

АПАТИТ-АЛЬБИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ (ЭЙСИТЫ) ВОСТОКА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

В.Е. Кириллов

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: kirillow.vadim2013@yandex.ru

Поступила в редакцию 24 декабря 2020 г.

В работе обобщены результаты исследований рудоносных апатит-альбитовых метасоматитов (эйситов) рифейского возраста, выявленных в восточной части Алдано-Станового щита в метаморфических, вулканических и интрузивных породах. Охарактеризованы особенности литологического и структурного контроля эйситов, их минерального и петрохимического состава, геохимических ассоциаций, онтогении, метасоматической зональности и рудной специализации. Эйситовые метасоматиты в метаморфических породах отнесены к альбит-хлорит-апатитовой фации, в магматических – к альбит-апатитовой. В апатит-альбитовых метасоматитах присутствует оруденение двух типов – урановое (в эйситах по метаморфическим породам) и уран-редкоземельно-редкометалльное (в эйситах по вулканическим и интрузивным породам).

Ключевые слова: эйситы, рифей, урановые руды, редкоземельная минерализация, Улканский вулканогенный прогиб, Алдано-Становой щит.

ВВЕДЕНИЕ

Эйситизация среднерифейского возраста (1250–1190 млн лет) проявилась в пределах восточной части Алдано-Станового щита (АСЩ). С этим типом метасоматоза связано образование месторождений и рудопроявлений урана и редких земель в разнообразных геологических обстановках (в метаморфических, вулканических и интрузивных породах). Особенностью эйситизации является, с одной стороны, локальность ее проявления, с другой, высокая продуктивность, выражающаяся в появлении богатой урановой или уран-редкоземельной минерализации в каждом случае проявления метасоматоза такого типа.

В настоящей работе, наряду с результатами авторских исследований на рудных объектах Тангукта и Боковое, использованы материалы, полученные в ходе поисково-оценочных работ Октябрьской, Таежной экспедиций и ПГО Таежгеология (1958–2008 гг.), а также ПГО Дальгеология (1988–1995 гг.).

Рудоносным эйситах АСЩ посвящены некоторые предыдущие работы автора [4, 12, 13] и других исследователей [6, 7, 8, 19].

В процессе изучения эйситов автором использовались методы геологического картирования (включая изучение морфологии и строения рудоносных зон в горных выработках и по керну буровых сква-

жин). Лабораторные минералогические, петрографические, петрохимические и геохимические исследования по коллекционным материалам месторождений Тавитчак, Боковое, Тангукта проводились с помощью атомно-эмиссионного спектрального анализа, оптических (под поляризационным микроскопом в проходящем и отраженном свете) и рентгеновских (рентгеноструктурный, рентгенофлюоресцентный, рентгеноспектральный микроанализы) методов, а также метода традиционного количественного химического анализа в ПГО «Таежгеология», «Дальгеология» и ДВГИ ДВО РАН.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, СТРУКТУРНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Эйситизация в пределах АСЩ проявилась на уровне двух структурных этажей – в архейских метаморфических породах и в вулканических, интрузивных образованиях наложенного раннепротерозойского вулканогенного прогиба (рис. 1). Для каждой из перечисленных геологических обстановок характерны свои особенности проявления метасоматоза, рассмотренные ниже.

Возраст эйситов определен как позднепротерозойский: для уран-редкоземельных руд в вулканитах он составляет 1250–1196 млн лет, для уранового ору-

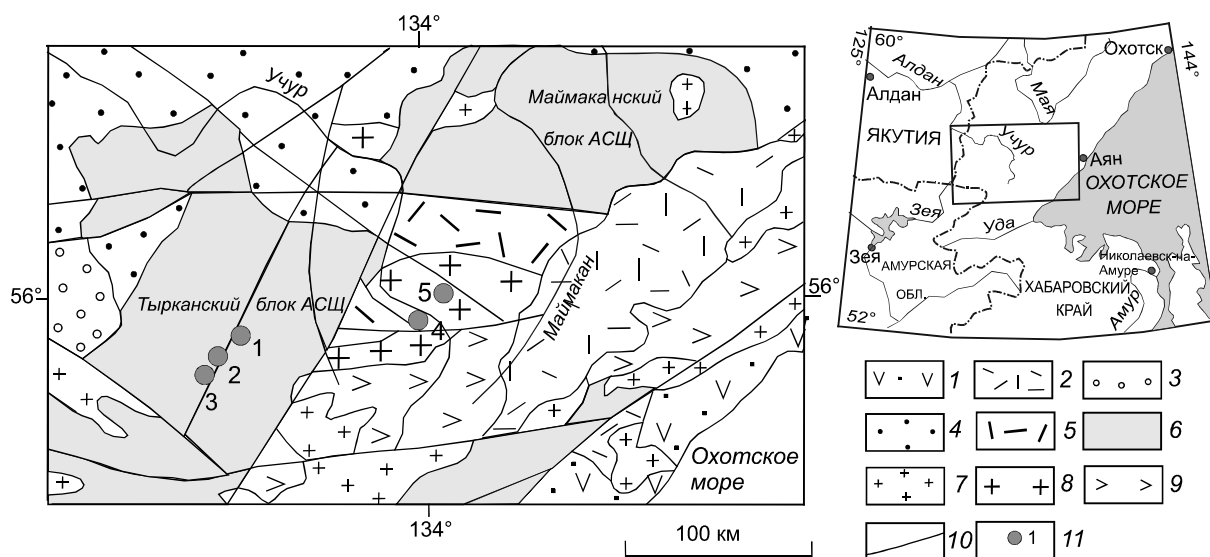


Рис. 1. Схематическая геологическая карта восточной части Алдано-Станового щита.

1–3 – мезозойские образования: 1 – вулканогенно-осадочные, 2 – вулканогенные, 3 – терригенные; 4 – рифей-палеозойские терригенно-карбонатные толщи осадочного чехла Сибирской платформы; 5 – вулканогенные образования раннего протерозоя; 6 – метаморфические породы АСЩ; 7–9 – интрузивные породы: 7 – мезозойские гранитоиды, 8 – раннепротерозойские гранитоиды, 9 – архей-раннепротерозойские анортозиты; 10 – наиболее крупные разломы; 11 – месторождения и наиболее крупные рудопроявления в связи с эйситовыми метасоматитами: 1 – Тавитчак, 2 – Удюма, 3 – Хаикта, 4 – Тангукта, 5 – Боковое.

денения в гранитах – 1250 млн лет (уран-свинцовый, свинец-свинцовый методы), урановых руд в метаморфических породах – 1250–1190 млн лет (свинец-свинцовый и уран-свинцовый методы, [4]). Примечательно, что в период времени 1300–1053 млн лет назад, перекрывающем период проявления эйситизации на востоке АСЩ, проявился метасоматоз аргиллизитового и березитового типа [7]. Для аргиллизитов и березитов, так же как и для эйситов, не выявлена генетическая связь с магматическими процессами – к периоду их образования относятся только дайки основного состава гарындинского комплекса повышенной щелочности, не имеющие широкого распространения. Близкие возрастные характеристики (1300–1100 млн лет, [7]) указывались для ураноносных альбититов южной части Становой гранит-зеленокаменной области (СГЗО). Проявления метасоматоза эйситового типа всегда тектонически предопределены и контролируются крупными зонами тектонических нарушений позднепротерозойского времени.

Таким образом, в разных частях АСЩ проявился рифейский этап тектонической активизации с реперным возрастом около 1200 млн лет, соответствующий тектогенезу эльсонского и началу гренвильского времени.

Можно предположить, что основной геодинамической причиной, вызвавшей в рифее проявление процессов метасоматоза, стала тектоническая активизация,

вызванная, предположительно, взаимодействием Алданской плиты и СГЗО.

