

ПЕТРОЛОГИЯ АМФИБОЛИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ КАНСКОЙ ГЛЫБЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Кадры инновационной России» (грант № П40).

Приводится вещественный состав супракрустальных амфиболитовых толщ СЗ Канской глыбы. На основе геолого-геохимических признаков, в особенности редкоэлементного (Rb, Ba, Sr, Th, U, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, Cr, Ni, Co, V) состава и характера спектров редкоземельных элементов реконструирован их протолитовый состав. Геохимические параметры протолитов сопоставимы с окраинно-континентальными вулканогенно-осадочными образованиями современных геодинамических обстановок типа энсиалического окраинного бассейна – островной дуги. В амфиболитах установлено два типа рудной минерализации: железо-титанистая окисная и сульфидная.

Ключевые слова: зеленокаменный пояс, амфиболиты, редкие и редкоземельные элементы, рудная минерализация, геодинамические обстановки.

Амфиболиты наряду с гнейсами являются наиболее распространенными типами пород метаморфических толщ Канской глыбы, которая по набору и составу геологических формаций, характеру магматизма и особенностям металлогении соответствует типичным гранит-зеленокаменным областям древних кратонов [1, 2]. Исследование вещественного состава метаморфических пород и природы их протолитов на основе распределения и соотношения петрогенных, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов позволяет выявить геохимическую специализацию древнейших супракрустальных комплексов и реконструировать палеогеодинамические условия формирования раннедокембрийской коры.

Рассматриваемая гранит-зеленокаменная область включает северо-западное окончание Канской глыбы. Выделенные амфиболитовые толщи имеют весьма сложную структуру, что обусловлено, прежде всего, положением Канского блока в окраинной зоне Сибирской платформы. Они разбиты многочисленными нарушениями на отдельные линзы и пластины, совместно с гнейсовыми толщами и интрузивными образованиями будинированы и смещены относительно друг друга, что в условиях плохой обнаженности значительно осложняет корреляцию фрагментов толщ и реконструкцию их относительной временной последовательности и структурных взаимоотношений.

Нами изучались амфиболиты на северо-западном окончании Канской глыбы (Кирельская площадь). Для их петрогеохимического сравнения использовались амфиболиты из других районов Канской глыбы (Идарское Белогорье, реки Кингаш и Кан).

Петрография

Изученные амфиболиты подразделяются на собственно амфиболиты и метаамфиболитовые сланцы.

Амфиболиты. Структура породы гранонематобластовая, иногда порфиробластовая. Текстура сланцеватая, отмечается плейчатая. Количественно-минералогический состав: роговая обманка ~ 45–90%, плагиоклаз ~ 10–50%. Отмечаются клиноцоизит, эпидот, хлорит, кварц и рудные минералы.

Роговая обманка наблюдается в виде удлиненных, таблитчатых и ромбовидных зерен, размером преимущественно 0,5–1 мм. В порфиробластовых амфиболитах вкрапленные зерна имеют субизометричную форму и размеры до 2 мм. Удлиненные зерна роговой обманки

обычно имеют предпочтительную ориентировку и подчеркивают сланцеватую текстуру. Иногда агрегаты удлиненных зерен описывают мелкие складчатые формы и определяют микроплейчатую текстуру. Зерна роговой обманки окрашены в зеленый цвет и заметно плеохроируют. В порфиробластовых зернах встречаются простые и полисинтетические двойники.

Плагиоклаз представлен субизометричными зернами размером примерно 0,5 мм. Они бесцветные, прозрачные и хорошо определяются по наличию полисинтетических двойников. Нередко плагиоклаз обнаруживает неоднородное волнистое погасание. Однако часто зерна плагиоклаза интенсивно замещаются эпидот-клиноцоизитовыми либо пелитовыми агрегатами, нередко полностью. Хлорит встречается в виде мелких чешуйчатых обособлений.

Рудные минералы наблюдаются в виде равномерно рассеянной вкрапленности мелких черных зерен. Они имеют неправильную форму зерен и размеры менее 0,5 мм. Иногда по краям они приобретают красную окраску вследствие замещения гидроокислами железа. Рудные минералы обычно обособляются среди зерен роговой обманки.

