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.** Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997, v. 61, p.1205-1222.

Магматизм в геологическом развитии Центрально-Кызылкумского Рудно-Магматического Концентра

А.А. Кустарникова, И.П. Сидорова

Ташкент, Узбекистан, Институт геологии и геофизики АН Р Уз., irina_sid@mail.ru

Рассматриваемый концентр представляет собой геохимически специализированную на золото территорию Центральных Кызылкумов, в пределах которой сосредоточены многочисленные среднемасштабные золоторудные месторождения, включая и одно из крупнейших в мире- Мурунтау.

Магматизм здесь играл немаловажную роль, поскольку проявлялся во времени с позднего докембрия до перми включительно, а по составу представлен породами от ультраосновного состава до кислого как интрузивной, так и эффузивной фациях.

Рассматриваемая территория представляет собой часть океанической плиты, обдуцировавшей на континентальный склон Каракумо-Таджикского микроконтинента в середине палеозоя. Поэтому здесь наблюдаются реликты магматизма периода спрединга, вулканизм энсиматических островных дуг, мафит-ультрамафиты предколлизионного рифтогенеза, а также коллизионные гранитоиды позднего палеозоя.

Спрединговый комплекс магматитов представлен интенсивно метаморфизованными в амфиболит-эпидотовой субфации толеитами, диабазами и габброидами, а также нацело серпентинизированными гарцбургитами и редко дунитами. Эти породы сохранились фрагментарно в виде изолированных тектонических блоков среди более молодых образований. Осадочно-вулканогенные породы спредингового периода геохимически специализированы на Au, Fe, Mn, W и др. элементы и являются важным фактором в формировании стратиформных колчеданов, содержащих золото [1, 2, 3].

Период образования энсиматических островных дуг обусловлен односторонним давлением Каракумо-Таджикского микроконтинента на север, т.е. на южную окраину Казахско-Киргизского континента, вследствие чего в не субдуцированной части океанической плиты образовывались внутриплитные субдукции и шарьяжи, обусловившие возникновение в океанической коре очагов базальтоидов. С разными фациями дифференцированных базальтоидов образовались золото-колчеданные, как стратиформные (Амантайтау), так и штокверковые месторождения.

С магматизмом девонского рифтогенеза, сопровождавшегося разнообразными базальтоидами и штоками пикритов, золотое оруденение не отмечено, но с ними связаны месторождения железа и титана. Однако главное заключается в том, что расчленение субдуцирующей под Казахстано-Киргизский континент океанической плиты и оставшаяся его часть, начала обдуцировать на континентальный склон Каракумо-Таджикского микроконтинента. В результате к позднему палеозою образовалась новая кора сложного строения. В северной и центральной ее частях на поверхности и на глубину более чем 10 км преобладают океанические осадки, обогащенные рассеянным золотом, а также содержащие вышеупомянутые золотоколчеданные месторождения. Образовавшиеся здесь в гранито-гнейсовом слое магматические очаги характеризуются натриевым профилем щелочности, а гранитоиды с повышенной основностью, металлогенически специализированы на золото.

Южнее обдуцированной плиты развиты преимущественно калиевые и кали-натриевые гранитоиды с присутствием аляскитов, лейкогранитов и пегматитов, специализированных на редкие металлы (молибден, вольфрам) и редкие земли. Завершается магматизм (внутриплитный) в перми внедрением алмазоносных даек и трубок взрыва щелочных базальтоидов и габброидов. Первые представлены лампрофирами калептомончикитового состава, а вторые щелочными габброидами (шонкинитами?) базит-лампроитового ряда [4].

Литература

1. **Бадалов С.Т.** О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях //Зап. Узбекистан. отд-ния Всесоюзного минералогического о-ва.-1966, вып.19, с.81-89.

2. **Казакбаева С.М.** Прогнозирование золотого и серебряного оруденения в терригенных формациях по комплексу структурно-вещественных признаков//Автореферат канд. дисс., Ташкент, 2002, 24с.

3. Рудные месторождения Узбекистана – Ташкент, 2001, ИМР, 660с.

4. **Головко А.В., Яковенко Н.Е., Шакирова Н.И., Коробков В.А** Особенности состава и генезиса шонкинитов диатремы Карашохо.- Материалы международного симпозиума «Минералообразующие флюиды и рудогенез», Ташкент, 1998, с.41-42.

Проблемы генезиса бериллийсодержащих метасоматитов в зонах региональных разломов юга Сибирской платформы

Л.В. Кущ, В.Н. Собаченко

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

В середине XX века в Сибири и в ряде других регионов в докембрийских главным образом нижнепротерозойских комплексах пород в краевых структурах древних платформ были обнаружены и с разной детальностью изучены линейные поля кварц-полевошпатовых метасоматитов с бериллиевой и другой редкометалльной минерализацией. Одной из важных особенностей данных образований является отсутствие признаков прямой генетической связи с магматитами, в том числе кислого составов [1,5], а также структурный контроль линейных полей редкометалльных метасоматитов бластотектонитовыми швами зон региональных разломов. Подобные образования были выявлены в Даванской зоне смятия (Северо-Западное Прибайкалье) и позднее в зоне Бирюсинского регионального разлома (Присаянье, [2,3]).

Сходство геологических условий проявления и близость состава редкометалльных метасоматитов в отмеченных разломах юга Сибирской платформы делает актуальным сравнение их между собой, с целью выявления общих закономерностей их формирования, специфики минерального и химического состава и геохимических особенностей.

Даванская зона смятия общей протяженностью более 150 км развита на восточном фланге Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса нижнего протерозоя. В пределах зоны смятия в вулкано-плутонических и частично в осадочно-метаморфических породах интенсивно и неоднократно были проявлены процессы дислокационного метаморфизма и гранитизации [2,4].

Близко ко времени проявления процессов поздней гранитизации (не ранее 1700 млн. лет) в зоне смятия были развиты метасоматиты с бериллиевой, тантало-ниобиевой и редкоземельной минерализацией. Наиболее интенсивно бериллиевая минерализация (берилл, гельвин-даналит, гадолинит, редко фенакит) развита в зональных лепидомелан-кварц-альбит-микроклиновых (с амазонитом) метасоматитах и протолитионит(фенгит)-альбит-кварцевых грейзенах, линейные тела которых размещены в бластотектонитах вблизи контактов разнородных по составу пород (особенно часто бластомилонитов составов аляскитовых гранитов и андезитов- сиенито-диоритов). Формирование бериллиеносных биотит-кварц-полевошпатовых метасоматитов в бластомилонитах состава аляскитовых гранитов сопровождалась привносом щелочей, особенно натрия, выносом FeO, Fe_2O_3, CaO, иногда MgO при незначительных изменениях концентраций Al_2O_3 (рис.1). Изменения состава пород при формировании редкометалльных кварц-полевошпатовых пород соответствуют щелочному натровому метасоматозу. Относительно кварц-полевошпатовых метасоматитов позднее в бластотектонитах Даванской зоны были проявлены протолитионит(фенгит)-альбит-кварцевые грейзены [2].

Бирюсинский разлом в нижнем протерозое являлся крупной магмаконтролирующей структурой Восточного Саяна. Особенно широко развиты палингенные гранитоиды саянского комплекса, которые относят к гранодиорит-гранит-лейкогранитовой формации [5]. В зоне разлома можно выделить не менее двух этапов проявления процессов дислокационного метаморфизма. С ранним этапом в гнейсах, амфиболитах, гранито-гнейсах связано формирование в условиях эпидот-амфиболитовой фации грубоочковых бластотектонитов с биотитом и амфиболом. С разрывом во времени (в верхнем рифее) дислокационный метаморфизм был проявлен в условиях эпидот-хлоритовой фации и наложен с разной интенсивностью на все магматические и метаморфические породы [3].

Линейные неотчетливо зональные тела лейкократовых кварц-альбит-микроклиновых с биотитом и мусковитом пород структурно контролируются бластотектонитовыми швами. Формирование их близко ко времени проявления бластотектонитов. Изохронным Rb-Sr методом по валовым пробам возраст слюдисто-кварц-полевошпатовых пород определен в 1652 ± 100 млн. лет при первичном отношении ($^{87}Sr/^{86}Sr$)0-0.7175 [3].

Они имеют гранобластовые, нематогранобластовые, реже порфиробластовые микроструктуры с видимыми следами катаклаза и давления. В краевых частях их тел иногда сохранены реликтовые очково-полосчатые текстуры бластотектонитов. Минеральный состав пород: кварц - 30-40%, иногда выше, основная масса кварца в виде мелкозернистых гранобластовых агрегатов;

микроклин решетчатый (иногда с ленточными пертитами) - 20-30%; альбит и альбит-олигоклазы-20-30% встречаются в виде пертитов в микроклине, в породе образуют призматические, с неровными границами полисинтетически сдвойникованные кристаллы размером до 1,5х0,6мм; биотит - до 3-5%, мелкочешуйчатый мусковит (серицит) - до 1-2%; флюорит - от единичных зерен до 1%, хлорит - до 1-3%. Порфиробласты (до 3,5 х 4 мм) представлены груборешетчатым микроклином. В краевых частях тел гранитовидных пород сохранены крупные овоиды микроклин-пертитов. Акцессорные минералы представлены, сфеном, апатитом, цирконом, ортитом и другими. Для кварц-полевошпатовых метасоматитов Даванской и Бирюсинской зон разломов характерна высокая кремнекислотность (SiO_2-71-77 мас.%) при повышенной щелочности (Na_2O+K_2O)-7,5-9,7 мас.%, $K_{агп}$ – 0,85-0,96.

В зоне Бирюсинского разлома формирование кварц-полевошпатовых метасоматитов по двум различным по составу субстратам (гранитному и граносиенитовому), сопровождалось привносом щелочей, особенно калия, выносом MgO, Fe_2O_3, CaO при незначительных вариациях составов пород по SiO_2 и Al_2O_3. Изменение состава пород соответствует щелочному калиевому метасоматозу.

В сравнении с гранитоидами нижнего протерозоя и грубоочковыми бластотектонитами слюдисто-кварц-полевошпатовые метасоматиты характеризуются повышенными содержаниями Be, Rb, пониженными концентрациями Ba, Ta, Ce, Sm, Yb, Y, элементами группы Fe, Sn. К важным геохимическим особенностям метасоматитов относятся повышенные концентрации в них Be (до 60 г/т), которые в 8-10 раз превышают средние содержания этого элемента во всех геохимических типах магматических гранитоидов по Л.В. Таусону [4].

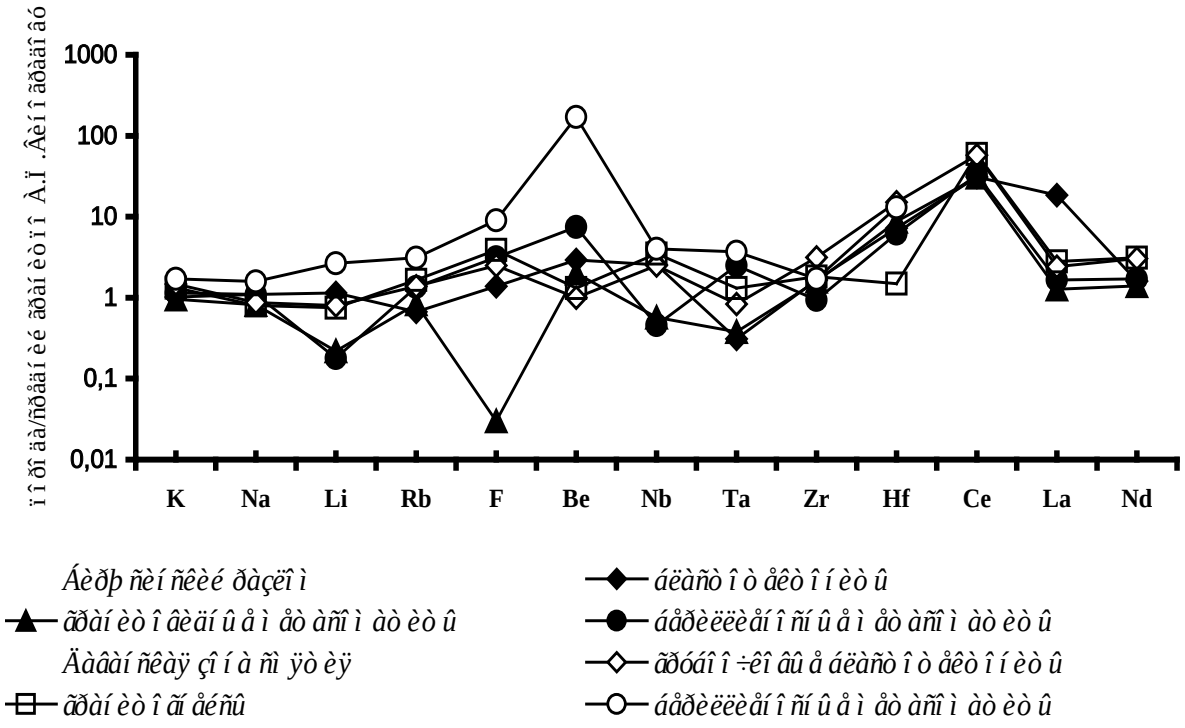


Рис.1. Составы пород региональных разломов: Бирюсинского (Присаянье) и Даванского (Северо-Западное Прибайкалье)

Таким образом, сходство условий проявления бериллиеносных метасоматитов протерозоя в зоне Бирюсинского разлома Присаянья и Даванской зоны смятия в Северо-Западном Прибайкалье выражаются, прежде всего в интенсивном и неоднократном проявлении процессов зонального дислокационного метаморфизма в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, которые наложены как на кислые магматиты (главным образом, гранитоиды), так и на породы сланцево-гнейсовых толщ раннего докембрия (преимущественно протерозоя). В обоих районах бериллиеносные метасоматиты не обнаруживают прямую генетическую связь с кислыми магматитами, при этом тела метасоматитов контролируются бластотектонитовыми швами.

Геологические условия проявления редкометалльных пород, как и их петрографические и геохимические особенности характерны для метасоматитов зон региональных разломов докембрия.

Редкометалльные метасоматиты рассматриваемых районов обнаруживают сходство геохимической специализации. В кварц-полевошпатовых метасоматитах обеих зон установлены близкие уровни концентраций Nb, Zr, Hf, РЗЭ, Th, U. Вместе с тем, в Даванской зоне смятия в сравнении с аналогичными породами зоны Бирюсинского разлома во много раз выше уровни концентраций Be, Li, Rb, Th. В приразломных кварц-полевошпатовых метасоматитах рассматриваемых зон установлена геохимическая специализация на бериллий с относительным превышением концентраций этого элемента и фтора в метасоматитах Даванской зоны не менее чем в 10 раз, в сравнении с метасоматитами зоны Бирюсинского разлома. Одной из вероятных причин геохимических отличий редкометалльных метасоматитов сравниваемых зон является более широкое участие фтора в метасоматических процессах, развитых в бластотектонитах Даванской зоны смятия, по сравнению с аналогичными процессами в зоне Бирюсинского разлома, что привело к более интенсивным проявлениям бериллиевой и другой редкометалльной минерализации.

Другим фактором более интенсивного проявления бериллиевой минерализации в метасоматитах Даванской зоны является контрастный состав пород субстрата, который способствовал распаду соединений бериллия с фтором.

Таким образом, бериллийсодержащие кварц-полевошпатовые метасоматиты в зонах региональных разломов юга Сибирской платформы наложены на породы различного состава (гранитоиды, гнейсы и др.) бластотектонитовых швов и не обнаруживают с ними прямой генетической связи. В этих условиях развитие редкометалльных метасоматитов инициировалось растворами, источники которых, вероятно, располагались на глубоких уровнях земной коры, возможно, в областях проявления палингенеза.

О внутрикоровой природе растворов, участвовавших в формировании приразломных кварц-полевошпатовых редкометалльных метасоматитов юга Сибирской платформы свидетельствуют высокие значения в них первичного отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr$)0: 0,7200 - 0,7740 - в Даванской зоне смятия, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)0: 0,7175 - в метасоматитах зоны Бирюсинского разлома. С этим выводом согласуется геохимическая специализация метасоматитов, в которых кроме повышенных концентраций Be присутствуют другие литофильные элементы, такие как Rb, Li, Sn при подчиненной роли высокозарядных некогерентных элементов (РЗЭ, U, Th, Nb, Ta и других).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-64676).

Литература

1. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. отв. редактор Гинзбург А.И. М., Недра, 1975. 248 с.

2. **Собаченко В.Н.** //Геохимия и петрология метасоматоза. Наука. Новосибирск, 1975, с.44 -62

3. **Собаченко В.Н., Сандимирова Г.П., Исакова (Кущ) Л.В., Пахольченко Ю.А.** Рубидий- стронциевое датирование процессов метасоматоза, проявленных в зоне Бирюсинского разлома Восточного Саяна. // Докл. РАН, 1998, N2, т.362, с.252 -255

4. **Таусон Л.В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М. Наука. 1977, 279 с.

5. Эндогенное оруденение древних щитов. Отв. редактор Казанский В.И., М. Наука, 1978, 198 с.

Палеопротерозойский (1.7 млрд. лет) возраст золоторудного месторождения Таловейс, Костомукшская структура, западная Карелия: Rb-Sr изотопно-геохронологические данные

Ю.О. Ларионова*,**, А.А. Носова**, А.Ю. Петрова, А.В. Самсонов*****

* Москва, МГУ им. М. В. Ломоносова, uka@hotbox.ru, samsonov@igem.ru
** Москва, ИГЕМ РАН
*** Москва, ГЕОХИ им. Вернадского РАН

Золоторудное месторождение Таловейс, Костомукшская структура, западная Карелия – типичный пример мезотермальных месторождений золота (lode-gold deposits) зеленокаменных поясов архейских кратонов [1]. Оно расположено в одноименном диорит-гранодиоритовом массиве, внедрившемся 2715±5 млн. лет назад [2] в метаморфизованные базальт-коматиитовые толщи Костомукшской зеленокаменной структуры. Гранитоиды претерпели, по крайней мере, два этапа структурно-вещественной переработки. Ранний метаморфический этап происходил при P-T параметрах амфиболитовой фации (T 580–660^{0}C, P 4–6 кбар [3]). Поздние преобразования связаны с интенсивным динамометаморфизмом и гидротермальной проработкой по тектоническим зонам, заложившимся при формировании региональной сдвиговой структуры [3]. В ходе этого этапа гранитоиды были в разной степени преобразованы в кварц-амфибол-альбитовые, биотит-кварц-полевошпатовые метасоматиты и березиты. Динамика T-P параметров процесса носила диафторический характер T от 597^{0}C до 230^{0}C и P = 2,6-3,3 кбар.

Диориты и гранодиориты из разных частей массива, слабо затронутые метасоматическими процессами, в Rb-Sr изохронных координатах дают линейную зависимость, наклон которой определяет возраст 2637±140 млн. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,70210±93. Этот возраст в пределах погрешности совпадает со временем внедрения массива по результатам U-Pb датирования цирконов (2715±5 млн. лет), что указывает на сохранность Rb-Sr изотопной системы гранитоидов. Большой разброс аналитических точек на изохронной диаграмме (СКВО=66), вероятно, обусловлен нарушением Rb-Sr изотопно-геохимической системы в объеме валовых проб гранитоидов при их метасоматической переработке. Отчетливое влияние метасоматоза и на изотопные, и на геохимические характеристики устанавливается для околорудных метасоматитов. Действительно, в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{87}Rb/^{86}Sr$ амфиболовые метасоматиты по диоритам резко смещены относительно линейного “магматического” тренда в область более высоких отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, в то время как сильно березитизированный гранодиорит имеет высокое $^{87}Rb/^{86}Sr$ отношение при нереально низком изотопном составе стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,69863) в пересчете на магматический возраст. Такие изменения изотопных характеристик гранитоидов могли быть связаны с изменениями Rb-Sr отношений в объеме валовых проб при метасоматозе, если этот процесс был существенно оторван во времени от становления гранитоидов.

Дифференциальная подвижность Rb и Sr при формировании метасоматитов устанавливается по геохимическим данным [2]. Образование амфиболовых метасоматитов сопровождалось привносом Na, резким выносом K, Li, Rb, Cs, Ba и, в меньшей степени, Ca и Sr, и уменьшением Rb/Sr отношений. Напротив, процесс березитизации гранодиоритов, наряду с обогащением рудными элементами (S, Bi, Sb, W, Au), сопровождался привносом Si, выносом Al, Sr и Eu при слабой подвижности Rb и росте Rb/Sr отношений.

Время метасоматических преобразований, приведших к перестройке изотопной системы в валовых пробах гранитоидов и околорудных метасоматитов, установлено при Rb-Sr датировании мономинеральных фракций. Для слабо березитизированного гранодиорита, отобранного на удалении от рудной зоны, плагиоклаз, микроклин и биотит вместе с валовой пробой дают изохрону с возрастом 1717±27 млн. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0.71074±12, СКВО = 1.1. Важно отметить, что исключение из расчета этой минеральной изохроны точки биотита дает тот же результат: 1710±16 млн. лет, СКВО=0,89. Петрографические и микрозондовые исследования этого образца, как и других гранитоидов массива, не фиксируют высокотемпературного метаморфи-ческого процесса, который мог бы обеспечить изотопное переуравновешивание минералов с разными температурами закрытия Rb-Sr изотопной системы (от 200^{0}C для биотита до 740^{0}C для плагиоклаза [4]). Более вероятно, что полная перестройка Rb-Sr изотопной системы в породообразующих минералах была достигнута в более низкотемпературных условиях, но при участии

флюида в ходе метасоматической переработки гранитоидов. Влияние последней в изученном образце устанавливается по замещению биотита мусковитом, развитию кварц-пирит-карбонат-мусковитовых просечек и гнезд, изменению состава минералов с уменьшением основности плагиоклазов (Ab от 25 до 8), увеличением ортоклазовой компоненты в микроклине и повышением магнезиальности биотита (Mg# от 53 до 56). Наиболее сильную метасоматическую переработку претерпели гранитоиды вблизи рудных зон: от первичных порфировидных структур остаются «тени» серицитизированного плагиоклаза и гранулированные линзовидные скопления кварца, погруженные в мелкозернистый кварц - альбит(An2) – микроклин(Or96) - биотит(Mg# 57-58) - мусковитовый(Mg# 50-55) матрикс, обогащенный карбонатом и пиритом. Выделенные из такого сильно березитизированного гранодиорита мусковиты и четыре плотностных фракции биотита дают Rb-Sr изохрону с возрастом 1719±60 млн. лет ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0.733±0.015, СКВО = 16). При этом первичный изотопный состав Sr, определяемый «слюдяной изохроной», выше чем в образце сильно березитизированного гранодиорита. Такое изотопное неравновесие слюд и содержащей их метасоматической породы можно объяснить более высоким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ во флюиде, чем в гранитоидах. Новообразованные при метасоматозе слюды фиксировали изотопный состав Sr флюида. Напротив, полевые шпаты, разрушаемые при березитизации гранитоидов, не достигали изотопного равновесия с флюидом и определяли смещенный по отношению к слюдам изотопный состав стронция метасоматизированного гранодиорита.

Таким образом, проведенные Rb-Sr изотопно-геохимические исследования указывают на палеопротерозойское (1,7 млрд. лет) время формирования околорудных метасоматитов, ореолов березитизации и, вероятно, собственно мезотермальной золоторудной минерализации месторождения Таловейс. Предположение об изначально архейском времени образования золоторудных кварцевых жил и их последующей реактивизации в протерозое не подтверждается, поскольку ни геолого-структурные, ни петрографические данные не выявляют двухактного проявления тектонических и гидротермально-метасоматических процессов, как это характерно для переработанных архейских золоторудных месторождений [5]. Палеопротерозойская эндогенная активизация и золотая минерализация в Карельском блоке, вероятно, связаны с заключительной стадией эволюции свекофенского коллизионного орогена, структура которого, типа crocodile-structure, выявлена по сейсмическими данным в 150 км западнее изученного объекта [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты 02-05-64989 и 05-05-64793 и гранта Президента РФ для поддержки молодых российских ученых и ведущих научных школ, проект 1251. 2003.05.

Литература

1. **Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R.** Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003, v.98, p.1-29.

2. **Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Ларионова Ю.О., Петрова А.Ю., Пухтель И.С.** Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, западная Карелия: Петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004, т.12, № 5, с.495-529.

3. **Володичев О. И., Кузенко Т.И., Козлов С.С.** К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контокской серии Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2002, В.5, с.15-26.

4. **Brabander D.J., Giletti B.J.** Strontium diffusion kinetics in amphiboles and significance to the thermal history determination // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, p. 2223-2238.

5. **Vielreicher N.M., Ridley J.R., Groves D.I.** Marymia: an Archean, amphibolite facies-hosted, orogenic lode-gold deposit overprinted by Paleoproterozoic orogenesis and base metal mineralisation, western Australia // Mineralium Deposita. 2002, v.37, p.737-764.

6. **Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P.** A tectonic model for paleoproterozoic crocodile structures at Karelian-Svecofennian boundary - results from FIRE1 and BABEL2&3 // Geophysical Research Abstracts. 2003, v.5, 02801.

Платиноносные рифы как феномен in situ кристаллизации на примере габброноритового тела Надежда, расслоенного интрузива Луккулайсваара, Фенноскандинавский щит

Р.М. Латыпов*, С.Ю. Чистякова*, Т.Т. Алапиети**

* Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, rais.latypov@oulu.fi
** Оулу, Департамент Геологии, Университет Оулу, Финляндия

За последние несколько десятилетий накоплено большое количество данных по петрологии, геохимии и минералогии платиноносных рифов в мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивах. Эти данные свидетельствуют о маловероятности образования платиноносных рифов как путем гравитационного осаждения ЭПГ-содержащих сульфидов из конвектирующей магмы вниз (как это утверждают «низы») так и их отложением из флюидов, просачивающихся из подстилающей толщи кумулатов вверх (как на этом настаивают «верхи») (Cawthorn, 1999; Cawthorn et. al., 2002). Если образование платиноносных рифов не может быть объяснено путем аккумуляции сульфидов из вышезалегающей магмы и подстилающих кумулатов, то остается единственно возможная альтернатива: сульфиды образуются in situ, т.е. непосредственно на временном дне магматической камеры. Для иллюстрации данной идеи мы используем пример Cu-Ni-ЭПГ оруденения, которое развито вдоль краев габброноритового тела Надежда мощностью ~100 метров, интрудированного в расслоенный интрузив Луккулайсваара. Такую локализацию оруденения трудно интерпретировать в рамках обеих существующих в настоящее время моделей образования рифов («низы» и «верхи»), что наводит на мысль о существовании какого-то иного эффективного способа экстрагирования элементов платиновой группы из магматического тела с их последующим осаждением вдоль его краевых частей. Очевидно также, что этот процесс должен быть практически независимым от гравитационных сил и не связанным с общим насыщением системы сульфидами, так как последние в теле Надежды отсутствуют. Единственный известный механизм, который полностью удовлетворяет данным требованиям, является эффект Соре – процесс жидкостной дифференциации, вызываемой температурным градиентом вдоль краевых частей магматических тел (Walker & Delong, 1982; Lesher & Walker, 1991; Sharkov & Bogatikov, 1998; Latypov, 2003a, b). Мы полагаем, что Cu-Ni-ЭПГ оруденение, связанное с телом Надежды, сформировалось вследствие локального сульфидного насыщения, которое было достигнуто in situ в результате притока рудосодержащих флюидов из горячих внутренних частей тела к его холодным контактам, вызванного эффектом Соре. В свете изложенного нам представляется целесообразным обосновать новую группу исследователей платиноносных рифов, которая могла бы называться «in situ» в противовес ныне существующим группам «низов» и «верхов».

Литература

1. **Cawthorn R. G.** Platinum-group element mineralization in the Bushveld Complex – a critical reassessment of geochemical models // South African Journal of Geology. 1999, №102 (3), pp.268-281.

2. **Cawthorn R. G., Merkle R. K. W. & Viljoen M. J.** Platinum-group element deposits in the Bushveld Complex, South Africa. In: Cabri, L. J. (ed) The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-group Elements, Special Volume 54, Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002, pp.507-546.

3. **Latypov R. M.** The origin of marginal compositional reversals in basic-ultrabasic sills and layered intrusions by Soret fractionation // Journal of Petrology. 2003a, №44, pp. 1579-1618.

4. **Latypov R. M.** The origin of basic-ultrabasic sills with S-, D- and I-shaped compositional profiles by in situ crystallization of a single input of phenocryst-poor parental magma // Journal of Petrology. 2003b, №44, pp. 1619-1656.

5**. Lesher C. E. & Walker D.** Thermal diffusion in petrology. In: Ganguly, J. (ed.) Diffusion, atomic ordering, and mass transport: selected topics in geochemistry. Advances in Physical Geochemistry 8, New York: Springer, 1991, pp. 396-451.

6. **Sharkov E. V. & Bogatikov O. A.** Concentration mechanisms of the platinum-group elements in layered intrusions of the Kola-Karelia region. Geology of Ore Deposits, 1998, №40, pp. 372-390.

7. **Walker D. & Delong S. E.** Soret separation of mid-ocean ridge basalt magma. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1982, №79, pp. 231-240.

Архейские санукитоиды Балтийского щита – продукты плавления обогащенной мантии?

С.Б. Лобач-Жученко, А.В. Коваленко, В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, Н.С. Гусева

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
Lobach-Zhuchenko@cards.lanck.net

Позднеархейские санукитоиды присутствуют на всех докембрийских щитах, составляя до 5% их современного среза. Они образуют посттектонические интрузии и во времени и пространстве связаны с вулканогенно-осадочными поясами и shear-зонами. Большинство интрузий сопровождаются дайками лампрофиров. Часть интрузий имеют относительно постоянный состав и сложены монцонитами - кварцевыми монцонитами, а некоторые являются дифференцированными и варьируют по составу от ультрамафитов до кварцевых монцонитов. Главными особенностями состава санукитоидов являются повышенная щелочность, высокая магнезиальность, высокие содержания Cr и Ni и одновременное обогащение Ba, Sr, P и LREE. Изотопный состав Nd свидетельствует о преимущественно ювенильном происхождении санукитоидов.

Необычные геохимические характеристики санукитоидов определяют главную проблему их изучения - природу источника санукитоидных магм: являлась ли таким источником обогащенная мантия или им был слэб, контаминированный веществом мантийного клина? Настоящее исследование имеет целью на основе анализа новых геохимических и Sm-Nd изотопных данных по санукитоидам Карелии предложить петрогенетическую модель их образования.

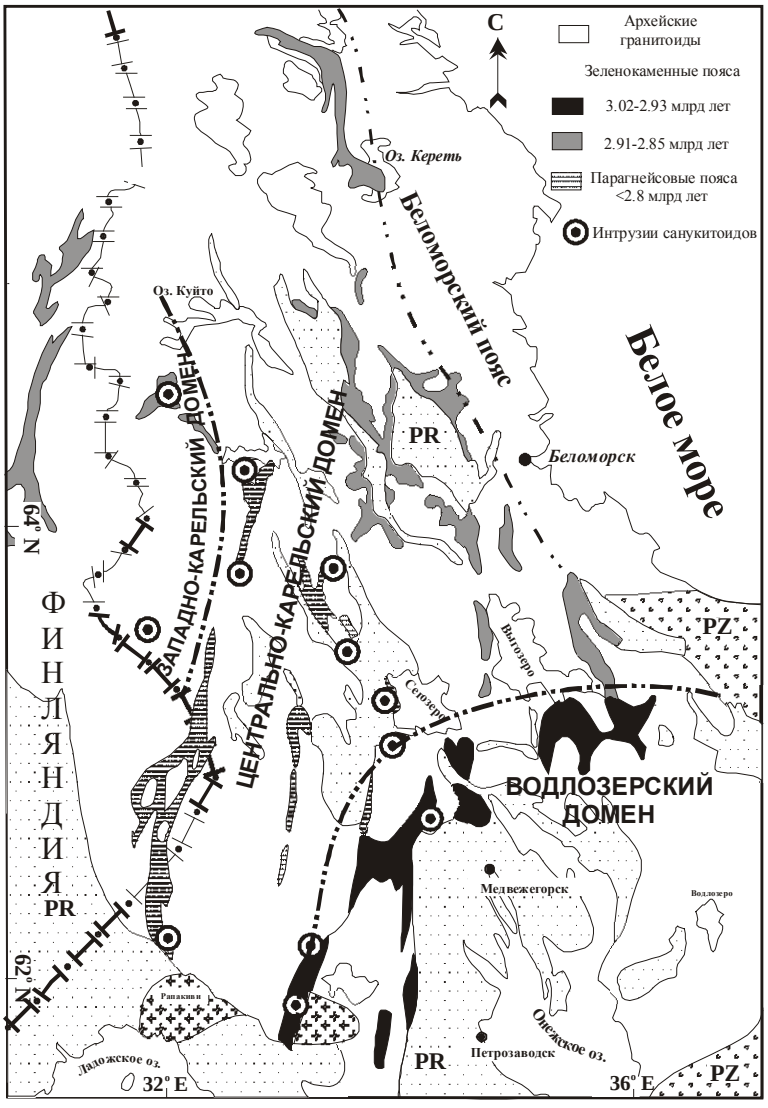


Рис.1. Схема размещения Карельских санукитоидов

Позднеархейские интрузии санукитоидов на Балтийском щите обнаружены в пределах Кольско-Норвежской и Карельской провинций. В Карелии они имеют довольно широкое распространение [1, 5] (рис.1).

Для Карельских посттектонических интрузий, имеющих геохимические характеристики санукитоидов, получены возрасты в интервале 2.74-2.70 млрд. лет [2]. Пространственно интрузии санукитоидов приурочены к двум субмеридиональным зонам, маркирующим границы крупных доменов, которые различаются возрастом и историей роста коры. Восточная зона контролирует границу Водлозерского и Центрально-Карельского доменов, а западная зона - границу Центрально-Карельского и Западно-Карельского доменов. Модельные Nd возрасты коровых пород Водлозерского и Западно-Карельского доменов составляют соответственно 3.0-3.5 млрд. лет и 2.9-3.1 млрд. лет. Для Центрально-Карельского домена они не превышают 2.8 млрд. лет. Интрузии Восточной зоны - Хаутаваарская, Чалкин-

ская, Элмусская, Бергаульская, Панозерская, Усть-Воломская, Шаравалампинская.

С ними ассоциируют сиенитовые интрузии Сяргозерская и Западно-Хижъярвинская. Западная зона представлена санукитоидными интрузиями Ялонваарской, Тулосской, Большезерской, Кургенлампи, Нюкозерской.

Имеющиеся данные по U-Pb возрастам цирконов [2] в сочетании с геохимическими данными позволили сравнить санукитоиды обеих зон. Интрузии восточной зоны более древние (2730-2740 млн. лет), тогда как в Западной зоне они моложе (2705-2720 млн. лет). Кроме того, более молодые интрузии Западной зоны имеют более низкие содержания K, Ba, Sr, P, легких РЗЭ, т.е. образованы из менее обогащенных источников.

Устанавливается закономерное распределение в пространстве изотопных составов Nd в карельских санукитоидах.

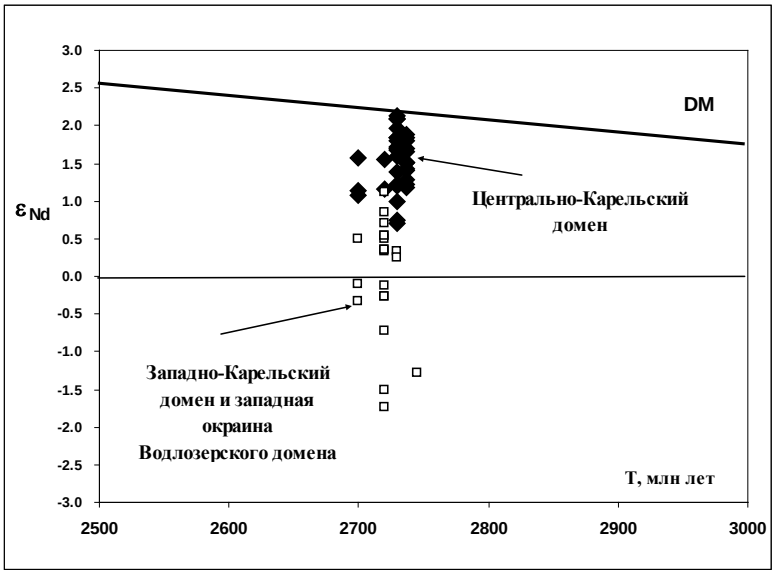


Рис. 2. Вариации значений $\varepsilon_{Nd}(t)$ в санукитоидах Карелии

Так, в интрузиях, располагающихся непосредственно в пределах более молодого Центрально-Карельского домена, начальные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ находятся в интервале от +0.7 до +2.1. В то же время, интрузии, расположенные в более древних Водлозерском и Западно-Карельском доменах, имеют более низкие начальные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ в интервале от –1.3 до + 0.9 [4] (рис.2). Мы можем предположить, что эта гетерогенность могла быть вызвана: (1) коровой контаминацией, которая привела к снижению значений $\varepsilon_{Nd}(t)$ санукитоидов, наблюдаемого в доменах с более древней корой; (2) возрастом корового материала, привнесенного в магматический источник при его обогащении; (3) длительностью периода времени, прошедшего между обогащением источника санукитоидов и его последующим плавлением. Первое предположение является наименее правдоподобным из-за высокого количества легких РЗЭ в санукитоидах (содержание Nd от 20 до 180 г/т), и поэтому их *Sm-Nd* изотопная система не чувствительна к контаминации более древними породами, представленными в основном TTG ассоциацией с содержаниями Nd < 20 г/т. Второе предположение также является маловероятным, т.к. оно подразумевает наличие в узком интервале времени 2.74 – 2.70 млрд. лет сходных геотектонических обстановок (например, субдукции) на относительно небольших расстояниях в пределах доменов с существенно разным возрастом коры. В результате мы доказываем, что гетерогенность изотопного состава Nd в карельских санукитоидах может быть обусловлена различиями в продолжительности интервала между временем обогащения их мантийного источника и временем его частичного плавления. Необходимо отметить, что здесь отсутствует корреляция между возрастами интрузий и изотопным составом Nd в них. Так, и более молодые санукитоиды Западной зоны, и более древние Восточной зоны имеют как более высокие, так и более низкие значения $\varepsilon_{Nd}(t)$. Мы предполагаем, что это также подтверждает наше заключение о различии в продолжительности обогащения источника санукитоидных магм в разных доменах. U-Pb возрасты по цирконам и модельные Nd возрасты $T_{Nd}^{(DM)}$ [3] позволяют нам оценить, что продолжительность обогащения источника санукитоидов для Центрально-Карельского домена составляла менее 60 млн. лет, а для источника санукитоидов более древних Водлозерского и Западно-Карельского доменов – менее 150 млн. лет.

С санукитоидами в Карелии во времени и пространстве тесно связаны дайки лампрофиров, часто непосредственно участвующие в строении санукитоидных массивов. Лампрофиры имеют те же геохимические признаки, что и санукитоиды. *Sm-Nd* изотопные данные для лампрофиров подтверждают их петрогенетическое родство с вмещающими санукитоидами.

На основании вышесказанного можно сделать следующее важное заключение: геохимические признаки санукитоидов – высокая магнезиальность (mg# = 50-70), высокие содержания Cr

и Ni, присутствие в доменах с различным возрастом коры, изотопная гетерогенность санукитоидов приводят нас к заключению, что санукитоидные интрузии являются продуктами плавления обогащенной мантии, чем измененными слэбовыми расплавами. Мы предполагаем, что имело место частичное плавление небольших участков метасоматизированной мантии благодаря наличию термальной аномалии (подъем плюма или деламинация, вызвавшая подъем горячих мантийных расплавов в верхние слои литосферы) 2.74 - 2.70 млрд. лет назад [3]. Это привело к формированию санукитоидных магм в геологически отличных частях Карелии, но контролируемых ослабленными shear зонами. Геохимические различия между санукитоидами Западной и Восточной зон могут быть связаны с различной степенью процесса обогащения их мантийного источника, что определило более высокие или более низкие количества в породах K, Ba, Sr, P и легких РЗЭ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект N 02-05-65052, Научной Школы N 615.05.2003 и ИНТАС N 01-0073.

Литература

1. **Чекулаев В.П., Левченков О.А., Иваников В.В., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Гусева Н.С., Комаров А.Н.** Состав, возраст и Sm-Nd систематика санукитоидов Панозерского массива // Геохимия. 2003, т. 8, с. 817-828.

2. **Bibikova E., Petrova A., Claesson S.** The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79, p. 129-145.

3. **DePaolo D.J.** Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic//Nature 291, 1981, p.193–196.

4. **Kovalenko A., Clemens J.D., Savatenkov V.** Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites; geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005, v. 79, p. 147-160.

5. **Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A,V., Ivanikov V.V., Guseva N.S. Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E.** The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005, v. 79, p. 107-128.

Архейские лампроиты Панозерского комплекса Центральной Карелии: геологическое положение и состав

С.Б. Лобач-Жученко*, Н.С. Гусева*, Ю.С. Егорова**

* Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
** Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

Преобладающая часть обнаруженных и изученных лампроитов относится к фанерозою. Известны единичные случаи находок лампроитов в протерозое (например, в Карелии, в районе Костомукши (Никитина и др. 1999), в Гренландии (Larsen L.M., Rex D.C. 1992).

Лампроитовый магматизм в архее обнаружен впервые.

Панозерский многофазный интрузивный комплекс сформирован в течение трех циклов [1]: I цикл- внедрение магмы основного состава, фракционирование которой привело к образованию расслоенного мафического комплекса, и синхронное внедрение монцонитов1, что привело к образованию текстур минглинга; внедрение лампроитов; внедрение лампрофиров; образование брекчиевых даек. Деформации. II цикл - внедрение монцонитов2; внедрение лампрофиров2. III цикл- внедрение монцонитов3; внедрение кварцевых монцонитов. Возраст различных пород Панозерского комплекса равен 2740 млн. лет [1]. Архейский возраст лампроитов определяется геологическими соотношениями лампроитов и датированных пород.

Лампроиты образуют дайки (мощность - первые десятки см) и небольшие (метры) изометричные тела типа трубок, которые интрудируют породы первого цикла (Рис.1а).

Рис. 1а – дайка лампроита, секущая монцонит

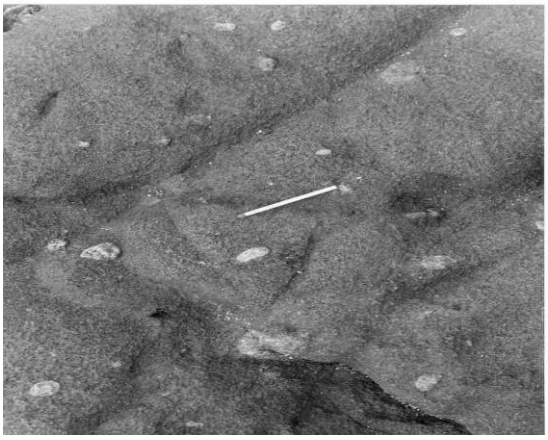


Рис. 1б – та же дайка, крупный план

Кроме того, они присутствуют в виде включений в монцонитах 2 второго цикла.

Принадлежность пород к лампроитам определяется их составом: mol K_2O/Na_2O >3, mol K_2O/Al_2O_3 >0.8, содержание FeO, Al_2O_3, CaO<10 вес.%, высокие относительно примитивной мантии содержания несовместимых элементов [2].

По составу выделяются две группы лампроитов, которые располагаются в северной и южной частях комплекса: более основная (SiO_2 41-46 вес %) и менее основная, с содержанием SiO_2 50-52 вес %; последние отличаются также большими содержаниями Al, Na, Sr, меньшими- Ti, Fe, Mg, Ca, Cr. Лампроиты первой группы, по-видимому, близки по составу к исходному составу, лампроиты второй группы могут быть получены путем отделения из пород первой группы пироксена и небольшого количества флогопита. Отделение такой ассоциации минералов обеспечивает геохимические характеристики второй группы. Характерной особенностью данных лампроитов является наличие орбикулярных текстур – оцеллей (рис. 1б), составляющих 5-8% объема пород. Оцелли имеют однородное или тонкозональное строение. По составу они делятся на оцелли, где преобладают – (1)тремолит, (2)тремолит+флогопит, (3)тремолит+флогопит+карбонат. Карбонат представлен кальцитом и доломитом. Изотопный состав углерода характеризуется значениями (-5 до –6,2), соответствующими мантийным карбонатитам [3]. Оцелли с карбонатом присутствуют только в первом типе лампроитов. Во всех оцеллях внешняя кайма сложена радиально ориентированными кристаллами тремолита. Оцелли имеют ядро, где наряду с амфиболами и слюдой присутствуют карбонаты, хромистая шпинель,

сульфиды, барит. Шпинель соответствует третьей группе магматических шпинелей Митчелла [2], для которых характерны низкие концентрации Al, Mg, высокие содержания Cr. Высокие концентрации Zn (до 4 %) присутствуют в Панозерских шпинелях, что характерно для лампрофиров и лампроитов [2]. Как в оцеллях, так и в матрице второй группы лампроитов присутствует альбит. Матрица имеет близкий состав к оцеллям, но амфибол представлен актинолитом, а слюда – магнезиальным биотитом.

Лампроиты содержат довольно многочисленные и различные по составу включения. Изучены два включения. Одно включение содержит более 20% CaO , LOI=7% (т.е. оно содержало много карбоната), а также много Cr и Ga. Второе - содержит очень много Sr, Ba (15000 ppm), Zr, P, Nb и содержит гиалофан с 11% Ba. Оба включения не имеют аналогов среди пород Панозерского комплекса. Второе включение по содержанию ряда редких элементов можно сопоставить с орендитами.

Панозерские лампроиты по составу наиболее близки мадупитовым оливиновым лампроитам [2]. Наиболее существенными отличиями Панозерских лампроитов и оливиновых мадупитов являются низкие концентрации Ti, благодаря чему они относятся к низкотитанистому типу лампроитов [4], более низкие содержания фосфора и летучих (ппп). На диаграмме Шеппарда и Тейлора [5] они находятся в полях мадупитовых лампроитов и низкотитанистых лампроитов переходного типа (Рис.2).

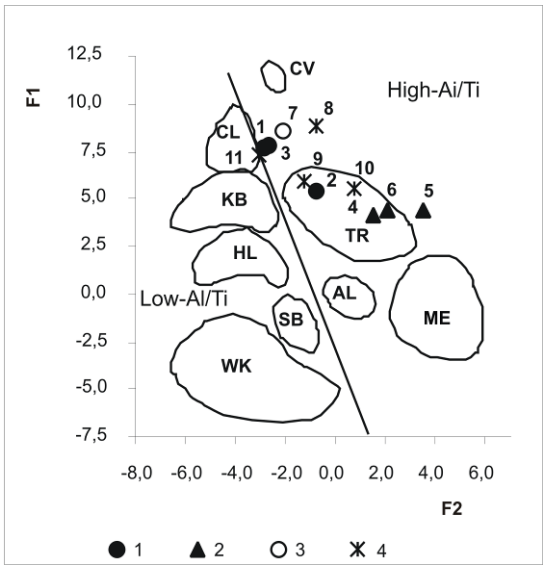


Рис. 2 Лампроиты Панозерского плутона на дискриминационной мультиэлементной диаграмме Шеппарда и Тейлора (1992)

Залитые круги – лампроиты первой группы; залитые треугольники – лампроиты второй группы; пустой круг – оцелли; крест – фрагменты лампроитов в породах второго цикла.

Поля: WK – лампроиты типа Западный Кимберли; SB – лампроиты типа Смоки Бат; AL – лампроиты Антарктического типа; ME – лампроиты Средиземноморского типа; HL – лампроиты типа Холстейнсборг; KB – тип лейцититов и К-базанитов; CL – кальциевые лампроиты (мадупиты); CV – коппаэлиты-венанзиты; TR – низкотитанистые переходные лампроиты. Линия разделяет поля составов с высоким Al/Ti отношением («низко-Ti») и с низким Al/Ti отношением («высоко-Ti»). Диаграмма показывает общее сходство архейских лампроитов Панозера с мадупитами и лампроитами переходного типа.

Архейские лампроиты отличаются от фанерозойских также меньшими содержаниями ряда несовместимых элементов: Zr, Hf, Nb, в меньшей степени Sr, Ba, LREE, величиной La/Yb отношения. Архейские лампроиты имеют более высокие содержания Cr и Ni.

Литература

1. **Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al..** The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin.// Lithos 2005,v.79, p.107-128.

2. **Mitchell R.H., Bergman S.C.,** Petrology of lamproites Plenum press. New York and London . 1991, 447p.

3. **Лобач-Жученко С.Б. Лохов К.И., Прасолов Э.М.** Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах архейского Панозерского плутона (Центральная Карелия)// Материалы Изотопного совещания. Москва, 2004, с. 149-150.

4. **Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др.** Лампроиты Москва, Наука 1991.

5. **Sheppard S. & Taylor W.R.** Barium- and LREE-rich, Olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bundey, Northern Territory, Australia.// Lithos 1992, v.28, p.303-325.

Экстракция рудных элементов цинка и свинца водно-хлоридными флюидами в процессе дегазации гранитных магм

О.А. Луканин, В.Ф. Дернов-Пегарев

Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, lukanin@geokhi.ru

Введение. Водно-хлоридные флюиды, образующиеся в процессе дегазации гранитных магм при их подъеме к поверхности и кристаллизации, могут играть важную роль в формировании генетически связанных с гранитами месторождений «хлорофильных» рудных элементов, к которым относятся и Zn и Pb [3, 4 и др.]. Разработанная нами на основании обобщения имеющихся экспериментальных данных компьютерная модель дегазации гранитных магм, учитывает наиболее важные свойства флюидно-магматических систем, содержащих воду и хлор. А именно, зависимость коэффициентов распределения Cl, Zn и Pb между флюидом и расплавом от давления и концентрации Cl в системе, а также возможность при определенных PTX условиях расслоения флюида с образованием существенно водной флюидной фазы и хлоридной солевой жидкости [1, 2]. Данная модель позволяет количественно оценить возможные масштабы выноса Zn и Pb магматическими флюидами при дегазации магм в зависимости от различных факторов: 1) содержания и соотношения летучих компонентов в исходных расплавах, 2) давления, при котором достигается флюидное насыщение расплавов, 3) степени кристаллизации магм, 4) динамики удаления флюидной фазы из магматической системы.

Дегазация, вызванная снижением давления. Изменение состава флюидной фазы в ходе декомпрессионной дегазации магм в условиях близких к изотермическим имеет общую тенденцию независимо от глубины начала дегазации и степени открытости системы. Первые глубинные порции образующейся флюидной фазы имеют наиболее высокие концентрации хлора, а также Zn и Pb (рис.1). Повышение содержания Cl в расплаве (при постоянном содержании H_2O) ведет к увеличению концентрации металлов во флюиде. С понижением давления в процессе

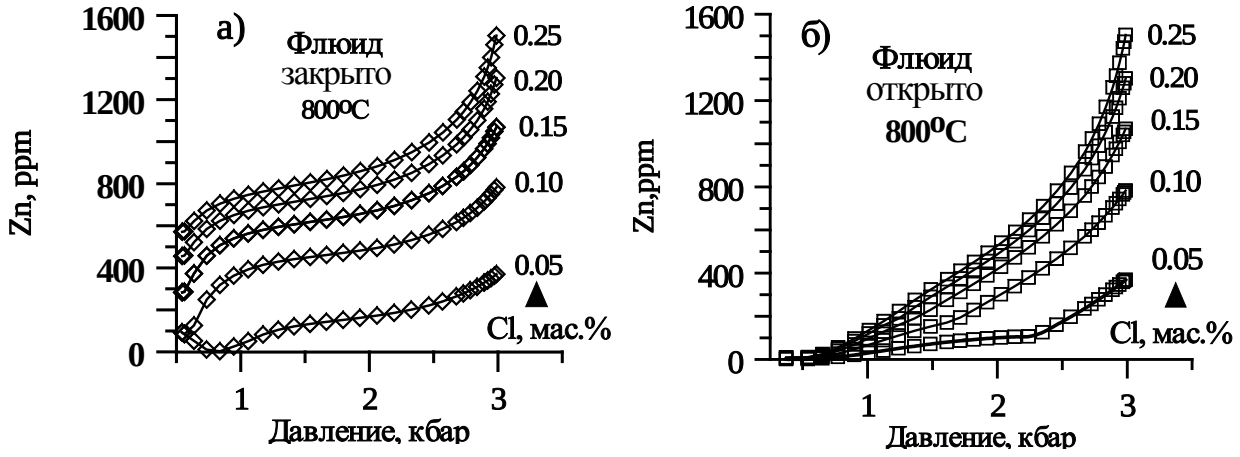


Рис. 1. Изменение концентрации Zn во флюиде, образующемся при декомпрессионной дегазации гранитного расплава, флюидное насыщение которого достигается при 3 кбар, в закрытых (а) и в открытых (б) условиях. *Цифры у кривых – исходное содержание хлора в расплаве в мас.%.*

дегазации концентрации Cl и металлов во флюиде существенно уменьшаются. Особенно резкое уменьшение происходит при дегазации в открытых условиях, когда флюид удаляется из системы по мере своего образования. Балансовые расчеты показывают, что в условиях открытой системы на глубинных этапах дегазации из магмы извлекается наибольшее количество рудных элементов. Например, в случае, показанном на рис 2, количество Zn, экстрагируемого флюидом из расплава на первых этапах дегазации при снижении давления от 3 до 2,5 кбар, составляет > 45 % от всей массы цинка, которая может быть извлечена флюидной фазой при подъеме магмы в интервале от 3 до 0,5 кбар. Аналогичные расчеты для свинца показывают, что доля извлечения Pb на первых этапах дегазации в интервале 3-2,5 кбар еще выше и достигает более 70%. Для расплавов, имеющих изначально одинаковые концентрации воды и рудных элементов, степень извлечения металлов тем выше, чем выше концентрация Cl и соответственно отношение Cl/H_2O.

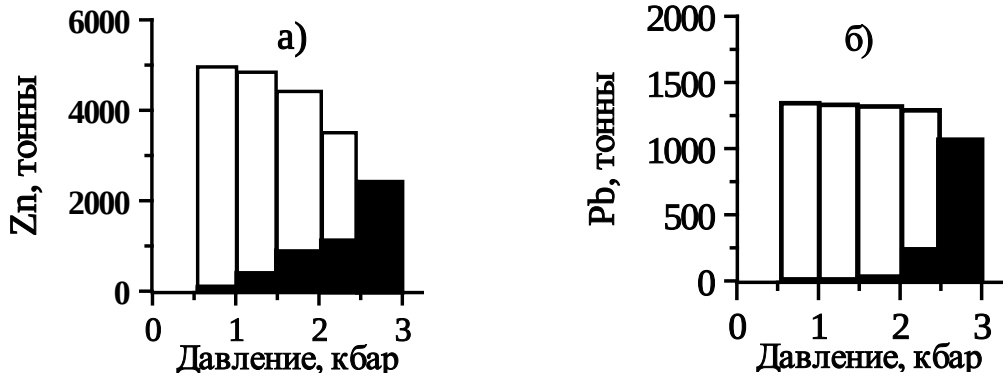


Рис. 2. Количества Zn (а) и Pb (б), извлекаемые флюидной фазой при декомпрессионной дегазации гранитного расплава в открытых условиях

Результаты моделирования для расплава массой 2,3 x10^6 тонн (10^6 $м^3$ по объему) с исходными концентрациями: 0,2 мас.% Cl, 7,5 мас.% H_2O, 100 ppm Zn (Pb). Залитые столбики - количество металла, выделившегося вместе с флюидом в данном интервале давлений. Пустые столбики - суммарное количество металла, выделившегося на данном этапе подъема расплава.

Дегазация, вызванная кристаллизацией. Характер изменения концентраций Cl, Zn и Pb во флюиде в ходе кристаллизационной дегазации существенно зависит от давления, при котором идет кристаллизация, валового коэффициента распределения металлов между кристаллами и расплавом D(Me)s/m, степени открытости системы. Дегазация насыщенного флюидом расплава в процессе кристаллизации при высоких давлениях (≥1,5-2 кбар) сопровождается снижением концентраций Cl, Zn и Pb во флюиде. Особенно быстрое снижение происходит в открытых условиях. Чем выше D(Me)s/m, тем быстрей в процессе дегазации уменьшается концентрация рудного элемента во флюиде. Как и в случае декомпрессионной дегазации, преобладающая часть рудного компонента извлекается флюидной фазой на первых этапах кристаллизационной дегазации. Рис. 3 демонстрирует случай дегазации при 2 кбар расплава гранитного состава с исходными концентрациями 0,2 мас.% Cl, 5,8% H_2O и 100 ppm рудного элемента. Вместе с флюидной фазой, выделяющейся из магмы при образовании первых 20 % кристаллов, выносится ~50% Zn и более 75% Pb от общего количества металла, которое флюид способен извлечь из магмы в результате практически полной ее раскристаллизации (>90%).

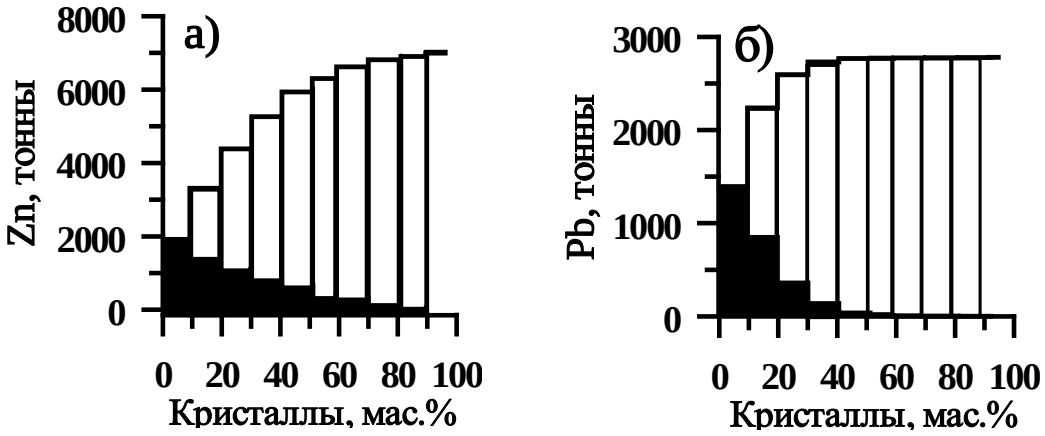


Рис. 3. Количества Zn (а) и Pb (б), извлекаемые флюидной фазой при кристаллизационной дегазации гранитного расплава в открытых условиях при давлении 2 кбар

Результаты моделирования для расплава массой 2,3 x10^6 тонн с исходными концентрациями: 0,2 мас.% Cl, 5.8 мас.% H_2O и 100 ppm Zn (Pb). Коэффициенты распределения Zn и Pb кристаллы/расплав: D(Zn)s/m = 0,6 и D(Pb)s/m = 0,7. Остальные обозначения те же, что и на рис. 2.

Если кристаллизационная дегазация насыщенных флюидом расплавов происходит на относительно малых глубинах при давлениях ≤ 1 кбар, характер поведения рудных компонентов в процессе дегазации существенно меняется по сравнению с высокими давлениями. В качестве примера, на рис 4 показан случай кристаллизационной дегазации при 0,6 кбар. Концентрации Cl и рудных элементов во флюиде в ходе кристаллизации в закрытых или открытых условиях возрастают, а не уменьшаются, как это имеет место при высоких давлениях. Повышение концентрации хлора во флюидной фазе может привести на

определенной стадии кристаллизации к образованию гетерогенного флюида. D(Me)lq/m - коэффициенты распределения Zn и Pb между хлоридной жидкостью (lq) и гранитным расплавом - почти на порядок выше, чем D(Me)aq/m - коэффициенты распределения этих элементов между водным флюидом (aq), равновесным с lq, и расплавом. Поэтому при дегазации в условиях открытой системы с появлением lq концентрация этих элементов во флюидной фазе и, соответственно, степень их экстракции резко возрастают. Однако при дальнейшей кристаллизации в открытых условиях концентрация рудных элементов во флюиде уже не растет и степень извлечения металлов флюидной фазой на каждом последующем этапе кристаллизации остается примерно постоянной. Таким образом, при кристаллизации на относительно малых глубинах основная часть флюидной экстракции рудных элементов может протекать на средних и заключительных стадиях затвердевания магм при появлении во флюиде высокохлоридных солевых жидкостей.

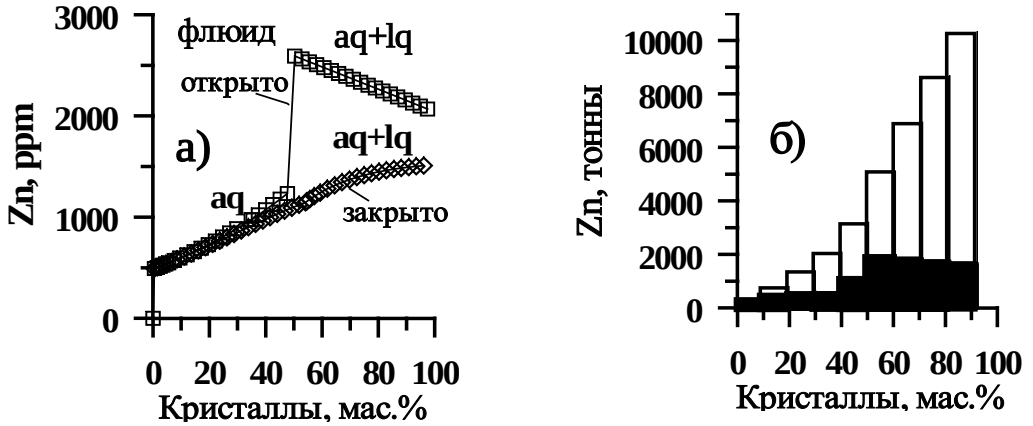


Рис. 4. Кристаллизационная дегазации гранитного расплава при 0,6 кбар

а) - Изменение концентрации Zn во флюидной фазе. б) - Количество Zn, извлекаемого флюидной фазой при кристаллизации 2,3 x10^6 тонн расплава в открытых условиях.
Исходные содержания в расплаве: 2,9 мас.% H_2O, 0,15 мас.% Cl, 100 ppm Zn. При расчетах принято D(Zn)s/m = 0,6 и D(Zn)lq/aq = 10. aq – существенно водная фаза, lq – хлоридная жидкость. Остальные обозначения те же, что и на рис. 2.

Заключение. Модельные расчеты демонстрируют предельные количества рудных элементов, которые могут быть извлечены в процессе дегазации магм. Они подтверждают представление о том, что массы металлов, выносимые флюидной фазой при формировании гранитных интрузий, имеющих кларковые концентрации Zn и Pb, могут быть вполне достаточными для образования в последующем крупных месторождений. Вместе с тем необходимо отметить, что количество извлекаемого рудного элемента существенным образом зависит от конкретного механизма отделения флюидной фазы от магмы. В целом можно сделать вывод, что «геохимическая специализация» магм, проявляющаяся в способности магматических флюидов экстрагировать большие количества рудных элементов и таким образом быть их источником при формировании месторождений, определяется не столько исходной концентрацией рудных элементов в магмах, сколько исходным содержанием в них летучих компонентов, а также динамикой выделения флюидной фазы в ходе дегазации магм при их подъеме к поверхности и кристаллизации.

Работа выполнена при поддержке ОНЗ РАН (проект 10.5, 2004 г.).

Литература

1. **Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф.** Дегазация водосодержащих гранитных магм: поведение хлора и некоторых рудных элементов (Zn, Pb) при формировании магматогенных флюидных фаз // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы Межд. конф. памяти ак. П.Н. Кропоткина, М.: ГЕОС. 2002, с. 186-188.

2. **Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф.** Численное моделирование межфазового распределения Zn и Pb в процессе кристаллизации гранитных магм, сопровождающейся образованием гетерогенного водно-хлоридного флюида // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН», 2002, № 1 (20).

1. **Рябчиков И.Д.** Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975, 232 с.

2. **Hedenquist J.W., Lowenstern J.B.** The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // Nature. 1994, v. 370, (18 August), p. 519-527.

Бериллиевые месторождения Западного Забайкалья их геохимические особенности и связь с щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса

Д.А. Лыхин, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, liha@igem.ru.

На территории России одной из самых богатых и перспективных бериллиеносных провинций является Западно Забайкальская [2]. Она включает в себя месторождения и рудопроявления различных генетических типов: Ермаковское бертрандит-фенакит-флюоритовое [1], Ауникское полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитовое, Оротское бертрандитовое, Амандакское торит-флюорит-фенакитовое и др. Месторождения этой провинции пространственно и во времени связаны с гранитоидами малокуналейского комплекса и вулканитами цаган-хунтейской свиты.

На территории Западного Забайкалья в раннем мезозое широко распространены щелочно-гранитные и вулканические ассоциации. Эти проявления магматизма сосредоточены в пределах Западно-Забайкальской рифтовой зоны, имеющей северо-восточное простирание и ширину до 200 км, протянувшейся более чем на 1000 км от восточных районов Хангая через бассейны рек Джида, Селенга, Уда, Тугнуй, Хилок до бассейна р. Витим [5]. В пределах этой зоны были сформированы крупные вулкано-плутонические структуры площадью до 2000 км^2, в строении которых различаются поля вулканитов трахибазальтовых и щелочно-бимодальных ассоциаций и массивы щелочных гранитов и сиенитов, приуроченные к системам продольных сбросов, грабенов и горстов. Бимодальные толщи сложены трахибазальтами, комендитами-пантеллеритами, трахириолитами-трахидацитами и трахитами, относимым к цаган-хунтейской вулканогенной свите. Возраст вулканитов колеблется от 194 до 232 млн. лет [4,5]. Интрузивным аналогом вулканитов цаган-хунтейской свиты являются щелочные граниты и граносиениты малокуналейского комплекса. Возраст этих массивов варьирует от 209 до 225 млн. лет [3,4,5].

В петрохимическом отношении магматические породы Оротского, Ауникского и Амандакского месторождений относятся к субщелочному ряду, породы Ермаковского месторождения – к субщелочному, реже к щелочному ряду. По содержанию кремнезема они варьируют от базитов до лейкогранитов. Составы магматических пород укладываются в единые тренды: с ростом в них содержания кремнезема наблюдается их обогащение щелочами и обеднение глиноземом, магнием, железом, кальцием.

Установлено, что, в целом, гранитоиды Ермаковского, Оротского, Амандакского и Ауникского месторождений имеют близкие спектры распределения редких и редкоземельных элементов. Они обогащены относительно PRIM: Pb, Th, Rb, Zr и обеднены K, Ba, Cs, Sr, Ti, Li. Все гранитоиды характеризуются европиевым минимумом в спектре распределения редкоземельных элементов.

Ермаковское месторождение было сформировано в три магматических этапа: дорудный, синрудный и пострудный. Дорудные магматические породы Ермаковского месторождения, представленные мелко-среднезернистыми гранитами и габброидами, отличаются близкими спектрами распределения редких и редкоземельных элементов. Синрудные магматические породы (дайки базитов, гранитов-сиенитов, щелочных гранитов, рудоносных лейкогранитов), судя по распределению в них редких и редкоземельных элементов, более дифференцированы. Наиболее примитивные составы, характерны для даек базитов. Сиениты по сравнению с дайками базитов отличаются пониженными содержаниями (в ppm) Sr (58), Ti (1700), Eu (2) и повышенными содержаниями Zr (659). В гранитах, рудоносных лейкогранитах и щелочных гранитах отмечается дальнейшее уменьшение концентраций Sr (14), Eu (0,6), Ba (78), и увеличение содержаний Zr (2050).

Руды Ермаковского месторождения характеризуются повышенными содержаниями, относительно PRIM (в ppm): Pb (1980), Th (259), Sr (1430), Zn (1030) и пониженными концентрациями Zr (43), Nb (9), Cs (0,3), Ti (480) и Sc (0,94). Содержания бериллия в них колеблются в широких пределах от 320 до 60000 ppm.

Из жильных полевошпат-фенакит-флюорит-кальцитовых руд Ермаковского месторождения были проанализированы методом ICP-MS фенакиты ($Be_2[SiO_4]$),флюориты, КПШ. Фенакиты характеризуются пониженными концентрациями Cs, Nb, Ta, Sr, Eu, Ti, Sc относительно примитивной мантии и повышенными содержаниями Pb и следующими содержаниями редкоземельных элементов (в ppm): La (7,35), Ce (6,47), Pr (0,59), Nd (1,81), Sm (0,45), Eu (0,02), Gd

(0,55), Tb (0,11), Dy (0,65), Ho (0,16), Er (0,48), Tm (0,08) Yb (0,56), Lu (0,07). Фенакит из массивных фенакит-карбонат-кварц-флюорит-полевошпатовых руд, отличается от фенакита из жильных пород, пониженными концентрациями Zr, Hf и V, а также резким преобладанием лёгких РЗЭ над тяжёлыми (La/Yb=5654). Содержания редкоземельных элементов в фенаките из массивных руд следующие (в ppm): La 2195, Ce 1075, Pr (53), Nd (80), Sm (2,4), Eu (0,37), Gd (12,8), Tb (0,49), Dy (0,67), Ho (0,1), Er (0,22), Tm (0,06) Yb (0,26), Lu (0,06).

Флюориты из различных пород и руд месторождения обеднены Li, Rb, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Sc, Eu и обогащены Pb, Y и иногда Th и Ba. Содержание бериллия во флюоритах достаточно сильно меняется от 2,3 до 119,3 ppm, причём наименьшие значения характерны для более поздних генераций флюоритов. Такая же закономерность характерна для флюоритов из месторождений различных генетических типов (Файзиев 1998).

Следует отметить сходный характер распределения микроэлементов для флюоритов из пегматитов рудоносного штока лейкогранитов малокуналейского комплекса и для флюоритов из различных руд. При этом содержания РЗЭ во флюоритах из пегматитов почти на порядок превосходят концентрации этих элементов в рудах и составляют (в ppm): La (226), Ce (464), Pr (73), Nd (290), Sm (84), Eu (8,7), Gd (119), Tb (25), Dy (182), Ho (47), Er (151), Tm (20), Yb (114), Lu (15) и Be (1,6).

Калиевый полевой шпат из различных по составу руд характеризуется пониженными концентрациями Li, Cs, Nb, Ta, Ti, Sc и повышенными - Rb, Pb, Eu, Y, иногда Th. Содержание бериллия в калиевых полевых шпатов колеблется в широких пределах – от 11,4 до 256,2 ppm.

Лейкограниты Оротского месторождения по сравнению с хондритом обогащены (в ppm) Ba (80), Cs (0,9), Sr (24), Cr, (12), Eu (1,5)8, Ti (2599), Li (19) и обеднены Pb (64), Th (28), Rb (211), Zr (1080), K (39342). В лейкогранитах с наложенной бертрандитовой минерализацией отмечаются более высокие, чем в неизменённых лейкогранитах, содержания V (54), Li (39), Zr (2130), Th (43), Zn (256), а также тяжёлых редких земель и более низкие содержания Cs (0,2), Rb (84), Ba (42), Cu (1,7), Ni (1,1) и K (15523). Содержания бериллия в лейкогранитах с наложенной бертрандитовой минерализацией достигает 8620 ppm. В целом же спектры распределения редких и редкоземельных элементов в лейкогранитах Ермаковского и Оротского месторождений близки.

Лейкограниты на Ауникском и Амандакском месторождениях также имеют близкий спектр распределения редких и редкоземельных элементов с гранитоидами Ермаковского и Оротского месторождений. Вместе с тем, они отличаются более высокими содержаниями Rb (420), Sr (756), Th (660), U (72), Ba (580) и РЗЭ.

Торит-флюорит-фенакитовые и полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитовые руды Амандакского и Ауникского месторождений также характеризуются сходным характером распределения редких и редкоземельных элементов. По сравнению с рудами Ермаковского месторождения они обогащены (в ppm) Th (453), U (14), Nb (140), Ta (4,9), а также редкоземельными элементами. Содержания бериллия в рудоносных породах Ауникского месторождения, по имеющимся у нас данным, колеблются от 200 до 2000 ppm, Амандакского от 90 до 12000 ppm.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 03-05-64971.

Литература

1. **Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова М.И.** Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. // М. Недра. 1975.

2. **Куприянова И.И., Новикова М.И., Шпанов Е.П.** Перспективы развития сырьевой базы бериллиевых руд в России. // М. Разведка и охрана недр. 1994, № 3, с.13-14.

3. **Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н.** Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Забайкалья // Геология и геофизика. 1995, т. 36, № 12, с.65-72.

4. **Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рипп Г.С.** Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением. // М. Геология рудных месторождений. 2001, т. 44, № 1, с.52-70.

5. **Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П.** Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001, т. 9, № 4, с.351-380.

Генетические особенности сульфидных и оксидных руд, сопряженных с интрузивными траппами юго-запада Сибирской платформы

М.П. Мазуров, Ю.Р. Васильев, М.П. Гора, А.Т. Титов

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

Трапповый магматизм Сибирской платформы относится к уникальным явлениям планеты из-за гигантского объема изверженных в короткое время масс и деятельности связанных с ним эндогенных флюидных рудообразующих систем. Вторжение траппов в отложения чехла вызвало катастрофическое изменение окружающей среды и привело к формированию разных по размеру и строению участков эндогенной минерализации, крупных месторождений железа, бора, апатита, цветных и благородных металлов, целестина, исландского шпата, огнеупорного и коллекционного минерального сырья. В южной части Сибирской платформы главный промышленный интерес имеют месторождения Fe, а в северной – Pt-Cu-Ni. Перспективы остальной территории остаются недостаточно ясными и продолжают обсуждаться.