Эйситизация в метаморфическом фундаменте. Многочисленные рудопроявления и месторождение урана Тавитчак выявлены в метаморфических породах Тырканского блока АСЩ. Основной рудоконтролирующей структурой является Тырканский глубинный разлом, прослеженный в субмеридиональном направлении на 150 км по геофизическим данным, полям пегматитов, выходам даек основного состава и катаклазитам. В пределах зоны разлома рудопроявлениями являются нарушения более высокого порядка меридионального, субширотного и северо-западного простирания, а также узлы их пересечения с Тырканским разломом.

Зоны рудоносных эйситов характеризуются сходными условиями локализации и составом метасоматитов.

Условия локализации оруденения рассмотрены ниже на примере месторождения Тавитчак, вскрытого поверхностными горными выработками и буровыми скважинами. Его позиция определяется положением во флексуобразном перегибе крыла пологой антиклинальной складки, пересеченной серией круто- и пологопадающих послонных разрывных нарушений. Оруденение контролируется крутопадающими линейными участками дробления и брекчирования мощностью от нескольких метров до нескольких десятков

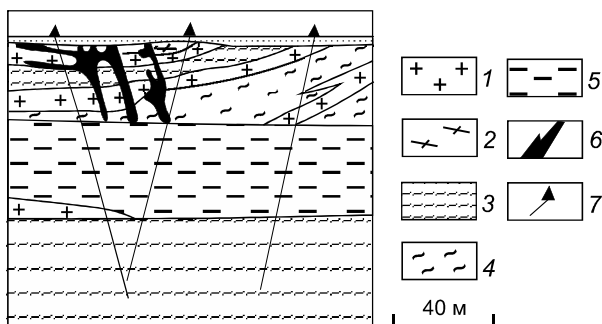


Рис. 2. Геологический разрез через месторождение Та-витчак (по [5]).

1 – пегматоидные граниты и пегматиты, 2 – графит-биотитовые гнейсы, 3 – биотит-амфиболовые гнейсы, 4 – биотит-гранатовые гнейсы, 5 – графитсодержащие биотит-гранатовые гнейсы, 6 – рудные тела, 7 – буровые скважины.

метров, и пологопадающими зонами трещиноватости и рассланцевания. В плане тела рудоносных метасоматитов имеют овальную форму. На глубине 60–70 м они «обрезаются» пологопадающими нарушениями (рис. 2). Наиболее благоприятными для метасоматических изменений являлись литологически контрастные разрезы, в пределах которых меланократовые разновидности гнейсов чередуются с лейкократовыми и графитсодержащими, а также дайками долеритов [5]. Мощность эйситовых тел составляет десятки метров, протяженность по простиранию – сотни метров.

Проявления эйситизации в вулканитах. Ореолы эйситизированных пород распространены вдоль южного обрамления Улканского плутона, в зоне субширотного Северо-Учурского разлома, где они контролируются нарушениями более высокого порядка северо-западного и северо-восточного простирания. Все выявленные зоны эйситовых метасоматитов приурочены к вулканитам элгэтэйской свиты. Особенности проявления эйситизации в вулканитах рассмотрены ниже на примере месторождения урана и редких земель Тангукта.

Участок месторождения сложен преимущественно трахириолитами и трахириодацитами покровной фации элгэтэйской свиты (рис. 3). Эти породы венчают разрез, состоящий, сверху вниз, из дацитов элгэтэйской, андезитов улкачанской, песчаников топорицанской свит, архейских графитсодержащих гнейсов тырканской серии. Мощность вулканогенной толщи оценивается в 700–800 м, горизонта песчаников – в 40–50 м. Вулканогенные и осадочные образования полого (10–15°) падают на север. Из интрузивных пород раннепротерозойского возраста встречаются субщелочные гранит-порфиры субвулканической фации (слагают приразломное тело субширотного простира-

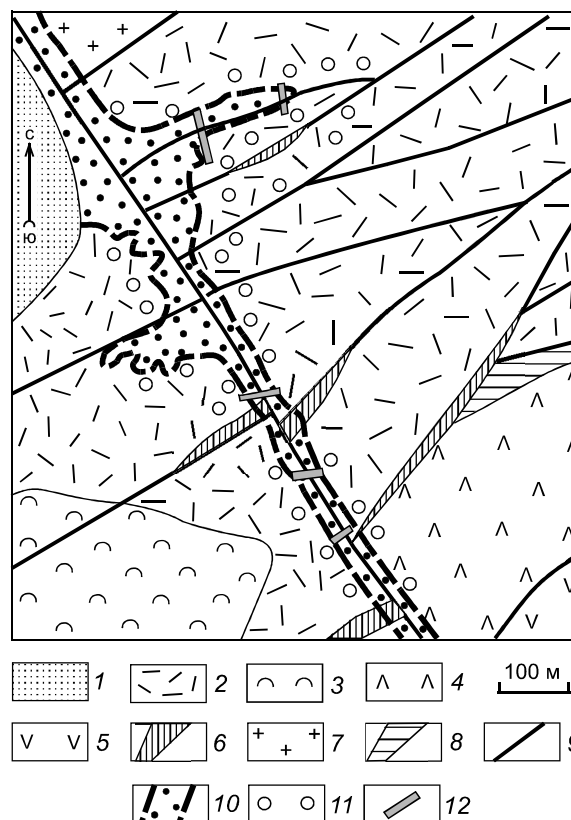


Рис. 3. Геологическая карта месторождения Тангукта.

1 – четвертичные флювиогляциальные отложения; 2–5 – нижнепротерозойские вулканогенные образования: 2 – трахириолиты и трахидациты, 3 – их туфы, 4 – дациты, 5 – андезиты; 6–8 – раннепротерозойские интрузивные породы: 6 – дайки долеритов; 7 – субвулканические тела субщелочных гранит-порфиров, 8 – дайки риолитов; 9 – разломы; 10 – зоны эйситизации; 11 – ореолы аргиллизитовых изменений; 12 – каналы.

ния в северной части участка), а также дайки риолитов и долеритов.

Эйситовые изменения тяготеют к самым мощным разрывным нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания с углами падения 50–80°. Ореолы метасоматитов имеют хорошо выраженную линейную форму с отношением ширины к длине 1:5–1:10. Они ограничены преимущественно участками дезинтегрированных пород и за их пределами быстро исчезают.

Проявления эйситизации в гранитоидах. Проявления рудоносных эйситов встречаются в центральной части Улканского плутона. Они рассматриваются на примере месторождения урана Боковое (рис. 4), которое отличается относительно простым строением.

Зона рудоносных эйситов приурочена к тектонически нарушенным контактам даек габбродиабазов раннепротерозойского возраста маймаканского комплекса, внедрившихся вдоль нарушений северо-

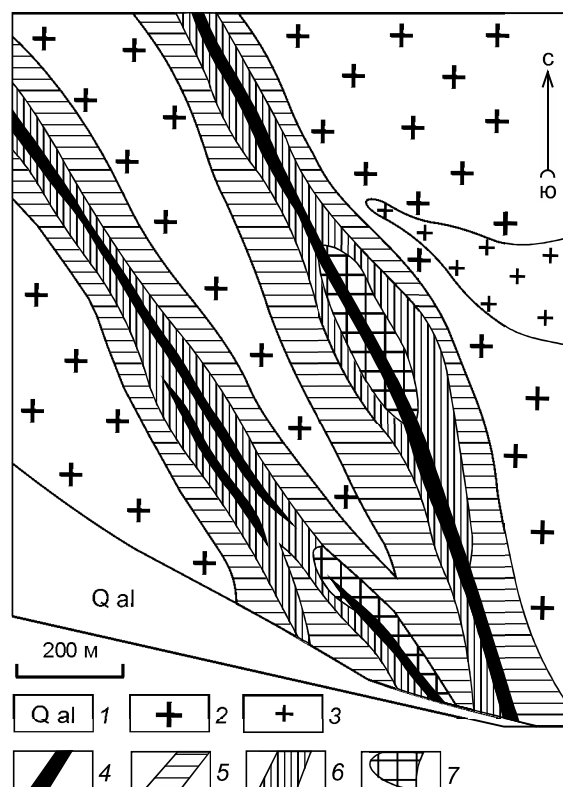


Рис. 4. Месторождение урана Боковое. Схематическая геологическая карта (по [8]).

