

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ЭПИДОТ В АПОАМФИБОЛИТОВЫХ ПОРОДАХ – ИНДИКАТОР ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, СВЯЗАННЫХ С ЭКСГУМАЦИЕЙ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА (ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ)

© 2021 г. Т. Ф. Щербакова^{а, *}, Е. Н. Терехов^{а, **}, Л. Н. Куклей^б

^аГеологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

^бИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Б. Грузинская, 10, Москва, 123995 Россия

*e-mail: tomfed@ilran.ru

**e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

Поступила в редакцию 10.08.2020 г.

После доработки 14.10.2020 г.

Принята к публикации 20.10.2020 г.

В Северной Карелии изучены породы на участке, расположенном между деревней Ковда и пос. Зеленоборским. Преобладающими на данной территории являются апоамфиболитовые породы, представленные амфибол-биотитовыми и биотитовыми плагиомигматитами. В плагиомигматитах присутствует эпидот. Он развивается по амфиболу и биотиту и имеет с ними коррозионные отношения. Форма развития эпидота разнообразна – от узких каемок вокруг замещаемых минералов до крупных идиоморфно ограненных кристаллов. Содержание эпидота в породах – от 5 до 15%. Эпидот отличается небольшим содержанием, до 10.57 мас. % FeO, но повышенным до 27.53 мас. % CaO и Al₂O₃ – до 31.28 мас. %. Величина пистацитового компонента эпидота составляет 0.14–0.22. Температура его образования – 400–600°C, при давлении 5 кбар. Эпидот образуется метасоматическим путем, при реакционном взаимодействии компонентов замещаемых им минералов с компонентами флюида. Амфибол-биотитовые и биотитовые породы, в которых развивается эпидот, похожи на одноименные гнейсы. На основании геологических, петрографических и геохимических характеристик рассмотренных пород показано, что они являются апоамфиболитовыми плагиомигматитами. Приведены признаки, отличающие плагиомигматиты от похожих на них гнейсов. Преобразование амфиболита при мигматизации начинается с постепенного замещения его роговой обманки биотитом до полного ее исчезновения на определенных ступенях развития. В химическом отношении это выражается в последовательном выносе из субстрата и пород ряда мигматизации Fe, Ti, Mg, Ca и привносе Si, Na и K. Данные по содержанию P3Э в плагиомигматитах свидетельствуют об их значительном фракционировании (La/Yb)_n изменяется от 18.3 в биотитовом плагиограните до 30.9 в биотит-роговообманковом плагиомигматите. Породы данного участка находятся в тектонически преобразованной зоне, которая является границей двух доменов в системе Беломорского пояса, эксгумация которого на рубеже 1.8 млрд лет произошла по механизму “метаморфических ядер”. Это способствовало широкому притоку флюидов, созданию определенного давления (общего и H₂O + CO₂), температуры и повышенного окислительного потенциала – условий, необходимых для кристаллизации эпидота.

Ключевые слова: эпидот, метасоматоз, апоамфиболитовые плагиомигматиты, эксгумация

DOI: 10.31857/S0016752521120050

ВВЕДЕНИЕ

Беломорский пояс является одной из самых изученных структур Балтийского щита (значительная его часть покрыта государственной геологической съемкой масштаба 1 : 10000 (Калафати, 1967; Чуйкина, 1975), но многие вопросы эволюции этой структуры остаются весьма дискуссионными. Прежде всего, это касается проблемы вывода глубинных пород к поверхности и понимания роли структурно-вещественных процессов сопровождающих это явление. Долгое время разнообразные

мигматиты и пегматиты Беломорского пояса рассматривались как продукты ультраметаморфизма, а другие породы с такими характерными минералами как гранат, корунд, кианит – как результат метаморфизма высоких давлений. И только недавно их стали связывать с определенными этапами эксгумации пород беломорского комплекса (Терехов, 2007). В настоящей работе обсуждается образование эпидота в породах Беломорского пояса на фоне преобразования амфиболитов при эксгумации. Важность изучения этого минерала в данной структуре определяется не столько самим фактором его

находок, сколько закономерным его присутствием в своеобразных структурах растяжения — комплексах метаморфических ядер, в которых эпидот может быть индикатором процессов тектонической эксгумации (Davy et al., 1989; Чамов, 2016).

Исследуемые породы приурочены к центральной, наиболее узкой части Беломорского пояса, расположенной к востоку от оз. Ковдозера, которая является границей двух тектонотипичных областей (рис. 1). К югу от этого участка был выделен синклинорий с трехчленным делением беломорской серии (Чуйкина, 1975), а северная часть пояса рассматривалась как моноклираль с падением на СВ (Калафати, 1967). Исследуемый участок длительное время являлся “яблоком раздора” этих противоборствующих схем строения.

Среди пород, слагающих Беломорский подвижный пояс, значительная часть приходится на долю амфиболитов и апоамфиболитовых мигматитов наряду с кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Наибольшее количество амфиболитовых пластов мощностью от первых десятков до первых сотен метров отмечается в Енском и в Лоухском районе. Кроме этих площадей в разных частях Беломорья присутствуют участки, где амфиболиты играют значительную роль. Один из них расположен в р-не дер. Ковда (рис. 1 и 2). Амфиболиты обычно находятся в ассоциации с образовавшимися по ним плагиомигматитами. Плагиомигматиты содержат из темноцветных минералов только роговую обманку и биотит в варьирующих количествах и разных соотношениях. Но чаще в них присутствует только биотит, составляющий в среднем около 15%. Иногда в породах отдельных частей пояса отмечается присутствие эпидота. При этом эпидот, не описывая его, называют вторичным минералом.

Апоамфиболитовые плагиомигматиты по внешнему облику и составу похожи на гнейсы, протолитом которых являются осадочные породы. Некоторые геологи считают их гнейсами, другие — относят к тоналитам тоналит-трондьемит-гранитной формации. (Слабунов и др., 2008) Но по данным многих других геологов (Беус и др., 1993; Ходоревская и др., 2002; Глебовицкий, Седова, 2005; Левицкий, 2005; Козловский, 2016) и согласно нашим исследованиям, амфибол-биотитовые и биотитовые породы представляют собой продукты преобразования амфиболитов при мигматизации.

Первыми исследователями Беломорского региона закономерная последовательность пород в разрезе трактовалась как стратиграфическая, с выделением разнообразных свит, одна из которых, в основном сложенная амфиболитами и апоамфиболитовыми мигматитами, называлась хеттолабинской. Новые исследования позволили перевести свиты в ранг тектонических покровов (Миллер, Милькевич, 1995).

Как показывают современные исследования мигматизация исходных пород Беломорского пояса происходила весьма длительный период, начиная с рубежа их образования, а это — 3.0–2.8 млрд лет до периода становления друзитового комплекса (2.45 млрд лет), породы которого слабо мигматизированы (Глебовицкий 2005). Структурная позиция интрузий друзитового комплекса и метаморфизм его пород, указывают на то, что они формировались на глубинах 20–25 км. Приблизительно на этих глубинах образовывались и слюдоносные пегматиты ($P = 7$ кбар), большая часть которых формировалась около 1.8 млрд лет назад (Терехов, 2007). Именно с этого времени и началась быстрая эксгумация пород Беломорского пояса, которая сопровождалась широким развитием метасоматических пород, в том числе и с эпидотом. В ряде работ показано, что Беломорский пояс был выведен к зоне хрупких деформаций с глубин 20–25 км на рубеже 1800 млн лет назад. (Бибикова и др., 1999; Терехов, 2007). Перемещение пород к поверхности сопровождалось формированием метасоматических образований таких, как корунд-амфибол-гранатовые породы (базификаты) и кислые разности — пегматиты, мигматиты и калиевые граниты.