В *кварцевых амфиболитах* отмечается заметное количество кварца среди зерен плагиоклаза. Иногда образуют ленточные агрегаты, ориентированные вдоль сланцеватости. Зерна кварца всегда бесцветные и прозрачные, в них постоянно отчетливо проявляется неоднородное волнистое погасание.

В *эпидот-кварцевых амфиболитах* наряду с роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем наблюдаются многочисленные зерна эпидота. Зерна эпидота имеют субизометричную форму и размеры менее 0,5 мм. Они бесцветные, редко фиштакково-зеленые имеют высокий рельеф и аномально высокие «сарафанные» цвета интерференции.

Метаамфиболитовые сланцы являются наиболее распространенными породами на исследуемой территории. Они образовались на месте амфиболитов в результате наложенных низкотемпературных метаморфических процессов, вероятно, связанных с внедрением более поздних гранитоидных интрузий.

По особенностям минералогического состава среди метаамфиболитовых сланцев выделяются разнообразные разновидности: актинолитовые, эпидот-актинолитовые, клиноцоизит-актинолитовые, эпидот-клиноцоизит-актинолитовые, соссюрит-актинолитовые, кварц-клиноцоизит-актинолитовые, хлорит-клиноцоизит-актиноли-

товые, хлорит-актинолитовые и другие, среди которых наиболее распространенными являются клиноцоизит-актинолитовые сланцы.

Рудная минерализация

Проведенные исследования состава рудных минералов в амфиболитах позволяют выделить два типа минерализации: железо-титанистую окисную и сульфидную.

Железо-титанистая окисная – представлена следующими минералами: магнетит Fe_3O_4 ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$), титаномагнетит Fe_2TiO_4 ($\text{TiO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$), ильменит FeTiO_3 ($\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$), гематит Fe_2O_3 и рутил TiO_2 .

Магнетит Fe_3O_4 ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) и титаномагнетит Fe_2TiO_4 ($\text{TiO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) представлены преимущественно крупными (до 1000 μm) эвгдральными зернами с высокой степенью изоморфизма, местами с выраженными гранями (111), (110), (100), (311) и др. Нередкое преобладание граней (110) в кристаллах указывает на контактово-метасоматическое образование этих минералов. Они отличаются высокой магнитной восприимчивостью. Спайность как таковая в них отсутствует. Отражательная способность магнетита довольно умеренная, первое впечатление о цвете – как о сером с изменчивым слегка коричневатым оттенком. Сравнение со стандартными минералами или также стандартное строение самого минерала показывает, что от случая к случаю цвет сильно меняется без однозначной связи с химическим составом. Высокое содержание титана в твердом растворе сказывается большей частью в коричневато-розовом оттенке, содержание марганца делает цвет более тусклым и более серым. Отдельные случаи изменения цветовых оттенков к outstanding времени не находят объяснения. В большинстве случаев минерал изотропен. Однако часть магнетитов обнаруживает отчетливую анизотропность, что отчетливо проявляется в форме зерен и объясняется наличием «аномальных твердых растворов».

Нередко исходные квадратные, четырехугольные зерна магнетита сильно изъедены, корродированны. Очертания зерен обычно ровные или волнистые, реже – зубчатые. В отдельных случаях в зернах магнетита наблюдаются продукты распада в виде ильменита – расположенные преимущественно параллельно (111), которые представлены табличками и линзочками весьма изменчивой величины, от почти субмикроскопически тонких до нескольких десятков μm (рис. 1, а). Параллельно (100) встречаются округлые, каплевидные индивиды, весьма тонко сросшиеся в виде «графических» агрегатов и образующие чрезвычайно тонкие сетчатые образования.

По отдельным зернам магнетита наблюдается проявление мартитизации – превращение магнетита в гематит. Во многих случаях мартитизацию следует рассматривать как проявление рудообразующей деятельности при понижающейся температуре, т.е. как определенно «гипогенный» процесс, который в конечном итоге может привести к формированию мономинеральных гематитовых агрегатов [3]. В типичном случае по магнетиту образуются тонкие таблички гематита, которые проникают в минерал вдоль трещинок, заполняют пустотки и могут замещать его полностью (рис. 1,

б). В отдельных случаях могут образоваться псевдоморфозы, состоящие из одного индивидуума гематита. Наблюдаются также совершенно незакономерные или же сетчатые формы превращения магнетита в гематит.