Оригинальная попутная информация о генезисе рудных месторождений и связи их с траппами получена в последние годы в результате поисковых работ на нефть и газ, изучения строения территорий, прилегающих к действующим горнорудным предприятиям. Развитие траппового магматизма и сопряженных с ним рудообразующих систем происходило неодинаково в разных регионах. Оно в значительной мере определялось строением фундамента и неметаморфизованного чехла. Так, в южной части платформы узлы промышленных железорудных месторождений ангаро-илимского типа приурочены к участкам пересечения разломов, унаследованных от докембрийских структур фундамента и проявившихся на границе перми и триаса как зоны внутриплитного рифтогенеза. Они расположены в чехле над дорифейской Нижнеангарской литосферной плитой вблизи Саяно-Анабарского глобального межплитного тектонического шва, где известны древние железисто-кремнистые формации.

Рудообразующие системы этих месторождений относятся к мантийно-коровому типу, так как первичная толеит-базальтовая магма зарождалась в пределах неистощенной мантии, а ее рудообразующая способность возникала только при взаимодействии с карбонатно-эвапоритовыми (магнезиально-известково-соленосными) отложениями платформенного чехла и заключенными в их поровом пространстве погребенными рассолами и нефтяными водами. Маломощные силлы траппов, встречающиеся на разных стратиграфических уровнях, отличаются слабым проявлением контактово-метасоматических процессов и не сопровождаются крупными рудными массами. В качестве рудовмещающих выступают сложные вулканотектонические постройки, пронизывающие все отложения чехла и уходящие корнями в кристаллический фундамент. Породы траппового комплекса на разных уровнях рудоносных построек образуют тела, отличающиеся по форме, размеру, облику, степени механических и химических преобразований. Как показал структурный и тектонофизический анализ [3], здесь пространственно сочетаются элементы строения, типичные для вулканических сооружений центрально-симметричного класса и гипабиссальных магматических камер. В качестве флюидо-проводящих и рудоконтролирующих элементов служат диатремы, субвертикальные соединяющие их и оперяющие линейные, радиальные и кольцевые трещинные системы, субгоризонтальные сетчато-трещинные зоны отслоения и межпластовых срывов в окрестностях диатрем, серии контракционных трещин вокруг и внутри лакколитов и силлов, субвертикальные и послойные системы разрывов и сколов в верхних горизонтах бортовых флексур. Форма конкретных рудоносных построек, месторождений и рудных полей обусловлена, главным образом, строением (полнотой разреза) платформенного чехла в предшествующий траппам период. В слабо эродированных районах представлено все разнообразие структурных элементов и форм рудных залежей, прослеженное на глубину не менее 3 км.

Железные руды сосредоточены только в преобразованных магматических и вмещающих породах. Метасоматизмом были охвачены переслаивающиеся пачки доломитов, известняков, мергелей, каменных солей, ангидритов, туфов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, дезинтегрированные породы траппового комплекса, разнородные брекчии. В качестве источника рудного вещества главная роль отводится процессам извлечения железа в результате флюидно-солевой экстракции из магмы и пород в промежуточных камерах и транзитных зонах, а отложение руд — в сопряженных участках путем замещения или выполнения пространства. Подтверждением этой гипотезы служит детально изученное строение контактов долеритов с каменными солями и доломитами, известное на ряде месторождений [4, 5]. Например, на Коршуновском месторождении на глубоких горизонтах разведочным бурением вскрыто лакколитоподобное тело долеритов мощностью более 500 м. Оно

сопровождается послойными ″ветвями″ силлов. Длина некоторых из них более 1500 м, а мощность колеблется от десятков метров вплоть до полного выклинивания на передовом фронте. Это область крупномасштабного взаимодействия базальтовой магмы с эвапоритами, своеобразная магматическая камера, одна из эшелона промежуточных магматических камер, предполагаемых на глубине по данным сейсмометрических исследований. Специфичен облик пород краевых частей долеритовых тел. Они напоминают конгломерат с карбонатным или ангидрит – кальцит - галитовым цементом. При инструментальном изучении определено, что каждый фрагмент породы представлен скарнированным долеритом. Разные по составу и размеру зоны шпинель-фассаит-форстеритового скарна окаймляют ядра реликтового долерита. Прослеженные вариации размера, формы, степени изменения породы позволили считать, что при внедрении магмы происходило ее активное механическое и физико-химическое взаимодействие с вмещающей средой: фрагментация и глобулирование расплава, будинаж, захват движущейся магмой замещаемых пород, плавление и растворение эвапоритов. Все это явилось причиной протекания рудно-метасоматических процессов, извлечения и миграции рудных масс.

Специфика железооруденения, вызванного взаимодействием интрузивных траппов с эвапоритами в субвулканической фации, нашла свое отражение в парагенезисах и составе магнетитов. Методами световой, просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии, электронным микрозондированием исследована зависимость состава и реальной структуры рудных, акцессорных и породообразующих оксидов железа от типа парагенезиса, места и времени в развитии рудообразующей системы. Установлено, что в породах траппового комплекса зоны рудоотложения первой ликвидусной фазой среди оксидов был ильменит, затем кристаллизовались ильменит – ульвошпинель – магнетитовые твердые растворы и позднее – титаномагнетит. По химическому составу ильмениты и твердые растворы оксидов титана и железа относительно однородны. В них незначительна примесь магния, марганца, хрома и ванадия. В единичных образцах содержание оксида алюминия превышает 0,5%. Размер и форма акцессорных оксидов отражают кинетику затвердевания. В зонах закалки оксиды образуют тонкую вкрапленность в вариолитовой силикатной массе. Далее от контакта они сменяются скелетными кристаллами, переходящими в средне- и крупнозернистые агрегаты футлярных, а затем изометричных зерен.

Микроструктура акцессорных оксидов, представлявших первоначально твердый раствор, дает информацию для оценки скорости охлаждения и окислительно-восстановительного равновесия реакций минералообразования. В краевых порфировых фациях долеритовых тел впервые для рудоносных диатрем обнаружены ульвошпинель-магнетитовые структуры распада монофферритного твердого раствора. Это свидетельствует о низком парциальном давлении кислорода в первых порциях магмы, вероятно, на уровне вюстит-магнетитового буфера. В оксидах полнокристаллических долеритов распространены ильменит-магнетитовые микроструктуры, узор которых характерен для базитов, охлаждающихся с умеренной скоростью.

Главная масса рудного магнетита ассоциируется с минеральными парагенезисами скарнов и сопряженных с ними пород. Отмеченная многими исследователями вертикальная и латеральная зональность отдельных месторождений, обусловленная сочетанием структурных, магматических и литологических факторов, проявлена также в закономерном изменении состава и реальной структуры магнетита. Высокотемпературные генерации магнетита в магнезиальных скарнах представлены твердыми растворами серии магнетит-магномагнетит-шпинель. Они имеют ромбододекаэдрический габитус, полигональнозернистое строение. Видимая в оптический микроскоп решетка распада твердого раствора существенно дополняется при исследовании на электронном микроскопе. Магнетит из кальцифиров и магнезиально-скарновых руд в контактах с траппами – самый насыщенный твердофазными частицами, продуктами распада твердого раствора, количество и разнообразие которых увеличивается пропорционально разрешению используемых приборов. Характерным признаком является наличие межзерновых частиц магнезиального ильменита в контакте даек долеритов с доломитами, а также внутризерновых частиц ильменита в магнетите реакционного контакта долеритов с каменной солью. Это вызвано повышенной мобильностью титана на ранней послемагматической стадии. Магнетиты в известковых скарнах имеют зональное строение, кристаллизовались по механизму слоевого роста граней. В жилах выполнения, развитых на всех уровнях области рудоотложения, встречаются сложные структурно-морфологические индивиды и агрегаты магнетита, отражающие многие импульсы неоднократно повторяющихся поступлений рудообразующих флюидов.

Индивидуальной чертой магнетитовых залежей месторождений ангаро-илимского типа является отсутствие повышенных скоплений сульфидной минерализации. В реликтах пород

траппового комплекса содержатся обычные для базитов акцессорные пирротин, халькопирит, пентландит, часто в виде продуктов распада моносульфидного твердого раствора. Они совместно с оксидами железа и титана образуют рассеянную вкрапленность, выполняя интерстиции силикатов. В метасоматических магнетитовых рудных залежах встречается редкая вкрапленность пирита и халькопирита, а на глубоких горизонтах появляется и пирротин. По-видимому, зона оксидного оруденения является транзитной для меди, свинца, цинка, кобальта и других халькофильных элементов. Вместе с огромными массами хлора, углекислоты, серы из зоны взаимодействия базитовой магмы с эвапоритами выносятся многие рудные элементы. На месте остаются преимущественно петрогенные элементы, составляющие камнесамоцветное и коллекционное сырье – исландский шпат, кварц, клинохлор, серпентин и др. Одним из возможных мест накопления сульфидов может служить передовой фронт послойных силлов, оперяющих промежуточную магматическую камеру в эвапоритовой толще. Именно в находящихся в такой структурной позиции залежах галит – магнетитовых руд, вскрытых на глубоких горизонтах Коршуновского месторождения, гидротермальные сульфиды составляют крупные скопления.

В исследуемых нами интрузивных траппах западной части Тунгусской синеклизы широко представлены крупно объемные сложно построенные тела долеритов. В центральных лакколитоподобных частях они достигают мощности нескольких сотен метров, сопровождаются послойными и секущими ответвлениями, с переходами их с одного стратиграфического уровня на другой [2]. В связи с находками здесь руд норильского типа [1], нами предпринято детальное изучение всех типов оксидной и сульфидной минерализации. Первые результаты показывают, что имеется закономерная связь состава и строения силикатной и оксидно-сульфидной частей пород. Магматические твердые растворы сложных оксидов железа и титана в толеит-базальтовых расплавах появляются в парагенезисе с клинопироксеном и основным плагиоклазом. По расчетным данным температура появления титаномагнетита как ликвидусной фазы находится вблизи 1100°С, а фугитивность кислорода на всем интервале температуры близка QFM буферу, отклоняясь от него не более 1,5 единиц. Как и в предыдущем случае, темп охлаждения, неодинаковый в разных частях тел, определял кинетику распада твердых растворов, морфологию индивидов и агрегатов. Повсеместно характерна пространственная сопряженность оксидных и сульфидных твердых растворов, их взаимные включения, но степень идиоморфизма сульфидных частиц ниже. Сульфиды меди и никеля больше всего преобладают в магнезиальных разностях. В местах гидротермальных преобразований траппов твердые растворы оксидов и сульфидов уничтожаются. Гидротермальные оксиды и сульфиды представлены только средне-температурными ассоциациями в парагенезисе с амфиболами, хлоритами и слюдами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 04-05-64322 и № 05-05-64262.

Литература

1. **Бронников А.П., Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Мазуров М.П., Цимбалист В.Г.** О первой находке массивных сульфидных Cu – Ni – Pt – руд норильского типа в приустьевой части Подкаменной Тунгуски (Сибирская платформа) // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 3, с. 366-369.

2. **Васильев Ю.Р., Прусская С.Н.** Новые данные о крупнообъемных проявлениях пермотриасовых интрузивных траппов в чехле Сибирской платформы // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 216-219.

3. **Мазуров М.П., Бондаренко П.М.** Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 10, с. 1584-1593.

4. **Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т.** Магнетиты из магнезиальных скарнов на контактах долеритов с каменной солью // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 10, с.1198-1207.

5. **Мазуров М.П., Титов А.Т.** Магнезиальные скарны из участков послойных инъекций базитовой магмы в эвапориты платформенного чехла // Геология и геофизика, 1999, т.40, № 1, с. 82-89.

Роль серного перехвата в образовании сульфидных руд магматических месторождений Кольского полуострова

А.И. Малышев

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, malyshev@igg.uran.ru

Исходя из данных Г.И. Горбунова [1, 3, 4], условия образования магматических сульфидных месторождений Кольского полуострова отличались от Норильских месторождений двумя особенностями. Первой из них является более напряженный тектонический режим образования месторождений. Эта особенность формирования месторождений имела следующие последствия:

1. Автономизация материнских интрузивов на ранних стадиях их эволюции, т.е. пережим магмоподводящих каналов и изоляция интрузивов от зоны магматического питания;

2. Интенсивное трещинообразование на стадии преимущественной раскристаллизации интрузивов. Если флюидный поток в материнских интрузивах Норильских месторождений был вынужден распространяться в преимущественно раскристаллизованных породах, осуществляя их частичное плавление и (или) перекристаллизацию, то в случае материнских интрузивов Печенгских месторождений, сразу после преимущественной раскристаллизации пород благодаря тектоническим напряжениям возникают нарушения, являющиеся удобными путями для отвода избыточных летучих. Контролирующие флюидный поток тектонические зоны по мере падения температуры становились одновременно и зонами интенсивного сульфидообразования;

3. Напряженный тектонический режим обусловил широкое развитие проявлений дина-мометаморфизма на финальных стадиях эволюции сульфидных месторождений.

Второй особенностью, отличающей условия образования рассматриваемых месторождений по сравнению с Норильскими месторождениями, является большая глубина, на которой происходило развитие рудообразующих процессов. При относительном давлении паров серы 5% и 5-кратном превышении общего флюидного давления его литостатического эквивалента критическая точка серы находится на глубине 2.65 км (рис. 1). В этом случае остывание интрузива до критической температуры серы приводит к его входу в область зон серной отгонки на больших глубинах по сравнению с позицией критической точки. Здесь стадия массового сульфидообразования имеет характерную особенность — по направлению к нижнему замыканию интрузивов интенсивность сульфидообразования существенно возрастает (в нашем примере с обобщенным интрузивом — с 12 до 52% от всего имеющего в составе флюида потенциала серы, т.е. более чем в 4 раза). Эту своеобразную ситуацию можно рассматривать как рудную ловушку (РК-ловушку), представляющую собой комбинацию рассмотренных ранее барической рудной ловушки (Р-ловушки) и ловушки критической температуры (К-ловушки).

Характер сульфидного оруденения рассмотренных месторождений во многом определяется взаимным соотношением температуры внедрения интрузива $\mathbf{T_в}$, температуры преимущественной раскристаллизации его пород $\mathbf{T_р}$ и критической температуры серы $\mathbf{T_к}$ [2]. Здесь возможны следующие варианты:

1. Классический ликвационный вариант — $\mathbf{T_в > T_к > T_р}$. Непосредственно после внедрения интрузив находится в состоянии, в котором возможна гравитационная дифференциация его вещества. В момент достижения охлаждения до критической температуры происходит мгновенный сброс существенной части флюидной серы, вызывающий интенсивное сульфидообразование, т.е. срабатывает рудная РК-ловушка. Данную стадию массового сульфидообразования, протекающую непосредственно в магматическом расплаве и приводящую к образованию несмесимой с силикатным расплавом сульфидной жидкости, вполне можно рассматривать как ликвационную. Образовавшись, выделения сульфидной жидкости активно включаются в гравитационную дифференциацию массива. Обладая высокой плотностью, очень мобильные обособления сульфидной жидкости опережают по скорости осаждения силикатные кристаллические фазы. Жильное сульфидообразование начинается с охлаждения интрузива до температуры преимущественной раскристаллизации пород. Это наиболее распространенный вариант развития рудоносных печенгских интрузивов;

2. Аллареченский вариант — $\mathbf{T_в > T_р > T_к}$. В этом случае на линию критической температуры (в зону действия РК-ловушки) материнский интрузив входит уже в состоянии преимущественной раскристаллизации. В этом случае тектонические нарушения обеспечивают возможность отвода высокотемпературных летучих до входа интрузива в зону действия РК-ловушки. Поэтому первоначально и наиболее интенсивно процессы сброса серы и сульфидообразования протекают на участках выхода летучих по зоне разлома во вмещающие породы

(Т-ловушки). Лишь после охлаждения массива до критической температуры серы за счет остаточных флюидов произошло формирование вкрапленного сульфидообразования по всему объему интрузива за счет действия РК-ловушки. При этом дополнительное обогащение придонных частей массива за счет гравитационного осаждения сульфидной жидкости невозможно;

3. Вариант безрудных интрузивов — $\mathbf{T_к > T_в > T_р}$. В случае, когда температура внедрения выше температуры преимущественной раскристаллизации, но ниже критической температуры серы возникает своеобразная ситуация «безрудности», при которой формируются интрузивы, в которых рудная минерализация или отсутствует или представлена очень бедными рудами. В этом случае РК-ловушка срабатывает до внедрения, т.е. еще в магмаподводящей зоне. Это происходит потому, что температура внедрения ниже критической температуры серы. С другой стороны, поскольку температура внедрения выше температуры преимущественной раскристаллизации, то гравитационная отсадка образовавшейся сульфидной жидкости протекает еще в магмаподводящей зоне. Из-за совместного действия этих двух причин происходит внедрение магматического тела с низким потенциалом серы и убогой сульфидной вкрапленностью. Это и приводит к образованию безрудных массивов, в том числе — серпентинитовых, которые вполне обычны в разрезах Печенгских месторождений;

4. Варианты тектонического внедрения ($\mathbf{T_р > T_в}$). Ситуацию, в которой температура внедрения ниже температуры преимущественной раскристаллизации пород, мы не рассматриваем, так как в этом случае речь идет уже не о магматической инъекции, а о тектонических перемещениях блоков только что раскристаллизованных пород.

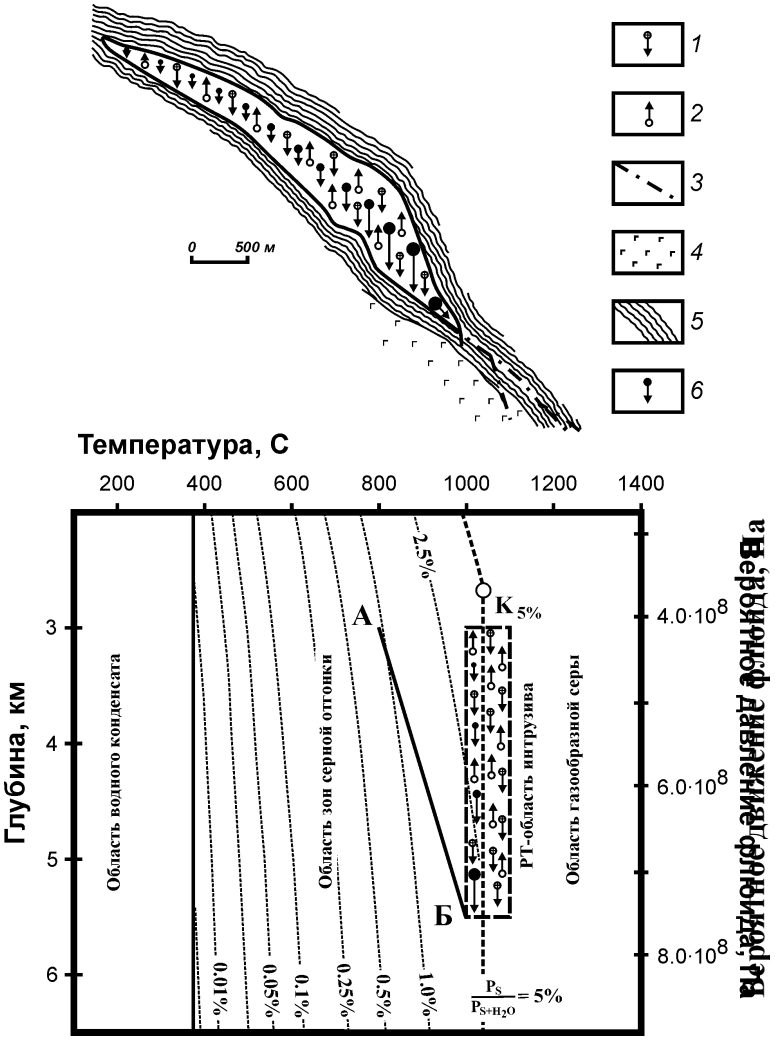


Рис. 1. Эволюция обобщенного материнского интрузива Печенгских месторождений на магматическом этапе — стадия массового сульфидообразования (ликвационная). Вероятное давление флюида соответствует пятикратному литостатическому эквиваленту.
АБ — линия преимущественного завершения кристаллизации магматического расплава; 1–2 — гравитационная дифференциация: осаждение тяжелых (1) и всплытие легких (2) компонентов магмы; 3 — тектонические нарушения; 4 — габбро; 5 — филлиты; 6 — образование и осаждение сульфидов (размер соответствует интенсивности процесса)

Дальнейшее сульфидообразование протекает из ос[redacted]точных магматогенных флюидов по мере их охлаждения. При этом большую роль играют [redacted]тонические трещины, выполненные сульфидным расплавом. С одной стороны, они являются [redacted]тями миграции и отвода за пределы массива газообразных соединений, а, следовательно, и [redacted]онами продолжающегося сульфидо-

образования. С другой стороны, скопления сульфидного расплава служат источником дополнительного флюидного потенциала серы, обеспечивающего образование богатой метасоматической вкрапленности как в материнских, так и во вмещающих породах.

При дальнейшем снижении температуры процессов в материнских породах и сульфидных обособлениях четко фиксируется эволюция флюидного режима, связанная с выходом флюидов на барьер нейтрализации, формированием волны кислотности и ее последующей нейтрализации с повышением значения углекислоты на завершающих стадиях эволюции. В минеральном составе материнских пород эта эволюция прослеживается в последовательной смене стадий их серпентинизации. При этом стадия начальной серпентинизации соответствует выходу флюидов на барьер нейтрализации, стадия массовой серпентинизации соответствует массовому сбросу конденсатной воды с формированием и нейтрализацией волны кислотности, и на завершающей стадии серпентинизации происходит образование тальк-карбонатной минерализации и формирование кальцитовых и тальк-кальцитовых жил.

В составе сульфидных руд эволюция флюидного режима отражается в процессе дисульфидизации пирротина с образованием пирита на стадии выхода флюидного режима на барьер нейтрализации. Пику волны кислотности соответствует образование по пирротину вторичного магнетита. Одновременные протекание дисульфидизации и образование вторичного магнетита соответствует стадии нарастания или спада волны кислотности. С проявлением в эволюционирующих постмагматических флюидах волны кислотности при их взаимодействии с сульфидами связано образование виоларита по пентландиту и борнита по халькопириту. Наконец, в последнюю стадию минералообразования к числу новообразований добавляется сидерит, свидетельствующий о том, что на данной стадии минералообразования в химических реакциях принимала участие также и углекислота.

В целом эволюция материнских пород и рудообразующих процессов хорошо соответствует общей тенденции к постепенному остыванию материнского интрузива. Тот факт, что процесс остывания интрузива является непрерывным, не позволяет согласиться с мнением Г.И. Горбунова, подразделявшего длительный регрессивный процесс формирования сульфидных медно-никелевых месторождений на этапы и стадии минерализации, отделенными друг от друга значительными промежутками времени и тектоническими подвижками. Скорее всего, процессы преобразования материнских пород и сульфидных обособлений протекали непрерывно, но в эпохи раскрытия трещин минеральные новообразования получали дополнительное пространство для заполнения, тогда как в остальное время они рассредоточивались по всему объему пород. Следовательно, дискретность минералообразования — явление кажущееся и возникающее благодаря дискретности трещинообразования на том или ином участке интрузива. Более того, хотя дискретность тектонической активности и весьма вероятна, но, строго говоря, из дискретности трещинообразования на том или ином участке интрузива еще не следует подобная дискретность для массива в целом.

Таким образом, имеющиеся материалы по Печенгским месторождениям и Аллареченскому месторождению хорошо согласуются с концепцией серного перехвата. С другой стороны, наблюдения, описания и выводы Г.И. Горбунова [1, 3, 4] позволяют подтвердить общую схему эволюции эндогенных флюидов и существенно конкретизировать вещественные проявления этой эволюции на примере руд и материнских интрузивов этих месторождений.

Литература

1. **Горбунов Г.И.** Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968, 352 с.

2. **Малышев А.И.** Сера в магматическом рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004, 189 с.

3. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985, 329 с.

4. Рудные месторождения СССР, т. 2, М.: Недра, 1974, 392 с.

Субщелочные вулканиты сортавальской серии

В.А. Матреничев, А.Б. Вревский, Н.А. Алфимова

С.-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, bam@vm1815.spb.edu

Впервые образования, сопоставимые с сортавальской серией, были выделены в Приладожье Седерхольмом, разделившим ладожский комплекс на верхнюю - песчано-сланцевую и нижнюю - карбонатно-амфиболитовую толщи. К.О.Кратц отнес верхнюю толщу к ладожской, а нижнюю к сортавальской серии. Позже Л.Н. Потрубович и Г.В. Макарова объединили в сортавальскую серию породы соанлахтинской свиты, залегающие по краю Карельского кратона и питкярантской свиты, приуроченные к выступам гранито-гнейсов. Согласно стратиграфической схемы Карело-Кольского региона, породы сортавальской серии соответствуют людиковийскому надгоризонту.

Изучение разрезов вулканитов сортавальской серии в северо-восточном обрамлении Кирьяволахтинской куполовидной структуры позволило выделить три вулкано-стратиграфических подразделения, соответствующие последовательным эпизодам вулканической деятельности. В нижней и верхней толщах метавулканиты представлены породами основного и ультраосновного состава, а в средней - метаморфизованными вулканитами субщелочного ряда [1].

Таблица. Химический состав вулканитов средней толщи сортавальской серии

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
52.60	1.15	16.79	10.96	0.18	3.90	6.65	5.36	0.61	0.19
52.81	1.61	14.21	12.58	0.18	5.07	4.08	4.92	1.76	0.53
52.96	1.47	14.29	11.59	0.16	3.93	5.46	5.78	0.22	0.48
53.26	1.62	14.65	11.67	0.14	4.31	3.63	3.96	3.05	0.64
53.98	1.42	14.93	11.07	0.16	3.33	5.24	6.52	0.47	0.58
53.99	1.81	14.13	11.87	0.17	3.22	4.89	5.70	1.11	0.65
54.09	1.37	17.78	9.30	0.13	3.16	2.42	6.79	1.61	0.48
54.23	1.88	14.40	11.15	0.17	3.00	6.43	5.61	0.27	0.53
54.24	1.61	15.20	10.46	0.13	2.42	5.44	6.05	0.89	0.56
54.33	1.63	14.90	10.41	0.12	3.49	3.49	4.76	2.50	0.59
54.38	1.59	14.17	11.36	0.13	4.09	5.24	5.93	0.26	0.53
54.40	1.54	18.55	7.72	0.11	2.16	3.70	6.64	2.37	0.61
54.40	1.72	14.60	10.98	0.18	3.98	2.77	4.14	2.99	0.53
54.77	1.35	17.38	8.95	0.11	2.91	2.89	7.29	1.38	0.51
55.38	1.82	13.11	11.53	0.19	3.54	4.90	4.42	1.83	0.46
55.51	1.50	14.10	11.20	0.15	4.45	4.57	5.09	1.25	0.54
55.72	1.73	13.61	10.58	0.18	2.63	5.74	5.32	0.87	0.49
55.93	1.53	14.43	10.01	0.16	4.82	4.67	5.42	0.35	0.46
56.14	1.41	17.25	9.04	0.15	3.24	4.20	6.68	0.39	0.45
56.16	1.69	15.49	8.47	0.18	2.55	5.51	6.53	0.31	0.66
56.85	1.67	13.49	10.20	0.16	2.34	5.97	5.92	0.22	0.44
58.70	1.48	14.37	7.41	0.12	2.36	5.46	5.56	0.57	0.50
58.73	1.09	17.15	7.31	0.11	2.49	1.93	6.37	1.61	0.35
66.77	1.07	16.99	2.07	0.06	0.43	2.61	8.21	0.41	0.41
67.55	0.93	14.31	4.35	0.08	0.88	2.86	5.84	1.05	0.31

Состав излившихся и вулканокластических пород средней толщи варьирует от трахиандезибазальтов до трахитов, с преобладанием трахиандезитов и трахиандезибазальтов (табл.). Эти субщелочные вулканиты характеризуются обогащенным легкими лантаноидами (Ce/Yb = 4 – 5.7) спектром распределения редкоземельных элементов и содержанием тяжелых лантаноидов на уровне 12 -19 нормированных единиц (рис.).

Контакты с породами подстилающей (первой) толщи, как правило, тектонизированы. Однако вулканогенно-терригенные породы базальной пачки, включают как угловатые, так и окатанные обломки залегающих ниже кварцитов и базальтов, и это свидетельствует о том, что образования, относимые ко второй толще, отлагались непосредственно на нижележащие породы первой толщи с размывом.

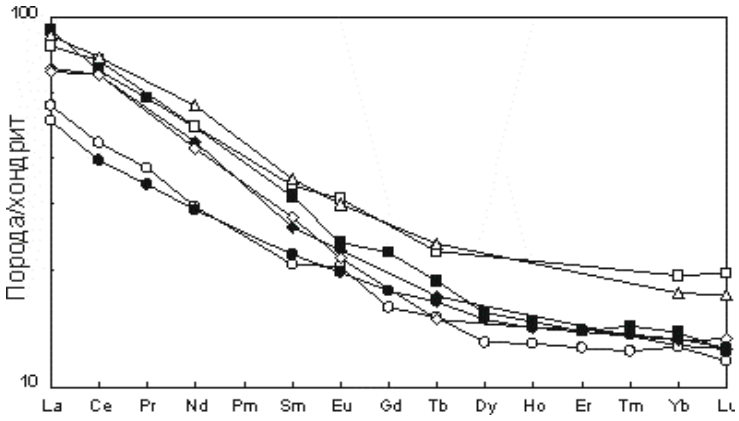


Рис. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, в трахиандези-базальтах средней толщи Сортавальской серии Северного Приладожья

В основании разреза средней толщи встречаются аркозовые песчаники, содержащие линзы гравелитов и туфоконгломератов с угловатыми и окатанными обломками кварцитов и базальтов пород нижней толщи, что свидетельствует об отложении пород средней толщи непосредственно на нижележащие породы с размывом. Выше по разрезу, среди слоистых туффитов выделяются линзы полимиктовых конгломератов мощностью 3-5 м.

Выше терригенных отложений залегают массивные и агломератовые лавы с редкими прослоями туфов. Микропорфировые лавы трахибазальтов и трахиандезибазальтов мелкозернистые, часто миндалекаменные, с большим количеством мелких лейст плагиоклаза образующего офитовые структуры, иногда переходящие в пилотакситовые или гиалопилитовые. Встречаются непосредственные контакты отдельных вулканических потоков, где изливающиеся лавы перекрывают дресву на поверхности предыдущего потока. Крупнопорфировые лавы трахиандезитов содержат до 30% по объему крупных (3–4 см) вкрапленников плагиоклаза, который часто образует трахитоидную текстуру.

Перекрывающий горизонт пирокластических отложений, представлен бомбовыми, лапиллевыми и пепловыми туфами крупнопорфировых трахитов, которые связаны латеральными взаимозамещениями. Для дистальной фации бомбовых туфов, характерны веретенообразные бомбы (до 45% объема породы) размером до 0.5 м, которые сложены крупнопорфировыми трахитами с концентрическими ориентированными лейстами плагиоклаза, размером 3-5 см. Для проксимальных бомбовых туфов пирокластический цемент составляет не более 5% объема породы, а бомбы большого размера (до 1 м) имеют округлую форму с реликтами газовых пустот со стороны «хвоста».

Непосредственно на «пирокластическом горизонте» залегают лавы крупнопорфировых трахиандезитовых мандельштейнов. В этих лавах содержание крупных кварц-карбонатных миндалин достигает 25-30%, одновременно количество порфировых вкрапленников лейстового плагиоклаза составляет не менее 15-25%. Для них характерны реликты автометасоматической переработки, которая выражается в образовании псевдоподушечной текстуры, где в виде “подушек” выступают существенно эпидотизированные обособления, размером 0.5-1.5 м, насыщенные выделениями кварца.

Модельные возрасты, относительно деплетированной мантии [2], заключены в интервале 2.9–3.1 млрд. лет, значения $\varepsilon_{Nd}(T)$=1880 варьируют от -1.6 до – 6.4. Линейная зависимость, построенная по образцам трахиандезибазальтов, образует линию регрессии, отвечающую возрасту 2669±87 млн. лет. Рассматривая всю совокупность Sm-Nd данных можно предположить, что для части образцов изотопы Nd были гомогенизированы 1406±120 млн. лет назад Начальный изотопный состав Nd для субщелочных вулканитов сортавальской серии ($\varepsilon_{Nd}(T)$=2) свидетель-ствует об образовании их из мантийного резервуара, соответствующего по составу «начальной мантии Балтийского щита» [3].

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 03-05-64421.

Литература.

1. **Матреничев В.А., Степанов К.И., Пупков О.М., Войтенко В.Н., Пинькова Л.О., Ружьева М.С., Вревский А.Б.** Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских вулканитов Сортавальского поднятия. (Северное Приладожье). // Вестник Санкт-Петербургского Университета, 2004, 4 (31), с 12-25

2. **Goldstaine S.L., O'Nions R.K., Hamilton P.J.** // Earth Planet. Sci. Lett. 1984, 70. 221-236.

3. **Матреничев В.А., Вревский А.Б.** изотопно-геохимическая модель эволюции верхней мантии Балтийского щита. // Геохимия, 2004, №1, с 104-110.

Палеозойский магматизм и рудоносность черносланцевых толщ зоны сочленения Складчатого Донбасса и Приазовского кристаллического массива

С.А. Мачулина, А.И. Разинькова, Е.П. Олейник

Киев, Институт геологических наук НАН Украины, samgeo@rambler.ru

В настоящей публикации сообщается о новых проявлениях рудоносности черносланцевых (ЧС) формаций в юго-западной части Складчатого Донбасса (СД) или зоне его сочленения с Приазовским кристаллическим массивом. С тектонических позиций СД входит в состав внутрикратонного Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА) или палеорифта, в котором между СД и Припятским прогибом выделяется Днепровско-Донецкий рифт (ДДР). До настоящего времени определение границ СД остается неоднозначным в связи с тем, что осадочные границы каждой стадии его развития: предрифтовая (D_2–D_3fr_1), рифтовая (D_3 fr_2–C_1t-v_1), синеклизно-миогеосинклинальная (C_1V_2–P) и синеклизная (T–Q) имеют собственные границы распространения. Поэтому граница между СД и ДДР комбинированная.

ДДА зарождался как единая рифтовая система, о чем свидетельствует его архей-протерозойская дорифтовая и девонская рифтовая тектоника, общность стратиграфического и палеогеографического развития на отдельных этапах фанерозойской эволюции. Наиболее активное его развитие происходило в отрезок времени D_3–C_1, когда в девоне накапливались мощные осадочно-вулканогенные, вулканогенные и соленосные формации. Последние наиболее характерны для ДДР. Процесс рифтообразования закончился в начале поздневизейской эпохи. С этого времени ДДР и СД развиваются по-разному, что подтверждается результатами геолого-геофизических исследований последних лет, особенно методом ГСЗ. С начала поздневизейской эпохи в Донбасском сегменте палеорифта происходило интенсивное прогибание и осадконакопление вплоть до конца перми, а затем, с конца перми – начала триаса (пфальцская фаза) происходит складкообразование, режим воздымания и формирование Донецкого складчатого сооружения. ДДР продолжал свое медленное опускание вплоть до кайнозоя.

Тектоническая активность зоны сочленения СД с Приазовским кристаллическим массивом подтверждается геотермическими исследованиями последних лет. По данным [1] южная разломная зона СД характеризуется аномальным тепловым потоком 60-70 мВт/м^2 по сравнению с потоками Центральной части (Донецко-Макеевский район), Северного борта и фоновыми значениями. На скоростных сейсмопрофилях ГСЗ граница СД с Приазовским массивом выделяется как скачок глубины фундамента амплитудой 2,5 км на 72 км профиля, а с Воронежским массивом – только как изменение угла наклона фундамента [2]. Поэтому южное основание СД намного круче северного. Геометрия бассейна асимметрична, так как его осевая зона сильно смещена к югу. Осадочный чехол Южного борта СД имеет мощность до 14 км, а северного – до 10 км. По геологическим данным и результатам бурения южный и центральный блоки сформированы девонскими и каменноугольными отложениями. В северном же блоке развиты преимущественно нижне- и среднекаменноугольные породы.

Во время складкообразования в СД активизировались разломы, особенно на юге, в приконтактовой зоне с Приазовским кристаллическим массивом, где существовала ослабленная зона в виде широтного щелевого грабена шириною около 3 км. В обнажениях по р. Кальмиус зафиксированы трещинные разломы, в которых присутствуют тела излившихся основных пород и даек, прослеживаются контакты между магматическими породами AR-PR кристаллического массива и осадочно-вулканогенными образованиями палеозоя. В обнажениях на левом берегу р. М. Волноваха можно наблюдать большое поле андезитов, вулканические излияния основных и кислых лав (холм Маф-Хайя), крупные тектонические нарушения и контакты разновозрастных пород. Здесь же присутствуют признаки активных гидротермальных поствулканических процессов, как например, интенсивно пронизанное прожилками кальцита и хлорита крупное биогермное тело турнейского возраста, контактирующее с небольшой залежью железных оолитовых руд. Холм Маф-Хайя представляет собой центральную часть горла девонского вулканического аппарата. Он сложен эффузивными породами различного состава, залегающими в виде столбчатой отдельности, а также потоками и покровами. Эффузивный магматизм контрастный, т.к. представлен основными (базальты), средними (андезито-дациты) и кислыми

(липариты) породами. Проявления вулканизма в юго-западной части СД соответствуют доскладчатому – фран-фаменскому региональному этапу его развития. В последевонское время – в начале раннекаменноугольной эпохи на территорию СД трансгрессировало море в результате опускания Русской платформы. Проявления подводного вулканизма этой эпохи зафиксированы в нижне- и средневизейских терригенно-карбонатных и черносланцевых туфогенно-кремнисто-карбонатных отложениях. Однако визейский вулканизм был менее обширным, более гомогенным в составе и менее продолжительным.

Полевое изучение нижнекаменноугольных пород юго-западной части СД позволило обнаружить ряд геологических объектов и литогеохимических признаков, на основе которых сделан вывод о распространении в пределах Стыльского карьера реликтового поствулканического гидротермального поля. Так, на западной стенке карьера турнейские доломиты прорваны дайкой зеленоватых трахиандезитов: видимая высота – 5 м, ширина – 1,5-2 м. Над дайкой темноцветные известняки пронизаны жилами сульфидов толщиною до 5 см. Встречаются открытые трещины, частично заполненные мелко- и крупнокристаллическим пиритом. Чаще всего наблюдаются сульфиды (пириты и халькопириты) по известнякам в виде: ''сыпьевидных'' корочек толщиною 1-5 мм, округлых вкрапленностей диаметром 3-5 мм, почковидных образований и ''гнезд'' крупных кристаллов кубической формы с четкими кристаллографическими очертаниями. Очевидно, кристаллизация аутигенного пирита происходила под влиянием определенных термобарических условий и гидротермальных растворов, проникающих по системе дислокационных трещин. Также, в этом карьере были обнаружены сталактитоподобные образования пирита больших размеров [3]. Пиритовые сталактиты, состоящие из многочисленных сосулеподобных стержней диаметром 4-10 мм, были как бы "спаяны" в основании и прикреплялись к органогенным известнякам. Два наиболее крупных сталактита имели соответственно следующие размеры: высота – 30 и 65 см, диаметр – 20 и 60 см. Поверхность их покрыта мелкими копьевидными кристаллами с отчетливыми зонами роста на гранях, характерными для марказита. Пирит и марказит – широко распространенные минералы в пределах Донецкого бассейна. Наряду с первичным гипогенным марказитом, возникшим в результате гидротермальных процессов, развит вторичный гипергенный марказит, образующий совместно с пиритом различные натечные формы, аналогичные встреченным в Стыльском карьере. Характерной чертой проанализированных сталактитоподобных пиритов является наличие в качестве элемента-примеси серебра (0,052 –0,079%). Не выявлены элементы-примеси Ni, Sb, Cu, Te, Hg, Au. Аналогичные концентрации серебра были выявлены в сфалерите из галенит-сфалерит-кальцитовой жилы в турнейских известняках Северного карьера. Образование сталактитовых форм пирита, могло происходить при содействии гидротермальных процессов и последующего микробиального осаждения пирита в свободном пространстве карстовых полостей биогермных тел, которые приурочены в этом карьере к разломным зонам.

В юго-западной части СД изучение черносланцевых (ЧС) толщ и вмещающих их терригенно-карбонатных формаций проводилось многие годы в аспекте стратиграфии, палеонтологии и литологии. Как возможно рудоносные ЧС толщи стали изучаться практически недавно. В публикациях [4,5] подчеркивается, что с ними могут быть связаны рудные концентрации золота, платины, палладия, а также стратиморфные гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические с серебром и никель-молибденовые с золотом и платиноидами залежи. Кроме этого, ЧС толщи, обогащенные органическим углеродом ($C_{орг.}$) – сапропелевым и смешанным сапропелево-гумусовым органическим веществом, рассматриваются нами как доманикоидные и потенциально нефтегазоматеринские породы для девонско-каменноугольного этажа нефтегазоносности как СД, так и смежного с ним ДДР.

В палеозойском разрезе юго-западной части СД черносланцевые толщи установлены среди отложений верхнего девона (фамена) и нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы). Последние приурочены к мощной (600 м) терригенно-карбонатной формации, содержащей биогермные постройки (С.А. Мачулина, 2002 г.) и полиметаллические оруденения (Б.С. Панов, Алехин В.И. и др., 2003 г.). В большинстве случаев, высокоуглеродистые черные сланцы слагают пласты и пачки незначительной мощности (от 0,1-0,3 до 6 м). Они несут в себе черты формирования в застойных и эвксинных условиях относительно мелководного бассейна. Однако, наиболее мощной и интересной является средневизейская (нижнетульская) ЧС толща, которая имеет мощность 40 м и протяженность около 120 км. Она известна под названием стыльской свиты и сложена ритмично переслаивающимися черными плитчатыми кремнистыми мергелями,

окремненными известняками, силицитами, глинистыми сланцами и многочисленными прослоями гальмиролитического разложения туфогенного материала – преимущественно сепиолитом желтого и сиреневого цветов. Черные битуминозные кремнистые мергели и метаморфизованные глинистые сланцы обогащены радиоактивными и редкометалльными элементами, характерными для большинства ЧС толщ. Выше кларковых значений содержатся U, Th, Mn – 2%, Sr, Zr, Ti, V – 2%, P, Cu, Ni, Mo – 2-3%, Zn, Au, а также Ag с концентрацией 3-5 и max $15x10^{-6}$ %. По данным пиролиза Rock Eval, стыльские ЧС содержат $C_{орг.}$ до 5,8-6,5%; органическое вещество в шлифах обнаруживает коллоидальную сапропелевую природу. Такие элементы как уран, ванадий, молибден, фосфор и марганец обнаруживают корреляцию с повышенным содержанием $C_{орг.}$ Возможно поэтому среди кремнистых мергелей встречаются прослои пластовых фосфоритов (Ю. Н. Брагин и др., 2000 г.). Также, интересен факт обнаружения в основании внутриформационного перерыва средневизейских стыльских черных сланцев горизонта железо-марганцевых стяжений и конкреций (ЖМК), который прослежен в двух карьерах. ЖМК имеют вид так называемой “дробки” (по Н.М. Страхову, 1971 г.) и орешков неправильной формы, размером от 0,5-3 см до круглых и уплощенных конкреций 5-10 см в поперечнике и более (С.А. Мачулина и др., 2004 г.).

Приведенные примеры проявления постмагматических гидротермальных, эпигенетических и осадочно-диагенетических процессов в зоне сочленения Складчатого Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом, а также присутствие рудных концентраций различных элементов в высокоуглеродистых черносланцевых толщах, позволяют связывать с этой территорией значительные перспективы обнаружения, в первую очередь, колчеданно-полиметаллических с серебром залежей, скоплений редкоземельных элементов и благородных металлов, а также природных битумов.

Литература

1. **Кутас Р.И., Бевзюк М.И.** Земной тепловой поток Донбасса // Геофиз. Журн. 1992, т. 14, № 2, с.14 - 22.

2. **Ильченко Т.В., Степаненко В.М.** Скоростная модель земной коры и верхов мантии Донбасса и ее геологическая интерпретация // Геофиз. Журн. 1998, т. 20, №2, с.95-105.

3. **Мачулина С.А., Безуглая М.В.** О находке крупных сталактитоподобных образований пирита в известняках нижнего карбона Стыльского карьера юго-западной части Донбасса // Геол. журн. 2004, № 4, с.97-99.

4. **Артеменко В.М., Юдин В.В.** Особенности геодинамики и металлогении Донецкой складчатой области // Літасфера. 2000, №13, с.80-85.

5. **Артеменко В.М., Артеменко О.В.** Платина и паладій у кам’яновугільних чорносланцевих формаціях складчатого Донбасу // Мінеральні ресурси України. 1997, №3, с.11-13.

Некоторые аспекты взаимосвязи магматизма и рудообразования в свете изотопных данных (на примере Армении)

Р.Л. Мелконян, М.С. Акопян

Ереван, Институт геологических наук НАН Республики Армения, ramelk@sci.am

Исследование характера взаимосвязи процессов магматизма и гидротермального рудообразования, проводимое нами в течение ряда лет на примере разнотипных рудно-магматических систем (РМС) Армении, позволило выявить существенную роль петрогенетического механизма формирования гранитоидных интрузивных комплексов на их рудогенерирующую способность. Отмеченный аспект рассматриваемой проблемы обсуждается на примере мезозойской (J_3-K_1) островодужной Кохб-Шнохской РМС в составе одноименного интрузивного комплекса, Техутского медно-молибден-порфирового и небольших контактово-метасоматических железорудных месторождений, а также миоценовой коллизионной Вохчинской РМС в составе одноименного полифазного гранит-гранодиоритового интрузивного комплекса и гигантского Каджаранского медно-молибден-порфирового месторождения.

Кохб-Шнохский интрузивный комплекс (~90 кв. км) сложен породами трех фаз. Первая фаза, слагающая более 90% площади массива, представлена, главным образом, тоналитами и кварцевыми диоритами, реже – диоритами и гранодиоритами. Породы последующих фаз – лейкократовые граниты и жильно-магматические образования – гранит-порфиры, аплиты и др. представлены небольшими штокообразными и дайкообразными телами. Результаты ранее выполненных нами комплексных петрографо-минералогических и геохимических исследований привели к выводу о базитовом составе исходного расплава и существенной роли процессов ассимиляции кислого корового материала в формировании отмеченного ряда пород и прежде всего гранитов поздних фаз [3]. В то же время имеются представления о формировании отмеченного ряда пород – от диоритов до лейкократовых гранитов в результате процессов кристаллизационной дифференциации. Разные петрогенетические механизмы формирования отмеченного ряда пород предполагают и различные изотопные эффекты. Для решения вопроса был использован предложенный нами изотопно-кислородный индикатор процессов ассимиляции и дифференциации, основанный на характере изотопных сдвигов в паре кварц-магнетит в породах различных фаз, который позволяет получить однозначное решение вопроса [1]. Согласно результатам изотопно-кислородного исследования Кохб-Шнохского интрузивного комплекса ряд пород от кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов был сформирован в результате ассимиляции исходным базитовым расплавом преимущественно полевошпатового материала в промежуточном очаге. Ассимиляция приводит не только к изменению состава исходного расплава, но и к нарушению химического и изотопного равновесия и к возникновению процессов, направленных на установление нового равновесия. Согласно принципу Ле-Шателье, увеличение в расплаве содержания полевошпатового компонента должно вызвать процессы, направленные на снижение содержания ассимилированного компонента. Единственной возможностью достижения этого результата является кристаллизация полевых шпатов, и действительно – кристаллизация всех рассматриваемых пород начинается с полевых шпатов [3]. При этом, несмотря на базитовый состав исходного расплава, кристаллизация высокотемпературных железосодержащих цветных минералов не происходила, а кристаллизация небольших количеств роговой обманки и биотита (до 7%) происходила позже плагиоклаза первой генерации. Таким образом, специфика кристаллизации расплава привела к обогащению железом флюидной фазы. Из таких обогащенных железом растворов были сформированы как железорудные, так и медно-молибденовые месторождения Кохб-Шнохской РМС. Задержкой железа в расплаве объясняется мобилизация других металлов (Cu, Mo, Zn, Pb), характерных для рассматриваемой РМС. В породах среднего состава кларковое содержание железа почти в 500 раз превышает содержание вышеуказанных металлов, и следовательно, при раскристаллизации расплава, согласно закону действия масс, в основном будет кристаллизоваться сульфид железа. Ввиду ограниченного количества серы в расплаве, менее распространенные металлы в основном лишаются возможности образовать сульфиды, накапливаются в остаточных продуктах и в последующем выносятся флюидной фазой [2].

Исходный расплав и ассимилированный материал формировались на разных глубинах, т.е. в различных окислительно-восстановительных условиях и при их взаимодействии эти условия меняются как для расплава, так и для ассимилированного материала. Это обстоятельство также может являться рудомобилизующим фактором, поскольку изменение валентности рудообразующих элементов препятствует формированию рудных минералов в источнике и способствует его выносу флюидной фазой. Следует отметить, что механизм формирования рудоносности Кохб-Шнохского интрузива не является чем-то экстраординарным. К аналогичному выводу о причинах рудообразования приводят также исследования, проведенные в различных регионах и с использованием изотопов других элементов [4, 5 и др.]. Резюмируя вышеизложенное, следует подчеркнуть, что рудогенерирующая способность силикатного расплава формируется в результате взаимодействия силикатов разного состава и разных глубин формирования. Такая ситуация может возникать как при восходящем движении мантийного расплава, так и при погружении коровых блоков в мантию.

Результаты изотопных исследований ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) железорудных месторождений РМС позволили установить зависимость вариаций изотопных данных от механизма функционирования гидротермальной системы [2]. Выход флюидной фазы из интрузива во вмещающие породы осуществляется лишь по мере раскристаллизации расплава и формирования контракционных и тектонических трещин и осуществляется в виде отдельных потоков, слагающих гидротермальную систему направленно движущихся растворов. Причиной движения растворов является высокое давление флюидной фазы (литостатическое) многократно превышающее давление в трещинах вмещающих пород (от атмосферного до гидростатического). По мере удаления от интрузива и понижения давления происходит замедление, а затем и прекращение направленного движения растворов, обуславливающее формирование гидротермальной системы иного – конвективно-циркуляционного типа. «Прерывистость» процесса рудоотложения, обычно отмечаемая на месторождениях, объясняется неоднократной сменой каналов перемещения растворов, обусловленной механизмом их формирования, изменением степени и плана трещиноватости рудовмещающих пород. Функционированием описанной гидротермальной системы объясняются многие особенности рудообразования, из которых рассмотрим механизм формирования горизонтальной зональности на примере Каджаранского медно-молибден-порфирового месторождения.

В геологическом строении месторождения участвуют разновозрастные интрузивные комплексы крупного (~1000 кв. км) Мегринского плутона и мощная серия разнотипных гранодиоритовых даек и штокообразных тел. Рудовмещающими являются породы монцонитового комплекса (37÷38 Ма), а рудоносными, с которыми обычно связывается оруденение, - гранит-гранодиоритового комплекса (22÷24 Ма). Контакт между ними проходит по Таштунскому глубинному разлому. Выделяются 9 стадий минерализации: кварц-магнетитовая, кварц-полевошпатовая, кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая, карбонатная, халцедоновая, ангидрит-гипсовая. От ранних стадий к поздним отмечается отчетливое понижение температур. При этом в расположении парагенетических ассоциаций относительно гранит-гранодиоритового интрузива наблюдается горизонтальная зональность. Изотопный состав кислорода пород этого интрузива колеблется в пределах 8,7-9,0‰, а изотопный состав источника, оцененный по исходным характеристикам рудоносных растворов, составляет 8,9‰. На этот источник указывает и высокая температура исходных растворов – 520^0C для кварц-магнетитовой стадии. Ожидаемые особенности строения месторождения при таком источнике рассмотрены на рисунке. На левой стороне рисунка изображен источник растворов, разделенный на отдельные зоны для рассмотрения процесса становления месторождения по мере раскристаллизации расплава, а на правой стороне – рудовмещающие монцониты. Из каждой зоны в монцониты проведены стрелки, изображающие перемещение растворов соответствующих зон. После раскристаллизации расплава I зоны и трещинообразования рудоносные флюиды высвобождаются при температуре T и движутся в монцониты. По мере отдаления от источника происходит понижение температуры и давления растворов, а также определенные химические изменения в их составе в результате взаимодействия со средой. Растворы I зоны на разных расстояниях от источника будут иметь различные температуры – T_1, T_2, T_3 и T_4 при условии $T>T_1>T_2>T_3>T_4$. Иначе говоря, по мере удаления от источника происходит смена составов парагенетических ассоциаций. Все сказанное относительно растворов I зоны относится также к растворам остальных зон. По мере охлаждения интрузива происходит

раскристаллизация последующих зон, перемещение области генерации растворов вглубь интрузива, а участки отложения соответствующих минеральных ассоциаций размещаются ближе к интрузиву. Ближе к интрузиву перемещается и конвективная гидротермальная система.

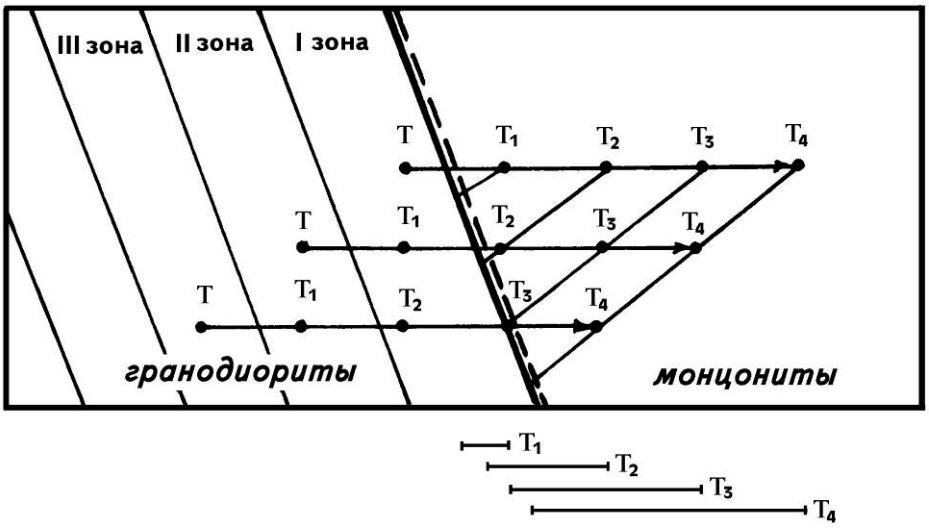


Рис. Схема формирования горизонтальной зональности Каджаранского месторождения *(объяснения в тексте)*

Точки отложения аналогичных ассоциаций на рисунке соединены наклонными линиями, горизонтальные проекции которых показывают ожидаемую степень развития соответствующих ассоциаций. Наиболее высокотемпературная ассоциация располагается ближе к источнику и имеет наименьшее развитие, последующие же ассоциации характеризуются все более широким развитием и все дальше отдаляются от интрузива, формируя зональное строение месторождения. Именно такая закономерность наблюдается на Каджаранском месторождении в пространственном размещении кварц-магнетитовой, кварц-полевошпатовой, кварц-молибденитовой и кварц-халькопиритовой ассоциаций. Отложение остальных парагенетических ассоциаций происходило из конвективной системы, закономерности отложения из которой прямо противоположны предыдущей. Наиболее ранняя – кварц-пиритовая ассоциация имеет наибольшее развитие на месторождении и более других отдалена от источника, а следующая – кварц-сфалерит-галенитовая пользуется гораздо меньшим развитием. Гидротермальный процесс завершается отложением ангидрит-гипсовой ассоциации в непосредственной близости от источника. Иначе говоря, в гидротермальной системе направленно-движущихся растворов зональность развивается в направлении от интрузива, а в конвективной – к интрузиву. Отмеченные системы характеризуются также различными причинами рудоотложения.

Литература

1. **Акопян М.С., Мелконян Р.Л.** Изотопно-кислородные индикаторы процессов дифференциации и ассимиляции. В кн.: Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986, с.133-138.

2. **Асланян А.Т., Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Пароникян В.О.** Кохб-Шнохская палеостроводужная рудно-магматическая система и модель ее формирования // Геохимия. 1990, №1, с.91-105.

3. **Мелконян Р.Л.** Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн.: Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Армянской ССР, 1976, 279с.

4. **Пушкарев Ю.Д.** Два вида взаимодействия корового и мантийного вещества и новый подход к проблемам глубинного рудообразования // Докл. РАН. 1997, т.355, №4, с.524-526.

5. **Хедж К.Е.** Изотопия стронция в геологии полезных ископаемых. В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с.170-174.

Рудовмещающие породы и видовое разнообразие минералов ЭПГ в интрузивных комплексах Кольского региона

Ф.П. Митрофанов, Ю.Н. Нерадовский, В.В. Субботин, Т.В. Рундквист, С.М. Карпов, Д.В. Габов, А.У. Корчагин, П.В. Припачкин

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН felix@geoksc.apatity.ru, nerad@geoksc.apatity.ru

Месторождения платинометалльных руд в Кольском регионе связаны с расслоенными массивами гипербазит-базитового состава, известными на территории Балтийского щита также в северной Финляндии и Карелии. Расслоенные интрузии локализуются вблизи границ рифтов с раннепротерозойскими вулканогенноосадочными образованиями и архейских пород фундамента. В Кольский пояс интрузий входят: гора Генеральская, Имандровский лополит, Мончегорский и Мончетундровский массивы, Федорово-Панская интрузия, а также, возможно, и другие более мелкие тела, локализованные вдоль северного борта Печенга-Имандра-Варзугского палеорифта. Их объединяет: общность происхождения из мантийных магм; обогащенность литофильными элементами; связь с плюмовой тектоникой; дифференцированность и многофазность они сложены в основном пироксенитами, габброноритами, габбро, анортозитами; наличие анортозитовых фаз, в том числе пегматоидных; большая длительность формирования в интервале 2500-2400 млн. лет (Митрофанов, 2004). Распределение МПГ в расслоенных комплексах в значительной мере контролируется составом пород и парагенезисом с автометаморфическими минералами, что, вероятно, обусловлено участием МПГ в процессах дифференциации силикатных расплавов и накоплением в остаточных продуктах кристаллизации.

Платинометалльное оруденение входит составной частью и в сульфидные медно-никелевые руды (Яковлев и др., 1999). Последние связаны в Кольском регионе с двумя периодами магматической активности мантийных источников. Ранняя связана с развитием Мончегорского рудного узла в период 2500-2400 млн. лет назад, вторая – с развитием печенгского комплекса в период 2000 -1800 млн. лет назад. При этом магматический источник испытывал прогрессирующее углубление, что отразилось в изменении значений ε_{Nd} от малых отрицательных до положительных и определило металлогеническую специализацию эпохи 2,5-2,4 млрд. лет назад, в основном, на Pt-Pd, а эпохи 2.0-1.9 млрд. лет назад - на Cu-Ni руды. В связи с этим сульфидные медноникелевые руды Мончегорских и Печенгских месторождений значительно различаются, как по концентрациям, так и по ассоциациям минералов МПГ. Сильное влияние на распре-деление МПГ в сульфидных рудах имели процессы кристаллизационной дифференциации, что приводило к обогащению ими медистых руд.

Незначительное по содержанию, но устойчивое и своеобразное по составу платинометалльное оруденение связано с хромитовыми рудами. Эти руды представлены на Кольском полуострове в нескольких интрузиях: Имандровский лополит, Мончегорский плутон, массив Падос-тундра. Степень изученности их в настоящее время неравномерная и недостаточная. Имеющиеся данные свидетельствуют о специфическом составе минералов МПГ, представляющих в основном тяжелую группу элементов платины - Ir, Os, Ru. Минералы МПГ типа интерметаллидов в значительной степени тесно связаны с оливином и хромитом, захвачены ими в процессе кристаллизации и находятся в виде включений размером первые микроны. Некоторая часть МПГ в форме сульфидных соединений выделялась позже хромита. Таким образом, МПГ в хромититах отличаются рассеянным состоянием, и механическое выделение минералов МПГ весьма затруднительно.

Анализ парагенетических ассоциаций минералов МПГ в различных типах пород позволяет выделить в ультрабазитах преимущественно Ir, Os, Ru интерметаллическую и сульфидную специализацию, в базитах среднего состава (габбронориты) – Pt-Pd висмутотеллуридную специализацию, а в наименее основных базитах (габбро-анортозиты) – Pd-Pt сульфоарсенидную, сульфидную и арсенидную специализацию. По мере снижения основности пород в разрезе расслоенных интрузий от низов к кровле, в формировании МПГ возрастает роль S и As, уменьшается, а затем возрастает роль Pt. Наблюдается связь минералов тяжелой группы Ir, Os, Ru с минералами ранней фазы кристаллизации – хромитами и оливином (в дунитах и пироксенитах), а минералов легкой группы Pt, Pd, Rh – с минералами поздней фазы кристаллизации (в габбронoритах, габбро) - плагиоклазом, кварцем.

Минералогия МПГ в Кольском регионе в настоящее время изучена на высоком уровне на примере Мончегорского района и Федорово-Панского массива(Балабонин и др., 2000). Установлено 47 видов собственных минералов и значительное количество фаз различных химических соединений с участием элементов платиновой группы и золота. По разнообразию минералов МПГ Кольская платинометалльная провинция занимает одно из первых мест в мире. В Кольском регионе по количеству видов минералов МПГ первое место принадлежит Мончегорскому району, но по разнообразию химических соединений – Федорово-Панскому массиву. По набору наиболее распространенных МПГ эти месторождения близки,

однако довольно резко отличаются по составу редких МПГ и не диагностированных фаз. Главными в минеральных ассоциациях МПГ являются теллуриды, висмутотеллуриды и сульфиды. Менее развиты арсениды, сульфоарсениды, висмутиды, самородные металлы и интерметаллические соединения, сульфосоли. Кольский регион отличается Pt-Pd специализацией МПГ и эта особенность прослеживается как в разных расслоенных комплексах, так и в разных дифференциатах отдельно взятого комплекса. Главными концентраторами металлов платиновой группы в малосульфидных платинометалльных рудах, наряду с собственными минералами являются сульфиды Fe, Ni, Cu (пирротин, пентландит), сульфоарсениды Fe, Co и

Таблица. Метаморфические преобразования платинометалльных объектов Кольского региона

Перспективные платинометалльные объекты и наиболее характерные для них постмагма-тические минеральные ассоциации		Слабо метаморфизованные	Сильно метаморфизованные
Содержание постмагматических минералов (% от объема породы)		<20	20-100
Мончегорский рудный узел	Мончегорский плутон	массив Сопча, пласт «330» Тл+Кум+Акт	массив Вурэчуайвенч Акт+Клцз+Хл+Кв
	Мончетундровский массив	участок Южносопчинский Акт+Кум+Клцз+Хл	Пентландитовое ущелье Акт+Хл+Кв (+Агт)
Федорово-Панская интрузия	Федоровский массив	придонная залежь Федоровой тундры 1.Агт+Тл+Мгт 2.Ант+Кум+Хл+Бт+Акт+Клцз+Кв	
	Западно-Панский массив	Северный платиноносный риф Клцз+Акт+АктРо+Хл+Бт+Мгт+Кв+Ап Южный платиноносный риф Акт+Клцз+Хл+Бт+Мгт+Кв+Ап	
	Восточно-Панский массив	участки Чурозерский, Безымянный и Восточный Чуарвы 1.Акт+Клцз+Хл+Бт+Кв 2.АктРо+Кв+Олиг+Бт+Илм+Гр+Ап	участок Предгорный-Кукша 1.Акт+Клцз+Хл+Кв+Сцт 2.АктРо+Анд+Кв
Массивы зоны северного контакта Имандра-Варзугской структуры	массив Восточный		участок Артельный 1.Акт+Кум+Клцз+Хл+Кв 2.АктРо+Олиг+Бт+ Кв+Гр

Примечание: Акт – актинолит, Клцз – клиноцоизит, Хл – хлорит, Кв – кварц, Кум – куммингтонит, Тл –тальк, Агт – антигорит, Ант-антофиллит; Сцт – серицит, АктРо – актинолитовая роговая обманка, Олиг – олигоклаз, Анд – андезин, Бт – биотит, Гр – гранат, Ап – апатит, Илм – ильменит, Мгт – магнетит.

Ni (герсдорфит, кобальтин). В сульфидных медно-никелевых рудах Печенги, металлы платиновой группы концентрируются преимущественно в арсенидах и сульфоарсенидах.

Метаморфические процессы в платинометалльных рудах Кольского региона проявлены незначительно. Постмагматические изменения в расслоенных комплексах составляют в основном не более 10 %, но в ряде участков достигают более 50% (Таблица). Установлена тесная связь минералов МПГ в главных рифах с автометаморфической ассоциацией минералов. В условиях наложенного метаморфизма минералы МПГ являются, по-видимому, неустойчивыми, что ведет к растворению некоторых собственных фаз МПГ, образованию новых фаз и концентрированию металлов в сульфидах и арсенидах Fe, Ni, Cu, Co.

Литература

1. **Митрофанов Ф.П.** Интраплитный плюмовый магматизм Кольской провинции и его металлогения.// Материалы международной научной конференции (X Чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург, 2004, с.48-50.

2. **Балабонин Н.Л., Корчагин А.У., Субботин В.В., Карпов С.М., Нерадовский Ю.Н., Пахомовский Я.А., Савченко Е.Э.** Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива.// Вестник МГТУ, том 3, № 2, 2000, с. 179-204.

3. **Яковлев Ю.Н., Нерадовский Ю.Н., Соколов В.А.** Минеральный состав руд. В кн.: Медно-никелевые месторождения Печенги.// М., ГЕОС, 1999, с.163-205.

Палеозойский магматизм и коренная золотоносность Гумбейской зоны (Южный Урал)

И.Г. Михайлов, Т.Н. Сурин

Челябинск, Территориальное агентство по недропользованию по Челябинской области МПР РФ, mikhailov@geolkom.modem.ru, surin@geolkom.modem.ru

В соответствии с принятым в самое последнее время по рудному золоту металлогеническим районированием [1], в пределах Восточно-Магнитогорского палеовулканического пояса на Южном Урале выделяется Гумбейская золоторудная зона. Все месторождения и проявления коренного золота сформировались в палеозойскую эпоху и обнаруживают отчетливую пространственную и генетическую связь с магматическими образованиями.

Палеозойская эпоха фиксируется интенсивным разновозрастным магматизмом. Коренное золотое оруденение сформировалось в три этапа.

На средне-позднедевонском (раннеостроводужном) этапе формировались вулканиты непрерывной базальт-андезит-дацитовой формации, с которыми связано образование оруденения золото-серебряно-адуляр-кварцевой формации в пределах Зингейского рудного узла, Курасанского, Хлебинского, Салганского и Александровского рудных полей.

С позднедевонско-раннекаменноугольным (позднеостроводужным) этапом связано оруденение золото-кварцевой (Верхнеуральский рудный узел) и золото-полисульфидно-кварцевой рудных формаций (Амамбайское, Сахаринское рудные поля).

Оруденение позднекаменноугольного (коллизионного) этапа генетически связано со становлением балканского интрузивного комплекса. Оно представлено золото-шеелит-кварц-гумбеитовой рудной формацией в пределах Балканского и Зареченского рудных полей.

Основные рудоконтролирующие факторы главных типов золоторудных формаций сводятся к следующему.

Гидротермально-вулканогенная ***золото-серебряно-адуляр-кварцевая формация*** генетически связана с дифференцированным базальтоидным вулканизмом известково-щелочной петрогеохимической серии. Оруденение развито в вулканитах базальт-андезит-дацитовой формации гумбейского вулканического комплекса, объединяющего образования новобуранной толщи и гумбейской свиты. Наличие указанного комплекса является основным региональным рудоконтролирующим фактором для этой рудной формации. Рудные залежи сопровождаются зонами интенсивной гидротермально-метасоматической проработки. Рудные поля характеризуются развитием зон баритизации и гидрослюдисто-кварц-адуляровых метасоматитов (метасоматическая формация сульфатарно-фумарольных аргиллизитов). Метасоматиты обладают отчетливо выраженной поперечной зональностью. Оруденение приурочено к центральным, барит-кварц-полевошпатовым частям метасоматической колонки и сопровождается вкрапленной, прожилково-вкрапленной, гнездовой полисульфидной минерализацией. С поверхности оно фиксируется развалами массивных и сухаревидных лимонитовых пород, локальными слабоконтрастными аномалиями ВП и сопровождается комплексными литогеохимическими ореолами Cu, Zn, Pb, Mo, Ag. Рудоносным палеогидротермальным полям соответствуют ареалы металлоносных отложений, гематит-кварцевых джасперитов и хлорит-гематитовых госсанитов. Наличие этих пород является важнейшим поисковым признаком золотого оруденения. Джаспериты с повышенным содержанием золота (десятые доли г/т) часто находятся и среди вулканогенно-осадочных отложений новобуранной толщи (Хлебинское рудное поле). Наличие среднетемпературных металлоносных отложений среди вулканогенно-осадочных пород новобуранной толщи фиксирует верхние (надрудные) части золотого оруденения, развитого в нижележащих вулканитах гумбейской свиты. Принадлежность данного оруденения к гидротермально-вулканогенному типу обоснована в самое последнее время [3,4], при этом показано его значительное сходство с аналогичными объектами современных островных дуг, широко распространенными по всей западной окраине Тихого океана [5].

Комплекс гидротермальных плутоногенных золоторудных формаций включает в себя золото-кварцевую, золото-полисульфидно-кварцевую и золото-шеелит-кварц-гумбеитовую формации.

Золото-кварцевая и золото-полисульфидно-кварцевая формации связана с интрузивными образованиями верхнеуральского и северокассельского комплексов. Наличие массивов этих комплексов является основным рудоконтролирующим фактором для оруденения этих формаций. По характеру связи золотого оруденения с конкретными магматическими комплексами выделяется два типа.

Оруденение, генетически связанное с верхнеуральским и северокассельским комплексами. Этот тип оруденения развит в экзо- и эндоконтактовых частях Верхнеуральского и Северокассельского массивов и представлен одиночными или сближенными золоторудными кварцевыми жилами. Золотое оруденение формируется за счет остаточных флюидов, отделявшихся на заключительных стадиях кристаллизации этих плутонов. Подавляющая масса жил локализована в краевых (кровельных) частях этих массивов, реже – в их экзоконтактовой части. В экзоконтактах самих золотоносных жил часто развиты маломощные зоны березитов и кварц-серицитовых метасоматитов. С верхнеуральским комплексом, помимо золотого кварцевожильного оруденения, ассоциируется оруденение медно-порфировой формации. Обе эти формации генетически связаны друг с другом. Пространственное положение уровней локализации этих формаций образует своеобразную вертикальную зональность. Золоторудные жилы приурочены к кровельным и надинтрузивным частям плутонов верхнеуральского комплекса и фиксируют верхние уровни гидротермального рудообразования. Медно-молибденовое оруденение отражает более глубокий эрозионный срез. Эта вертикальная зональность проявляется и в характере околорудных метасоматитов. Маломощные зоны березитов и кварц-серицитовых метасоматитов, характерные для золоторудных жил, с глубиной сменяются зонами серицитизации, окварцевания и далее - оксеталитами (калишпатсодержащими метасоматитами), сопровождающими оруденение медно-порфировой формации. С поверхности золотое оруденение фиксируется площадными комплексными литогеохимическими ореолами Ag, Au, Cu (верхнеуральский комплекс) и Mo, Cu (северокассельский комплекс), что является для него одним из важнейших поисковых признаков.

Оруденение, парагенетически связанное с верхнеуральским комплексом. Этот тип золотого оруденения проявлен в пределах Амамбайского и Сахаринского золоторудных полей. Для него отчетливо проявлена пространственная связь оруденения с основными и ультраосновными породами. В Сахаринском рудном узле такими породами являются габбро, клинопироксениты, горнблендиты, оливиниты, верлиты сахаринского комплекса. В пределах Амамбайского рудного поля оруденение пространственно сопряжено с апогарцбургитовыми, апоперидотитовыми серпентинитами бриентского комплекса. Золотоносные кварцевые жилы тяготеют к участкам, где гранитоиды верхнеуральского комплекса прорывают или находятся в непосредственной близости от тел, сложенных ультраосновными породами. Для таких участков характерны широко проявленные зоны кислотного выщелачивания с тальк-карбонатными и тальк-карбонат-кварцевыми апосерпентинитовыми метасоматитами. Основным источником золота для этих кварцевожильных объектов служили ультрабазиты сахаринского и бриентского комплексов. Роль гранитоидов верхнеуральского комплекса в этом типе оруденения сводится к генерации кислотных флюидов, благодаря которым происходит процесс перераспределения золота ультраосновных пород в зонах кислотного выщелачивания. Таким образом, основным рудоконтролирующим фактором для этого типа руд служит сочетание гранитоидного магматизма верхнеуральского комплекса и ультраосновных пород бриентского или сахаринского комплексов. Важнейшим поисковым признаком золотого оруденения является присутствие тальк-карбонатных и тальк-карбонат-кварцевых апосерпентинитовых метасоматитов. С поверхности оруденение фиксируется комплексными литогеохимическими аномалиями Cu, Pb, Zn.