Одним из минералов, приуроченных к этому этапу эволюции глубинных пород является эпидот, который по мнению некоторых исследователей (Davy et al., 1989; Чамов, 2016) является типоморфным минералом структур, связанных с обстановкой регионального растяжения, а именно — с метаморфическими ядрами — к которым может быть отнесен и Беломорский пояс. В работе дана петрогеохимическая характеристика процессов мигматизации амфиболитов при эксгумации пород и детально описан растущий в плагиомигматитах метасоматический эпидот.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

При проведении тематических геохимических работ была выполнена документация пород в Северной Карелии на участке длиной около 20 км в естественных обнажениях и выемках вдоль шоссе С.-Петербург—Мурманск между деревней Ковда и пос. Зеленоборский (рис. 1 и 2). Большая часть обнажений на данной территории сложена амфибол-биотитовыми и биотитовыми породами лейкократового облика, похожими на одноименные гнейсы. Среди них почти всегда присутствует то или иное количество амфиболитов. Соотношение этих трех пород в разных обнажениях различное. Но если обнажение сложено двумя или тремя разновидностями, то между ними наблюдаются взаимопереходы, как по простиранию пород так и вкрест простиранья. Переходы одной породы в другую постепенные, расплывчатые. Амфиболиты, залегающие среди амфибол-биотитовых и биотитовых пород, имеют вид нешироких полос или небольших реликтов

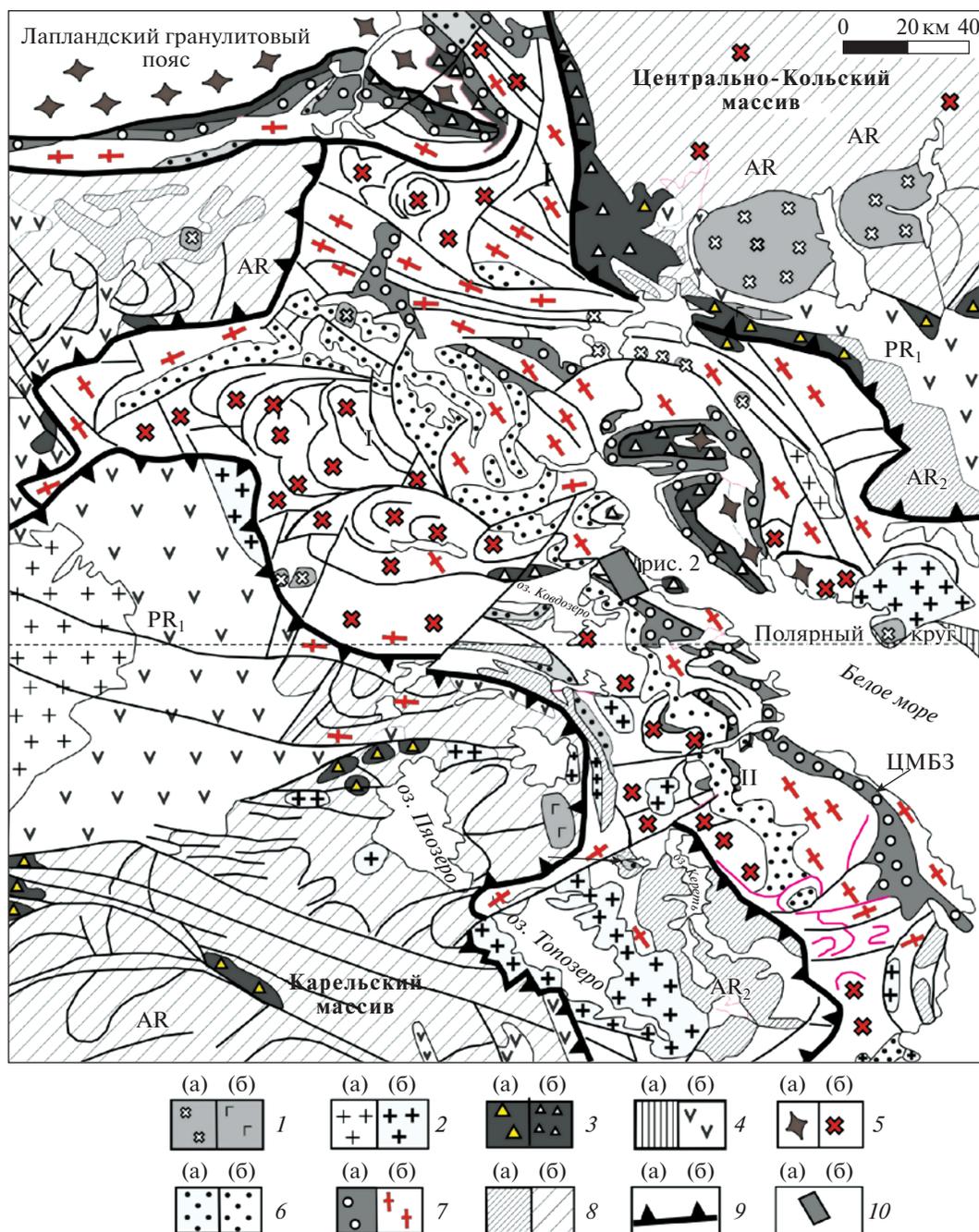


Рис. 1. Важнейшие черты геологического строения Беломорского пояса и его обрамления. 1 – палеозойские (а) и протерозойские (б) щелочные интрузии; 2 – граниты: позднекарельские (а), раннекарельские (б); 3 – раннепротерозойские расслоенные интрузии (а), друзиты и анортозиты (б); 4 – рифейские (а) и карельские (б) отложения; 5 – протерозойские (а) и архейские (б) гранулиты и мигматиты по ним; 6 – кианитсодержащие породы: по периферии (а) и в центральной части (б) Беломорского пояса; 7 – Центрально-Беломорская (ЦМБЗ) и другие мафические зоны (а), плагиомигматиты и бластомилониты (хетоламбинский и керетский комплексы) (б); 8 – архейские зеленокаменные пояса (а) и гранито-гнейсовый фундамент (б); 9 – Главный Беломорский detachment, благодаря которому глубинные породы были выведены к поверхности; 10 – участок работ. Цифрами I и II показаны северный и центральный домены Беломорского пояса (метаморфического ядра).

разного размера и формы (рис. 2б, 2в). Отдельные обнажения целиком сложены амфиболитами, в той или иной степени мигматизированными. В ряде обнажений породы смяты в мелкие складки с размахом крыльев 20–30 см. В крыльях этих складок

отчетливо выражен полосчатый мигматит, а в ядрах – порода представлена мелкозернистым плагиогранитом пятнистого облика. Пятна образованы агрегатами крупночешуйчатого биотита, иногда содержащего кристаллы амфибола. Меланократовые

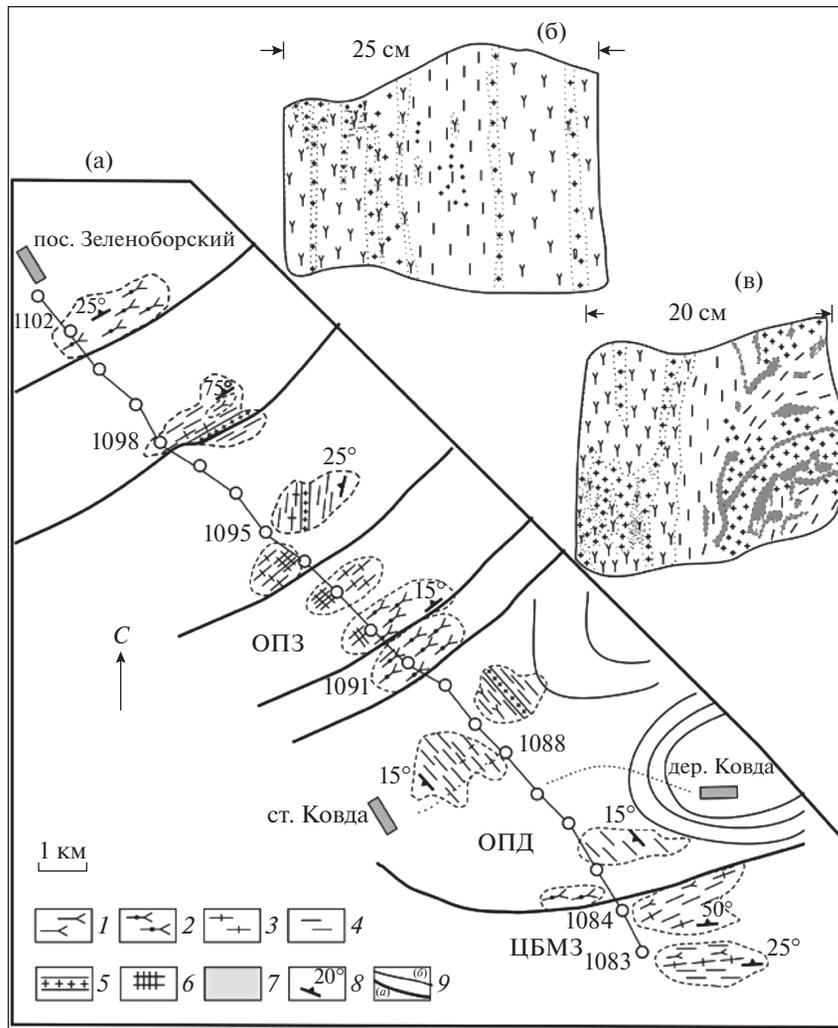


Рис. 2. Схема геологического строения детального участка в интервале километровых столбов 1083–1102 шоссе Санкт-Петербург–Мурманск (а) и зарисовки фрагментов обнажений (б) и (в): 1 – амфиболиты; 2 – гранатовые амфиболиты; 3 – биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые плагиомигматиты; 4 – биотитовые плагиомигматиты; 5 – жилки кварц-плагиоклазового состава; 6 – раздробленные породы; 7 – биотитовые базификаты; 8 – элементы залегания; 9 – разломы (а) и структурные линии (б).