Иногда в отдельных крупных зернах магнетита наблюдаются включения единичных округлых зерен пирита (рис. 1, а).

Наложенные последующие деформации обычно проявляются в виде катаклаза зерен.

Ильменит FeTiO_3 ($\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$) – серовато-белый со слабым коричневым оттенком и умеренной, отражательной способностью. Он встречается в зернах магнетита как продукт твердого распада в виде линзочек и табличек (рис. 1, а). Реже образует дискретные, мелкие толстотаблитчатые зерна, хаотично рассеянные по основной матрице породы. Ильменит обнаруживает значительное сходство с магнетитом, от которого отличается по величине двуотражения и полной анизотропией.

Гематит Fe_2O_3 – очень светлый, чисто-белый, блестящий. Рядом с сульфидами кажется более матовым и более серовато-синим. Выглядит почти белым по сравнению с магнетитом и ильменитом. Минерал сильно анизотропен. Редко встречается в виде отдельных зерен – бобовин (до 200 μm), закономерно ориентирующихся вдоль сланцеватости породы и отличающихся наличием темно-красных внутренних рефлексов. Наиболее часто он образует каймы вокруг зерен пирита и магнетита либо наблюдается в виде пластинок внутри зерен этих минералов (рис. 1, б, в).

Рутил TiO_2 встречается в виде акцессорных зерен с размерами до 500 μm , часто имеющих идиоморфную форму. Кристаллы длинностволчатые, нередко они ориентированы согласно параллельной текстуре породы. В проходящем свете имеют высокий рельеф и зеленовато-бурую окраску. Спайность по (110) хорошо проявлена, по ней легко выкальваются сколки. В отраженном свете относительный рельеф сходен или несколько меньше, чем у пирита, такой же, как у гематита. Внутренние рефлекссы очень светлые. Отражательная способность средняя, для столь просвечивающего минерала неожиданно высокая, весьма сходная с магнетитом. Цвет светло-серый.

Рутил возникает, вероятно, при гидротермальном изменении ильменита, в результате образуется ассоциация гематита и рутила. Рутил может образоваться также при пиритизации боковых пород около рудных жил [3].

Сульфидная минерализация представлена пиритом FeS_2 , халькопиритом CuFeS_2 .

Пирит FeS_2 образует сливные скопления (сплошные агрегаты) с размером до 1000 μm . В отдельных образцах встречаются дискретные зерна с высокой степенью изоморфизма. Размеры некоторых из них до 500 μm (рис. 1, в, г). Такие зерна нередко раздроблены, но обломочки сохраняют рисунок границ исходного зерна. Металл имеет светло-желтый, соломенно-желтый цвет (в отраженном свете) и очень высокую отражательную способность. Рельеф неровный, бугристый, пузырчатый. Зерна часто изъедены, корродированы. По ним наблюдается развитие гематита по периферийным частям (в виде отдельных кайм или сплошных венцовых полос замещения) или вдоль трещинок катаклаза (рис. 1, г). Встречаются реликты зерен (линзочки пирита в основной массе гематита), которые остались от исходных зерен в результате замещения.