1 – рыхлые четвертичные отложения, 2 – крупнозернистые биотитовые рапакивиоподобные лейкограниты, 3 – мелкозернистые биотитовые субщелочные граниты, 4 – габбродиабазы, 5 – зоны калишпатизации, 6 – зоны альбитизации, 7 – ураноносные апатит-кварц-альбитовые метасоматиты

западного простирания (330–340°). Рудоносные метасоматиты слагают тела мощностью 30–45 метров и протяженностью до 3000 м [8]. Вмещающими их породами являются рапакивиоподобные граниты, реже габбродиабазы.

Таблица 1. Минеральный состав эйситов, образовавшихся по метаморфическим породам (гнейсам биотитовым гранатосодержащим гранитизированным), и продуктов их экзогенного изменения.

Встречаемость, %	Минералы эйситов в гнейсах
Основные, > 20	Олигоклаз-альбит*, фторапатит*, рипидолит*, корундофиллит*, шамозит*
Второстепенные, 2–10 %	Альбит*, сидерит*, анкерит*, кальцит, биотит, рибекит, крокидолит
Рудные, редкие, аксессуарные, 1–2 %	Торит*, уранинит*, настуран*, браннерит*, золото, пирит, халькопирит, пирротин, молибденит, магнетит, ильменит*, сфалерит, галенит, арсенопирит, марматит*, буланжерит*, циркон, пирохлор*, монацит, сфен*, рутил*, лейкоксен*, анатаз, графит, гематит*, турмалин, оранжит, хромпикотит, алланит, диабантин, флюорит, барит, эпидот, серицит, эгирин
	Экзогенные минералы зон эйситизации
1–2 %	Бета-уранотил*, бетафит*, коффинит*, аршиновит*, ургит*, ненадквевит*, уранофан*, шрекингерит*, ураноталит*, циппеит*, уранопилит*, ураноспинит*, ярозит, каолинит

Примечание. * – здесь и ниже в таблицах минералы, диагностика которых подтверждена рентгеноструктурным анализом (рентгеновский аппарат УРС-2.0, аналитик Романова Р.В., ПГО «Тажгеология»).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ЭЙСИТОВ

Проявления эйситизации в кристаллическом фундаменте. Таблица 1 характеризует минеральный состав эйситов в целом, а таблица 2 – отдельных зон метасоматической колонки (в отношении главных минералов).

В целом метасоматоз, который можно отнести к натровому типу, привел к образованию плагиоклаза олигоклаз-альбитового состава, а также обильных апатита и хлорита. Рентгеноструктурным анализом апатит определен как фторапатит, хлорит – как магнезиально-железистые рипидолит и корундофиллит, менее распространен шамозит.

В зонах крутопадающих нарушений новообразованные минералы, слагающие цемент брекчий, возникли путем осаждения из растворов в свободном пространстве, а вдоль пологопадающих – метасоматическим способом.

Субстратом, по которому развивались изменения, являлись преимущественно гранитизированные биотитовые гранатосодержащие гнейсы, состоящие из андезин-лабрадора, биотита, граната и микроклина (последний образовался в результате гранитизации гнейсов). Реже изменениям подвержены гнейсограниты.

Для внешней зоны колонки наиболее характерным является процесс замещения андезин-лабрадора и микроклина олигоклаз-альбитом, биотита и граната (пирропа) светло-зеленым прохлоритом, рутилом (образует сагенитовые прорастания в хлорите) и в меньшей степени эпидотом. В этой зоне колонки метасоматический процесс проявлен уже достаточно интенсивно до образования метасоматических пород, не содержащих структурных и текстурных признаков исходных образований.

Таблица 2. Минеральный состав эйситов и реакции замещения в метасоматической колонке по биотитовым гранатсодержащим гнейсам.

Зона	Характерные минералы	Реакции замещения
Гнейс не измененный	Кварц, микроклин, ортоклаз, плагиоклаз (олигоклаз-альбит, олигоклаз-андезин, андезин № 28–32), биотит	Ортоклаз, микроклин, плагиоклаз → альбит
Внешняя	Кварц, плагиоклаз, микроклин, ортоклаз, альбит, биотит	Биотит → хлорит (шамозит, прохлорит), эпидот. Плагиоклаз, микроклин, ортоклаз → хлорит (шамозит, прохлорит), эпидот
Промежуточная	Альбит, хлорит (шамозит или прохлорит), эпидот	Хлорит (шамозит, прохлорит) → апатит. Альбит → апатит, алланит, гематит.
Внутренняя	Хлорит (шамозит, прохлорит), апатит, алланит, гематит	Апатит → хлорит (репидолит, корундофиллит). Хлорит (шамозит, прохлорит) → хлорит (репидолит, корундофиллит), графит, рудные
Центральная	Апатит, хлорит (репидолит, корундофиллит), графит, циркон, рудные	

Для промежуточной зоны колонки типичны новообразования чистого прозрачного альбита, который образует каймы вокруг более раннего олигоклаз-альбита или таблитчатые агрегаты по последнему. Местами скопления новообразованного альбита принимают форму маломощных невыдержанных прожилков.

Для внутренней зоны колонки характерны апатит, шамозит, прохлорит, а также тонкодисперсно распределенный красный гематит.

В центральной зоне колонки хлорит-2 (тонкочешуйчатые репидолит, реже корундофиллит) и апатит – наиболее характерные минералы. Темно-зеленый репидолит развивался по темноцветным минералам внутренней зоны колонки, он тесно ассоциирован с апатитом, образуя в слагаемых им участках параллельно-волокнистые, параллельно-изогнутые агрегаты, а также розетки и просечки.

Апатит образует зерна изометричной или неправильной формы, а также длиннопризматические с пирамидальными ограничениями на концах кристаллы длиной в сотые-десятые доли мм. Слагает линзовидные, прожилковатые выделения, гранобластовые агрегаты, плотные массы. В наиболее крупных кристаллах апатита заметно зональное строение. Минерал является радиоактивным, содержит 0.3–1 мас. % U и повышенные концентрации (в мас. %): Zr (до 1–3), Y (0.15–0.4), Ce (0.15–0.7), La (0.15–0.3), Sr (0.2–0.5) и Th (0.1–0.15).

В ряде случаев в шлифах удастся наблюдать прожилки новообразованного биотита и карбоната, появившихся в последние стадии процесса.

Циркон является одним из ранних минералов, образует овальные или округлые выделения, приуроченные к полевоому шпату и хлориту (шамозиту, прохлориту), развивается совместно с магнетитом, иль-

менитом. Последующая рудная минерализация образовалась вслед за репидолитом, корундофиллитом и апатитом, представлена редкими мелкими (сотые – тысячные доли миллиметра в поперечнике) рассеянными сульфидами (пирит, халькопирит, арсенипирит, галенит, молибденит) и довольно многочисленными урановыми и урансодержащими минералами (табл. 1). Ненадкевит является наиболее распространенным урановым минералом. Он образует неравномерную, местами густую сыпь в апатитовых массах и мелкие (до 0.3 мм в диаметре) агрегаты неправильной формы.

Текстура руд вкрапленная и прожилково-вкрапленная, структура лепидогранобластовая.

При замещении эйситами протерозойских даек (микродиоритов, долеритов) формировалась метасоматическая колонка, для внешних частей которой характерна эгиринизация, а для центральной – интенсивная карбонатизация. В остальных отношениях метасоматические колонки в эйситизированных дайках аналогичны таковым же для гнейсов.