скопления, вероятно, представляют собой проявления базификации. В одном случае среди светлых биотитовых пород присутствует небольшое интрузивное тело ультраосновного состава. В нем встречаются единичные кристаллы жедрита.

В 100 м к югу от км столба 1088 обнажаются светло-серые мелкозернистые, тонкочешуйчатые однородные породы, содержащие 8–10% биотита. Цепочки тонких лейст биотита образуют сланцеватую текстуру. Однородность этой породы местами нарушается присутствием в ней амфиболита в виде редких узких слойков с расплывчатыми контактами. Возможно, порода испытала милонитизацию. В северной части участка несколько обнажений сложены среднезернистыми гранатовыми амфиболитами. В них присутствуют мелкие складки, подчеркнутые тонкими полосками плагиогранита, мигматизирующего амфиболит. На-

блюдаются также небольшие жилки пегматоидного строения. У километровых столбов 1092–1094 амфиболиты и контактирующие с ними светлые породы амфибол-биотитового и биотитового состава разрушены и превращены в щебень, железистые. Разрушение пород вызвано деформацией, связанной с образованием довольно протяженно-го, длиной около 3 км, разрывного нарушения.

В породах данного участка отмечается проявление калиевой минерализации, развитой незначительно и неповсеместно. Зерна калишпата слагают мелкие порфиробласты, единичные крупные (до 15×10 см) монокристаллы микроклина и тонкие жилки, косо секущие сланцеватость пород.

В амфибол-биотитовых и биотитовых породах рассматриваемой территории присутствует эпидот. Прежде, чем дать характеристику эпидота, опишем образование пород, в которых он развивается.

ОБРАЗОВАНИЕ АМФИБОЛ-БИОТИТОВЫХ И БИОТИТОВЫХ ПОРОД. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Изучены породы ряда преобразования амфиболита при мигматизации от исходного субстрата до гранита. Субстрат представлен амфиболитом, содержащим 50–60% амфибола, 30–40% плагиоклаза и около 10% кварца. Амфибол является обыкновенной роговой обманкой, состав которой близок к изоморфной серии гастингсита (Бойд, 1961). Состав плагиоклаза отвечает андезину (An 34–36). Амфиболит среднезернистый, однородный, с нематогранобластовой микроструктурой. Преобразование амфиболита начинается с перекристаллизации породы и появления в ней единичных узких пластинок биотита. Амфиболит незначительно биотитизируется. Далее, на первой ступени мигматизации, роговая обманка начинает более активно замещаться биотитом, имеет с ним неровные границы. На этой ступени появляются небольшие, хорошо ограненные пластинки биотита, которые сростаются с роговой обманкой по ровным линиям, без признаков коррозии. Этот биотит принадлежит неосоме. Показатель преломления его более высокий, чем у биотита биотитизированного амфиболита ($n_m = 1.647$ против $n_m = 1.633$). Зерна роговой обманки тоже двух разновидностей. Одна представлена призмами длиной до 1.2–3.3 мм или зернами изометричной формы с неровными, коррозионными ограничениями, вследствие замещения их не только биотитом, но плагиоклазом и кварцем. Это – роговая обманка субстрата. Другая разновидность наблюдается в виде мелких (0.4–0.6 мм) идиоморфных кристаллов неосомы густого голубовато-зеленого цвета. Они отличаются от роговой обманки субстрата константами, отражающими более высокую железистость ($n_g = 1.691$, $n_p = 1.673$, $2V = 65^\circ$ против $n_g = 1.674$, $n_p = 1.656$, $2V = 76^\circ$). Плагиоклаз отличается разнообразными по форме и размерам зернами. Округлые или полигонально ограненные кристаллы размером до 1.5–2.0 мм соседствуют с неровно ограненными зернами или небольшими табличками с полисинтетическими двойниками. Эти таблички являются олигоклазом (An 27). Кварц представлен небольшими (0.3–0.5 мм) зернами неправильной формы. Таким образом, на первой ступени мигматизации амфиболита образуется биотит-роговообманковый плагиомигматит, содержащий 20–25% роговой обманки и 10–15% биотита. В неосоме его устойчивы: Ро + Би + Пл + Кв. Микроструктура породы лепидонематогранобластовая.

При нарастании процесса мигматизации образуется роговообманково-биотитовый плагиомигматит, в котором количество биотита преобладает над роговой обманкой. Следующими продуктами процесса преобразования амфиболита являются

биотитовые плагиомигматиты. Это – наиболее распространенные породы. Устойчивыми минералами неосомы этих пород являются: Би + Пл + Кв. Субстрат в них может отсутствовать или наблюдаться в виде реликтов. Обычно он представлен минералами предыдущей ступени, которые отличаются от минералов неосомы и формами выделения и меньшей железистостью, а плагиоклаз – большей основностью. Микроструктура биотитовых плагиомигматитов мелкозернистая, лепидогранобластовая. Биотит плагиомигматитов наблюдается чаще всего в виде небольших идиоморфных пластинок длиной 0.4–0.6 мм, хотя наряду с ними присутствуют и крупные пластинки или обрывки пластинок, иногда содержащие крючковидные выделения кварца. Это – биотит, замещивший амфибол. В серии шлифов можно видеть различное соотношение этих двух разных биотитов. Но в целом для плагиомигматитов этой ступени характерен мелкий биотит, равномерно распределенный по породе. Среднее его содержание составляет 12–15%, но иногда возрастает до 20%. Плагиоклаз биотитовых плагиомигматитов, составляет в среднем около 60%. Он представлен несколькими генетическими типами. Одна разновидность, которую можно увидеть в редких шлифах, наблюдается в виде небольших табличек и призм с округлыми ограничениями размером 0.8 × 0.4 мм. Они интенсивно ссоритизированы. По составу этот плагиоклаз отвечает андезину (An 34–36). В породе его немного, представляет собой реликтовый плагиоклаз субстрата. Наиболее обычны для плагиомигматитов этой ступени зерна изометричной или неправильной формы размером от 0.5 × 0.3 мм до 2.0 × 1.0 мм. Это – олигоклаз (An 27–25). Он незначительно и неравномерно серицитизирован. Количество кварца в биотитовых плагиомигматитах варьирующее, но составляет не более 20%. Зерна его ксеноморфны, размером от 0.2–0.6 мм до 3 × 2 мм. Отдельные крупные из них содержат включения небольших зерен плагиоклаза, кристаллики апатита. Развитие крупных зерен кварца вероятно связано с поздним окварцеванием породы.

Образовавшиеся амфибол-биотитовые и биотитовые плагиомигматиты похожи на одноименные гнейсы. Правильно диагностировать породу помогут геологические взаимоотношения ее с амфиболитами или петрографические характеристики. Признаки, присущие плагиомигматитам и не свойственные гнейсам: а) небольшое, менее 20% содержание кварца, б) реликтовые зерна амфибола в биотитовых плагиомигматитах, г) симплектиты кварца в биотите, д) два типа биотита – субстрата и неосомы с разной железистостью, е) замещение амфибола биотитом и варьирующее его количество в амфибол-биотитовых плагиомигматитах.