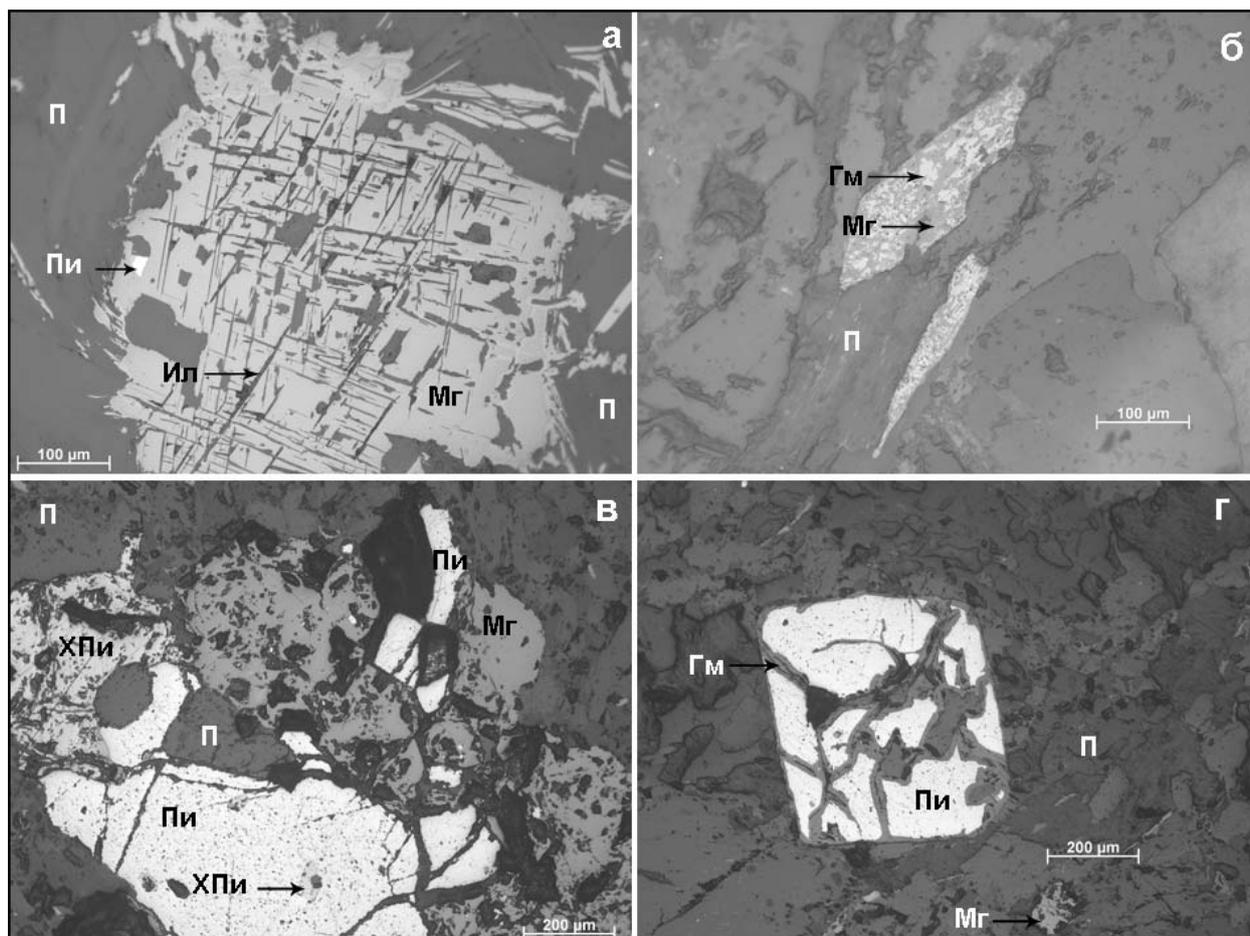


Рис. 1. Железо-титанистая окисная и сульфидная минерализация в кирельских амфиболитах: а – тонкие сетчатые продукты твердого распада (ильменит) по зерну магнетита; б – проявление мартитизации (превращение магнетита в гематит); в – сливные скопления магнетит-пирит-халькопиритового агрегата; г – порфиробластовое катаклазированное зерно пирита с развивающимся гематитом вдоль трещинок. Мг – магнетит, Ил – ильменит, Гм – гематит, Пи – пирит, ХПи – халькопирит, П – вмещающие породы

Иногда в зернах пирита наблюдаются исключительно тонкие включения других минералов, которые имеют размеры продуктов распада, однако всегда устанавливается, что это либо остатки от замещения, либо включения в порфиробластически выросшем пирите или же последующее проникновение. Халькопирит особенно широко распространен в таких формах, которые не допускают их объяснение путем распада.

Халькопирит CuFeS_2 – форма зерен округлая либо неправильная, проявления редки. Размер до 400 μm (средний 40–50 μm). Окраска – желтая с побежалостью (в отраженном свете). Зерна корродированны, изъедены. Минерал обычно наблюдается рядом с пиритом либо внутри его крупных сливных скоплений (рис. 1, в).