Проявления эйситизации в вулканитах. Таблица 3 дает представление о минеральном составе эйситов по вулканитам.

Тела рудоносных метасоматитов отличаются отчетливо выраженным визуальным (по окраске, текстурным и структурным признакам, а также по минеральному составу) зональным строением (табл. 4), с резкими границами между зонами метасоматической колонки. Субстратом, по которому развивались эйситы, служили трахириолиты и трахидациты преимущественно стекловатой или фельзитовой структуры. В породах проявлены региональные изменения – спорадически отмечающиеся новообразования кварца в агрегатах с адуляром (калишпатофиновая фельдшпатолизация, по [18]). При этом первоначальная струк-

Таблица 3. Минеральный состав эйситов, образовавшихся по вулканитам кислого состава, и продуктов их экзогенного изменения.

Встречаемость	Минералы эйситов по вулканитам
Основные, более 10 %	Альбит, фторапатит*, кварц*
Второстепенные, 2–10 %	Карбонат, гематит
Рудные, аксессуарные, редкие, до 1–2 %	Циркон (циртолит*), синхизит*, монацит, браннерит*, ксенотим, рутил, пирит, торит*, магнетит, маггемит, ильменит, алюминит*, сфен*, лейкоксен, хлорит, флюорит, барит, биотит, тремолит*, корунд*, турмалин*, щелочной амфибол, углеродистое вещество, гематит «железный блеск», мусковит
Экзогенные минералы зон эйситизации	
1–2 %	Лимонит, гидроокислы марганца, вернадит*, бета-уранотил*, уранофан*

Таблица 4. Минеральный состав эйситов и реакции замещения в метасоматической колонке по трахириолитам.

№ зоны	Зона	Минеральный состав	Реакции замещения
0	Трахириолит не измененный	Кварц-полевошпатовая основная масса и порфиновые выделения кварца, ортоклаза, плагиоклаза, амфибола, биотита	Темноцветные минералы → хлорит; основная масса → кварц, адуляр
1	Трахириолит фельдшпатовити зированный	Кварц, ортоклаз, плагиоклаз, адуляр, хлорит	Ортоклаз, плагиоклаз → кварц, альбит
2	Внешняя	Кварц, ортоклаз, альбит, адуляр, хлорит	Ортоклаз, адуляр → альбит
3	Промежуточная	Кварц, альбит, хлорит	Альбит, хлорит → апатит
4	Внутренняя	Кварц, альбит, апатит	Альбит, кварц → апатит
5	Центральная	Кварц, апатит	

тура породы преобразовалась в пойкилобластовую и местами в микропойкилобластовую.

Изменения во внешней зоне колонки выразились в появлении микро- и мезопертитовой структуры в ортоклазе, обусловленной появлением вростков альбит-олигоклаза.

Местами плагиоклаз развивается в виде пятен осветления и отдельных двойников шахматного строения и редко замещает калиевый полевой шпат полностью. Новообразованный кварц слагает гранобластовые агрегаты от 1 до 4 мм в поперечнике и отдельные зерна в калиевом полево шпате и в основной массе. Калиевый полевой шпат частично сохранился.

В промежуточной зоне присутствуют кварц и альбит № 0–5, в незначительном количестве хлорит, а калиевый полевой шпат исчезает. В этой зоне альбит образует псевдоморфозы по калиевому полево шпату и замещает минералы основной массы. В кварцевых зернах он образует пойкилитовые включения. Для альбита характерны разноморфные, но преимущественно мелкозернистые и криптозернистые агрегаты с микрогранобластовым строением. Форма его выделений чаще всего широкотаблитчатая, реже ромбовидная или неправильная. Альбиту свойственны полисинтетические двойники. Длина его отдельных кристаллов составляет до 0.2–0.15 мм. Альбит

отличается химической чистотой и содержит лишь небольшие примеси Ca, K, Mn и Fe.

Характер новообразований кварца в промежуточной зоне аналогичен тому, который отмечался во внешней зоне. Процесс сопровождался отложением спорадически рассеянных выделений гематита диаметром не более тысячных долей мм изометричной или игольчатой формы, обусловивших кирпично-красную или светлую кремово-розовую окраску породы. В гематите отмечены высокие содержания Se_2O_3 (1.89 мас. %).

Характерный для внутренней зоны фторапатит замещает по краям или полностью альбит и хлорит, образует гранобластовые мелкозернистые и криптозернистые агрегаты с отдельными более крупными зернами. Средняя длина его кристаллов составляет 0.1–0.2 мм, а максимальная – 0.5 мм. Встречается апатит разной окраски – белой, светло-сиреневой и красной. Призматические выделения апатита имеют пирамидальные окончания. В поперечных сечениях они характеризуются неправильными и шестиугольными формами. Апатит содержит 41.54 мас. % P_2O_5 , 1.13 SrO, 0.87 F, 0.37 Cl [12].

Апатит заметно обогащен редкими элементами: La (0.0n–0.n мас. %), Zr (0.n–10 %), Y (0.n–3 %), Ce (0.0n–3 %). Обогащение этого минерала иттрием – довольно распространенное явление, но такие его кон-

центрации встречаются редко [1]. Сумма содержаний TR в апатите достигает нескольких процентов; апатитовые породы с такими концентрациями являются богатыми рудами [14].

В апатите, в зависимости от его окраски, существенно изменяются содержания редких элементов, особенно циркония. Максимальная концентрация элементов-примесей отмечается в буром (ожелезненном) апатите.

Кристаллы апатита часто содержат мельчайшие включения альбита, циркона и монацита. Кроме того, по данным микрозондового анализа (использовался рентгеновский микроанализатор JXA-5A), апатит насыщен мелкими выделениями иттрийсодержащего ксенотима (43.5 мас. % Y_2O_3 , 0.32 Se_2O_3) и ниобийсодержащего рутила (0.72 мас. % Nb_2O_5) [12]. Наличием включений редких аксессуарных минералов объясняются высокие концентрации TR в апатите. Апатит радиоактивен вследствие наличия в его составе повышенных содержаний урана и тория.

Распределение альбита и апатита в породе крайне неравномерно. Они образуют или совместные агрегаты, или самостоятельные мономинеральные обособления гнездовидной или шпировидной формы. Образование метасоматической породы, происходившее длительное время, сопровождалось перекристаллизацией, в результате которой зерна альбита и апатита укрупнились и возникали гранобластовые структуры. В процессе перекристаллизации минералы очищались от гематитовой пыли.

Для центральной зоны колонки характерно почти полное замещение исходной породы криптокристаллическим апатитом с образованием псевдосферолитовых структур, пятнистых и очковых текстур. Гематит концентрировался в гнездообразные выделения или образовывал концентрические стяжения. Присутствуют также мелкие скопления и микропрожилки, состоящие из бурых пластинчатых выделений гематита. В центральной зоне местами присутствуют агрегаты и отдельные зерна кварца «амебовидной» формы из-за частичного замещения апатитом.

Мощности всех зон метасоматической колонки, кроме центральной, в каждом конкретном случае (поперечном сечении тела эйситов) сопоставимы между собой, но в целом изменяются в широких пределах (от первых метров до 10–15 м). Мощность центральной зоны в 2–3 раза меньше, чем остальных. Размеры (мощность, протяженность по простиранию) тел эйситов и соответственно зон колонки зависят от мощности разлома. В ореолах эйситизации, контролируемых маломощными тектоническими швами, отсутствует центральная зона метасоматической колонки.