Золото-шеелит-кварц-гумбеитовая формация включает в себя золотое и вольфрамовое оруденение (известны также пункты минерализации свинца и молибдена) и развита в пределах Балканского рудного района. Оба типа оруденения, относимые к этой формации, генетически связаны с балканским монцодиорит-граносиенит-гранитовым комплексом, наличие массивов которого является для них основным рудоконтролирующим фактором. Дополнительным рудоконтролирующим фактором для этой формации являются зоны трещинных дислокаций запад-северо-западной ориентировки, которые контролируют не только положение плутонов балканского комплекса, но и участки концентрирования золотоносных шеелитсодержащих кварцевых жил. Оруденение развито в экзо- и в эндоконтактовых частях массивов. В распределении рудных компонентов и характере околожильных метасоматитов наблюдается отчетливо проявленная вертикальная зональность. По характеру метасоматических изменений и рудной специализации можно выделить четыре пространственно-временных уровня локализации оруденения золото-шеелит-кварц-гумбеитовой формации, отражающих эволюцию гидротермальной системы. Два нижних уровня характеризуется развитием полевошпат-кварцевых жил и линейных жильно-штокверковых зон, вокруг которых широко развиты зональные околотрещинные метасоматиты мощностью от нескольких см до нескольких м. Это основные уровни локализации вольфрамового оруденения. Наряду с шеелитом, для них характерно широкое развитие молибденитовой, в меньшей степени - висмутовой минерализаций. В жилах и жильно-штокверковых

зонах также присутствует вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина. Золотое оруденение для этих уровней не характерно. Наиболее полно нижние уровни локализации указанной формации проявлены в пределах Новобуранного массива, где с ними связано одноименное месторождение вольфрама. Среди метасоматитов, развитых в пределах этого месторождения, отчетливо выделяется два типа изменений. Первый, представленный кварц-альбитовыми метасоматитами, фиксирует более низкие уровни локализации оруденения. Для этих метасоматитов характерен интенсивный привнос кремния и натрия при выносе калия из центральных частей метасоматических колонок. Второй тип изменений, характерный для более верхнего уровня, представлен карбонат-кварц-калишпатовыми метасоматитами (гумбеитами). Гумбеиты характеризуются интенсивным привносом калия и углекислоты и интенсивным выносом натрия и кремния. Процесс формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов этих уровней являлся многоэтапным, что прямо следует из их взаимоотношений с разными фазами интрузивов балканского комплекса. Третий уровень характеризуемой формации локализуется в экзоконтактовой части плутонов балканского комплекса. Для этого уровня характерны калишпат-кварцевые жилы с золотым оруденением и молибденовой минерализацией. Повсеместно в жилах присутствует вкрапленность шеелита, но он не образует промышленных концентраций. Кроме шеелита для жил характерны вкрапленники пирита, халькопирита, галенита. Околорудные метасоматиты этого уровня представлены метасоматитами промежуточного типа между березитами и гумбеитами [2]. Верхним уровнем данной формации являются области развития золотоносных кварцевых жил с редкой вкрапленностью шеелита, пирита, халькопирита. Околорудные метасоматиты, развитые вокруг таких кварцевых жил, представлены березитами. Смена во времени гумбеитов березитами обусловлена понижением PT-параметров системы и проявлением дроссельного эффекта [2]. Наиболее золотоносные уровни связаны с березитами и метасоматитами промежуточными типа. Таким образом, уровень эрозионного среза массивов балканского комплекса является косвенным рудоконтролирующим фактором локализации руд вольфрама и золота. Массивы, имеющие глубокий эрозионный срез, а также метасоматиты альбит-кварцевого состава и гумбеиты являются рудоконтролирующим фактором для вольфрамового оруденения. Массивы с незначительным уровнем эрозионного среза и метасоматитами, представленными березитами и промежуточным между березитами и гумбеитами типом, являются, в свою очередь, рудоконтролирующим фактором для собственно золотого оруденения. В связи с тем, что мощность околорудных метасоматитов сопоставима с мощностью штокверково-жильных зон и отдельных кварцевых жил, использование их в качестве прямого поискового признака золотого или вольфрамового оруденения малоэффективно. Золотое оруденение золото-шеелит-кварц-гумбеитовой формации фиксируется литогеохимическими ореолами Mo, Pb, Ag, Au, оруденение вольфрама - литогеохимическими ореолами Cu, Pb, Mo, Te и другие руды сопровождаются шлиховыми ореолами и потоками рассеяния шеелита.

Таким образом, золоторудные формации Гумбейской зоны являются своеобразными индикаторами магматической и геодинамической эволюции Восточно-Магнитогорского пояса.

Литература

1. **Савельева К.П., Михайлов И.Г.** Карта размещения прогнозных объектов рудного золота на территории Челябинской области. Масштаб 1:1000000. Екатеринбург: ОАО "УГСЭ", 2002.

2. **Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.** Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 1999, 570 с.

3. **Сурин Т.Н., Мосейчук В.М., Михайлов И.Г.** Гумбейская палеоостроводужная зона (Южный Урал) - структура, перспективная на золото-серебряное оруденение // Металлогения древних и современных океанов - 2001. История месторождений и эволюции рудообразования: Тез. Докл. Миасс: Геотур, 2001, с. 198-203.

4. **Ширай Е.П.** Металлогения юных островных дуг // Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. М., 1999, с. 187-268.

5. **Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С., Орешин В.Ю., Гузман Б.В.** Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. М.: ЦНИГРИ, 1989, 244 с.

Роль магматизма в формировании золоторудных месторождений кызылкумского типа (Западный Узбекистан)

Ю.В. Михайлова, А.А. Кустарникова, М.М. Мансуров

Ташкент, Узбекистан, Институт геологии и геофизики АН РУз

Известно, что Западный Узбекистан (Центральные Кызылкумы) является крупнейшей золоторудной провинцией не только Средней Азии, но и Мира. Здесь находятся многочисленные золоторудные месторождения различных рудных формаций, сосредоточенных, в основном, в углеродсодержащих и черносланцевых отложениях O-S, и в том числе уникальное Мурунтау.

В ходе длительного и всестороннего изучения на большом фактическом материале показано, что рассматриваемые месторождения, особенно крупные и гигантские, являются полигенными и полихронными, характеризуются длительностью формирования, различными источниками, неоднократной ремобилизацией и переконцентрацией золота и сопутствующих компонентов, которые протекали на протяжении сотен миллионов лет в условиях меняющихся геодинамических обстановок и уровней магмогенерации. Каждая из обстановок характеризуется своими структурно-вещественными комплексами, среди которых важнейшую роль для рудообразования играют магматические процессы.

В пределах рассматриваемого региона выделены океанский, островодужный и рифтовый типы вулканизма, а также мощный коллизионный гранитоидный магматизм, которые играли различную роль в накоплении, переконцентрации рудного вещества и становлении рудно-магматических систем.

Океанский тип вулканизма отвечает этапу (PR-R-V-Є) раскрытия и роста Туркестанского палеоокеана с проявлением характерной офиолитовой ассоциации пород. Центрально-Кызылкумский регион представлял собой к концу этого периода внешнюю область палеоокеана. Она характеризовалась накоплением в течение длительного периода мощных толщ пород вулканогенно-углеродисто-карбонатно-кремнисто-терригенного комплекса. В основе разреза лежат глубоко метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, среди которых немаловажна роль силлов диабазов и габбро-диабазов. Петрохимически вулканиты отвечают толеитам и лишь в отдельных случаях (г. Букантау) известково-щелочным базальтам [1]. В верхней части разреза типоморфными являются углеродисто-кремнистые породы (фтаниты), состоящие из кварца со значительной примесью тонкодисперсного углеродистого вещества (до 7-8%) и серицита. Развитие кремнистых пород свидетельствует о широком проявлении заключительной стадии вулканизма (сольфатарно-фумарольной).

Металлогения данного периода определяется, главным образом, геохимическим обогащением рудогенными элементами формирующихся вулканогенно-осадочных толщ, и, прежде всего, углеродсодержащих разностей, играющих роль осадителей элементов, - Mn, V, Cr, Ni, Co, Mo, Cu, Au, Ag, Sb, Pb, Ba, Sr, W, Be, Nb, Ta, Sn, P, U, Bi, Se [2,3]. Содержание золота в базальтах составляет в среднем 12-21,8 мг/т, что в несколько раз выше среднемировых содержаний в этих породах, в кремнистых сланцах – 3,6-14,2 мг/т [3]. Одновременно формировались также зоны наибольшего обогащения, на что указывает наличие целого ряда рудопроявлений со стратифицированной (сингенетичной) минерализацией.

Рудные компоненты поступали как из зон спрединга («белые и черные курильщики»), так и с газовыми и флюидными эманациями остывающих базальтов, а также в процессе их гальмиролиза.

Таким образом, на раннем этапе сформировался металлоносный субстрат в океанической коре с огромными потенциальными запасами золота, т.е. была образована золотоносная геохимическая провинция, явившаяся основой для последующей регенерации золота и образования крупных промышленных объектов.

В следующий этап (D-S) в условиях энсиматически-островодужного режима формируется рудовмещающая углеродсодержащая вулканогенно-карбонатно-терригенно-сланцевая формация. Проявившийся субмаринный вулканизм характеризуется последовательно дифференцированной серией вулканитов гомодромного ряда с субщелочным уклоном основных разностей: базальт-(трахибазальт)-андезит-дацит-риолитовая, базальт-дацит-риолитовая, базальт-(трахибазальт)-андезит-альбитофировая, базальт-андезитовая формации. Все разновидности – натриевого профиля щелочности с известково-щелочным трендом дифференциации магмы, что соответствует тихоокеанскому островодужному типу магмы.

Вулканизм начинался с излияния лав и кластолав базальтового, андезибазальтового состава. Изменение состава магм от основного к среднему и кислому во времени сопровождалось перемещением центров извержения с северо-востока на запад. Среди эффузивов выделяются жерловые фации, представленные туфолавами основного и брекчиями кислого состава. Субвулканические образования находятся в виде межпластовых даек, некков, штоков андезибазальтов, плагиогранодиоритов, плагиогранитов, силлообразных тел альбитофиров.

Вулканиты, в становлении которых задействованы слои океанической коры предыдущего этапа, отличаются геохимической специализацией на золото и другие рудогенные элементы. Эффузивные и субвулканические породы содержат вышекларковые концентрации Cu, Zn (в 2-10 раз выше кларка), Au (0,03г/т), Mo, Mn, Cu, V, Ni, Pb, Ba, Ge, Tl, Nb. В шлихах субвулканических андезибазальтов отмечается акцессорное золото [4].

С рудогенерирующей ролью вулканизма связано формирование золото-колчеданных руд, сопровождающихся лиственитизацией, березитизацией и окварцеванием пород. Они локализуются в жерловых фациях или вблизи них (Кокпатас, Карамурун), в ассоциации с субвулканическими телами андезибазальтового состава (Балпантау), а также в терригенных разрезах с примесью вулканогенного материала удаленных фаций (Амантайтау). Эти руды образуются гидротермально-осадочным путем на нескольких стратиграфических уровнях. В них четко прослеживаются процессы диагенеза и последующего метаморфизма, отвечающего метаморфизму вмещающих пород (полосчатые текстуры, развальцевание, будинаж и т.д.). Золото в рудах находится в виде высокопробной тонкодисперсной разности в пирите, арсенопирите.

В этот же период на фоне проявления газовых и флюидных эманаций происходило обогащение ценными компонентами рудовмещающей толщи на больших пространствах всего Центрально-Кызылкумского региона. Особую накопительную роль играли углеродистые черносланцевые осадки, на базе которых в ходе метаморфизма образовались субсогласные пологозалегающие рудные залежи с метаморфогенными рудами кварц-полевошпат-редкометалльного (шеелит, молибденит) состава с пиритом, арсенопиритом, относительно небогатые золотом. Они развиты на ряде месторождений (Мурунтау, Мютенбай и др.).

Следующий, рифтогенный этап (D_3-C_{1-2}) характеризуется развитием щелочно-оливин-базальтовой формации, которая проявлена в виде узкой широтно-протяженной (более 1000км) зоны с серией жерловых аппаратов центрального или трещинного типа и сопровождается интрузивными телами пикритов, габбро и диабазов, составляя пикрит-габбро-щелочно-оливин-базальтовую ассоциацию. В связи с ними известны проявления железорудной (Темиркан) минерализации. На колчеданно-золоторудных месторождениях, под их воздействием проявляются не золотоносные ассоциации – ильменит-магнетит-гематитовая, метаморфогенные пирит-пирротиновая, пирит-марказитовая с высоким содержанием (и минералами) никеля, кобальта (Кокпатас, Карамурун).

В связи с коллизионно-обдукционной обстановкой (C_3-P_1) в регионе проявился мощный гранитоидный магматизм (тоналит-трондьемитовая, габбро-сиенит-граносиенитовая, габбро-диорит-гранодиорит-гранитная, гранит-аляскитовая и др. формации). Характерный состав этих образований свидетельствует о том, что они – производные разных уровней образования магматических очагов – океанической (обдуцированной) коры и гранито-гнейсового слоя континентальной коры. Гранитоидные комплексы характеризуются многофазностью внедрения магмы, гомодромной эволюцией ее развития, переменной кали-натровой или натриево-калиевой щелочностью. Довольно четко выражена геохимическая специализация пород на золото. С этими породами связано зарождение, становление магмо-рудогенерирующих систем и их разгрузка, что приводит к образованию кварц-золоторудной формации, примером которой являются месторождения Мурунтауского рудного поля, находящиеся в надинтрузивной зоне.

Скрытый Мурунтауский интрузив образован тремя фазами [5]. Первая, диоритовая фаза, представлена штокверковыми и дайкообразными телами амфибол-биотитовых диоритов, микродиоритов, диорит-порфиритов на месторождениях Гуджумды, Бесапан, Мютенбай. Вторая, адамеллитовая (амфибол-биотитовые адамеллиты) фаза – выходами гранитоидов Сардаринского массива. Породы третьей фазы, вскрытые глубинной скважиной СГ-10, представлены биотитовыми и лейкократовыми гранитами, претерпевшими метасоматические околоконтактовые изменения.

Особенностью магматизма является чрезвычайно широкое развитие даек, которые образуют две группы – меланократовую (сиенодиориты, кварцевые сиенодиориты,

лампрофиры, редко диабазы) и лейкократовую (сферолит-гранофиры, плагиопорфиры, граносиениты, микро-гранодиориты, микрограниты).

Петрохимические параметры свидетельствуют, что породы интрузива и даек располагаются в полях составов субщелочных и щелочных серий, щелочность калиево-натриевая, сумма щелочей 8,57%, давление системы при формировании гранитоидов(0,5-3,0 Кбар) отвечает гипабиссальному уровню [3].

Роль магматизма в рудообразовании заключается в термической и структурной подготовке вмещающих пород, генерировании постмагматических систем в виде рудоносных растворов. О вещественной связи оруденения с гранитоидами свидетельствует геохимическая специализация последних на Au, W, U, Mo, Bi, Pb, Zn, Ag и др., присутствие в кварце неизмененных гранитов микровключений золота, арсенопирита, сфалерита [5].

Оруденение Мурунтау формируется в субширотной надинтрузивной зоне с широким развитием дайковых образований. Представлено богатыми, сложными по составу рудными телами в виде субвертикальных столбов штокверкового строения, мощных кварцевых жил, сопровождаемых зонами ороговикования и калишпатизации пород. Золото в рудах самородное, высокопробное, находится в свободной форме в кварце.

В заключительный этап тектоно-магматической активизации континентальной литосферы (T1), в связи с рассеянным рифтогенезом развивалась жильная кварц-сульфидно-сереброрудная (с платиноидами, ураном) формация, продукты которой накладываются на сформированные золотые руды, усложняя их состав, а также образуют самостоятельные месторождения (Высоковольтное, Окжетпес, Косманачи). Золото в рудах переотложенное, низкопробное, относительно крупное (0,n мм). Характерно наличие комплекса серебряных минералов, примесей сурьмы, ртути, платиноидов.

Таким образом, магматические процессы играют важную роль в накоплении, перекон-центрации и отложении рудного вещества. Основы золотоносности региона были заложены в этап проявления толеитового базальтового вулканизма при образовании океанической коры. В последующие этапы островодужного вулканизма, обусловленного процессами субдукции, и коллизионного гранитоидного магматизма сформировались золото-колчеданная и кварц-золото-рудная формации. С рудными эманациями мантийных комплексов пород в этап тектоно-магматической активизации континентальной литосферы проявилась кварц-сульфидно-серебро-рудная формация. Совмещение различных рудных формаций привело к становлению сложных полиформационных рудных объектов.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. Ташкент: Университет, 1998, 723 с.

2. **Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С.** Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991, 148 с.

3. Мурунтау. Ташкент: Фан, 1998, 539 с.

4. **Диваев Ф.К., Шаймуратов Т.Х., Рустамов А.И., Тен В.Н.** Золоторудные проявления Северного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) – характерные представители полигенного и полихронного вулканогенно-осадочного типа месторождений // Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ: Труды международной научно-практической конференции. Ташкент: 2003, с.218-221.

5. **Хамрабаев И.Х., Зуев Ю.Н., Азимов П.Т., Сидорова И.П.** Скрытый Мурунтауский гранитоидный интрузив (по данным Мурунтауской сверхглубокой скважины СГ-10) // Узбекский геологический журнал. 1995, №4, с. 45-59.

Особенности состава хромитового оруденения в интрузиях базит-ультрабазитов раннего протерозоя Балтийского щита

А.В. Мокрушин*, В.Ф. Смолькин**

* Мурманск, Мурманский ГТУ; Апатиты, ГИ КНЦ РАН, fedotov@geoksc.apatity.ru
** Москва, Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН

Расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритовой формации, широко развиты на Балтийском щите. В Швеции и Финской Лапландии это - массивы Куккола/Торнио, Кеми, Пеникат, Койтелайнен и Аканваара, а также расслоенные комплексы Портимо, Койлисмаа, в Карелии – Олангский комплекс и Бураковская интрузия, в Кольском регионе – интрузии г. Генеральской, Мончеплутон, Имандровская и Федорово-Панская. Отдельные из них содержат промышленное и непромышленное хромитовое оруденение, известное в интрузиях Кеми, Койтелайнен [1,2], Бураковской и массивах имандровского комплекса, в 90-ые годы открыто Сопчеозерское месторождение, приуроченное к дунитам Мончеплутона.

С целью выделения типов хромитового оруденения и реконструкции условий его образования было выполнено изучение геологического положения и строения рудных тел, анализ рудных и акцессорных хромитов в трех типах интрузий [3]. Первая группа представлена расслоенными интрузиями Кеми, Пеникат, Бураковская (2449-2433 млн. лет) и Мончеплутоном (2507-2493 млн. лет), сложенными породами ряда дунит-гарцбургит-ортопироксенит-норит-габбронорит. Представителем второй группы являются массивы имандровского комплекса (2442-2437 млн. лет), сложенные основными породами и содержащие месторождение Большая Варака и ряд рудопроявлений, а также финские интрузии Койтелайнен и Аканваара. Третья группа представлена массивом горы Падос (запад Кольского региона), вопрос формационной принадлежности которого является спорным. Использованный банк данных содержит авторские материалы по месторождениям Сопчеозерское, Большая Варака, Майявр-Девичья, Падос, частично Мончеплутон и Бураковское - 404 анализа, и литературные по Мончеплутону, имандровскому комплексу, Бураковке и интрузиям Финляндии - 671 анализ. Наиболее изученным на сегодня является Сопчеозерское месторождение (Мончеплутон) [3]. В зависимости от концентраций и взаимоотношения с силикатными фазами среди хромитов выделяются акцессорный и рудные типы, последний подразделен на три подтипа. Для анализа состава хромитов использовались диаграммы Н.В. Павлова, Т.Н. Ирвайна и В.Ф. Смолькина, которые основаны на разных принципах классификаций хромшпинелидов.

Хромшпинелиды, обладающие переменным составом и широкими пределами изоморфных замещений, представляют собою непрерывную серию твердых растворов от хромита до магнетита и состав акцессорного типа хорошо коррелируется с составом вмещающих пород. Так на примере Мончеплутона при движении от дунитов Сопчеозерского месторождения к перидотитам, ортопироксенитам и габброноритам или в процессе дифференционной кристаллизации уменьшается хромистость, глиноземистость и магнезиальность с одновременным увеличением содержания в хромите окисного и закисного железа (рис.). Аналогичный тренд устанавливается и для интрузий Пеникат и Бураковской при переходе от перидотитов к пироксенитам. Общую тенденцию нарушают лишь акцессорные хромиты из габброноритов интрузии Пеникат, которые характеризуются низким содержанием Fe3+, что может быть обусловлено аномально низкой фугитивностью кислорода. Для акцессорных хромитов из меланонорита имандровского комплекса типична большая общая железистость и магнезиальность при относительно низких содержаниях Al_2O_3 и Cr_2O_3, при переходе от норитов и габброноритов к габбро в них уменьшается содержание Cr_2O_3 и MgO [4], в прикровельной зоне наблюдается титаномагнетит. Подобный тренд изменения состава акцессорных хромитов обусловлен интенсивным накоплением в остаточном расплаве железа и титана, вытесняющих хром и алюминий с образованием непрерывных растворов. Одновременно с уменьшением хромистости и глиноземистости в хромите возрастает содержание трехвалентного железа, что свидетельствует о кристаллизации расплава в пределах массивов имандровского комплекса в условиях повышенного окислительного потенциала.

Для интрузий характерно наличие нескольких хромититовых слоев, находящихся на разных глубинах. Относительно мощные рудные слои часто находится на нижних уровнях разреза расслоенных интрузий. Они формировались на ранних стадиях кристаллизации массива, как более высокотемпературные образования. К верхним частям интрузий, сложенным более основными по составу породами, приурочены единичные маломощные прослои, представляющие собой остатки, выжимки рудно-силикатного расплава.

Для интрузий Мончеплутон, Бураковская, Пеникат и Кеми характерно преобладание ультраосновной части в общем разрезе, сложенной дунитами-гарцургитами. Рудные хромиты образуют в дунитах-гарцбургитах единичные пластовые залежи мощностью от первых сантиметром до 30 метров, протяженностью от 1 до 4 км. Руды представлены высокосортными типами с содержанием хрома до 60%. Преобладают рядовые руды, сложенные низкожелезистым хромитом, отвечающим по составу магнохромиту, что делает их ценным сырьем для металлургической промышленности (Cr/Fe>3,5). Расслоенная серия интрузий имандровского комплекса, Койтелайнен и Аканваара преимущественно представлена основными по составу породами. Хромитовое оруденение, приуроченное к норитам и габброноритам, образует серию маломощных (0.1-0.5 м) и невыдержанных по простиранию прослоев. Преобладают редковкрапленные руды с относительно низкохромистым и высокожелезистым хромитом, отвечающим по составу магноалюмохромиту и алюмохромиту. Месторождение Большая Варака залегает среди норитов и габброноритов имандровского комплекса, содержание Cr_2O_3 в руде около 30 мас.%. Высокожелезистые хромиты пригодны для химической и огнеупорной промышленности. В массиве г. Падос скважинами были пересечены четыре хромититовые горизонта, приуроченные к дунитам и аподунитовым серпентинитам. С точки зрения промышленного освоения наиболее интересным и наиболее детально изученным является третий горизонт. Он прослежен в центральной части северо-восточного дунитового блока на протяжении 140 м при средней мощности 0,28 м. Средние содержание Cr_2O_3 в руде составляет 36.88 %. Горизонт представлен линзовидными телами длиной 1-5 м и мощностью 0,13-0,45 м, соединенными между собой прожилками хромита мощностью 5-15 см. В западной части того же дунитового блока скважинами было вскрыто более 120 столбообразных и линзовидных тел. Хромититы в этих телах представлены средне-, густовкрапленными и массивными типами.

Взаимоотношение рудных и акцессорных хромитов по составу имеет различный характер: в одних случаях они весьма близки (имандровский комплекс), в других сильно и закономерно отличаются (Мончеплутон, Бураковская, Пеникат) (рис.). Различный характер взаимоотношения рудных и акцессорных хромитов обусловлен не только изменением состава эволюционирующего расплава и увеличением фугитивности кислорода, но и возможной перекристаллизацией рудной массы после кристаллизации. В имандровском комплексе рудные и акцессорные хромиты имеют промежуточный состав между магноалюмохромитом и алюмохромитом, их отличает высокая железистость при небольших вариациях в содержании трехвалентного железа. Постепенные переходы от акцессорных к рудным свидетельствует о близких условиях их образования. В интрузиях Бураковская, Пеникат и Мончеплутон рудные хромиты представлены магнохромитом, акцессорные хромиты, обнаруженные во всех типах пород, – магноалюмохромитом и алюмохромитом, они содержат меньше Cr_2O_3 и MgO, но больше – Al_2O_3. Большой диапазон по составу между акцессорными и рудными хромитами предполагает, что рудные хромиты являются результатом самостоятельного рудного процесса, а состав акцессорных хромитов обусловлен основным составом вмещающих пород и более низкотемпературными условиями завершения кристаллизации хромита, что установлено для Мончеплутона. Так для оливин-хромитовых парагенезисов из полосчатых руд температуры колеблются от 1057 до 1028°С, из массивных руд – от 962 до 828°С. Для сосуществующей пары акцессорный хромит – оливин температуры снижаются от 757-691°С для подрудных дунитов до 687-666°С для надрудных дунитов.

Рудные хромиты Сопчеозерского месторождения, залегающего в дунитах, являются наиболее высокомагнезиально-хромистыми (рис.). Они сосуществуют с высокомагнезиальным оливином (4-6 % Fa), аномально обогащенным никелем – 0.6-1.2 мас.%. Рудные (высокомагнезиальные) хромиты, приуроченные к перидотитам и пироксенитам (Кеми, Пеникат, Койтелайнен и Аканваара) отличаются меньшим содержанием Cr_2O_3 и большей железистостью, а рудные хромиты, залегающие в норитах и габброноритах имандровского комплекса, являются наиболее высокожелезистыми и имеют относительно высокую примесь TiO_2. Кристаллизация хромита происходила в условиях открытой системы, при относительно постоянной фугитивности кислорода (от -4 до -2). Сосуществующий с ним оливин должен иметь повышенное содержание фаялита (30-50% Fa). Высокожелезистыми являются также хромиты из габбро-анортозитовых зон интрузий Аканваара и Койтелайнен. Рудные хромиты из слабоизмененных дунитов Падос представлены магнохромитом, что сближает их с рудными хромитами Мончеплутона, изменение их состава обусловлено изоморфным замещением Cr^{3+} на Al^{3+}, при постоянном содержании Fe^{3+}, обусловленное постоянной фугитивностью кислорода при кристаллизации в закрытой камере. В аподунитовых серпентинитах они сильно изменены до феррихромитов. Точки составов рудных хромитов Падос на диаграмме Павлова образуют тренд, близкий тренду, характерному для офиолитов Оутокумпу (Финляндия). Поэтому хромиты массива Падос занимают промежуточное положение между хромитами расслоенных интрузий и офиолитовых комплексов.

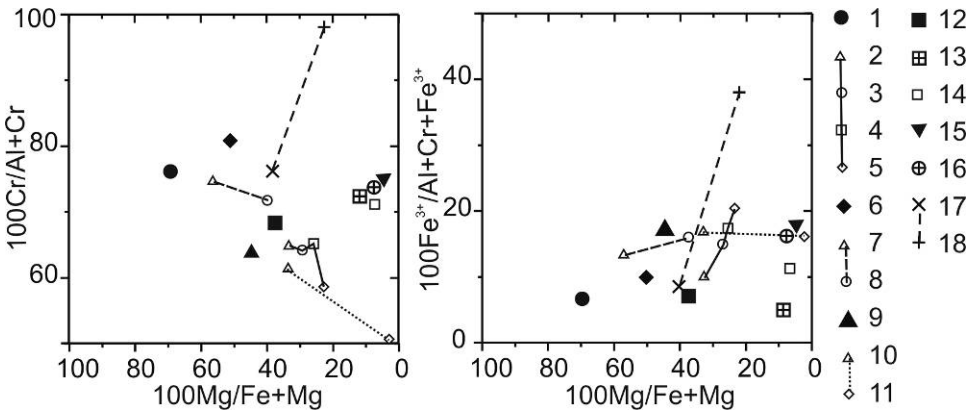


Рис. Составы хромитов на диаграммах Ирвайна

1-5 – Мончеплутон: рудные (1) и акцессорные хромиты из дунитов (2), пироксенитов (3), норитов (4) и габброноритов (5); 6-8 – Бураковская: рудные (6) и акцессорные хромиты из перидотитов (7) и пироксенитов (8); 9-11 – Пеникат: рудные (9) и акцессорные хромиты из перидотитов (10) и габброноритов (11); 12 – рудные хромиты Кеми; 13-14 – имандровский комплекс: рудные (13) и акцессорные хромиты из норитов (14); 15 – Аканваара, рудные хромиты; 16 – Койтелайнен, рудные хромиты; 17-18 – Падос, рудные хромиты: неизмененные (17) и измененные (18).

На основании изучения структурно-текстурных особенностей руд, содержания в них хрома, содержания и состава хромита выделяются три типа руд: богатые (густовкрапленные и сплошные, рядовые (редко- и густовкрапленные) и убогие (вкрапленные и рассеянно-вкрапленные), которые присутствуют во всех месторождениях и рудопроявлениях, но их количественное соотношение сильно меняется. В рудопроявлениях, приуроченных к дунитам-гарцбургитам, преобладают богатые и рядовые руды. Убогие руды чаще преобладают в непромышленных рудопроявлениях, связанных с основными породами. Судя по средним составам хромита Сопчеозерского месторождения (Мончеплутон), при переходе от бедных руд к богатым, в нем увеличивается среднее содержание хрома и магния, но понижается – алюминия, железа и титана с одновременным увеличением коэффициента Cr/Fe от 2 до 3.4. Таким образом, богатые руды являются ценным сырьем для металлургической промышленности, а рядовые и убогие руды могут использоваться при производстве огнеупорных материалов.

Наличие двух типов расслоенных интрузий полностью подтверждает выполненный анализ хромитового оруденения. Установлено, что рудопроявления высокохромистого хромита преобладают в мощных ультраосновных частях расслоенных интрузий. Поисковым признаком может служить высокомагнезиальный оливин, с повышенным содержанием никеля. Формирование массива должно происходить на относительно больших глубинах в условиях закрытой системы, при постоянно низкой фугитивности кислорода. Рудные хромиты не должны подвергаться последующим метаморфическим изменениям, чтобы сохранить свой первоначально высокохромистый и низкожелезистый состав.

Литература

1. **Alapieti T., Kujanpaa J., Lahtinen J.J., Papunen H.** The Kemi stratiform chromitite deposit, nothern Finland // Econ. Geol., 1984, p. 1057-1077.

2. **Mutanen T.** Geology and ore petrology of the Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions and the Keivitsa-Satovaara layered complex, Northern Finland // Geol.Surv. Finland, Bull. 395. Academic dissertation. 1997.

3. **Смолькин В.Ф., Нерадовский Ю.Н., Федотов Ж.А. и др.,** Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: изд. Колького НЦ РАН, 2004, 367 с.

4. **Зайцева Т.С.** Минералого-геохимические особенности рудообразующих хромшпинелидов Имандровского расслоенного массива (Кольский п-ов). Автореферат кандидатской дисс., СПб госуниверситет, 2002, 148 с.

Ондомозерский расслоенный интрузив (Кольский полуостров)

М.В. Наумов, В.К. Кузьмин

С.-Петербург, ФГУП ВСЕГЕИ, mvn@mail.wplus.net

Выявление малосульфидной платинометалльной минерализации в сумийских расслоенных интрузивах перидотит-пироксенит-габброноритовой формации, приуроченных к Печенга-Варзугской и Северо-Карельской рифтогенным системам Балтийского щита [1], обуславливает повышенный интерес к другим менее изученным аналогичным объектам. Одним из них является расположенный в восточной части Беломорского геоблока Ондомозерский массив площадью 180 км^2, традиционно рассматривавшийся в составе пироксенит-перидотит-габброноритового [2] либо габбро-анортозитового [3] комплексов сумийского возраста. Однако, внутреннее строение, набор и состав пород, возраст и минерагенический потенциал массива изучены крайне слабо. Проведенные нами детальные исследования позволили существенно уточнить геологическое строение и вещественный состав массива, а также установить время его формирования.

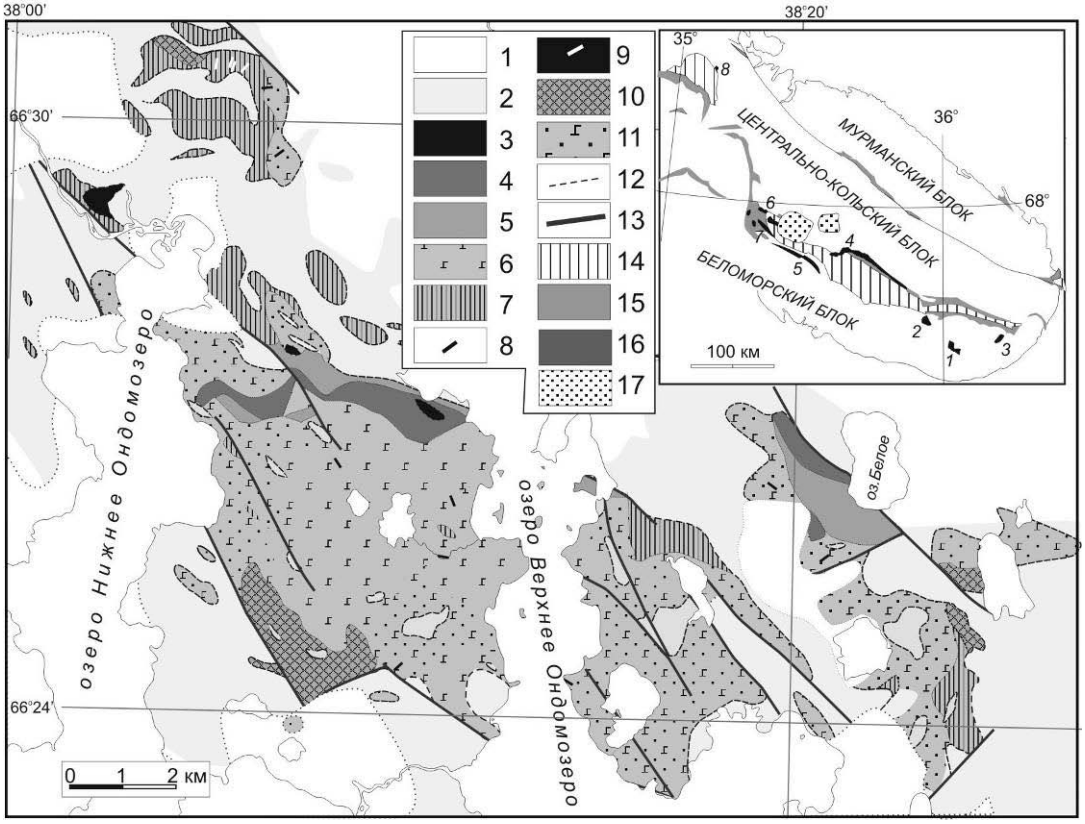


Рис. 1. Схема геологического строения Ондомозерского массива

Составлена с использованием данных поисково-съемочных работ (Гаврилов и др., 1960 г.; Селивановская и др., 1964 г.)

1 - Четвертичные отложения; 2 - гнейсы беломорского комплекса. Первая фаза ондомозерского комплекса: 3 - пироксениты и перидотиты, 4 - оливиновые габбронориты, 5 - лейкогабброниты с линзами анортозитов и меланогабброноритов. Вторая фаза ондомозерского комплекса: 6 – габбронориты, лейкогабброниты, лейкогаббро, 7 - роговообманковые габбро амфиболизированные. 8 - жилы роговообманковых трахитоидных габбро (вне масштаба), 9 - жилы роговообманковых диоритов (вне масштаба), 10 - габбродолериты краевой серии, 11 – амфиболизированные габбронориты, 12 - границы выходов пород Ондомозерского массива, 13 - разрывные нарушения.

На врезке: 14 -фрагменты раннепротерозойской рифтогенной структуры Печенга-Имандра-Варзуга, 15 - фрагменты позднеархейских зеленокаменных поясов, 16 - расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии (1 – Ондомозерский, 2 – Песчаноозерский, 3 – Пялочноозерский, 4 - Федорово-Панский, 5 – Умбареченский, 6 – Мончеплутон, 7 – Имандровский, 8 – горы Генеральской), 17 -палеозойские щелочные интрузии.

Геологическая позиция и возраст. Ондомозерский массив, четко выделяющийся среди вмещающих архейских метаморфических образований беломорского комплекса аномалиями

гравитационного и магнитного полей, вытянут в СЗ направлении на 18-22 км. Современные границы массива имеют тектонический характер и сопровождаются развитием мощных (в несколько десятков метров) зон милонитов, захватывающих как эндо-, так и экзоконтактовые части массива. Разрывные нарушения наблюдаются и в пределах массива в виде зон трещиноватости, катаклаза, милонитизации пород, характеризующихся СЗ–ЮВ простиранием. Аналогичная ориентировка, согласная с контактами массива, характерна, по данным горных выработок (Селивановская и др., 1964 г.), и для директивных текстур пород массива. Интрузив сечется дайками и прожилками плагиомикроклиновых гранитов, пегматитов и аплитов позднекарельского стрельнинского комплекса. Возраст интрузива, определенный U-Pb методом по циркону из габброноритов, составляет 1966.2±5.6 млн. лет [4].

Внутренняя структура массива. Ондомозерский массив имеет дифференцированное и зональное строение (рис. 1). В составе массива выделены две главные фазы.

Породы I фазы развиты преимущественно в северной приконтактовой зоне массива в виде полосы протяженностью 4,5 км и шириной до 0,5 км. Они представлены лейкократовыми оливиновыми габброноритами, чередующимися с подчиненными лейкогабброноритами, меланократовыми оливиновыми габброноритами и габброноритами; а также (в северной части полосы) с маломощными (десятки см) линзами анортозитов и единичными телами (до 10 м мощностью) клинопироксенитов и метаперидотитов.

Резко преобладающие габброиды II фазы (90-95% площади массива) представлены преимущественно габброноритами, нередко с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием прослоев лейкократовых, мезократовых и меланократовых разновидностей мощностью от 1-3 мм до 20-30 см. Приконтактовые части массива представлены преимущественно интенсивно амфиболизированными габброноритами и роговообманковыми габбро. Во всех породах здесь широко проявлен амфиболовый порфиробластез, сопровождающийся развитием средне- и низкотемпературных цоизит-эпидот-амфиболовых и плагиоклаз-кварц-скаполит-амфиболовых метасоматитов.

К жильной фазе Ондомозерского массива относятся микрозернистые роговообманковые габбро и габбродиориты.

Петрографо-минералогическая и геохимическая характеристика. В петрохимическом отношении Ондомозерский массив относится к недосыщенным кремнеземом щелочноземельным породам (меланократовым габброноритам) и характеризуется повышенными содержаниями кальция и алюминия, низкими - магния и кремнезема, низкой и умеренной железистостью (f=21-44%) пород, низкой щелочностью при резко повышенной роли натрия, пониженными кларками (10-4%) Ni (56), Co(31), Cu (86), Cr (130) и высокозарядных катионов – Rb, Ba, Zr, Nb, и повышенными – Sr и Sc. Породы I и II фаз резко отличаются по многим петрографо-минералогическим и петрогеохимическим характеристикам (напр., рис. 2, 3). Для первых типичны преобладание оливин-плагиоклазовых, оливин-ортопироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых кумулатов, низкая железистость (En_{75-88}) пироксенов и высококальциевый плагиоклаз (An_{67-99}); в петрохимическом отношении породы представляют единую серию от ультрамафитов до лейкогабброноритов и анортозитов, отвечающую боуэновскому оливин-анортозитовому тренду дифференциации. Спектры распределения РЗЭ отличаются наличием Eu-максимума при их низких содержаниях. Породы II фазы характеризуются повышенной железистостью (En_{49-58}) мафических силикатов, преобладанием плагиоклазов среднего состава (An_{41-65}), пониженными содержаниями магния, никеля и хрома, повышенными – щелочей и несовместимых элементов, умеренной железистостью и постоянным присутствием нормативного кварца; спектр РЗЭ аналогичен распределению лантаноидов в коровых образованиях. Дифференциация пород II фазы выражена сочетанием щелочно-основного боуэнского и толеитового феннеровского трендов. Температура формирования габброноритов, определенная по двупироксеновому геотермометру по программе TPF, оценивается в 994-1029^{0}C.

Рудная минерализация. В неизмененных породах I и II фаз окисно-рудная минерализация резко доминирует над сульфидной при преобладании магнетита, достигая локально 7-10% пород, тогда как в существенно амфиболовых породах сульфиды часто играют ведущую роль. Пространственно сульфидная минерализация тяготеет к северной части массива, особенно к интенсивно амфиболизированным разностям габброидов в северной приконтактовой зоне. Кроме того, хотя и в меньшей степени, сульфиды характерны для метасоматически измененных габброидов в зонах разрывных нарушений. Преобладают пирит, халькопирит и пирротин, локально встречаются ковеллин, бравоит и платиносодержащий аргентопентландит. В целом,

набор рудных минералов соответствует минерализации, характерной для месторождений малосульфидной платинометалльной формации.

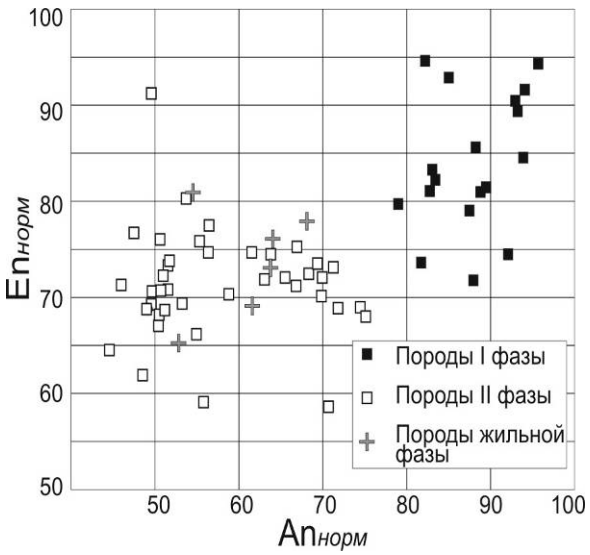


Рис. 2. Диаграмма $En_{норм}$-$An_{норм}$ для пород Ондомозерского массива

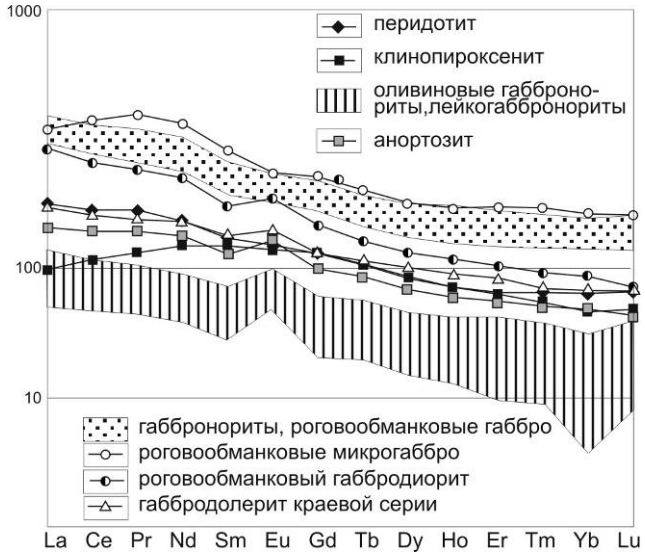


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ в главных типах пород Ондомозерского массива

Формационная типизация Ондомозерского массива. На основании таких признаков, как линейный характер распространения различных разновидностей пород, наличие полосчатых текстур, первичной линейной геохимической зональности, значительная вариация составов породообразующих силикатов, Ондомозерский массив представляется в качестве расслоенного интрузива. По среднему составу и геохимической специфике он отвечает габбро-анортозитовым комплексам, но по взаимосвязям петрогенных компонентов ближе к некоторым массивам пироксенит-перидотит-габброноритовой формации (Федорово-Панский, Кивакка, комплекс Койлисмаа), значимо отличаясь более существенным проявлением феннеровского тренда дифференциации. Спектры распределения РЗЭ резко преобладающих в составе Ондомозерского массива пород II фазы также принципиально отличают его от других расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов региона (в т.ч. Пялочноозерского массива).

Исходя из специфики тектонической позиции, возраста, вещественного состава, Ондомозерский массив отнесен ко вновь выделенной анортозит-габброноритовой формации, проявившейся на заключительном этапе карельского рифтогенеза. Установление времени его формирования, резко отличного от сумийского возраста расслоенных интрузий северо-восточной части Балтийского щита, позволяет предполагать проявление в восточной части Печенгско-Варзугского подвижного пояса, так же как и в Печенгской структуре [5], нового импульса базит-ультрабазитового магматизма, отвечающего завершению рифтогенного цикла развития этой системы.

Литература

1. **Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В. и др.** Кольский регион – новая платинометалльная провинция // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1995, с. 65-86

2. Сводная легенда дочетвертичных образований Кольской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (новая серия). Сост. А.М.Ремизова. СПб: ВСЕГЕИ, 1995.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (новая серия). Ред. Ю.Б.Богданов. СПб: ВСЕГЕИ, 2000.

4. **Кузьмин В.К., Наумов М.В., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н.** Геологическое строение, состав и возраст Ондомозерского массива (северо-восток Балтийского щита) // Докл. РАН. 2005, т. 402 (в печати)

5. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры / Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты. Изд. КНЦ РАН. 1995, 258 с.

Результаты комплексного исследования полиметаморфических анортозитов Лапландского гранулитового пояса: от петрографии к изотопным методам

Л.И. Нерович, Т.В. Каулина, Д.Р. Зозуля, А.А. Деленицин, В.А. Жавков

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП), как известно, сложен интенсивно метаморфизованными породными комплексами. Практически только в массивах анортозитов сохранились участки с первично-магматическими текстурами, структурами и минералами. Это позволило проследить хронологию и эволюцию эндогенных процессов в анортозитах ЛГП. В качестве реперных объектов были изучены массивы Пыршин, Абварьский и Вулвара, расположенные на северном, относительно слабее метаморфизованном, фланге пояса.

На начальном этапе исследований, включающем прежде всего изучение геологического строения анортозитовых тел и минеральных ассоциаций слагающих их пород, в меланократовом габбро, метагаббронноритах, метагаббро-анортозитах и метагаббро массива Пыршин было установлено развитие трех метаморфических минеральных парагенезисов, наложенных на первично-магматические минералы (Opx+Cpx+Pl+Ti-Mag) и последовательно сменяющих друг друга [4]. Первая метаморфическая переработка массива Пыршин проявлена формированием Cpx±Opx+Pl+Grt+Hbl+Qtz+Ilm+Mag минерального парагенезиса и коронитовых структур пород. Следующий этап метаморфизма, с формированием Cpx±Opx+Pl+Grt+Hbl±Qtz+Mag±Tnt±Ru минерального парагенезиса и преобразованием пород в кристаллические сланцы, широко проявлен в краевой зоне массива. Завершает преобразования этап регрессивного замещения ранних парагенезисов минералами следующей ассоциации: Hbl (сине-зеленая)+Pl+Qzt±Grt+Scp+Ep+Aln+Ap+Tnt.

В метаанортозитах и метагаббро-анортозитах массива Вулвара установлено развитие только двух метаморфических минеральных парагенезисов, также наложенных на первично-магматические минералы и последовательно сменяющих друг друга. Магматический парагенезис фиксируется по реликтам магматического плагиоклаза. От центра массива к краям наблюдается нарастание метаморфических преобразований пород при едином плане деформаций. Породы, также как в краевой зоне массива Пыршин, преобразованы в кристаллические сланцы и сложены минералами: Cpx±Opx+Pl+Hbl+Mag+Tnt ассоциации. Подобно массиву Пыршин, в Вулваре проявлены регрессивные преобразования с развитием аналогичного парагенезиса. В Абварьском массиве метаанортозиты, метагаббро-анортозиты и меланократовом габбро интенсивно метаморфизованы и первично-магматических признаков не сохранилось, породы преобразованы в кристаллические сланцы. Наиболее интенсивно метаморфизованные породы были отмечены на юге Туадаш-тундр, где метагаббро-анортозиты и метаанортозиты превращены в тонкополосчатые бластомилониты с развитием минерального парагенезиса Cpx+Opx+Pl+Grt±Hbl±Qtz+Mag+Ru. В обоих массивах (Абварьском и Южно-Туадашском) проявлены регрессивные преобразования.

Расчетные P-T параметры образования коронитовой ассоциации массива Пыршин соответствуют гранулитовой фации умеренных давлений при T=700-800°C и P=6,5-8 кбар (P-T параметры рассчитаны по TPF, [6]). Для кристаллосланцев и бластомилонитов получены следующие значения температур и давлений: T=800°C, P=7-8,5 кбар – в краевой зоне массива Пыршин, 800-900°C, P=7,5-9 кбар – в Абварьском массиве, T=750-800°C, P=7,5-8 кбар – в Вулваре, T=900-1000°C, P=9-13 кбар – на юге Туадаш-тундр, которые отвечают гранулитовой фации умеренных и высоких давлений. Условия регрессивных преобразований соответствуют верхам амфиболитовой фации (700±50°C, 6-6.5кбар).

Следующий этап исследований - изучение цирконов из пород изучаемых массивов и их U-Pb датирование. Для массивов Пыршин и Абварьский результаты изложены в [2,4]. Основной вывод заключается в том, что в породах этих массивов присутствуют четыре типа акцессорного циркона с возрастами 2452±7, 2417±3, 1943±3 и 1906±4 млн. лет. Кристаллы наиболее раннего циркона были извлечены из зерен первичного плагиоклаза и возраст 2452±7 млн. лет принят за возраст магматической кристаллизации массива Пыршин. Возраст остальных трех типов циркона не противоречит намеченной последовательности метаморфических преобразований в метаанортозитах Сальных и Туадаш тундр. Исходя из этого, датировки 2417±3, 1943±3 и 1906±4 млн. лет приняты за возраста метаморфических событий: раннегранулитового с образованием коронитов, позднеграну-литового метаморфизма

лапландского типа с формированием кристаллических сланцев и постграну-литовых регрессивных преобразований в условиях амфиболитовой фации.

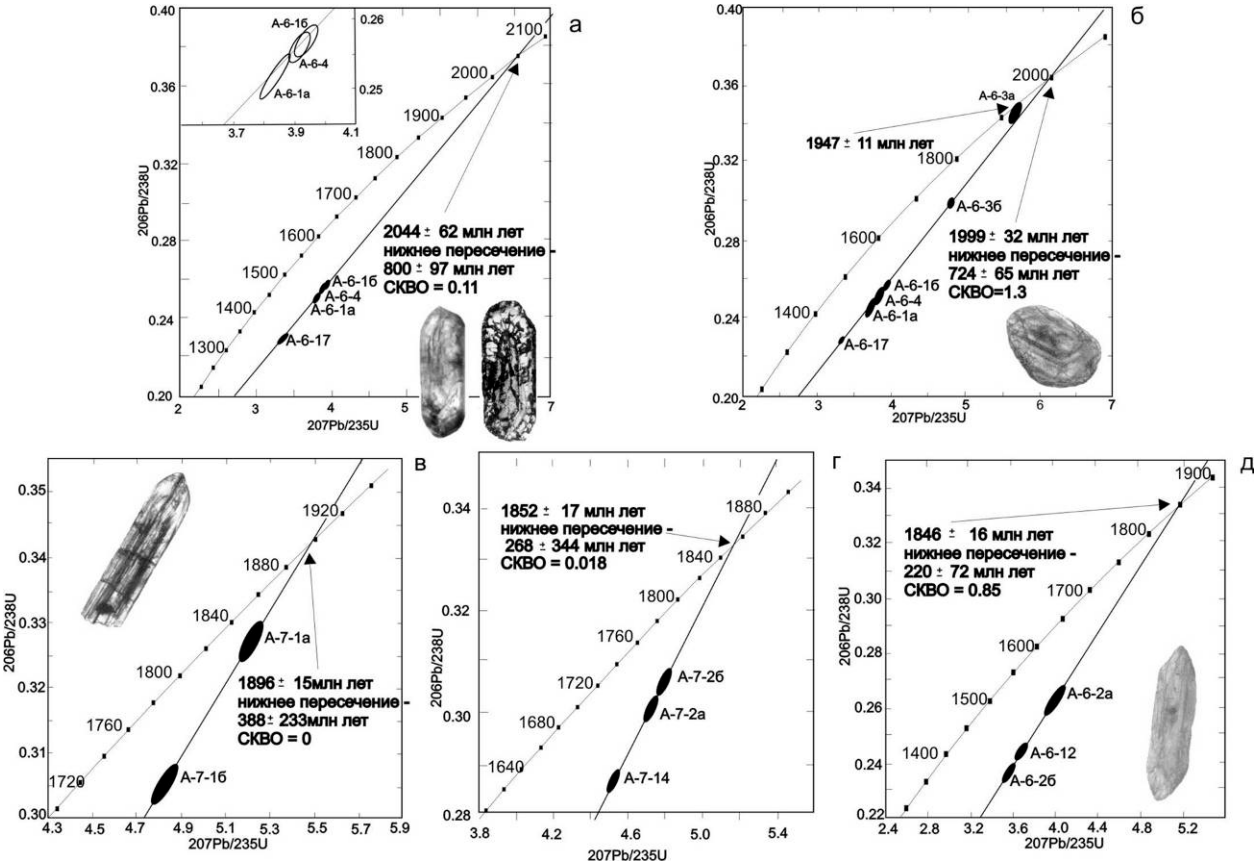


Рис.1. U-Pb диаграммы для цирконов из массива Вулвара

Среди цирконов, выделенных из метаанортозитов Вулвары, установлено пять морфологических типов. Три из них - это дипирамидально-призматические эвгедральные типы (короткопризматический гиацинтовый, длиннопризматический игольчатый, короткопризматический копьевидный), два – изометричные цирконы, такие же, как в кристаллосланцах и диафторитах по анортозитам Сальных-Туадаш тундр. Это –светлый розовато-желтый, изометричный, идеально прозрачный с алмазным блеском циркон, очень характерный для гранулитов и изометричный прозрачный циркон темно-коричневого цвета. Изучение внутреннего строения цирконов показало, что в гиацинтовом цирконе наблюдается осцилляторная зональность, а в центре кристаллов ксеногенное ядро, тоже с тонкими зонами роста. Осцилляторная зональность присутствует также в игольчатом цирконе, в центре зерен копьевидного и крупной фракции гранулитового циркона, в мелкой фракции она не наблюдалась. В двух последних случаях, во внешней части зерен отмечалась относительно широкая кайма перекристаллизованного метаморфического материала. В основу интерпретации изотопных данных для цирконов из массива Вулвара был положен вариант, по которому в качестве собственно магматической генерации циркона рассматривается гиацинтовая популяция. Поскольку данный циркон содержит ядра ксеногенного циркона, полученная по нему датировка (2044±62 млн. лет, рис.1а) может лишь ограничить максимально возможный возраст внедрения анортозитов Вулвары. Соответственно цифра - 1999±32 млн.лет (рис.1б), полученная для гиацинтового циркона с добавлением крупной фракции гранулитового циркона, ограничивает минимально возможный возраст внедрения массива. Таким образом, с учетом погрешностей, внедрение анортозитов Вулвары произошло в интервале 2100 - 1965 млн. лет. Цифра возраста, полученная для мелкой фракции гранулитового циркона (1947±11 млн. лет, рис.1б) совпадает с возрастом гранулитового метаморфизма лапландского типа, установленного для массива Абварьский. Значение возраста игольчатого циркона (1896±15 млн. лет, рис.1в) в пределах погрешности совпадает с возрастом регрессивного этапа, установленным в Абварьском массиве. Значение возраста, полученное по копьевидным цирконам

(1846±16 млн. лет, рис.1д), в пределах погрешности совпадает с возрастом изометричных цирконов темно-коричневого цвета (1852±17 млн. лет, рис.1г), и обе цифры фиксируют одно, более позднее термальное событие на ретроградном этапе.

Возраст массива Пыршин совпадает с возрастом внедрения анортозитов Колвицкого массива, Главного хребта [2] и анортозитов расслоенных интрузий [3]. Возраст массива Вулвара близок к возрасту Яврозерского массива [1] и таким образом формирование анортозитовых тел ЛГП может быть связано с двумя разновозрастными этапами анортозитового магматизма: сумийским и свекофеннским.

Изучение геохимии анортозитов ЛГП на уровне петрогенных и главных малых элементов показало, что массив Вулвара отличается от других массивов пояса повышенным содержанием SiO_2, Na_2O, K_2O, Ba, Sr, Nb, Zr, Rb и более низким содержанием CaO. Кроме того, породы Вулвары отличает более кислый состав модального и нормативного плагиоклаза и тенденция к более высокой общей и частной железистости. Исследование особенностей распределения REE и Sm-Nd изотопной системы в анортозитах ЛГП показало, что породы с возрастом 2.45 млрд. лет имеют пологое распределение нормированных к хондриту REE с выраженной положительной Eu аномалией (La/Yb_n = 3.1-5.7, Eu/Eu* = 1.6-2.3) и с общими содержаниями отдельных элементов, характерных для этого типа пород (Ce_n = 8.8-9.2, Yb_n = 2.15-3.73). ε_{Nd} для большинства образцов имеют отрицательные значения (-0.3 ÷ -2.1) и указывают на некоторую обогащенность мантийного источника. По совокупности этих данных первичные базальтовые магмы для сумийских анортозитов имеют рифтогенную природу, и их кристаллизация происходила при преимущественном фракционировании и последующей аккумуляции плагиоклаза [5].

Распределение нормированных к хондриту REE в анортозитах возраста 2.10-1.95 млрд. лет имеет более крутой наклон с резко выраженной положительной Eu аномалией (La/Yb_n = 6.7-37.5 для большинства образцов более 20), Eu/Eu* = 2.8-4.7). При этом отмечаются резко пониженные содержания тяжелых REE (Tb_n = 0.63-2.11, Er_n = 0.43-1.62, Yb_n = 0.43-2.06). В связи с тем, что La/Yb_n имеет положительную корреляцию с Eu/Eu*, такое распределение REE в анортозитах можно объяснить лишь значительной ролью в их происхождении процессов фракционной кристаллизации первичных магм с преимущественным накоплением плагиоклаза и отделением граната, как основного концентратора тяжелых REE. Кристаллизация граната в базальтовых магмах происходит при высоких давлениях (>18 кбар) и безводных условиях, что свидетельствует о большей глубине генерации первичных магм свекофеннских анортозитов. ε_{Nd} для большинства образцов имеют положительные значения (+1.2 ÷ +3.65), что указывает на деплетированный источник «молодых» анортозитов [5], наиболее отчетливо это проявлено в анортозитах южного фланга ЛГП. Отрицательные значения ε_{Nd} для отдельных образцов и обогащение анортозитов массива Вулвара литофильными элементами можно объяснить коровой контаминацией.

Литература

1. **Каулина Т.В., Кислицин Р.В., Апанасевич Е.А.** U-Pb возраст метаморфических цирконов, сфенов и рутилов из пород района Яврозеро (пояс Танаэлв, Кольский полуостров) // Тез. Докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии, 15-17 ноября 2000 г., Москва, с.173-175.

2. **Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И.** U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993, т. 331, №1, с. 95-98.

3. **Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л., Сорохтин Н.О., Пожиленко В.И.** Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. 1997, сер. 7, вып. 3, №21, с. 5-18.

4. **Митрофанов Ф.П., Нерович Л.И.** Время магматической кристаллизации и метаморфических преобразований автономных анортозитовых массивов Пыршин и Абварьский Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 2003, т. 11, №4, с. 381-390.

5. **Нерович Л.И., Зозуля Д.Р., Каулина Т.В., Деленицин А.А.** Первичные магмы и условия происхождения анортозитов Лапландского гранулитового пояса по данным распределения REE и изотопов Nd // Материалы межд. Научн.-техн. Конф. «Наука и образование – 2004». Мурманск. изд-во МГТУ. 2004, ч. 5. с. 80-84.

6. **Fonarev V.I., Konilov A.N., Rao A.T.** // Petrology. 1998, v.6, №1, p. 70-85.

Газовые компоненты в агпаитовых нефелин-сиенитовых комплексах как индикаторы условий петро- и рудогенеза

В.А. Нивин

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, nivin@geoksc.apatity.ru

Активное участие флюидов в процессах дифференциации вещества мантии и земной коры, в зарождении и эволюции различных рудно-магматических систем давно уже стало общепризнанным. Во многих случаях состав и содержание в породах и минералах летучих компонентов, в том числе химически инертных, в той или иной степени отражают источники и условия образования (преобразования) магматических комплексов. Примерами таких комплексов могут служить Хибинский и Ловозерский нефелин-сиенитовые с фоидолитами массивы Кольской щелочной провинции. В докладе предпринята попытка вычленить и обобщить относящиеся к обозначенной теме данные, полученные в ходе проведенных в разное время с участием автора газо-геохимических исследований.

Характерной особенностью рассматриваемых массивов является необычно высокая для магматитов концентрация углеводородных газов (УВГ) [1]. Наиболее обоснованной точкой зрения на природу этих газов представляется формирование их преимущественно на поздне- и постмагматических этапах становления пород в процессе абиогенного синтеза по типу реакций Фишера-Тропша. Из двух основных форм нахождения газов в породах – свободных и окклюдированных (преимущественно во флюидных включениях в минералах) – последние более интересны в качестве возможных показателей обстановок минералообразования. Установленные закономерности распределения УВГ, в первую очередь, зональность относительно апатитовых и лопаритовых рудных залежей, позволяют предполагать участие постмагматических процессов какую-то (пока еще не очень ясную) роль восстановленных летучих компонентов в формировании оруденения [1]. В частности, на определенных этапах развития рудно-магматической системы Ловозерских месторождений, возможно, существовали сложные металлоорганические соединения. В Хибинском массиве упомянутая газовая зональность имеет самоподобный (иерархический) характер в масштабах от долей метра до нескольких километров. Разной степени интенсивности и выдержанности зоны повышенной газонасыщенности пород установлены в разрезах выше и ниже многих пегматитовых тел и практически всех изученных в этом отношении залежей апатито-нефелиновых руд, а также в плане, по обе стороны продуктивной срединной структуры массива – так называемой «Центральной дуги» [1,4]. Такое распределение УВГ может служить важным дополнительным аргументом в пользу развиваемых в ГИ КНЦ РАН представлений (см. ссылки в [4]) об этой структуре как перколяционном кластере, через который происходит разгрузка избыточной эндогенной энергии, в той или иной мере обусловливающая локализацию даек, пегматитов, рудных тел, низкотемпературной содовой минерализации и газов.

Повышенные концентрации водорода и его взаимодействие с редкоземельными элементами могли быть одной из причин более тонкой ритмичной расслоенности Ловозерского массива по сравнению с Хибинским. Общая для обоих массивов тенденция увеличения с глубиной отношения CH_4/H_2 в окклюдированных газах указывает, по нашему мнению, на более глубокий современный эрозионный срез Хибин. Одинаковые тренды вариаций содержания и состава газов в ряду лопаритовые руды – уртиты – луявриты – фойяиты и в однотипных породах от I к III серии дифференцированного комплекса Ловозерского интрузива отражают, вероятно, снижение температуры постмагматических изменений в первом случае и повышение давления – во втором. Характер распределения газовых компонентов свидетельствует, что формирование пегматитов в обоих массивах происходило преимущественно не из остаточных, насыщенных летучими расплавов, а за счет перекристаллизации пород.

Корреляция газонасыщенности минеральных фаз с общим содержанием УВГ в породе, снижение среднего газосодержания главных породообразующих минералов нефелиновых сиенитов от нефелина к полевому шпату и эгирину, направленность вариаций газонасыщенности одного и того же минерала в зависимости от его состава и петрографического типа пород определяются уменьшением длительности, интенсивности и изменением физико-химических параметров постмагматических преобразований и указывают на автометасоматическую, в основном, природу этих процессов [2]. Особенности изменения концентраций индивидуальных газовых компонентов и их отношений, в первую очередь CH_4/C_2H_6, послужили основанием для предположений, что (1)

кристаллизации характерного для обоих интрузивов наложенного содалита происходила в значительном интервале PT параметров, однако формирование большей его части было сопряжено со структурной перестройкой и максимумом газообразования в нефелине (400-200°C), неодинаковым в разных типах пород; (2) минимальные температуры преобразования нефелина снижаются от нефелиновых сиенитов к уртитам Хибин и далее к фойяитам, затем - ювит-уртитам и, наконец, луявритам (+ малиньитам) Ловозерского массива; (3) ловозерские первично магматические полевые шпаты подверглись более интенсивной перекристаллизации по сравнению с хибинскими; (4) в общем виде, поздне- и постмагматические изменения первичных минералов и формирование вторичных завершались в такой последовательности: эгирин, лопарит, титаномагнетит, апатит - калинатровый полевой шпат, титанит - нефелин - содалит, эвдиалит, альбит, цеолиты; (5) по сравнению с Хибинским, в породах Ловозерского массива постмагматические процессы протекали при более низких температурах и давлениях, что может указывать на более стабильную геодинамическую обстановку и меньшую глубину его формирования.

Наиболее известными и надежными флюидными геохимическими трассерами различных геологических процессов являются изотопы благородных газов. Исследованиями изотопного состава гелия и аргона в щелочно-ультраосновных с карбонатитами комплексах установлено, что палеозойский щелочной магматизм Кольской провинции инициировался глубинным мантийным плюмом, в составе которого явно присутствовала нижнемантийная компонента [5]. Согласно полученным изотопно-газовым данным, в отличие от щелочно-ультраосновных, агпаитовые магматические расплавы, из которых формировались Хибинский и, особенно, Ловозерский нефелин-сиенитовые плутоны, в значительно меньшем количестве сохранили исходные мантийные газы, по крайней мере, инертные, и, напротив, оказались в большей степени контаминированными атмогенными флюидными компонентами [5,3]. Распределение изотопов гелия и аргона в породах и минералах позволяет предполагать, что разбавление магматического флюида коровым происходило еще на докристаллизационном этапе эволюции массивов. Собственно магматическая кристаллизация и наиболее высокотемпературные постмагматические процессы протекали, видимо, в сравнительно закрытой в отношении флюидов системе, однако, по мере по мере снижения температуры все более интенсивной становилась циркуляция метеорных вод, поставлявших атмогенную газовую компоненту.

Во флюидных включениях нефелиновых сиенитов Хибин выявлено закономерное увеличение отношения $^{3}He/^{4}He$ от массивных хибинитов, слагающих периферическую дугу массива, к трахитоидным хибинитам и, далее, к фойяитам центральной части [3]. Рудоносный комплекс, сложенный ийолит-уртитами, рисчорритами и апатито-нефелиновыми рудами и разделяющий нефелиновые сиениты на две примерно равные части, выпадает из этой последовательности, характеризуясь частой изменчивостью и максимальным разбросом всех изотопно-газовых показателей, достигающим 2 – 3 порядков величин. Подобное распределение свидетельствует о более сложной и длительной истории становления комплекса по сравнению с окружающими хибинитами и фойяитами. Газо-геохимические особенности руд, в частности, различия изотопных параметров разных морфологических типов апатитов, низкие $^{40}Ar/^{36}Ar$ и повышенные $^{3}He/^{36}Ar$ отношения, широкий диапазон концентраций ^{3}He и отношения $^{3}He/^{4}He$ в сосуществующих минералах, более тесная корреляция гелиевого отношения в кристаллической матрице и флюидных включениях апатитовых руд по сравнению с нефелиновыми сиенитами являются аргументами в пользу неодноактного формирования апатитового оруденения, меньшего временного интервала между первичной кристаллизацией минералов и формированием флюидных включений в рудных залежах, участия постмагматических процессов и приповерхностных флюидов в формировании месторождений.

Результаты изучения распространенности изотопов гелия и аргона в породах и минералах Ловозерского массива также подтверждают или предполагают: (а) общую направленность эволюции флюида как в магматической камере в целом, по мере кристаллизации расплава снизу вверх так и в каждом отдельном слое по мере его консолидации на фоне снижения температуры; (б) наиболее раннюю магматическую кристаллизацию большей части лопарита относительно других ассоциирующих минералов; (в) меньшие временной интервал и температурный градиент между формированием кристаллической матрицы и флюидных включений в рудных породах по сравнению с нерудными, (г) возможность частичного образования (преобразования) рудных горизонтов или внешних зон некоторых кристаллов лопарита на сравнительно низкотемпературном постмагматическом этапе при участии метеорных вод.

Большинство предположений и выводов, сформулированных на основе газо-геохимических исследований, согласуются или, по меньшей мере, не противоречат другим геохимическим, а также геологическим и минералогическим данным.

Таким образом, вариации содержания и соотношений индивидуальных компонентов углеводородных и изотопов благородных газов в породах и минералах щелочных комплексов могут быть использованы для реконструкции условий и последовательности минералообразования, характера эволюции рудно-магматических систем от их зарождения и до завершающих стадий развития.

Работа поддерживалась грантами РФФИ (№ 00-05-64174) и ИНТАС (№№ 94-2621 и 01-0244).

Литература

1. **Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А.** Геохимия газов эндогенных образований. СПб.: Наука, 1992, 179 с.

2. **Нивин В.А.** Газонасыщенность минералов в связи с проблемой происхождения углеводородных газов в породах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов // Геохимия. 2002. № 9, с. 976-992.

3**. Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л.** Изотопно-газовые (He, Ar) индикаторы источников вещества палеозойских щелочных комплексов Кольской провинции и связанных с ними рудных месторождений // «Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников: Материалы Международного Семинара. Иркутск, 2001, с.129-142.

4. **Нивин В.А., Коноплева Н.Г., Трелоар П., Икорский С.В.** Формы нахождения, взаимосвязь и проблемы происхождения углеродистых соединений в породах Хибинского щелочного массива // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма: Труды III Международного семинара. Иркутск-Хабаровск, 2003, с. 126-143.

5. **Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.A., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Weiss D., Verhulst A. and Demaiffe D.** Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002, vol. 66, № 5, p. 881-901.

Изотопное U-Pb датирование цирконов из безрудных и рудных пород платинометалльного Федорово-Панского массива

Е.А. Ниткина, Г.Л. Вурсий, В.А. Жавков, Т.Б. Баянова

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Протерозойский платинометалльный расслоенный Федорово-Панский массив расположен в центральной части Кольского полуострова. Массив входит в Северный пояс пироксенит-перидотит-габбронорит-анортозитовых платинометалльных интрузий и имеет площадь 400 км^2, структурно массив приурочен к зоне сочленения архейских пород Кейвского и Кольскоко-Норвежского блоков с севера и раннепротерозойской Имандра-Варзугской зоны с юга. Федорово-Панский массив состоит из Федоровского, Ластьяврского, Западно-Панского и Восточно-Панского блоков и включает несколько стратиграфических зон [2]: зона такситовых габброноритов, зона норитов, зона габброноритов, зона габбро, в пределах которой развиты породы верхней и нижней расслоенных зон, верхняя зона габбро. Федоровский блок [4] отличается отсутствием верхней габбровой зоны, верхнего и нижнего расслоенных горизонтов и наличием зоны такситовых габброноритов, содержащей ксенолиты ортопироксенитов и габбро ранней безрудной фазы внедрения.

Ранее определены изотопные U-Pb возраста по циркону и бадделеиту для пород Западно-Паского блока. Из пород НРГ: для габбронорита возраст равен 2491±1.5 млн. лет [1] и 2501.5±1.7 млн. лет [3], для пегматитового габбронорита - 2470±9 млн. лет [1] . Для пород центральной части: из магнетитовых габбро - 2498±5 млн. лет [3]. И для анортозитов ВРГ 2447±12 млн. лет [1]. На основе U-Pb датирования для пород Западно-Панского блока установлены следующие возрастные этапы: основная фаза внедрения габброноритовой магмы 2501-2491 млн. лет, заключительная фаза 2470 млн. лет. Возраст анортозитов 2447±12 млн. лет, скорее всего, отражает вторую фазу формирования формации [1].

Целью настоящего исследования является изотопное прецизионное U-Pb датирование цирконов из ортопироскенитов и габбро ранней безрудной фазы и норитов, содержащих сульфидную минерализацию, заключительной фазы формирования платинометалльного протерозойского Федорово-Панского массива.

Из Федоровского блока на изотопное U-Pb датирование были взяты непрерывные пробы керна из ортопироксенитов весом 42 кг с глубины 94,0-106,0 м и из габбро весом 57 кг с глубины 15,0-40,0 м (ранняя безрудная фаза внедрения) и из норитов 67 кг с глубины 64,0-87,0 м (заключительная сульфидсодержащая фаза).