Петрохимия

Анализ средних содержаний петрогенных элементов в исследуемых амфиболитах (условно кирельских) позволил разделить их на две группы: низкотитанистые ($\text{TiO}_2 < 0,35\%$) и высокотитанистые ($\text{TiO}_2 > 1,2\%$). Высокотитанистые амфиболиты отличаются от низкотитанистых более высокой железистостью и повышенным содержанием калия при пониженной магниальности (табл. 1). Повышенные концентрации калия, вероятно, обусловлены более поздними процессами наложенной гранитизации, а

возрастание титана и железа, очевидно, связано с переотложением титаномагнетита в результате этого процесса. Достоверность последнего довода подтверждается высоким содержанием титаномагнетита-магнетита в основной матрице породы (до 10%) и высоким идиоморфизмом крупных зерен минералов, как следствие наложенного процесса (рис. 1, а). Исходя из этого следует, что высокотитанистые амфиболиты приурочены к приконтактовым зонам более поздних кислых интрузий.

Сравнение средних содержаний петрогенных элементов в низкотитанистых и высокотитанистых кирельских амфиболитах с амфиболитами из других районов Канского блока (условно идарские, кингашские и канские, соответственно с Идарского Белогорья, рек Кингаш и Кан), позволило выявить как их сходство, так и различия (табл. 1). Высокотитанистые амфиболиты хорошо сопоставляются по своему составу со всеми представленными аналогами. Общность сравниваемых пород обуславливается повышенными содержаниями титана, железистости, калия при пониженной магниальности. Наиболее близкими по составу высокотитанистым кирельским амфиболитам оказываются кингашские амфиболиты (район Кингашского Pt-Cu-Ni-месторождения). При этом выявляется близость и обогащенность кирельских и кингашских амфиболитов по содержанию основных примесных рудных компонентов: Cr, Ni, Co, V.

Средние химические составы амфиболитов Канской глыбы (мас. %, г/т)

Компонент	1-1	1-2	2	3	4
SiO ₂	46,80	48,35	51,36	47,79	49,69
TiO ₂	1,21	0,24	1,33	1,08	1,17
Al ₂ O ₃	15,32	16,49	15,36	14,18	14,15
Fe ₂ O ₃ общ.	12,26	8,36	9,48	10,96	11,37
MnO	0,17	0,13	0,17	0,19	0,21
MgO	8,23	11,38	7,11	8,49	7,48
CaO	12,48	13,24	9,69	12,21	10,21
Na ₂ O	1,75	1,58	2,64	1,80	1,92
K ₂ O	0,46	0,18	0,91	0,61	0,92
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,17	0,08	0,11
Cr	257	585	216,5	312	186,5
Ni	115	163	78,5	137	70,5
Co	46	40	33	50	35
V	306	144	247	352	293
n	3	3	9	4	7

Примечание. 1 – исследуемые амфиболиты северо-западного окончания Канской глыбы (Кирельская площадь): 1-1 – высокотитанистые; 1-2 – низкотитанистые; 2 – амфиболиты, Идарское Белогорье; 3 – амфиболиты, р. Кингаш; 4 – амфиболиты, р. Кан. n – число анализов. 2, 3, 4 по [4].

Незначительные отличия кингашских амфиболитов проявляются в повышенной хромистости и содержании ванадия.

Низкотитанистые кирельские амфиболиты контрастно отличаются от всех остальных групп низкой титанистостью, пониженным содержанием железа, калия и фосфора при более высоких содержаниях глинозема, магния и кальция. Отличительной особенностью является повышенная (двухкратная по отношению к остальным аналогам) хромистость.

Кирельские амфиболиты (как низкотитанистые, так и высокотитанистые) отличаются от идарских и канских аналогов – меньшими содержаниями кремнезема и суммы щелочей при более высоких содержаниях магния, кальция и рудных компонентов.

Геохимия

Редкоземельные элементы (REE). Изученные кирельские амфиболиты по характеру распределения в них редкоземельных элементов, согласно К. Конди [5], отвечают уровню коматиитовых базальтов (пикробазальтов) и, вероятнее всего, образовались по последним в результате последующих наложенных метаморфических процессов (рис. 3). При этом внутри изученной выборки амфиболитов наблюдается разделение на две группы.