Из характерных рудных минералов, появляющихся во внутренних и центральных частях колонки, отмечаются синхизит, ксенотим, монацит, браннерит. Рудные минералы встречаются в виде рассеянной вкрапленности и приурочены к апатитовым участкам; циркон приурочен к альбитовой части метасоматитов, во внутренней зоне колонки. Присутствием упомянутых минералов и апатита объясняются высокие концентрации редких элементов в породах. Отложение рудных минералов тесно связано с процессами апатитизации и гематитизации. Появление редкоземельной минерализации в эйситах Ю.А. Балашов объясняет резким (от 400 до 150°) падением температуры натрийсодержащих растворов [1]. Охарактеризованная последовательность образования основных и рудных минералов отмечается и в литературе [16]. Процесс сопровождался образованием рутила, небольшого количества карбонатов и сульфидов.

Эйситы частично замещены аргиллизитовыми (с гидрослюдой, реже серицитом, монтмориллонитом, каолинитом, адуляром) и пропиловыми (с хлоритом, эпидотом) минеральными ассоциациями. Отметим, что, хотя гидрослюда не редкость в эйситах [3], в нашем случае она не образует парагенетической ассоциации с минералами этих пород и не участвует в строении их метасоматической колонки, имея явно наложенный характер.

Из жильных пострудных минералов отмечаются гематит – «железный блеск» – и жильный друзовидный кварц, поверхность кристаллов которого покрыта лимонитовой «рубашкой».

Проявление эйситизации в гранитоидах. Общей минеральный состав эйситов и минералогическая характеристика отдельных зон метасоматической колонки в гранитах приведены в табл. 5 и 6, соответственно.

Во вмещающих эйситы породах (зона 1 колонки, табл. 6) проявлена калишпатизация и альбитизация предшествующего раннепротерозойского этапа метасоматоза.

Для внешней зоны характерно замещение калишпата «шахматным» альбитом. Альбит развивается также по кристаллам первичного олигоклаз-альбита с образованием криптопертита в их центральных частях. Отдельные зерна олигоклаз-альбита окаймлены альбитом с четкими полисинтетическими двойниками. В качестве реликтового сохранился калиевый полевой шпат.

Для промежуточной зоны типична интенсивная альбитизация. Зерна полисинтетически сдвойникового альбита-1 обрастают несдвойниковым альбитом-2 с облачным угасанием. Кроме альбита распространен кварц в виде ксеноморфных выделений неправильной формы или агрегатов из поли-

Таблица 5. Минеральный состав эйситов, образовавшихся по гранитам, и продуктов их экзогенного изменения.

Встречаемость, %	Минералы эйситов по гранитам
Основные, >20	Альбит*, олигоклаз-альбит*, кварц
Второстепенные, 2–10 %	Олигоклаз-андезин*, фторапатит*, апатит, серицит, кальцит, сидерит
Рудные, редкие, аксессуарные, 1–2 %	Уранинит*, настуран*, торит*, пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, ильменит*, галенит, циркон, циртолит*, монацит, титанит*, рутил*, анатаз, флюорит, гематит*, ксенотим, калишпат, хлорит
Экзогенные минералы зон эйситизации	
1–2 %	Гидрослюда, каолинит, лимонит, уранофан*, сабугалит*, казолит*, ренардит*, фосфуранилит*, метаторбернит*, метацейнерит*, метаураноцирцит*

Таблица 6. Минеральный состав эйситов и реакции замещения в зонах метасоматической колонки по гранитам.

№ зоны	Зона	Минеральный состав	Реакции замещения
0	Гранит субщелочной лейкократовый рапакивиоподобный	Кварц, микроклин-пертит, биотит	микроклин-пертит → калишпат, олигоклаз-альбит
1	Гранит калишпатизированный	Кварц, олигоклаз-альбит, биотит	калиевый полевой шпат, олигоклаз-альбит → альбит
2	Внешняя	Кварц, калиевый полевой шпат, олигоклаз-альбит, альбит-1, биотит	калиевый полевой шпат, олигоклаз-альбит, альбит-1 → альбит-2, биотит → гематит
3	Промежуточная	Кварц, альбит-1, альбит-2, гематит	Альбит → апатит, рудные
4	Внутренняя	Кварц, альбит, апатит, гематит, рудные	

гональных и (реже) неправильно-призматических удлиненных зерен. В этой зоне, наряду с замещением кварцем альбита, наблюдались противоположные взаимоотношения.

Для внутренней зоны характерным являлось образование апатита и сопутствующих ему рудных минералов, из которых преобладают циркон, ксенотим и монацит. Довольно часто встречаются выделения анатаза, сфена, рутила. Апатит слагает гнезда, просечки, прожилковидные обособления, мелкую неравномерную сыпь. В этой зоне апатит сосуществует с альбитом и кварцем. Мономинеральные апатитовые породы для внутренней зоны метасоматической колонки эйситов, образовавшихся по гранитам, не характерны. Апатит внутренней зоны образует короткопризматические зерна с гексагональным поперечным сечением, длиной до 0.1 мм, с вариациями цвета от водяно-прозрачного до светло-оранжевого и коричнево-красного.

Рудные минералы приурочены преимущественно к внутренней части метасоматической колонки.

Циркон является самым распространенным рудным минералом эйситов, образовавшихся по гранитам. Он отмечается в виде зерен с квадратными сечениями размером от 0.01 до 0.3 мм. В протолочках встречаются три разновидности кристаллов циркона: светло-серые, представляющие собой комбинацию

укороченной тетрагональной призмы и двух тетрагональных пирамид, розовые и темно-розовые в виде короткопризматических (почти изометричных) зерен и водяно-прозрачные, представленные тетрагональными призмами.

Встречается также светло-розовая разновидность циркона с жирным блеском, которая, согласно рентгеноструктурному анализу, является циртолитом и обладает радиоактивностью.

Светло-розовый ксенотим и светло-бурый монацит образуют кристаллы размером до 0.1 мм в поперечнике. Торит встречается в протолочках в виде зерен оранжевого цвета с раковистым сколом и жирным блеском.

Гематит присутствует в виде плотной дисперсной вкрапленности в плагиоклазах, что обуславливает ровную розовую окраску эйситов. Кроме того, он образует сростания с биотитом, а также пятнистые скопления и короткие извилистые прожилки в породе. Гематит и минералы титана (анатаз, рутил) радиоактивны, так как отличаются повышенными содержаниями урана.

Из собственно урановых минералов (оксидов) установлены настуран и уранинит. Предполагается, что настуран образовался позже редко встречающегося уранинита. Настуран слагает зерна черного и коричневатого цвета с раковистым изломом и сильным смоляным блеском. Присутствуют многочис-

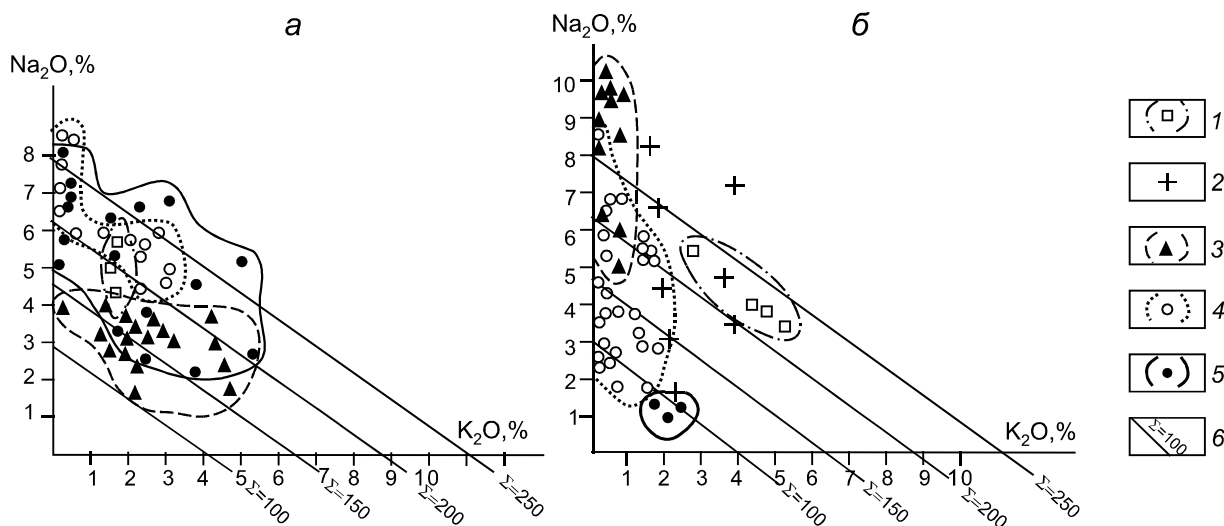


Рис. 5. Диаграммы содержаний щелочных оксидов (мас. %) в эйситах, образовавшихся по гранитизированным гнейсам тырканской серии (а); по трахириолитам, трахириодацитам элгэтэйского комплекса (б).