Из пробы ортопироксенита было выделено 12 мг концентрата циркона на U-Pb датирование вручную были отобраны четыре популяции циркона (таб. 1): первая соответствует второй порции двустадийного растворения темно-коричневых прозрачных кристаллов призматического облика, вторая – это темно-коричневые прозрачные кристаллы призматического облика, третья - это светло-коричневые призматические кристаллы, четвертая – розовый светлый циркон. Фигуративные точки циркона на U-Pb изотопной диаграмме образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией равно 2526±6 млн. лет, СКВО=1.70 (рис.1). Этот возраст интерпретируется временем кристаллизации ортопироксенита. Нижнее пересечение дискордии и конкордии равно 700±50 млн. лет и отражает потери свинца и раскрытие U-Pb изотопной системы в Гренвильское время.

Из пробы габбро на U-Pb датирование из концентрата циркона весом 110 мг вручную были отобраны три популяции циркона с алмазным блеском (табл. 1): первая - это темно-коричневые прозрачные кристаллы призматического облика, вторая – светло-коричневые прозрачные кристаллы и их обломки, третья – светло-коричневые не прозрачные трещиноватые кристаллы. Фигуративные точки циркона на изотопной U-Pb диаграмме образуют дискордию с верхним пересечением с конкордией равным 2516±7 млн. лет, СКВО=0.52 (рис.1). Полученный возраст интерпретируется временем кристаллизации габбро. Нижнее пересечение дискордии и конкордии равно 854±50 млн. лет и отвечает гренвильским событиям.

Концентрат циркона весом 14 мг был выделен из пробы норита, содержащего сульфидную минерализацию, на U-Pb датирование. Из него вручную были отобраны четыре популяции циркона (табл.1): первая - это светлы е прозрачные кристаллы, вторая - крупные темно-коричневые кристаллы призматического облика, третья – розовый трещиноватый циркон, четвертая – светло- коричневый трещиноватый циркон. Фигуративные точки циркона образуют дискордию с верхним пересечением с конкордией равным 2485±9 млн. лет, СКВО=1,2 (рис. 1), который интерпретируется временем кристаллизации норита. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 360±50 млн. лет, и соответствует времени палеозойской тектоно-магматической активизации пород С-В части Балтийского щита.

По результатам проведенного исследования для Федоровского блока протерозойского платинометалльного расслоенного Федорово-Панского массива получено, что изотопный U-Pb возраст кристаллизации пород ранней фазы находится в интервале 2526-2516 млн. лет и заклю-

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для циркона пород Федорово-Панской интрузии

№ п/п	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца[1]			Изотопные отношения и возраст, млн. лет [2]			Rho[3]
		Pb	U	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{208}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	
Ортопироксенит										
1	0.80	374.0	598.6	4588	6.0459	1.9650	9.6782	0.43153	2484	0.91
2	0.85	410.2	630.2	4521	6.0281	1.6592	9.5667	0.42539	2488	0.92
3	1.00	271.0	373.1	2552	5.9916	1.2393	9.4700	0.42406	2476	0.91
4	0.80	48.0	60.9	325	4.9191	1.3039	10.0461	0.44249	2504	0.82
Габбро										
1	1.80	725.3	1322.8	14649	6.1121	3.8177	10.0132	0.44622	2484	0.75
2	2.00	731.3	1382.8	8781	6.1522	3.5517	9.4306	0.42454	2467	0.74
3	1.95	680.9	1374.0	7155	6.2645	3.6939	8.7401	0.40155	2433	0.78
Норит										
1	0.30	498.0	833.4	2081	5.9502	2.2111	9.49201	0.42493	2477	0.71
2	0.65	513.8	932.2	5274	6.1519	2.6371	9.1373	0.41378	2458	0.73
3	0.55	583.2	999.3	3194	6.1132	2.0528	8.9869	0.40832	2452	0.72
4	0.80	622.5	1134.5	4114	6.1161	2.1914	8.6638	0.39165	2460	0.71

[1] Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг по Pb и 0,04 нг по U и массдискриминацию 0.12±0.04%.

[2] Коррекция на примесь обыкновенного свинца произведена на возраст по модели [5].

[3] Rho – коэффициент корреляции по U-Pb осям.

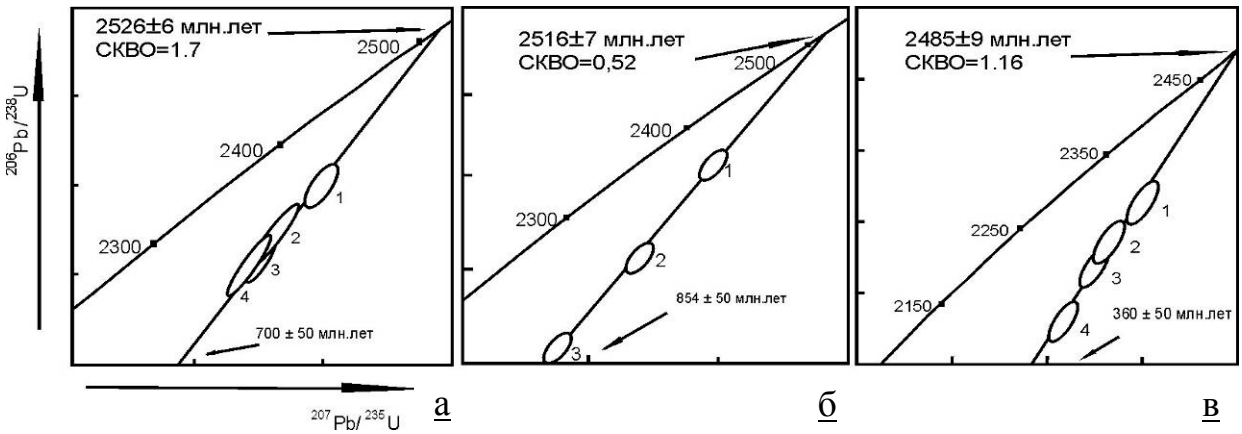


Рис 1. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для циркона из а) ортопироксенита, б) габбро и в) норита

чительной фазы – 2485±9 млн. лет пород Федоровского блока. Эти новые возрастные данные увеличивают банк изотопных данных для пород всего массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 04-05-64179; № НШ-2305.2003; Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. **Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004, 174 с.

2. **Докучаева В.С.** Петрология и условия рудообразования в Федорово-панском интрузиве // Геология и генезис месторождений металлов. М.: Наука, 1994, с. 87-100

3. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. // Приложения № 3 к монографии “Геология рудных районов Мурманской области”. Кол. науч. центр, Геологич. ин-т; Ред. Ф.П.Митрофанов. Апатиты. 2002, 53 с.

4. **Schissel D., Tsvetkov A. A., Mitrofanov F. P., Korchagin A. U.** Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia. // Economic geology. vol. 97. 2002, p. 1657-1677.

5. **Stacey J.S., Kramers J.O.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975, v. 26, № 2, p. 207-221.

Петрологические аспекты генезиса хромитовой минерализации в ультрамафитах различной формационной принадлежности

А.Б. Осипенко*, Е.Г. Сидоров**, А.И. Костоянов***

* Москва, Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, alex@sgm.ru
** Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
*** Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского

На примере ряда мафит-ультрамафитовых массивов Восточной Камчатки и Южной Корякии были рассмотрены закономерности пространственной локализации, особенности морфологии и вещественного состава рудной и акцессорной хромитовой минерализации в ультрамафитах различных формационных типов: зонально-концентрического, расслоенного и альпинотипного (офиолитового). В качестве типоморфных были выбраны массив г. Длинной на п-ове Валижген [1] и г. Солдатской на п-ове Камчатского Мыса [2] (офиолитовый тип) и Гальмоэнанский массив [3,4] (концентрически-зональный тип), в ультрамафитах которых получила развитие хромитовая минерализация, контрастно отражающая петрогенетические особенности формирования хромититов.

Морфологические особенности проявления хромитовой минерализации в изученных массивах во многом аналогичны установленным для каждого из выделяемых формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов. Для всех типов общим является то, что основные морфологические типы выделений представлены рудными и акцессорными разновидностями хромшпинелидов, а также хромитовыми включениями в зернах МПГ. В процентном отношении акцессорный хромит по распространенности резко подчинен и составляет первые доли процента породы, в то время как вкрапленный – первые проценты. В свою очередь как акцессорная, так и рудная хромитовая минерализация в массивах каждого из рассматриваемых типов характеризуется несколькими морфологическими разновидностями.

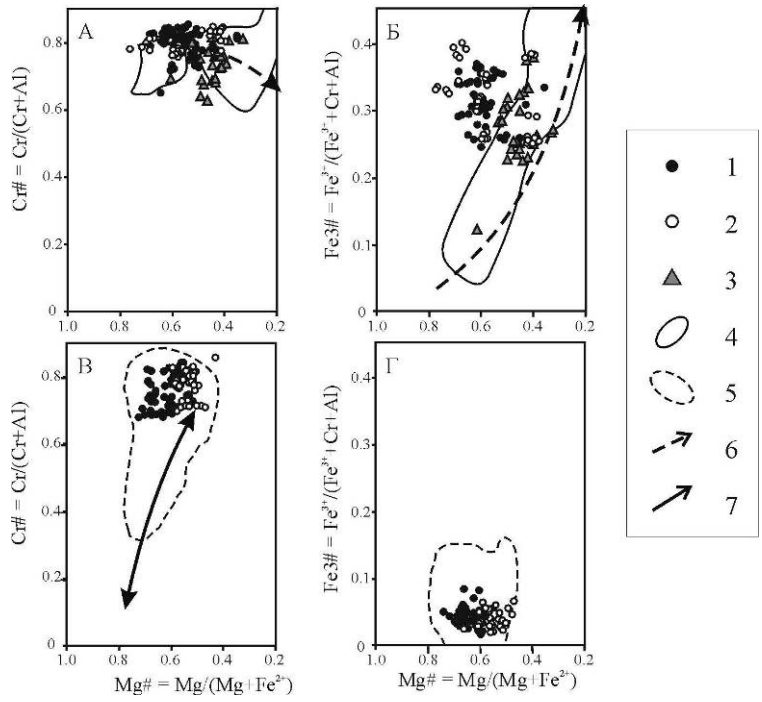


Рис.1. Бинарные композиционные диаграммы для составов рудных и акцессорных хромшпинелидов из пород мафит-ультрамафитовых массивов Южной Корякии (А,Б – Гальмоэнанский массив; В,Г – массив г. Длинной)

1-3 –составы хромшпинелидов из: 1 – хромититов, 2 – дунитов, 3 – срастаний с МПГ и включений в МПГ; 4,5 – поля составов хромшпинелидов из мафит-ультрамафитовых массивов различных формационных типов (4– зонально-концентрического, 5 –офиолитового), 6,7 – тренды изменения составов хромшпинелидов из мафит-ультрамафитовых массивов (6– зонально-концентрических, 7 –офиолитовых). 4-7 даны по [5].

Установлено, что в целом положение полей составов рудных и акцессорных хромшпинелидов из ультрамафитов в массивах Корякско-Камчатского региона, рассматриваемых в качестве типоморфных для каждого из формационных типов [1-3], на классификационных диаграммах повторяет закономерности, выявленные ранее для хромшпинелидов из пород большинства аналогичных комплексов [5] и, по-видимому, подчеркивает универсальный характер процессов, приводящих к хромитообразованию в ультрамафитах каждого из выделенных типов (рис.1).

Формирование хромитовой минерализации в ультрамафитах офиолитового типа, является реакционное взаимодействие примитивных мантийных расплавов с реститовыми перидотитами в комбинации со смешением различных по составу магм. При этом, стадийность процесса хромитообразования включает: (1) проникновение примитивных мантийных расплавов по проницаемым зонам во вмещающие деплетированные перидотиты. (2) реакционное растворение и вынос ортопироксена из перидотитов с образованием вторичных (или остаточных) дунитов, а также обогащенного SiO_2 и Cr_2O_3 расплава; (3) смешение этих вторичных расплавов с вновь поступающими порциями примитивного расплава, приводящее к осаждению и концентрирование кристаллов Cr-шпинелидов с образованием рудной хромитовой минерализации в новообразованных дунитах). В рамках этой модели находят свое объяснение особенности структурного положения хромититов в ультрамафитах офиолитового типа региона. Все исследованные проявления рудной хромитовой минерализации приурочены к кумулятивным дунитам. При этом, максимально обогащены хромитами внутренние части линзовидных и жилообразных дунитовых тел, а минимально - в зоне перехода к реститовым перидотитам. В гарцбургитах реститовой серии хромшпинелиды встречены исключительно в виде акцессорной фазы. Переход от дунитов к гарцбургитам, как правило, постепенный и фиксируется лишь по изменению модального количества ортопироксена в породе. Кроме того, проявления рудной хроми-товой минерализации в различных массивах офиолитового типа имеют резко удлиненную жило- и линзообразную форму, маркирующую зоны трещиноватости в первичных перидотитах, служившие подводящими каналами для примитивных мантийных расплавов.

Согласно проведенным термодинамическим расчетам порядок и условия форми-рования хромитовой минерализации в породах массивов зонально-концентрического типа представляются следующим образом: (1) формирование Cr-шпинелидов происходило в промежуточной, наиболее глубинной, магматической камере при подъеме исходного высокомагнезиального расплава в верхние горизонты земной коры. При этом повышенная хромистость самых ранних шпинелидов может быть объяснена, согласно экспериментам, пониженной фугитивностью кислорода в момент их образования; (2) по мере подъема магмы в верхние горизонты земной коры кристаллизовались интрателлурические-ликвидусные, магнезиальные субферрихромиты. Согласно экспериментам и термо-динамическим расчетам, это могло быть обусловлено увеличением фугитивности кислорода до условий буфера FMQ при температуре порядка 1300-1400°C; (3) в результате концентрации субферрихромитовых выделений формировались густовкрапленные рудные хромитовые обособления, а при наличии зон проницаемости – жильные тела хромититов. Их образованию предшествовала массовая (на 80-90%) кристаллизация дунитов и оливиновых пироксенитов центральной фации в малоглубинной камере (1-2 км); (4) дальнейшая эволюция кристаллизующейся магмы связана с возрастанием фугитивности кислорода предположительно до условий гематит-магнетитового буфера, взаимодействие выделившихся хромшпинелидов с остаточными расплавами, а также субсолидусными реакциями при понижении температуры до 1100-700°C. Все это обусловило образование непрерывного ряда хромшпинелидов от субферрихромита до хромсодержащего титаномагнетита.

Изучено распределение изотопов осмия в индивидуальных зернах минералов платиновой группы (МПГ), ассоциирующих с хромшпинелидами акцессорного и рудного типов из пород мафит-ультрамафитовых массивов Восточной Камчатки и Южной Корякии всех рассматриваемых формационных типов: зонально-концентрического, расслоенного и альпинотипного (офиолитового) [1,3,5]. Полученные новые данные позволили значительно уточнить существующие представления об условиях и времени формирования хромитовой минерализации, локализованной в ультрамафитах этих комплексов. Re-Os изотопные характеристики МПГ говорят в пользу формирования

платинометалльной минерализации ультрамафитов в мантийном субстрате до его перемещения в верхние горизонты коры. С учетом изотопно-геохимических данных природу коренной хромит-платинометалльной минерализации массивов зонально-концентрического типа можно объяснить в рамках модели, предполагающей, главным образом, привнос МПГ вместе с частично расплавленным (или твердофазным) веществом ультрамафитов. Менее вероятным представляется метасоматическое образование МПГ на позднемагматической стадии образования пород ядра массива и кристаллизация МПГ из расплава в промежуточной магматической камере in situ. Доля «корового» осмия в проанализированных зернах МПГ невелика. Re-Os изотопные характеристики МПГ из хромититов массивов офиолитового типа также говорят в пользу формирования платино-металльной минерализации ультрамафитов в мантийном субстрате до его перемещения в верхние горизонты коры. Однако налицо свидетельства дальнейшего метасоматического преобразования первичных МПГ под действием флюида, по-видимому, мантийного происхождения, приведшего к омоложению изотопной системы и появлению очень широкого интервала возрастных датировок.

Таким образом, на примере мафит-ультрамафитовых массивов Восточной Камчатки и Южной Корякии рассмотрены некоторые петрогенетические аспекты формирования хромититов и вопросы генетической связи платинометалльного и хромитового оруденения, дана оценка потенциальной хромитоносности массивов рассматриваемых типов. Последнее, в контексте связи хромитового и платиновометалльного оруденения, также позволяет оценить перспективы исследованных массивов на поиски коренных скоплений минералов платиновой группы (МПГ).

Литература

1. **Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Костоянов А.И., Толстых Н.Д.** Хромититы гипербазитовых массивов п-ова Валижген, Корякия // Геология рудных месторождений. 2002, т.44, №1, с.85-104.

2. **Осипенко А.Б., Новаков Р.М.** Хромитовая минерализация в ультрамафитах п-ова Камчатского Мыса, В.Камчатка // Записки ВМО. 2002, №1, с.36-49.

3. **Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б., Козлов А.П., Костоянов А.И.** Хромитовая минерализация в породах мафит-ультрамафитового массива Гальмоэнан, Корякия (Россия) // Геол. рудных месторождений. 2004, т.46, №3, с.235-252.

4. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России / ред. Зайцев В.П., Литвинов А.Ф., Ланда Э.А. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002, 104 с.

5. **Barnes S.J., Roeder P.L.** The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrology. 2001, v.42, p.2279-2302.

Генетическое значение парагенезисов платиновых металлов в сульфидных и хромитовых рудах

Н.А. Панеях, И.А. Зотов

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, marakush@igem.ru, izotov@igem.ru

Магматизм в земной коре и мантии порождается флюидными потоками, выносящими из земного ядра серу и рудные металлы, которые селективно экстрагируются из них магматическими дифференциатами, приобретающими тем самым геохимическую и металлогеническую специализацию. В эволюции факторов развития платинометалльной рудоносности на примитивном уровне доминировало химическое сродство с хромом, затем с железом (феррофильность), никелем и, наконец, с медью (сульфурофильность и халькофильность). Этим определяются в общем три парагенетических типа платинометалльной минерализации: осмий-рутениевый, иридий-родий-платиновый и платина-родий-палладиевый с доминированием платины, как самого распространенного металла этого семейства.

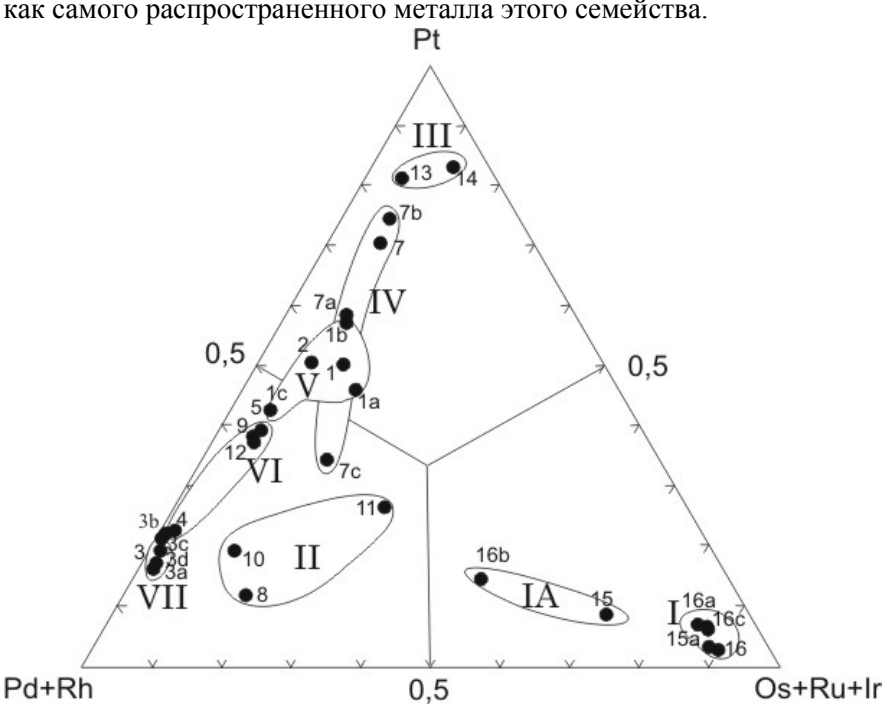


Рис.1. Систематика месторождений по парагенезисам ПМ, обозначенным римским цифрами (I-VII). *Арабские цифры соответствуют месторождениям:* ***1****-Бушвельд, a-хромитит UG-2, b-Риф Меренского, c-Платриф;* ***2****-Великая Дайка;* ***3****-Норильский район, a-Хараелах, b-вкрапленные руды в пикритах, c-то же в такситовых габбро, d-массивные руды;* ***4****-Дулут;* ***5****-Садбери;* ***6****-Стиллуотер;* ***7****-Джиньчуань, a-Западный, b-Центральный, c-Восточный;* ***8****-Томпсон;* ***9****-Печенга;* ***10****-Рэглэн;* ***11****-Камбалда;* ***12****-Войсис-Бей;* ***13****-Нижне-Тагильское;* ***14****-Кондер;* ***15****-Гули, a-хромититы;* ***16****-Кемпирсай, a-вкрапленные руды главной зоны, b-то же полосчатого комплекса, c-массивные хромититы.(В диаграмме использованы данные[2,4,5 и др.])*

На приведенной диаграмме (рис.1) платино-металльное месторождения (арабские цифры) распределяются по парагенетическим типам (римские цифры): хромититовые (I, III, V) и сульфидные медноникелевые (II, IV, VI, VII), принципиально различные по условиям формирования. Первый из них, тип осмий-рутениевых хромититов хромит-шпинелевого состава офиолитовых комплексов (Кемпирсайский массив), не дает самостоятельных месторождений (остается геохимическим), но является важным звеном в системе рудных парагенезисов платиновых металлов (ПМ) и поэтому рассматривается в одном ряду с платинометалльными месторождениями, расположенными в последовательности уменьшения их запасов.

Характер платинометалльности в офиолитовых формациях изменяется (I→ IA) с развитием полосчатых комплексов, обрамляющих дунит-гарцбургитовые ядра плутонов. В состав их входят клинопироксениты и хромититы хромшпинель-магнетитового типа, и усиливается роль платины и палладия. Что вызвало эти изменения? Основным фактором явилось ощелачивание магмы в результате возрастания флюидного давления в магматических очагах, стимулировавшего их разрастание путем магматического замещения мантийного субстрата со свойственным ему эффектом повышения щелочности расплавов [3](Коржинский, 1959). Движущей силой этого процесса было растворение

магния трансмагматическими флюидами, смещавшее их равновесие с расплавами в направлении эффективного обеднения последних кремнеземом и обогащения щелочами и сильными основаниями (CaO, Na_2O, K_2O). Это порождало тренды дифференциации, отличающиеся обособлением в магмах свободного железа, что обусловлено расширением в них стабильности магнезиального клинопироксена, вытесняющего железистый ортопироксен с образованием нормативных магнетита и металлического железа [1]: $MgFeSi_2O_6+CaO = CaMgSi_2O_6 +0{,}25(Fe_3O_4+Fe)$, появление которого привело к усилению концентрации феррофильной платины и создало сдвиг их платинометалльности в сторону стратиформных интрузивов (IA→V). Этой реакцией диопсидизации железистого гиперстена определяется радикальный поворот развития гипербазитового магматизма, создавший изменение его хромитоносной специализации на платинометалльную.

Осмиридовая специализация хромититов дунит-гарцбургитовых комплексов офиолитовых поясов закономерно сменяется платиновой с переходом к дунит (оливинит)-клинопироксенитовым интрузивам, обрамляющим складчатые структуры (Платиноносный пояс Урала), только отчасти распространяясь на прилегающие к ним субплатформенные структуры (зональный интрузив Кондер на востоке Сибирской платформы). Смена парагенезисов платиноидов вызвана сменой характера магматизма, приуроченного к более консолидированным структурам и более глубоко дифференцированного с выраженным базит-гипербазитовым расслоением и ощелачиванием магм. С уменьшением ультраосновности и переходом к основным магмам тугоплавкий осмиридовый парагенезис сменяется более легкоплавким иридий-платиновым. Изменился также и минеральный парагенезис хромититов с хромит-шпинелевого на хромит-магнетитовый, свойственный платинометалльным формациям.

Однако этот тип платиновых хромититов отличен от хромититов стратиформных интрузивов, приуроченных к платформенным прогибам. Хромититы в них нередко содержат сульфиды в своем составе и представлены палладий-платиновым типом. Хромититовое палладий-платиновое оруденение достигает в отдельных горизонтах (рифах) массивов громадного размаха, как в рифе UG-2 Бушвельдского плутона на юге Африки. Уникальность его определилась магматической дифференциацией массива, сопровождаемой освобождением железа из силикатных структур по вышерассмотренной реакции и максимальной концентрацией его в хромититовом расплаве, повышающей его химическое сродство с платиной и палладием и способствующей экстракции их из трансмагматических флюидов.

Свойственная стратиформным интрузивам платинометалльность имеет тенденцию понижения платина-палладиевого отношения с переходом от нижней гипербазитовой зоны к верхней базитовой, что отражает различие кислотно-щелочных свойств этих металлов. Возможно, эта закономерность лежит в основе разделения стратиформных хромититовых месторождений на два типа: преимущественно платиновый (Бушвельд) и преимущественно палладиевый (Стиллуотер, в скобках) Лазаренков, Таловина, 2001, мг/т: Pt 3740(2000), Pd 1530(5300), Ru 430(270), Rh 240(455), Ir 74(170), Os 63(нет). Хромититы месторождения Стиллуотер являются уникальными по их палладиевой специализации и соответственно они в большей мере, чем в Бушвельде, обогащены сульфидами, образующими местами каплевидные выделения в хромите. Однако, уникально высокая концентрация ПМ (палладия и платины) в рудах Стиллуотера (рис.1) была достигнута не в хромититовых пластах его нижней гипербазитовой зоны, а в верхнем базитовом относительно обогащенном сульфидами комплексе. Он грубо расслоен на ритмы, фиксируемые составом плагиоклаза, а каждый ритм в свою очередь разделяется на более мелкие слои контрастного железо-магнезиального расслоения. По мере обогащения сульфидами хромититы обогащаются никелем, медью и халькофильными металлами. Таким образом, роль серы в формировании платинометалльной минерализации последовательно возрастает в ряду хромититов Кондера (III) - Бушвельда (V) - Стиллуотера (VII) и ведет к существенному изменению парагенезисов платиноидов от платинового к платина-палладиевому (рис.1).

Если одним из главных факторов концентрации ПМ служило освобождение железа из силикатных структур в связи с ощелачиванием железистых дифференциатов, то не менее важную роль играла последующая флюидная сульфуризация богатых железом дунитовых (оливинитовых), ферропикритовых или ферротроктолитовых расплавов: $MgFeSiO_4+H_2S=MgSiO_3+FeS+H_2O$ с привносом в них ПМ и других халькофильных металлов и превращением их в обогащенные сульфидами пироксениты (согласно вышеприведенной реакции) или более кислые расплавы. Таким образом, мы переходим к сульфидным медно-никелевым платиносодержащим месторождениям. Наиболее крупным из них является Норильско-Талнахское, сформировавшееся в результате флюидной сульфуризации, сопровождавшейся развитием в расплавах сульфидно-силикатной несмесимости, фиксируемой капельными текстурами вкрапленных руд. Ликвационное разделение расплавов происходило на всех уровнях формирования рудных залежей Норильских интрузивов [2], прослеживаясь в пикритовом,

такситовом и нижнем горизонте сплошных сульфидных руд. В результате возникло радикальное разделение сульфидов Норильских месторождений на пентландит-пирротиновую особенно богатую палладием и родием ассоциацию, свойственную сплошным сульфидным рудам, и пирротин-халькопиритовую, более богатую платиноидами и особенно платиной.

Развитие медно-никелевой несмесимости сульфидных расплавов в ходе их генерации сопровождалось уменьшением роли платины относительно палладия и определило уникальность Норильских месторождений, фиксируемую высоким содержанием в рудах меди и родий-палладиевым парагенезисом ПМ.

С обрисованной моделью формирования гигантских Норильских месторождений сходен (Налдретт, 2003) и механизм формирования месторождения Садбери в Канаде, сульфидные расплавы которого формировались в базальном слое их материнского интрузива и в значительной части мигрировали вниз с образованием залежей массивных руд в его нижнем экзоконтакте. На всех уровнях развития рудоносности месторождения Садбери развивалась несмесимость сульфидных расплавов с отделением медистых типов, эффективно концентрирующих ПМ, но менее палладиевой специализации и с большей ролью осмиридов в отличие от Норильска.

Противоположный тип представляет месторождение Камбалда в Австралии, генетически связанное с коматиитовым магматизмом и представленное никелевым составом руд, бедных платиновыми металлами. Они относятся к II парагенетическому типу, сближенному с осмиридовым типом офиолитовых поясов (I). На диаграмме их парагенетические типы принципиально отличаются от платина-палладиевых типов (III-VII) стратиформных интрузивов.

Представленная на диаграмме система парагенезисов ПМ соответствует их материнским интрузивам: дунит-гарцбургитовым (I), дунит-клинопироксенитовым (III), стратиформным различного типа (V-VII), а также ультрамафитовым вулканическим породам - коматиитам (III). В связи с этим парагенезисы ПМ отражают эволюцию магматизма и играют в этом плане индикаторную роль, как показатели генетических связей их с материнскими интрузивами, в том числе и с другими рудными месторождениями, в которых ПМ содержатся лишь в виде геохимической примеси, как например в офиолитах или иных месторождениях, характеризуя природу их материнских интрузивов, залегающих на глубине.

С учетом парагенетического разделения ПМ разработаны три модели их избирательной концентрации из трансмагматических флюидов применительно к хромититам, ферродунитам и сульфидным рудам.

Основой образования крупных и гигантских месторождений исключительно в стратиформных интрузивах служили горизонты контрастной магматической дифференциации, обеспечивающей развитие рассмотренных в работе факторов концентрации ПМ. Силикатно-сульфидная жидкостная несмесимость, по существу снимает ограничительные параметры рудоносности с этого процесса, определяемого только количеством железа, сконцентрированного при образовании железистых дифференциатов

Работа выполнена благодаря поддержке РФФИ, грант № 03-05-65004. ОНЗ РАН, 2003, приоритетная тема 2; НШ -1301.2003.5

Литература

1. **Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А. и др.** Медно-никелевое месторождение Джиньчуань в Китае и зависимость платиноносности гипербазитов от их щелочности // Геология рудных месторождений. 2000, т.42, №5, с.441-459.

2. **Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А.** Петрологическая модель формирования Норильских медно-никелевых месторождений// Петрология. 2003, т.11, №5, с.524-544.

3. **Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А., Гаврилов Н.М.** Кислотно-щелочные свойства металлов группы платины и их геохимическое и металлогеническое значение // Экспериментальная минералогия. М.: Наука. 2004, т.1, с.234-262.

4. **Налдретт А. Дж.** Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. // Санкт-Петербург, СПбГУ, 2003, 488 с.

5. **Zientek M.L., Likhachev A.P., Kunilov V.E. et al.** Cumulus processes and the composition of magmatic ore deposits: Examples from the Talnakh district, Russia // Proc. Sudbury-Noril'sk symp. Ontario geol. Surv. Spec. 1994, v.5, p.373-392.

Связь хромитового рудогенеза с петрогенезом офиолитовых ультрабазитов (на примере Урала)

Б.В. Перевозчиков

Пермь, Пермский государственный университет, olivin@psu.ru

Хромитовые рудные тела всегда залегают внутри массивов и тел офиолитовых ультрабазитов и нигде не встречены за их пределами. Н.В. Павловым [1] установлена тесная связь состава рудных и акцессорных хромшпинелидов с составом вмещающих пород. Мной выделены четыре формации офиолитовых ультрабазитов (лерцолитовая, гарцбургитовая, дунит-гарцбургитовая и верлит-дунитовая), отличающиеся специализацией на разные типы хромитового оруденения [3]. Ранними формациями в лерцолитовом и гарцбургитовом типах офиолитов [5] являются лерцолитовая, хромитовое оруденение в которой отсутствует, и гарцбургитовая, несущая хромитовые руды глиноземистого типа. По этим формациям образовалась дунит-гарцбургитовая формация, с которой пространственно и генетически связаны хромитовые руды высокохромистого типа. Самая поздняя верлит-дунитовая формация унаследовала хромитовые руды от гарцбургитовой и дунит-гарцбургитовой формации, которые приобрели повышенную железистость и делятся на два подтипа: глиноземистый и высокохромистый.

Формирование главных типов хромитового оруденения, глиноземистого и высокохромистого, тесно связано с петрогенетическими процессами образования гарцбургитовой и дунит-гарцбургитовой формаций. В строении и формировании этих формаций имеются как черты сходства, так и отличия. Сходство заключается в общей направленности петрогенетических процессов, выразившееся в двухэтапном формировании той и другой формации. В первом этапе, в условиях метаморфического преобразования и пластического течения мантийного вещества в геодинамически активных зонах, происходило селективное выплавление из него базальтовых расплавов и образование в разной степени истощенных гарцбургитов, которые могут рассматриваться как тугоплавкий остаток – рестит.

Истощенные в первом этапе в результате подъема мантийного диапира и понижения температуры становились более вязкими, что привело к второму этапу формирования формаций. Гарцбургиты сминались в крупные желобовидные и конусовидные складки и осложняющие их флексурные перегибы. В пределах осевых частей, крыльев и других участков складчатых структур возникли зоны сколово-пластичных деформаций, в пределах которых в результате понижения давления создались условия для дальнейшего истощения гарцбургитов. В этих зонах появились расплавные мобилизаты пироксенитового, габбрового и хромитового состава и тугоплавкий остаток – рестит дунитового состава. Вполне вероятно, что первоначальные выплавки имели рудно-силикатный состав, в дальнейшем разделившиеся в результате ликвации на силикатную и рудную составляющие. Это предположение подтверждается находками на массивах Сыум-Кеу и Войкаро-Сынинский (Полярный Урал) хромитовых руд глиноземистого типа с клинопироксеновым цементом и справедливо, по крайней мере, для гарцбургитовой формации. Пироксенитовые и габбровые расплавы перемещались по зонам деформаций в направлении краевых частей формаций, а также за их пределы, где могли участвовать в формировании переходного к габброидам дунит-верлит-клинопирок-сенитового комплекса. Хромитовые расплавные мобилизаты, как правило, перемещались в на-правлении, противоположном движению силикатных расплавов, в сторону крупных дунитовых тел в соответствии с принципом кислотности-основности. Особенно ясно это установлено для дунит-гарцбургитовой формации массива Рай-Из, для которой установлено зональное строение благодаря предложенному методу картирования по парагенерациям гарцбургитов с различным количеством дунитовых выделений [2]. От краевых частей формации в сторону крупных дунитовых тел наблюдается постепенное увеличение степени истощения ультрабазитов, выраженное в росте количества и размеров дунитовых выделений среди гарцбургитов, в уменьшении в гарцбургитах количества пироксенов, литофильных компонентов в перидотитах и пироксенах, возрастании хромистости акцессорных и рудных хромшпинелей. Центральные области дунит-гарцбургитовой формации с крупными дунитовыми телами не содержат жил клинопироксенитов и габбро. Последние переместились в краевые части формации или за ее пределы. Хромитовые расплавы, напротив, передвигались в сторону крупных дунитовых тел. Доказательством этого служат увеличение в направлении крупных дунитовых тел среднего содержания хрома в дунитах, размеров и количества рудных тел бедновкрапленных хромитовых руд в дунитах.

Наиболее важное отличие гарцбургитовой и дунит-гарцбургитовой формаций заключается в разной степени их истощенности литофильными компонентами. Наиболее высокой степенью истощения характеризуется дунит-гарцбургитовая формация. Это выражается в уменьшении в дунит-гарцбургитовой формации количества пироксенов в гарцбургитах (до 10–20%), резком снижении содержаний Al, Ca, Na в гарцбургитах и пироксенах, увеличении хромистости акцессорных и рудных хромшпинелей. Важно отметить, что повышение хромистости хромшпинелей от гарцбургитовой формации к дунит-гарцбургитовой вызвано не накоплением хрома, а уменьшением содержания глинозема в ультрабазитах в процессе их истощения.

Гарцбургитовая и дунит-гарцбургитовая формации сильно различаются по характеру проявления сколово-пластичных деформаций, связанных со вторым этапом формирования. В гарцбургитовой формации зоны сколово-пластичных деформаций преимущественно представлены линейным типом и фиксируются дунитами. Истощение и локальное плавление гарцбургитов четко локализовано в пределах линейных зон сколово-пластичных деформаций и не проявляется за их пределами. Границы дунитовых тел и гарцбургитов резкие, в последних вблизи зон деформаций отсутствуют следы изменений. В дунит-гарцбургитовой формации процессы сколово-пластичных деформаций проявились очень широко и интенсивно. Истощение гарцбургитов не ограничилось только линейными зонами деформаций и охватило межзональное пространство. В процессе расширенного площадного истощения в гарцбургитах появились многочисленные шлировые, линзовидно-полосчатые выделения дунитов, связанные постепенными переходами с гарцбургитами. Последние в участках высокого содержания дунитовых выделений в максимальной степени истощены.

Главной причиной отличия хромитоносных формаций по степени истощенности и строению являются геодинамические обстановки их формирования [4]. Более ранняя гарцбургитовая формация образовалась в обстановке СОХ с умеренной и высокой скоростями спрединга. Формирование дунит-гарцбургитовой формации по гарцбургитовой и лерцолитовой формациям происходило в условиях надсубдукционного мантийного клина островных дуг (рис.). В основу оценки физических условий (T и P) формирования мантийных ультрабазитов принято положение о комплементарности базальтов и реститов гарцбургитового состава, образовавшихся в результате селективного плавления вещества верхней мантии. Достоверность оценок физических условий формирования для базальтов несравнимо выше, чем для мантийных перидотитов, которые продолжали длительный период оставаться в мантии, а позднее выводились тектонически в верхние части земной коры. Физические условия формирования офиолитовых ультрабазитов, приведенные на рисунке, приняты тождественными условиям выплавления базальтов, комплементарных перидотитам. По сравнению с гарцбургитовой формацией образование дунит-гарцбургитовой формации протекало на больших глубинах и при более высоких температурах, что обеспечило более высокую степень истощения мантийного материала.

Отсутствие хромитового оруденения в лерцолитовой формации обусловлено формированием ее на большей глубине по сравнению с гарцбургитовой формацией, поэтому пластичность мантийного материала была достаточно высокой, и не было условий для появления сколово-пластичных деформаций и образования дифференцированного комплекса пород второго этапа.

Формирование верлит-дунитовой формации происходило по ультрабазитам более ранних мантийных формаций в граничной зоне с корой (рис.). Последние данные позволяют связать образование формации с процессами тектонического расслаивания и метаморфизма пород мантии, внедрения магматических расплавов габбрового и клинопироксенитового состава и глубокого истощения мантийных перидотитов.

Начальные стадии процесса образования руд глиноземистого типа видны в жилообразных телах дунитов мощностью 1–3 м и более, в которых сохранились струйчато-вкрапленные шлировые сегрегации хромшпинелей. По соединяющим дунитовые тела зонам деформаций рудные расплавы передвигались между дунитовыми телами и концентрировались в некоторых из них. В дунитовых телах малого и среднего размера, из которых рудные расплавы не уходили, формировалось бедновкрапленное оруденение сегрегационного типа. Из средних и крупных дунитовых тел рудные расплавы отжимались по проницаемым деформационным зонам и образовывали среди гарцбургитов тела богатовкрапленных руд инъекционного типа. Рудный расплав из крупных дунитовых тел отжимался полностью, и только в апофизах тел, от которых отходят деформационные зоны, встречаются рудные тела бедновкрапленных руд (проявление Лекхойлинское Западное на Войкаро-Сынинском массиве)

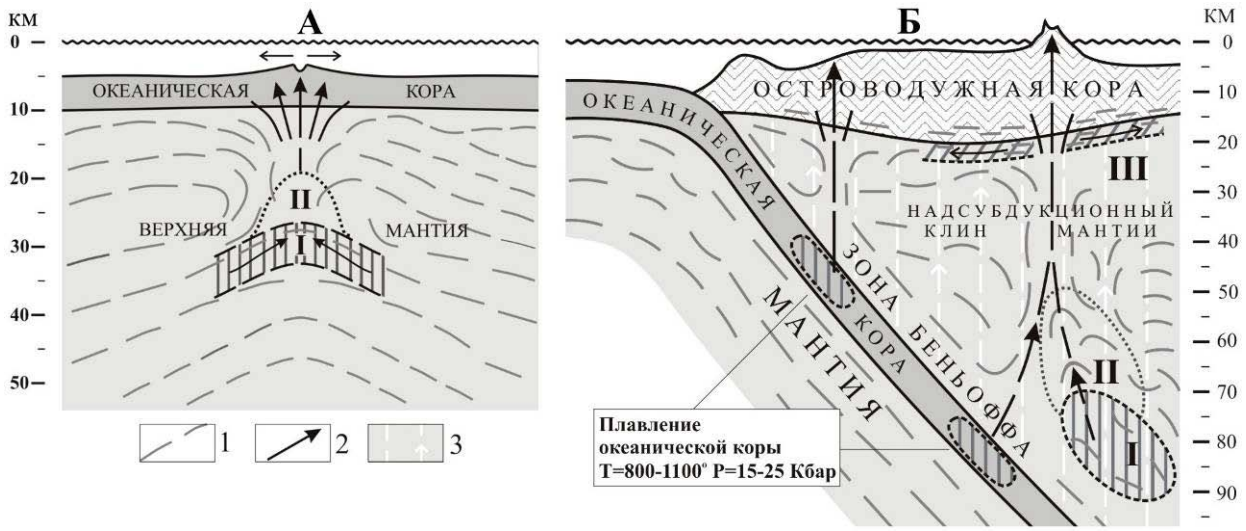


Рис. Геодинамические обстановки формирования хромитоносных формаций

А – СОХ с умеренной и высокой скоростями спрединга. Формирование гарцбургитовой формации: I – локальное выплавление базальтов (МОРВ) и образование гарцбургитов "обогащенных" (T=1220–1300^0, P=0,6–0,8 гПа); II – образование дунитов, пироксенитов, хромититов низкохромистых (T=1100–1250^0, P=0,5–0,7 гПа). Б – островная дуга. Формирование дунит-гарцбургитовой формации: I – локальное выплавление базальтов толеит-бонинитовой серии и образование гарцбургитов "истощенных" (T=1400–1550^0, P=2,0–2,5 гПа); II – образование гарцбургитов "интенсивно истощенных", дунитов, пироксенитов, хромититов высокохромистых (T=1300–1450^0, P=1,5–2,3 гПа); III – формирование верлит-дунитовой формации (T=800–1100^0, P=0,4–0,7 гПа)
1 – пластическое течение мантийного и корового материала; 2 – подъем базальтовых расплавов;
3 – подъем водных флюидов

Формирование хромитовых руд высокохромистого типа происходило в две стадии. В первую стадию рудные расплавы собирались в средних и крупных дунитовых телах. Вторая стадия выразилась в отжимании расплавов из дунитовых тел по проницаемым деформационным зонам и локализации в виде тел богатовкрапленных хромитовых руд инъекционного типа. Следы накопления рудных расплавов в крупных и средних дунитовых телах сохранились в виде штокообразных и неправильной формы тел бедновкрапленных хромитовых руд.

В заключение отмечу, что процессы образования офиолитовых ультрабазитов в мантии отражают эволюцию мантийного вещества при смене геодинамических обстановок в соответствии с циклом Уилсона. Процессы хромитового рудогенеза теснейшим образом связаны с петрогенетическими процессами.

Литература

1. **Павлов Н.В.** Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 103, Серия рудн. месторожд, № 13, с. 10–35.

2. **Перевозчиков Б.В.** Крупномасштабное геологическое картирование гипербазитов дунит-гарцбургитового формационного типа (на примере массива Рай-Из) // Геологическое картирование магматических комплексов Урала: Информ. мат-лы к V Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1986, с. 16–17.

3. **Перевозчиков Б.В.** Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала) // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Обзорная информация. М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1995, вып. 7, 46 с.

4. **Перевозчиков Б.В.** Геодинамические условия формирования хромитового оруденения в альпинотипных ультрабазитах Урала // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996, с. 162–167.

5. **Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987, вып. 404, 246 с.

Метаморфизм гнейсов кольской серии района Полнек-Тундры (Центрально-Кольский блок)

Л.С. Петровская, М.Н. Петровский, А.В. Базай

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, petrovsk@apatity.ru

Позднеархейский эндербит-гранулитовый комплекс района Полнек-Тундры расположен в центральной части Центрально-Кольского блока и представлен образованиями гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Возраст гранулитового метаморфизма для кольских гнейсов в этом районе определен в 2724±49 млн. лет, а время более позднего регрессивного метаморфизма для гранулитов датируется 2568±10 млн. лет [1].

Для района Полнек-Тундры произведена оценка P-T условий образования гранатовых парагенезисов метаморфического комплекса, представленного высокоглиноземистыми гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами с кордиеритом, а также, впервые обнаруженными в Кольском регионе, специфическими по своему составу, высококальциевыми гранат-биотитовыми гнейсами.

Высокоглиноземистые гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы с кордиеритом – средне-крупнозернистые, гнейсовидные породы светло-серого цвета. Структура порфиробластовая, основная масса характеризуется сочетанием лепидогранобластовой, гранобластовой с элементами катакластической структур. Характерной особенностью высокоглиноземистых гнейсов является наличие в их составе таких глиноземистых минералов, как гранат пироп-альмандинового ряда (до 35%), биотит (2-25%), силлиманит (0-15%), кордиерит (0-1%). В качестве главных породообразующих минералов присутствуют также олигоклаз-андезин (30-68%), калиевый полевой шпат (0-7%) и кварц (5-30%). Вторичные минералы представлены серицитом, карбонатом, хлоритом и мусковитом. Акцессорные минералы представлены: цирконом, шпинелью, рутилом, апатитом, титанитом, ильменитом, монацитом, пирротином, пиритом, халькопиритом. Химический состав (мас. %): SiO_2 – 54.82-68.64; TiO_2 – 0.19-1.21; Al_2O_3 – 13.38-19.89; Fe_2O_3 – 0.45-2.68; FeO – 2.68-8.57; MnO – 0.06-0.14; MgO – 2.11-4.96; CaO – 0.54-2.93; Na_2O – 0.74-5.55; K_2O – 1.66-5.73.

Высококальциевые гранат-биотитовые гнейсы - породы серого цвета, среднезернистые, гнейсовидные. Структура порфиробластовая за счет выделений граната; структура основной ткани характеризуется сочетанием лепидогранобластовой, гранобластовой с элементами катакластической. Главным породообразующим минералом является битовнит-анортит – 45-70%, содержание кварца в породе – 20-40%, калиевого полевого шпата 0-2%. В качестве цветных минералов присутствуют: гранат (5-10%), состав которого соответствует пироп-альмандиновому ряду и биотит с варьирующим содержанием от 5% до 20%. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, мусковитом, серицитом. Акцессорные минералы: циркон, апатит, титанит, магнетит. Химический состав: (мас. %): SiO_2 – 62.28-70.08; TiO_2 – 0.34-1.04; Al_2O_3 – 13.83-16.80; Fe_2O_3 – 0.86-2.39; FeO – 1.54-3.95; MnO – 0.03-0.25; MgO – 2.06-3.89; CaO – 3.69-5.71; Na_2O – 0.21-1.62; K_2O – 1.40-2.65.

По химическому составу гранаты из гнейсов кольской серии соответствуют гранатам, сформированным в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (табл. 1).

Микрозондированием установлено, что большинство ранних кристаллов граната (Grt_1) из высокоглиноземистых гнейсов гомогенно в центральных частях по распределению CaO, MnO, FeO и MgO. Краевые части кристаллов зональны по FeO и MgO, причем к краям зерен концентрации MgO уменьшаются, а FeO увеличиваются; зональность по CaO и MnO выражена слабее (табл.1). Такая зональность является ретроградной и ее образование можно объяснить наложением условий амфиболитовой фации на гнейсы кольской серии, первоначально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации [2]. Проанализированные кристаллы поздних гранатов (Grt_2), образованные в условиях ретроградной амфиболитовой фации метаморфизма, по химизму близки к краевым зонам ранних гранатов (табл. 1).

Составы ранних гранатов (Grt_1) из высококальциевых гнейсов характеризуются обратным типом химической зональности [2]. К краям кристаллов концентрации FeO, MnO возрастают, а MgO уменьшаются. Концентрации CaO обычно уменьшается к краевой части зерен, но распределение элемента по профилю неравномерное (табл. 1). Кристаллы поздних гранатов (Grt_2), образованные в условиях регрессивной амфиболитовой фации метаморфизма также характеризуются регрессивным типом зональности (табл. 1).

Таблица 1. Термодинамические условия образования гранатсодержащих парагенезисов гнейсов кольской серии

№ обр.	Анализ Gr–Bt–Pl	Grt					Bt		Pl	T, ^{0}C	P, кбар
		Prp	Alm	Sps	Grs	X_{Mg}	X_{Mg}	TiO_2	X_{Ca}		
Высокоглиноземистые гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы с кордиеритом											
Ранний гранулитовый парагенезис											
101	ц-ц-ц	40.5	56.2	1.0	2.2	0.414	0.672	3.33	0.28	737	5.8
	к-ц-к	32.6	62.9	1.2	3.3	0.337	0.672	3.33	0.27	655	6.0
105	к–ц-к	25.0	70.5	1.8	2.7	0.257	0.642	3.37	0.27	574	3.5
	ц-ц-ц	34.3	61.5	1.2	3.0	0.354	0.642	3.37	0.29	704	6.1
	к–ц-к	26.7	69.3	1.6	2.4	0.274	0.642	3.37	0.27	592	3.5
106	к–ц-к	34.9	61.9	1.6	1.6	0.355	0.664	4.67	0.24	657	3.0
	ц-ц-ц	41.7	55.3	1.3	1.7	0.425	0.664	4.67	0.24	769	6.2
	к–ц-к	41.3	56.0	1.2	1.5	0.419	0.664	4.67	0.24	739	4.1
107	к-ц-ц	27.0	68.2	1.9	2.9	0.278	0.680	4.18	0.23	595	4.4
	ц-ц-ц	41.9	55.2	1.0	1.9	0.427	0.680	4.18	0.23	751	7.1
	к-ц-ц	33.9	63.0	1.4	1.7	0.344	0.680	4.18	0.23	623	4.8
115	ц-ц-ц	44.0	53.2	0.6	2.2	0.450	0.694	4.09	0.25	757	6.3
	к–ц-к	41.2	56.2	0.8	1.8	0.420	0.694	4.09	0.26	685	3.6
204	ц-ц-ц	38.3	58.0	1.4	2.3	0.392	0.629	4.69	0.23	785	7.1
	к-ц-ц	31.8	64.2	1.8	2.2	0.325	0.629	4.69	0.23	683	5.2
Поздний ретроградный парагенезис											
121	ц-ц-ц	24.2	71.5	1.5	2.8	0.249	0.624	0.66	0.22	598	4.9
	к-к-к-	21.3	74.5	2.2	2.0	0.217	0.631	0.63	0.23	533	2.2
137	ц-ц-ц	23.3	69.4	2.4	4.9	0.244	0.664	2.05	0.24	559	4.7
	к-ц-ц	19.1	73.0	3.0	4.9	0.201	0.664	2.05	0.24	503	3.6
Высококальциевые гранат-биотитовые гнейсы											
Ранний гранулитовый парагенезис											
207	ц-ц-ц	36.6	52.2	3.3	7.9	0.398	0.661	3.16	0.82	766	8.7
	к–ц-к	31.4	58.6	4.1	5.9	0.333	0.661	3.16	0.83	675	5.7
208-1	к–ц-к	18.8	63.4	3.6	14.2	0.219	0.608	2.41	0.74	611	7.9
	ц-ц-ц	32.6	53.6	2.3	11.4	0.368	0.608	2.41	0.70	831	11.3
	к–ц-к	23.7	60.8	5.6	10.0	0.263	0.608	2.41	0.75	671	7.7
219-1	ц-ц-ц	27.0	59.4	3.9	9.8	0.299	0.548	2.84	0.99	787	8.5
	к–ц-к	19.6	66.1	6.2	8.0	0.214	0.548	2.84	0.91	644	5.4
Поздний ретроградный парагенезис											
208-2	ц-ц-ц	19.2	62.2	6.8	11.8	0.217	0.620	1.73	0.73	616	8.0
	к–к-к	18.0	62.3	4,4	15.4	0.212	0.613	1.94	0.75	613	7.8
219-2	ц-ц-ц	15.3	62.9	4.1	17.4	0.187	0.681	1.96	0.92	589	6.4
	к–ц-к	15.4	62.6	4.6	17.7	0.186	0.681	1.94	0.91	535	4.5
219-3	ц-ц-ц	15.1	63.1	4.5	17.3	0.182	0.681	1.96	0.92	590	5.5
	к–ц-к	18.6	66.3	7.1	8.0	0.186	0.681	1.94	0.91	560	4.8

Примечание: ц – центр зерна граната (Grt), биотита (Bt) и плагиоклаза (Pl); к – край зерна граната, биотита и плагиоклаза; Prp – пироп, Alm – альмандин, Sps – спессартин, Grs -гроссуляр. Для граната и биотита – X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn), для плагиоклаза – X_{Ca} = Ca/(Ca+Na+K). Содержание TiO_2 в биотите приводится в мас.%.

Химические анализы минералов, использованных для оценки P-T условий метаморфизма, выполнены на микроанализаторе MS-46 Cameca в Геологическом институте Кольского научного центра РАН. Особенности состава сосуществующих минералов приведены в табл. 1.

Оценка термодинамических условий образования изученных минеральных парагенезисов осуществлялась по программе Д.Г. Егорова, основанной на использовании эмпирически откалиброванных Хоишем [3, 4] геобарометрических равновесий для ассоциации Кв+Пл±Би±Му+Гр в сочетании с гранато-биотитовым геотермометром Л.Л. Перчука и др. [5].

Пиковые условия метаморфизма для гнейсов кольской серии определялись по центральным частям минералов слагающих ранний гранулитовый парагенезис Grt_1+Bi_1+Pl_1. Значения температур и давлений для регрессивной стадии метаморфизма были получены по центральным частям новообразованных гранатов Grt_2 в ассоциации с Bi_2+Pl_2.

Результаты геолого-петрологических исследований гнейсов кольской серии архея района Полнек-Тундры позволяют сделать вывод об их полиметаморфической природе.

1. В высокоглиноземистых гнейсах зафиксированы два этапа минералообразования, соответствующих двум этапам метаморфизма. P-T условия гранулитового метаморфизма, с образованием раннего минерального парагенезиса (Grt_{55-69} + Bt_{22-46} (красно-коричневый) ± Sil + Pl_{23-29} ± Kfsp+Qtz), оцениваются в 700-785^{0}C и 6.1-7.1 кбар. Ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации, с образованием позднего минерального парагенезиса (Grt_{75-80} + Bt_{30-37} (светло-зеленый) ± Sil(фибролит) ± Crd_{13-17} + Pl_{22-24} + Qtz ± Kfsp), отличается более низкими значениями температур (560-600^{0}C) и давлений (4.7-4,9 кбар).

2. Для высококальциевых гнейсов установлены также два этапа метаморфизма. Образование раннего минерального парагенезиса Grt_{59-69} + Bt_{32-45} (коричневый) + Pl_{69-99} ± Kfsp + Qtz происходило в условиях гранулитового метаморфизма, параметры которого оцениваются в 766-831^{0}C и 8.5-11.3 кбар. Ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации, с образованием позднего минерального парагенезиса (Grt_{74-81} + Bt_{23-38} (зеленый) + Pl_{63-92} + Qtz), характеризуется более низкими значениями температур (590-620^{0}C) и давлений (5.5-8.0 кбар). Приведенные оценки T и P являются завышенными, по сравнению с параметрами бедных кальцием глиноземистых гнейсов, что возможно обусловлено спецификой их химизма и, соответственно, возможностями использованных геотермобарометров.

Авторы благодарны академику РАН Ф.П. Митрофанову за постановку работы, доктору геолого-минералогических наук В.П. Петрову за обсуждение статьи и полезные рекомендации.

Литература

1. **Петровская Л.С., Баянова Т.Б.** Архейский магматизм и метаморфизм района Пулозеро (Центрально-Кольский блок) // Петрография на рубеже XX века: итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000, т.4, с.298.

2. **Авченко О.В.** Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982, 102 с.

3. **Hoisch T.D.** Emperical calibration of si geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet // Contrib. Mineral Petrol., 1990, v.104, p. 225-234.

4. **Hoisch T.D.** Equilibria within the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase, and implication for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite // Contrib. Mineral Petrol., 1991, v.108, p. 43-54.

5. **Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я. и др.** Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983, 197 с.

Геология и петрология Панэяврского массива монцонитов и субщелочных альбитовых сиенитов-граносиенитов (Мурманский блок)

М.Н. Петровский, Л.С. Петровская, А.В. Базай

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, petrovsk@apatity.ru

Магматизм наряду с другими геологическими процессами является важным, а в ряде случаев и единственным индикатором эволюции литосферы и различных существующих в ней геодинамических обстановок. Из докембрийских магматических образований этапа стабилизации тектонического режима в пределах Мурманского гранит-мигматитового пояса (Мурманского блока) Кольского полуострова на сегодняшний день были известны только высокожелезистые рапакивиобразные порфировидные граниты Иоканьгского, Низъяврского, Порт-Артурского и ряда других массивов [1]. Докембрийские щелочные формации на территории Мурманского блока ранее не были известны. В ходе тематических исследований Геологического института КНЦ РАН на северо-востоке Мурманского блока, авторами в районе оз. Панэявр (в 10 км к западу от пос. Гремиха) был открыт и изучен небольшой массив щелочных пород.

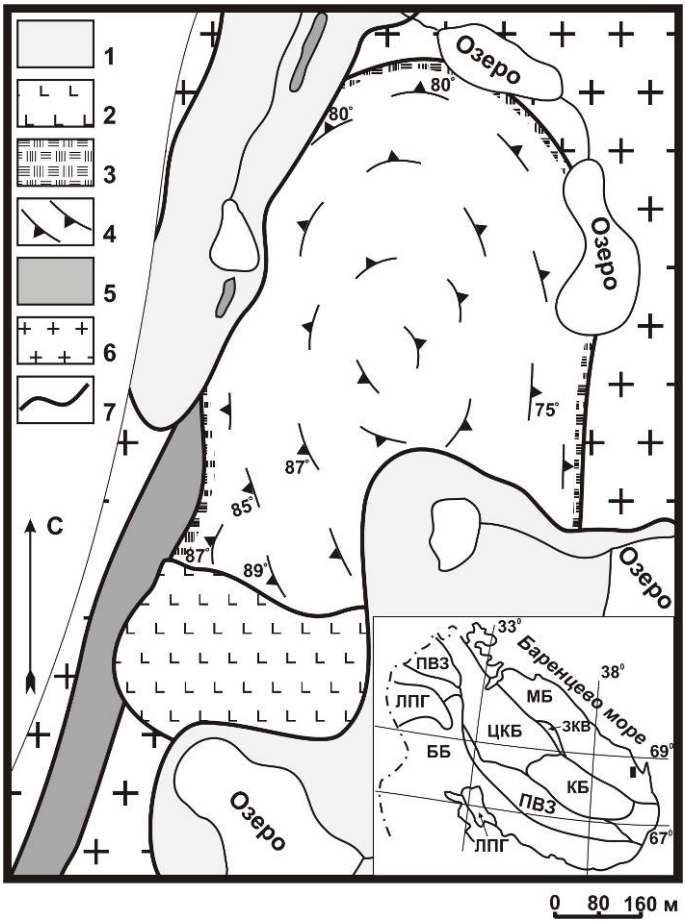


Рис. 1. Геологическая карта-схема Панэяврского массива

1-четвертичные отложения; 2-монциниты 2-й фазы; 3-альбитовые кварцевые сиениты и граносиениты 1-й фазы; 4-альбитовые сиениты – граносиениты 1-й фазы; 5- амфиболиты; 6-теневые мигматит-граниты; 7- геологические границы.

Панэяврский массив представляет собой шток (общей площадью 0,6 км^2) сложенный двумя контрастными по составу интрузивными фазами (рис.1). Положение массива контролируется узлом пересечения двух разломов. Разлома северо-западного простирания, прослеженного по космоснимкам и на местности на протяжении 35 км от губы Дроздовка до оз. Иоканьгское и оперяющего его разлома северо-восточного простирания прослеженного на протяжении 7 км до побережья Баренцева моря. Вмещающими для массива породами являются позднеархейские теневые мигматит-граниты палингенно-метасоматической формации и сланцеватые, мелкозернистые плагиоамфиболиты дайки, выполняющей зону разлома северо-восточного простирания. Панэяврский массив обладает автономной внутренней структурой. В породах первой фазы наблюдается первичная структура течения, обусловленная ориентированным расположением шлировых скоплений темноцветных минералов субпараллельно контактам интрузии. Контакты массива с вмещающими породами резкие, секущие, интрузивные с крутым и субвертикальным положением контактовых поверхностей. Для вмещающих пород характерны приконтактовые метасоматические изменения, выраженные в их альбитизации. Отдельно следует отметить, что амфиболиты значительно сильнее подвержены метасоматизму, чем мигматит-граниты, и для них характерно развитие крупных кристаллов (до 5 см) альбита.

Весьма своеобразен петрографический состав пород массива. Первая фаза массива сложена мезократовыми субщелочными альбитовыми сиенитами, в приконтактовых частях постепенно переходящими в лейкократовые кварцевые альбитовые сиениты и, непосредственно у контакта, в

альбитовые граносиениты. Мощность приконтактовой зоны кварцевых сиенитов – граносиенитов варьирует в пределах 5 – 7 метров. Окраска пород 1-й фазы достаточно пестрая розовато-серая, зеленовато-серая, серая и белая. Макроскопически структура пород крупно-среднезернистая, порфировидная. Текстура массивная либо такситовая. Микроскопически структура пород порфировидная, основная масса гипидиоморфнозернистая либо аллотриоморфнозернистая, в зонах развития сахаровидного альбита метасоматическая. Модальный минеральный состав альбитовых сиенитов: клинопироксен 1-2 %, субщелочной амфибол 15-18 %, биотит 0-1 %, альбит и альбит-антипертит 75-80 %, кварц 0-4%, ильменит и титаномагнетит 2 %, титанит, алланит, циркон, апатит до 1.5-2%.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) пород и минералов интрузивного комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	59.97	61.61	65.89	66.14	68.91	59.65	50.35	50.30	43.66	36.58	68.14	63.90	63.85
TiO_2	0.79	1.24	0.23	0.41	0.73	0.35	0.28	0.42	0.30	2.40	-	-	-
Al_2O_3	14.25	14.59	16.02	13.40	14.42	15.92	2.13	3.39	12.66	15.61	19.22	21.95	17.71
Fe_2O_3	4.07	2.75	2.40	4.05	2.24	2.44	-	-	-	-	-	-	-
FeO	4.0	3.53	1.56	2.72	2.25	3.50	22.26	11.69	11.15	18.04	-	0.05	0.05
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05	0.10	0.17	0.19	0.36	-	-	-
MgO	3.10	2.36	0.66	1.52	0.51	3.03	5.62	14.85	13.96	12.91	-	-	-
CaO	2.11	2.93	1.41	1.53	0.80	2.08	14.70	18.78	9.22	0.16	0.57	3.81	0.02
Na_2O	7.97	8.31	9.16	7.65	7.96	2.58	4.34	0.06	5.04	0.91	9.45	9.11	3.80
K_2O	1.58	1.22	1.37	1.17	1.27	8.84	-	0.01	0.70	10.08	2.50	1.00	15.40
P_2O_5	0.22	0.29	0.05	0.05	0.10	0.15	-	-	-	-	-	-	-
S	0.30	0.11	0.06	0.03	0.06	0.10	-	-	-	-	-	-	-
F	0.10	0.04	0.01	0.10	0.01	0.06	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-
H_2O-	0.20	0.14	0.10	0.20	0.24	0.32	-	-	-	-	-	-	-
H_2O+	1.22	0.74	1.45	0.82	0.41	0.76	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.93	99.99	99.79	99.81	99.95	99.83	99.78	99.67	96.88	97.05	99.88	99.82	100.17

1-5 – породы 1-й фазы: 1-3 – альбитовые сиениты (пробы соответственно Грм-126-2/04, Грм-126-1/04, Грм-124/04), 4 – кварцевые альбитовые сиениты (проба Грм-127-1/04), 5 – альбитовые граносиениты; 6 – авгит-биотитовые монцониты 2-й фазы (проба Грм-128/04); 7-8 – клинопироксены; 9 – амфибол; 10 – биотит; 11 – антипертитовый альбит; 12 – плагиоклаз; 13 – микроклин. Анализы минералов: 7, 9 и 11 из пробы Грм-126-2/04; 8, 10, 12 и 13 из пробы Грм-128/04.

Кварцевые альбитовые сиениты и граносиениты имеют аналогичный минеральный набор и отличаются от альбитовых сиенитов только количественными соотношениями минералов. В кварцевых сиенитах и граносиенитах существенно возрастает содержание кварца (до 14 % и 20 % соответственно) и снижается содержание темноцветных минералов (до 8-10 % и 4 % соответственно).

Вторая фаза массива сложена лейкократовыми авгит-биотитовыми монцонитами. Монцониты равномернозернистые, массивные породы серого и темно-серого цвета иногда с розоватым оттенком. Структура породы мелко-среднезернистая, аллотриоморфнозернистая, реже гипидиоморфнозернистая. Модальный минеральный состав монцонитов: авгит 4 %, биотит 12 %, плагиоклаз (An 18-20 %) 25 %, апатит, циркон, алланит, титанит и титаномагнетит 2 %.

Химический состав пород и породообразующих минералов приведен в таблице 1. В соответствии с петрохимической классификацией М.И. Дубровского (Дубровский, 2002) породы первой фазы относятся кварцнормативной (кварцмодальной) группе субщелочного ряда щелочности Kalk = 1.04 – 1.22. По соотношению натрия и калия альбитовые сиениты – граносиениты относятся к натровой серии Na_2O/K_2O = 5.04 – 6.81. Для пород первой фазы характерен рост железистости в направлении от центральных частей интрузива к краевым, т.е. происходит возрастание железистости одновременно с увеличением содержания свободного кремнезема в породах. В то же время в этом направлении происходит снижение содержания FeO, MgO и CaO при сохранении содержания Na_2O и K_2O на одном уровне. В минералогическом составе пород такая геохимическая тенденция отражается в снижении содержания темноцветных минералов, т.е. в лейкократизации пород в приконтактовых частях интрузива связанных с выносом железа, магния и кальция во вмещающие породы. Эффект лейкократизации достаточно широко распространен в магматических породах и наиболее полно описан в работе (Пономаревой, Налетов, 1979) для гранитоидов Сибири. По химическому составу клинопироксен из альбитовых сиенитов – граносиенитов (табл. 1), согласно классификации

N. Morimoto (Morimoto, 1988), отвечает эгирин-авгиту, а амфибол, согласно классификации КНМНМ ММА (Лик и др., 1997), соответствует переходной разности между магнезиотарамитом и магнезиокатофоритом. Наличие в составе пород субщелочных пироксенов и амфиболов хорошо согласуется с их химизмом.

Авгит-биотитовые монцониты 2-й фазы по химическому составу, в соответствии с петрохимической классификацией М.И. Дубровского (Дубровский, 2002), отвечают кварц-нормативной (кварцмодальной) группе нормального ряда щелочности Kalk = 0.36. По соотношению натрия и калия, в отличие от альбитовых сиенитов – граносиенитов, они относятся к калиевой серии, Na_2O/K_2O = 0.29.

Термодинамические условия кристаллизации пород массива оценены по двуполевошпатовому геотермобарометру М.И. Дубровского (Дубровский, 1987) и с использование зависимости состава пироксенов от P-T параметров кристаллизации по (Lindsley, 1983). Кристаллизация альбитовых сиенитов происходила при температуре T = 730-740°C и давлении воды $P(H_2O)_{ист.}$ = 2.5-3.0 кбар. Условия кристаллизации монцонитов по двуполевошпатовому геотермобарометру следующие: T = 750-770°C и $P(H_2O)_{ист.}$ = 1.7-2.0 кбар. Температура кристалл-лизации авгита из монцонитов, оцененная по (Lindsley, 1983), равна 750°C, что близко к оценке, полученной с помощью двуполевошпатового геотермобарометра.

Согласно [2], субщелочные и щелочные альбитовые сиениты являются достаточно редкими породами и известны только в Италии и Калифорнии. К сожалению, в упомянутой монографии не приводится их детального описания и, не рассматриваются вопросы их генезиса. Сопоставление литературных данных по докембрийским щелочным горным породам Кольского полуострова с результатами наших исследований показало, что альбитовые сиениты – граносиениты на Кольском полуострове хотя и являются достаточно редкими породами, но встречаются, по крайней мере, еще в двух массивах. Они слагают Чагве-Уайвский массив альбитовых граносиенитов – альбитизированных кварцевых нордмаркитов магматический генезис которых не вызывает сомнения (Полканов, 1938; Елисеев, 1958; Дагелайский, 1964 и др.). Подобные породы встречаются среди серии сиенитов-акеритов в массиве Гремяха-Вырмес, кроме того, среди этой серии встречаются и породы монцонитового состава (Магматические формации…, 1985). Сходство пород Панэяврского массива с породами Чагве-Уайвского плутона и массива Гремяха-Вырмес позволяет предположить возможную одновозрастность их образования и принадлежность к единой формации, становление которой связанно с завершающим этапом развития Печенгско-Варзугской рифтовой зоны.

Формирование пород массива, по-видимому, связанно с выплавлением эвтектоидных расплавов обогащенных альбитовым и калишпатовым компонентами из позднеархейских тоналит-плагиогранитов, широко распространенных в данном регионе, ранее испытавших разноэтапный коровый натриевый и калиевый щелочной метасоматоз. О возможности такого пути образования изученных пород говорят масс-балансовые расчеты по петрогенным элементам проведенные для тоналит-плагиогранитов и выявленное, при анализе многокомпонентных расплавных систем разработанных М.И. Дубровским (Дубровский, 1984), соответствие состава изученных пород эвтектикам, для гранитоидных систем, обогащенным альбитом и ортоклазом.

Авторы выражают благодарность академику РАН Ф.П. Митрофанову за постановку проблемы и кандидатам геолого-минералогических наук М.И. Дубровскому и А.Н. Виноградову за плодотворное обсуждение работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке по государственному контракту № 10002-251/ОНЗ-05/192-440/250703-1106 и гранту НШ-2305.2003.5.

Литература

1. **Ветрин В.Р., Шлайфштейн Б.А.** Петрология гранитов Иоканьгского массива (Кольский п-ов) // Известия АН СССР, сер. геологическая. 1986, №5, с.39-49.

2. Магматические горные породы. т.1, ч. 1 и 2, М.: Наука, 1983, 768 с.

Состав высокотемпературных хлоридных рассолов: исследование флюидных включений во флюорите месторождения Тырныауз (Северный Кавказ)

В.Ю. Прокофьев*, А.С. Борисенко**, А.А. Боровиков**, О.В. Кононов***

* Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
** Новосибирск, Институт геологии Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН
*** Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова

Высокотемпературные хлоридные рассолы привлекают многих исследователей своей способностью растворять и накапливать многие рудные элементы. При отделении такого флюида от гранитоидного расплава высокотемпературный хлоридный рассол способен осуществлять транспорт ряда металлов. Авторами настоящего сообщения были изучены включения высокотемпературных (560-630^{0}C) хлоридных рассолов с большим количеством дочерних минералов во флюорите из руд 10 горизонта уникального скарнового вольфрам-молибденового месторождения Тырныауз. Ранее эти включения уже изучались разными методами И.В. Куликовым. В публикациях [1 и др.] приводится информация не только о термометрических характеристиках включений, но и результаты диагностики рентгенографическим анализом многих дочерних минералов: магнетита, халькопирита, сфалерита, кубанита, пирротина, арсенопирита, тунгстенита, галита, сильвина, кальцита, графита, хлорита, анкерита, флюорита и фторида-хлорида кальция CaFCl. Масс-спектрометрическим методом в газовой фазе включений были установлены метан, азот и углекислота. Однако оценок концентраций различных элементов в высокотемпературном рассоле сделано не было из-за отсутствия технических возможностей. Опубликованы только грубые оценки концентрации железа в этом флюиде (до 73 г/кг раствора), рассчитанные на основании подсчетов объемных соотношений фазы магнетита во включении относительно других фаз с учетом их плотностей [2].

Современные методы исследования флюидных включений позволяют получить более детальную информацию, что представляет огромный интерес для изучения геохимии гранитоидных флюидно-магматических систем. Нами для изучения содержимого включений и концентраций различных элементов во флюиде был использован комплекс методов: термо- и криометрии индивидуальных флюидных включений (в ИГЕМ РАН на микротермокамерах фирмы “Linkam”), сканирующей электронной микроскопии (в Аналитическом центре, ОИГГМ СО РАН на приборе LEO 1430 VP, снабженном EDX спектрометром OXFORD, при напряжении 20 kV), КР-спектроскопии (на спектрометре «Ramanor U-1000») и лазерной абляции (на масс-спектрометре высокого разрешения с магнитным сектором и двойной фокусировкой ELEMENT фирмы FINNIGAN MAT, Germany) с анализом состава флюида индивидуального включения методом ICP MS (в дальнейшем просто LA ICP MS), позволяющей одновременно определять концентрации широкого круга элементов [3, 4 и др.].