В амфиболитах первой группы содержание REE не превышает 7-кратных хондритовых норм (рис. 2). Для пород характерны слабо дифференцированные «карбомыслообразные» пологие нормированные тренды REE ((La/Yb)_n = 0,9–1,5), которые отражают обеднение в средней степени легкими редкоземельными элементами ((La/Sm)_n = 0,5–0,8) и слабое ((Gd/Yb)_n = 1,3–1,5), реже среднее ((Gd/Yb)_n = 2,5) фракционирование тяжелых редких земель. При этом на всех нормированных трендах обнаруживаются малые европиевые аномалии, как положительные, так и отрицательные ((Eu/Eu*)_n = 0,8–1,6).

Амфиболиты второй группы по содержанию редких земель располагаются в диапазоне от 4 до 19-кратных хондритовых норм (рис. 2). Спектры редких земель образуют пологие тренды с отрицательным наклоном

от легких земель к тяжелым ((La/Yb)_n = 1,9–2,2) и обнаруживают повышенные содержания редких земель ((La/Sm)_n = 1,3–1,5) и слабое фракционирование тяжелых редких земель ((Gd/Yb)_n = 1,2–1,3). Отмечаются слабо выраженные европиевые положительные аномалии ((Eu/Eu*)_n = 1,0–1,2).

По отмеченным особенностям, первая группа амфиболитов близка коматиитовым базальтам ВК2 и ВК3 и, вероятно, отвечает промежуточной разновидности между ними, а вторая группа – коматиитовым базальтам ВК1 [5].

Вероятно, по граничным уровням содержания редких земель обе выделенные группы составляют непрерывный спектр. Каждая из них может быть представлена в виде прослоев в единой последовательности зеленокаменных пород, как, например, в разрезе пояса Типасьярви в Финляндии [6].

Редкие элементы. Стратифицированные тела изученных кирельских амфиболитов, образовавшихся, как отмечено выше, по коматиитовым базальтам (пикробазальтам), которые, в свою очередь, очевидно, являются производными магматической дифференциации исходного высокомагнезиального пикритового расплава, характеризуются крайне низкими содержаниями Nb, Cs, Hf, Ta, U и Th, но при этом очень высокими содержаниями Sr (табл. 2). Отмечается различие в содержании редких элементов между двумя выделенными выше по редким землям группами. Амфиболиты второй группы по отношению к первой выделяются более высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE: Rb, Ba, U), а также Zr и Hf.

Геодинамические обстановки формирования исходных вулканитов (протолитов)

Характерные для ЗКП ассоциации мафических вулканитов, включающих коматииты, коматиитовые и толеитовые базальты, представляют, как правило, наиболее ранние супракrustальные образования. Первые геохимические исследования основных вулканитов ЗКП показали их сходство по редкоэлементному составу с фанерозойскими базальтами островных дуг [9]. Это отчетливо проявляется в сходстве мультиэлементных спектров апоба-

зальтовых амфиболитов северо-западного окончания Канской глыбы с типичными толеитовыми и известково-щелочными вулканитами субдукционных обстановок (рис. 3). Подобие касается прежде всего относительной обогащенности крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Sr). Вместе с тем изученные кирельские

амфиболиты большей частью не обнаруживают отчетливого обогащения легкими лантаноидами и резко выраженного Ta-Nb минимума, и в этом отношении больше напоминают толеиты океанических островных дуг, однако общий уровень содержания некогерентных элементов в них заметно выше.