1–5 – точки анализов и контуры полей состава исходных пород (1) и слагающих зоны метасоматической колонки (2–5): краевые (2), промежуточные (3), внутренние (4), центральные (5); б – изолинии суммы содержаний K_2O и Na_2O в молекулярных количествах.

сленные гипергенные минералы урана в виде уплощенных порошковатых масс, гнезд, реже тонких прожилков.

Редкие сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, молибденит) встречаются в виде тонких прожилков, мелких гнезд, рассеянных неправильных выделений, иногда в сростании с уранинитом, цирконом, рутилом. Вероятно, одновременно с их кристаллизацией произошло и образование мелкой вкрапленности флюорита.

Глинистые минералы (каолинит, гидросерицит) и серицит появились позже, с некоторым отрывом по времени образования от эйситов, а гидроксиды железа и вторичные минералы урана – при последующем гипергенезе.

Таким образом, строение метасоматической колонки и порядок образования минералов эйситов в вулканитах и интрузивных породах в целом похожи, с той разницей, что в плутонических образованиях апатитизация проявилась менее интенсивно, чем в вулканических.

Рудоносные эйситы по магматическим породам характеризуются вкрапленной текстурой и гранобластовой структурой.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭЙСИТОВ

Проявления эйситизации в метаморфических породах. При эйситизации в гнейсах от периферических зон к центральной наблюдается увеличение содержания натрия (рис. 5, а). В промежуточной зоне

Na_2O варьирует от 1.7 до 4 мас. %, и его может быть даже меньше, чем в неизмененных гнейсах. Внутренняя и центральная зоны колонки по содержанию Na_2O практически не отличаются (в обоих случаях $Na_2O = 4–8\%$).

Для эйситов внутренней и центральной зон, по сравнению с исходными породами, характерны более высокие содержания кальция, магния и фосфора (рис. 6, а), что объясняется широким распространением карбоната, хлорита и апатита.

Аномально высокие (вплоть до рудных) концентрации образует U (0.03–0.3 мас. %, в среднем, около 0.1 %), что объясняется наличием урановой минерализации. Высокие (0.11 мас. %) содержания стронция связаны с его концентрацией в апатите. Большинство элементов свойственны несколько повышенные (As до 0.3 мас. %; Pb и Zr – 0.03 %; Th – 0.02 %; Y – 0.04 %) или кларковые (Mo, V, Cr, Co, Ni, La, Zn, Cu, Sn, Nb, Be, Li) содержания.

Корреляционный анализ (рис. 7) свидетельствует о двух группах ассоциирующихся элементов: 1) Mn, Mg, Ni, Cr, Zr, Th, Mo; 2) U, Y, Ba, K, P, Sr, Ca, V, Cu, Pb. Элементы обеих групп не создают значительных кластеров, что затрудняет интерпретацию выявленных закономерностей.

Ассоциация элементов первой группы обусловлена, возможно, ассоциацией циркона, магнетита и ильменита. Ассоциация элементов второй группы связана, очевидно, с парагенезисами апатита (Ca, Sr, P, U, La и Y), сульфидов (Cu, Pb) и некоторых других минералов.

Таблица 7. Баланс движения веществ в зоне замещения трахириолита (1) альбит-апатитовым метасоматитом внутренней зоны колонки (2) при эйситизации.

Компоненты	Весовые %				Содержания оксидов		Привнос–вынос на 1000 см ³	
	Результаты анализов		Приведенные к 100 %		в 1000 см ³ (г)		Абс. разности	В % к массе оксида в (1)
	1	2	1	2	1	2		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	75.80	59.53	76.31	60.03	1975.4	1590.8	-324.6	-16.9
TiO ₂	0.28	0.21	0.28	0.21	7.0	5.6	-1.4	-20.0
Al ₂ O ₃	11.40	8.20	11.47	8.27	287.9	219.2	-68.7	-23.9
Fe ₂ O ₃	1.49	1.37	1.50	1.38	37.7	36.6	-1.1	-2.9
FeO	1.06	0.10	1.07	0.10	26.9	2.7	-24.2	-90.0
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.3	0.3	0	0
MgO	0.10	0.65	0.10	0.65	2.5	17.2	+14.7	+588.0
CaO	0.10	11.20	0.10	11.28	2.5	298.9	+296.4	+11856.0
Na ₂ O	2.90	3.50	2.92	3.52	73.3	93.3	+20.0	+27.3
K ₂ O	5.30	0.30	5.34	0.30	134.0	7.9	-126.1	-94.7
SO ₃	0.09	0.10	0.09	0.10	2.3	2.7	+0.4	+17.4
P ₂ O ₅	0.02	8.46	0.02	8.53	0.5	226.0	+225.5	+45100.0
CO ₂	0.22	0.61	0.22	0.61	5.5	16.2	+10.7	+194.5
H ₂ O ⁺	0.32	2.56	0.32	2.58	8.0	68.4	+60.4	+755.0
H ₂ O ⁻	0.17	0.20	0.17	0.20	4.3	5.3	+1.0	+23.3
ZrO ₂	0.05	1.00	0.05	1.01	1.3	26.8	+25.5	+1961.5
Y ₂ O ₃	0.01	0.90	0.01	0.90	0.3	23.9	+23.6	+7866.6
SrO	0.02	0.32	0.02	0.32	0.5	8.5	+8.0	+1800.0
+Σ							+686.2	+27.3
-Σ							-546.1	-21.8
Σ	99.34	99.22	100.0	100.0	2510.2	2650.3	+140.1	+5.5
δ	2.56	2.72						
Dv	2.51 (do)	2.65 (dk)						
Π	2.0 %	2.6 %						

Примечание. δ – удельный вес породы, Dv – объемный вес породы, do – начальный объемный вес породы, dk – конечный объемный вес породы, Π – общая пористость породы.

(не более 0.45 мас. %) от внутренней зоны колонки (4 мас. %) в направлении к центральной части эйситовых тел (до 12 мас. %).

Содержание SiO₂ заметно (на 25–30 %) уменьшается от периферии зон к центру тела эйситов, а CaO, напротив, резко увеличивается за счет возрастания количества апатита. Инертнее ведут себя остальные оксиды, но и в их поведении отмечаются определенные закономерности. Максимальное содержание глинозема (до 17 мас. %) характерно для наиболее богатых альбитом зон колонки, а минимальное – апатитом (менее 10 мас. %). В остальных зонах оно составляет 14–15 %.

Содержание MgO слабо увеличивается, а TiO₂ слабо уменьшается от внешней к внутренней зоне колонки. Содержание MnO во всех зонах метасоматической колонки почти одинаково. От внешней к внутренней зоне колонки заметно уменьшается содержание закисного и незначительно – окисного железа.

Вероятнее всего, при формировании зон 1–2 были инертны компоненты Si, Al, Fe, Mg, зоны 3 –

Si, Al, Fe, в зоне 4 – инертное поведение сохраняют только два компонента – Si и Al, в центральной зоне 5 инертен один компонент – Si.