Исследовались флюидные включения в кристаллах флюорита октаэдрического габитуса из прожилков, рассекающих пироксен-гранатовые скарны в рудах 10 горизонта месторождения Тырныауз. Образование флюоритовых прожилков связывают с воздействием на скарны внедрившегося позднее массива Эльджуртинских гранитоидов возраста 1.2 млн. лет. Флюорит, по данным инструментального нейтронно-активационного анализа (ИГЕМ РАН, аналитик - А.Л. Керзин), содержит (г/т) 0.1 Sc, 1 Cr, 0.1 Fe_2O_3, 16 Zn, 3 As, 0.2 Ag, 1 Sb, 1.3 La, 1.7 Ce, 0.8 Nd, 0.16 Sm, 0.06 Eu, 0.01 Tb, 0.1 Yb и 0.052 Au.

Первичные флюидные включения равномерно распределены по объему кристалла флюорита и являются многофазовыми (рис.), причем соотношения фаз во всех первичных включениях близкие. Все они содержат несколько прозрачных изотропных фаз хлоридов разного размера, несколько мелких анизотропных кристаллов и непрозрачный кристаллик магнетита, диагностика которого описана в работе [2].

Микротермометрические исследования проводились в ИГЕМ РАН на установках THMSG-600 и THMSG-1500 фирмы “Linkam” что позволило производить измерения температур фазовых переходов в интервале температур от –196 до +650^{0}C. Концентрация солей во включениях оценивалась по температуре растворения последнего кристалла хлорида.

Раствор включений замерзал после глубокого переохлаждения включений (до –120 ^{0}C) при повышении температуры в диапазоне около –60^{0}C. Переход гидрогалита в галит около 0 ^{0}C наблюдался у маленькой изотропной ^{0}C фазы, растворение которой происходило при 117 ^{0}C. Перед этим при температуре 26-27^{0}C наблюдалось исчезновение неизвестной легкорастворимой слабо-анизотропной фазы, появившейся после замораживания включения. Растворение одной из больших изотропных фаз происходило при 206…197^{0}C, а самой крупной - при 475-469^{0}C (концентрация солей соответствует 57 мас. % для системы H_2O-NaCl). После этого при 620-613^{0}C растворялся магнетит, а полная гомогенизация включений наблюдалась при 630-624^{0}C (исчезал газовый пузырек). Следует отметить, что не все включения удавалось гомогенизировать. Во многих включениях вблизи 600^{0}C наблюдалось увеличение газового пузырька, который постепенно занимал весь объем вакуоли (т. е. происходила утечка содержимого включений вследствие их разгерметизации). Очевидно, при этих температурах давление внутри вакуоли превышало прочность минерала-хозяина.

Первично-вторичные включения, приуроченные к трещинам, не выходящим за пределы внутренних зон. Температура гомогенизации их ниже (572-563^{0}C), и хлориды в них растворяются при более низких температурах (452-449^{0}C, что соответствует концентрации 53 мас. % для системы H_2O-NaCl).

Сканирующий электронный микроскоп с энергодисперсионной приставкой обнаружил в составе твердых фаз внутри вскрытого включения размером 250 мкм Cl, Na, K, Fe, Sr, Zn. КР-спектроскопия показала наличие в газовой фазе включений CO_2 (48.3 мол. %) и CH_4 (51.7 мол. %). N_2 не был обнаружен. Возможно, азот в данных масспектрометрических анализов предшественников был не из включений.

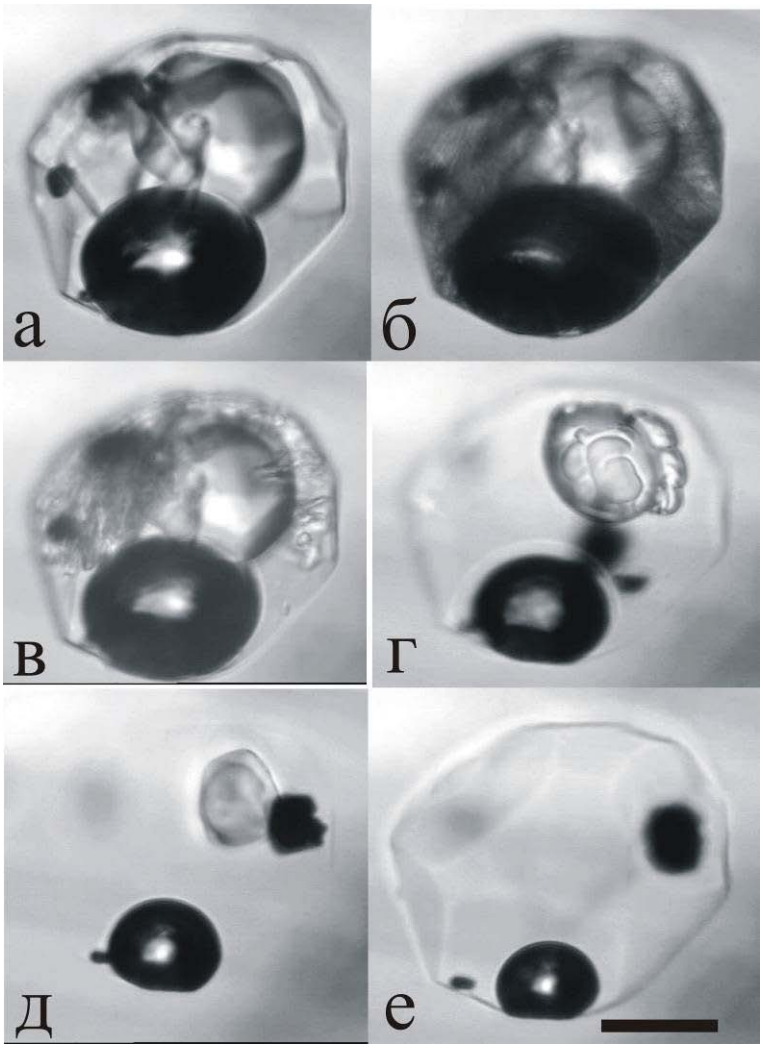


Рис. Первичное многофазовое включение высокотемпературного рассола во флюорите месторождения Тырныауз
Масштабная линейка 50 мкм.
а - +20º С; б - -36ºС; в - +25 º С; г - +349º С; д - +460º С; е – 564º С.

Семь первичных однотипных многофазовых включений размером более 100 мкм во флюорите были проанализирован методом LA ICP MS на широкий спектр элементов. Вскрытие включений осуществлялось при минимальных режимах абляции (диаметр лазерного луча 50 мкм, энергия 0.001 дж) абляцией по площади. Сначала производилась абляция чистого минерала (один слой), затем абляция (несколько слоев в глубину) участка минерала, содержащего включение. Такой метод вскрытия включения позволял получать сигнал от чистого минерала, на фоне которого достаточно отчетливо выделялся сигнал от включения, и дистанцироваться от характерного всплеска интенсивности сигнала, спонтанно возникающего в первые моменты лазерной абляции и часто, при вскрытии включения точечным методом, совпадающего с сигналом от самого включения по многим элементам, увеличивая аналитический сигнал в 2-3 раза. Обработка спектров заключалась в определении интенсивности аналитического сигнала относительно эталонов (4). Интенсивность сигнала

по некоторым элементам в момент излияния раствора и вскрытия самого включения отличалась почти на порядок. В частности, наибольшая интенсивность аналитического сигнала от K, Zn, Cu, Cs и As наблюдалась при истечении раствора из еще не вскрытого включения, а наибольший сигнал от Na, Mn, Fe, Sb, La и Ce наблюдался в момент вскрытия вакуоли включения с твердыми фазами. В принципе, это может служить основанием для предположения о преимущественном содержании этих элементов в составе раствора или твердых фаз или об относительной растворимости солей, в состав которых входят эти элементы.

В результате исследований установлено, что высокотемпературный хлоридный рассол содержал (г/кг р-ра) Na (140), K (76), Fe (2), Mn (7.7), Co (0.02), Cu (0.5), Zn (29), As (0.4), Rb (12), Sr (13), Zr (0.0003), Mo (0.2), Ag (0.2), Sn (0.1), Sb (1.0), Cs (12), Ba (8), W (2), Pb (22.7), Bi (0.3), Hf (0.001), La (0.08), Ce (0.07), Pr (0.004), Nd (0.01), Sm (0.002), Eu (0.0003), Gd (0.002). Полученные данные свидетельствуют о высоких концентрациях многих рудных элементов в высокотемпературных рассолах. Кроме того, установлено явное обогащение флюида включений легкими REE относительно тяжелых. Если сравнить содержание редких земель во флюиде и минерале (флюорите), то наблюдается обогащение высокотемпературных флюидов легкими редкими землями относительно флюорита.

Методика LA ICP MS анализа индивидуальных включений существенно увеличивает информативность методов исследования включений и является крупным шагом вперед в изучении состава рудообразующих флюидов. Несмотря на сложности корректного расчета концентраций для включений растворов сложных солевых систем, ценность получаемой информации несомненна. Огромное значение имеют соотношения концентраций ряда элементов, которые используются геохимиками для изучения различных процессов. В частности, для изученного флюида отношение K/Rb=6.3, что типично для гранитоидов (5 и др.). Величины отношений Sr/Ba=1.625, Ba/Rb=0.67 тоже характерны для гранитоидных систем. Поэтому можно достаточно обоснованно сделать вывод о том, что изученный высокотемпературный рассол вполне мог быть в равновесии с гранитоидным расплавом упомянутых выше эльджуртинских гранитов. Однако следует отметить, что изложенные выше данные получены на единичном кристалле одной генерации флюорита и не отражают всего многообразия месторождения, исследования по которому будут продолжены.

Представляется крайне необходимым получение такой детальной информации о составе рудообразующего флюида для основных модельных гидротермальных месторождений, чтобы выйти на новый уровень понимания рудообразующих процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 04-05-65119 и 04-05-64399).

Литература

1. **Куликов И.В., Боярская Р.В.** Водно-солевые расплавы во включениях флюорита Тырныаузского месторождения // Известия АН СССР. Сер. геолог. 1989, №9, с. 81-98.

2. **Наумов В.Б., Шапенко В.В.** Концентрация железа в высокотемпературных хлоридных растворах по данным изучения флюидных включений // Геохимия. 1980, №2, с. 231-238.

3. **Audetat A., Gunter D., Heinrich C.A.** Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: A microchemical study of the Sn-W-F-mineralized Mole Granite (Australia) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000, v. 64, №. 19, p. 3373-3393.

4. **Borisenko A.S., Borovikov A.A., Reif F.G.** Analysis of fluid inclusions using modern techniques and problems of data interpretation // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins: Proceedings of the Interim IAGOD Conference, Vladivostok, 1 - 20 september 2004. Vladivostok: Dalnauka, 2004, p. 281-283

5. **Irber W.** The lantanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999, v. 63, №3/4, p. 489-508.

Хром – индикатор процессов становления Киваккского расслоенного интрузива

Н.Ф. Пчелинцева, Е.В. Коптев-Дворников

Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, geochems@geol.msu.ru

В вертикальном разрезе расслоенной серии интрузива (мощность около 2 км) снизу вверх в соответствии с парагенезисами кумулятивных минералов выделены зоны оливинитов, норитов, габбро-норитов и габбро-норитов с пижонитом. Вместе с тем по периодическому увеличению содержаний MgO на общем тренде их уменьшения и уменьшению коэффициента железистости (Кф = Fe*100/(Fe + Mg)) на его тренде увеличения снизу вверх по разрезу в строении интрузива выделены 6 мегаритмов (МГР) [1]. В разрезе интрузива выделены 3 уровня малосульфидной минерализации, концентрирующей ЭПГ, приуроченные 1) к гарцбургитам верхней части оливинитовой зоны (I-ый МГР); 2) к верхней части подзоны переслаивания бронзититов и норитов (III-ий МГР, зона норитов) и 3) к верхней части норитовой зоны к границе III и IV МГР, где среди переслаивающихся мелано-, мезо- и лейконоритов присутствует горизонт габброноритов. Содержания сульфидов и ЭПГ в породах увеличивается от 1-ого к 3-ему уровню[2].

На основе аналитических данных, полученных с использованием атомно-абсорбционного метода, характеризующих распределение Cr в породах полного (от подошвы до кровли) вертикального разреза (298 проб), рассчитана кривая его относительных содержаний в остаточной магме (См/Со) в зависимости от степени фракционирования ($H_{отн.}$ = H/Ho), которая дает исчерпывающую информацию о поведении Cr в процессе становления интрузива и изменении его валовых коэффициентов распределения (рис.1). Средневзвешенные содержания Cr, принятые за исходные содержания в магме, рассчитаны как для вертикального разреза, мощностью (Ho) 2 км (984 г/т Cr), так и с учетом принятой нами в настоящее время конусообразной формой интрузива, в объеме конуса с высотой 3,9 км (691 г/т Cr); средневзвешенное содержание Cr в конусе в 1,4 раза меньше рассчитанного для вертикального разреза, однако, кривые относительного содержания Cr в остаточной магме, рассчитанные для вертикального разреза и для конуса, идентичны.

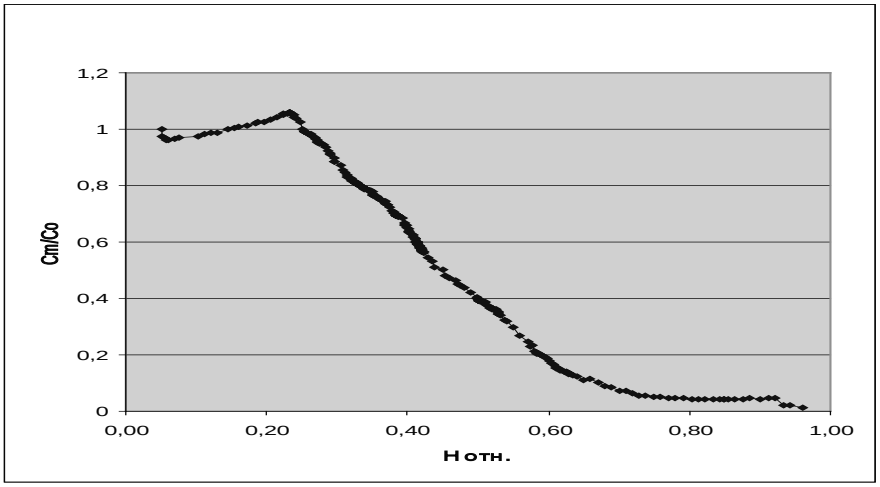


Рис.1. Изменение относительного содержания Cr в остаточной магме.

Cr накапливался в остаточной магме до начала фракционирования ортопироксена, затем его содержание в остаточной магме постоянно уменьшалось на протяжении всего процесса затвердевания интрузива по мере фракционирования ортопироксена , а затем клинопироксена при кристаллизации, соответственно, гарцбургитов, бронзититов и норитов, а затем и габбро-норитов . Хромит в породах интрузива отсутствует.

Содержания Cr в бронзите по разрезу норитовой зоны определены путем пересчета его содержаний в породах на весовое нормативное содержание ортопироксена для проб, в

которых нормативное содержание клинопироксена составляет менее 10%, при этом учитывалось содержание Cr в интеркумулятивном клинопироксене при коэффициенте распределения Cr между клинопироксеном и ортопироксеном, равном 2. Из рис. 2 следует, что в разрезе III-его МГР на общем тренде уменьшения содержания Cr в бронзите снизу вверх наблюдаются два уровня его повышенных содержаний в ортопироксене пород, которые локализованы непосредственно выше горизонтов пород, максимально обогащенных сульфидами и ЭПГ во 2-ом и 3-ем уровнях сульфидной минерализации.

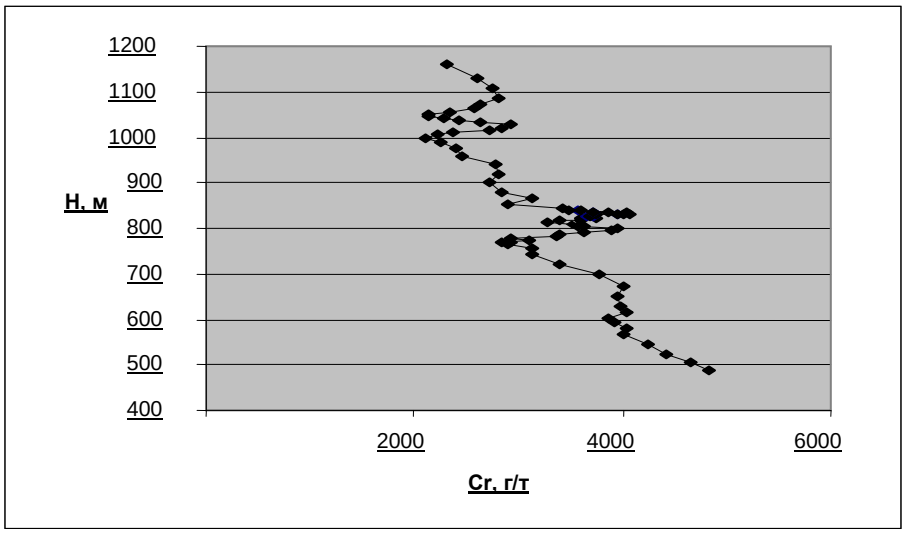


Рис.2. Содержания Cr в ортопироксене пород по разрезу норитовой зоны, пятикратно сглаженные методом скользящего окна

Поскольку фракционирование ортопироксена должно было привести к обеднению хромом силикатного расплава и, как следствие, к уменьшению его содержания в ортопироксене, полученные результаты приводят к выводу о возможном дополнительном внедрении новых порций магмы в интрузивную камеру как источников дополнительного хрома в процессе становления интрузива.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 02-05-65168).

Литература

1. **Коптев-Дворников Е.В. и др..** Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Киваккского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия) // Петрология. 2001, т. 9, № 1, с.3 – 27.

2. **Пчелинцева Н.Ф. и др.** Концентрирование благородных металлов в процессе кристаллизации Киваккского расслоенного интрузива (Северная Карелия) // Геохимия. 1993, № 1, с. 97-113.

Расслоенный комплекс пород Восточно-Панского раннепротерозойского мафитового массива (Кольский полуостров): новые данные

Т.В. Рундквист*, С.В. Иванов, П.В. Припачкин*, А.С. Архиреева*****

* Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

** Апатиты, Филиал мурманского государственного технического университета

*** Апатиты, ОАО "Пана"

Федорово-Панский расслоенная интрузия расположена в центральной части Кольского полуострова и на современном эрозионном срезе имеет протяженность более 90 км при ширине до 6-7 км. Федорово-Панский массив сложен породами основного состава, среди которых преобладают габбронориты. Зонами поперечных разломов интрузия разобщена на три крупных блока (массива), которые, вероятно, соответствуют трем магматическим камерам: Федоровский, Западно-Панский и Восточно-Панский. Начиная с конца 80-х годов XX века поисковые и научно-исследовательские работы последовательно захватывали все более удаленные к востоку части этого крупного интрузивного тела, протягивающегося вдоль северного борта Имандра-Варзугской структурной зоны.

Возраст пород интрузии определялся в Западно-Панском массиве U-Pb методом по цирконам и составляет от 2491±1.5 млн. лет для габброноритов до 2447±12 млн. лет для анортозитов [1]. В ходе длительного формирования Федорово-Панской интрузии, как в западной, так и в восточной ее части, сформировались горизонты с контрастной расслоенностью. В пределах последних практически на всем протяжении массива развиты прерывистые уровни малосульфидного платинометалльного оруденения.

Восточно-Панский массив представляет собой пластовое интрузивное тело, которое протягивается на 40 км, сохраняя выдержанное восточное простирание, при этом падение пластов в центральной, наиболее мощной части тела составляет 65-70^0; по мере продвижения на восток падение становится все более крутым. Мощность массива в его центральной части не превышает 3.5 км. По мере продвижения на восток мощность уменьшается.

Наиболее обычными породами Восточно-Панского массива являются крупно-среднезернистые лейко- мезократовые габбро (pCa), мощность габбровой зоны в разрезе достигает 2400 метров. В зоне габбро содержатся многочисленные слои оливинового габбро (opCa), пижонитовых габброноритов (pbb$_1$aC), габброноритов (pabC). В нижней части разреза массива представлена габброноритовая зона, мощностью до 800 м, где преобладают среднезернистые мезократовые габбронориты (pabC), встречаются слои оливиновых габброноритов (opCba, opbCa). Магнетитовые габбро в Восточно-Панском массиве весьма ограниченно развиты в приподошвенной части тела.

Отличительной чертой Восточно-Панского массива является присутствие расслоенного горизонта (РГ), который, по последним данным, зафиксирован на всем протяжении массива, вплоть до места выклинивания последнего. Существует точка зрения, что РГ является продолжением Верхнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива [2]. На участке Чурозерский, где РГ был исследован наиболее детально, выяснилось, что этот объект сложен в нижней части лейкократовыми (pCa) и мезократовыми (paC) габбро, существенно амфиболизированными, а в верхней части – пачкой тонкого переслаивания габброноритов (pabC, pCab, pCba), габбро (paC), норитов (pbC), лейкогаббро и анортозитов (pCa, pC). Комплексное платинометалльное оруденение, по последним данным, встречено на всем протяжении РГ.

Интересные данные были получены в 2004 году при проведении детальных работ на участке Восточный Чуарвы. Исследования показали, что в приподошвенной части интрузии, на расстоянии около 100 м вверх по разрезу от контакта со щелочными гранитоидами Белых тундр, среди монотонной толщи среднезернистых метагабброноритов может быть выделен специфический пласт пород, строение которого весьма своеобразно. Мощность этого пласта составляет в среднем около 30 метров, и он прослежен скважинами на несколько сотен метров по простиранию. Пласт сложен мелкозернистыми габброноритами с пойкилоофитовой структурой (paCb).

В нижней части пласта часто встречаются тела крупнозернистых массивных норитов и пироксенитов (bCp), а также шлирообразные обособления пегматоидных габброидов. Размеры

этих образований, судя по пересечениям их скважинами, варьируют от нескольких десятков сантиметров до 4 – 5 метров. Границы их по отношению к вмещающим габброноритам очень четкие. Пироксениты и нориты весьма однородны, иногда содержат редкие зерна сульфидов, аналогичные тела известны в пределах Северного рифа в Западно-Панском массиве [3]. Пегматоидные габброиды сложены преимущественно актинолитовой роговой обманкой и кварц–плагиоклазовым микрографическим агрегатом, а также эпидотом, магнетитом, ильменитом, биотитом, в качестве второстепенных и акцессорных минералов присутствуют титанит, апатит, гранат. Верхние части пегматитовых камер отчетливо обогащены кварцем и плагиоклазом, в нижних частях камер повышено содержание роговой обманки и оксидов.

Верхняя часть пласта обычно имеет четкий контакт с выше расположенными, массивными среднезернистыми габброноритами. В зоне контакта залегает маломощный слой (2-5 м) массивных тонкозернистых мезократовых габброноритов (pabC), в некоторых случаях таких прослоев может быть два или три. Иногда в зоне контакта, выше тонкозернистых габброноритов отмечаются линзы лейкократовых пятнистых габбро.

Нижний контакт пласта обычно выражен менее четко, кроме этого, он сильнее затушеван процессами постмагматических преобразований, интенсивность которых нарастает по направлению к границе массива.

Анализ данных показывает, что данный продуктивный пласт (ПП), по-видимому, пространственно и генетически не связан с РГ и является самостоятельным объектом, усложняющим общую картину геологического строения Восточно-Панского массива.

Своеобразие данного пласта подчеркивается тем, что с ним связан маломощный горизонт сульфидного и платинометаллльного оруденения. Существует возможность трактовки ПП как продукта поздней инъекции отдельной порции расплава, обогащенного легкоплавкими и летучими компонентами и связанными с ними платиноидами. В пользу такой трактовки говорит и присутствие в верхнем контакте ПП зоны закалки в виде слоя тонкозернистых пород, и наличие тел пироксенитов и норитов, которые, по-видимому, представляют собой шлировидные обособления ортопироксенового кумулата, захваченные при движении новой порции расплава, и широкое распространение габбро-пегматитов. Кроме того, по предварительным данным, полученным в результате бурения, пласт залегает под некоторым углом по отношению к общему простиранию расслоенности Восточно-Панского массива. По-видимому, продуктивный пласт во многом сходен с «рифовой пачкой» массива Стиллуотер, внутри которой локализован платиноносный J-M риф [4].

Изучение геологического строения и рудных зон Восточно-Панского массива в настоящее время продолжается быстрыми темпами, в связи с чем ожидается появление новых интересных данных, развивающих и изменяющих современные представления.

Исследования, проведенные в 2004 году на восточном фланге массива (на участке Предгорном) позволили выяснить особенности его строения и типов слагающих его пород в зоне выклинивания.

В зоне выклинивания интрузия образует флексурный изгиб, осложненный разрывными нарушениями сдвигового типа, не нарушающими общий структурный план. Мощность массива западнее флексурного изгиба составляет около одного километра, в зоне изгиба мощность сокращается до 200 м, а далее к востоку, где тело протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около шести километров, мощность его постепенно еще уменьшается вплоть до полного выклинивания. По результатам бурения регистрируется крутое падение пластов под углом 80 – 85^0. Вмещающие породы с севера представлены архейскими гранито-гнейсами и щелочными гранитоидами, с юга массив граничит с вулканогенно-осадочными породами кукшинской свиты Имандра-Варзугской структурной зоны карелид. В зоне флексурного изгиба массива развиты многочисленные дайки долеритового состава, мощность их, вероятно, незначительная и не превышает первые метры.

Ряд данных указывает на то, что и в этой части Восточно-Панского массива представлены габбровая и габброноритовая зоны, сильно сокращенные по мощности. Существует также маломощный расслоенный горизонт (РГ), где, наряду с метагабброноритами и метагаббро, встречены метанориты (bCp) и метаанортозиты (pC), оливиновые метагаббронориты (bpaoC).

Анализ геолого-геофизических материалов дает основание полагать, что в плане расслоенный горизонт на фоне генерального северо-западного (320^0) простирания, характеризуется его локальными вариациями до практически субширотного (285^0). На самом восточном

фланге участка происходит подворот основных элементов расслоенности вплоть до субмеридионального (340-350^0) простирания. Кроме этого, расслоенный горизонт характеризуется общим уменьшением мощности в восточном направлении при наличии локальных раздувов и пережимов. Сульфидная и сопутствующая платинометалльная минерализация встречена на протяжении всей зоны выклинивания интрузии.

Линейные, протяженные зоны рассланцованных пород, протягивающиеся согласно с расслоенностью, усложняют геологическую картину. В зонах рассланцевания наблюдается перекристаллизация сульфидных минералов и минералов платиноидов.

Породы в зоне выклинивания Восточно-Панского массива исключительно сильно метаморфизованы. Лишь в 3% просмотренных шлифов в породе отмечались реликты пироксенов, а первичная габбровая или гипидиоморфнозернистая структура породы сохранилась частично лишь в 50% просмотренных шлифов.

Наименее измененные габбронориты представлены средне- мелкозернистыми мезократовыми разностями (pabC), где пироксены избирательно, частично или полностью, замещены кальциевыми и магнезиальными амфиболами. Авгит замещается актинолитом, энстатит-куммингтонитом и амфиболом ряда антофиллит-жедрит. На этом этапе метаморфического преобразования породы первичная реликтовая структура ее сохраняется. Плагиоклаз при этом частично замещается соссюритовым агрегатом.

Преобладают в этой части массива интенсивно амфиболизированные и соссюритизированные габброиды, первично-магматическая структура которых не сохранилась. В таких плагиоклаз-амфиболовых породах сохраняются реликтовые участки зерен основного плагиоклаза, практически полностью соссюритизированного и серицитизированного; основную массу породы слагает агрегат кристаллов актинолита. Породы Восточно-Панского массива в зоне его выклинивания испытывают мощное контактовое воздействие со стороны Имандра-Варзугских вулканогенно-осадочных пород, что проявляется в массовом развитии в габброидах актинолитовой роговой обманки, биотита, кварца, титанита, ильменита, олигоклаза. Мафиты северного контакта подвержены влиянию щелочных гранитов и гнейсов архейского фундамента, что проявилось в появлении калиевого полевого шпата, амфибола ряда паргасит-гастингсит, массовом окварцевании.

В пределах широко развитых здесь тектонических зон, габброиды преобразованы в сланцы с отчетливо выраженной директивной текстурой. Сланцы по габброидам содержат актинолит, актинолитовую роговую обманку, клинохлор, минералы группы эпидота, кварц, новообразованный олигоклаз-андезин, отдельные реликты сильно измененного первично-магматического плагиоклаза. В участках наиболее интенсивной переработки пород сформировались метасоматиты основного состава. Породы последнего типа представляют собой продукты перекристаллизации габброидов, которая происходила с укрупнением зерен и разделением меланократовой и лейкократовой частей породы. Встречаются метасоматиты как кварц-полевошпатового состава, так и преимущественно роговообманковые. Обе разновидности метасоматитов могут содержать сульфидное оруденение вкрапленно-прожилкового типа.

Новые данные по геологии и петрографии Восточно-Панского массива демонстрируют многообразие строения различных частей этой интрузии, где ярко проявлены результаты процессов магматической расслоенности и внедрения отдельных субфаз расплава.

Литература

1. **Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004, 174 с.

2. **Карпов С.М.** Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометаллного оруденения. Автореферат канд. дисс. СПб. 2004, 21 с.

3. **Припачкин П.В.** Существует ли ритмическая расслоенность в нижнем горизонте Федорово-Панского массива Кольского полуострова? // Отечественная геология. 1997, №5, с. 29-32.

4. **Налдретт А. Дж.** Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллных руд. СПб.: СпбГУ. 2003, 487 с.

Внутриплитный палеозойский магматизм и рудоносность южной части Ханкайского массива (Приморье)

М.Д. Рязанцева

Владивосток, ФГУГП «Приморская поисково-съемочная экспедиция» PPSE@mail.primorye.ru

Внутриплитные геодинамические обстановки возникают на уже сформировавшихся континентах или микроконтинентах. При этом возникают области внутриплитного магматизма, как следствие внутриконтинентального рифтогенеза и оживления в связи с этим тектонической и магматической активности. Ханкайский массив (ХМ) в ЮЗ Приморье – наиболее древнее гетерогенное сооружение, состоящее из различных разновозрастных блоков, выделяемых в ранге зон [3]; а) самые древние (PR_1) - Матвеевско-Нахимовская (1-А) и Гродековская (1-Б) зоны – представлены метаморфическими комплексами жестких структур, сформированными в результате регионального и ультраметаморфизма осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов; б) PR_2-PZ_1-е зоны – Кабаргинская (3-А) и Спасско-Вознесенская (3-Б) – внутриконтинентальные рифтогенные впадины; сложены слабо метаморфизованными (фация зеленых сланцев) осадочными образованиями пассивной континентальной окраины, прорванными внутриплитными гранитами орловского (Є?) на севере и вознесенского (O_2) на юге комплексов (рис. 1).

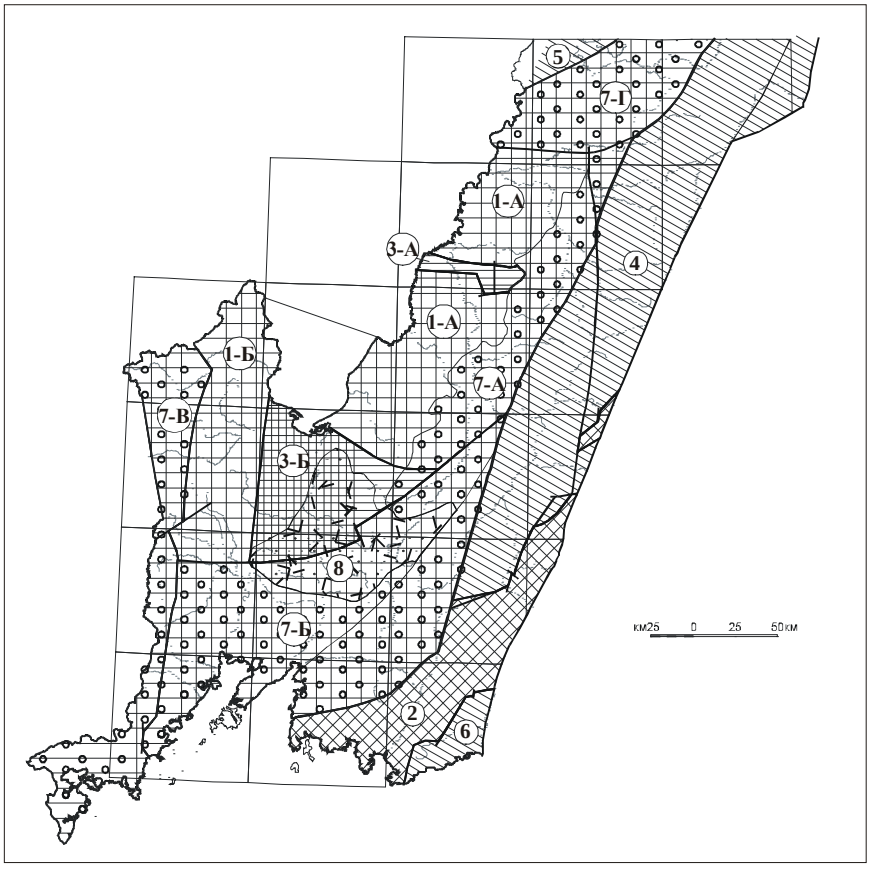


Рис. 1. Схема тектонического районирования западной части Приморского края

Зоны с различной геодинамической природой: дорифейский фундамент: Ханкайский массив (ХМ): 1-А – Матвеевско-Нахимовская зона (PR1), 1-Б – Гродековская зона (PR1). Рифейский фундамент: 2 – Сергеевская зона (PR2). Внутриконтинентальные рифтогенные впадины – протоплатформенный чехол (пассивная континентальная окраина): 3-А – Кабаргинская зона (PR2 +Є1), 3-Б – Спасско-Вознесенская зона (Є1-2). Зоны скучивания: 4 – Центральная, 5 – Нижне-Бикинская, 6 – Кривинская. Структуры, наложенные на ХМ: островные дуги, задуговые и преддуговые бассейны (деформированный осадочный чехол), активная континентальная окраина: 7-А – Малиновская зона (P, T), 7-Б – Муравьевская зона (P, T, J), 7-В – Западно-Приморская зона (P), 7-Г – Алчанская зона (P, T, J, K1). 8 – Синегорская вулканогенная впадина (D, C, P).

На ЮВ окраине ХМ в раннем кембрии вследствие общего воздымания территории в связи с поднятием мантийного диапира и растяжением континентальной коры происходило заложение континентальной рифтогенной системы 2-го рода [1] СЗ направления. На плечах этой структуры в $Є_1$ существовала обстановка пассивной континентальной окраины, где происходило накопление шельфовых осадков (Спасско-Вознесенская зона). Непосредственно с этим процессом связано образование некоторых месторождений – известны проявления фосфора в карбонатно-кремнистых толщах $Є_1$; стратиформные флюорит-полиметаллические руды ($Є_1$). В конце $Є_1$(?) произошел прорыв мантийного материала (габбро-перидотитовые комплексы – дмитриевский плутонический комплекс – Спасская сутура [2]), но процесс не дошел до своего полного завершения, т.к. не успев раскрыться, рифт сомкнулся, пропустив только ультрабазиты по узкому каналу; в связи с последними известны проявления асбеста, талька-магнезита, хромита. Закрытие произошло в результате подвижек – Матвеевско-Нахимовский континентальный (кратонный) блок двигался в ЮЗ направлении, что явилось причиной складчатости ещё «мягких» осадков Спасско-Вознесенского блока.

В O – временная постскладчатая стабилизация. Диапир медленно, но продолжал поднятие; подъем диапира сопровождался подъемом глубинного флюидного потока (восходящих струй мантийной конвекции) с образованием «горячей точки», что инициировало образование гранитной магмы, обогащённой некогерентными (в том числе, редкометалльными) элементами и её глубокую дифференциацию с кристаллизацией на завершающих фазах гранитов литий-фтористого типа (вознесенский комплекс). Глубинный флюидный поток обеспечил поступление больших масс F, Be, Li, а также Ta, Nb, Sn, полиметаллов. Гранитные массивы, с которыми связано крупномасштабное флюоритовое и редкометалльное оруденение, сопровождаются внедрением мантийных дериватов, также существенно обогащённых фтором, что подтверждает участие вещества глубинных флюидов в развитии рудно-магматической системы [4].

В S продолжалось развитие унаследованной континентальной рифтогенной структуры того же направления (320^0), но несколько смещенной к СЗ в сторону Спасской подзоны (там уже была попытка прорыва континентальной коры в Є), отложение грубообломочных молассоидных формаций, знаменующих собой интенсивный раздвиг и прогибание. В девоне и карбоне наряду с формированием на плечах рифтогенной структуры девонских мелководно-морских и континентальных внутриплитных образований в пределах этой формирующейся структуры интенсивно протекала мощная вулканическая деятельность (Синегорская вулканогенная впадина), продукты которой обладают ярко выраженным характером внутриплитного магматизма «смешанных» серий [5]. Вулкано-плутонические комплексы представляют собой бимодальные серии, в которых установлено неоднократное контрастное чередование базитов и риолитов; базиты обогащены титаном. Комагматы вулканитов – раннедевонский кленовский габбро-диорит-гранитный комплекс и раннекаменноугольный куйбышевский комплекс плюмазитовых редкометалльных гранитов. Пермские вулканиты сосредоточены лишь в одной небольшой вулканоструктуре на севере Синегорской впадины.

Проявление этих процессов коснулось и западной окраины Спасско-Вознесенской зоны - здесь известны лавы и вулканы D. В перми вулканизм носит ущербный характер.

Далее до раннего мела – ХМ стабилен. Начиная с перми, он представлял собой достаточно жесткое сооружение, на котором только в краевых частях происходило формирование разновозрастных и разной геодинамической природы структурно-вещественных комплексов, представляющих собой активные континентальные окраины, островные дуги, задуговые и преддуговые прогибы – Западно-Приморская, Муравьевская и Малиновская зоны (рис. 1).

В середине раннего мела (с баррема) жесткий континент был подвержен деструктивным процессам: на нем закладывается система внутриконтинентальных рифтов СВ направления, в которых накапливаются континентальные, в т. ч. угленосные отложения.

Основная минерализация Спасско-Вознесенской зоны и унаследованной Синегорской впадины связана с внутриплитным магматизмом (F, Be, Li, Cs, Ta, Nb, Sn, W, U); внутриплитные магматические комплексы являются проявлением подкоровых процессов, не связанных с взаимодействием литосферных плит. Среди них различаются комплексы "несмешанных" и "смешанных" магматических серий; последние - это вулканические и плутонические породы, образовавшиеся в результате внедрения в литосферу мантийного плюма со значительным изменением состава исходной магмы в результате взаимодействия с веществом верхней мантии и

земной коры. Внутриплитные вулканические комплексы "смешанных" серий преимущественно бимодальные известково-щелочные, часто субщелочные; граниты плюмазитовые редкометалльные.

К области развития внутриплитного магматизма в СЗ части Спасско-Вознесенской зоны приурочен Вознесенский рудный район (ВРР), характеризующийся разнообразием генетических и минеральных типов минерализации. Основной профиль оруденения района - фтор, олово, редкие металлы. Оруденение связано с вознесенским комплексом, включающем две разновидности – биотитовые и биотит-протолитионитовые Li-F-е граниты, которые различаются геологической позицией и степенью дифференцированности. Судя по изотопным определениям возраста, обе разновидности формировались одновременно (452–467 млн. лет) и являются петрохимическими фациями, различия которых в степени дифференцированности, изотопных и других геохимических особенностях можно объяснить только различиями геолого-структурной обстановки формирования гранитных массивов разного состава [4].

С биотитовыми гранитами, относящимся к субщелочным лейкогранитам, ассоциированы жильные оловянные месторождения с вольфрамом и тоже жильные касситерит-силикатно-сульфидные месторождения; последние сопровождаются незначительной бериллиево-флюоритовой минерализацией. Биотит-протолитионитовые Li-F-е лейкократовые граниты интенсивно грейзенизированы и альбитизированы. С этими гранитами генетически связаны танталовые (с Nb) месторождения. Парагенетическая связь с этими гранитами установлена для редкометалльно-флюоритовой минерализации, которая проявилась как результат процесса поздней грейзенизации с образованием своеобразных апокарбонатных грейзенов по известнякам, представляющих собой слюдисто-флюоритовые с бериллием руды, обогащенные также Ru, Li, Cs, сосредоточенными в слюдах. Месторождения флюорита уникальны по генезису и масштабам (Вознесенское, Пограничное).

На ЮВ Спасско-Вознесенской зоны в пределах Синегорской наложенной вулканогенной впадины, выполненной девонскими и каменноугольными вулкано-плутоническими комплексами внутриплитных "смешанных" серий, расположен Синегорский РР, обладающий ярко выраженной специализацией на U, Mo, F. Известны также мелкие проявления Sn касситерит-кварцевой формации, Ta, Nb в куйбышевских гранитах и Au.

Литература

1. **Леонов Ю.Г.** Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника, 2001, №2, с. 3-16.

2. **Натальин Б.А.** Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология, 1991, № 5, с. 3-22.

3. **Рязанцева М.Д.** Рудная минерализация и минерагеническое районирование Приморского края // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: ДВИМС. 2002 , с. 64-75.

4. **Рязанцева М.Д., Куприянова И.И., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Шпанов Е.П.** Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкометалльно-флюоритового оруденения Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоокеан. геология, 2003, т. 22, №5, с. 87-102.

5. **Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г.** Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток, Дальнаука. 1995, 66 с.

Хромиты Полярного Урала

Г.Н. Савельева

Москва, Геологический институт РАН, savelieva@ginras.ru

Основные характеристики строения полярноуральских офиолитов, выдвигающие их в ряд уникальных мировых геологических объектов, это: (1) огромный объем слабо дезинтегрированных и хорошо обнаженных габбро-ультрабазитовых массивов, (2) полнота и непрерывность разрезов мантийных реститовых ультрамафитов, плутонических габброидов и комплексов диабазовых даек; (3) сохранившиеся следы полистадийной истории формирования мантийных реститов существенно гарцбургитового состава и следы полистадийных внедрений габброидов; (4) присутствие метаморфитов эклогит-глаукофановой и амфиболитовой фаций в подошве офиолитовых аллохтонов, а также наличие зон ультраосновных метаморфитов в дунит-гарцбургитовых разрезах. Исключительно широкое развитие ультраосновных пород определяет минерагению офиолитовых комплексов, содержащих хромитовые руды и минерализацию металлов платиновой группы. Хромитовые рудопроявления массивов Войкаро-Сыньинский, Райиз и Сыумкеу разнообразны по составу, текстурам руд и строению тел [1, 3], что значительно расширяет перспективы поисков, которые могут проводиться в разных структурных зонах массивов. Интенсивные поиски и разведка хромитовых руд на массивах Райиз и Сыумкеу проводятся с начала 90-х годов; добыча хромитов на массиве Райиз, участок «Центральный», начата в 2001г.

Геологическое положение офиолитов. Все офиолиты Полярного Урала интегрированы в систему аллохтонов, состоящих из комплексов пород Тагило-Щучьинской (O3-S1) и Войкарской (S2-D3) островных дуг [2]. Эти сложно построенные аллохтоны, в которых выделены серии пакетов тектонических пластин, надвинуты на запад на палео-зойские толщи Центрально-Уральского поднятия, Лемвинской и Западно-Тагильской (Салатимской) зон, а также на допалеозойские кристаллические сланцы Харбейского поднятия. Согласно общим геодинамическим реконструкциям, проведенным в полярном секторе уралид, офиолиты представляют собой крупные фрагменты коры и литосферы океанического типа, сформированной в задуговых и междуговых окраинных бассейнах, в том числе, и в надсубдукционной обстановке в ранне- и среднепалеозойское время. Офиолиты вместе с перекрывающими и интрудирующими их островодужными комплексами пород надвинуты в конце среднего - позднем палеозое на континентальную окраину Восточно-Европейской плиты: кристаллические толщи фундамента и его чехла – осадочные комплексы шельфа, вулканогенно-осадочные комплексы континентального склона и глубоководных впадин в основании склона.

Раннее тектоническое скучивание океанической коры маркируется внедрением тоналитов в офиолитовые комплексы. Тоналиты Войкаро-Сыньинского массива датированы Rb/Sr методом - 395± 5 млн. лет. Эти датировки не исключают существования более древней океанической литосферы, на которой и формировалась островная дуга.

Состав вмещающих пород. Основной объем полярноуральских офиолитов слагают ультраосновные мантийные реститы, среди которых преобладают гарцбургиты с варьирующим количеством дунитов. Лерцолиты составляют незначительную часть разреза; количество их меняется в разных участках массивов. Жилы диопсид-энстатитовых пород широко распространены. Высокая степень истощенности преобладающих гарцбургитов отражена их высокой магнезиальностью Mg#=90-89 и низкими содержаниями CaO, Al_2O_3 в породах и минеральном составе оливин *Fa* 8,7-11,2 + энстатит *Fs* 8,8-10,7 ± диопсид *Fs* 5,4-7,4 + хромшпинелид (диопсид присутствует, как правило, в необластах). Низкое содержание Al_2O_3 в протогранулярных и порфирокластических энстатитах Mg# = 90-91 коррелируется с высокой хромистостью акцессорного шпинелида Cr# = 38-55. Петроструктура пород характеризуется четкими предпочтительными ориентировками оливина с системами скольжения дислокаций [100](010) и [100]{0kl}, образованными в ходе субсолидусных твердо-пластических деформаций. Разномасштабные складки пластического течения пород маркированы метаморфической полосчатостью и линейностью. Складки течения установлены во всем разрезе мантийных ультрамафитов, включая наиболее деплетированные дунитовые зоны. Развитие крупномасштабных складок течения

сопровождалось образованием субвертикального штокверка жил и даек дунитов, пироксенитов, иногда – габбро. Крупные тела дунитов (Mg# = 90-94), окруженные дунитовыми жилами, часто располагаются вдоль осевых зон складок. Активное взаимодействие горячих реститовых гарцбургитов с просачивающимся расплавом проявлено их импрегнацией диопсидом, реже – плагиоклазом и образованием вебстеритовых и габбровых даек, секущих полосчатость гарцбургитов.

Структурное положение и минеральный состав хромитов. Хромитовые тела широко распространены на всех массивах Полярного Урала и наиболее крупные на сегодняшний день разрабатываются на массиве Райиз. Различные типы хромитовых руд занимают различные позиции в структуре мантийного разреза (Рис.1).

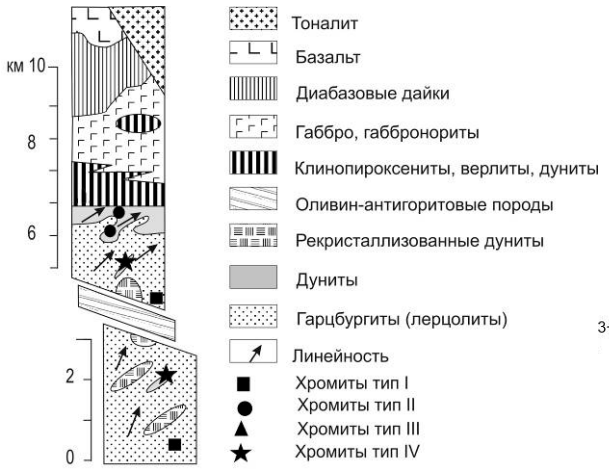


Рис.1. Позиция хромитовых тел в схематическом разрезе офиолитов Полярного Урала.

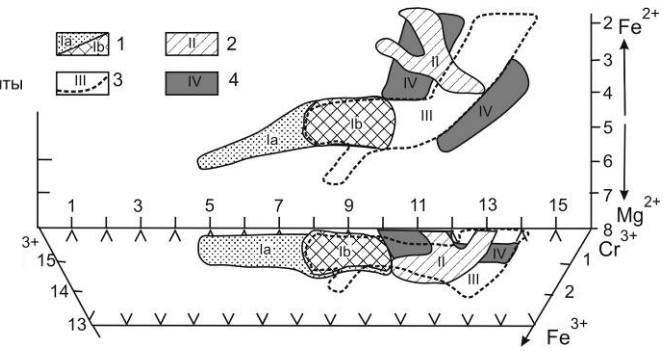


Рис.2. Состав рудообразующих хромшпинелидов

1 - тип Ia: хромиты массивные и нодулярные в гарцбургитах, Ib: хромиты густовкрапленные в дунитовых жилах среди гарцбургитов; 2 – тип II: хромиты вкрапленные в дунитах вблизи верлит-клинопироксенитов; 3 - тип III: хромиты густовкрапленные мелкозернистые в дунитах; 4 – тип IV: хромиты массивные, вкрапленные и нодулярные в рекристаллизованных дунитах.

Тип I. Массивные и нодулярные хромиты, образующие линзы и жилы, располагаются среди гарцбургитов в 200-500 м ниже петрологической границы Мохо. Рудные тела залегают в основном, согласно с полосчатостью вмещающих гарцбургитов, нередко в осевой части складок или флексур; склонение тел согласно со склонением линейности гарцбургитов (тип 1а). Небольшие тела густо- или средневкрапленных хромитов, залегающие в дунитовых жилах или телах неправильной формы, которые секут гарцбургиты (тип 1б). Типичный состав руд: хромшпинелид крупнозернистый – 70-90%+ оливин серпентинизированный –10-20% ± диопсид, до 10%. Минералогические характеристики: хромшпинелид Cr# = 43-55, Mg# = 63-68, TiO_2 = 0.36-0.50%, оливин Mg# = 90-95 (Рис.2), высокомагнезиальный диопсид ассоциирует с паргаситом; присутствуют Ni, Fe- сульфиды, уваровит.

Тип II. Вкрапленные хромитовые руды, формирующие пластообразные полосчатые тела в дунитах, которые залегают в тесной пространственной ассоциации с породами полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса. Характерна значительная протяженность тел по простиранию – до 1,5 км при мощности несколько метров. Количественные соотношения хромшпинелид/силикаты (серпентинизированный оливин) меняется от 80/20 до 10/90. Пространственная ориентировка хромитовых полос субсогласна полосчатости верлитов. Состав рудного хромшпинелида варьирует в следующих пределах: Cr# = 65-84, Mg# = 28-50, TiO_2 = 0.14-0.29%; оливин - Mg# = 90-92 ± Ni, Fe-сульфиды.

Тип III. Густовкрапленные средне- и мелкозернистые хромиты образуют жилы и трубообразные тела в дунитах, располагающихся в центральной части мантийного разреза. Как правило, хромитовые залежи встречаются на периферии дунитовых тел, залегая согласно с их границами и несогласно – с гарцбургитовой полосчатостью. Минеральный состав руд: хромшпинелид 70-85%, серпентинизированный оливин 15-30% ± диопсид ± амфибол. Состав хромшпинелида Cr# = 50-56, Mg# = 65-75, TiO_2 = 0.24-0.30%; оливина - Mg# = 90-95.

Тип IV. Массивные, густовкрапленные, мелконодулярные хромиты, образующие серии линзовидных, пластообразных и жильных тел в рекристаллизованных дунитах, которые присутствуют в нижней и центральной части мантийного разреза. Очень разнообразная, неправильная форма хромитовых тел осложнена многостадийными пластическими, хрупко-пластическими и хрупкими деформациями. Соотношение хромшпинелид/силикат здесь составляет не менее 70/30. Хромшпинелид имеет наиболее высокохромистый, высоко-магнезиальный состав - Cr# = 72-83, Mg# = 55-70, TiO_2 = 0.20-0.51%, оливин - Mg# = 90-97 ± диопсид ± амфибол ± Cr-хлорит. PGE-минерализация, распространенная в этом типе руд, представлена Os-Ir твердыми растворами, лауритом, ирарситом, эрликманитом.

Заключение. Составы и структурное положение хромитов в офиолитах Полярного Урала сопоставимы с характеристиками хромитовых месторождений Кемпирсайского массива, офиолитовых массивов Новой Каледонии, Троодоса, Замбаля и Ньюфаундленда [3, 4, 5]. Закономерности распределения высокохромистых и глиноземистых хромитов в структуре вмещающих ультрамафитов были соотнесены со временными этапами образования хромитов на разных глубинных уровнях литосферы в процессе подъема мантийного диапира [5]. На Полярном Урале формирование дунитов и хромитовых тел также нескольким магматическим и метасоматическим событиям в мантии. Первое событие (тип I – высокоглиноземистые высокомагнезиальные хромиты) формировались вероятно, в процессе частичного плавления перидотитов в условиях низкой активности флюида. Рост магматической и флюидной активности выразился в кристаллизации высокохромистых низко магнезиальных хромитов (тип II) в крупных дунитовых телах вблизи границы Мохо. Следующие события, происходившие предположительно в надсубдукционной обстановке, проявлены реакцией расплав/реститовый перидотит. Результатом этой реакции было образование дунитов, вмещающих умеренно хромистые высокомагнезиальные хромиты (тип III). С возрастанием количества летучих компонентов и интенсивности пластических, хрупко-пластических деформаций происходила кристаллизация высоко хромистых высоко магнезиальных металлургических хромитов (тип IV).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 05-056507.

Литература

1. **Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И. и др.,** Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: «Недра», 2000, 472 с.

2. **Савельев А.А.** Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника, №1, 1997, с.48-58.

3. **Савельева Г.Н., Савельев А.А.** Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала // Геотектоника, №3, 1999, с.47-58.

4. **Hock M. & Friedrich G.** Srtuctural features of ophiolitic chromites in the Zambales Range, Luzon, Philippines // Mineral Deposita, № 20, 1985, с. 290-301.

5. **Leblanc M. & Violette J.-F.** Distribution of Alumina-Rich and Chromium-Rich Chromite Pods in Ophiolite Peridotites // Economic Geology, v.83, 1983, с. 293-301

Мезоархейские адакиты Центрально-Карельского террейна: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования

С.А. Светов*, Ю.Л. Ронкин**, Х. Хухма, А.И. Светова*, Т.Н. Назарова****

* Петрозаводск, Институт геологии Кар. НЦ РАН, ssvetov@krc.karelia.ru
** Екатеринбург, Институт геохимии УроРАН
*** Еспоо, Геологическая служба Финляндии

Адакиты – породы андезидацитового–риолитового ряда характеризуются тронджемитовыми геохимическими чертами: повышенными концентрациями Na_2O, Al_2O_3, Ba, Sr, высокими Sr/Y и (La/Yb)n отношениями и низким уровнем содержания ТРЗЭ.

В последние годы в мировой геологической литературе проблема образования и геодинамической приуроченности адакитовых магм широко обсуждается в связи с обнаружением пород данного ряда в области Тихоокеанского кольца: в Чили, Эквадоре [3, 4], Панаме, Мексике, Алеутских островах, Камчатке [1], Японии, Филиппинах, Новой Гвинее [4]. Важно, что во всех случаях появление в фанерозое адакитовых расплавов (вулканиты ± субвулканиты ± интрузивы) маркирует субдукционный режим – как в обстановках активных континентальных окраин (Андский тип), так и островодужных системах.

К настоящему времени адакитовые серии так же выявлены в архейских зеленокаменных доменах Фенноскандинавского щита на уровне 2.8 млрд. лет (Каменноозерская структура) и в зеленокаменных поясах кратона Сьюпериор (Канада) на двух уровнях 2.9 и 2.74 млрд. лет (пояса Лумби-Лейк, Ред-Лейк и Бич-Учи).

В данной работе приводятся результаты геохимического и изотопного (Sm-Nd) изучения адакитов, обнаруженных в составе древнейшей (3.05-2.95 млрд. лет) на Фенноскандинавском щите БАДР-островодужной ассоциации в пределах Центрально-Карельского террейна.

Адакиты (субвулканиты с возрастом 2995 млрд. лет и реже вулканиты с возрастом 2940 млрд. лет) выявленные в Игноильской, Чалкинской и прочих структурах Центрально-Карельского террейна, относятся по содержанию SiO_2 (56-69 мас. %) к андезитам-дацитам.

По содержанию петрогенных элементов адакиты отличаются от известково-щелочных пород БАДР-серии повышенными концентрациями Na_2O, K_2O, Al_2O_3 и Mg# >0.4. Максимальные различия проявляются в распределении редких и редкоземельных элементов, так адакиты характеризуются высокими содержания Sr>400 ppm, Ba >400 ppm, Zr >140 ppm, сильно фракционированным распределением РЗЭ (La/Yb)n>15 с аномально низким уровнем ТРЗЭ. Породы идентичны по РЗЭ спектрам классическим адакитам островов Кука, северной вулканической зоны в Эквадоре, юго-восточной Японии и контрастны фанерозойским и мезоархейским вулканитам известково-щелочного ряда.

Изучение Sm-Nd систематики показало, что первичные отношения $\varepsilon_{Nd}(2995)$ для адакитов Чалкинского домена изменяются от +0.8 до +2.0, для Игнойльского домена от +0.7 до +2.3. Модельные возраста адакитов Чалки, по модели De Paolo, варьируют в пределах 2959 - 3071 млн. лет, для Игнойлы – 2956-3092 млн. лет, находясь в хорошей корреляции с геохронологическими данными по U-Pb системе (по циркону) адакитов Игнойльского некка (ранее относимого к дацитам известково-щелочного ряда), возраст которых составляет 2995±20 млн. лет [2], что говорит об отсутствии в составе магматических источников более древнего корового материала. При этом большинство проб адакитов Центрально-Карельского террейна ложится на Sm-Nd изохрону 2976±130 млн. лет (ε_{Nd}=+1.2; MSWD=15, n=8).

Важно подчеркнуть, что геохимическая и изотопная специфика субвулканитов адакитового ряда отражает особые условия их генезиса. Деплетированность ТРЗЭ является следствием формирования гранат ± амфиболового (роговобманкового) рестита при плавлении мантийного субстрата, при этом данные минеральные фазы не играют существенной роли при образовании известково-щелочных расплавов [3-5]. Постоянно встречаемая положительная Sr и слабая положительная Eu аномалия в адакитах подтверждает участие плагиоклаза (его возможную аккумуляцию) в процессе кристаллизации первичного расплава, что не характерно для спектров РЗЭ известково-щелочных дацитов, в которых аномалии имеют отрицательные значения.

Геохимическое моделирование процесса плавления показывает, что источник адакитовых расплавов должен быть мафитовым - ультрамафитовым. Вероятнее всего, в нашем случае в процесс плавления вовлекались субдуцированные океанические высокомагнезиальные базальты,

«трансформированные» в гранатовые амфиболиты или эклогиты, при этом расчетная степень плавления составляла 10-15%, а состав рестита был представлен следующим парагенезом: Cpx (60%)+ Gar (10%)+ Pl(25%) +Hbl (5%).

Рассчитанные температуры ликвидуса адакитовых магм Центрально-Карельского террейна, выполненные в программе Pele 5.02, находятся в пределах 1020-1090^{0}C, что согласуется с экспериментальными результатами [3,4].

Комплексное изучение адакитовых ассоциаций показало, что первичные расплавы с адакитовыми характеристиками могут быть образованы только в конвергентных обстановках, при плавлении субдуцируемой океанической плиты на начальной стадии субдукции [3-5] или режиме «slab-window» [1].

Таким образом, формирование островодужных БАДР-адакитовых ассоциаций происходило в архее уже на рубеже 3.05 млрд. лет как в пределах Фенноскандинавского, так и прочих кратонов мира в близких геодинамических обстановках, значимую роль в которых играло заложение конвергентных межплитных зон перехода океан-континент, и именно присутствие адакитовых расплавов является универсальным маркером стадии зарождения субдукционных процессов в этих системах.

Работа осуществляется в рамках программы «Магматические системы зон перехода океан-континент в архее Восточной части Фенноскандинавского щита», КарНЦ РАН. Светов С.А. благодарит “Фонд содействия отечественной науки” за поддержку исследований.

Литература

1. **Авдейко Г.П., Палуева А.А.** Геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Мат. II Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003, с.164-169

2. **Сергеев С.А.** Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс… канд. г.-м.н. 1989, 24с.

3. **Bourdon E., Eissen J.P., Gutscher M.A., Monzier M., Hall M.L., Cotten J.** Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planetary Science Letters. v.205, 2003, p.123-138.

4. **Martin H.** Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos, 1999, 46, p. 411–429

5. **Wyman D.A., Kerrich R., Polat A.** Assembly of archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex // Precambrian Research, 115, 2002, p.37-62.

Новые Sm-Nd изотопно-геохронологические данные для пород расслоенной платиноносной Федорово-Панской интрузии (Кольский полуостров)

П.А. Серов, Г.Л. Вурсий, Т.Б. Баянова

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, mozay@nm.ru

Протерозойские расслоенные платинометалльные гипербазит-базитовые интрузии Фенноскандинавии расположены в двух поясах: Северный (г. Генеральская, Федорово-Панский массив, Мончеплутон и Имандровский лополит) и Южный (Ципринга, Луккулайсваара, Кивакка, Бураковская интрузии и массивы Финской группы – Койлисмаа, Кеми, Нярянкаваара, Койтилайнен, Пеникат, Аканваара и др.). Породы всех интрузивов этих поясов характеризуются общими изотопно-геохимическими метками: возрастной интервал формирования по U-Pb данным (циркон и бадделеит) находится в пределах от 2505 до 2396 млн. лет; мантийный резервуар обогащен литофильными элементами по данным REE-анализов; величины ISr варьируют от 0.702 до 0.704 и $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -1.1 до -2.4. По этим характеристикам протерозойские расслоенные гипербазит-базитовые интрузии Фенноскандинавии имеют общий мантийный источник и формирование которых, по-видимому, является результатом мантийного плюма [1].

Расслоенная платиноносная Федорово-Панская интрузия расположена в центральной части Кольского полуострова и простирается в северо-западном направлении на расстояние около 70 км при мощности 3-4 км. Породы массива имеют юго-западное падение под углами 30-35^0. Федорово-Панский массив относится к пироксенит-габбронорит-анортозитовой формации. Интрузив состоит из четырех блоков (Федоровотундровского, Ластъяврского, Западно-Панского и Восточно-Панского), которые смещены относительно друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях (рис.1). Это обусловило в их пределах выход на дневную поверхность различных участков разреза массива [4].

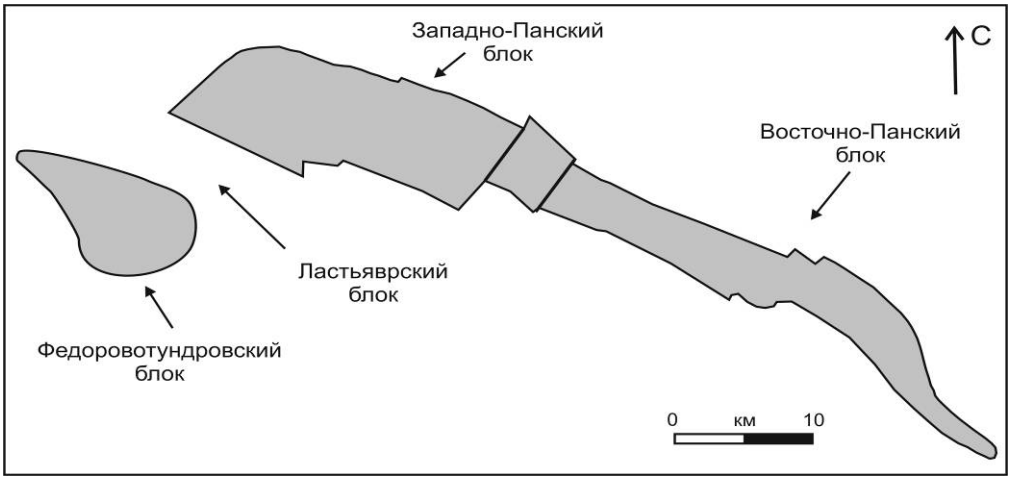


Рис. 1 Схема строения Федорово-Панской интрузии[4]

В целом, Федорово-Панский массив (ФПМ) имеет относительно простое геологическое строение. Он сложен главным образом габброноритами, отличающимися друг от друга количественным соотношением породообразующих минералов и структурно-текстурными особенностями. В его строении снизу вверх выделяются следующие зоны [2]:

Краевая зона (50-60 м) сложена такситовыми габброноритами.

Норитовая зона (40-50 м), состоящая, в основном, из норитов с подчиненным количеством плагиопироксенитов. К прослоям последних приурочена хромитовая минерализация.

Габброноритовая зона (около 4000 м), сложена габброноритами различной зернистости и текстуры, а также варьирующими количественными соотношениями кумулусных минералов. В строении зоны выделяется три подзоны: нижняя, центральная и верхняя.

Нижняя подзона верхней зоны (1000-1100 м). Сложена мезократовыми трахитоидными габброноритами. Подзона завершается первым горизонтом тонкорасслоенных пород, который

называется нижним расслоенным горизонтом (НРГ). С НРГ тесно связана малосульфидная платинометалльная минерализация.

Центральная подзона (2000-2150 м) представлена в основном массивными габброноритами с габбровой и габбро-офитовой структурами.

Верхняя подзона (650-700 м) состоит из трахитоидных габброноритов. Вблизи основания подзоны располагается второй горизонт тонкорасслоенных пород, который называется верхним расслоенным горизонтом (ВРГ). В верхнем расслоенном горизонте выявлено несколько уровней малосульфидной платинометалльной минерализации.

По ранее полученным данным U-Pb возрасты цирконов и бадделеита из габброноритов ВРГ главной фазы и анортозитов НРГ поздней фазы Западно-Панского блока интрузии находятся в интервале 2491-2447 млн. лет. До настоящего времени был известен лишь один Sm-Nd возраст для породообразующих минералов (pl, opx, cpx) из габброноритов ВРГ, равный 2487±51 млн. лет, $\varepsilon_{Nd}(T)$= -2.0±0.5[1].

Целью исследований было изотопно-геохронологическое датирование Sm-Nd методом породообразующих минералов и разных пород Западно-Панского (ЗПБ) и Федоровотундровского (ФБ) блоков интрузии. Для этого были отобраны геохронологические пробы из обнажений: а) нориты краевой зоны ЗПБ, б) габбронориты верхнего расслоенного горизонта ЗПБ; а также пробы из керна скважин: в) нориты ФБ и г) габбро ФБ.

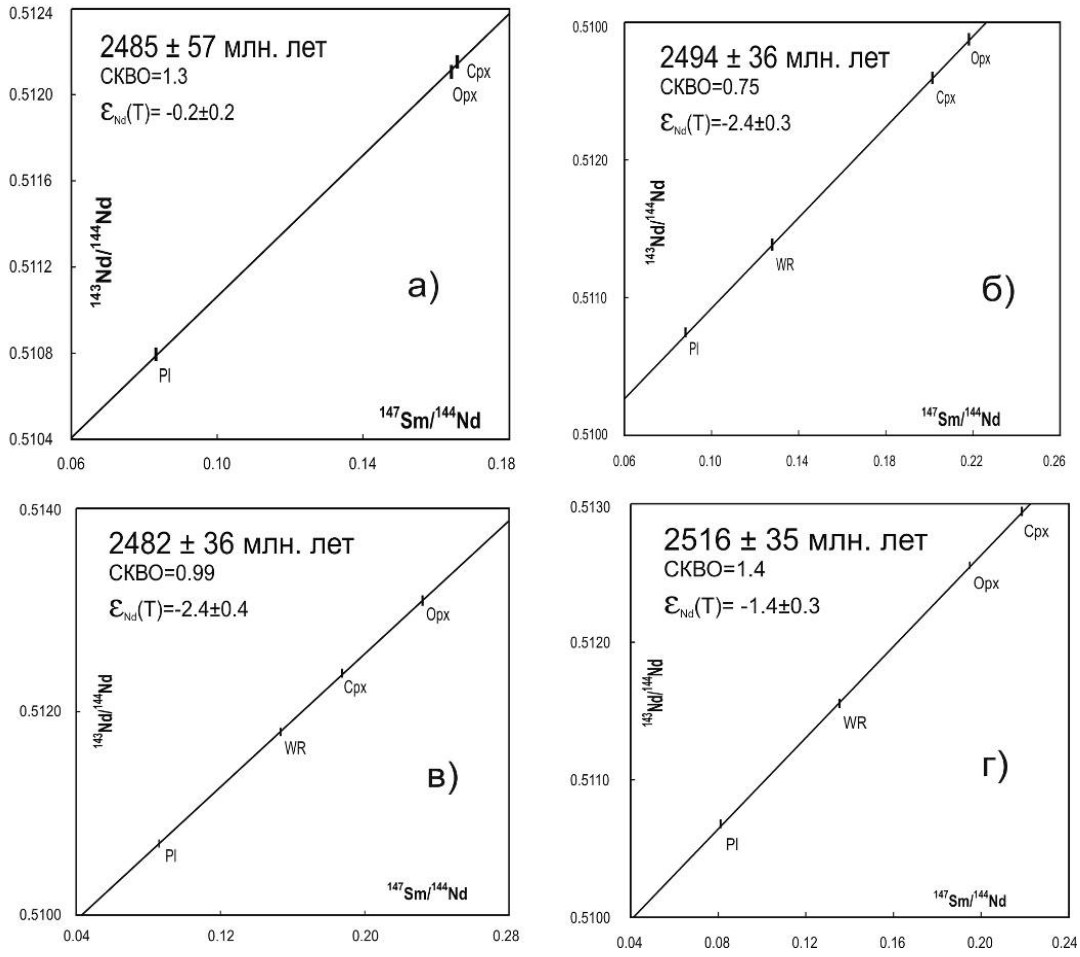


Рис. 2 Изотопные Sm-Nd изохроны для пород и минералов Федорово-Панской расслоенной интрузии:

а) норит краевой зоны ЗПБ, б) габбронорит ВРГ ЗПБ, в) норит ФБ, г) габбро ФБ

Результаты Sm-Nd изотопных исследований породообразующих минералов и WR расслоенной Федорово-Панской интрузии представлены на рис. 2. Химическая подготовка проб проводилась по методике [3]. Все измерения проводились на семиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. За период измерений средние

значения по стандартам LaJolla= 0.511833±6 (N=11, 2σ) и JNd1=0.512074±8 (N=44, 2σ). Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06. Расчеты параметров изохрон проводились с использованием программы К.Людвига [5].

В табл. 1 приведены новые Sm-Nd возрастные и геохимические характеристики изученных пород Западно-Панского и Федоровского блоков расслоенного Федорово-Панского интрузива и приведены U-Pb данные по цирконам из этих же пород для сравнения:

Табл. 1. Возрастные и геохимические характеристики пород Федорово-Панского массива

Блок	Порода	Sm-Nd возраст, млн. лет	TDM, млн. лет	$\varepsilon_{Nd}(T)$	U-Pb возраст по циркону, млн. лет
Западно-Панский	норит краевой зоны	2485±57	–	-0.2	2497±3*
	габбронорит ВРГ	2494±36	2976	-2.4	2491±1.5 [1]
Федорово-тундровский	норит	2482±36	3184	-2.4	2485±9*
	габбро	2516±35	2935	-1.4	2516±9*

**неопубликованные данные Ниткиной Е.А.*

Новые модельные Sm-Nd возрасты TDM протолитов пород Федорово-Панской интрузии находятся в интервале 3.18-2.98 млрд. лет. В рамках модели $_{Nd}$-I_{Sr} породы расслоенных платинометалльных интрузий всей этой формации находятся в поле обогащенного мантийного резервуара EM1.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ № 04-05-64179, НШ-2305.2003.5 и Гос. контракта ОНЗ РАН-06

Литература

1. **Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004, 174 с.

2. **Докучаева В.С.** Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука. 1994, с. 87-100

3. **Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В.** Определение самарий-неодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия. 1987, № 8, с. 1115-1129.

4. **Пожиленко В.И, Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.** Геология рудных районов мурманской области. -Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002, 359 с.

5**. Ludwig K. R.** ISOPLOT/Ex - A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 1a, 1999, 49 p.

Дайки эруптивных брекчий в древних вулканических аппаратах Печенгской структуры (Кольский полуостров)

П.К. Скуфьин

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, skuf@geoksc.apatity.ru

Детальные геолого-палеовулканологические исследования в районе распространения вулканитов матертской свиты на Печенге позволили установить наличие сети взаимосвязанных эруптивных центров, в строении которых существенную роль играют интрузивные тела магмокластических пород базит-гипербазитового состава [2]. Формирование этой серии высокодифференцированных пород связано с кратковременным интенсивным периодом сжатия на фоне длительной геодинамической обстановки растяжения в пределах всего Печенгско-Варзугского пояса. Этот пароксизм сжатия, приуроченный к границе нижней и верхней подсвит матертской свиты, обусловил значительные горизонтальные перемещения литосферных блоков в зоне влияния глубинного Порьиташского разлома. Значительные подвижки по этому разлому привели к эффективной разрядке напряжений вдоль Пильгуярвинского взбросо-сдвига в кровле продуктивной свиты и к внедрению по Пильгуярвинскому (Восточному) эруптивному центру порций подщелоченной ферропикритовой, а также примитивной толеитовой магм, которые, помимо многочисленных второстепенных эруптивных центров ареального вулканизма, сформировали целую серию интрузий ферропикрит-габбро-верлитовой рудоносной вулкано-плутонической ассоциации. Характерным примером развития подобных эруптивных центров является район к югу от г. Райсо-айви, сложенный вулканитами матертской свиты (Рис. 1).