Таблица 2

Содержание редких и редкоземельных элементов в изученных амфиболитах, г/т

№ порода	6010	6019/4	6018/4	6022/2	6028/1	Эталон	
	амфиболит	амфиболит	меланоамфиболит	мегаамфиболит	амфиболит	C1	PM
Ga	2,04	12,47	17,22	15,68	17,32	—	—
Rb	4,23	3,40	2,44	5,03	11,12	—	0,64
Sr	16,40	206,19	235,34	495,38	202,16	—	21,10
Y	6,75	9,58	9,22	9,40	27,70	—	4,55
Zr	18,53	14,62	4,08	20,89	72,34	—	11,20
Nb	1,60	0,49	0,38	0,93	10,98	—	0,71
Cs	0,12	0,22	0,51	0,43	0,91	—	—
Ba	82,75	22,74	43,43	53,01	110,57	—	6,99
La	1,07	1,26	1,21	3,03	5,94	0,31	0,69
Ce	4,16	3,56	2,77	7,63	12,89	0,81	1,78
Pr	0,64	0,64	0,50	1,20	1,95	0,12	0,28
Nd	3,74	3,12	2,80	6,08	8,70	0,60	1,35
Sm	1,29	1,01	0,97	1,44	2,55	0,20	0,44
Eu	0,36	0,41	0,63	0,57	0,98	0,07	0,17
Gd	1,44	1,29	1,43	1,52	3,10	0,26	0,60
Tb	0,21	0,22	0,25	0,24	0,57	0,05	0,11
Dy	1,22	1,36	1,65	1,51	3,73	0,32	0,74
Ho	0,22	0,27	0,34	0,32	0,77	0,07	0,16
Er	0,59	0,79	0,99	0,98	2,20	0,21	0,48
Tm	0,08	0,12	0,14	0,14	0,33	0,03	0,07
Yb	0,46	0,70	0,88	0,91	2,10	0,21	0,49
Lu	0,07	0,10	0,13	0,14	0,29	0,03	0,07
Hf	0,54	0,51	0,16	0,65	1,74	—	0,31
Ta	0,10	0,04	0,09	0,06	0,48	—	0,04
W	0,07	0,31	0,26	0,74	0,29	—	—
Th	0,26	0,06	0,12	0,40	0,72	—	0,09
U	0,08	0,02	0,03	0,15	0,20	—	—

Примечание. Содержание редких и редкоземельных элементов для углистого хондрита (C1) по [7] и примитивной мантии (PM) по [8].

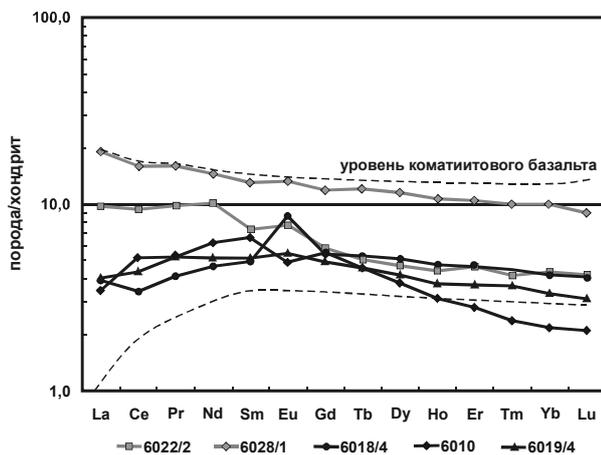


Рис. 2. Распределение REE в амфиболитах северо-западного окончания Канской глыбы, нормированных к хондриту [7]. Амфиболиты первой группы, обедненные LREE: 6018/4, 6010, 6019/4; второй группы, обогащенные LREE: 6022/2, 6028/1. Показаны граничные уровни для коматиитовых базальтов (пикробазальтов) по [5]

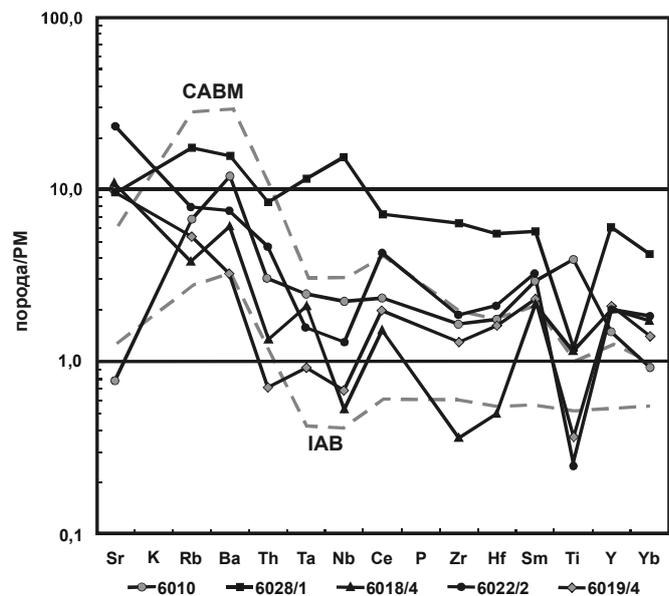


Рис. 3. Мультиэлементные спектры амфиболитов северо-западного окончания Канской глыбы, нормированные к примитивной мантии (PM) [8]. Для сравнения показаны спектры толеитовых базальтов островных дуг (IAB) и известково-щелочных базальтов активных континентальных окраин (CABM) по [9]