Процесс мигматизации амфиболита может остановиться на ступени образования биотитового плагиомигматита, а может продолжиться в сто-

рону более глубокой переработки исходного субстрата. Тогда биотитовый плагиомигматит начинает перекристаллизовываться в виде нешироких полос и участков неправильной формы. Среди них присутствуют тонкие прерывистые полосы биотита. Порода неоднородная, представляет собой теневой плагиомигматит. Зерна плагиоклаза в нем различны по размерам, форме и составу. Но преобладает олигоклаз (An 17–20). Завершающей породой в ряду преобразования амфиболита при мигматизации является биотитовый гранит. Граниты не пользуются широким развитием и их появление, вероятно, отделено некоторым промежутком времени от образования плагиомигматитов.

Рассмотренный процесс мигматизации амфиболита сопровождается повышением железистости амфибола и биотита в неосомах мигматитов каждой последующей ступени по сравнению с предыдущей и понижением основности плагиоклаза, а также — последовательным увеличением общей железистости пород от субстрата до гранита.

ЭПИДОТ В АПОАМФИБОЛИТОВЫХ ПОРОДАХ. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗВИТИЯ

В плагиомигматитах эпидот приурочен к амфиболу и биотиту, поэтому характер его распределения зависит от характера распределения этих минералов. В шлифах наблюдается развитие эпидота по амфиболу и биотиту. Наиболее интенсивно он замещает биотит. В породах эпидот распределен неравномерно и количество его варьирует от 2–7% до 10–15%. Формы развития эпидота разнообразны. Это — небольшие зерна по краям кристаллов биотита или амфибола с коррозионными границами (рис. 3а, 3б). Присутствуют пластинки биотита или зерна амфибола почти полностью замещенные эпидотом, так что сохраняются только небольшие реликты замещаемых минералов, имеющие неровные коррозионные края (рис. 3б). Нередко развитие эпидота начинается с появления узких каемок по краям зерен амфибола или биотита (рис. 3в). На этом рисунке обращает внимание и крупное скелетное зерно эпидота, и кристалл, эпидота в виде полигонально ограниченного шестигольника, в котором наблюдается сохраняющаяся от замещения часть зерна амфибола. В соседней с кристаллом призме эпидота присутствует реликт биотита, имеющий, как и реликт амфибола, неровные ограничения. Реликты биотита иногда присутствуют в крупных идиоморфных кристаллах эпидота (рис. 3г). Отдельные грани подобных кристаллов имеют мелкозубчатые края с уцелевшим от замещения биотитом (рис. 3д). Зерна эпидота нередко содержат симплектиты кварца. Есть зерна, сложенные частью эпидотом, частью — биотитом с симплектитами в обоих минералах. Симплектиты в эпидоте это — кварц, выделившийся при замещении им биотита, а в биотите — при замещении амфибола биотитом. В одном зерне эпидота присут-

ствует реликт биотита, в свою очередь содержащий реликт амфибола. Подобные взаимоотношения минералов подтверждают не только развитие эпидота по биотиту, но и биотита по амфиболу, указывая на “реликт мигматизации”.

Эпидот наблюдается в зернах и разнообразной формы, и разного размера. Чаще других встречаются зерна размером $1.0\text{--}1.2 \times 0.4\text{--}0.6$ мм, хотя присутствуют и более мелкие выделения, и более крупные кристаллы, длиной до 2.5 мм. В шлифах эпидот бесцветен, но отдельные его зерна имеют бледную зеленовато-желтую окраску. Во многих разрезах наблюдается отчетливая спайность. Интерференционная окраска изменяется от желтой, бледно-синей до ярко-синего цвета с пятнами базарной ярко-розовой окраски. Величина двупреломления в разных зернах одного шлифа составляет: 0.010, 0.015, 0.049. Согласно (Лодочников, 1974), состав эпидота, а значит и его оптические свойства, могут изменяться даже в пределах одного шлифа. В ряде кристаллов эпидота, как правило, в центре зерен, присутствуют мелкие включения ортита овальной формы. Цвет их оранжево-бурый, двупреломление — низкое. Нередко в ассоциации с эпидотом и биотитом отмечается сфен и довольно большое количество апатита.

Минералы группы эпидота кристаллизуются как в ромбической, так и в моноклинной сингонии. До недавнего времени в этой группе, выделялись (Дир и др., 1965) следующие минералы: цоизит, клиноцоизит, эпидот, пьомонтит, алланит. В 2006 г. появилась статья (Армбрустер и др., 2006), в которой международная группа ученых разработала рекомендуемую номенклатуру для минералов группы эпидота, изучив большое количество химических составов минералов этой группы. В новой номенклатуре предлагается цоизит не рассматривать в группе минералов эпидота, поскольку он является ромбическим полиморфом клиноцоизита и выделяется следующие три подгруппы: клиноцоизита, алланита и долласеита. В зависимости от состава минерал попадает в ту или иную подгруппу.

ГЛАВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Породы

Петрогенные элементы. Приведены определения химического состава пород ряда мигматизации амфиболита от исходного субстрата до гранита (табл. 1). Из таблицы видно, что уже на первой ступени преобразования амфиболита, в биотит-роговообманковом плагиомигматите, по сравнению с исходным субстратом происходит уменьшение содержания следующих окислов: FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂ в 1.2–1.5 раз. К примеру, количество MgO снизилось от 8.4 до 5.3 мас. %, а CaO — от 9.9 до 6.1 мас. %. Подобное поведение компонентов обусловлено замещением некото-