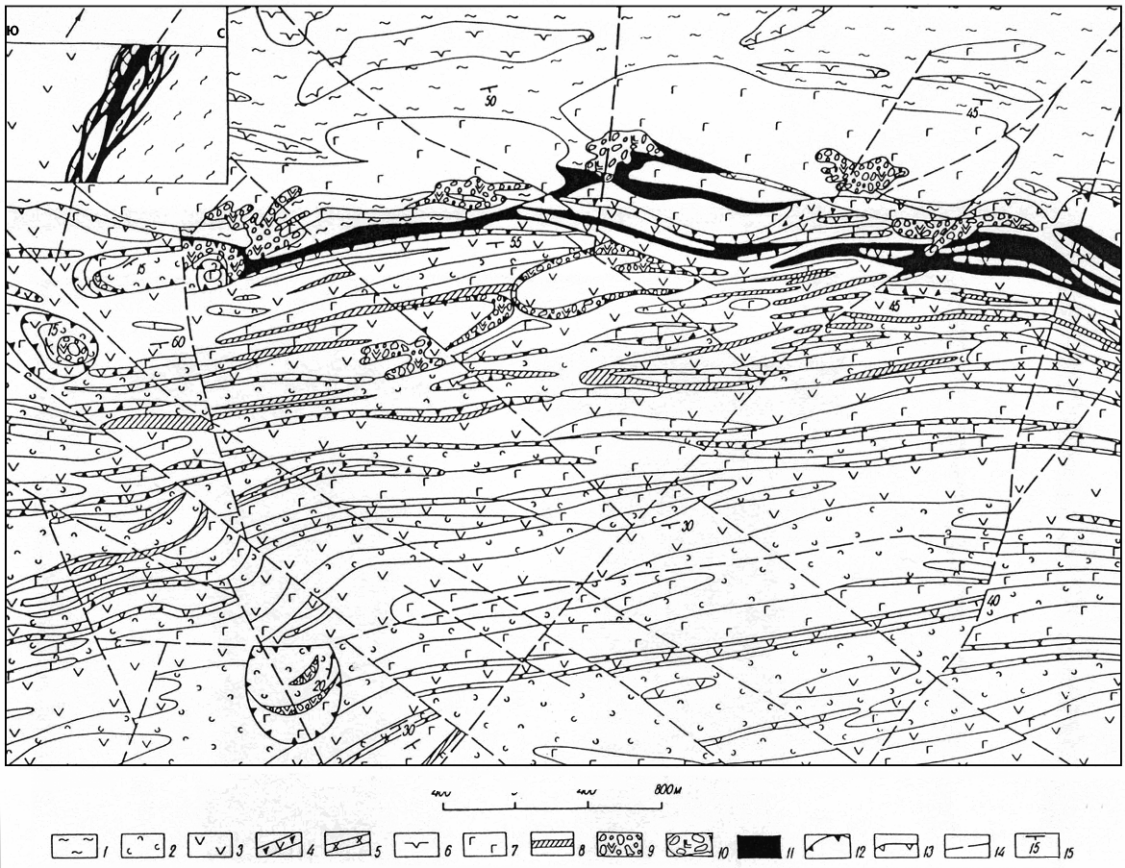


Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка Райсо-айви (район Восточного эруптивного центра) *Условные обозначения: 1 – осадки продуктивной свиты; 2-11 – вулканиты матертской свиты: 2 – базальтовые пиллоу-лавы; 3 – базальтовые лавы массивные; 4 – туфы базальтового состава; 5 – туфы фельзического состава; 6 – ультрабазиты габбро-верлитовой ассоциации; 7 – габброиды габбро-верлитовой ассоциации и габбро-долериты; 8 – лавы ферропикритового состава; 9 – эруптивные брекчии базальтового состава; 10 – эруптивные брекчии ферропикритового состава; 11 – эруптивные лавобрекчии базальтового состава; 12 – кольцевые разломы вулкано-тектонических структур; 13 – Пильгуярвинский взбросо-надвиг; 14 – разломы; 15 – залегание пород. Слева вверху – принципиальная схема внедрения эруптивных лавобрекчий по границе продуктивной и матертской свит.*

Здесь закартированы многочисленные вулкано-тектонические структуры размером от нескольких сотен до 1 км в поперечнике, ограниченные кольцевыми и дуговыми разломами и сложенные цилиндрическими и серповидными телами шаровых и массивных лав, габбро-долеритов и эруптивных брекчий. Кроме того, в тектонически ослабленной зоне на контакте продуктивной и матертской свит произошло внедрение многочисленных даек и сложной формы интрузивных тел эруптивных брекчий и лавобрекчий базальтового и реже ферропикритового состава. Вмещающие вулканиты основания нижнематертской подсвиты mt_1 заметно отличаются от обычных титанистых ферробазальтов матертской свиты. Для них типичен дефицит титана и железа, рост содержания CaO и повышенная щелочность (кол. 1,2, табл. 1). Состав пород эруптивных брекчий и лавобрекчий, сформировавших многочисленные дайки и сложной формы некки этого участка, разнообразен. Матрикс эруптивных брекчий представляет собой тонкодисперсный базальтовый гиалокластит и обычно отличается по составу от обломочного материала. Обломки базальтов по составу делятся на две группы: а) толеитовые базальты с нормальной кремнекислотностью и с обычным, редко повышенным содержанием щелочей (кол. 3-4, табл. 1); б) низкощелочные ферробазальты (кол. 5-8, табл. 1); в этих породах содержание суммарного железа достигает 18-20%, иногда с параллельным ростом содержания TiO_2, при резком дефиците щелочей – менее 2%, часто около 0.5%, а также кремнекислоты – часто менее 42%. Эти ультражелезистые базальтоиды обеднены легкими крупноионными литофильными элементами (Rb, Sr, Ba), но обогащены сидерофильными элементами – Ni, Cr, Co. Низкощелочные ферробазальты участка могут представлять собой наиболее примитивные мантийные разновидности базальтоидов. Характерно, что изучение особенностей фракционирования недифференцированных примитивных базальтовых комплексов выявили на диаграмме щелочность-кремнекислотность пересечение трендов в точке с координатами SiO_2 – 42 вес.% и $Na_2O + K_2O$ – 1.2% [1], что, видимо, соответствует содержанию этих компонентов в мантии. Наибольший интерес в группе интрузивных тел эруптивных брекчий этой группы представляет тело жерловых ферропикритовых туфоагломератов в центральной части участка. Это субизометричное тело сложной формы размером до 400 м в поперечнике.

Таблица 1. Химические составы базальтов и ферропикритов участка Райсо-айви (мас. %, ppm)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	47.92	48.43	47.72	47.38	41.80	40.90	42.78	44.48	40.54	40.84
TiO_2	1.22	1.38	1.51	2.22	2.45	1.43	1.24	1.98	2.13	2.23
Al_2O_3	14.24	13.71	13.42	15.25	12.35	11.85	13.56	11.42	11.90	8.98
Fe^2O^3	5.06	2.95	2.21	4.37	5.07	6.57	5.26	4.90	2.61	4.25
FeO	7.74	9.45	10.56	10.07	14.08	12.16	12.17	12.89	12.60	13.32
MnO	0.22	0.20	0.22	0.18	0.29	0.17	0.12	0.21	0.26	0.22
MgO	7.15	7.03	9.01	5.75	5.37	7.45	6.48	4.45	16.30	15.98
CaO	9.56	9.19	6.61	4.45	10.60	9.91	9.00	12.95	8.36	4.72
Na^2O	3.00	3.48	2.42	2.02	1.55	0.38	0.30	0.45	0.20	0.18
K^2O	0.34	0.24	1.69	0.42	0.17	0.18	0.17	0.14	0.27	0.18
H^2O–	0.39	0.34	0.46	0.82	0.37	0.72	0.38	0.12	0.30	0.35
H^2O+	2.85	3.12	4.01	4.07	5.07	6.05	5.72	4.92	4.19	5.60
P^2O^5	0.15	0.10	0.11	0.21	0.19	0.10	0.07	0.12	0.20	0.20
CO^2	0.11	0.48	0.10	0.22	0.29	1.65	2.01	0.34	0.30	2.03
Sобщ	0.11	0.10	0.15	2.02	0.10	0.25	0.90	1.00	0.10	0.83
Сумма	100.06	100.20	100.20	99.45	99.75	99.77	100.16	100.37	100.26	99.91
Rb	40	10	30	40	10	5	4	4	24	26
Sr	260	220	130	150	100	100	80	100	160	140
Ba	270	100	100	110	80	80	100	80	60	70
Ni	270	190	200	250	220	200	180	170	780	1000
Co	10	90	90	10	100	80	60	90	210	96
Cr	300	300	400	300	600	500	400	300	1100	1200

Примечание. 1,2 – соответственно, шаровая (1) и массивная (2) лава из вмещающих базальтовых покровов матертской свиты; 3-10 – породы эруптивных брекчий: 3,4 – соответственно, обломки (3) и матрикс (4) базальтового туфоагломерата; 5 – обломки базальтовой лавобрекчии; 6,7 – соответственно, обломки (6) и матрикс (7) базальтовой лавобрекчии; 8 – матрикс базальтовой лавобрекчии; 9,10 – обломки ферропикритового туфоагломерата.

Буровыми работами оно прослежено на глубину до 1000 м, где смыкается с линзовидным телом габбро-верлитов (рудопроявление Райсо-айви). Туфоагломераты сложены остроугольными и оплавленными обломками миндалекаменных витрофиритов ферропикритового состава (колонки 9-10, табл. 1), оталькованных и хлоритизированных. Цементирующая масса представляет собой сложный по составу агрегат вторичных минералов – хлорита, талька, карбоната, серпентина. Это титанистые подщелоченные ферропикриты, с некоторым избытком K в балансе щелочей, обогащенные P, Rb, Sr и LREE, что типично для субщелочных пород.

Исследования показали [2], что генезис всей серии магмокластических пород матертской свиты, а также близких к ним по возрасту интрузивов рудоносной ферропикрит-габбро-верлитовой вулкано-плутонической ассоциации, определялся явлениями жидкостной несмесимости и расслаивания в магматических очагах пикритовых и базальтовых расплавов под воздействием потоков мантийных щелочных флюидов. В Северопеченгской структурно-формационной зоне в людиковии, а в Южнопеченгской – в калевии и вепсии, происходило формирование контрастных, иногда бимодальных высокомагнезиальных, высокожелезистых и высокотитанистых ассоциаций вулканитов, сопровождавшееся крупномасштабным эксплозивным вулканизмом, связанным с эволюцией высокотемпературных и газонасыщенных флюидных систем. Представляется возможным связать все эти сложные геодинамические, тектоно-магматические и физико-химические процессы с принципиально новой моделью генерации тепла, сверхглубинных минерализованных флюидов и мантийных глубинных магм при стадийном формировании восходящих плюмов на границе внешнего ядра Земли.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 04-05-65154) и научной школы № НШ-2305.2003.5.

Литература

1. **Перчук Л.Л., Фролова Т.И.** Причины разнообразия базальтовых серий // Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, N 8, с. 28-44.

2. **Скуфьин П.К.** Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (Северо-Восток Балтийского щита). Автореферат диссертации на соискание уч. степ. доктора геол.-мин. наук. М.: 1998, 66 с.

Расслоенные интрузии базит-ультрабазитов раннего протерозоя Балтийского щита: достижения и проблемы

В.Ф. Смолькин

Москва, Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, vsmolkin@sgm.ru

В пределах наиболее древней части Балтийского щита, на территории ее Кольско-Лапландско-Карельской провинции широко развиты расслоенные интрузии базит-ультрабазитов раннепротерозойского возраста, которые, представляя собою уникальные геологические объекты, содержат значительные объемы промышленных концентраций рудных компонентов (Ni, Cu, Pt-Pd, Cr, Ti, V). Часть их (сульфидные Cr-Ni руды) уже исчерпаны, в отношении других металлов потенциал расслоенных интрузий остается не конца невыясненным, о чем свидетельствуют продолжающиеся открытия новых месторождений. Несмотря на то, что изучением расслоенных интрузий занимаются уже несколько поколений геологов, петрологов и других специалистов, вопросы их происхождения, механизм формирования внутренней расслоенной структуры и причины рудообразования являются предметами многолетних дискуссий.

В отношении геологического положения расслоенных интрузий уже сложились стереотипы. Так очень долгое время их геологическое положение определялось как межформационное, обусловленное внедрением между комплексом сильно метаморфизованных пород архейского фундамента и более молодым раннепротерозойским (карельским) комплексом осадочно-вулканогенных пород. Эта гипотеза оказалась несостоятельной, так как для ряда интрузивных массивов достоверно уставлено перекрытие их корой выветривания и конгломератами, которые лежат в основании раннепротерозойского (карельского) комплекса, т.е. расслоенные интрузии претерпели глубокую эрозию до начала формирования осадков и излияния вулканитов раннего протерозоя. Время периода эрозии мы до сих пор не можем оценить, однако масштабы ее были велики, учитывая становление расслоенных интрузий на глубинах, по оценкам разных исследователей, от 3-5 до 6-8 км. В большинстве работ присутствует также тезис, что расслоенные интрузии первоначально пространственно и генетически (в структурном отношении) связаны с раннепротерозойскими прогибами, игнорируя тот факт, что известны интрузии, которые залегают на удалении этих прогибов (Бураковская), или приурочены к разломам, несогласно перекрытых осадками и вулканитами, выполняющими прогибы (Генеральская).

Индикатором какого режима являются расслоенные интрузии? Большинство геологов, несмотря на разные взгляды в отношении геодинамического режима формирования раннепротерозойских структур, считают, что расслоенные интрузии являются индикатором рифтогенного режима, так как они формировались на начальной стадии формирования рифтов и одним из условий подъема мантийных магм, исходных для расслоенных интрузий, был режим растяжения. Однако внедрение большинства расслоенных интрузий не только предшествовало отложению осадков и вулканитов в ранне-протерозойских прогибах, но интрузии претерпели длительную эрозию до начала их отложения. Поэтому формирование расслоенных интрузий (во всяком случае большая их часть) происходило до заложения рифтогенных прогибов, т.н. в дорифтогенный этап. С учетом того, что расслоенные интрузии не имели прямой связи с вулканитами, тезис о режиме растяжения также требует корректировки. При своем подъеме мантийные магмы использовали блоковую неоднородность в позднеархейской коре, ослабленные зоны и глубинные разломы, однако излияния магм на поверхность не происходило, они остановились в пределах верхней коры. По-видимому, интенсивность тектонических движений раздвигового типа на начальном этапе была умеренной. Предположим, что расслоенные интрузии были выведены на поверхность в результате тектонических движений в карельскую (свекофеннскую) эпохи орогении. Такие факты известны для отдельных интрузий, контакты которых с вмещающими породами являются тектоническими. Однако часто наблюдаются ненарушенные первичные интрузивные контакты и следы активного термального воздействия на вмещающие породы в виде продуктов их плавления.

По-видимому, уже на дорифтогенном этапе произошел подъем мантийного суперплюма, занимающего большую часть Кольско-Лапландско-Карельской провинции. Общий разогрев коры привел к формированию свода, его эрозии и заложению палеорифтогенных прогибов, из которых наиболее крупный располагается в центральной части Кольского региона, на границе двух крупных блоков – Центрально-Кольского и Беломорского [1].

Возраст расслоенных интрузий. В результате исследований изотопных U-Pb, Sm-Nd и Re-Os систем в минералах расслоенных интрузий, выполненных Ю.В. Амелиным, Ю.А. Балашовым,

Т.Б. Баяновой, автором и другими исследователями [2], изотопный возраст главных типов пород, который принимается за возраст становления интрузий, достоверно определен. В пределах Кольского региона по данным U-Pb анализа циркона и бадделеита, выделенных из основных пород, установлены более древняя (2507-2470 млн. лет) и более молодая (2441-2437 млн. лет) группы. Первая группа объединяет пространственно удаленные интрузии горы Генеральской (2505-2496 млн. лет), Мончеплутона (2507-2493 млн. лет) и Федовых-Панских тундр (2501-2470 млн. лет), а также комагматические им дайки и малые интрузии (2506-2487 млн. лет). К более молодой группе относятся массивы умбареченско-имандровского комплекса, представляющие собою по геолого-геофизическим данным тектонизированные фрагменты Имандровского лополита, внедрение которого происходило уже после отложения вулканитов основного и кислого состава (2448 млн. лет), слагающих нижнюю (сумийскую) часть карельского комплекса. Названные две группы различаются не только по возрасту, но строению, составу и рудной специализации. Так интрузии древней группы, сложенные дунитами, гарцбургитами, ортопироксенитами, норитами и габброноритами, содержат сульфидное Cu-Ni, хромитовое и Pt-Pd оруденение, а высокожелезистые породы Имандровского лополита – рудопроявления феррихромита и высокованадиевого титаномагнетита. В пределах Финляндии и Карелии интервалы значений возраста расслоенных интрузий более узкие: Финская Лапландия – 2442-2433 млн. лет, Северная и Восточная Карелия – 2449-2439 млн. лет, но и среди них устанавливается более древняя – Бураковская (2449) и более молодая – Койтелайнен (2439-2433), при этом интрузия Койтелайнен близка по строению разрезов, составу пород и оруденению к Имандровскому лополиту. Однако на сегодня существуют только единичные определения возраста для каждой изученной интрузии Финляндии и Карелии (за исключением Койтелайнен) в отличие от Мончеплутона и интрузии Панских-Федоровых тундр, поэтому не исключено, что и среди интрузий Финляндии и Карелии будут выявлены породы с возрастом 2500 млн. лет.

Время формирования расслоенных интрузий. Для отдельных интрузий (Мончеплутон и Панские-Федоровы тундры) установлен значительный диапазон возрастов в пределах 30-15 млн. лет, что превышает ошибку аналитических определений. Эти данные могут быть приняты за общий диапазон формирования отдельных интрузий, если мы признаем многофазный механизм их формирования, что согласуется с новыми результатами геолого-петрологических исследований на Мончеплутоне [3]. По-видимому, в будущем эти данные могут быть пересмотрены (в сторону уменьшения) с появлением результатов изучения единичных цирконов. Наряду с этим для древних интрузий (горы Генеральской и Панских-Федоровых тундр) существуют единичные, сильно омоложенные (2447-2446 млн. лет) определения для лейкогаббро, являющиеся закономерным членом расслоенных комплексов. Интерпретация этих данных неоднозначная и требует дальнейших экспериментальных исследований.

Источники исходных для расслоенных интрузий мантийных магм. Результаты исследо-ваний Sm-Nd системы в породообразующих минералах основных пород расслоенных интрузий, выполненных независимо в нескольких лабораториях и разными исследователями [2], свидетельствуют об аномальном характере мантийного источника, обогащенного литофильными элементами. Первичное отношение ε_{Nd} колеблется от -1.1 до -2.3, тогда как согласно модели De Paolo-Wasserburg породы расслоенных интрузий с возрастом 2.5 млрд. лет должны были иметь значение первичного отношения ε_{Nd}= +3.5 в случае деплетированной мантии (DM). Это предполагает активное взаимодействие мантийных магм с породами коры, что согласуется с данными изотопных исследований благородных газов для Мончеплутона [3]. С учетом немногочисленных изотопных данных по гранулит-эклогитовым комплексам, можно предположить, что процессы контаминации и ассимиляции имели широкомасштабный характер при подъеме магм в нижнюю кору, на которые в последующем накладывались процессы, локально-развитые на контактах магматических камер с вмещающими гнейсо-амфиболитовыми архейскими комплексами.

Первичный состав магм для расслоенных интрузий. Определение первичного состава магм для расслоенных интрузий сталкивается с множеством трудностей:

1. Отсутствие зон закалок и широкое развитие гибридных пород в эндоконтактовых зонах; 2. Наличие широкомасштабной макрорасслоенности и более локальной ритмической расслоенности, что затрудняет корректный подсчет объема дифференциатов; 3. Пульсационный, в ряде случаев, характер поступления дифференцированных магм в магматические камеры; 4. При этом, несмотря на общее сходство стиля строения и однотипный минеральный парагенезис, каждая интрузия обладает своим набором и объемом пород, и только в отдельных интрузиях наблюдается весь породный ряд. Поэтому определение первичного состава магм носит

вероятностный характер. В качестве объектов для реконструкции могут быть выбраны реликты зон закалок в подводящих каналах, недифференцированные дайки и высокомагнезиальные породы вулканических толщ. Реликты типичных зон закалок были обнаружены в Мончегорском районе при проходке глубокой структурной скважины М-1, их состав отвечает ортопироксенит-меланократовому нориту [3]. Среди даек, комагматических расслоенным интрузиям, очень редко встречаются недифференцированные, состав которых также отвечает ортопироксенит-плагио-ортопироксениту. Наиболее близкими по геохимическим и изотопным данным к интрузивным породам являются пикробазальты полисарской свиты Имандра-Варзугской зоны, но отложенные после формирования Имандровского лополита, и свиты Ветреного пояса одноименной зоны, относительно близкие по Sm-Nd возрасту (2449-2410 млн. лет) к интрузиям Карелии и Финляндии [4]. Для них также установлены высокое содержание Cr и низкое Ti, однотипный состав акцессорных хромшпинелидов, отрицательные значения первичного отношения ε_{Nd} (-0.9, -1,7), близкие спектры распределения редких земель (Рис.1, 2). В то же время более сильное относительно интрузивных пород обогащение вулканитов легкими редкими землями свидетельствует об изменении условий плавления в источнике и последующих процессов дифференциации. Благоприятными для реконструкции являются вулканиты свиты Ветреного пояса, в которых недавно были найдены реликты пород с неизмененным стеклом. По своему составу они представляют собою палеоаналоги фанерозойских марианит-бонинитов.

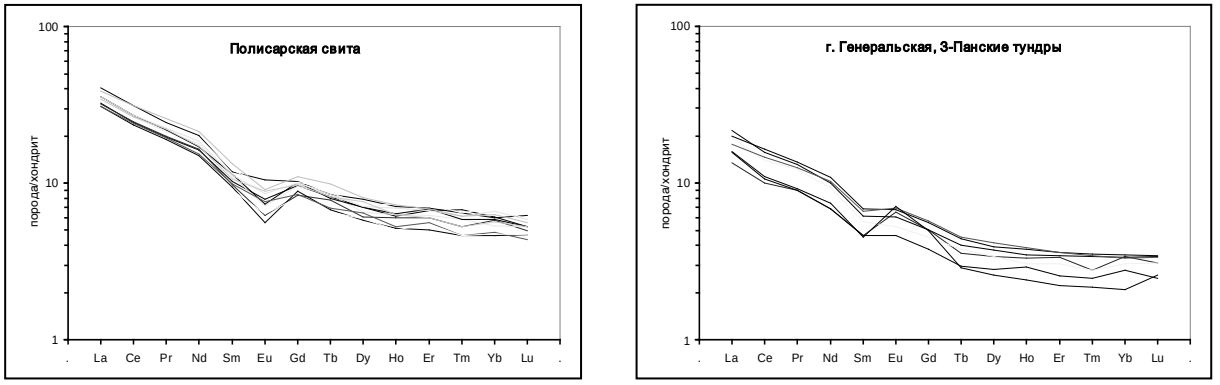


Рис. 1, 2. Распределение редких земель, нормированное к хондриту, в вулканитах полисарской свиты (1) и интрузивных породах горы Генеральской и 3-Панских тундр (2) по данным ICP-MS

Взаимоотношение расслоенных интрузий с массивами габбро-анортозитов. Как правило, расслоенные интрузии и массивы габбро-анортозитов разобщены в пространстве и только в одном случае (в Мончегорском районе) они сближены, что позволяет установить их взаимоотношение. Новые U-Pb данные (2505-2467 млн. лет), полученные для габбро-анортозитов Главного хребта [3], свидетельствуют об одновозрастности их интрузивным породам Мончеплутона. Однако породы Мончеплутона и Главного хребта разделены глубинным региональным разломом, интенсивные движения по которому происходили по данным изучения Sm-Nd системы в гранат-амфиболовых бластокатаклазитах 2.04 млрд. лет назад. По-видимому, именно в этот период габбро-анортозиты были выведены на более высокий уровень земной коры и пришли в соприкосновение с породами Мончеплутона. В то же время габбро-анортозиты обладают изотопными (ε_{Nd} = -1.2, -1.3) и геохимическими характеристиками, сближающими их с габброидами Мончеплутона, что предполагает их генетическую связь.

Литература

1. **Смолькин В.Ф.** Ранний протерозой // Ранний докембрий Балтийского щита. В.А. Глебовицкий (отв. ред.). СПб.: Наука, 2005 с.

2. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита // Ф.П. Митрофанов (ред.). Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2002, 53 с.

3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, изотопия, оруденение. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2004, 367 с.

4. **Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofman A.W. et al.** Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // Contrib. Mineral. Petrol. 2001, v. 140, p. 588-599.

Породы и руды месторождения Юго-Восточная Гремяха (Кольский полуостров)

С.В. Соколов, П.С. Давыдов, В.Н. Орлов, А.Е. Борисов

Заполярный, Кольская горно-металлургическая кампания, borisov@pn.kolagmk.ru

Месторождение титаномагнетит-ильменитовых руд Юго-Восточная Гремяха приурочено к краевому комплексу пород основного состава юго-восточной части массива Гремяха-Вырмес.

Довольно многочисленные определения геохронологического возраста пород массива укладываются во временной интервал 1.9-2.0 млрд. лет, что соответствует позднему этапу карельского (раннепротерозойского) тектогенеза.

По характеристикам вещественного состава массив относится к щелочно-габброидной формации. В строении массива принимают участие породы трех интрузивных комплексов: самый ранний представлен серией перидотитов-габбро; ко второму комплексу относятся щелочные породы: ийолит-уртиты-мельтейгиты, нефелиновые и щелочные сиениты; третий комплекс представлен щелочными гранитами и сиенитами. В последние годы выделен самостоятельный комплекс щелочных метасоматитов.

Комплекс базит-гипербазитов, подразделяющийся на апатитовый и безапатитовый подкомп-лексы, имеет довольно широкий спектр петрографических разновидностей: оливиниты, перидо-титы, пироксениты, троктолиты, оливиновые габбро, габбро, габбронориты, нориты и анортозиты. Собственно месторождение Юго-Восточная Гремяха связано с безапатитовым подкомплексом, в котором широкое распространение и существенное значение имеют лишь габбро, оливиновые габбро и троктолиты, содержащие ильменит-титаномагнетитовую вкрапленность в количествах от первых процентов, до почти сплошных оксидных руд.

Вмещающими породами массива являются преимущественно различные гнейсы (гранатовые, слюдяные, гиперстеновые, амфиболовые), а также гнейсо-диориты и граниты. Все эти породы местами интенсивно мигматизированы.

Структура массива Гремяха-Вырмес и его обрамления в значительной мере определяется наличием разрывных нарушений, преимущественно субмеридионального простирания, обусловивших его блоковое строение. Они представляют собой сбросо-взбросы с падением плоскости сместителя в восточных румбах под углами 55-75° (Рис.) и выражены зонами интенсивной амфиболизации, расланцевания и милонитизации габброидов. Амплитуда перемещения по ним составляла от первых сотен метров до полутора километров. Менее выражены субширотные нарушения сдвигового характера, выраженные зонами интенсивной трещиноватости.

Краевой комплекс интрузии, вмещающий месторождение, неоднороден по своему строению и подразделяется на две вещественные зоны пород: внешнюю зону измененных мелкозернистых габбро, габбронноритов и амфиболитов по ним и внутреннюю зону - средне-крупнозернистых расслоенных габбро, оливиновых габбро, пегматоидных габбро, троктолитов, в пределах которой залегают рудные тела.Внешняя зона измененных габброидов, непосредственно примыкающая к вмещающим породам в восточной части участка, имеет мощность от 10 до 150 м. Для этих пород характерны текстуры и структуры, связанные с преобразованием пород в приконтактовой зоне. С востока и юга контур этой зоны четко ограничен линией тектонического контакта габбровых пород массива с плагио- и диорито-гнейсами внешней рамы (комплекс архея). Падение плоскости тектонического шва крутое – под углом 70-80° в сторону от массива на восток, юго-восток. Вдоль тектонического контакта, породы перемяты как в сторону габбрового массива, так и в примыкающей полосе рамы гнейсов.

Отличительной и ярко выраженной особенностью габброидов внутренней зоны месторождения Юго-Восточная Гремяха является наличие четко выраженных директивных текстур, представленных расслоенностью и трахитоидностью, которые в полной мере соответствуют классическому представлению о текстурах магматической псевдостратификации. Расслоенность в габбро, оливиновом габбро выражается в чередовании меланократовых, мезократовых и лейкократовых слоев, различающихся как по составу кумулусных фаз (оливин, пироксен, плагиоклаз, титаномагнетит-ильменит), так и по их количественному соотношению.

Мощности отдельных слоев варьируют от долей сантиметра до первых метров, чаще всего диапазон колебаний укладывается в пределы от 1 см до первых дециметров.

Несомненно, такая полосчатость рудоносного габбрового комплекса является первичной, возникшей в процессе длительной кристаллизации и остывания родоначального магматического расплава с участием флюидов.

Кроме того отмечается расслоенность более крупного порядка, выраженная в наличии среди тонкорасслоенных габброидов довольно крупных прослоев троктолитов, габброноритов и пегматоидных габбро, с мощностью от первых метров до десятков метров. Генезис таких прослоев не совсем ясен. Эти породы могут являться как элементами мегарасслоенности всего объема магматического расплава, так и немного более поздними самостоятельными интрузивными фазами.

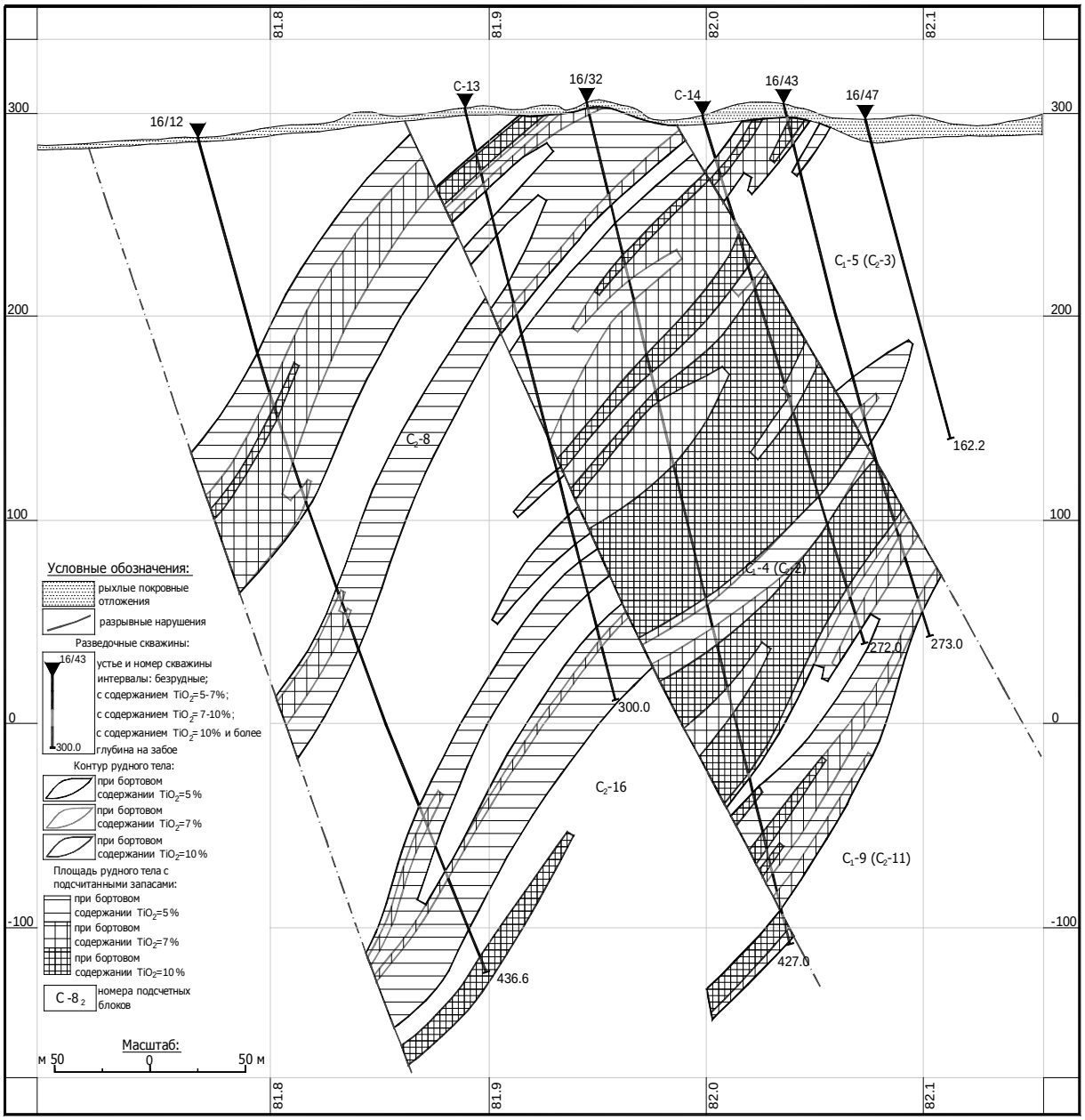


Рис. Разрез центральной части Главной рудной зоны месторождения Юго-Восточная Гремяха

В разрезах, при выявлении элементов залегания расслоенности базитового комплекса углы падения слоев плавно, без видимых закономерностей, меняются в пределах 50-60-80°(Рис). Вероятно, такой характер строения обусловлен не только самим процессом образования магматической расслоенности, но и продолжительного пребывания твердеющих пород на промежуточном этапе консолидации в пластичном состоянии и воздействии на них внешних динамических сил – скорее всего, жестких блоков внешней рамы. В центре и на юге участка общее направление простирания расслоенности комплекса - север–северо-

восточное с плавным переходом на меридиональное направление в его северном секторе. Падение везде сохраняется в западных румбах.

Трахитоидность отмечается как в обогащенных оксидными минералами габброидах, так и в обычных габбро. Выражена она преимущественно направленной ориентировкой плагиоклаза в плоскости расслоенности.

Рудные тела в габброидах не имеют естественных границ и выделяются по результатам опробования. Главная рудная зона прослеживается через весь участок на протяжении 3,5 км, и концентрирует наиболее богатые и масштабные рудные проявления. По материалам буровых работ Главная зона четко разделяется на три части – центральную, северную и южную. Центральная часть – наиболее продуктивная, с максимальными мощностями рудных тел, высокой компактностью и плотностью их размещения, наиболее высокой концентрацией рудных компонентов, с устойчивым характером всех параметров на глубину до 250-400 м от поверхности. Протяженность ее по простиранию около 1200 м, мощность на поверхности от 100 м до 200 м, максимально 250 - 300 м. В оконтуренных на глубину буровыми скважинами разрезах рудные тела зоны в наиболее вероятных для утверждения вариантах балансовых запасов при бортовом показателе TiO_2 – 5%, 7.0% и 10% имеют сходную форму, в целом определяемую характером магматической рассоленности и которую можно определить как пластово- линзовидную с пережимами и раздувами мощностей(Рис). Рудные тела по падению в своем разспространении ограничены или зонами разрывных нарушений, или имеют остроугольные выклинивания, часто в виде «ласточкина хвоста».

На месторождении выделены следующие природные типы руд: *вкрапленные* (в габбро, оливиновом габбро, амфиболитах), *гнездово-вкрапленные* (в пегматоидном габбро, троктолитах), *прожилковидные* (в амфиболитах, метасоматитах, пегматоидном габбро) и *сплошные* (в габбро и амфиболитах). Резко преобладают руды первого типа, количество которых по предварительным данным составляет около 90%.

Главными рудными минералами месторождения являются ильменит и титаномагнетит. Поминеральный баланс распределения диоксида титана показал, что основным минералом-концентратором этого компонента в рудах является ильменит, на долю которого приходится в среднем около 86.1 % TiO_2 , содержащегося в рудах. Доля диоксида титана в титаномагнетите составляет 11.4%. Содержание ильменита в рудах изменяется в широких пределах – от 8-10% в бедных рудах до 40-50% в богатых рудах, титаномагнетита – от его полного отсутствия в отдель-ных участках вкрапленных руд в амфиболитах до 50-55% в сплошных рудах. Содержание диоксида титана в крупнозернистом ильмените составляет в среднем около 51.8%, в пластинчатом–52.5%. В виде изоморфных примесей в ильмените постоянно присутствуют MgO и MnO. По результатам 54 анализов получены следующие средние содержания компонентов в ильмените: TiO_2 -51.4% масс. (50.1-52.8% масс.), FeO – 44.4%, Fe_2O_3 1.2% , Al_2O_3 - 0.1% , MgO – 1.4% и MnO – 0.6% .

Танталоносные щелочные метасоматиты в докембрийских толщах Казахстана

Н.И. Степаненко, Н.Л. Панкратова

Алматы, Казахстан, Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева

Месторождения ниобия и тантала, связанные с формацией щелочных метасоматитов и залегающие в древних метаморфических толщах, по масштабам и содержанию редких элементов занимают ведущее место среди других типов эндогенных месторождений, редкоземельных и редких элементов. Подобные месторождения известны в Сибири (Катугинское, Хайломинское и др.), на Полярном Урале (Тайкеуская группа и др.). В Казахстане к данному генетическому типу относятся тантал-ниобиевые проявления Улутау (Пионер, Майтюбе и др.), Каратау, а также рудопроявления Уймола, Кызыл-сай, Утеш-аулы и месторождение Верхний Иргиз в Мугоджарах Западного Казахстана, в которых щелочной метасоматоз (калишпатизация, альбитизация, мусковитизация), проявился в докембрийских породах, приуроченных к тектонически ослабленным зонам.

Верхне-Иргизское рудное поле включает 5 изолированных участков в меридиональной полосе длиной до 13 км (с севера на юг): Ярославский, Богетсайский, Львовский, Промежуточный, Надежный с интервалами между участками до 0,5-1,0 км, относимых ранее к формации редкометалльных пегматитов, размещающихся среди амфиболит-кварцито-сланцево-гнейсовой толщи текельдытауского комплекса докембрия.

Сланцево-гнейсовая пачка сложена, в основном, лейкократовыми мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми гнейсами с прослоями пироксен-и амфиболсодержащих гнейсов, а также биотитсодержащих сланцев (содержание биотита достигает до 15-20%). Породы подвергнуты метасоматической мигматизации - мигматобластезу, вплоть до образования крупнозернистых мигматитов калишпатового состава, которые макроскопически определяются как гнейсограниты.

Пироксен-амфиболовые и амфиболовые кварц-полевошпатовые гнейсы слагают прослои среди кварц-полевошпатовых разностей. Характерно присутствие пироксена и замещающей его сине-зеленой роговой обманки. Породы также мигматизированы с развитием порфиробластов калишпата. Для пироксен-амфиболовых гнейсов характерно повышенное содержание акцессориев - сфена, апатита, граната, циркона и рудного.

Амфиболиты характеризуются мелкозернистой структурой и сланцевато-полосчатой текстурой, обусловленной выделением лейкократовых и меланократовых полос, в которых удлиненно-призматические кристаллы роговой обманки вытянуты в одном направлении.

Кварциты представлены тонкозернистыми сливными и зернистыми образованиями светло-серого, белого цвета, иногда пятнисто-полосчатой текстуры из-за присутствия углистых частиц. В отдельных прослоях кварцитов отмечаются полевые шпаты, их иногда называют полевошпатовыми кварцитами.

Среди кристаллических сланцев выделены мигматизированные двуслюдяные кварц-полевошпатовые, мусковит-кварц-полевошпатовые, мусковит-кварцевые и биотит-кварцевые сланцы, содержащие гранат в различных количествах вплоть до введения его в название сланца (гранат-биотит-кварц-полевошпатовый сланец). Отмечаются порфиробласты и гломеробласты калишпата. Они имеют овальную форму, вытянутую по сланцеватости. Гранат выделяется неравномерно, в отдельных участках его содержание достигает до 10%. Кроме редких порфиробластовых вкраплений, размером до 0,8-0,4 мм, гранат образует скопления раздробленных зерен, представляющих собой развальцованные линзочки и гнезда в кварц-полевошпатовых прослоях, где трещинки в катаклазированных гранатах выполнены биотитом и рудным минералом.

Метасоматические тела в меридионально вытянутой рудной зоне слагают гнезда, жилы, прожилки, среди вмещающих их кристаллических сланцев. Среди них выделены калишпатиты, альбититы и грейзены. Выделенные петрографические разности метасоматитов «в чистом» виде встречаются редко. Обычно в изучаемой породе присутствуют реликты ранних минералов и наложенные, более поздних генераций. Даже в одном шлифе можно выделить среди альбитита реликты калишпата, участки грейзена или грейзенового кварца. Нередко, по крупнозернистой калишпатовой породе развивается крупнокристаллический альбит с четкими следами разъедания и замещения с последующим наложенным окварцеванием. Поэтому ниже приводится описание лишь трех групп метасоматических пород - калишпатитов, альбититов и грейзенов.

Калишпатиты - пегматоидного облика породы, сложенные в основном калишпатом (85-90 %) с небольшим количеством (до 10-15%) альбита и кварца, а также тонкочешуйчатого мусковита, выделявшегося по нитевидным просечкам. Наблюдаются редкие вкрапления граната и турмалина. Калишпат представлен крупными таблицами, размером от 2 и более мм до 5-6 см, мутными в связи с пелитизацией и включением ленточных пертитов. Альбит - пластинчатые зерна, слагающие гнезда, к которым приурочены выделения мелкокристаллического красно-бурого граната и грязно-зеленого турмалина. Кварц выделяется по стыкам зерен калишпата, как бы обволакивая их.

Среди альбититовых пород выделяются две разновидности: 1) тонко-мелкозернистые разности с лейстовым и мелкопластинчатым альбитом - альбититы и кварцевые альбититы, 2) крупнокристаллические разности с таблитчатым альбитом, представляющие калишпат-кварц-альбитовые породы. Альбититы и кварцевые альбититы обычно имеют сланцевую текстуру ("теневые" структуры первичных пород), обусловленную ориентировкой лейст и пластинок альбита, прожилков и зерен темного кварца и редких чешуек мусковита в одном направлении.

Грейзены слагают небольшие участки, зоны среди калишпатитов и альбититов и характеризуются тесным парагенезисом мусковита с кварцем. Породы средне-крупнозернистого сложения. Кварц занимает основную массу породы и составляет около 70%; слагает гранобластовый агрегат, размер зерен его обычно меньше, чем у мусковита. Мусковит наблюдается в виде бесцветных крупночешуйчатых и пластинчатых форм. Из акцессорных отмечается дистен в тесном срастании с мусковитом. Гранат присутствует постоянно, но неравномерно распределен, в общем, составляя 2-3%.

Рудная зона Верхне-Иргизского месторождения локализована среди древних метаморфических пород, подвергнутых интенсивным процессам мигматизации и гранититизации. В контактовых зонах рудных тел часто сохраняются реликты незамещенных слабо альбитизированных пород. В связи с этим можно полагать, что рудные тела состоят из двух частей - нацело альбитизированных внутренних и слабо альбитизированных внешних, которые различаются рудоносностью. Рудные тела перекрыты корой выветривания и изучены слабо, особенно на глубину. Основные промышленные минералы группы колумбит-танталита имеют призматические, длиннопризматические, игольчатые и изометричные, уплощенные формы. Длиннопризматические кристаллы отвечают по составу колумбиту, а уплощенные и изометричные - колумбит-танталиту и танталит-колумбиту. Состав минералов непостоянен, содержание Ta_2O_5 колеблется от 7 до 22 %, Nb_2O_5 - от 49 до 71 %. Валовые содержания Ta_2O_5 в альбититах достигают 200 г/т и более.

Проведенные исследования по рудному полю Верхне-Иргизского месторождения и сопоставление с другими редкометалльными месторождениями Сибири и Полярного Урала в докембрийских метаморфических комплексах позволяют отнести его к новому для Казахстана геолого-промышленному типу - типу формации щелочных метасоматитов.

Природа положительной европиевой аномалии в кислых породах восточной части Балтийского щита

Е.Н. Терехов

Москва, Геологический институт РАН, tereh@ilran.ru

Среди глубокометаморфизованных образований восточной части Балтийского щита автором изучено большое количество кислых пород с положительной Eu аномалией. Большинство образцов взято из Лапландско-Беломорского пояса (ЛБП), но подобные или близкие по составу породы известны и для других районов щита, где они рассматривались как результат перераспределения РЗЭ при гранитизации [3] или магматической кристаллизации [5]. Так как большинство пород, обнажающихся на поверхности Земли, характеризуется отрицательной Eu аномалией или отсутствием таковой [4], то изучение данных образований может пролить свет на закономерности поведения Eu в земной коре, а также и на специфику структурных обстановок их формирования.

Широкая распространенность в постархейских образованиях пород с отрицательной Eu аномалией и, как следствие этого, существование характерного распределения РЗЭ (кривая PAAS - отражающая средний состав размывающихся толщ), косвенно указывает на наличие глубинных пород с комплиментарным характером распределения РЗЭ (с положительной Eu аномалией). Но ни одна из вулканических пород мантийного происхождения не показывает истощения Eu порядка Eu/Eu*=0,65, типичного для среднего состава верхней коры [4]. Наиболее вероятным механизмом обеднения Eu является парциальное плавление, при котором плагиоклаз является остаточной фазой, но он, как известно, неустойчив на глубинах более 40 км, поэтому Eu аномалия должна быть образована внутрикоровыми процессами. Однако, для пород гранулитовых комплексов, которые сейчас обнажаются на поверхности, а ранее могли находиться в нижней коре, положительная Eu аномалия крайне редка и обычна только для анортозитов, занимающих небольшие объёмы в этих комплексах. При этом некоторые исследователи считают, что нижнекоровые породы по мере своего подъёма к поверхности могли потерять Eu [4]. Поэтому, одним из способов накопления Eu может быть механизм его временного обогащения на каком-то рубеже в земной коре. Подобно тому, как линия горизонта недоступна наблюдателю, так и некоторые разделы в земной коре постоянно удалены, например, граница зоны пластичных и хрупких деформаций всегда будет находиться более или менее на одной глубине (10-15 км от поверхности).

Все РЗЭ трехвалентны, но в восстановительной среде Eu^{3+} переходит в Eu^{2+}. При плавлении под давлением восстановленных флюидов происходит преимущественное образование Eu^{2+}, тогда как под влиянием окисленных флюидов идёт формирование Eu^{3+}. Eu^{2+} доступнее позиции в кристаллической решетке минералов, куда не может попасть Eu^{3+}. Так полевые шпаты охотнее принимают Eu^{2+}, который близок по размеру к Sr^{2+}, а в барийсодержащих минералах происходит замена Ba^{2+} на Eu^{2+} [2]. При этом Eu^{2+} больше по размеру, чем Eu^{3+} [1], поэтому для перехода Eu^{3+} в Eu^{2+}, помимо восстановленных флюидов, благоприятным фактором является обстановка растяжения.

Все исследуемые образцы кислых пород, имеющие положительную Eu аномалию, истощены большинством малых и РЗ элементов. По морфологическим признакам эти образования делятся на две группы: жилы и зоны бластомилонитов. Жилы сложены истощенными (деплетированными) гранитами пегматоидного или аплитового облика, заполняющими трещины отрыва и скалывания и как правило, имеют крутые залегания. Их мощность – первые десятки сантиметров, реже первые метры. По падению и простиранию они секут вмещающие породы. Если последние содержат такие минералы, как: гиперстен, голубой кварц, кианит, роговую обманку, то они же в меньших объёмах и в перекристаллизованной форме встречаются и в гранитах. Бластомилониты слагают тектонические зоны мощностью от первых до сотен метров. Причем в этих зонах часто встречаются зеркала скольжения, свидетельствующие о хрупких условиях их формирования на заключительных стадиях. Можно утверждать, что обе группы кислых пород с положительной Eu аномалией были образованы на заключительных этапах эволюции ЛБП - на стадии перехода от пластичных к хрупким условиям деформаций. Они встречаются во всех структурно-вещественных комплексах ЛБП и в пределах его обрамления, а их вмещающими породами являются: гранулиты и анортозиты; массивные или гнейсовидные

чарно-эндербиты; щелочные граниты; монцониты; амфиболиты; кианитсодержащие породы и разности тоналит-трондьемит-плагиогранитного состава (серые гнейсы или ТТГ-комплекс). Данных по радиологическому возрасту деплетированных гранитов нет, а вмещающие породы имеют датировки в интервале 3,1 (ТТГ и амфиболиты) до 1,75 млрд. лет (щелочные граниты). В ЮВ части Лапландского гранулитового пояса (р-н губы Порья), деплетированные граниты секутся лампроитами с возрастом 1,72 млрд. лет, которые внедрялись в породы рамы находящихся в зоне хрупких деформаций. Все исследуемые граниты, независимо от приуроченности к различным комплексам, характеризуются однотипными содержаниями SiO_2 и Al_2O_3, соответственно – 70-76% и 13,5-16,5%, то есть являются высокоглиноземистыми. Они истощены: TiO_2, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, P_2O_5, Zr, Cr, Ni, Co, V, что совпадает с почти полным отсутствием темноцветных минералов. По содержанию щелочей, граниты попадают в поля толеитовой и щелочной серии, тогда как, вмещающие их породы, как правило, относятся к известково-щелочной серии. К толеитовой серии относятся граниты только Na-ряда, а к щелочной – К- и Na-ряда. Структурного различия локализации К- и Na-гранитов не обнаружено. К-разности заметно обогащены Rb и Ba, тогда как Na-разности обогащены Sr. Все граниты истощены Y и РЗЭ. Особенно заметно истощение РЗЭ в гранитах по сравнению с вмещающими кислыми породами (мигматитами). Деплетированные граниты часто имеют $(La/Yb)n > 150$, что может указывать на низкую степень частичного плавления при их формировании. Связь между валовым содержанием РЗЭ и величиной положительной Eu аномалией отсутствует. Содержания Eu уменьшаются по сравнению с концентрациями во вмещающих породах. Причем это отмечается в большинстве комплексов амфиболитовой степени метаморфизма, но в гранитах секущих породы с гранулитовыми ассоциациями наблюдается обратная картина – увеличение концентраций Eu. Наибольшие Eu аномалии характерны для гранитов обогащенных барием, то есть элемента, который связан с глубинными флюидами. Характерно, что барием заметно обогащены лампроиты и другие щелочные породы ЛБП, образовавшиеся вскоре после формирования деплетированных гранитов.

Граниты с положительной Eu аномалией в природе редки и в основном они встречаются среди ТТГ серий раннего докембрия и реже в современных обстановках. За редким исключением, их образование рассматривается в рамках дифференциации магмы [5]. Факт общего уменьшения РЗЭ в породах ТТГ серии по мере увеличения содержаний кремнезема, а также представления о том, что эти деплетированные граниты являются заключительной фазой метасоматических преобразований исходного мафитового субстрата, позволил некоторым исследователям считать, что природа положительной Eu аномалии является остаточной – то есть все РЗЭ на заключительном этапе были вынесены, а концентрации Eu почти не изменились [3]. В некоторых случаях (офиолитовый комплекс Кармоу Западной Норвегии) предполагается, что плагиограниты с положительной Eu аномалией могли образоваться при частичном плавлении в сдвиговых зонах. Среди других природных образований, имеющих положительную Eu аномалию, важно отметить нефть, уголь [1] и фосфориты [2]. Избыток Eu в этих породах служит признаком резко восстановленной среды их формирования.

Происхождение высокоглиноземистых гранитов долгое время связывалось с частичным плавлением при континентальной коллизии. Но в последние 15 лет стали развиваться модели их образования за счет внедрения в подошву коры горячих мантийных магматических масс, то есть процессов андерплейтинга. В отношении генезиса мелких жил деплетированных гранитов, разбросанных на огромной площади Балтийского щита, не подходит ни одна из этих моделей. Со значительной долей вероятности, наблюдаемое распределение РЗЭ в гранитах и бластомилонитах можно объяснить их образованием за счет частичного плавления или бластеза под влиянием восстановленных флюидов. В какой же геодинамической обстановке это происходило? Граница хрупких и пластичных деформаций, к которой приурочено формирование исследуемых пород, в последние годы привлекает всё большее внимание геологов, геофизиков и геохимиков. Эта граница рассматривается как раздел в земной коре («барьерная зона»), который контролирует выход флюидов к поверхности. При растяжении коры этот барьер разрушается и сквозь него происходит прорыв глубинных, преимущественно восстановленных флюидов. Важнейшим событием в эволюции восточной части Балтийского щита явилась эксгумация нижне-среднекоровых пород ЛБП. Существует две альтернативные модели этого процесса: первый – традиционный, согласно которому глубинные породы были выдавлены в результате коллизии [3] или постепенно подняты за счет эрозии и второй вариант, разрабатываемый автором, согласно

которому эксгумация пород была осуществлена в условиях корового растяжения. Причины обуславливающие процессы растяжения, могут быть разными, но именно с обстановкой растяжения связан быстрый вывод глубинных пород к поверхности, и это в свете современных исследований не вызывает сомнений. Структурным механизмом, обуславливающим вывод глубинных пород к поверхности, является пологий сброс, в ходе эволюции которого глубинные породы лежачего крыла выходят к поверхности, переходя при этом из зоны пластичных в условия хрупких деформаций. Структуру ЛБП, также можно рассматривать в контексте процессов растяжения – своеобразный раздвиг Кольского и Карельского массивов от оси пояса. В результате тектонической денудации 15-25 км разреза, перекрывавшего породы ЛБП, на глубине создались условия для шоковой декомпрессии и выброса большого количества, восстановленных флюидов, которые и предопределили постскладчатый щелочной магматизм этого региона. Магматические образования этого этапа (лампроиты, щелочные габбро, лампрофиры и гибридные граниты) прорывали породы ЛБП, когда те уже были на поверхности. Деплетированные граниты образовывались на границе зон хрупких и пластичных деформаций, то есть в период подъёма глубинных пород к поверхности. Бластомилониты образовывались на больших глубинах, и они, как и граниты, фиксировали этапы эксгумации глубинных пород, что сопровождалось, судя по наличию положительной Eu аномалии, потоком восстановленных флюидов. Многообразие моделей переноса флюидов в коре сводится к двум типам: миграция по системе открытых пор и трещин и «вязким» тектоническим разделам, которые в общих чертах можно сравнивать с жилами деплетированных гранитов и зонами бластомилонитов. На архейском этапе своего развития, породы ЛБП вначале претерпевали изменения под воздействием восстановленных флюидов, которые затем сменялись окисленными - то есть граница этих флюидных систем опускалась вниз. В конце раннего палеопротерозоя, в результате корового растяжения произошла эксгумация глубинных пород ЛБП. При этом, в результате шоковой декомпрессии, произошел прорыв восстановленных газов, которые перемещались вверх по зонам бластомилонитов или открытым трещинам (в зоне хрупких деформаций). Восстановленные флюиды характеризуются большим тепловыделением, чем окисленные, что способствует частичному плавлению вдоль временно открытых трещин с формированием гранитов истощенных мафическими компонентами (вынесенных в ходе водородной продувки) и имеющих положительную Eu аномалию – показателя восстановленной среды. Процессы растяжения коры и связанные с ними прорывы восстановленных флюидов и предопределили формирование кислых пород с положительной Eu аномалией. При подъеме вверх флюиды окисляются и формируют различные породы верхней части земной коры с отрицательной Eu аномалией. Таким образом, происходит комплиментарная дифференциация Eu, который концентрируется в районе «переходной зоны», куда периодически происходят прорывы восстановленных флюидов, а затем уже истощенные Eu и окисленные, они устремляются выше, в значительной мере определяя состав верхней части земной коры.

Литература

1. **Балашов Ю.А., Цой К.С.** Роль окислительно-восстановительных условий в накоплении Eu^{2+}, Yb^{2+}, Sm^{2+} в нефтях // ДАН СССР. 1989, т.309, №5, с.1189-1192.

2. **Батурин Г.Н., Люка Ж., Прево-Люка Л.** Европиевая аномалия в океанских фосфоритах // ДАН. 2001, т.379, №5, с.647-650.

3. **Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др.** Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996, 278 с.

4. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: её состав и эволюция. М.: Мир, 1988, 384 с.

5. **Art J.G. et al.** Geochemistry of gabbro-diorite-tonalite-trodhemite magmas // J. Petrol. 1978, v. 19, p. 289-316.

Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов–габброноритов о-ва Избная Луда (Западное Беломорье)

В.В. Травин*, Н.Е. Козлова**, В.С. Степанов*

* Петрозаводск, Геологический институт Кар. НЦ РАН, travin@krc.karelia.ru
** Апатиты, КНЦ РАН

Остров Избная Луда расположен в пределах Гридинской зоны архейского тектонического меланжа (ГЗМ), выделенной в районе села Гридино (Беломорский подвижный пояс) [1]. В строении острова резко преобладают полосчатые гнейсограниты (мигматиты), по структурным особенностям которых выделяются три домена [2], разделенных зонами сдвига (рис. 1А). Центральный домен (ЦД) представляет собой фрагмент реликтового архейского блока, Западный (ЗД) – зону наложенного разгнейсования северо-западного простирания; субмеридиональный

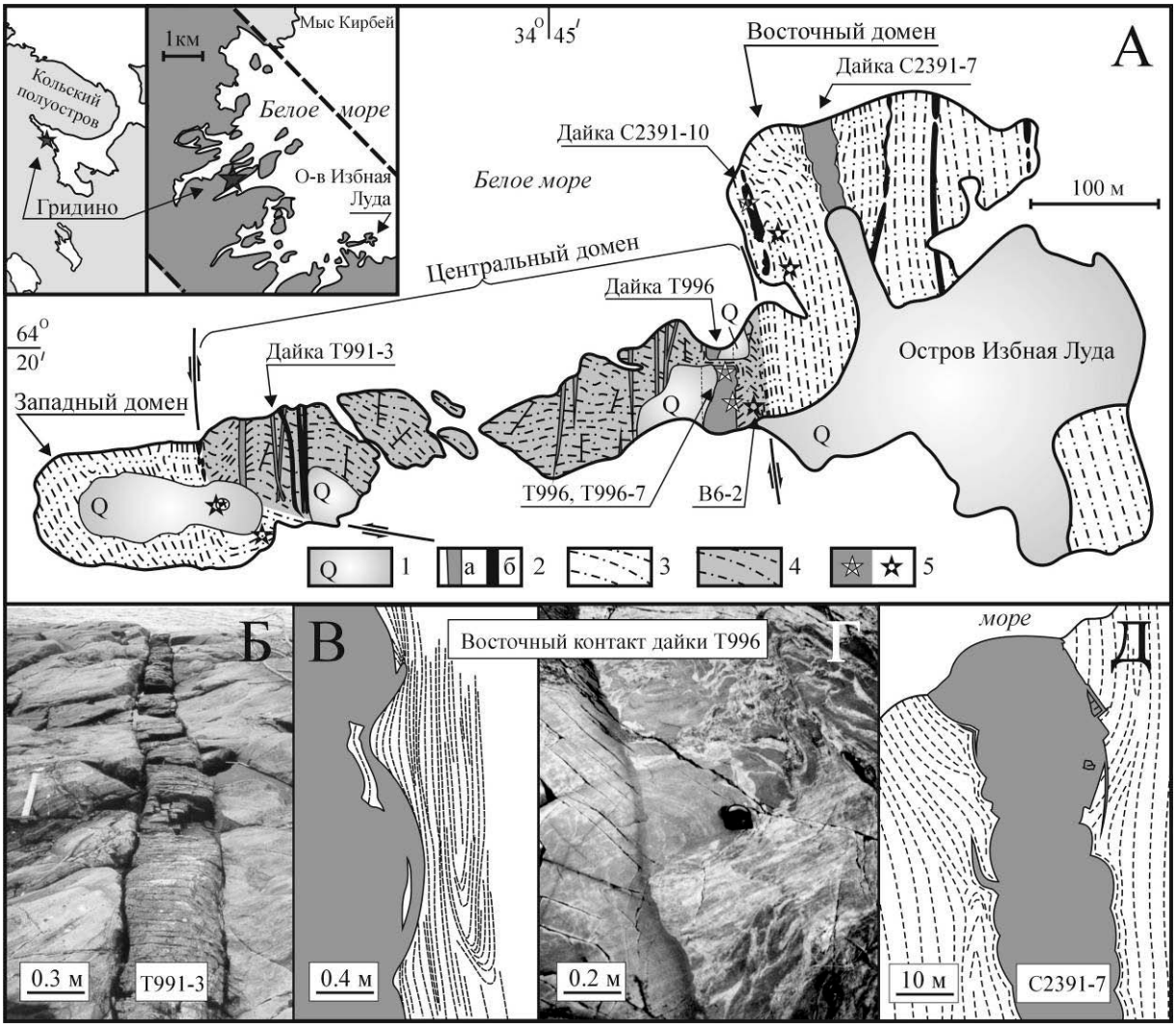


Рис. 1.

А - Схема геологического строения острова Избная Луда; на врезках - положение района и острова (темно-серым показана ГЗМ)

1- четвертичные породы; 2 - дайки (а - комплекса лерцолит-габброноритов (2.45 млрд. лет), б - нерасчлененные, в т.ч. (в западной части ЦД) коронитовых габбро (2.12 млрд. лет, [4]); 3 - гнейсограниты ЗД и ВД с выдержанной полосчатостью; 4 - гнейсограниты ЦД с реликтовыми структурами; 5 – места проявлений эклогитизации базитов.

Б-Д - Дайки острова *(на рисунках В,Д серым отмечены породы даек, штриховыми линиями показано положение полосчатости гнейсогранитов); пояснения в тексте*

структурный план Восточного домена (ВД), сформировавшийся при образовании ГЗМ, был подновлен в раннем протерозое. Гнейсограниты, вмещающие многочисленные мелкие тела пород основного и ультраосновного состава (кластолиты – обломки меланжа и ксенолиты(?)), рассечены дайками базитов различного возраста [3].

В данном сообщении рассматривается характер преобразований даек комплекса лерцолитов–габброноритов (с возрастом около 2.45 млрд. лет [6]), резко различающийся в пределах острова.

Дайки ЦД не деформированы (рис. 1А,Б), имеют типичные интрузивные контакты, массивные текстуры и выдержаны по простиранию. В них обычны реликтовые магматические Cpx[1], Opx + оливин или псевдоморфозы по нему (рис. 2А – микрогаббронорит с фенокристаллом Opx из дайки Т991-3). В сдвиговой зоне на границе ЦД и ЗД наблюдаются срывы, подвороты и метаморфизм даек с образованием по ним амфиболитов различного минерального состава, в месте срыва дайки Т991-3 отмечается парагенезис Opx+Pl+Hbl+Bt (рис. 2Б).

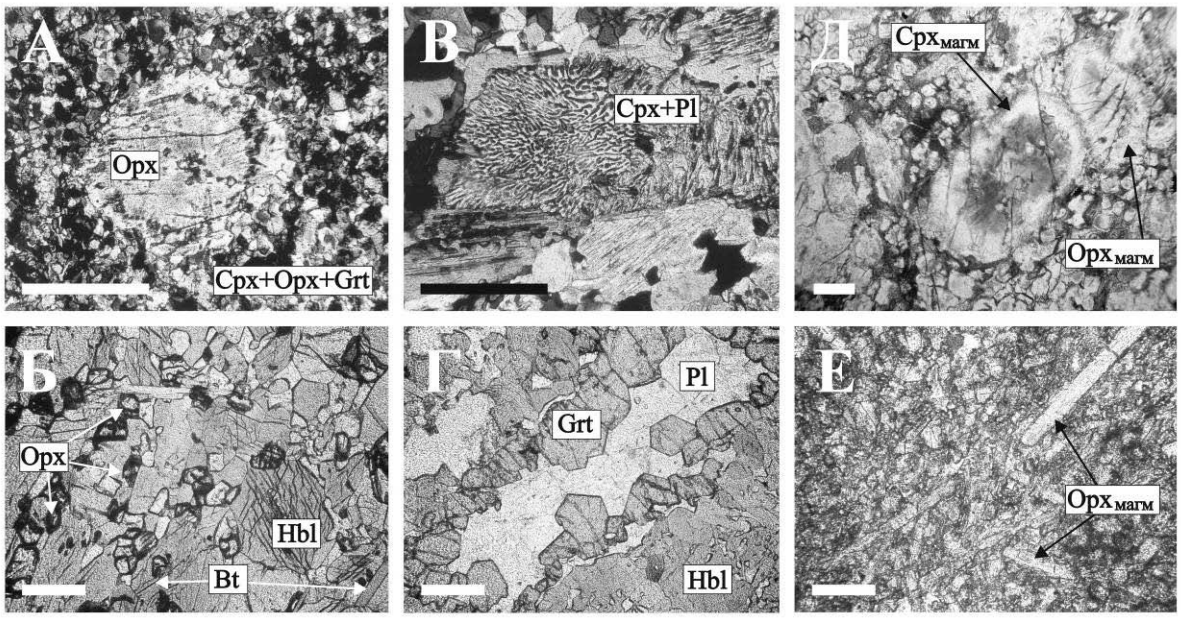


Рис. 2. Структуры пород даек

Масштабные отрезки - 0.3 мм. А, В - в скрещенных николях, остальные - без анализатора

Наиболее крупная дайка габброноритов ЦД (Т996) расположена в его восточной части, вблизи субмеридиональной сдвиговой зоны на границе с ВД (рис. 1А). Она выдержана по простиранию, имеет интрузивные контакты с зонами закалки, апофизами и ксенолитами пород рамы (рис. 1, В, Г). У северного берега острова дайка рассечена субширотной зоной разрыва, вблизи которой, за счет наложенных деформаций, границы дайки приобретают волнообразный характер (рис. 1В). В отличие от других даек ЦД она подверглась более интенсивным метаморфическим преобразованиям. Наименее измененные породы ее представлены метагабброноритами, в которых хорошо проявлены элементы друзитовой структуры – каймы Grt на периферии первичных зерен Pl (рис. 2Г) и реликты псевдоморфоз мелких мозаичных зерен Opx по оливину. Opx и Cpx, образующие здесь сростки мелких зерен, вероятно, образовались в результате собирательной перекристаллизации пироксеновых (друзитовых) кайм. В узкой эндоконтактовой зоне (рис. 1Г) мелкозернистые породы зоны закалки переходят в безгранатовые амфиболиты. Вблизи зоны разрыва породы дайки сохраняют элементы друзитовой и габбровой структур, но в них резко сокращается количество Pl, замещенного агрегатами граната, ассоциирующими с зернами призматического Cpx (Dijd18,2) и симплектитами Dijd16,6-7,8 + Plan21-22 (обр. Т996, Т996-7, рис 2В). Состав Cpx (до 18,2%Jd) позволяет рассматривать эти образования как апоэклогиты. Содержание Jd в Cpx в восточном контакте южных выходов дайки снижается до 9%, что отражает неравномерный характер развития процессов эклогитизации. Поздние процессы проявились в

[1] Grt – гранат, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен (jd – содержание жадеитового компонента), Hbl – роговая обманка, Bt – биотит. Пересчет клинопироксенов на миналы производился по [5]

интенсивной амфиболизации пироксенов. Таким образом, близость к сдвиговой зоне на границе ЦД и ВД и формирование самой зоны разрыва вызвали локальные изменения условий метаморфизма, что отразилось в деформации интрузивных контактов и парагенезисах пород, расположенных непосредственно вблизи зоны разрыва. К востоку, между дайкой Т996 и границей ЦД и ВД, в кластолитах базитов отмечены эклогиты (обр. В-6-2, [1], рис. 1А) и апоэклогиты. К западу от дайки Т996 в кластолитах базитов и дайках ЦД признаков эклогитизации не отмечается. В западной части острова Grt-Cpx-Pl симплектитовые апоэклогиты отмечены лишь в телах базитов (обрывках даек или кластолитах) близ границы ЦД и ЗД (рис. 1А).

В пределах ВД апоэклогитовые Cpx-Pl симплектиты отмечены только в интенсивно деформированной дайке (С2391-10) и во многочисленных кластолитах базитов в узкой (не более 50 м) полосе близ границы ЦД и ВД.

В ВД комплексу лерцолитов–габброноритов принадлежит дайка габброноритов С2391-7. В северной, береговой части восточного контакта она имеет секущее положение по отношению к полосчатости гнейсогранитов. Южнее дайка испытала интенсивные деформации, результатом которых стала резко выраженная волнообразная форма ее контактов и параллельная контактам гнейсовидность вмещающих пород (рис. 1Д). При этом массивные текстуры и магматические структуры пород дайки, как в ее центральной части (гипидиоморфнозернистые, рис 2Д), так и в зоне закалки (с удлиненными призмами ортопироксена, рис. 2Е), свидетельствуют о том, что деформацию испытал вязкий расплав еще до полной его кристаллизации.

Таким образом, рассматриваемые дайки вследствие неоднородности среды и сопутствующей их внедрению деформации в разных доменах вели себя по-разному. В консолидированном блоке (ЦД) дайки не испытали деформаций после их внедрения в трещины отрыва, а в ВД они были деформированы еще до полной кристаллизации расплава. Это дает основание утверждать, что разнообразие и стиль деформаций не являются абсолютным критерием их возраста: из-за неоднородности деформаций древние тела (очевидно, не только дайки) могут иметь более простую структуру, чем молодые.

Формирование высокобарических парагенезисов отмечено в дайке комплекса лерцолитов–габброноритов вблизи сдвиговой зоны на границе ЦД и ВД. Именно к сдвиговым зонам на границах структурных доменов приурочена и эклогитизация кластолитов базитов. Эти факты свидетельствуют о том, что метаморфические преобразования с кристаллизацией минералов высоких давлений связаны с локальными зонами деформаций.

Образование пестрого набора минеральных ассоциаций амфиболитов по породам даек и апоэклогитовых пород, «помещенных» в структурно единую зону границы ЦД и ЗД, обусловлено, по-видимому, неоднородностью деформируемой среды, в которой существовали концентраторы напряжений и тени давления: в динамически различных зонах образовались и различные минеральные парагенезисы.

Литература

1. **Володичев О.И. и др.** Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004, т.12, № 6, с.609-631.

2. **Докукина К.А., Травин В.В.** Структура о-ва Избная Луда (Беломорский подвижный пояс, Гридинская зона меланжа) // Мат-лы молодежной школы-конференции XXXVII тект. совещания. М. ГЕОС. 2004, с. 151-154.

3. **Степанов В.С.** Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск. КФ АН СССР. 1990, с.78-101.

4. **Степанова А.В. и др.** Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. 2003, т.390, №4, с.528-532.

5. **Cebria Gomez J.M.** PX:program for pyroxene classification and cflculation of the end-members //. Amer. Mineralogist. 1990, v. 75, N 11-12, p. 1126-1128.

6. **Lobach-Zhuchenko S.B. et al** Geochemistry and petrology of 2.40-2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Res. 1998, v. 92, p. 223 - 250.

Контактово-реакционное взаимодействие гнейсо-гранитов и коронарных метагаббро в беломорском комплексе – пример гранитизации метабазитов (Кандалакшская губа, о. Горелый)

Л.И. Ходоревская*, С.П. Кориковский**

* Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии РАН, lilia@iem.ac.ru

** Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

В докладе рассматривается контактово-реакционное воздействие синметаморфических гнейсо-гранитов карельского цикла и связанных с ними флюидов на небольшие тела метагаббро-норитов (друзитов), заключенных среди мигматизированных Bt- и Bt-Grt гнейсов с линзами Grt-Cpx-амфиболитов (беломорский комплекс). И метагабброиды, и окружающие архейские породы проградно метаморфизованы, мигматизированы и гранитизированы совместно в карельском цикле, при одинаковых параметрах: T ≈ 640-700^{0}C и P≈ 10 -11 кбар, т.е. при давлении, отвечающем границе высокобарической амфиболитовой и эклогитовой фации [1]. Реликтов более раннего архейского метаморфизма в гнейсах и амфиболитах не обнаружено.

Исследования проведены на о. Горелом (Кандалакшская губа), где был изучен прямой контакт между послойной инъекцией гнейсогранита, принадлежащего к карельской гнейсо-мигматит-гранитной формации, и небольшим телом коронарного метагаббро-норита, относящегося к базитовой серии с возрастом 2.4-2.5 млн. лет. Метасоматические преобразования захватывают лишь внешний край метагаббро, в зоне шириной 5-15 м. Гнейсограниты вблизи контакта содержат скиалиты фельдшпатизированных апогаббровых амфиболитов, параллельные контурам метагаббрового тела. Наличие таких скиалитов в гранитогнейсах, а также усиление интенсивности амфиболизации, фельдшпатизации и дебазификации метагаббро с приближением к их контакту очень сходно с тем, что обычно происходит при гранитизации метабазитов в условиях амфиболитовой фации.