Детальный анализ индикаторных отношений Th/Ta и La/Yb для раннедокембрийских базальтов ЗКП, выполненный К. Конди [10], показал, что по указанным параметрам метабазиты обнаруживают скорее сходство с современными базальтами океанических плато и срединно-океанических хребтов, чем с островодужными. Для последних индикаторные отношения составляют: La/Yb > 2 и Th/Ta > 5. Апобазальтовые амфиболиты северо-западного окончания Канской глыбы имеют низкое La/Yb (< 3) – типичное для пород, формирующихся из деплетированного мантийного источника. Повышенное отношение Th/Ta связано с обогащенностью Th и существенной обедненностью Ta, очевидно обусловленными наложенными процессами. Отметим, что изученные амфиболиты отличаются пониженные концентрации Ta, Nb, а также Zr, содержания которых очень близки таковым в кингашских метабазальтах [4]. По степени обедненности Zr изученные породы приближаются к коматиитовым базальтам (пикробазальтам) [5].

Деплетированность амфиболитов высоkozарядными элементами – Ta, Nb, Zr, по мнению ряда исследователей, для Кингашского участка [4] и согласно результатам наших исследований для изученной Кирельской площади не может рассматриваться как признак образования их в обстановке, аналогичной субдукционной, поскольку максимально обедненные этими компонентами метабазиты тесно ассоциируют с пикритами и подобно последним отличаются повышенной магнезиальностью, наиболее низким уровнем содержаний K, Rb

и легких лантаноидов. Такая обедненность может быть вызвана плавлением деплетированного мантийного источника, а также более высокой степенью плавления, как это предполагается для коматиитов, или отделением реститовых акцессорных фаз, концентрирующих данные элементы [4].

Подобно базальтам океанических плато и срединно-океанических хребтов изученные метабазиты обладают повышенными содержаниями Ni и незначительным понижением его концентраций с уменьшением магнезиальности пород. Такой тренд концентраций, по данным К. Конди [10], характерен для архейских базальтов ЗКП, тогда как типичные островодужные вулканиды обнаруживают резкое обеднение Ni.

Таким образом, апобазальтовые амфиболиты северо-западного окончания Канской глыбы по своему составу обнаруживают сходство с основными вулканидами подводных плато и толитами незрелых дуг. Сходство геохимических параметров базальтов как с островодужными вулканидами, так и породами океанических хребтов, может указывать на формирование вулканидов в задуговых обстановках [11], когда заложение вулканогенных поясов происходило в энсиалическом бассейне на деструктивной окраине континентальной плиты. При этом коматиит-базальтовый вулканизм очевидно осуществлялся вдоль зоны спрединга в задуговом мелководном бассейне на фоне формирования горизонтов карбонатных, мелкообломочных пород и кварцитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ножкин А.Д. Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–46.
2. Ножкин А.Д., Смагин А.Н. Новая схема расчленения метаморфических комплексов докембрия Канской глыбы // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 3–12.
3. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Иностранная литература, 1962. 1132 с.
4. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А., Киреев А.Д. Амфиболит-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов Канской глыбы: геохимия, реконструкция протолитов и условий их образования // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 12. С. 30–41.
5. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
6. Jahn B, Auvray B. et al. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts // J. Petrol. 1971. № 1.
7. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.
8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in the oceanic basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
9. Condie K. Plate tectonics and crustal evolution. N.Y.: Pergamon Press Inc., 1989. 288 p.
10. Condie K. Greenstones through time // Archean Crustal Evolution. Amsterdam et al., Elsevier; 1994. P. 85–120.
11. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 14 апреля 2010 г.