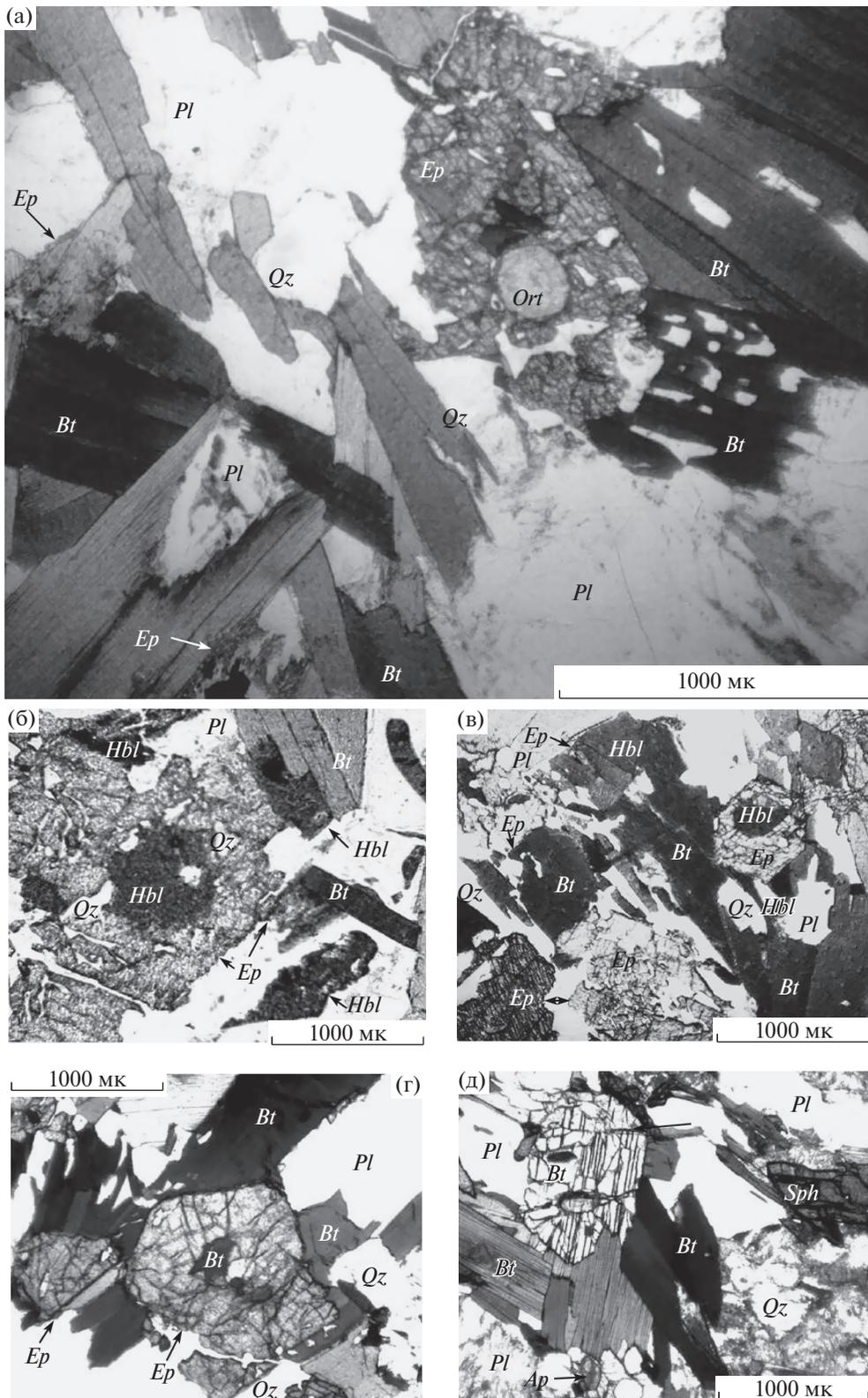


Рис. 3. Фотографии шлифов (без анализатора), на которых показано развитие эпидота по амфиболу и биотиту в плагиомигматитах: а – эпидот развивается по биотиту и имеет с ним коррозионные границы (шл.3/11а); б – в эпидоте – реликты амфибола с неровными ограничениями (шл.13/11-2а); в – узкие каемки эпидота по краям зерен амфибола, скелетное зерно эпидота с реликтом биотита, шестерник эпидота с реликтом амфибола (шл.13/11-2); г – реликты биотита в крупном кристалле эпидота и (слева внизу) – неровная граница этого кристалла эпидота с контактирующим с ним биотитом (шл.9/11а); д – в кристалле эпидота (справа) – мелкозубчатая граница с уцелевшим от замещения биотитом (шл.51).

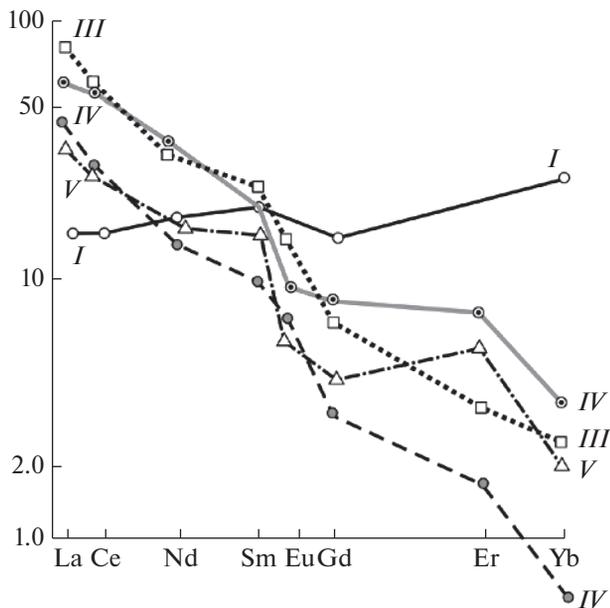


Рис. 4. Распределение нормированных по хондриту содержаний редких земель в амфиболите и апоамфиболитовых породах по данным (Щербакова, 1988). Название пород в табл. 1.

рого количества зерен роговой обманки биотитом, а также — плагиоклазом и кварцем. На последующих ступенях преобразования амфиболита продолжает уменьшаться количество названных выше окислов. В то же время в биотитовых плагиомигматитах при сравнении их с породами начальных ступеней мигматизации отмечается возрастание K_2O (2.74 мас. % против 1.81, 1.35 мас. %). При отсутствии в породах калиевого полевого шпата увеличение калия связано с развитием в них биотита. В биотитовых плагиогранитах, где биотита не более 5%, содержание калия составляет 0.5–1.0 мас. %. Величина калия возрастает до 4.38 мас. % только в конечной породе ряда преобразования амфиболита — микроклиновом граните. Содержание Na_2O на первой ступени, в биотит-роговообманковом плагиомигматите увеличивается весьма незначительно, но на каждой последующей ступени количество его возрастает и в плагиограните достигает 3.86–5.20 мас. %, что в 2–3 раза больше по сравнению с исходным субстратом. Подобное поведение натрия может быть объяснено не только увеличением количества плагиоклаза в породах, но и уменьшением его основности. Таким образом, в биотитовых плагиогранитах и гранитах, то есть — на заключительных ступенях мигматизации — резко уменьшается содержание FeO , MgO , CaO , TiO_2 , к примеру, величина окисного железа — до 0.74–0.01 мас. %. Наряду со значительным выносом названных окислов имеет место существенный привнос SiO_2 , Na_2O , K_2O . Подобное соотношение компонентов в рассматриваемых породах отвечает процессу кремнещелочного метасоматоза.

Редкоземельные элементы (РЗЭ). Распределение редкоземельных элементов рассмотрено в породах ряда мигматизации амфиболита от исходного субстрата до биотитового гранита (табл. 1). В амфиболите РЗЭ слабо фракционированы $(La/Yb)_n = 0.75$ и обеднены легкими. Породы ряда мигматизации по сравнению с исходным субстратом — амфиболитом, обогащены легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ. Особенно резкий скачок в содержании легких элементов происходит на начальной ступени мигматизации — в биотит-роговообманковом плагиомигматите. Содержание La по сравнению с амфиболитом увеличивается в нем в 6 раз. Данные по содержанию РЗЭ в породах ряда мигматизации свидетельствуют об их существенном фракционировании. Величина $(La/Yb)_n$ меняется от 18.3 в плагиограните до 30.9 в биотит-роговообманковом плагиомигматите.

Минералы

Биотит является главным темноцветным минералом пород ряда мигматизации амфиболита. В двух пробах биотитовых плагиомигматитов определен химический состав биотита и рассчитаны его формульные коэффициенты (табл. 2). Биотит имеет густую ярко-бурую окраску, что вероятно связано с относительно высоким содержанием в нем TiO_2 (2.42–2.82 мас. %). Наиболее титанистые биотиты являются высокотемпературными. Но содержание титана сильно зависит от железистости слюды, особенно низко и среднетемпературных биотитов (Кориковский, 1967). Величина железистости рассматриваемого биотита равна 61–69%. Из табл. 2 видно, что более высокая железистость биотита отвечает более высоким в нем величинам содержания TiO_2 .

Эпидот. Химический состав эпидота определен в 15-ти зернах двух образцов биотитового плагиомигматита (табл. 2).

Как видно из таблицы, в эпидоте содержится относительно немного железа — 7.27–10.57 мас. %, (в трех зернах не достигает и 5%) и повышенное количество глинозема. Согласно рекомендуемой номенклатуре минералов группы эпидота (Армбрустери и др., 2002), одна часть изученных зерен с более высоким содержанием железа может быть названа эпидотом, другая — клноцоизитом. Между эпидотом и клноцоизитом нет четкой границы. Все свойства между ними меняются непрерывно и они находятся в прямой зависимости от железистости минералов. Некоторыми исследователями (Кепежинская, Хлестов, 1971) отношение $Fe/(Fe + Al)$ определено как железистость эпидота. В иностранной литературе это отношение называют пистацитовым компонентом (Grigsmann et al., 2002). В большинстве рассматриваемых зерен эпидота величина пистацитового компонента равна 0.14–0.22 и в отдельных зернах с