Смена минеральных парагенезисов и изменение валового состава метагаббро в сторону гнейсогранита является результатом воздействия кремне-щелочных флюидов, фильтрующихся со стороны гнейсогранита, и сопровождается (как показывают анализы) возрастанием в породе содержания Si, щелочей (K+Na), общей железистости (Fe/Fe+Mg) и отношения Al/(Mg+Fe+Ca), с параллельным уменьшением валового содержания (Fe+Mg+Ca), то есть петрохимический тренд отражает ощелачивание и дебазификацию метабазитов. Минералогически это выражается в нарастающей амфиболизации, фельдшпатизации, окварцевании, скаполитизации и биотитизации метагаббро, и завершается - в прямом контакте - замещением метагаббро гранитным расплавом. По смене фазовых равновесий и химического состава контактовую зону можно подразделить на 4 ступени: 1) коронарные амфиболизированные метагаббро-нориты с реликтами магматических минералов и структур; 2) апогаббровые Hbl-Pl±Scap-плагио-амфиболиты с редкими магматическими реликтами; 3) калишпатизированные Hbl-Pl-Kfs±Scap-Bt-Qtz апогаббровые амфиболиты; 4) Bt±Hbl-Kfs-Pl-Qtz гнейсо-граниты с вытянутыми скиалитами осветленных Bt-Hbl-Pl±Scap-Qtz амфиболитов.

Слабо затронутые щелочным метасоматозом **коронарные лейкогаббро-нориты и габбро-нориты (1-я ступень)** сохраняют габбро-офитовую структуру, и первично-магматические минералы (цифры означают их общую железистость, $Fe_{общ}/Fe_{общ}$+ Mg): инвертированный пижонит (Opx $_{33-40}$ с ламелями Cpx $_{19-21}$), инвертированный пижонит-авгит (Cpx $_{19-21}$ с ламелями Opx $_{36-37}$), высокотитанистый биотит (Bt $_{34-39}$ с 4-5.5 мас. % TiO_2), зональный плагиоклаз с лабрадор-битовнитовым ядром (50-80 % An) и андезиновой внешней каймой (36-38 % An), титаномагнетит или ильменит. Метаморфические минералы представлены двойными Cpx → Grt-коронарными каймами вокруг Opx в контакте с Pl, и келифитовыми каемками магнезиального паргасита (Hbl $_{31-34}$ с 0.07-0.19 мас. % Cl) вокруг магматического Cpx и Opx. Из этих двух типов реакционных структур образование Cpx-Grt корон – изохимическая реакция Opx+An (An-молекула Pl) → Cpx+Grt Fe-Mg-Ca - является проявлением регионального метаморфизма базитов («друзитизация»), и не связана с воздействием щелочных флюидов. Однако второй тип структур – начальная амфиболизация пироксенов, и андезинизация лабрадор-битовнитов в краевых частях их зерен является первым, не слишком интенсивным признаком щелочного метасоматоза на периферии контактово-реакционного ореола (Opx+Cpx+Labr-Btw+Na_2O+H_2O → Hbl+Anz).

Количество новообразованного паргасита на этой первой ступени невелико, и все магматические характеристики габбро-норитов сохраняются.

С приближением к контакту амфиболизация метагабброидов резко усиливается, пироксены и метаморфические гранаты остаются только в виде небольших реликтов внутри амфиболового матрикса, габбро-офитовая или коронарная структура трансформируется в метаморфическую нематогранобластовую, вследствие чего метагаббро-нориты превращаются в **апогаббровые Hbl-Pl±Scap-плагиоамфиболиты (2-я ступень)**. Доминирующим темноцветным минералом становится паргаситовый или эденитовый амфибол, железистость которого постепенно возрастает до 37-45 %, а содержание Cl несколько увеличивается (до 0.20-0.49 мас. %). Многие его зерна приобретают позднее слабую ретроградную зональность, замещаясь с краев чуть более магнезиальным и менее глиноземистым эденитом или Mg-горнблендом, или более поздним актинолитом. Основные плагиоклазы полностью замещены андезином или олигоклазом. Амфиболиизация и олигоклазизация сопровождается появлением заметного количества скаполита с 35-45 % мейонитовой молекулы. Иногда хорошо видны признаки замещения плагиоклаза и амфибола скаполитом, что связано с привносом не только Na, Si и H_2O, но и Cl. Переход ко 2-й ступени можно отобразить следующей суммарной реакцией: Opx(Cpx) + Labr(Anz) ± Grt + SiO_2 + Na_2O + H_2O + Cl → Hbl>Cl + Anz(Olg) + Scap + MgO + CaO. Одновременно высокотитанистые магматические биотиты замещаются менее титанистыми (2.5-3.8 мас. % TiO_2) и более железистыми (Bt $_{39-41}$), с содержанием Cl 0.24-0.38 мас. % Cl. В результате на данной ступени формируется новая нематогранобластовая структура с равновесным парагенезисом Hbl ± Bt –Pl ± Scap ± Qtz.

В самой внешней части метагаббро-норитов, в контакте с гнейсо-гранитами, формируются **калишпатизированные Hbl-Pl-Kfs±Scap-Bt-Qtz апогаббровые амфиболиты (3-я ступень).** Эти породы сохраняют меланократовый облик, но их главным отличием от предыдущей ступени является присутствие калишпата, кварца и гораздо большего количества скаполита. Железистость Ca-амфиболов, среди которых преобладают паргаситы и Mg-горнбленды, постепенно повышается от 42-45 до 53-55 (ферропаргаситы), а содержание Cl хотя и колеблется от зерна к зерну, чаще всего составляет 0.40-0.54 мас. %. Андезины полностью замещаются олигоклазами с 13-27 % An. Быстро увеличивается количество новообразованного еще менее титанистого биотита (Bt $_{41-43}$, содержание TiO_2 - 2-2.7 %, Cl - 0.2-0.3 %), формирующего тонкие мечевидные пластинки, часто секущие зерна Hbl. Калишпат с примесью до 11 % Ab образует как округлые зерна в количестве до 15 объем. %, так и фьордообразные межгранулярные выделения, указывающие на его метасоматическую природу. Скаполит с содержанием мейонитовой молекулы 35-51 %, встречается в виде округлых или лапчатых зерен, иногда с явными признаками замещения олигоклаза. В некоторых зернах отмечается зональность, с повышением к краям содержания Me-молекулы от 42 до 51 %. Зафиксированы также спорадические выделения мелких зерен кальцита, который кажется равновесным с остальными силикатами. Количество кварца достигает 10 %, и он, также как Kfs и Scap, образует и округлые кристаллы, и межгранулярные каймы, указывающие на окварцевание при формировании данной зоны. Структура пород целиком нематогранобластовая, а редкие реликты магматического клинопироксена сохраняются только у границы со 2-й ступенью. Таким образом, обобщающей при переходе от 2-й к 3-й ступени является реакция: Hbl(Cpx) + Anz + SiO_2 + Na_2O + K_2O + H_2O + Cl + CO_2→Hbl>Fe +Bt + Kfs + Scap + Qtz ± Cal + MgO + CaO, а критическим равновесным новообразованным парагенезисом – ассоциация Hbl >Fe + Bt + Kfs + Scap + Qtz ± Cal. Привнос SiO_2 и щелочей, и вынос MgO и CaO в условиях 3-й ступени хорошо отражают химические анализы пород.

Среднезернистые **Bt±Hbl-Kfs-Pl-Qtz гнейсо-граниты со скиалитами осветленных Bt-Hbl-Pl±Scap-Qtz амфиболитов представляют 4-ю ступень** переработки метагаббро-норитов. Контакт гнейсогранитов и апогаббровых амфиболитов довольно резкий, в отличие от первых трех ступеней, постепенно сменяющих друг друга во внешней части метабазитового тела. Богатые калишпатом гнейсовидные граниты не являются гомогенными, а переполнены в разной степени переработанными скиалитами амфиболизированных метагаббро – от меланократовых, почти неизмененных Hbl-Bt-Kfs±Scap-Qtz нематогранобластовых амфиболитов 3-й ступени, до сильно фельдшпатизированных, окварцованных и разгнейсованных остатков амфиболитов, превращенных в прерывистые мезократовые полоски Bt-Hbl-Pl-Kfs-Qtz состава, шириной 1-5 см и длиной до 1-3м, вытянутых вдоль гнейсовидности гранитов. В шлифах наблюдаются все стадии осветления и дебазификации амфиболитов: зерна биотита и амфибола разъедаются и замещаются с

краев плагиоклазом, калишпатом и кварцем, фрагментируются и постепенно растворяются в Fsp-Qtz матриксе, который имеет все признаки нарастающего плавления и превращения в субэвтектический гранит с гнейсовидной структурой. Плавление осветленных пород (гранитизация) доказывается тем, что от контактирующего гнейсогранитного тела вглубь метагаббронорита по перпендикулярным трещинам ответвляются тонкие розовые прожилки гранитов шириной от нескольких мм до 3-4 см и длиной 1-5м, выклинивающиеся в конце, симметрично окаймленные узкой (5-15 мм) зоной приконтактовой амфиболизации и биотитизации, имеющей Hbl-Bt±Kfs±Scap состав, то-есть эти околожильные оторочки сложены теми же минералами, которые возникают на стадиях 1-3 во внешней реакционной зоне метагаббро.

В ходе фельдшпатизации и дебазификации скиалитов их валовый состав, согласно химическим анализам, максимально обогащается Si, щелочами, и обедняется основаниями (Mg, Fe и Ca). Железистость остающихся в них амфиболов, продолжая тенденцию, выраженную при переходе от 1-й к 3-й стадии повышается еще более - до 54-69 % (содержание Cl 0.24-0.42 мас. %), и они превращаются в гастингситы и ферропаргаситы. Железистость Bt также возрастает до 54-61 %, при содержании TiO_2 0.7-2.9 мас. %, Cl – 0.18-0.38 %. Такой же состав имеют Bt и Hbl в гнейсогранитах. Полевые шпаты представлены олигоклазом и малонатровым калишпатом. Скаполит отсутствует в гнейсогранитах, но в значительном количестве присутствует в некоторых наименее переработанных скиалитах; вообще, его количество максимально в прямом, измеряемом первыми десятками сантиметров экзоконтакте гранитогнейсов – в амфиболитах 3-й ступени в изученном разрезе, а также в контактирующих с гранитами кислых Bt-Grt гнейсах, недалеко от рассматриваемого гранит-метагаббрового контакта. Это значит, что водно-углекислые флюиды со стороны гнейсогранитов, были максимально обогащены Cl, щелочами и кремнеземом. В условиях 4-й ступени происходила гранитизация наиболее осветленных метагаббро-амфиболитов, и их частичное или полное растворение при появлении кислого расплава доказывается повсеместным присутствием в гнейсогранитах в разной степени переработанных скиалитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 03-05-64539).

Литература

1. **Кориковский С.П.** Фазовые равновесия при перекристаллизации метагаббро-норитов Беломорского комплекса в условиях, пограничных между амфиболитовой и эклогитовой фациями //Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Тез. Докл. Петрозаводск, 2005.

Доордовикский магматизм и металлогения Зюраткульской рифтогенной структуры (Южный Урал)

В.В. Холоднов, Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородина, С.В. Прибавкин

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, kholodnov@igg.uran.ru

Длительность развития и унаследованность - характерная черта многих рифтовых сис-тем мира. Известна приуроченность рифтов к древним подвижным поясам фундамента. Так, Африкано-Аравийская система рифты наследует древние разломы и простирания протерозойских складчатых структур, огибая архейские массивы или затухая в их пределах [3].

Зона Зюраткульского глубинного разлома фиксирует одноименную длительно и унаследованно развивавшуюся систему рифтов, расположенную в восточной части современной структуры Башкирского мегантиклинория. Процессы рифтогенеза здесь происходили в течение более 1,0 млрд. лет. Наиболее древние рифтогенные образования представлены нижнепротерозойскими (около 2 млрд. лет) метаморфическими породами александро-ахтенского тектонического блока, расположенного в северной части рифтогенной структуры, а самые молодые – палеозойскими осадками и магматитами Зилаирского синклинория и Сакмарской зоны в ее южной части.

Настоящее сообщение посвящено рифейскому магматизму, локализованному в северной части Зюраткульской рифтогенной системы [1, 4].По геологическому положению выделены следующие группы пород: 1) навышские трахибазальты (1600 млн. лет); 2) дайки в дорифейском александровском метаморфическом блоке (аллександро-ахтенский комплекс базитовых даек); 3) Кусинско-Копанская расслоенная габбро-гранитоидная интрузия, а также комагматичная ей контрастная базальт-риолитовая кувашская серия (1340-1350 млн. лет); 4) базитовые дайки и силлы в карбонатных породах саткинской и бакальской свит нижнего рифея, а также в габброидах Кусинско-Копанской интрузии и в сопровождающих их гранитоидах (предположительно среднерифейского возраста).

Навышские трахибазальты развиты среди терригенных пород в нижней части айской свиты, а также широко проявлены в виде дайковых роев в архейском тараташском блоке. Отмечается направленная эволюция дайковых роев этого этапа от более ранних низкотитанистых (0,7-1,1% TiO_2) малокалиевые (0,3-0,6% K_2O) толеитовых диабазов, близких по составу к траппам древних платформ, к более поздним щелочным базальтам, содержания K_2O в которых возрастают до 2-3,5%, а TiO_2 - до 1,8-3,3% .

Для нижнепротерозойского александро-ахтенского блока характерна контрастная ассоциация пород – амфиболиты (в том числе гранатовые) и биотитовые плагиогнейсы. Предположительно рифейские магматиты в них представлены многочисленными дайками биотит-роговообманковых щелочных и эпидот-роговообманковых умеренно щелочных по составу метадиабазов.

Кусинско-Копанская расслоенная интрузия состоит из нескольких массивов, северные из которых сложены преимущественно роговообманковыми габбро, а южные – габбро-норитами. Машакские вулканиты образуют контрастно дифференцированную базальт-риолитовую серию. В северной части рифта вулканиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и выделяются под названием кувашской свиты, а в южной собственно машакские вулканиты сохранили первичный облик, и уровень метаморфизма здесь не превышает зеленосланцевой фации.

По химическому составу кувашские и машакские базальты близки континентальным толеитам и характеризуются высоким содержанием железа и титана. Такими же особенностями состава обладают и ассоциированные с базальтами риолиты.

Кусинский габбровый массив перекрыт гнейсо-гранитами Губенского массива, которые, возможно, представляют собой глубинную часть единого с Рябиновским гранитным массивом крупной интрузии. Породы рассечены будинированными пегматоидными и жилами амфиболитового состава. Южные габбровые массивы перекрыты гранитоидами Рябиновского массива. Последние, обладая общими геохимическими особенностями с губенскими гранитами, несут ясные черты малоглубинных образований: имеют гранофировую структуру, содержат шахматный альбит, замещающий пертитовый щелочной полевой шпат, высокотитанистый магнетит. Большинство исследователей рассматривает эти граниты как продукты дифференциации базитовой магмы.

Ранее было показано, что габброиды и руды северных массивов характеризуются более глубинными условиями формирования по сравнению с породами и рудами южных массивов - соответственно 8 - 7 и 4 - 2 кбар [5]. Граниты, ассоциированные с габбровыми массивами, также различаются по глубине формирования. Граниты Губенского массива, представлены гнейсовыми фациями, которые, отвечают давлению около 10 кбар, тогда как водное давление при становлении Рябиновского массива составляет около 1.5-2 кбар. Тем самым получены независимые подтверждения первичного постепенного погружения структуры рифта с юга на север не менее, чем на 20 км. С юга на северо-восток вдоль

палеорифтовой системы наблюдается нарастание интенсивности метаморфизма - от зеленосланцевой фации на юге кувашского грабена до верхов амфиболитовой на севере и северо-востоке.

С различиями в фациях глубинности магматических пород коррелируются масштабы и особенности связанного с ними титаномагнетитового оруденения. С северными абиссальными массивами связаны сплошные и вкрапленные магнетит-ильменитовые руды, формировавшиеся при высоком водном давлении и высоком содержание хлора во флюидной фазе. В южных малоглубинных массивах развито более высокотемпературное титаномагнетитовое оруденение кумулятивного типа, образованное при низком водном давлении и высоком содержании во флюиде фтора.

Направление эволюции магматизма на среднерифейском этапе рифтогенеза в целом наиболее явно выявляется по эволюции состава дайковых роев, наиболее широко развитых в западной части Зюраткульской рифтогенной структуры. Выделенные выше группы даек обладают как общими (повышенное содержание железа и титана), так и индивидуальными чертами, в первую очередь, по содержанию калия и ассоциированных с ним некогерентных редких элементов. Наиболее высоким содержанием оксидов щелочных металлов, Rb и Ti, легких РЗЭ, а также высоким значением La/Yb и низким - K/Rb обладают дайки среди пород нижнепротерозойского александро-ахтенского комплекса. По всем геохимическим параметрам эти породы близки щелочным базальтам континентальных рифтов. Жильные диабазы в карбонатных породах саткинской и бакальской свит обладают более низким значением La/Yb и меньшим содержанием калия, рубидия. По составу дайки этой группы близки породам трапповой серии Эфиопии, выделяемой в составе Восточно-Африканской рифтовой системы [2].

Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований, наблюдаемая в кувашском и шатакском грабенах также свидетельствует о том, что и для базальтового вулканизма характерна антидромная эволюция во времени. От ранних стадий излияния базальтов до завершающих, т.е. от нижних толщ к верхним, наблюдается увеличение в породах отношения Mg/Mg+Fe, растет содержание кальция, снижается степень окисления железа, уменьшается количество титана, фосфора, калия. На классификационной диаграмме Na_2O+K_2O/SiO_2 вулканиты нижних толщ попадают в поле субщелочных базальтов, а верхних в поле толеитовых разностей. По нормативному составу – это оливиновые толеиты.

Наименьшим содержанием калия и ассоциированных с ним редких литофильных элементов, а также минимальным значением La/Yb, выделяются назямские амфиболиты – самые молодые породы в составе кувашской серии, перекрытые средне-верхнерифейскими кварцитами и сланцами. По составу назямские амфиболиты приближаются к толеитам осевой зоны Красного моря.

Таким образом, раскрытие Зюраткульской рифтогенной структуры в рифее практически повторяет все последовательные этапы деструкции континентальной коры, характерные для современных рифтовых систем. Состав магматических пород при этом меняется от толеитового до щелочного на раннем этапе (около 1600 млн. лет) и от щелочного до толеитового на позднем (1350-1340 млн. лет).

Восточная граница развития назямских амфиболитов, кувашского грабена и в целом Кувашско-Машакского рифта не установлена. Возможные фрагменты этих структур и проявлений рифтового магматизма могут быть обнаружены в составе Уфалейского метаморфического блока, ограничивающего на севере область распространения системы рифтов Зюраткульского глубинного разлома, в максютовском эклогит-сланцевом комплексе, а также на восточном склоне Урала (в ильменогорском комплексе, в Мугоджарах и др.).

Рассмотренные среднерифейские магматиты в той или иной мере деформированы и метаморфизованы. Эти породы прорваны известково-щелочными кварцевыми диоритами и гранодиоритами массивной текстуры (660 млн. лет), которые завершают доордовикский магматизм Зюраткульской рифтогенной структуры.

Работа выполнена при поддержке грантов НШ-85.2003.5., РФФИ 04-05—96052-р2004Урал-а и РФФИ 05-05-64079.

Литература

1. **Алексеев А.А.** Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М. Наука, 1984, 136с.

2. **Альмухамедов А.И, Медведев А.Я** К геохимии инициальных стадий базальтового магматизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск. Изд. Наука. Сиб отделение. 1986, с. 49-69.

3. **Милановский Е.Е.** Рифтовые зоны континентов. М. : Недра, 1976, 276 с.

4. **Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.** Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986, с.105.

5. **Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В Бородина Н.С.** Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала //Геология рудных месторождений. 2001, т.43, N 2, с.112-128.

Рудная минерализация Урбиканского комплекса

Ж.Н. Цыдыпов

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, tsydypov@gin.bsc.buryatia.ru

Урбиканский комплекс [1] ультрабазит-базитовых массивов расположен близ восточного побережья северной части оз. Байкал, в среднем течении рек Кабанья и Урбикан. Вместе с вмещающей толщей интрузивы комплекса представляют собой блок (ксенолит) внутри Ангаро-Витимского батолита. Вмещающими породами являются амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые, иногда гранатсодержащие микрогнейсы с редкими прослоями и линзами мраморов. Условия метаморфизма вмещающих пород не превышают эпидот-амфиболитовой фации. Массивы Урбиканской группы прорваны жилами, дайками трахи-долеритов, лампрофиров и двуслюдяных пегматоидных гранитов.

Кабаний массив - самое крупное тело в составе Урбиканского комплекса, вытянут в субмеридиональном направлении согласно с общей структурой района. Площадь – 90 км^2, длина – 25 км при ширине до 7 км. Массив сложен дифференцированной серией пород от пироксенитов (вебстеритов) до габброноритов. Иногда в габброидах выделяются участки неоднородного такситового строения с лейкократовыми обособлениями. В породах Кабаньего массива широко распространена сульфидная минерализация, представленная мелкой сингенетичной вкрапленностью. Особенностью габброидов Кабаньего интрузива является их обогащенность магнетитом и ильменитом; их вкрапленность достигает в отдельных случаях 40%. Вкрапленность магнетита и ильменита неравномерная, но иногда наблюдается и прожилковая.

Урбиканский массив длиной 5 км при ширине в плане до 800 м отделен от Кабаньего массива разломом с бластомилонитами и полосой вмещающих пород, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами. Наблюдается зональность внутреннего строения тела: его северо-западная эндоконтактовая часть и отдельные фрагменты юго-восточной представлены амфиболизированными габбро, ближе к центру располагаются измененные пироксениты, а центральная часть сложена перидотитами, имеющими друг с другом постепенные взаимо-переходы. Участками в габбро и пироксенитах наблюдается редкая вкрапленность сульфидов.

Якшаканский массив находится в 5 км юго-западнее Урбиканского интрузива, вскрыт в глубоком эрозионном врезе ручья. Массив вытянут в северо-восточном направлении, длина 700 м, ширина 400 м. В его составе преобладают амфиболизированные габбро и габбро-пегматиты. Сульфидная минерализация отмечена и в габбро и в амфиболитах. Зона сульфидной минерализации приурочена к контакту массива с вмещающими амфиболитами. Рудовмещающей структурой является разрывное нарушение субмеридионального направления. В неизмененных породах, даже в непосредственной близости к разрывному нарушению, сульфиды отсутствуют. Мощность минерализованной зоны около 35 м, по простиранию прослеживается на 150 м.

Рудные минералы широко распространены во всех типах ультрамафит-мафитовых пород Урбиканского комплекса. Оксиды представлены магнетитом и ильменитом, а сульфиды - пирротином, пентландитом, халькопиритом и пиритом.

Магнетит $FeFe_2O_4$ – единственный сложный оксид со структурой обращенной шпинели, широко распространенный во всех типах пород Урбиканского комплекса. Самые большие скопления приурочены к габбро (содержание в породе до 30-40%), в меньших количествах в оливиновых и меланократовых габбро (до 10-30%), в перидотитах и пироксенитах (до 3-4%). Магнетит находится в тесной ассоциации с сульфидами и принадлежа разным генерациям, различаясь взаимоотношениями с другими минералами и формой зерен. В ассоциации с пирротином, пентландитом и халькопиритом он в срастании с ильменитом образует ксеноморфные зерна среди интерстициальных выделений сульфидов в габбро. Магнетит представлен зернами различной размерности от 0,1 до 1-3 мм, иногда имеющими округлую или овальную форму. Часто образует тончайшие пластинчатые кристаллы в пирротине, закономерно располагающиеся вдоль его базальной отдельности. Наряду с магнетитом, в этих рудах встречается титаномагнетит с решетчатыми структурами распада пластинчатых выделений ильменита. Широко расспространены во всех типах руд поздние генерации магнетита, связанного с гидротермальной стадией рудообразования. Магнетит образует самостоятельные прожилки, секущие ранние сульфиды. Магнетиты, ассоциирующиеся с сульфидами в различных типах пород, обладают характерными особенностями состава, определяющимися содержанием и соотношениями таких элементов-

примесей, как хром, титан, магний, алюминий, ванадий. Магнетиты оливиновых габбро, габброноритов характеризуются повышенными содержаниями хрома и титана (табл. 1).

Таблица 1. Результаты микрозондового анализа магнетита

№№	TiO_2	$A1_2O_3$	Cr_2O_3	Fe_3O_4	MnO	MgO	CaO	NiO	V_2O_5	Сумма
1	0,17	0,67	-	92,01	-	0,30	-	-	0,14	93,38
2	2,16	1,48	-	89,79	-	0,08	-	-	0,49	94,16
3	0,27	0,26	0,55	92,41	-	-	-	-	0,36	93,83
4	0,48	0,73	-	88,25	0,09	0,47	-	-	0,19	90,58
5	0,18	0,14	0,48	92,78	-	-	0,04	-	1,17	94,79
6	0,19	0,29	0,41	93,21	-	0,96	-	-	0,81	95,86
7	0,83	1,07	-	91,28	0,10	0,16	-	0,12	0,20	93,75
8	1,60	0,36	3,60	85,36	0,16	-	0,07	-	0,77	91,92

1-4 – оливиновое габбро, магнетиты, ассоциирующие с интерстициальными сульфидами (1, 3) и ильменитом (2); 5, 6 – габбро-норит; 7 – троктолит; 8 – рудное габбро. Примечание. Прочерк означает, что содержание не обнаружен и находится в пределах чувствительности метода.

Наиболее высокие содержания титана установлены в магнетитах, находящихся в ассоциации с ильменитом, пирротином и халькопиритом, образующими выделения в интерстициях породообразующих силикатов. Магнетиты троктолитов имеют высокие содержания никеля (до 0,12%), а содержание хрома рудного габбро достигают максимального значения 3,6%. Иногда замещается гематитом и гидроксидами железа.

Ильменит $FeTiO_3$ - второй по распространенности рудный минерал, составляющий примерно 30-35% от общего количества рудных минералов. Как правило, встречается совместно с магнетитом. Широко распространен в габбро (30-40%), в чуть меньших количествах в оливиновых и меланократовых габбро. В перидотитах и пироксенитах его содержание достигает до 3%. В срастании с титан- и хромсодержащим магнетитом он наблюдается в интерстициальных выделениях силикатов, но образует и самостоятельные зерна размером от 0,1 до 2 мм среди породообразующих силикатов габбро. Микрозондовое определение состава этих генераций ильменита показало присутствие в нем, помимо железа и титана, MgO – от 0,5 до 0,7%; Cr_2O_3 до 0,1%; $A1_2O_3$ – 1,5-2,3%; MnO – от 0,5 до 2,5%. Характерна сравнительно редко наблюдающаяся в ильменитах примесь хрома и соответствие составов находящихся в срастании ильменита и магнетита с накоплением в первом марганца, а во втором – алюминия (до 2,3%). В габбро и рудном габбро ильменит образует пластинчатые выделения в магнетите. Таким образом, в породах ильменит наблюдается в виде двух морфологических разновидностей: 1) Неправильной формы ксеноморфные образования, размером от 0,1 до 1-2 мм. Микроскопически он представлен выделениями серого цвета с коричневатым оттенком, в скрещенных николях отчетливо анизотропен. Наблюдается в срастании с магнетитом и всеми сульфидами. 2) Закономерно ориентированные пластинчатые выделения и линзовидные обособления в зернах магнетита, представляющие структуры распада твердого раствора. Вторичных минералов, развивающихся по ильмениту, не обнаружено.

Сульфидные минералы менее распространены, чем оксидные рудные минералы. Установлены пирротин, пентландит, пирит, халькопирит. Часто наблюдаются в срастании между собой и с оксидными минералами.

Пирротин Fe_7S_8 развит в пироксените (до 5-7%), оливиновом габбро и габбро (до 3%) Урбиканского и Якшаканского массивов. Исключительно редок в габбро Кабаньего массива. Пирротин представлен аллотриоморфнозернистыми, иногда изометричными зернами размером от 0,1 мм до 1 мм. Микроскопически характеризуется выделениями кремового цвета с розовато-коричневым оттенком, с сильным эффектом анизотропии. Местами в зернах пирротина проявлено своеобразное двойникование, выражающееся в спорадическом появлении среди них линзовидно-пластинчатых двойниковых индивидов. Наблюдается в виде самостоятельных зерен разнообразных размеров, но чаще образует срастания с пентландитом, пиритом и халькопиритом, реже – с магнетитом и ильменитом. В некоторых случаях замещается магнетитом. Другие вторичные минералы не обнаружены.

Пентландит $(Fe,Ni)_9S_8$ распространен в пироксенитах (до 2-4%), оливиновом габбро и габбро (до 1-3%). Наиболее широко распространенны ассоциации с пирротином и халько-

пиритом, пентландит обычно представлен мелкими (0,1-1,5 мм) пластинчатыми и пламенеобразными выделениями в зернах пирротина. Наиболее характерно замещение пентландита макинавитом, преимущественно образующим тонкие прожилки, пластины (0,05-0,1 мм). Замещение макинавитом ранних сульфидов свидетельствуют о возможном образовании этого минерала при воздействии гидротермальных растворов. Оптически макинавит характеризуется высоким двуотражением, отчетливой анизотропией.

Халькопирит $CuFeS_2$ характерен, главным образом, для оливиновых габбро и меланократовых габбро (до 0,5%). В остальных породах, где халькопирит наблюдается виде очень мелких зерен (до 0,07-0,1 мм), его содержание составляет 0,1-0,2%. В основном халькопирит встречается в виде сростков с пирротином, пиритом и пентландитом. В виде отдельных кристаллов наблюдается редко. Выделения халькопирита имеют неправильные, ксеноморфные очертания размером от 0,1 до 0,4 мм. Микроскопически представлен агрегатами светло-желтого цвета, анизотропия проявлена слабо, зачастую эффект анизотропии не улавливается, что связанно с маленькими размерами кристаллов халькопирита. Вторичных минералов, развивающихся по халькопириту, не наблюдается.

Пирит FeS_2 в небольших количествах встречается во всех типах руд, но наиболее широко он представлен в оливиновых и меланократовых габбро (до 5-7%), в чуть меньших количествах в габбро-норитах (до 3-4%) и пироксенитах (до 1-2%). В породах образует неправильные ксеноморфные вкрапленники, размером от 0,4 до 0,6 мм, хотя на общем фоне наблюдаются и сравнительно большие кристаллы размером до 0,9-1,2 мм. Под микроскопом пирит светло-желтого цвета, характерен высокий рельеф. Встречается в срастании с магнетитом, ильменитом, пирротином, пентландитом. Идиоморфные кристаллы пирита (размер иногда достигает 0,2 мм) и его агрегаты неправильной, изометричной формы обычно ассоциируют с пирротином. Вторичных изменений не наблюдается.

Каждый тип расслоенных массивов обладает своей четко выраженной рудной минерализацией. Очевидно, из этого следует, что характер оруденения интрузивов в первую очередь определяется химизмом их исходных расплавов. Достаточно четко устанавливаются следующие закономерности: 1) производные толеитовых расплавов сопровождаются сульфидным медно-никелевым, платино-палладиевым, хромитовым и ванадиево-титаномагнетитовым оруденением (интрузивы Бушвельд, Стиллуотер и др.); 2) Производные субщелочных базальтов вмещают ильменит-титаномагнетитовое (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро, Кизирский и др.), а также медное (Чинейский и др.) оруденение [2].

Но ультрамафит-мафитовые породы Урбиканского комплекса содержат как ильменит-титаномагнетитовое, так и сульфидное медно-никелевое оруденение. При этом различная рудная минерализация преимущественно приурочена к различным типам пород. Так, сульфидная минерализация более характерна для ультраосновных, а ильменит-магнетитовая – для основных пород. При этом для Якшаканского массива с преобладанием лейкократовых основных пород характерна обильная сульфидная минерализация, которая, по-видимому, связана с постмагматическими гидротермальными процессами, так как встречается и в амфиболитах.

Литература

1. **Цыдыпов Ж.Н.** Строение и состав Урбиканского комплекса // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Мат. межд. научн. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004, с.186-189.

2. **Андреева Е.Д., Богатиков О.А. и др.** Магматические горные породы. Основные породы. Т.3. М.: Наука, 1985, 487 с.

Распределение РЗЭ как источник информации о формировании крупных расслоенных плутонов (на примере Мончегорского и Бураковского массивов, Балтийский щит, Россия)

А.В. Чистяков

Москва, ИГЕМ РАН, chist@igem.ru

Крупнейшими образованиями раннепалеопротерозойской кремнеземистой высокомагнезиальльной серии на Балтийском щите являются Мончегорский расслоенный комплекс в пределах Кольского кратона и Бураковский расслоенный плутон на Карельском кратоне. В пределах Мончегорского расслоенного комплекса (возраст около 2. 5 млрд. лет) выделяются: (1) массив Главного хребта, сложенный главным образом основными породами, и (2) Мончегорский никеленосный расслоенный плутон (Мончеплутон), образованный преимущественно ультра-мафитами. Мончегорский плутон отделен от массив Главного хребта крупным Мончетундровским разломом и их вопрос их взаимоотношений остается дискуссионным. Несмотря на то, что оба интрузива сложены аналогичными типами кумулатов, характер кумулятивной стратиграфии существенно различается. В разрезе Мончеплутона выше эндоконтактовых метагабброидов (100 м) располагается зона переслаивания перидотитов (Ol+Chr кумулатов) и пироксенитов (преимущественно Орх кумулатов), мощность которой составляет около 400 м. Выше расположена зона бронзититов (500-700 м, гора Ниттис) и завершают разрез Мончеплутона зона норитов (свыше 200 м, Нюд-Поаз). В средней части бронзититовой зоны на горе Сопча наблюдается горизонт тонкорасслоенных перидотитов («рудный пласт Сопчи», или «пласт 330»). В западной части плутона выше бронзититовой зоны располагается т.н. Дунитовый блок, западное продолжение которого сорвано Мончетундровским разломом. В разрезе массива Главного хребта в нижней части располагаются горизонты переслаивания основных и ультраосновных пород, выше которых наблюдается мощная (до 2.5 км) зона габбронорит-анортозитов, а завершает разрез зона развития крупнозернистых габбро-анортозитов (до 3 км).

В данной работе представлены результаты изучения содержаний РЗЭ в породах плутонов (ICP-MS, ИГЕМ РАН) и использованы данные по [Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района, 2004].

Анализ распределения РЗЭ (нормированы к составу хондрита) в породах по разрезу Мончегорского плутона показал, что дуниты и пироксениты как нижней зоны переслаивания, так и зоны бронзититов имеют близкие по характеру спектры и на графике образуют единое поле. Содержания в большинстве пород близкое к хондритовому при отсутствии или слабом накоплении легких РЗЭ (рис. 1А). Второе поле образуют габброиды верхней части разреза (горы Нюд и Поаз) с более высокими содержаниями РЗЭ при относительном накоплении легких РЗЭ.

Аномальными низкими для пород Мончеплутона содержаниями РЗЭ, сопровождаемые обеднением средними РЗЭ характеризуются породы рудного пласта Сопчи (рис. 1В). Подобная картина распределения РЗЭ, наряду с наличием в сложенном ультрамафитами тонкорасслоенном пласте текстур оползания осадка кристаллов, указывает на особые условия формирования данного горизонта, вероятно связанные с дополнительным внедрением расплава в затвердевающую интрузивную камеру.

Характер спектров РЗЭ для пород массива Главного хребта в целом близок к наблюдаемому для пород Мончеплутона: ультрамафиты низов разреза характеризуются содержаниями РЗЭ лишь незначительно превышающими хондритовые, а габбро-анортозиты имеют небольшой Eu максимум, связанный с фракционированием плагиоклаза (рис. 1Б).

В низах разреза скважины М1, пересекшей массив Главного хребта, наблюдается мощная (около 250 м) линза Ol+Chr кумулатов. Существует проблема отнесения этих дунитов к расслоенной серии массива Главного хребта или сопоставления их с Дунитовым блоком Мончеплутона. Полученные аномально высокие содержания РЗЭ и степень фракционирования легких РЗЭ для данных ультрабазитов относительно всех других пород массива Главного хребта (рис. 1Г), по-видимому, указывают на невозможность принадлежности этих пород к разрезу последнего. Однако образец из верхов разреза Дунитового блока (скв. М20/глуб. 91 м) оказался столь же обогащен РЗЭ, что позволяет в первом приближении сопоставить данные породы, но проблема требует дальнейшего решения. Следует отметить, что такая высокая обогащенность

РЗЭ данных ультрабазитов должна предполагать и обогащение этими компонентами исходного расплава, вероятно, связанное с контаминацией корового вещества.

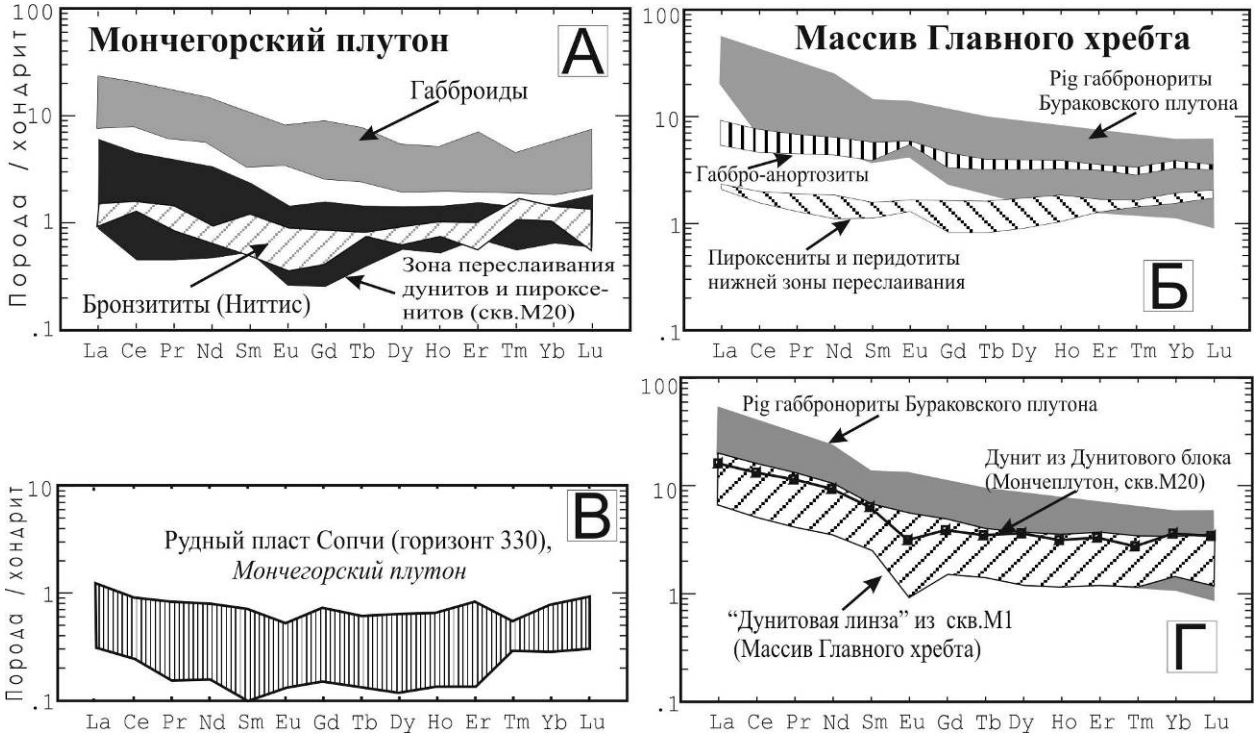


Рис.1. Спектры распределения РЗЭ в породах Мончегорского комплекса

Таким образом, несмотря на существенные различия в характере кумулятивной стратиграфии, породы Мончегорского плутона и массива Главного хребта имеют близкие геохимические характеристики, что указывает на однотипность сформировавших их расплавов. Особенностями строения комплекса являются: Дунитовый блок в западной части Мончегорского плутона, расположенный выше зоны переслаивания пироксенитов и перидотитов и нарушающий тем самым общую последовательность кристаллизации; рудный пласт Сопчи (пласт «330»), а также «дунитовая линза» в низах скв. М1, пересекающей разрез массива Главного хребта. Породы, входящие в состав данных образований, имеют геохимические особенности, существенно отличающие их от пород расслоенных серий Мончегорского комплекса.

В пределах крупнейшего на Карельском кратоне расслоенного ультрамафит-мафитового Бураковского плутона ранее выделялось три тектонических блока: Аганозерский, Шалозерский и Бураковский, рассматриваемых как фрагменты единого интрузива. Однако, по результатам исследований последних лет, можно говорить о существовании здесь двух автономных интрузивных тел – Аганозерского (АТ), воронкообразной формы в разрезе и имеющего, в целом, субмеридианальное простирание, и лополитообразного Шалозерско-Бураковского (ШБТ), вытянутого в северо-восточном направлении. В разрезах обоих тел выделяются Краевая и Расслоенная серии пород. В состав последней входят 5 зон, породы которых различаются наборами кумулятивных фаз (снизу вверх): Ультраосновная (Chr+Ol кумулат), Пироксенитовая (Px+/-Ol+/-Chr), Габброноритовая (Px+Pl), Пижонитовых габброноритов (iPig + iPig-Aug + Pl) и Магнетитовых габбронорит-диоритов (iPig+iPig-Aug+Pl+ti-Mt). В пределах АТ на современном эрозионном срезе максимальное развитие получили ультраосновные породы одноименной зоны (мощность более 3 км) и лишь в центральной части интрузива наблюдается мульдообразное тело, сложенное пироксенитами и габброноритами. В ШБТ преобладающую роль играют габброиды, однако геофизические данные указывают на присутствие здесь также относительно мощной (около 2 км) ультрабазитовой зоны в низах разреза. В верхней части УЗ в обоих телах наблюдаются горизонты хромититов. Среди габброидов АТ и ШБТ и в пироксенитовой зоне ШБТ наблюдаются выдержанные по простиранию горизонты ультрабазитов (МГ), нарушающие общую последовательность кристаллизации и, вероятно, формирующиеся при дополнительных внедрениях расплава в интрузивную камеру.

По результатам изучения спектра РЗЭ в породах обоих интрузивных тел на фоне накопления РЗЭ и последовательного обогащения легкими РЗЭ вверх по разрезам выявлена существенная обогащенность РЗЭ пород Шалозерско-Бураковского тела относительно одноименных пород Аганозерского. Установлено, что перидотиты МГ существенно обогащены РЗЭ относительно пород ультраосновных зон, что свидетельствует о формировании их из магм, более обогащенных коровым материалом, чем родоначальные расплавы для Бураковского плутона (рис. 2).

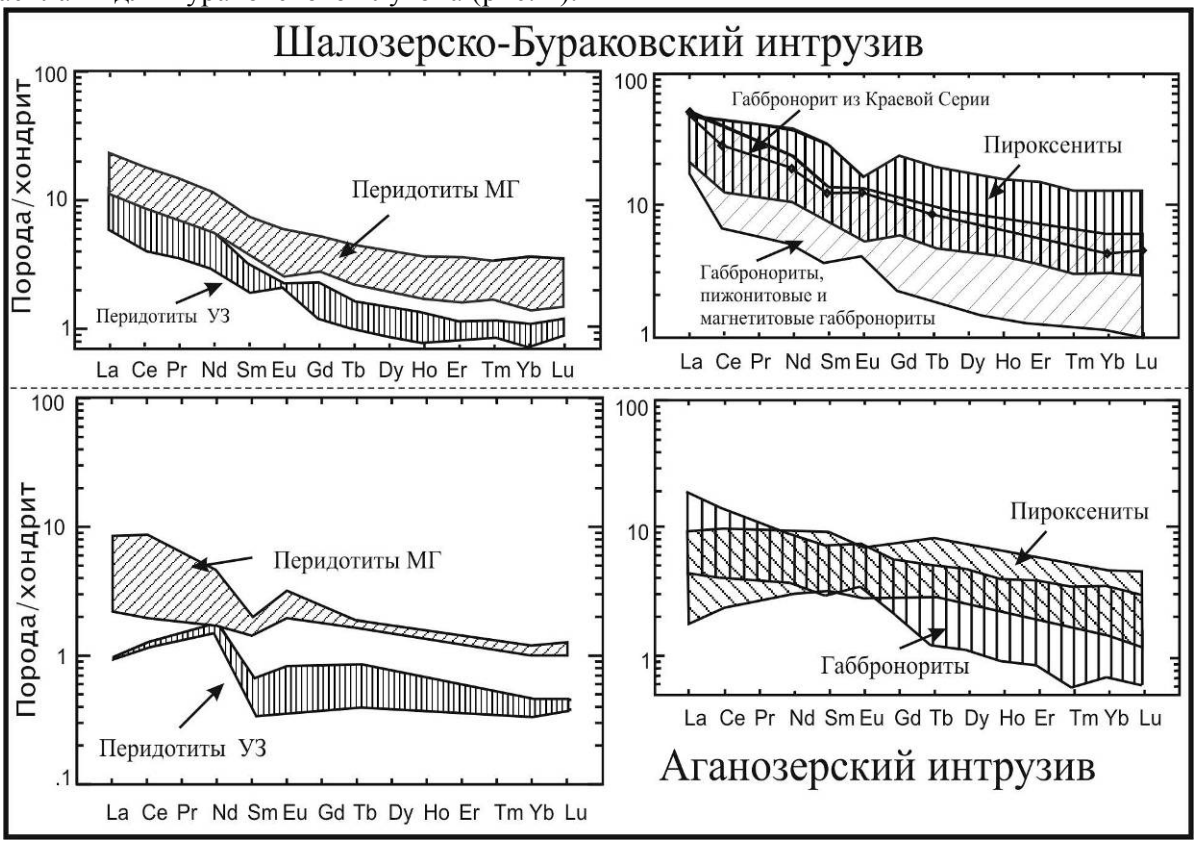


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в породах Бураковского плутона (Карелия)

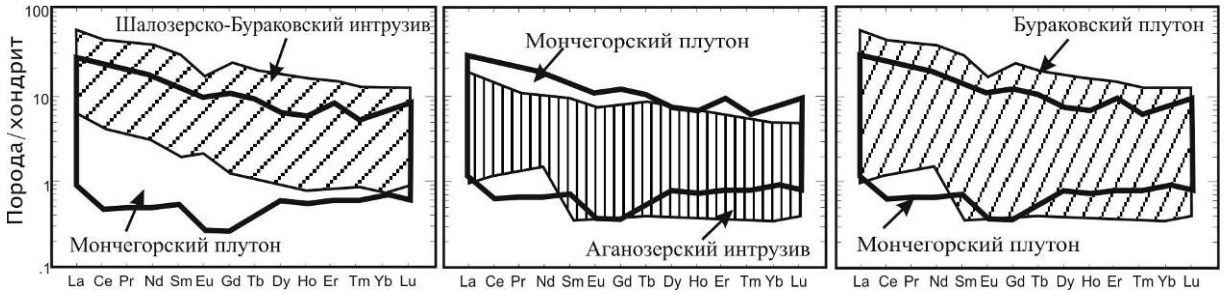


Рис. 3. РЗЭ в породах Бураковского (Аганозерское и Шалозерско-Бураковское интрузивные тела) и Мончегорского плутонов

Наблюдаемая близость характеров спектров распределения редкоземельных элементов в Бураковском и Мончегорском плутонах (рис. 3), вероятно, свидетельствует о близости петрогенетических процессов, обусловивших их формирование за счет кремнеземистых высокомагнезиальных расплавов. Процесс застывания сопровождался внедрением дополнительных расплавов в кристаллизующиеся камеры

Макроритмическая дунит-гарцбургит-пироксенитовая расслоенность в ультрамафическом интрузиве Падос-тундра, Кольский п-ов, Россия

С.Ю. Чистякова*, Р.М. Латыпов*, Т.Т. Алапиети**

* Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, chistykova@yahoo.com
** Oulu, Department of Geosciences, University of Oulu, Finland

Массив Падос-тундра является самым крупным ультрабазитовым плутоном, входящим в состав так называемого гипербазитового пояса, расположенного в юго-западной части Кольского полуострова. Интрузив простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 6 км, занимая площадь более 13 км^2 [1]. В непосредственном окружении массива вмещающие породы представлены архейскими гнейсами, гранито-гнейсами, гнейсо-кварцитами и амфиболитами. Падос-тундра представляет собой интрузию с хорошо выраженной макрорасслоенностью. Наиболее полные макроритмы сложены от подошвы к кровле дунитами, гарцбургитами и ортопироксенитами. В основании дунитов, как правило, наблюдаются повышенные концентрации сингенетичного хромита. Габброидная часть массива фрагментарно прослежена только в его северо-восточной части. Породы, слагающие ритмы, нередко выклиниваются по простиранию, границы между ними бывают как резкие, так и постепенные. Их мощность варьирует от 5-10 до 50 метров.

Для изучения макроритмической расслоенности было проведено опробование коренных обнажений и составлены два разреза, пересекающие интрузив в северо-западном и северо-восточном направлениях. Изучение распределения главных и второстепенных элементов по этим разрезам дало возможность выделить в первом разрезе 7, а во втором 12 макроритмов. Детальное опробование скважины 44, пробуренной в южной части интрузива, позволило изучить характер вариаций состава пород и минералов в отдельных макроритмах и при переходе от одного макроритму к другому (рис. 1). Опробованная часть разреза охватывает верхнюю часть первого макроритма и нижнюю часть второго вышезалегающего макроритма. Видимая часть первого макроритма сложена дунитами постепенно переходящими через гарцбургиты к пироксенитам. Второй макроритм состоит из дунитов, которые резко сменяются вверх по разрезу пироксенитами. Макроритмические единицы хорошо выделяются по вариациям содержаний главных и второстепенных элементов. Снизу вверх в первом макроритме общая магнезиальность пород возрастает, что, скорее всего, связано с увеличением количества ортопироксена в его верхней части, так как магнезиальность ортопироксена всегда заметно выше таковой оливина. Магнезиальность породообразующих минералов (Ol, Opx) изменяется незначительно, оставаясь практически постоянной на протяжении всего первого макроритма. На границе первого и второго макроритмов скачкообразно меняются содержания всех главных и второстепенных элементов, а также составы главных породообразующих минералов. Некоторое осложнение при разделении пород на первый и второй макроритмы вносит относительно низкое значение общей магнезиальности породы в точке А, которое не согласуется с высоким значением магнезиальности оливина в этой же точке. Однако простой расчет показывает, что большое количество хромита в данном образце (около 8 мас.%) может быть причиной низкого значения общей магнезиальности пород. Далее в однородных дунитах второго макроритма наблюдаются широкие вариации значений общей магнезиальности пород и магнезиальности породообразующих минералов при незначительном их увеличении вверх по разрезу. Содержание главных и второстепенных элементов на этом участке разреза остается постоянным. Вариации Cr_2O_3 в дунитах второго макроритма отражают изменения содержаний хромита в породе.

Резкое изменение тренда кристаллизации, сопряженное с увеличением магнезиальности породообразующих минералов на границе изученных макроритмов, по-видимому, можно рассматривать как доказательство образования макроритмов в интрузии Падос-тундра вследствие периодического пополнения камеры новыми пульсами магмы.

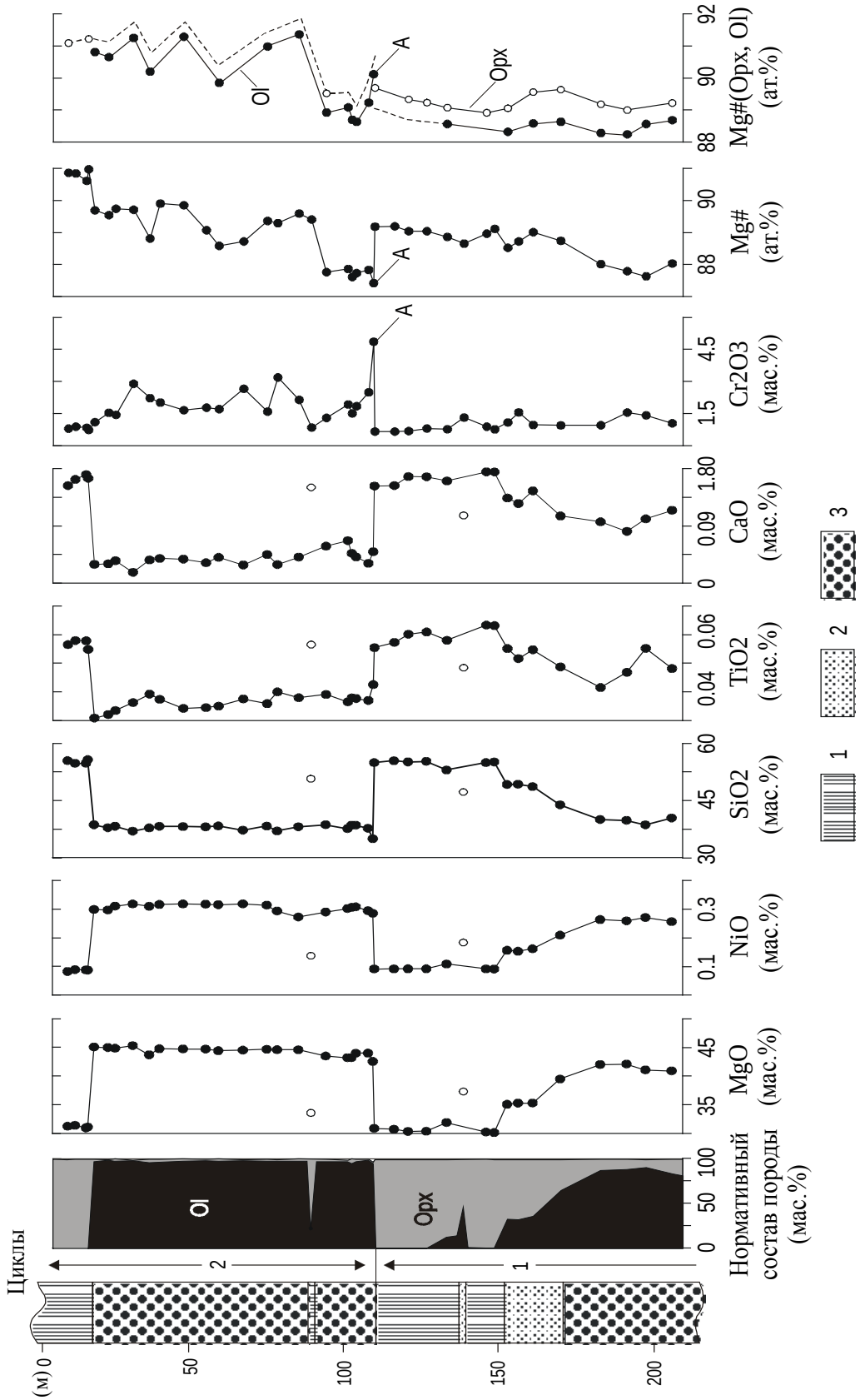


Рис. 1. Вариации нормативного состава пород, MgO, NiO, SiO_2, TiO_2, CaO, Cr_2O_3 общей магнезиальности пород (Mg#), магнезиальности оливина и ортопироксена (Mg#(Opx, Ol)) вертикальному разрезу скважины 44 в ультрамафическом интрузиве Падос-Тундра.

Условные обозначения: 1 – пироксениты, 2 – гарибургиты, 3 – дуниты. Пунктирной линией показан предполагаемый тренд изменения магнезиальности изучаемых минералов.

Литература

1. **Виноградов Л.А.** Гипербазитовые формации юга-запада Кольского полуострова // Нотозерский гипербазитовый пояс. Некоторые вопросы геологического строения, петрохимии и метаморфизма. Канд. Диссертация, Апатиты, 1969, 241 с.

Особенности мезозойской бокситоносности Приенисейской Сибири

И.В. Шаламов, Г.Н. Черкасов, Е.А. Сержантова

Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, cherkasov@sniiggims.ru

Поля распространения бокситовой гальки и коренных проявлений бокситов в сибирском Заполярье в виде прерывистой полосы обрамляют Анабарскую антеклизу, концентрируясь на её склонах (в Приенисейской Сибири) от $67^0$25'с.ш. (приустьевая часть р. Сиды в Муруктинской котловине, юго-западное Приенисейской Сибири) до $71^0$40'с.ш. (левобережье р. Эриечки, правого притока р. Котуй, Чангытское бокситопроявление в северном Приенисейской Сибири). В северо-восточном Приенисейской Сибири (бассейн р.Анабар) в основном отмечаются проявления аллитов. Наибольшее количество коренных бокситопроявлений (около 20) установлено поисковыми работами в юго-западном Приенисейской Сибири (Котуй-Маймечинская площадь), а также несколько бокситопроявлений в южном Приенисейской Сибири (Мурун-Тасская площадь). Локализуются они в поле распространения горизонтально залегающих рифогенных доломитов кындинской свиты (Є1-3), рассекаемых единичными дайками долеритов и трахидолеритов и приуроченных в первом случае к зоне пересечения субмеридионального Монголо-Сибирского рифта шириной около 40 км с глубинными разломами северо-западного направления в пределах кольцевых структур I-го и II-го порядков. Во втором случае – к системе субширотных разломов, окаймляющих с юга Анабарскую антеклизу. Ореолы распространения гальки и глыбы бокситов и глиноземисто-железистых пород размером от 1 до 70 см установлены в аллювии рек Тукалан, Сида, Мойеро, Котуй, Маймеча, Эриечка, Аганыли, Джара, Кукусунда, Арга-Сале и в мерзлотных медальонах водораздельных пространств между ними.

Глиноземисто-железистые породы представлены обломками вишнево-красного, вишнево-бурого цвета, безбобовые или редкобобовой структуры, сложенные гематитом, гетитом, гидрогетитом, маггемитом, магнетитом, мелкими кристаллами гиббсита, небольшим количеством угловатого, рогульчатого кварца и редкими аутигенными стяжениями кварцевого и марганец-кварцевого составов и содержат (вес.%): SiO_2 1,4-14,3, AI_2O_3 2,6-21,1, TiO_2 0,4-2,9, P_2O_5 0,2-0,4, Fe_2O_3 48,9-67,6, FeO до 14,4, MnO до 1,4, ппп 10,8-18,4.

Бокситовую гальку можно объединить в две группы: а) бобовые, оолито-бобовые и б) псевдоморфные (структурные) бокситы. Первая группа – обломки вишнево-красных, бурокрасных, буровато-желтых и жёлтых бокситов, сложенных гидрогетитом, гетитом, гематитом, магнетитом, ферриалюмогелем, обуславливающим колломорфную структуру общей массы со змеевидными агрегатами гётита и угловатыми обрывками пироксенов, замещённых гётитом. Глинозёмные минералы представлены гиббситом, бемитом и байеритом, инкрустирующими в форме мелкокристаллических щёточек пустоты в общей массе и реже бобовины и оолиты. Количество кварца в бокситах колеблется от единичных зёрен размером до 0,15 мм до 5-10%. Обломки его угловатые, вытянутые, серповидные, редко рогульчатые. Бобовая структура бокситов обуславливается округлыми сгустками размером до 3 мм тёмно-вишневого гематита с примесью магнетита, маггемита, иногда угловатого кварца и обрывков пироксенов, замещённых гетитом. В единичных случаях бобовины представляют собой мелкие округлые обломки свежих диабазов офитовой структуры, бронированных гетитовым панцирем. Реже в бокситах присутствуют оолиты диаметром до 10 мм концентрического строения (1-2 концентра) гидрогетитового состава. В центре оолитов встречаются мелкие зёрна угловатого кварца и фрагменты апацитизированного вулканического стекла. Бобовины и оолиты в противовес общей плотной алюмо- и ферриалюмогелевой массе боксита часто разбиты радиальными трещинами, заполненными гиббситом, гидрогетитом, кальцитом и сидеритом. Общая структура бокситов напоминает структуру туфов. В связи с этим интересны обнаруженные по правому берегу р. Котуй (ниже устья р. Мойеро) в плотных известняках $Є_1$, подстилающих рифогенные доломиты, наклонных и вертикальных трещин до 60 см в поперечнике, заполненных карбонатной брекчией, сцементированной туфами основных пород, включающими округлые хлопья глиноземисто-железистого состава, мелкие гнёзда чешуйчатого каолинита и гидрогетитовые оолиты концентрического строения с гиббситовой оторочкой. Химический анализ даёт на общую массу 8,7 % свободного AI_2O_3 [1]. Стенки трещин выщелочены с поверхности, ноздреваты, ожелезнены.

Небольшую группу обломков составляют жёлтые безбобовые псевдоморфные бокситы с реликтовой структурой долеритов и трахидолеритов, по которым они сформировались. Лейсты

плагиоклазов в обломках замещены гиббситом и нордстрандитом. Все бокситопроявления приурочены к зонам разломов. На Котуй-Маймечинской площади они сконцентрированы (по материалам бурения) в зоне глубинного разлома северо-западного простирания и прослежены от устья р. Туколан (тектонический узел в зоне растяжения) до устья р. Амбардах с постепенным ухудшением качества бокситов, уменьшением их объёмов и ресурсов и в левобережье р. Маймечи, на склонах каньонообразных долин в осыпях встречаются уже только обломки пещерных сталагмитов, спаянных с карбонатно-бокситовой брекчией. Наиболее детально в зоне растяжения тектонического узла опоискованы Алысардахский и Мустахский участки. Вмещающие бокситопроявления рифогенные доломиты на значительных по размерам площадках здесь выщелочены, становятся ноздреватыми, либо рассыпаются до доломитовой муки, в которой встречаются бокситовые залежи. На Алысардахском участке в карстовой воронке размером 10х20 м и глубиной 19 м скв. 75 вскрыты структурные по трахидолеритам бокситы. Расчёт по методике В. Линдгрена баланса вещества при трансформации трахидолеритов в структурные бокситы показал абсолютный привнос в них (вес.%): Al_2O_3 4,9-15,1; Fe_2O_3 7,8-14,9; TiO_2 0,8-1,6. Это дало основание математически промоделировать на три компонента состав (на сухой остаток) гипотетического раствора, трансформировавшего трахидолериты в структурный боксит. Полученный состав (вес.%) AI_2O_3 11,4; Fe_2O_3 54,56; TiO_2 5,56 оказался близким к глинозёмистым железнякам (вес.%): AI_2O_3 11,38; Fe_2O_3 55,36; TiO_2 0,8-7,2 (среднее по 32 анализам), вскрытым в карстах скв.4 и 8 в 250 м западнее скв.75 и синхронным по возрасту бокситам. Глинозёмистые железняки в карстах имеют флюидально-полосчатую текстуру, ориентированную по восстанию карста и сложены гематитом, гидрогетитом, магнетитом, шамозитом, гиббситом, байеритом, каолинитом, диккитом, кварцем, серицитом, пирофиллитом, псиломеланом, пиролюзитом, рутилом, лейкоксеном, палыгорскитом, пиритом и халькопиритом (CuO 0,15 %) [2].

На Мурун-Тасской площади по аэрофотоснимкам отдешифрировано около 400 карстов, проявившихся в рельефе, часто вытянутых в виде цепочек вдоль зон разломов. В случае залечивания разлома долеритовыми дайками, карст закладывался по контакту долеритов и доломитов и там где карст оказался заполненным бобовыми бокситами, по долеритам на контакте с бобовыми формировались структурные бокситы. Доломиты рудного поля в значительной части выщелочены, стали ноздреватыми, пористыми, участками окремнены с сохранением своей структуры и перекристаллизованы до крупнокристаллических. По данным термобарогеохимии, температура образования гиббсита в структурных бокситах составляет 90^0C, а кремней из различных участков рудного поля – колеблется от 20 до 100^0C [3], что свидетельствует об участии в формировании бокситоносного рудного поля относительно горячего глубинного газово-жидкого флюида. Процесс окремнения доломитов хорошо согласуется с результатами опытов, проведённых на р. Юрьевой (о. Парамушир, Курилы), где в горячие (79-91^{0}C) глинозёмистые (AI^{+3}>>Si^{+4}) воды её источников помещались крупные образцы различных карбонатных пород. Несмотря на обилие глинозёма в водах, карбонатные породы быстро замещались кремнезёмом с сохранением структуры исходной породы [4]. Изотопный состав $\delta^{18}O$ структурных карстовых бокситов 18,0-18,4 ‰ SMOW, что значительно тяжелее, чем покровных (открытая система) структурных бокситов проявления Дабаан (Якутия), составляющий –3,2 ‰ SMOW. Это можно объяснить формированием изотопного состава кислорода карстовых структурных бокситов в закрытой системе (слепой гидрокарст) с участием глубинного CO_2 и CO_2 вмещающих доломитов. На Мурун-Тасской площади бокситовое оруденение имеет зональный характер. Бокситы верхней зоны вскрываются на оленёкской поверхности выравнивания (360-460 м) дат-эоценового возраста и представлены в основном структурными, изредка бобовыми разностями и марганцевыми рудами. На этой же поверхности фиксируются карсты и с глинозёмисто-железистым, тальк-кремнистым, кремнисто-глинистым заполнением. Бокситы нижней зоны вскрываются эрозией на кукусундинской поверхности выравнивания (300-360 м) олигоцен-раннечетвертичного времени и представлены в основном бобовыми разностями [5].

Анализ бокситоносности Котуй-Маймечинской и Мурун-Тасской площадей показывает, что состав карстовых заполнений в рудном поле изменяется от карста к карсту без всякой закономерности и представлен бокситами бобовыми или структурными, глинозёмистыми железняками, железисто-титанистыми глинами (TiO_2 5,6-8,4 %), кремнисто-железистыми, тальк-кремнистыми глинами, железистым палыгорскитом, железисто-марганцевыми породами. В принципе аналогичное строение имеет и рудное (бокситовое) поле на о. Ямайка, состоящее из 10 тыс. карстов, где рыхлые отложения от карста к карсту варьируют по составу от бокситов до

железных руд или кремнистых глин с марганцем (гаусманит, вудраффит) или фосфоритами [6], что может свидетельствовать об индивидуальном источнике материала заполнения для каждого карста.

В отличие от карстовых бокситов юга Сибири, бокситы Приангарья имеют свои особенности: 1) монотонный состав бокситовых залежей от подошвы до кровли в отдельном карсте и с переменным количеством в бокситах туфогенного материала от карста к карсту, что позволяет выстроить по составу ряд от бокситов с туфогенным материалом до глинозёмистых туфов; 2) бокситы высокомодульные: Al_2O_3 / SiO_2 4,1-155,0 (среднее 17,1) при относительно низком содержании Al_2O_3 30,0-51,3 % и SiO_2 0,3-8,4 %; 3) бокситы высокотитанистые (TiO_2 2,2-7,5 %), железистые (Fe_2O_3 20,7-35,7 %, FeO до 14,3 %), обогащены часто фосфором (P_2O_5 0,2-0,9 %) или марганцем (до 5,2 %); 4) рудовмещающие полости в карбонатных породах характеризуются относительно мелкими размерами, как по глубине, так и в плане при чрезвычайной крутизне боковых стенок, напоминающих шахты и колодцы, часто расширяющиеся к низу; 5) поисковым бурением установлено наличие как самостоятельных (слепых), так и отходящих от вертикальных полостей горизонтальных галерей, полностью заполненных бокситами, что сделать механической загрузкой с поверхности да ещё без разубоживания небокситовым материалом практически невозможно. Эти галерейные залежи с поверхности в рельефе никак не отражаются.

Время образования бокситов Приангарья, сформировавшихся на континентальной суше можно определить по коррелятным осадкам в примыкающих к суше водных бассейнах седиментации (Хатангская впадина и северное Верхоянье – Хараулахские горы). Учитывая, что континентальные бокситы гетит-гиббсит-байерит-бёмитового состава с примесью туфогенного материала, то за коррелятные осадки можно принять грубообломочные терригенно-туфогенные осадки кендейской пачки (Т2) на западных отрогах Хараулахских гор, в которых установлены Селивановой В.В. и Шамшиной Э.Л. конкреции, сложенные таблитчатыми и сплошными аутигенными массами бёмита, одетыми в шамозитовую рубашку. Кстати, в юго-западном Приангарье на это время приходится становление Ессейской интрузии карбонатитов (225-245 млн. лет). Второй коррелятной вехой эпохи бокситообразования может оказаться поздний мел (турон-коньяк), поскольку именно в этих отложениях (ледяная свита) В.Г. Азаровой (ВАГТ) в обнажениях р. Ледяной (Хатангская впадина) зафиксировано проявление аутигенных гиббсит-бёмитовых аллитов (вес.%): SiO_2 16,6, Al_2O_3 32,9, TiO_2 3,1, Fe_2O_3 24,1.

Палеоклиматические реконструкции, проведённые различными исследователями, дают для триаса и позднего мела этого района теплый умеренный климат. Следовательно, бокситы не могут быть латеритными, под которые и ставились здесь поисковые работы, не решившие проблемы перспективности Приангарья на промышленные месторождения бокситов. Поскольку бокситообразование осуществлялось на фоне вулканизма, а не пенепленизации (эти процессы антиподы), и бокситы формировались из горячих глинозёмисто-железистых флюидов с образованием слепых залежей в кембрийских карбонатных породах, то и методика поиска их должна быть иной.

Литература

1. **Черкасов Г.Н., Шаламов И.В., Ивлев Н.Ф.** Вещественный состав и генезис бокситов юго- западного Приангарья и перспективы их поисков // Геохимия, минералогия, петрология, литология и полезные ископаемые Сибири. – Кемерово, 1977, с.103-109.

2. **Черкасов Г.Н.** Новый подход к интерпретации результатов известных экспериментальных работ по выветриванию горных пород и использование его для реконструкции генезиса латерит-бокситов // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий: Тез. докл. М.ИГЕМ РАН, 2000, с.376-379.

3. **Черкасов Г.Н., Косухин О.Н.** Термобарогеохимия минералов бокситов и латеритов ряда месторождений мира // Геохимия. 1991, №4, с.507-514.

4. **Черкасов Г.Н.** Условия образования бокситов из глинозёмистых вод типа речки Юрьевой // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982, с.3-9.

5. **Епифанов В.А., Перцев В.А., Орлов А.Н.** Оценка перспектив карстового бокситопроявления Мурун-Тас // Рудоносный карст Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989, с.154-162.

6. Bauxite mining in Jamaica // Mining Mag. 1972, 127, №2, p.101-127.

Минералого-петрографические особенности обогащенных сульфидами платиноносных горизонтов Южно-Пясинской интрузии (северо-запад Сибирской платформы)

А.Я. Шевко

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

Среди основных проблем петрологии траппов одной из наиболее насущных является проблема рудообразования, которая до сих пор не нашла однозначного решения. Существует много точек зрения на условия образования и формирования платиновых сульфидных и малосульфидных руд. Почему в одном случае мы имеем уникальные месторождения, такие как Талнах или Норильск-1, а в аналогичных по строению и составу полнодифференцированных массивах таких богатых месторождений не формируется? Эти вопросы продолжают активно обсуждаться в советской и зарубежной литературе уже на протяжении многих лет.

Для выяснения условий формирования крупных месторождений платиновых руд используются различные подходы и методы. Одним из таких методов является выявление минералого-петрографических особенностей расслоенных интрузивов, несущих сульфидную минерализацию. Текстурные особенности пород и структурные взаимоотношения минералов позволяют выяснять последовательность их образования, а их составы указывают на условия протекания магматических и постмагматических процессов.

Благоприятным объектом в этом отношении является Южно-Пясинский интрузив, расположенный в 20-30 км к северо-западу от Норильска в бассейне рек Амбарная и Вологочан. Массив имеет расслоенное строение и относится к зубовскому типу норильского интрузивного комплекса [1, 2]. Он локализуется в породах нижнего-среднего девона, имеет протяженность около 20 км, среднюю мощность порядка 100 метров. В плане – это лентовидное тело шириной от 1 до 3 км, которое полого воздымается с запада на восток. Породы массива были изучены по керну скважин (с запада на восток) ОВ-36, ОВ-9, ОВ-12, ОВ-32, ОВ-37. В этом направлении мощность интрузива составляет, соответственно, 79 м, 80 м, 108 м, 167 м и 93 м, он характеризуется полнодифференцированным строением и имеет различную по масштабам сульфидную минерализацию в кровле и подошве [3].

Горизонт с убогой сульфидной минерализацией в кровле интрузива прослеживается на всем его протяжении и имеет мощность в пределах 3-13,5м. Породы этого горизонта представлены габбро-диоритами, измененными и такситовыми габбродолеритами. Габбродолериты имеют пойкило-офитовую структуру, образованную крупными (от 1-3 мм до 1 см) ойкокристаллами клинопироксена с хадакристаллами плагиоклаза. Такситовый облик пород обусловлен чередованием участков различной структуры и состава. Это выражается в появлении среди пойкилоофитовых габродолеритов участков, обогащенных оливином до 5-10, а иногда и 15%. В таких породах оливин образует мелкие пойкилокристаллы (до 1-2 мм) с включениями хадакристаллов плагиоклаза и крупные скелетные или дендритовидные кристаллы размером до 6-7 мм. Количество плагиоклаза иногда может достигать 60-70 %, клинопироксен при этом занимает угловатые участки в интерстициях между ними, образуя офитовую структуру, а дендритовидные кристаллы оливина причудливо огибают уже существующий к началу их роста каркас породы. Призмы плагиоклаза в таких породах часто содержат мелкие включения идиоморфных кристалликов зеленого, зеленовато-бурого и непрозрачного шпинелида, размер их редко достигает десятых долей мм, в клинопироксене и оливине этот минерал не обнаружен. Иногда мелкие кристаллики зеленой шпинели можно обнаружить и в хадакристаллах плагиоклаза из соседних участков пойкилоофитового габбродолерита. Следует отметить, что основные минералы горизонта часто сильно изменены. Оливин бывает нацело замещен, так, что от него остаются только одни футляры, выполненные боулингитом и магнетитом. Плагиоклаз сильно пренитизирован и соссюритизирован. В пироксене часто можно обнаружить структуры распада твердого раствора на высоко- и низкокальциевый пироксен. По клинопироксену часто развивается амфибол и биотит, иногда нацело замещая его. Мелкие выделения халькопирита и пирротина размером до 0,5-1 мм приурочены к интерстициям и очень редко они образуют мелкие халькопирит-пирротиновые вкрапленники размерами в первые миллиметры. К сульфидам часто оказываются приурочены амфибол, биотит и пренит с включениями идиоморфных кристаллов диопсида и мельчайшими иголочками рутила.