Физико-химическое моделирование метасоматической зональности эйситов по вулканитам [12], проведенное с использованием улучшенного варианта «Селектора» [10], показало, что описанная выше метасоматическая зональность могла сформироваться при последовательном возрастании pH растворов от 4 (зона 5 апатитового состава, табл. 4) до 7.5–8 (зона 1 – трахириолит фельдшпатолитизированный, табл. 4).

Метасоматическая зональность в последовательности от центральных зон к внешним отражает падение кислотности раствора. Таким образом, эйситы могут являться результатом взаимодействия кислых растворов с эффузивами повышенной щелочности.

Эйситы по вулканитам специализированы на редкие литофильные, в меньшей степени халькофильные элементы (рис. 6, б). Ореолы эйситизации вмещают богатые руды Y и Yb с содержаниями до 0.8 и 0.1 мас. %, соответственно (данные PCA). Из

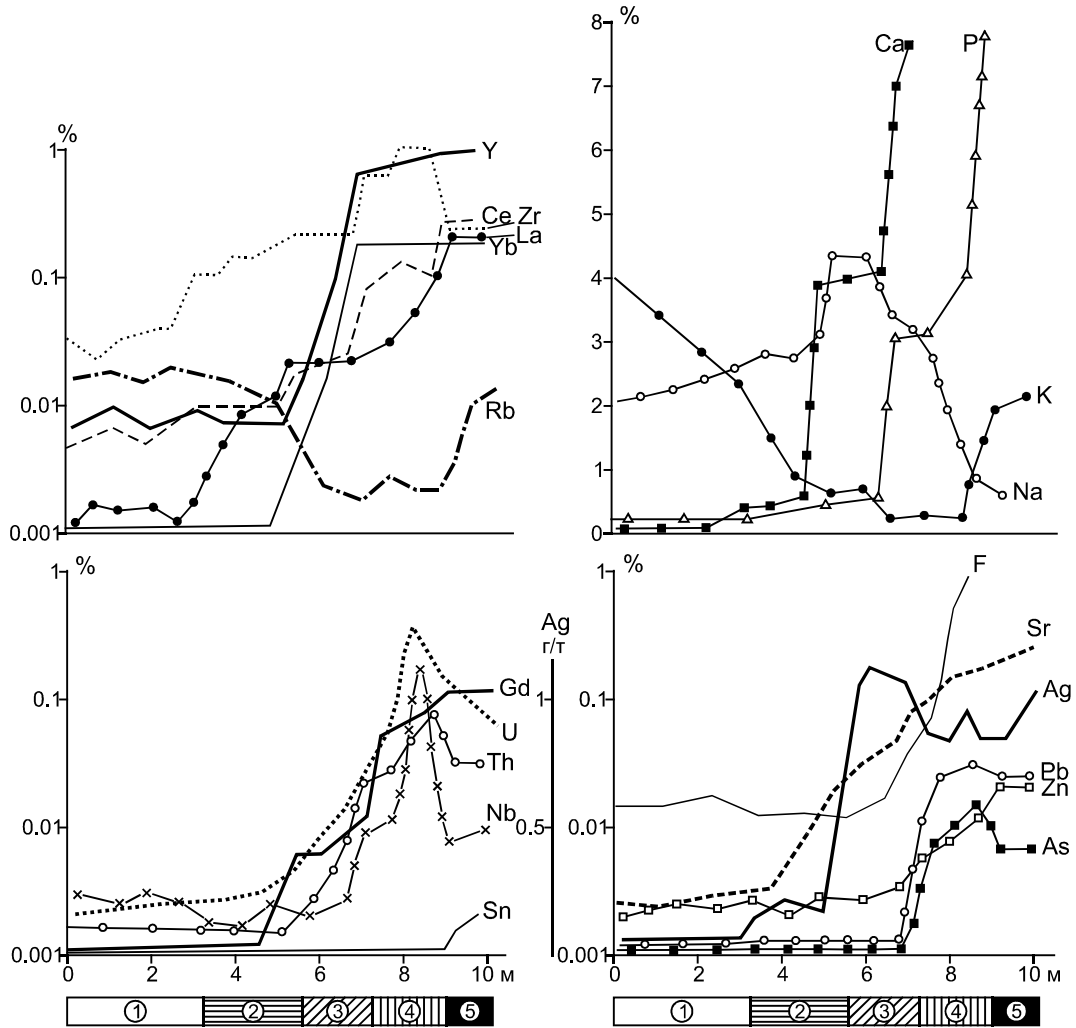


Рис. 8. Распределение элементов по зонам метасоматической колонки эйситов, образовавшихся по трахириолитам (канавка № 528).

1 – трахириолит; 2–5 – зоны метасоматической колонки: 2 – внешняя, 3 – промежуточная, 4 – внутренняя, 5 – центральная.

РЗЭ иттриевой подгруппы наиболее значительные концентрации (в мас. %) образуют: Tm до 0.006, Lu 0.01, Eu 0.03, Er 0.03, Dy 0.06, Ho до 0.006. Кларки концентраций РЗЭ иттриевой подгруппы относительно неизменных пород кислого состава составляют 70–200 единиц.

В аномальных концентрациях в метасоматитах присутствуют (в мас. %) Ce (до 0.3), La (0.15) и другие элементы цериевой подгруппы: Sm (до 0.003), Nd (0.2), Pr (0.03). Кларки концентраций РЗЭ цериевой группы относительно неизменных кислых пород колеблются в пределах 10–40. Содержания Zr достигают 1 мас. %. Значительно повышены (относительно исходных пород) концентрации U и Th (0.1 и 0.2 мас. %, соответственно), а также Ta и Nb. Содержание Nb варьирует от 0.05 до 0.105 %, максимальное содержание Ta составляет 0.022 % (результаты PCA).

Содержание Ta относится к содержанию Nb как 1:5. В отличие от других перечисленных выше элементов, Ta и Nb распределены в эйситовых телах крайне неравномерно и не образуют выдержанных кондиционных рудных интервалов.

Незначительное (относительно исходных пород) накопление в эйситах характерно для Be и некоторых халькофильных элементов. Свинец, максимальные содержания которого приурочены к участкам с повышенными концентрациями урана, имеет, по всей видимости, радиогенное происхождение. Существенному (с понижением концентрации примерно в 100 раз) выносу при эйситизации подвержен хром. Содержания Ti и V постепенно повышаются от зоны к зоне колонки (в целом, 2 и 8 раз, соответственно). Ряд элементов (Ni, Co, Ba) в ходе метасоматического процесса вели себя относительно индифферентно. Харак-

терно возрастание концентраций Мо во внутренней зоне колонки.

В целом для эйситов характерным является устойчивое увеличение содержания рудных компонентов от периферии метасоматической колонки к ее центральной части (рис. 8) с определенной геохимической зональностью. Ряд элементов характеризуются максимумами содержаний в центральной «апатитовой» зоне (PЗЭ, Mn, P, F и Sr), другие (Zr, Nb, Th, U и As) свойственны для внутренней (апатит-альбитовой) зоны колонки.

Для зон эйситов характерно накопление Sr до 0.15 мас. % (главным образом, в составе апатита (до 1 мас. %)). Для Rb отмечается более сложное поведение. Его содержание уменьшается с 130–160 г/т в фельдшпатолитизированных трахириолитах до 30 г/т в альбит-апатитовой зоне и увеличивается до 100–110 г/т в апатитовой зоне. Графики содержаний К и Rb хорошо коррелируются.

Для большинства рудных элементов можно отметить общую закономерность: увеличение дисперсий распределений их содержаний прямо пропорционально уровням их накопления. Это говорит о том, что эти элементы концентрируются в основном в неравномерно распределенных рудных минералах и лишь в слабой степени – в пороодообразующих.