Таблица 1. Химический состав пород ряда мигматизации амфиболитов, мас. %, г/т

Компо- ненты	№№ проб								
	1/11-3	10/11-2	16/11-1	1/11-2	1/11-1	10/11-3	16/11-1a	16/11-2	12/1
	Породы								
	I	I	III	IV	IV	V	V	V	VI
SiO ₂	48.88	47.22	54.18	62.18	63.12	69..00	70.467	73.88	69.30
Al ₂ O ₃	15.42	13.35	15.38	16.46	17.41	14.74	17.16	15.92	16.20
TiO ₂	0.88	0.60	0.92	0.48	0.55	0.24	0.10	0.04	0.37
FeO	8.54	9.65	8.33	3.52	4.45	3.52	2.01	1.29	1.49
Fe ₂ O ₃	4.29	4.05	3.35	3.37	0.58	0.74	0.01	0.20	0.44
MnO	0.19	0.20	0.18	0.07	0.06	0.20	0.02	Сл.	0.05
MgO	7.22	9.87?	5.30	3.00	2.30	1.98	0.34	0.34	1.40
CaO	9.20	10.60	6.10	5.51	4.13	5..20	4.37	3.60	2.70
K ₂ O	1.81	1.35	2.74	1.81	1.96	0.69	0.51	1.00	4.38
Na ₂ O	2.51	1.75	2.44	3.79	4.33	3.86	5.26	4.97	4.40
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.15	0.05	0.11	0.01	0.11	0.09	–
SO ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0.39	Сл.	Сл.	Сл.	–
CO ₂	0.33	0.11	0.08	0.16	0.22	Сл.	Сл.	Сл.	0.12
Ппп	1.50	1.02	1.10	1.20	0.78	0.59	0.43	0.24	0,44
Сумма	100.06	99.71	100.04	100.44	100.02	100.60	100.71	100.69	99.68
F, %	65.0	58.9	69.6	70.8	69.6	66.7	84.9	81.8	61.0
La	4.6	–	24	18	13	11	–	–	6
Ce	1.3	–	49	47	24	23	–	–	8.1
Nd	9.5	–	20	21	8.4	9.3	–	–	4.6
Sm	4.2	–	4.6	4.0	2.2	3.4	–	–	1.1
Eu	1.2	–	1.1	0.70	0.60	0.44	–	–	0.8
Gd	4.4	–	2.2	2.8	1.0	1.4	–	–	<0.92
Er	4.5	–	0.7	1.6	<0.7	1.2	–	–	<2
Yb	4.6	–	0.44	0.6	<0.2	0.34	–	–	<0.7
(La/Yb) _N	0.75	–	30.9	17	73.3	18.3	–	–	9.7
(La/Sm) _N	0.76	–	3.7	4.5	5.9	3.2	–	–	3.8
(Ce/Yb) _N	0.57	–	22.5	15.8	48.4	13.7	–	–	1.7

Примечание. I – амфиболиты, III – биотит-роговообманковый плагиомигматит, IV – биотитовые плагиомигматиты, V – биотитовые плагиограниты, VI – биотитовый гранит. F = FeO + Fe₂O₃ + TiO₂/FeO + Fe₂O₃TiO₂ + MgO – здесь и в табл. 2; Сл – следы, прочерк – эл. не определялся.

низким содержанием железа составляет 0.07–0.09 (табл. 2).

Среди других минералов определен химический состав акцессорного апатита и сфена. Оба минерала, как и эпидот, имеют в своем составе довольно высокое количество кальция: в апатите CaO = 55–58 мас. %, в сфене – 27.76 мас. %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблеме мигматизации пород, в том числе и амфиболитов в Беломорском регионе, посвящено множество работ: (Беус и др., 1993; Глебовицкий, Седова, 2005; Левицкий, 2005. Козловский, 2016), в том числе и экспериментальных (Ходоревская и др., 2002). При своих исследованиях авторы нередко используют разные механизмы образования мигматитов и гранитов. Особый интерес среди мигматизированных пород представляют апоамфиболитовые амфибол-биотитовые и биотитовыи плагиомигматиты, поскольку они похожи на одно-

именные гнейсы. Вследствие значительного развития апоамфиболитовых плагиомигматитов среди беломорских пород, важна правильная их диагностика. Многие обнажения рассматриваемого участка сложены апоамфиболитовыми плагиомигматитами и в них присутствует эпидот. Согласно литературным источникам, эпидот встречается в породах разного генезиса: метаморфических, метасоматических, магматических. Наиболее характерным считается нахождение этого минерала в метаморфических породах низких и средних ступеней регионального метаморфизма фации зеленых сланцев ($T = 250–550^{\circ}\text{C}$, $P = 1.5–3–4$ кбар) и фации эпидотовых амфиболитов ($T = 500–650^{\circ}\text{C}$, $P = 3.5–6$ кбар). В фации зеленых сланцев эпидот находится в ассоциации с актинолитом, хлоритом, альбитом. Для эпидот-амфиболитовой фации типичными минералами являются: эпидот, биотит, олигоклаз и иногда – альбит. Эпидот часто относят к стресс минералам, при этом температура его образования – низкая (Дир и др., 1965). Немало науч-

Таблица 2. Химический состав эпидота и биотита и их формульные коэффициенты Эпидот. Химический состав, мас. %

Окислы	6	12	24	28	46	54	56	60	62	72	89
SiO ₂	40.58	39.72	37.22	39.62	37.24	40.17	39.06	37.77	40.28	40.06	39.03
Al ₂ O ₃	29.71	28.40	29.42	31.28	29.56	26.76	28.14	27.58	25.78	24.98	26.34
FeO	2.98	9.21	3.86	4.40	10.57	8.60	7.27	9.99	9.63	10.52	9.66
CaO	26.73	22.63	27.53	24.70	22.63	24.47	25.52	24.06	24.30	24.44	24.97

Эпидот. Формульные коэффициенты

Элементы	6	12	24	28	46	54	56	60	62	72	89
Si	3.05	3.02	2.87	2.97	2.84	3.08	2.97	2.91	3.11	3.06	3.03
Al	2.62	2.55	2.66	2.77	2.65	2.42	2.53	2.53	2.34	2.25	2.42
Fe	0.19	0.59	0.23	0.28	0.67	0.50	0.42	0.58	0.56	0.67	0.56
Ca	2.15	1.84	2.24	1.98	1.85	2.00	2.08	1.99	2.00	2.00	2.00
Fe/(Fe + Al)	0.07	0.19	0.08	0.09	0.20	0.17	0.14	0.19	0.19	0.23	0.19
Окислы	11	16	21	42	55	58	88				
SiO ₂	37.56	36.16	36.88	37.42	37.03	36.10	37.32				
Al ₂ O ₃	16.31	16.13	17.63	16.34	16.70	15.82	15.68				
FeO	22.15	23.37	21.22	20.44	21.71	21.51	22.18				
TiO ₂	2.74	2.42	1.10	—	2.71	2.45	2.65				
MgO	11.55	11.90	14.09	14.87	11.05	12.22	13.46				
K ₂ O	10.30	10.02	9.05	10.93	9.75	10.20	8.71				
F, %	69	68	61	58	69	66	65				

Биотит. Формульные коэффициенты

Элементы	11	16	21	42	55	58	88
Si	2.81	2.69	2.65	2.73	2.79	2.71	2.71
Al ^{vi}	0.25	0.11	0.15	0.19	0.27	0.12	0.05
Al ^{IV}	1.19	1.31	1.35	1.27	1.21	1.29	1.29
Fe	1.32	1.45	1.28	1.23	1.33	1.26	1.34
Ti	0.15	0.13	0.06	—	0.15	0.16	0.15
Mg	1.22	1.31	1.52	1.67	1.24	1.46	1.46
K	0.98	0.95	0.83	1.02	0.94	0.94	0.80

Примечание. Fe/(Fe + Al) – пистацитовый компонент эпидота. Формульные коэффициенты минералов рассчитаны по методу (Борнеман-Старынкевич, 1964).

ных работ, особенно иностранных авторов, в которых описывается кристаллизация эпидота в магматических породах, а также приводятся данные по моделированию магматического эпидота. Описан магматический эпидот в гранодиоритах мезазойского акреционного террейна между северной Калифорнией и юго-восточной Аляской (E. an Zen, J.M. Hammarstrom, 1984). Они провели моделирование и получили эпидот из синтетического гранодиоритового расплава при $P = 8$ кбар. Эти авторы считают, что плутонические породы с эпидотом должны кристаллизоваться при умеренно высоком давлении, на глубинах соответствующих условиям нижней коры. В.Н. Смирнов, Е.А. Зинькова суммируя свои результаты по моделированию магматического эпидота с экспериментальными данными других авторов, пришли к выводу, что для появления магматического эпидота необходимо высокое общее давление и повышенное содержание воды в расплаве. Так, при кристаллизации Верхнесетского массива гранодиоритов на Урале,

содержащих эпидот, общее давление оценивается в 4–5 кбар, а величина водного – в 8 кбар (Смирнов, Зинькова, 1993).

Широко известно контактово-метасоматическое развитие эпидота в скарнах. При экспериментальном моделировании эпидотсодержащих скарнов было установлено, что для образования эпидотсодержащих скарнов благоприятна умеренная температура (350–500°C), повышенное отношение KCl/NaCl в растворах, а также – повышенный окислительный потенциал и активность железа (Ежов, Зарайский, 1993).

В литературе нередко описаны эпидоты метасоматического генезиса, и иногда они имеют необычные формы образования. Эпидот, слагающий формы овоидов развит на одном из участков Магаданского батолита. Овоиды имеют зональное строение. Максимальная их длина достигает 50 см. По заключению автора (Фирсов, 1959), эпидот развивается метасоматически при действии флюидов, приносящих Са и другие компоненты.