В подошве Южно-Пясинского интрузива расположен достаточно выдержанный горизонт вкрапленных халькопирит-пирротиновых руд мощностью от 20 до 49 м. Этот горизонт приурочен к пикритовым, оливиновым и такситовым габбродолеритам. Среднее содержание сульфидов не превышает 5-7%, распространены они крайне неравномерно. В различных по простиранию разрезах рудоносного горизонта отмечается от 2 до 5 уровней с повышенным содержанием сульфидов. Мощность таких участков изменяется от 0,3-0,7 до 5-7 м, а содержание сульфидных минералов в них может доходить до 10-15, иногда 20%. К пикритовым габбродолеритам приурочены гнездово-вкрапленные и сидеронитовые руды. Оливин здесь образует идиоморфные кристаллы размером до 0,5-1,5 мм, очень редко в нем можно обнаружить мелкие кристаллики хромшпинелида. Содержание оливина достигает 40-50%, призматических кристаллов и широких таблиц плагиоклаза – 15-20%, ксеноморфных выделений клинопироксена 15-20%. Промежутки между породообразующими минералами выполнены сидеронитовыми выделениями халькопирита и пирротина с включениями идиоморфных кристаллов оливина. Иногда в пикритовых габбродолеритах отмечаются маломощные (3-5 см) горизонты оливиновых габбродолеритов, в которых практически отсутствует сульфидная вкрапленность. Такситовые габбродолериты содержат вкрапленные руды, в них чередуются участки пойкилоофитовых, оливинсодержащих и оливиновых габбродолеритов. Породы сложены плагиоклазом 40-50%, клинопироксеном 25-40%, оливином 5-15%, титаномагнетитом 1-3%, вторичные минералы представлены амфиболом, биотитом, хлоритом. Клинопироксен образует ксеноморфные зерна и ойкокристаллы размером от 0,5-0,7 до 5 мм. Оливин представлен мелкими субидиоморфными кристаллами и пойкилокристаллами размером до 1 – 1,5 мм. Иногда в оливине можно обнаружить включения мелких субидиоморфных кристалликов хромшпинелида. Плагиоклаз образует призматические кристаллы и хадакристаллы в оливине и клинопироксене. К сульфидным вкрапленникам, как правило, приурочены выделения амфибола, биотита, апатита и ангидрита. Часто такситовые габбродолериты содержат обломки или участки породы с размытыми очертаниями, размерами в первые сантиметры, сложенные шпинелидом, оливином и плагиоклазом. Плагиоклаз в таких участках представлен короткими призмами и широкими таблицами, в которых располагаются округлые гранулы и идиоморфные кристаллы оливина. Размеры выделений оливина не превышают 0,1-0,2 мм, они содержат мельчайшие включения непрозрачного окиснорудного минерала. Скопления гранул такого оливина можно обнаружить и в соседних с обломками ойкокристаллах клинопироксена. В таблицах плагиоклаза обнаружены включения кристаллов зеленой шпинели размером до 0,2-0,4 мм.

Из характерных особенностей внутреннего строения интрузивного тела следует отметить довольно часто встречаемые по разрезам массива участки пород со шлировидно-такситовыми текстурами. Они обусловлены проявлениями в габбродолеритах лейкократовых и меланократовых участков, крупнозернистых обособлений, часто с призматическизернистой структурой, на фоне мелко и среднезернистых пород, а также чередованием таких участков, иногда в одном образце, которые придают породам слабовыраженный полосчатый облик. Кроме того, на разных уровнях оливинсодержащих и оливиновых габбродолеритов центральной части массива отмечаются участки с трахитоидным расположением плагиоклаза. Можно наблюдать ориентированное расположение кристаллов плагиоклаза, как в основной массе породы, так и в ойкокристаллах клинопироксена. Такие же текстуры течения отмечены в кровле и в подошве интрузивного тела. В кровле массива трахитоидность по плагиоклазу отмечена в пойкилоофитовых габбродолеритах верхней эндоконтактовой зоны, к которым приурочена бедная сульфидная минерализация. Маломощные горизонты оливиновых габбродолеритов, расположенные в пикритовых габбродолеритах из нижнего рудоносного горизонта, так же содержат “струи” ориентированных призм плагиоклаза.

Проведенные петрографические исследования позволяют утверждать, что в породах кровли первым кристаллизовался шпинелид, затем формировался плагиоклаз, в котором и локализован весь окиснорудный минерал. Далее кристаллизация плагиоклаза шла совместно с клинопироксеном и формировалась пойкилоофитовая структура породы. В последнюю очередь был образован клинопироксен в виде офитовых участков среди призм плагиоклаза и скелетные кристаллы оливина. На заключительных этапах формирования пород, породообразующие минералы подвергались автометасоматозу, который приводил к образованию измененных габбродолеритов и габбродиоритов. В пикритовых и такситовых габбродолеритах первыми кристаллизовались хромит и идиоморфные кристаллы оливина, а затем плагиоклаз и клинопироксен. Вопрос о месте и времени образования шпинель-оливин-плагиоклазовых обособлений остается открытым. Но, судя по тому, что мы видим внутри ойкокристаллов клинопироксена скопления гранул оливина, аналогичных таковым из шпинель-оливин-плагиоклазовых пород, можно предполагать их первичномагматическую природу.

Проведенные аналитические исследования пород с сульфидным оруденением из кровли и подошвы Южно-Пясинского интрузива показали повышенные содержания цветных и благородных металлов. По данным атомно-абсорбционного анализа (табл. 1), в породах верхнего горизонта локализации бедной сульфидной минерализации содержания полезных компонентов составляют (г/т): Cu, Ni и Co в сумме от 176 до 1323; Pt, Pd и Rh в сумме от 0,18 до 0,6; Au и Ag – от 0,05 до 0,49. В нижнем горизонте локализации вкрапленных и сидеронитовых руд содержания цветных металлов более чем на порядок выше и составляют в сумме от 17 до 34 кг/т. Соответственно возрастает и содержание благородных металлов. Сумма Pt, Pd и Rh в сумме составляет от 4,7 до 9,26 г/т, а Au и Ag – от 4,5 до 17,9 г/т. Как видно из таблицы, содержание цветных металлов напрямую коррелирует с количеством металлов платиновой группы и золота с серебром, что говорит о ведущей роли сульфидов в накоплении благородных металлов как в кровле, так и в подошве магматического тела. Большую роль в накоплении и перераспределении сульфидов, по-видимому, играли летучие компоненты, поскольку сульфиды практически всегда находятся в тесной ассоциации с амфиболом, биотитом и апатитом.

Таблица 1. Содержание микроэлементов в породах Южно-Пясинской интрузии (г/т)

Компонент	Верхний горизонт локализации сульфидов			Нижний горизонт локализации сульфидов		
	ОВ-36/1453,4	ОВ-12/1374,9	ОВ-32/1139,7	ОВ-36/1516,8	ОВ-12/1475,6	ОВ-32/1269,5
Cu	813	319	124	10300	14300	24600
Ni	440	176	17	6310	5830	9400
Co	70	54	35	196	238	324
Cr	280	218	41	202	202	239
Pt	0,3	0,56	0,14	1,84	4,8	1,56
Pd	0,2	0,044	0,034	4,84	4,08	2,8
Rh	0,012	<0,005	0,006	0,5	0,38	0,34
Au	0,07	0,008	0,036	0,31	0,62	1,1
Ag	0,42	0,042	0,45	4,2	7,5	16,8

Обращает на себя внимание низкое содержание хрома. Как в кровле, так и в подошве оно не превышает 239-280 г/т, при том, что именно к этим породам, по петрографическому определению, приурочены проявления шпинелидов. По-видимому, содержание Cr_2O_3 в этом минерале не очень велико.

Планируемое в ближайшем времени микрозондовое исследование породообразующих и, в том числе, летучесодержащих минералов позволит уточнить сделанные выводы и приблизиться к объяснению физико-химический условий образования пород из горизонтов с платино-сульфидным оруденением.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта 6.2.2 СО РАН, программа "Генетические особенности и условия образования крупных и сверхкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного освоения" РАН.

Литература

1. **Говердовская Т.Г.** Пясинско-Вологочанская дифференцированная интрузия // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 84-85.

2. **Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Магматические образования Норильского района. Т.1. Петрология траппов. Новосибирск: Нонпарель, 2000, 408 с.

3. **Шевко А.Я., Матвеев И. А.** Особенности строения Южно-Пясинской интрузии в связи с ее рудоносностью // Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения. Материалы научно-практической конференции 25-28 октября 2004 г. ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург (Администрация Таймырского автономного округа, МПР РФ, ВСЕГЕИ). СПб: ВСЕГЕИ. 2004, с. 258-262.

Обусловленность комплексного U-V-PGE оруденения приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов мантийным источником

Л.Я. Шмураева

Благовещенск, Амурский комплексный НИИ АНЦ ДВО РАН, amurknii@inbox.ru

Комплексное оруденение Онежской депрессии с месторождениями Падма, Космозеро, Царёвское, Весеннее и др. (рис. 1) с 80-х г.г. прошлого столетия многократно описано с разной степенью детальности и компетентности. Неоднозначно трактуется не только генезис месторождений и связь их с определенными геологическими комплексами, но и происхождение

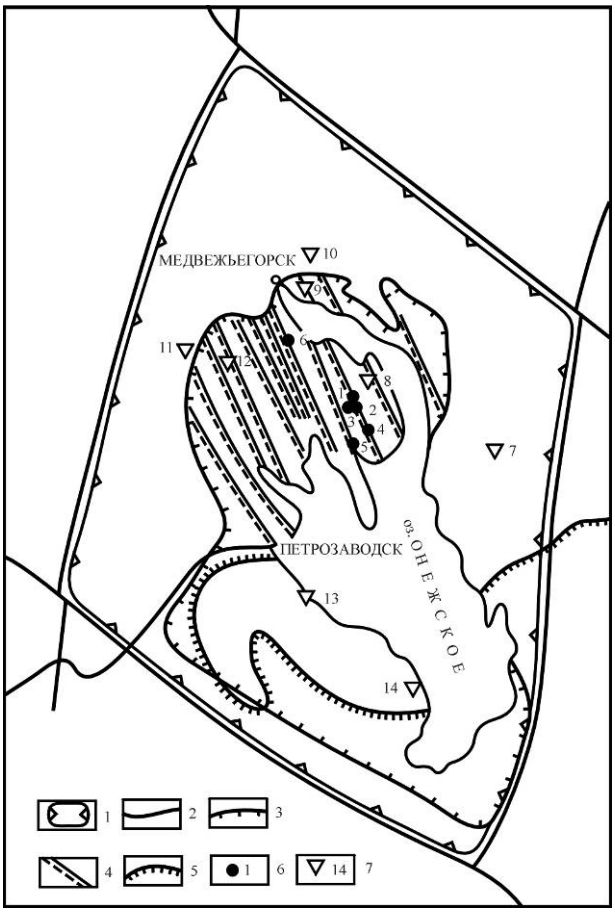


Рис.1.Схема размещения месторождений комплексных руд в Онежском рудном районе (по Е.К. Мельникову и др., 1992)

1 – границы Онежского рудного района; 2 – зоны разломов, ограничивающие рудный район; 3 – границы Онежской эпикратонной впадины (схематизированы); 4 – зоны складчато-разрывных дислокаций; 5 – границы площадей распространения осадочных отложений венда; 6 – месторождения богатых комплексных руд и их номера (1 – Средняя Падма, 2 – Верхняя Падма, 3 – Весеннее, 4 – Царевское, 5 – Космозерское, 6 – Шульгиновское); 7 – месторождения других видов полезных ископаемых (7 – Аганозерское магния и никеля, 8 – Зажогинское шунгитов, 9 – Повенецкое щелочного асбеста, 10 – Заломанское золота, 11 – Педролампинское золота. 12 – Белогорское мраморов, 13 – Шокшинское кварцитов, 14 – Рыбреченское диабазов)

самой Онежской структуры (часть геосинклинали, часть рифта, трог, раннепротерозойская астроблема), что важно не только в научном, но и в практическом отношении. Согласно нашим исследованиям [2-5 и др.] рассматриваемое оруденение относится к формации приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов (ПКЩМ), имеющей глобальное распространение и приуроченной к щитам. А особенности формационного подтипа руд Карелии обусловлены спецификой постархейского тектонического развития территории. На протяжении всего раннего протерозоя в регионе функционировала масштабная рудно-магматическая система (РМС), сформировавшая разноформационное оруденение с платинометалльной компонентой (магматогенное, инфильтрационно-осадочное, рассматриваемое гидротермально-метасоматическое).

В обобщенном виде геологическая позиция и вещественный состав комплексного гидротермального оруденения в ПКЩМ Онежской вулкано-тектонической депрессии (ОВТД) характеризуются следующим образом. Депрессия выполнена почти неметаморфизованными и слабо дислоцированными доломито-сланцевыми толщами в переслаивании с лавами и туфами основного состава, которые прорваны долеритами (исландиты-гавайиты). Возраст пород раннепротерозойский.

Рудоносными являются протяженные в плане (десятки км) и в разрезе (сотни м) тектонометасоматические зоны (так называемые зоны складчато-разрывных дислокаций - СРД) с дискретным распределением оруденения в участках многократного катаклаза. По любым породам, за исключением доломитов, образуются метасоматиты с однотипной фациальной

зональностью и рудоносностью. Состав исходных пород сказывается на меланократовости метасоматитов, но не на типоморфных минеральных ассоциациях.

Двухстадийные карбонатсодержащие метасоматиты образуются в зонах разломов по доломитам, алевролитам, сланцам (в том числе углеродистым) и по долеритам. В первую стадию возникают существенно альбитовые породы (альбититы) со щелочноамфиболовыми (рибекит) и щелочнопироксеновыми (эгирин, V-, Cr – содержащий эгирин) парагенезисами. Во вторую стадию образуются наложенные слюдистые (хромфенгиты, флогопиты с V, Cr,) и поздние хлоритовые ассоциации. Со второй метасоматической стадией сопряжено максимальное проявление карбонатизации (доломит, реже кальцит), а также разнообразной рудной минерализации. Углекислота превалирует над остальными летучими компонентами рудоносных метасоматитов – S, Se, F, B. В отличие от частично рудоносных образований I стадии метасоматиты II стадии практически не бывают безрудными. Комплексное оруденение, связанное с рассматриваемыми альбит-карбонатно-слюдистыми метасоматитами, представлено, помимо благороднометалльного (Au, Ag, Pd, Pt), не менее экономически значимым бесториевым урановым, висмутовым, селеновым и ванадиевым. Два последних оказались для этих металлов новыми гидротермальными типами оруденения [2].

Специфика рассматриваемого оруденения ОВТД состоит в следующем:

- относится к числу уникальных по масштабам (сверхкрупное), по особенностям геохимии и минералогии руд (PGE ассоциируют с V, Cr, U, Bi, Se, и другими элементами с появлением новых промышленных гидротермальных типов руд; последнее особенно касается V и Se);
- характеризуется аномальными составами щелочных пироксенов, амфиболов и флогопитов с существенно ванадиевыми и хромовыми разновидностями;
- не имеет генетической связи с породами, вмещающими рудоносные разломы (между ними существует значительный возрастной отрыв – более 150 млн. лет);
- проявляет отчетливую парагенетическую связь с глубинным очагом, производными которого являются вулканогенная (базитовая) составляющая ОВТД, предрудные базиты (дайки, силлы) и рудоносные щёлочно-углекислые флюиды.

Свидетельствами связи ПКЩМ с базитовым ювенильном источником являются:

- сопряжённость рудоносных метасоматических зон складчато-разрывных дислокаций с глубинными разломами;
- карбонатно-щелочной (существенно натриевый) тип метасоматоза не характерный для процессов, связанных с коровыми гранитоидами;
- монометалльность радиоактивного оруденения (урановое при отсутствии тория!) с мафическим профилем элементов-спутников (элементы группы железа – Fe, V, Cr; благородные металлы, в том числе PGE и др.);
- сочетание в рудоносных метасоматитах литофильных и халькофильно-сидерофильных элементов, присущее субщелочным базальтоидам;
- тенденция приближения к метеоритным стандартам изотопных соотношений углерода карбонатов и серы сульфидов по мере развития щелочно-карбонатного метасоматоза.

В пользу мантийности главного источника вещества свидетельствуют и признаки существования в разных объектах фуллеренов и кватаронов, имеющих по общему признанию, мантийную природу (высокие температуры области существования, восстановленная углеводородная среда) и обладающих способностью концентрировать металлы.

Именно фуллеренами могут быть объяснены многие особенности уникального комплексного оруденения Онежской депрессии в ПКЩМ как то:

- тяготение к углеродистому веществу руд;
- сфероидальность (глобулярность) некоторых минеральных фаз;
- нестехиометричность состава минеральных фаз, их некристалличность;
- полиэлементность минералов переменного состава и полиминеральность рудных ассоциаций, особенно с Pd, Pt, Ag, Pb, Bi, Se.

Таким образом очевидно, что рассматриваемые ПКЩМ Онежской структуры обязаны своим происхождением подкоровым процессам. Возникновение их обусловлено интраталлурическими тепломассопотоками под воздействием раннепротерозойской тектонической активизации, следствием которой явилось и заложение (подновление) рудовмещающих разломов.

В целом же формация ПКЩМ может служить репером (маркером) протоактивизации на границе раннего и позднего протерозоя, поскольку проявлена на разных щитах (хотя и не в таком

экзотическом в отношении оруденения виде, как в Карелии).

В отличие от других щитов для карельских метасоматических руд наиболее отчетлива эндогенная (мантийная) природа главного источника вещества благодаря сопряжённости с региональной вулканоструктурой и тесной связью с её базитовыми производными (вулканиты, дайки, силлы, углеродистые породы, углеводородно-щелочные флюиды), а также с флюидизатными эксплозиями (в рудных полях известны трубки взрыва, рудные брекчии).

Объяснению экзотичности карельских руд не противоречит и развиваемая в последнее время гипотеза о формировании Онежской структуры под воздействием и раннепротерозойской астроблемы [1], что должно было способствовать увеличению в регионе степени мантийно-корового взаимодействия. Так, выяснено, что центр астроблемной кольцевой структуры совпадает именно с Заонежским полуостровом, где находятся рассматриваемые уникальные месторождения. Здесь же геофизическими работами установлено сводовое поднятие поверхности М и наиболее тонкая кора мощностью до 35 км. Здесь же имеет место наименьший тепловой поток, свидетельствующий о приподнятой “холодной” мантии.

Примечательно, что близкими оказались возрастные оценки важнейших геологических событий региона: формирование уникальных платинометалльно-уран-ванадиевых метасоматических руд – 1780 – 1690 Ма, заонежских кимберлитов – 1764 ± 125 Ма, астроблемы – 1770 – 1740 Ма.

Отсутствие четкого литологического контроля рудных тел углеродистыми породами и сопряжённость их с дизъюнктивными структурами однозначно не позволят принять в качестве источника PGE, равно как и большинство других металлов, сингенетичные фоновые и даже вышекларковые концентрации вулканогенно-осадочных углеродистых толщ ОВТД, содержащих как некарбонатный восстановленный углерод (шунгиты), так и карбонатный (доломиты). Наличие таких рудных концентраций – лишь свидетельство большей перспективности этой и подобных ей структур из-за существования долгоживущих каналов связи с подкоровыми зонами Земли.

Поскольку мировой баланс запасов металлов определяется преимущественно не рядовыми, а единичными очень крупными и уникальными месторождениями, очевидна необходимость выяснения условий образования последних для научно обоснованного прогнозирования.

Литература

1. **Куликова В.В., Куликов В.С., Бычков А. Ю.** Докембрийская астроблема “Онего” (Ц. Карелия) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемы Тез. Докл. М., 2005, с.1-4.

2. **Шмураева Л.Я.** Ванадий и селен в комплексных рудах докембрийских ураноносных карбонатно-щелочных метасоматитов //Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов в России в 21 веке Тез. Докл. М., 1998, с.256-257.

3. **Шмураева Л.Я.** Приразломные карбонатно-щелочные метасоматиты докембрия. Владивосток: Дальнаука, 1995, 204 с.

4. **Шмураева Л.Я.** Проблемы генезиса и формационных классификаций комплексных платиносодержащих месторождений, ассоциированных с углеродистыми толщами //Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов Матер. Всерос. Симп. М., 2002, с.89-93.

5. **Shmurayeva L.Ya.** Paragenetic relations between the tectonogenous alkaline-carbonate metasomatites and deep basitic sourse // The 29-th IGC. Abstracts. Kyoto, Japan, 1992, v.3-3, p.887-888.

Лампроито-лампрофировые и монцонитоидные комплексы поперечных интрузивно-дайковых поясов Карело-Кольского и Сетте-Дабанского регионов

Г.К. Шнай, З.А. Бурцева

Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный горный институт(Технический университет), shnayvmo@AS13854.spb.edu.

Интрузивно-дайковые пояса в Карело-Кольском и Сетте-Дабанском регионах образованы интрузивными телами монцонитоидных комплексов и роями даек разного состава и возраста, среди которых в последнее время все больше выявляется даек лампроитов и повышенной щелочности лампрофиров, перспективных на ряд полезных ископаемых (алмазы, платина, золото).

Интрузивно-дайковые пояса обнаруживают сопряженность с глубинными разломами, поперечными к направлению основных структур региона и с параллельными этим структурам глубинными разломами более раннего заложения. В Карело-Кольском регионе поперечные интрузивно-дайковые пояса выделены как структурно-металлогенические зоны [2]. Формирование магматических комплексов происходило в условиях рифтогенного режима в рифее в Карело-Кольком регионе [1] и в позднем мезозое в Сеттте-Дабанском регионе. Им предшествовали внедрения даек основного состава с уже наметившейся тенденцией к увеличению щелочности расплавов [3].

Монцонитоидные комплексы включают мелкие тела монцонит-сиенитового и более крупные гранитоидного составов. Монцонит-сиенитовые комплексы состоят из более ранних монцонитов, сменяющихся щелочноземельными сиенитами и их дериватами (сиенит-порфирами и сиенит-аплитами). Монцонитоидные гранитоиды относятся к граносиенит-гранитовым комплексам и включают в себя граносиениты, граниты и дериваты последних в виде гранит-порфиров и аплитов. В самостоятельные комплексы выделены дайковые образования высокощелочных лампроитов и повышенной щелочности лампрофиров.

Породы монцонит-сиенитовых комплексов отличаются субвулканическим обликом, «пестрым» составом из-за обилия в них шлиров и ксенолитов. В их составе отмечается присутствие псевдолейцита, переменное количество порфировидных вкрапленников полевых шпатов; по мере преобладания среди последних плагиоклаза сиениты постепенно переходят в монцодиориты. В монцонитоидных комплексах калишпат-ортоклаз слагает до 50% мелкозернистой части породы. Плагиоклаз ритмично зональный (до 8-10 зон), ядро имеет основной №№ 65-55, краевая зона кислый №№ 28-20 состав, зональность реккурентная. Довольно крупные зерна образует апатит, сфен наблюдается в окружении рудного минерала. Для монцонитоидных комплексов наиболее характерны структуры антирапакиви. В химическом составе минералов обращают на себя внимание высокие содержания (до 20 мас.%) натровой составляющей в гомогенном ортоклазе, примеси в нем Ca, Mg, Mn, незначительная примесь ортоклазовой составляющей (2-4 мас.%) и Fe в плагиоклазе, преимущественно диопсидовый состав пироксена с пониженной железистостью в центральном ядре и равной железистости породы в краевой части. Железистость амфибола соответствует таковой породы. В составе магнетита не обнаружен титан, в примесях Mg и Mn. Химические составы минералов отражают физико-химические условия формирования пород при повышенном потенциале кислорода, обогащенности расплава железом и щелочами, при пониженном парциальном давлении воды, что способствовало образованию калишпата с высоким содержанием натрия, первичного титано-магнетита. Повышенное содержание кальция в расплаве нашло отражение в нормативном составе породы(волластонит рассчитывается как в самой породе, так и в составе пироксена).При отсутствии нормативного оливина и кварца рассчитаны ортоклаз, альбит, анортит, нефелин, ильменит, магнетит; состав плагиоклаза близок к усредненному составу модального плагиоклаза.

Лампроит-лампрофировые породы образуют самостоятельные дайковые комплексы, один из которых включает высокощелочные лампроиты ультраосновного и основного составов, другой – повышенной щелочности лампрофиры: минетты, спессартиты, вогезиты. Лампроиты состоят из типовых для них минералов характерной парагенетической ассоциации: оливин-флогопит-диопсид-лейцит-ортоклаз-калиевый рихтерит-титаномагнетит (ильменит, магнетит). В составе гидроксильной группы в флогопите и в амфиболе существенную роль играет фтор.

Нормативный состав рассчитывается на ортоклаз, лейцит, нефелин, акмит, диопсид, форстерит, магнетит, ильменит, гематит. В лампрофирах существенную роль в нормативном составе играют кварц, ортоклаз, альбит, энстатит-ферросилитовая составляющая в диопсиде и ромбическом пироксене, магнетит, ильменит; номер плагиоклаза близок к модальному.

Петрохимические особенности пород, выявленные методами математической статистики с применением факторного и дискриминантного анализов и известных петрохимических диаграмм, позволяют отнести лампроиты к высокощелочным и высокомагнезиальным породам, близким к алмазоносным лампроитам Западной Австралии. Лампрофиры повышенной щелочности вместе с монцонитодными комплексами относятся к калишпат-лейцитсодержащим породам, при этом дайковые породы обнаруживают наибольшую близость с вулканическими породами шошонит- латитовых серий. На компонентных диаграммах I-II и I-III факторов каждый из выделенных комплексов занимает свое самостоятельное положение, образуя вытянутые эллипсы с сильными внутренними связями элементов. Четко проявлен антагонизм между элементами фемафильной и фельсифильной групп. В последнюю вошли Si, Na, K и Al, обнаруживающий сильную корреляционную связь с Na. Пара Na-Al предполагает гибридную природу исходных щелочных расплавов при существенной роли мантийного материала, что отражено в соотношении изотопов стронция в лампроитах, равном 0,7094, а также в составе глубинных включений в лампрофирах и геохимической типизации изученных пород.

Глубинные включения представлены монокристаллами граната пиропового ряда ярко-оранжевого, оранжевого и ярко-розового цвета, оливина, амфибола и парагенезисами: оливин-гранат-хромшпинелид, оливин-гранат-клинопироксен-амфибол, оливин-клинопироксен, клинопироксен-амфибол. В парагенезисе с оливином хромшпинелид преобразован в хромистый апохромшпинелевый магнетит с содержанием Cr_2O_3 до 27 мас.% и хромсодержащий магнетит (Cr_2O_3 до 1 мас.%), что отличает его от дисперсных магнетитов, образующихся при серпентинизации оливина. Пироксен включений относится к натрий-хромсодержащим диопсидам и наиболее близок по составу к клинопироксенам из лерцолитовых включений в кимберлитах Лесото. Амфибол соответствует высокомагнезиальной повышенной щелочнометалльности, умеренно титанистой, хромистой чермакитовой роговой обманке. Составы глубинных включений аналогичны встреченным в алмазах, в алмазоносных эклогитах, перидотитах и пироксенитах из лампроитов Западной Австралии, в кимберлитах Якутии, Южной Африки, рассматриваемым как тугоплавкие реститы верхней мантии.

Геохимическая типизация пород (на основе классификации Ю.Г.Щербакова) в монцонитоидных комплексах проявлена специализацией на фемафильную группу гетерофилов, при этом в граносиенит-гранитовых комплексах установлены равные соотношения малоподвижных (Cr,Ni) и подвижных гетерофилов, а в монцонит-сиенитовых комплексах ведущая роль принадлежит подвижным гетерофилам (Cu, Zn, Co, Au, Ag). Разновозрастные лампроиты алмазоносного типа обнаруживают устойчивую геохимическую типизацию на группу сиалических подвижных оксифилов (Ba, Sr, TR, Li), что сильно отличает их от геохимического профиля «вмещающей рамы». Лампрофировые комплексы специализированы на фемафильную группу малоподвижных гетерофилов (Cr, Ni, Pt) при существенной «избыточности» платины. Изменение геохимической специализации сопровождается появлением геохимического барьера в зонах оруденения. Эта особенность позволяет использовать ее в качестве одного из ведущих факторов при прогнозировании территорий на благороднометалльное оруденение.

Литература

1. Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003, 520 с.

2. **Попов В.Е., Бурцева З.А., Шурупова Р.И.** Тектоно-петрологические критерии рудоносности ультрабазит-мафитовых комплексов Карело-Кольского региона.//В кн.: Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты.АН Кар.ССР, 1985, с. 22-33.

3. **Соболев А.Е., Шнай Г.К.** Пермо-триасовые мафиты Сетте-Дабана.// Докл.АН, 1995, т.342, № 4, с. 519-521.

Двуслюдяные граниты Беломорского пояса

Т.Ф. Щербакова

Москва, Геологический институт РАН

Двуслюдяные граниты довольно широко развиты в пределах Беломорского подвижного пояса. Характерна приуроченность этих пород к глиноземистым – кианит-гранат-биотитовым и гранат-биотитовым плагиогнейсам и образованным по ним мигматитам. Важная черта двуслюдяных гранитов – их небольшие размеры, а также их форма в виде маломощных прожилков, прослоев максимальной ширины 50-100 м и длиной до 1 км и реже - неправильных тел. Детально двуслюдяные граниты изучены на двух участках: г. Риколатва и г. Небло площадью около 7 км^2 каждый в пределах северо-западного Беломорья. Названные территории сложены мигматизированными кианит-гранат-биотитовым (г. Небло) и гранат-биотитовыми (г. Риколатва) плагиогнейсами архейского возраста, смятыми в куполовидные складки. При этом двуслюдяные граниты также участвуют в складчатости. Обращает внимание, что породы, слагающие Риколатвинскую складку, испытали неоднократные деформации, вследствие чего имеют сложные тектонические взаимоотношения. Особенно это касается ее юго-восточной части, где гранат-биотитовые плагиогнейсы разбиты на многочисленные блоки, глыбы, тонкие выклинивающиеся пласты и линзы, между которыми располагаются двуслюдяные породы [5]. Мелкозернистые аплитовидные граниты на этом участке образуют тела неправильной формы с неровными ограничениями наибольшего размера 250х120 м^2. Контакты этих тел секут сланце-ватость гранат-биотитовых плагиогнейсов. На территории г. Небло двуслюдяные граниты в большинстве представлены пластообразными быстро выклиниваю-щимися образованиями или небольшими телами разнообразной формы и размера среди плагиогнейсов. Контакты их с вмещающими породами и резкие, и постепенные.

Двуслюдяные граниты – очень светлые серые или розовато-серые породы. Уже в обнажениях по структурно-текстурным особенностям и количеству слюд среди них выделяется несколько разновидностей: 1) среднезернистые (2 мм) гнейсо-граниты с отчетливо сланцеватой текстурой; 2) средне,- мелкозернистые (1-2 мм) неотчетливо сланцеватые граниты; 3) мелкозер-нистые (~1мм) массивные граниты аплитовидного облика; 4) средне,- крупнозернистые (3-5 мм) граниты-ортотектиты. Последние являются наиболее лейкократовыми (до 5 % слюд) среди всех разновидностей двуслюдяных гранитов. Наиболее характерная форма ортотектитов - небольшие линзы размером в среднем около 20х7 см^2, располагающихся часто кулисообразно в виде одной или двух систем трещиноватости. На участке г. Риколатва преобладающими являются сланцеватые гнейсо-граниты. Они содержат самое высокое среди всех разновидностей гранитов количество биотита и мусковита, до 22%. На площади г. Небло наиболее распространены средне,- мелкозернистые и мелкозернистые граниты аплитовидного облика.

Под микроскопом средне,- крупнозернистые граниты (ортотектиты) обладают гранитными структурами. Для других разновидностей двуслюдяных пород наиболее обычными являются лепидогранобластовые, гранобластовые структуры с участками гранитных в мелкозернистых гранитах аплитовидного облика. Парагенезис минералов всех разновидностей двуслюдяных гранитов одинаков и представлен ассоциацией: Пл+Кв+Ми+Би+Му±Мт. При этом микроклин образуется по плагиоклазу, а мусковит – по биотиту. В шлифах прослеживаются все стадии этого развития от начальных с коррозионными отношениями между минералами, до полных псевдоморфоз, где и мусковит и микроклин имеют ровные ограничения. Но даже идиоморфные мусковитовые пластинки нередко содержат небольшие неправильной формы реликты «старого» биотита или буроватые агрегаты эпидот-цоизита вдоль трещин спайности этого минерала. При развитии микроклина по плагиоклазу во всех разновидностях пород наблюдаются антипертиты в виде «островков» микроклина среди плагиоклазовых зерен, зерна, наполовину сложенные микроклином, наполовину – плагиоклазом, микроклиновые таблицы, содержащие реликты зерен плагиоклаза. Иногда микроклин выполняет тонкие прожилки, секущие зерна плагиоклаза или занимает промежутки между крупными его кристаллами. Вместе с тем присутствуют выделения микроклина тонкопертитового сложения, что более свойственно

для мелкозернистых гранитов или ортотектитов. Спорадически в двуслюдяных гранитах встречается малиновый гранат и серый или голубой кианит, которые являются реликтовыми. Характерные акцессорные минералы двуслюдяных гранитов – апатит, циркон, гранат, кианит, ортит.

По химическому составу и петрохимическим параметрам все разновидности двуслюдяных гранитов обоих участков относятся к ряду высокоглиноземистых субщелочных и лейкократовых субщелочных гранитоидов. Для них характерны близкие и умеренные содержания Na_2O и значительные K_2O. По сравнению с их субстратом, гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами двуслюдяные граниты обеднены титаном, железом, кальцием и магнием. Особенно понижено содержание этих элементов в ортотектитах. Летучими компонен-тами (H_2O, CO_2) и P_2O_5 наиболее обогащены сланцеватые гнейсо-граниты, являющиеся метасо-матическими образованиями по глиноземистым плагиогнейсам. Все разновидности двуслюдяных гранитов обеих территорий обеднены такими характерными литофильными элементами, как литий, бериллий, цирконий, цезий, количество которых в них в 1,5-2, а для циркония в 5-7 раз ниже кларка для гранитов литосферы. Граниты г. Небло также резко обеднены рубидием, но они значительно богаче стронцием (до 500 г/т) и особенно – барием (до 2000 г /т) и по сравнению с кларками для гранитов и в сравнении с гранитами г. Риколатва. По уровням содержания РЗЭ и особенностям поведения в них европия рассматриваемые граниты делятся на два типа. Мелкозернистые граниты аплитовидного облика и мелко,- среднезернистые граниты (первый тип) обладают распределением РЗЭ, характерным для архейских гранитоидов с четко выраженным европиевым минимумом, отличаясь от последних пониженными содержаниями как легких, так и тяжелых элементов. Иным, плавным характером графика, где отсутствует европиевая аномалия, обладают ортотектиты (второй тип), для которых свойственно обеднение и тяжелыми, и особенно легкими РЗЭ по сравнению с гранитами первого типа.

Таким образом, по совокупности геологических взаимоотношений пород, их минералов в шлифах и геохимических параметров удалось установить, что сланцеватые гнейсо-граниты с высоким (до 22%) содержанием слюд и средне,- мелкозернистые граниты являются мета-соматическими образованиями, а возникновение мелкозернистых гранитов аплитовидного облика и ортотектитов связано с генерацией магмы в локальных очагах плавления, появление которых вызвано изменением PT-параметров, связанным, с неоднократными тектоническими деформациями пород. Составы этих гранитов являются анхиэвтектическими, а ортотектиты несут еще и следы наложенного интенсивного калиевого метасоматоза (до 8% K_2O). Образование гранитов трех петрографических разновидностей: сланцеватых гнейсо-гранитов, средне,- мелкозернистых гранитов и мелкозернистых гранитов аплитовидного облика связано с архейско-протерозойской гранитизацией [4] и происходило ранее возраста 2,45 млрд. лет, поскольку наблюдалось пересечение этих гранитов основными породами, относящимися к известной гипербазит-анортозит-габброидной формации. Ортотектиты представляют собой маломощные, но многочисленные тела, приуроченные к определенным зонам трещиноватости. Они обладают рядом характерных признаков, позволяющих рассматривать их отдельно от других разновидностей двуслюдяных гранитов. В них мало слюд (не более 5%) и много (до 60%) микроклина. Они практически не содержат титана, закисного железа и имеют высокую (до 100%) степень окисленности железа. Они обладают аномально низкими – «базальтовыми» содержа-ниями циркония и редких земель по сравнению с другими петрографическими разновидностями гранитов. Совокупность приведенных особенностей позволяет отнести ортотектиты к особому типу. Крупнозернистое сложение ортотектитов с участками пегматоидного строения, розоватый цвет пород делает их похожими на пегматиты. Пересечений ортотектитов основными породами не наблюдалось. Вероятно ортотектиты знаменуют собой начало пегматитообразования и их можно рассматривать как «прообразы» пегматитов. В литературе есть сведения [3], что ортотектитовые жилы р-на Ёны Беломорского региона являются позднесвекофеннскими образованиями. В этом случае возраст описанных ортотектитов вероятно может быть сопоставлен с возрастом пегматитовых жил г. Риколатва (1820 млн. лет) [2], где ортотектиты пользуются большим распространением.

Сравнение двуслюдяных гранитов г. Риколатва и г. Небло показало, что породы обеих купольных структур сходны по набору петрографических разновидностей, химическому составу, петрохимическому типу, являясь субщелочными гранитоидами. Вместе с тем двуслюдяные граниты г. Небло обладают рядом особенностей, свидетельствующих об иных условиях их образования по сравнению с гранитами г. Риколатва. Граниты г. Небло характеризуются высокой общей железистостью (до 100%), практически не содержат магния и марганца в них больше натрия и меньше калия (3-4% против 2-3% и 4% против 6% соответственно). Составы ряда их разновидностей являются эвтектическими в то время как одноименные породы г. Риколатва являются анхиэвтектическими. Еще более различаются сравниваемые породы по содержанию ряда литофильных элементов-примесей. Так граниты г. Небло обогащены барием (до 2000 г/т) и стронцием (до 500 г/т) в то время как в подобных разновидностях г. Риколатва концентрации этих компонентов не достигают и кларка, свойственного гранитам литосферы. В то же время граниты г. Небло резко (в 3-10 раз ниже кларка) обеднены рубидием и особенно – литием. Согласно [1] обстановка образования рассмотренных гранитов обеих территорий отвечает синколлизионной, однако приведенные петро-, геохимические различия гранитов г. Небло и г. Риколатва свидетельствуют о разных PT-параметрах их образования.

Литература

1. **Batchelor R.A., Bowden P.** Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // American Geology. 1985, v. 48, p. 43-58.

2. **Воронинский С.Н., Овчинникова Л.В., Овчинников Л.Н., и др.** Радиогеохронология гранитных пегматитов Карело-Кольского региона // Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М: Наука, 1981, с.64-80.

3. **Гродницкий Л.Л., Сибелов О.С.** Позднесвекофеннский этап регионального метаморфизма, метасоматоза, пегматито- и рудообразования территории Карелии и ЮЗ части Кольского п-ва // Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1995, ч.124, №3, с.26-32.

4. **Кордани У.Г., Щербакова Т.Ф., Кавашита К.** Rb-Sr возраст амфиболитов и образованных по ним мигматитов Беломорского пояса Балтийского щита // ДАН СССР. 1989. т. 305, № 1, с. 176-178.

5. **Куклей Л.Н.** О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Риколатвинской складки // Геотектоника. 1968, № 5, с. 25-37.

СОДЕРЖАНИЕ

Абдрахманов К.А., Арыстанов К.А. Рудоносные магмоформации и нетрадиционные модели их формирования..... 7

Абдрахманов М.К., Абдрахманова А.К. Абдрахманов К.А. Рудомагмоформационная специализация пограничных глубинных зон на стыке платформа—океан, океан—континент, континент—континент 10

Абрамов Б.Н. Особенности распределения благородных металлов в вулканогенно-осадочных и ультрамафит-мафитовых комплексах пород Муйской зоны (Северное Забайкалье) 13

Аксюк А.М., Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Конышев А.А. Оценки концентраций фтора и кремнезема во флюиде при грейзенизации на примере месторождения Акчатау 16

Алтухов Е.Н. Щелочно-гранитный магматизм и его рудоносность 19

Алфимова Н.А. Геологическое строение и стратиграфическая последовательность пород нижнего протерозоя западной части Паанаярвинской структуры (С.Карелия) 21

Аникина Е.В., Русин И.А., Пушкарев Е.В., Кнауф В.В., Заккарини Ф., Гарути Дж., Берсенев С.Я. Золото-палладиевое оруденение в мафит-ультрамафитах Волковс-кого габбро-диоритового массива (Средний Урал) 24

Анкушева Н.Н., Зайков В.В., Юминов А.М., Новоселов К.А. Вулканизм и рудная минерализация на южном фланге Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Южный Урал) 27

Арзамасцев А.А. Роль докембрийских плюм-литосферных процессов в образовании палеозойской Кольской щелочной провинции 30

Арзамасцева Л.В., Арзамасцев А.А. Микроэлементы в минералах и породах Кольской щелочной провинции как петрогенетические индикаторы эволюции интрузивных серий 32

Астафьев О.В., Крылов Р.А., Таныгин И.А. Комплексная петрографическая характеристика нефтегазоносных горных пород баренцевоморского платформенного шельфа .. 34

Балаганский В.В., Беляев О.А. Золотоносные сдвиговые зоны в раннем докембрии Кольского полуострова: прогноз и первые результаты 37

Балаганский В.В., Каулина Т.В., Кислицын Р.В. Колвицкий меланж и Умбинский террейн как новый тип структур палеопротерозоя северо-востока Балтийского щита ... 39

Баянова Т.Б. Геохронология и длительность процессов магматизма Кольской части Балтийского щита 42

Беляев О.А., Петров В.П. Метаморфическая история северо-восточной части Балтийского щита 45

Бескин С.М., Марин Ю.Б. Типизация редкометалльных гранитов и прогноз редкометалльного оруденения 47

Богина М.М., Злобин В.Л., Слабунов А.И., Каулина Т.В. Геохимические особенности и U-Pb возраст позднеархейской Вокшозерской зеленокаменной структуры, Северная Карелия 49

Борисовский С.Е., Ларионова Ю.О., Самсонов А.В. Эволюция строения и состава цирконов как отражение дифференциации диорит-гранодиоритового массива Таловейс, западная Карелия..... 52

Ботряков Г.В., Нужнов С.В., Стриха В.Е. Коллизионная природа петро- и геохимической зональности Становой и Умлекано- Огоджинской вулкано-плутонических зон (Среднее Приамурье) и закономерности размещения связанного с ними оруденения..... 55

Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В Петролого-геохимические свидетельства непарагенности сопряженных слоев в ритмическом переслаивании киваккского типа .. 58

Венцловайте Е.И., Костина Р.И. Особенности генезиса некоторых брекчиевидных пород рудных полей колчеданно-полиметаллических месторождений 61

Виноградова Н.П., Мележик В.А, Наумов М.В., Лютоев В.П. Генетическая природа метабазитов фундамента Печенгской структуры 63

Володькова Т.В. Магматизм рудных полей Хабаровского края и распределение отношений естественных радиоактивных элементов 66

Волошина З.М., Каржавин В.К., Петров В.П., Базай А.В. Метаморфизм и его проявления в породах Панского интрузивного комплекса 69

Воронич Т.М. Условия образования крупного литиевого (фтор-редкощелочного) месторождения в связи с щелочно-базальтовым магматизмом 72

Гавриленко Б.В., Баянова Т.Б., Скуфьин П.К. Геология и абсолютный возраст раннепротерозойской Панареченской структуры (Кольский полуостров) 74

Галимзянова Р.М. Геология и рудоносность массивов базит-гипербазитов юго-востока Кольского полуострова 77

Галкин Н.Н., Гавриленко Б.В. Локализация золота в породах северо-западной части зоны Колмозеро-Воронья 80

Голубев А.И. Вулкано-плутонизм и рудоносность раннего протерозоя Карелии 83

Гора М.П. Особенности состава слюд как показатель эволюции флюидного режима формирования малосульфидного типа оруденения в интрузивах норильского типа 86

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. Структурно-вещественная самоорганизация Хибинского массива 89

Гусев Н.И., Гусев А.И. Петрология и рудоносность анорогенных гранитоидов юга Сибири и Монголии 92

Гусева Н.С. О составе источника лампрофиров Панозерского комплекса (Центральная Карелия) 95

Даценко В.М. Раннепалеозойская рудно-магматическая зональность в палеоструктурах Алтае-Саянской области 97

Дэйли Дж.С., Балаганский В.В., Уайтхаус М. Палеопротерозойские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы северной Фенноскандии и их геотек-тоническое значение 100

Додин Д.А., Додина Т.С., Дюжиков О.А. Магматизм и месторождения-гиганты (на примере Норильско-Талнахского рудного уникума) 103

Додина Т.С., Додин Д.А. Породно-ресурсные ансамбли Российского Севера 106

Евсеева К.А., Красивская И.С., Чистяков А.В. Минералогия и геохимия уникально свежих бонинитоподобных палеопротерозойских вулканитов Ветреного Пояса, Карелия .. 107

Емец А.В., Загнитко В.Н. Месторождение Жиричи (Западная Украина): геологическая позиция и минеральный состав рудных тел 110

Жиров Д.В., Лащук В.В. Декоративная гамма облицовочных и поделочных пород и минералов Кольского региона 113

Зайцев В.А., Когарко Л.Н. Вариации состава акцессорного лампрофиллита в породах Ловозерского щелочного массива 117

Злобин В.Л., Богина М.М., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Минц М.В. Палеопротерозойские фельзические вулканиты Лехтинской структуры (Центральная Карелия) .. 120

Зозуля Д.Р. Петролого-геодинамическая модель образования анортозит-щелочно-гранитного комплекса Кейв, Кольский полуостров 123

Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М. Полосчатая железорудная формация как продукт самоорганизации архейской тектоносферы 125

Каржавин В.К., Волошина З.М., Петров В.П., Федотов Ж.А., Базай А.В. Коронитовые структуры дайковых пород восточного обрамления Печенгской структуры, Кольский полуостров 128

Карпов С.М. К вопросу об образовании расслоенных горизонтов и ЭПГ-оруденения . 131

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Изотопные провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса и их рудоносность..... 133

Ковальский А.М., Сук Н.И., Котельников А.Р., Шаповалов Ю.Б. Минералогия Тикшеозерского щелочного массива (Северная Карелия) и оценка условий его формирования по данным изучения минеральных парагенезисов 136

Конев А.А., Конева А.А. , Карташов П.М. Жильный комплекс в системе Бираинской карбонатитовой дайки (Восточная Сибирь)……. 138

Коптев-Дворников Е.В., Бычкова Я.В. Многослойно-суспензионная гипотеза формирования ритмичности и малосульфидной ЭПГ минерализации в мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивах 140

Король Н.Е. Метаморфическая эволюция гранулит–эндербит–чарнокитовых комплексов Карелии и Центральной Финляндии 143

Корпечков Д.И., Козловский В.М. Метасоматические процессы в породах Беломорского комплекса 146

Костин В.А. Фиксированные горячие точки мантии и их роль в геодинамике и металлогении восточной части Балтийского щита 149

Красивская И.С., Шарков Е.В. Крупная раннепалеопротерозойская Балтийская изверженная провинция: строение магматических систем 151

Кривдик С.Г. Минерагения щелочных пород Украинского щита 154

Кулешевич Л.В. Эндогенные режимы формирования золотого оруденения Карелии .. 156

Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В. Коматиит-базальтовая система раннего палеопротерозоя Юго-Востока Фенноскандии: тектоно-магматическая модель. 158

Кустарникова А.А., Сидорова И.П. Магматизм в геологическом развитии Центрально-Кызылкумского Рудно-Магматического Концентра 161

Кущ Л.В., Собаченко В.Н. Проблемы генезиса бериллийсодержащих метасоматитов в зонах региональных разломов юга Сибирской платформы 162

Ларионова Ю.О., Носова А.А., Петрова А.Ю., Самсонов А.В. Палеопротерозойский (1.7 млрд. лет) возраст золоторудного месторождения Таловейс, Костомукшская структура, западная Карелия: Rb-Sr изотопно-геохронологические данные 165

Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю., Алапиети Т.Т. Платиноносные рифы как феномен in situ кристаллизации на примере габброноритового тела Надежда, расслоенного интрузива Луккулайсваара, Фенноскандинавский щит 167

Лобач-Жученко С.Б., Коваленко А.В., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Гусева Н.С. Архейские санукитоиды Балтийского щита – продукты плавления обогащенной мантии? .. 168

Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Егорова Ю.С. Архейские лампроиты Панозерского комплекса Центральной Карелии: геологическое положение и состав 171

Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф. Экстракция рудных элементов цинка и свинца водно-хлоридными флюидами в процессе дегазации гранитных магм 173

Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Бериллиевые месторождения Западного Забайкалья их геохимические особенности и связь с щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса 176

Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Гора М.П., Титов А.Т. Генетические особенности сульфидных и оксидных руд, сопряженных с интрузивными траппами юго-запада Сибирской платформы..... 178

Малышев А.И. Роль серного перехвата в образовании сульфидных руд магматических месторождений Кольского полуострова 181

Матреничев В.А., Вревский А.Б., Алфимова Н.А. Субщелочные вулканиты сортавальской серии 184

Мачулина С.А., Разинькова А.И., Олейник Е.П. Палеозойский магматизм и рудоносность черносланцевых толщ зоны сочленения Складчатого Донбасса и Приазовского кристаллического массива 186

Мелконян Р.Л., Акопян М.С. Некоторые аспекты взаимосвязи магматизма и рудообразования в свете изотопных данных (на примере Армении) 189

Митрофанов Ф.П., Нерадовский Ю.Н., Субботин В.В., Рундквист Т.В., Карпов С.М., Габов Д.В., Корчагин А.У., Припачкин П.В. Рудовмещающие породы и видовое разнообразие минералов ЭПГ в интрузивных комплексах Кольского региона 192

Михайлов И.Г., Сурин Т.Н. Палеозойский магматизм и коренная золотоносность Гумбейской зоны (Южный Урал) 194

Михайлова Ю.В., Кустарникова А.А., Мансуров М.М. Роль магматизма в формировании золоторудных месторождений кызылкумского типа (Западный Узбекистан) .. 197

Мокрушин А.В., Смолькин В.Ф. Особенности состава хромитового оруденения в интрузиях базит-ультрабазитов раннего протерозоя Балтийского щита 200

Наумов М.В., Кузьмин В.К. Ондомозерский расслоенный интрузив (Кольский полуостров) 203

Нерович Л.И., Каулина Т.В., Зозуля Д.Р., Деленицин А.А., Жавков В.А. Результаты комплексного исследования полиметаморфических анортозитов Лапландского гранулитового пояса: от петрографии к изотопным методам 206

Нивин В.А. Газовые компоненты в агпаитовых нефелин-сиенитовых комплексах как индикаторы условий петро- и рудогенеза 209

Ниткина Е.А., Вурсий Г.Л., Жавков В.А., Баянова Т.Б. Изотопное U-Pb датирование цирконов из безрудных и рудных пород платинометалльного Федорово-Панского массива.. 212

Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Костоянов А.И. Петрологические аспекты генезиса хромитовой минерализации в ультрамафитах различной формационной принадлежности 214

Панеях Н.А., Зотов И.А. Генетическое значение парагенезисов платиновых металлов в сульфидных и хромитовых рудах..... 217

Перевозчиков Б.В. Связь хромитового рудогенеза с петрогенезом офиолитовых ультрабазитов (на примере Урала) 220

Петровская Л.С., Петровский М.Н., Базай А.В. Метаморфизм гнейсов кольской серии района Полнек-Тундры (Центрально-Кольский блок) 223

Петровский М.Н., Петровская Л.С., Базай А.В. Геология и петрология Панэяврского массива монцонитов и субщелочных альбитовых сиенитов-граносиенитов (Мурманский блок) 226

Прокофьев В.Ю., Борисенко А.С., Боровиков А.А., Кононов О.В. Состав высокотемпературных хлоридных рассолов: исследование флюидных включений во флюорите месторождения Тырныауз (Северный Кавказ) 229

Пчелинцева Н.Ф., Коптев-Дворников Е.В. Хром – индикатор процессов становления Киваккского расслоенного интрузива 232

Рундквист Т.В., Иванов С.В., Припачкин П.В., Архиреева А.С. Расслоенный комплекс пород Восточно-Панского раннепротерозой-ского мафитового массива (Кольский полуостров): новые данные 234

Рязанцева М.Д. Внутриплитный палеозойский магматизм и рудоносность южной части Ханкайского массива (Приморье) 237

Савельева Г.Н. Хромиты Полярного Урала 240

Светов С.А., Ронкин Ю.Л., Хухма Х., Светова А.И., Назарова Т.Н. Мезоархейские адакиты Центрально-Карельского террейна: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования 243

Серов П.А., Вурсий Г.Л., Баянова Т.Б. Новые Sm-Nd изотопно-геохронологические данные для пород расслоенной платиноносной Федорово-Панской интрузии (Кольский полуостров) 245

Скуфьин П.К. Дайки эруптивных брекчий в древних вулканических аппаратах Печенгской структуры (Кольский полуостров) 248

Смолькин В.Ф. Расслоенные интрузии базит-ультрабазитов раннего протерозоя Балтийского щита: достижения и проблемы 251

Соколов С.В., Давыдов П.С., Орлов В.Н., Борисов А.Е. Породы и руды месторождения Юго-Восточная Гремяха (Кольский полуостров) 254

Степаненко Н.И., Панкратова Н.Л. Танталоносные щелочные метасоматиты в докембрийских толщах Казахстана 257

Терехов Е.Н. Природа положительной европиевой аномалии в кислых породах восточной части Балтийского щита 259

Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С. Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов–габброноритов о-ва Избная Луда (Западное Беломорье) 262

Ходоревская Л.И., Кориковский С.П. Контактово-реакционное взаимодействие гнейсо-гранитов и коронарных метагаббро в беломорском комплексе – пример гранитизации метабазитов (Кандалакшская губа, о. Горелый) 264

Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Прибавкин С.В. Доордовикский магматизм и металлогения Зюраткульской рифтогенной структуры (Южный Урал) 268

Цыдыпов Ж.Н. Рудная минерализация Урбиканского комплекса 270

Чистяков А.В. Распределение РЗЭ как источник информации о формировании крупных расслоенных плутонов (на примере Мончегорского и Бураковского массивов, Балтийский щит, Россия) 273

Чистякова С.Ю., Латыпов Р.М., Алапиети Т.Т. Макроритмическая дунит-гарцбургит-пироксенитовая расслоенность в ультрамафическом интрузиве Падос-тундра, Кольский п-ов, Россия 276

Шаламов И.В., Черкасов Г.Н., Сержантова Е.А. Особенности мезозойской бокситоносности Приенисейского Приангарья Сибири..... 278

Шевко А.Я. Минералого-петрографические особенности обогащенных сульфидами платиноносных горизонтов Южно-Пясинской интрузии (северо-запад Сибирской платформы) 281

Шмураева Л.Я. Обусловленность комплексного U-V-PGE оруденения приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов мантийным источником 284

Шнай Г.К., Бурцева З.А. Лампроито-лампрофировые и монцонитоидные комплексы поперечных интрузивно-дайковых поясов Карело-Кольского и Сетте-Дабанского регионов 287

Щербакова Т.Ф. Двуслюдяные граниты Беломорского пояса 289

CONTENTS

Abdrakhmanov K.A., Arystanov K.A. Ore-bearing magma formations and unconventional origin models……..... 7

Abdralhmanov M.K., Abdralhmanova A.K., Abdralhmanov K.A. Ore-magma-formational specialization of border deep zones at the platform-ocean, ocean-continent, and continent-continent interfaces…..…..... 10

Abramov B.N. Specific distribution of noble metals in volcano-sedimentary and mafic-ultramafic rock complexes of the Muyskaya zone (Northern Transbaikalia)……..... 13

Aksyuk A.M., Zaraisky G.P., Shapovalov Yu.B., Konyshev A.A. Estimates of fluorine and silica concentration in the fluid during greisenization by the example of the Akchatau deposit……..... 16

Altukhov E.N. Granite-alkaline magmatism and its ore content……..... 19

Alfimova N.A. Geological structure and stratigraphic succession of the Lower Proterozoic rocks in the western part of the Paanayarvi structure (Northern Karelia)……..... 21

Anikina E.V., Rusin I.A., Pushkarev E.V., Knauf V.V., Zakkarini F., Garuti J., Bersenev S.Ya. Au-Pd ore in the mafic-ultramafic rocks of the Volkovsky gabbro-diorite massif (Middle Urals)……..... 24

Ankusheva N.N., Zaikov V.V., Yuminov A.M., Novoselov K.A. Volcanism and ore at the southern flank of the East-Magnitogorsk paleo-island arc (Southern Urals)…..... 27

Arzamastsev A.A. Role of the Precambrian plume-lithosphere processes in the formation of the Paleozoic Kola alkaline province……..... 30

Arzamastseva L.V., Arzamastsev A.A. Microelements in minerals and rocks of the Kola alkaline province as petrogenetic markers of intrusive series evolution……..... 32

Astafiev O.V., Krylov R.A., Tanygin I.A. Complex petrographic characteristics of Barents Sea platform shelf oil-and-gas-bearing rocks……... 34

Balagansky V.V., Belyaev O.A. Gold-bearing shear zones in the Early Precambrian on the Kola Peninsula: prediction and first results……..... 37

Balagansky V.V., Kaulina T.V., Kislitsyn R.V. Kolvitsa melange and Umba terrain as a new type of Paleozoic structures on the NE Baltic Shield…….…... 39

Bayanova T.B. Geochronology and duration of magmatism in the Kola part of the Baltic Shield ….. 42

Belyaev O.A., Petrov V.P. Metamorphism history of the NE Baltic Shield..... 45

Beskin S.M., Marin Yu.B. Typification of rare metal granites and prediction of rare metal mineralization…..... 47

Bogina M.M., Zlobin V.L., Slabunov A.I., Kaulina T.V. Geochemical features and U-Pb age of the Late Archean Vokshozero greenstone structure (Northern Karelia)……..... 49

Borisovsky S.E., Larionova Yu.O., Samsonov A.V. Evolution of zircon structure and composition as a reflection of differentiation of the Taloveis diorite-granodiorite massif (Western Karelia)……..... 52

Botryakov G.V., Nuzhnov S.V., Strikha V.E. Collision nature of petro- and geochemical zoning in the Stanovoy and Umlekano-Ogodzhinsky volcano-plutonic zones (Middle PriAmur area) and distribution mechanisms of associated mineralization..... 55

Bychkova Yu.V., Koptev-Dvornikov E.V. Petrologic-geochemical evidences of non-paragenous conjugate layers in Kivakka-type rhythmic alternation…….…... 58

Ventslovaite E.I., Kostina R.I. Genetic features of some brecciated rocks confined to the sulphur-polymetallic deposits……..... 61

Vinogradova N.P., Melezhik V.A., Naumov M.V., Lyutoev V.P. Genetic nature of the Pechenga structure basement metabasites……..... 63

Volodkova T.V. Magmatism of ore fields in Khabarovsk Krai and distribution of natural radioactive elements ratios……..... 66

Voloshina Z.M., Korzhavin V.K., Petrov V.P., Bazai A.V. Metamorphism in the rocks of the Pana intrusive complex……..... 69

Voronich T.M. Settings of large-scale lithium (fluorine-rare-alkaline) deposit in connection with alkaline-basalt magmatism……..... 72

Gavrilenko B.V., Bayanova T.B., Skuf'in P.K. Geology and absolute age of the Early Proterozoic Panarechka structure (Kola Peninsula)……..... 74

Galimzyanova R.M. Geology and ore content of mafic-ultramafic massifs in the south-east Kola Peninsula……..... 77

Galkin N.N., Gavrilenko B.V. Gold location in the rocks of the NW Kolmozero-Voronja zone……..... 80

Golubev A.I. Volcano-plutonism and ore content in the Early Proterozoic (Karelia)……..... 83

Gora M.P. Specific mica composition as an indicator of fluid regime evolution during the formation of low-sulphide ore in the Norilsk-type intrusions..... 86

Goryainov P.M., Ivalyuk G.Yu., Konopleva N.G., Pakhomovsky Ya.A., Yakovenchuk V.N. Structural-material self-organization of the Khibina massif……..... 89

Gusev N.I., Gusev A.I. Petrology and ore content of anorogen granitoids in South Siberia and Mongolia……..... 92

Guseva N.S. On the composition of lamprophyre source in the Panozero complex (Central Karelia)……..... 95

Datsenko V.M. Early Paleozoic ore-magmatic zoning in paleo-structures of Altai-Sayan region……..... 97

Daily J.S., Balagansky V.V., Whitehouse M. Paleoproterozoic tonalite-trondhjemite-granodiorite complexes in Northern Fennoscandia and their geotectonic importance..... 100

Dodin D.A., Dodina T.S., Dyuzhikov O.A. Magmatism and giant deposits (by the example of Norilsk-Talnakh unique ore deposit)……..... 103

Dodina T.S., Dodin D.A. Rock-reserve ensembles of Russian North……..... 106

Yevseev K.A., Krasivskaya I.S., Chistyakov A.V. Mineralogy and geochemistry of unique fresh boninite-like Paleoproterozoic Betreny Belt volcanics (Karelia)……... 107

Yemets A.V., Zagnitko V.N. Zhirichi deposit (West Ukraine): geological position and mineral composition of ore bodies……..... 110

Zhirov D.V., Laschuk V.V. Decorative spectrum of facing and commercial rocks and minerals on the Kola Peninsula……..... 113

Zaitsev V.A., Kogarko L.N. Compositional variations of accessory lamprophyllite in the rocks of the Lovozero alkaline massif……..... 117

Zlobin V.L., Bogina M.M., Kaulina T.V., Konilov A.N., Minz M.V. Paleoproterozoic felsitic volcanics of the Lekhtinskaya structure (Central Karelia)……... 120

Zozulya D.R. Petrological-geodynamic model of the Keivy anorthosite-alkaline-granite complex emplacement (Kola Peninsula)……..... 123

Ivanyuk G.Yu., Goryainov P.M. Banded Iron Formation as a product of the Archean tectonosphere self-organization……..... 125

Karzhavin V.K., Voloshina Z.M., Petrov V.P., Fedotov Zh.A., Basai A.V. Coronite structures of dike rocks in the eastern frame of the Pechenga structure, Kola Peninsula..... 128

Karpov S.M. To the problem of layered horizon and PGE mineralization origin…..…… 131

Konev A.A., Koneva A.A., Kartashov P.M. Vein complex in the szstem of teh Birainskaza carbonatite dike (East Siberia)…….. 133

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Salnikova E.B. Isotope provinces of the Central Asiatic fold belt and their ore content……..... 136

Kovalsky A.M., Suk N.I., Kotelnikov A.R., Shapovalov Yu.B. Mineralogy of the Tiksheozero alkaline massif (Northern Karelia) and settings reconstructed according to the mineral assemblage studies……..... 138

Koptev-Dvornikov E.V., Bychkova Ya.V. Multi-layer-suspension hypothesis of rhythmicity and low-sulphide PGE mineralization origin in mafic-ultramafic layered intrusions 140

Korol N.E. Metamorphic evolution of granulite-enderbite-charnockite complexes in Karelia and Central Finland……..... 143

Korpechkov D.I., Kozlovsky V.M. Metasomatic processes in the rocks of the Belomorian complex……..... 146

Kostin V.A. Fixed hot spots in the mantle and their role in geodynamics and metalogeny of the Eastern Baltic Shield……..... 149

Krasivskaya I.S., Sharkov E.V. Large-scale Early Paleoproterozoic Baltic igneous province: structure of magma systems……..... 151

Krivdik S.G. Mineragenesis of the Ukrainian Shield alkaline rocks……..... 154

Kuleshevich L.V. Endogenous regimes of gold ore origin in Karelia……..…….. 156

Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V. Komatiite-basalt system of the early Paleoproterozoic rocks in South-East Fennoscandia: tectono-magmatic model……..... 158

Kustarnikova A.A., Sidorova I.P. Magmatism in geological evolution of Central Kyzylkum Ore-Magmatic Concentre……..... 161

Kusch L.V., Sobachenko V.N. Problems of beryllium-containing metasomatic rock origin in the zones of regional fault in the south of the Siberian Platform……..…….... 162

Larionova Yu.O., Nosova A.A., Petrova A.Yu., Samsonov A.V. Paleoproterozoic (1.7 Ga) age of the Taloveis gold deposit, Kostomuksha structure, West Karelia: Rb-Sr isotope-geochronological data……..... 165

Latypov R.M., Chistyakova S.Yu., Alapieti T.T. PGE-bearing Reefs as a phenomenon of *in situ* crystallization by the example of the Nadezhda gabbronorite body (Lukkulaisvaara layered intrusion, Fennoscandian Shield)……..... 167

Lobach-Zhuchenko S.B., Kovalenko A.V., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Guseva N.S. Archean sanukitoids of the Baltic Shield: enriched mantle melting derivatives?..... 168

Lobach-Zhuchenko S.B., Guseva N.S., Yegorova Yu.S. Archean lamproites of the Pannozero comples (Central Karelia): geological setting and composition……..... 171

Lukanin O.A., Dernov-Pegarev V.F. Extraction of Zn and Pb ore elements by water-chloride fluids during granite magma degassing…….…… 173

Lykhin D.A., Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V. Beryllium deposits of Western Transbaikalia: geochemical features and relation to the alkaline granitoids of the Malokunalei complex……..... 176

Mazurov M.P., Vasiliev Yu.R., Gora M.P., Titov A.T. Genetic features of sulphide and oxide ores coupled with intrusive traps of SW Siberian Platform…..... 178

Malyshev A.I. Sulfur trapping in formation of sulphide ores in magmatic deposits of the Kola Peninsula……..... 181

Matrenichev V.A., Vrevsky A.B., Alfimova N.A. Subalkaline volcanics of the Sortavala Series……..... 184

Machulina S.A., Razinkova A.I., Oleinik E.P. Paleozoic magmatism and ore content of black schists at the junction of Fold Donbass and Priazov crystalline massifs..... 186

Melkonyan R.L., Akopyan M.S. Some aspects of magmatism and ore origin relation in light of isotope data (by the example of Armenia)……..... 189

Mitrofanov F.P., Neradovsky Yu.N., Subbotin V.V., Rundkvist T.V., Karpov S.M., Gabov D.V., Korchagin A.U., Pripachkin P.V. Ore-containing rocks and species diversity of PGMs in the intrusive complexes of the Kola Peninsula……..... 192

Mikhailov I.G., Surin T.N. Paleozoic magmatism and native gold content of Gumbei zone (South Urals)……..... 194

Mikhailov Yu.V., Kustarnikova A.A., Mansurov M.M. Magmatism effect on the formation of Kyzylkum-type auriferous deposits (West Uzbekistan)……... 197

Mokrushin A.V., Smolkin V.F. Features of chromite ore composition in the mafic-ultramafic Early Proterozoic intrusions of the Baltic Shield……..... 200

Naumov M.V., Kuzmin V.K. Ondomozero layered intrusion (Kola Peninsula)……..……. 203

Nerovich L.I., Kaulina T.V., Zozulya D.R., Delenitsin A.A., Zhavkov V.A. Results of integrated study of the Lapland granulite belt polymetamorphic anorthosite: from petrography to isotope methods……..... 206

Nivin V.A. Gas components in agpaitic nepheline-syenite complexes as indicators of petro- and oregenesis settings……..... 209

Nitkina E.A., Vursiy G.L., Zhavkov V.A., Bayanova T.B. Isotope U-Pb dating of zircons from barren and mineralized rocks of the PGE-bearing Federov-Pansky massif..... 212

Osipenko A.B., Sidorov E.G., Kostoyanov A.I. Petrologic aspects of chromite mineralization origin in the ultramafic rocks of different formational affiliation……..…… 214

Paneyakh N.A., Zotov I.A. Genetic significance of PGM assemblages in sulphide and chromite ores……..... 217

Perevozchikov B.V. Relationship between chromite ore genesis and petrogenesis of ophiolite ultrabasic rocks (bz the example of the Urals)..... 220

Petrovskaya L.S., Petrovsky M.N., Basai A.V. Gneiss metamorphism in the Kola Series of the Polnek-Tundra region (Central Kola Block)……..... 223

Petrovsky M.N., Petrovskaya L.S., Basai A.V. Geology and petrology of the Paneyavr massif monzonite and subalkaline albite syenite-granosyenite (Murmansk Block)..... 226

Prokofiev V.Yu., Borisenko A.S., Borovikov A.A., Kononov O.V. Composition of high-temperature chloride saline solutions: fluid inclusions in fluorite of the Tyrnyauz deposit (North Caucasus)……..... 229

Pchelintseva N.F., Koptev-Dvornikov E.V. Chrome as a marker of processes responsible for the emplacement of the Kivakka layered intrusion..... 232

Pundkvist T.V., Ivanov S.V., Pripachkin P.V., Arkhireeva A.S. New data on the layered rock complex of the East-Pana Early Proterozoic mafic massif (Kola Peninsula)..... 234

Ryazantseva M.D. Intraplate Paleozoic magmatism and ore content of the south Khankai massif (Primorie)……..... 237

Savelieva G.N. Chromites of Polar Urals……..... 240

Svetov S.A., Ronkin Yu.L., Khukhma Kh., Svetova A.I., Nazarova T.N. Mesozoic adakites of the Central Karelian terrain: age, sources and geodynamic settings..... 243

Serov P.A., Vursiy G.L., Bayanova T.B. New Sm-Nd isototpe-geochronological data on the rocks of the Federov-Pansky layered intrusion (Kola Peninsula)..... 245

Skuf'in P.K. Dikes of eruptive breccia in the ancient volcanic edifices of the Pechenga structure (Kola Peninsula)……..... 248

Smolkin V.F. Early Proterozoic layered mafic-ultramafic intrusions of the Baltic Shield: progress and sticking points……..... 251

Sokolov S.V., Davydov P.S., Orlov V.N., Borisov A.E. Rocks and ores of the South-East Gremyakha deposit (Kola Peninsula)……..... 254

Stepanenko N.I., Pankratova N.L. Tantalum-bearing alkaline metasomatic rocks in the Precambrian strata of Kazakhstan…..... 257

Terekhov E.N. Nature of positive Eu anomaly in acid rocks of the Eastern Baltic Shield..... 259

Travin V.V., Kozlova N.E., Stepanov V.S. Deformation and metamorphic transformations of dikes within the Izbnaya Luda lherzolite-gabbronorite complex (Western White Sea area)…..…..... 262

Khodorevskaya L.I., Korikovsky S.P. Contact-reaction interaction of gneiss-granite and coronary metagabbro in the Belomorian Complex: an example of metabasite granitization (Kandalaksha Bay, Gorely Island)……..... 264

Kholodnov V.V., Ferstater G.B., Borodina N.S., Pribavkin S.V. Preordovician magmatism and metalogeny of Zyuratkul rift structure (South Urals)…….…..... 268

Tsydypov Zh.N. Ore mineralization of the Urbikan complex……..... 270

Chistyakov A.V., PEE distribution as a source of information on the emplacement of large-scale layered plutons (by the example of the Monchegorsk and Burakovsky massifs, Baltic Shield Russia)……..... 273

Chistyakova S.Yu., Latypov R.M., Alapieti T.T. Macrorhythmic dunite-harzburgite-pyroxenite layering in the ultramafic Pados-Tundra intrusion (Kola Peninsula, Russia)..... 276

Shalamov I.V., Cherkasov G.N., Serzhantova E.A. Specific features of the Mesozoic bauxite content in Prianabarie, Siberia……. 278

Shevko A.Ya. Mineralogical-petrographic features of PGE-bearing sulphide-enriched horizons in the South-Pyasin intrusion (NW Siberian Platform)…….. 281

Shmuraeva L.Ya. Mantle source effect on the complex U-V-PGE mineralization of fault carbonate-alkaline metasomatic rocks……..…… 284

Shnai G.K., Burtseva Z.A. Lamproite-lamprophyre and monzonite-like complexes of Karelian-Kola and Sette-Daban transverse intrusive-dike belts……..……..……..... 287

Scherbakova T.F. Two-mica granites of the Belomorian belt……..... 289

Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита

Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания
“ПЕТРОГРАФИЯ XXI ВЕКА”
(г. Апатиты, 20 – 22 июня 2005 г.)

ТОМ 3

Группа подготовки материалов
В.Ю. Калачев, Н.А. Мансурова, Л.Д. Чистякова

Подписано к печати