Работы по Беломорскому региону, в которых эпидот был детально описан, достаточно редки, хотя уже первые исследователи отмечали присутствие эпидота в биотитовых гнейсах и амфиболитах в отдельных его частях (районы: Кайта-гундры, Вал-озера, Ковдозера) (Шуркин и др., 1962; Дук, 1967). Характеристики эпидота в них не приводятся. Его называют дополнительной фазой к основному парагенезису минералов породы, но наличие участков пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации, не отмечается. В западном Беломорье при картировании были обнаружены цоизитовые бластолиты, в которых цоизит и клиноцоизит находятся в ассоциации с лабрадором (Дук, 1967). В более поздних работах, при петрографическом описании беломорских пород в пределах Энгозерского и Ковдозерского доменов (Козлов и др., 2006), а также – в областях развития Северо-Керетьского и Тикшозерского зеленокаменных поясов (Слабунов и др., 2007) указывается на присутствие эпидота в биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсах и амфиболитах. При этом отмечается, что эпидот – вторичный минерал.

Считается, что вторичные минералы образуются по первичным минералам под действием выветривания, гидротермальных растворов или глубинных флюидов. Для них характерно развитие в зонах трещин, дробления, в интерстициях. Они обычно мелки и обогащены группой ОН или $n \text{H}_2\text{O}$ (Лодочников, 1974). В восточном Беломорье детально изучены цоизититы (Слабунов и др., 2015). Они слагают линзы разного размера среди гранито-гнейсов. По данным этих авторов, цоизититы образовались по анортозитам в условиях эклогитовой фации метаморфизма при $T = 750^\circ\text{C}$, $P = 20$ кбар. В корундсодержащих метасоматитах Беломорского пояса описан эпидот как минерал метасоматической зональности (Терехов, 2007).

При полевых работах мы наблюдали эпидот в плагиогранитах керетьской свиты. Его мелкие фисташковые зерна вместе с амфиболом и биотитом слагают округлые небольшие скопления, рассеянные по породе. Эпидот развивается по биотиту, возникшему при замещении амфибола. Росту эпидота способствует обилие кальция, высвобождающегося с понижением основности плагиоклаза в плагиогранитах. Имеет место метасоматический рост эпидота. Среднее содержание его в шлифах не превышает 0.6%. Рассматриваемый нами эпидот и апоамфиболитовые породы, в которых он присутствует, образуются метасоматическим путем при замещении минеральных компонентов под действием эндогенных растворов (Коржинский, 1956). Диффузионный механизм переноса вещества при метасоматозе, осуществляемого через поры в породе, представляется наиболее приемлемым, поскольку изменения структуры породы при развитии эпидота не наблюдается. При

диффузионном метасоматозе растворение старых компонентов и отложение новых происходит почти одновременно. При этом порода сохраняется в твердом состоянии.

Устойчивая ассоциация минералов неосомы биотитовых плагиомигматитов представлена: Би + Пл + Кв, а амфибол-биотитовых – Ро + Би + Пл + Кв. В этих породах наблюдается развитие эпидота по амфиболу и биотиту. Взаимоотношения его с замещаемыми минералами всегда коррозионные. На определенной стадии образования эпидота появляются отдельные крупные его кристаллы, идиоморфно ограненные. Некоторые их грани, контактирующие с уцелевшим от замещения биотитом, тоже имеют коррозионные ограничения. Замещение амфибола и биотита происходит при реакционном взаимодействии их компонентов с компонентами флюида – появляется метасоматически образованный эпидот. При этом выделяется кремний и реализуется в виде кварцевых симплектитов в эпидоте. Присутствие эпидота в биотитовых плагиомигматитах может вызвать у геологов, считающих плагиомигматиты гнейсами, предположение, что имеет место эпидот-амфиболитовая фация прогрессивного метаморфизма. Но в этом случае эпидот должен быть самостоятельным породообразующим минералом и не иметь коррозионных отношений с другими минералами, но они наблюдаются. Подтверждением самостоятельной кристаллизации эпидота, без признаков коррозии при прогрессивном метаморфизме могут служить исследования других геологов. К примеру, в породах станового комплекса, представленных в основном амфиболитами и плагиогнейсами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации при температуре, равной $600\text{--}650^\circ\text{C}$, главным породообразующим минералом является эпидот. Наряду с эпидотом породы содержат: биотит, роговую обманку, альмандин, мусковит, кианит, альбит-олигоклаз. Но ни с одним из перечисленных минералов эпидот не вступает в реакционные взаимоотношения. Он образует самостоятельные хорошо ограненные кристаллы размером от долей мм до 1.5–3.0 мм (Козырева, Романенко, 1978).

Можно рассмотреть другой вариант присутствия эпидота в биотитовых плагиомигматитах, как минерала пород регрессивного метаморфизма. Широко известно, что преобладающая часть пород Беломорского комплекса метаморфизована в условиях амфиболитовой фации. Предположим, что тектонические процессы вызвали на изученном участке подъем пород и последующий диафторез с образованием эпидота в биотитовых породах. Но в этом случае растворы, вызвавшие диафторез, привели бы к образованию, кроме эпидота, и других гидроксилсодержащих минералов. По роговой обманке должен развиваться тремолит, хлорит, по биотиту – хлорит, а появление эпидота вместе с альбитом произошло бы при

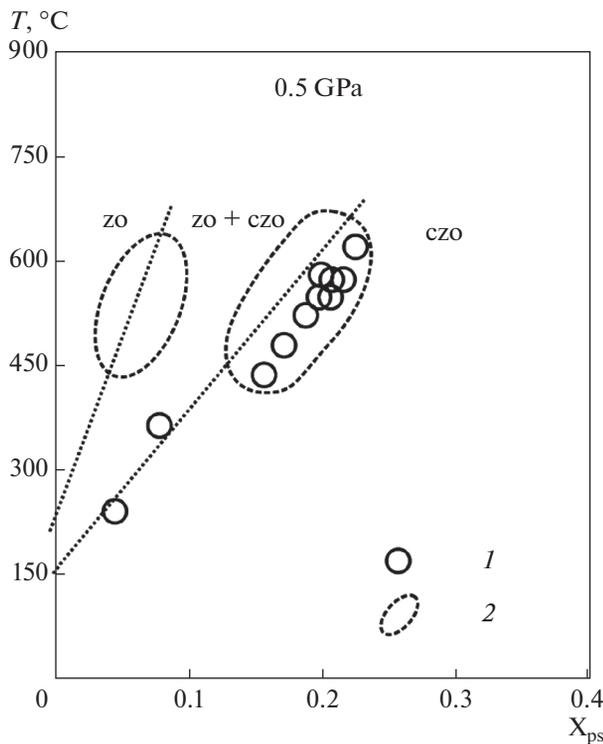


Рис. 5. Положение точек пистацитового компонента изученного эпидота на диаграмме $T-X_{ps}$ сосуществующих цоизита и клиноцоизита. 1 – пистацитовый компонент изученного эпидота, 2 – поля пистацитового компонента по (Brunsmann et al., 2002).

разложении плагиоклаза. Но подобных превращений в рассматриваемых породах не наблюдается. Таким образом, наиболее вероятным является метасоматическое образование эпидота, наблюдаемое в апоамфиболитовых плагиомигматитах.

Температура образования эпидота лежит в пределах 400–600°C при давлении 5 кбар. Она получена при использовании диаграммы по моделированию цоизита и клиноцоизита (Brunsmann et al., 2002), на которую нанесены величины пистацитового компонента изученного эпидота (рис. 5). Согласно исследованиям разных авторов, для образования эпидота кроме температуры и общего давления важны еще многие факторы: давление воды и окиси углерода, окислительный потенциал, активность железа и другие.

ВЫВОДЫ

В апоамфиболитовых плагиомигматитах изученного участка присутствует эпидот в количестве от 5 до 15%. Эпидот образуется при замещении амфибола и биотита. Форма выделений эпидота – от небольших зерен и узких каемок по краям замещаемых минералов до крупных идиоморфно ограненных кристаллов. Границы эпидота с замещаемыми минералами и с реликтами этих минералов – коррозионные.

В химическом составе исследованных зерен эпидота относительно немного железа, но много алюминия и кальция. Величина пистацитового компонента эпидота составляет 0.14–0.22. Образование эпидота метасоматическое при реакционном взаимодействии компонентов амфибола и биотита с компонентами флюида при температуре 400–600°C и давлении 5 кбар.

Большая часть обнажений изученной территории сложена светлыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми породами и нередко присутствующими среди них амфиболитами в виде нешироких полос или реликтовых участков. Совокупность геологических, петрографических и геохимических характеристик пород в исследуемом районе позволяет утверждать, что амфибол-биотитовые и биотитовые их разновидности представляют собой продукты мигматизации амфиболита – плагиомигматиты.

Рассмотрение химического состава пород последовательного ряда преобразования амфиболита при мигматизации от исходного субстрата до биотитового гранита показало, что при этом процессе происходит постепенный вынос из пород ряда следующих элементов: Fe, Ti, Mg, Ca и привнос Si, Na и K. Подобное соотношение компонентов в рассматриваемых породах отвечает процессу кремнещелочного метасоматоза. Развитие метасоматического эпидота в плагиомигматитах может быть сопоставлено с базификацией. Процесс базификации, сопряженный с мигматизацией, возможно проявляется в кристаллизации и эпидота, и мономинеральных агрегатов амфибола, биотита, присутствующих в плагиомигматитах данного участка. При этом вполне вероятно используются компоненты, высвобождающиеся при мигматизации.

Метасоматический рост эпидота в породах на данной территории можно объяснить широко проявленными здесь тектоническими процессами в период экзгумации (1.8–1.75 млрд лет) пород Беломорского пояса, обусловленными развитием сдвиго-сбросовых зон, расплощенных между северным и центральным доменами Беломорского пояса, которые можно рассматривать как отдельные метаморфические ядра. Это могло способствовать широкому притоку флюидов и созданию PT условий для развития эпидота.

Работа выполнена в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Армбрустер Т., Бонацци П., Акасака М., Берманец В., Шопен К., Жире Р., Хеус-Ассбихлер С., Лейбшер А., Менчетти С., Пан Я., Пазеро М. (2006) Рекомендованная номенклатура минералов группы эпидота (краткая информация). *Журнал ЗРМО*. 135(6), 19–23.
- Беус А.А., Щербакова Т.Ф., Куклей Л.Н. (1993) *Геохимические особенности гранитизации и средний состав пород Беломорского комплекса. Геохимическая эволюция*

- гранитоидов в истории литосферы (Под ред. Беуса А.А.). М.: Наука, 69-93.
- Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. (1999). Тектоно-термальная эволюция Земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов. *Геохимия*. (8), 842-857.
- Бойд Ф.Р. (1961) Гидротермальные исследования амфиболитов. *Геохимические исследования* (Под ред.). М.: Изд-ство Иностран.лит., 474-494.
- Борнеман—Старынкевич И.Д. (1964) *Руководство к расчету формул минералов*. М.: Наука, 223 с.
- Глебовицкий В.А. (2005) *Ранний докембрий Балтийского щита*. С.-Пб.: Наука, 712 с.
- Глебовицкий В.А., Седова И.М. (2005) Специфика позднепалеопротерозойского ультраметаморфизма в Беломорском аллохтоне. *ДАН*. **401**(1), 62-66.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. (1965) *Породообразующие минералы I*. М.: Мир, 371 с.
- Дук В.Л. (1967) *Складки зон ультраметаморфизма*. Л.: Наука, 82 с.
- Ежов С.В., Зарайский Г.П. (1993) Экспериментальное моделирование эпидотсодержащих скарнов. *Эксперимент в минералогии*. **1** (Под ред. Эпельбаума М.Б.). М.: Черноголовка, 136-157.
- Калафати Л.В. *К методике геологического картирования докембрия в Ёнском и Стрельнинском районах Мурманской области*. В кн.: *Проблемы изучения геологии докембрия*. Л., "Наука". 1967. С. 99-103.
- Кепежинскас К.Б., Хлестов В.В. (1971) *Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы*. М.: Наука, 310 с.
- Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. (2006) *Геология архея Балтийского щита*. С.-Пб.: Наука, 345 с
- Козырева И.В., Романенк И.М. (1978) *Минералы группы эпидота в глубокометаморфизованных породах Станового комплекса. Минералы и парагенезисы минералов* (Под ред. Токаревой Т.Н.). Л.: Наука, 131-140.
- Козловский В.М. (2006) Физико-химическая модель образования свекофенских плагиомигматитов Беломорского комплекса. Северной Карелии. *Геохимия*. (9), 924-936.
- Kozlovsky V.M. (2006) Pphysicochemical model for the genesis of svecofennian plagiomigmatites of the belomorian complex, northern Karelia *Geochem. Int.* **44**(9), 855-866.
- Козловский В.М., Бычкова Я.В. (2016) Геохимическая эволюция амфиболитов и гнейсов Беломорского подвижного пояса в процессе палеопротерозойского метаморфизма. *Геохимия*. (6), 543-557.
- Kozlovskii V.M., Vyckhova Y.V. (2016) Geochemical evolution of amphibolites and gneisses of the Belomorian mobile belt during paleoproterozoic metamorphism *Geochem. Int.* **54**(6). 529-542.
- Коржинский Д.С. (1955) *Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. М.: Изд-ство АН СССР, 332-452.
- Кориковский С.П. (1967) *Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны*. М.: Недра, 298 с.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. (1995) Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношения с Карельской гранит-зеленокаменной областью. *Геотектоника*. (6), 80-92.
- Левицкий В.И. (2005) *Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры*. Новосибирск: Изд-ство АН, 342 с.
- Лодочников В.Н. (1974) *Главнейшие породообразующие минералы*. М.: Недра, 246 с.
- Слабунов А.И., (2008) *Геология и геодинамика архейских подвижных (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск. Карельский научн. Центр РАН, Ин-т Геологии*. 296 с.
- Слабунов А.И., Володичев О.И., Сяоли Ли, Максимов О.А. (2015) Архейские цоизититы Гридинского эклогитсодержащего меланжа (Беломорская провинция): геология, U-Pb возрасты цирконов и геодинамические следствия. *Труды КНЦ РАН*. **14**, 85-105.
- Смирнов В.Н., Зинькова Е.В. (1993) Магматический эпидот в гранитоидах Верхнесетского массива (Средний Урал). *ДАН*. **329**(3), 332-335.
- Терехов Е.Н. (2007) Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит). *Геохимия*. (4), 411-428.
- Terekhov E.N. (2007) REE Distribution in Corundum-Bearing and Other Metasomatic Rocks during the Exhumation of Metamorphic Rocks of the Belomorian Belt of the Baltic Shield. *Geochem. Int.* **45**(4), 364-380.
- Терехов Е.Н. (2007) Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы Балтийского щита. *Литосфера*. (6), 15-39.
- Чамов Н.П. (2016) *Строение и развитие Среднерусско-Белорусской провинции в неопротерозое*. М.: ГЕОС, 215 с.
- Чуйкина Е.П. *Структура и пегматитовность Северной Карелии*. В сб.: *Мусковитовые пегматиты СССР*, Л.: Наука. 1975. С. 153-159.
- Фирсов Л.В. (1959) Метасоматические эпидотовые овоиды в порфиридах. *Труды Всесоюзного науч.-иссл. Ин-та золота и редких металлов XIX* (Под ред. Ваншейдта Н.А.) Изд-ство Магалан, 117-124.
- Ходоревская Л.И., Шмонов В.М., Жариков В.А. (2002) Экспериментальное моделирование гранитизации амфиболита при 750°C и давлении 5 кбар. *ДАН*. **383**(2), 244-247.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. (1962) *Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского п-ва. Геология и пегматитовность Труды. ЛАГЕД*. **14** М.-Л.: Изд-ство АН СССР, 306 с.
- Щербакова Т.Ф. (1988) *Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация*. М.: Наука, 144 с.
- Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. (2002) Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system CaO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 115-130.
- Davy P., Guerin G., Brun J.P. (1989) Thermal constrains on the tectonic evolution of a metamorphic core complexes (Santa Catalina Mountains) *Earth Planet. Sci. Let.* **94**. 425-440.
- Prunier A.R., Hewrrr D.A. (1985) Experimental observations on coexisting zoisite-clinozoisite *Amer. Mineralogist*. **70**, 375-378.
- Zen E-an, Hammarstrom J.M. (1984) Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*. **12**(19), 515-518.