Корреляционные связи элементов демонстрирует матрица парных коэффициентов корреляции (рис. 9, а). Легко убедиться, что по этому признаку элементы делятся на две группы. Одна из них включает, главным образом, сидеро- и халькофильные элементы, а вторая – фосфор, кальций и редкоземельные элементы.

Такие халькофильные элементы, как Zn и Pb, обладают значительной силой связи (Кк составляет 0.44–0.50 единиц и более) с элементами обеих групп. Можно предположить, что совокупность элементов в каждой группе определяется характерными минеральными ассоциациями. В каждой группе можно выделить подгруппы, объединяющие элементы с особенно высокими коэффициентами корреляции, например, Ca, P, Y, Yb (Кк от 0.87 до 0.99), характерные для апатита и ксенотима, или Ce и La (Кк 0.99) – для монацита.

Примечательно, что последовавшая за эйситизацией наложенная аргиллизация явилась геохимически «стерильным» процессом в том смысле, что сопровождалась выносом как петрогенных элементов, так и микроэлементов, сконцентрированных эйситовым процессом. При изучении под микроскопом фиксируются признаки разложения и разрушения редкоземельных минералов (циркона, итросинхизита) и замещения их кварц-гидросерпичитовым агрегатом, а

также замещение браннерита вторичными урановыми минералами. Степень выноса элементов была прямо пропорциональна интенсивности аргиллизитовых изменений. При этом существенного накопления каких-либо других элементов (кроме кремнезема и калия) в аргиллизитах не происходило. В кварцевых и гематитовых прожилках и жилах, образовавшихся в конце гидротермального процесса, высоких содержаний рудных элементов тоже не отмечается.

Проявления эйситизации в интрузивных породах. Рудоносные эйситы отличаются невысокими содержаниями К (0.02–0.19 мас. %) и значительными – Na (5.25–7.1 мас. %).

Зоны эйситизации характеризуются рудными и аномально высокими концентрациями относительно исходных пород, в мас. %: U 0.01–0.45, Th (до 0.2), Zr 0.07–0.15; Sr 0.1; Nb 0.005–0.1; Y 0.1–0.3; Ti 0.4–1; Be 0.001–0.1; Yb 0.002–0.1; Gd 0.01; Pb 0.02–0.04 и Pb (0.02–0.04), повышенные содержания свойственны Hf (0.01), P (0.1–0.5) и Cu (0.02).

Согласно корреляционному анализу (рис. 9, б), можно выделить группу элементов (U, Th, Y, Yb, Nb, Ti, Pb и Ca) с коэффициентом корреляции (Кк), превышающим 0.40. Наиболее высокий Кк (0.72) связывает U и Th.

Отмеченная ассоциация элементов объясняется близким по времени образованием карбоната, апатита, анатаза, рутила, а также уранинита, торита и итрийсодержащего ксенотима.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для всех описанных выше проявлений эйситизации, вне зависимости от вмещающего субстрата, характерен сходный минеральный состав (альбит, апатит – главные минералы). Рудная минерализация ассоциируется с апатитом, альбитом, иногда с гематитом и хлоритом. Кроме того, для всех описанных эйситов отмечается сходная геохимическая специализация (уран-редкоземельно-редкометалльная) и близкий возраст образования (1196–1190 млн лет, Pb²⁰⁶/U²³⁸ метод; 1250 млн лет, свинец-свинцовый метод) [4], что говорит об едином для района этапе рудоносной эйситизации. Во всех случаях эйситы слагают жилоподобные и линзовидные, реже пластообразные (в гнейсах), контрастные по отношению к вмещающим породам тела, мощности которых определялись мощностями контролирующими их разрывных нарушений. Для эйситов в породах кристаллического фундамента характерна альбит-хлорит-апатитовая ассоциация (фация) минералов, в магматических (гранитах и трахириолитах) – альбит-апатитовая.

Основной особенностью процесса эйситизации является отчетливо выраженная тенденция к

$f = 52 \quad p = 0.01 \quad K_k = 0.354$

Mo	-0.04	-0.12	0	0.10	0.03	0	0.11											a		
Zr	0.64	0.65	0.31	0.31	0.33	0.24	0.07	0.08	-0.07	0.12	0.36	0.20	0.44	0.07	0.26	0.14	0.19			
Nb	0.88	0.56	0.56	0.44	0.38	0.16	0.15	0.12	0.29	0.47	0.20	0.02	0.18	0.38	0.25	0.27				
As	0.79	0.79	0.67	0.63	0.44	0.42	0.34	0.40	0.67	0.21	0	0.15	0.29	0.12	0.24					
Yb	0.99	0.87	0.89	0.62	0.60	0.56	0.57	0.58	0.02	-0.22	0.01	0.25	0.02	0.21						
Y	0.88	0.89	0.62	0.60	0.55	0.51	0.58	0.02	-0.22	0.07	0.27	0.02	0.23							
Ca	0.90	0.56	0.55	0.50	0.53	0.62	0.13	-0.08	0.14	0.39	0.20	0.43								
P	0.60	0.57	0.53	0.53	0.59	0.08	-0.11	0.08	0.37	0.08	0.38									
La	0.99	0.76	0.50	0.39	-0.07	-0.13	-0.04	0.23	0.07	0.28										
Ce	0.79	0.50	0.31	-0.01	-0.12	-0.05	0.22	0.07	0.31	0.21										
Mn	0.64	0.28	0.12	-0.06	0.07	0.24	0.11	0.32	0.11											
Zn	0.72	0.58	0.44	0.63	0.57	0.54	0.50	-0.02												
Pb	0.73	0.57	0.86	0.54	0.51	0.51	-0.10													
Co	0.86	0.80	0.42	0.61	0.47	-0.09														
Cu	0.77	0.32	0.57	0.38	-0.04															
Mg	0.59	0.69	0.47	-0.03																
Ti	0.67	0.64	0.17																	
V	0.67	0.09																		
Fe	0.34																			
Ga																				

$f = 37 \quad p = 0.01 \quad K_k = 0.418$

Mn	0.44	Fe															b
Fe	0.16	0.50	Ti														
Ti	0.08	0.20	0.52	Th													
Th	—	0.25	0.31	0.72	U												
U	—	0.09	0.47	0.56	0.59	Y											
Y	0.02	0.03	0.57	0.67	0.54	0.43	Yb										
Yb	—	0.07	0.43	0.54	0.51	0.42	0.47	Nb									
Nb	—	0.29	0.49	0.58	0.46	0.59	0.58	0.51	Pb								
Pb	0.38	—	0.42	0.51	0.43	0.48	0.81	0.39	0.41	Ca							
Ca	0.04	—	0.25	0.48	0.49	0.36	0.27	0.44	0.29	0.41	Cu						
Cu	—	—	0.11	0.35	0.40	0.51	0.22	0.11	0.42	0.20	—	Mo					
Mo	0.44	0.28	0.26	0.44	0.37	0.24	0.69	0.30	0.17	0.71	—	0.26	Be				
Be	0.19	0.29	0.40	0.04	—	—	0.28	0.43	0.17	0.08	—	—	0.15	Zr			
Zr																	

Рис. 9. Матрицы парных коэффициентов корреляции.

a – В эйситах по вулканитам кислого состава, месторождение Тангукта; *b* – в эйситизированных гранитоидах, месторождение Боковое (прочеркам соответствуют отрицательные значения коэффициентов корреляции); *f* – *n*-2, *p* – уровень значимости, *K_k* – критическое значение коэффициента корреляции.

образованию существенно мелкокристаллических альбитовых пород [16, 17]. Вероятной является примесь кварца, карбоната, хлорита, гематита. Согласно Н.Ю. Бардиной [2], по минеральному составу низкотемпературные эйситы обнаруживают сходство со щелочными пропилитами.

Образование эйситов по известковистым породам приводит к появлению большого количества апатита. [3, 17]. В нашем случае обильная апатитовая минерализация характерна для эйситов, образовавшихся по вулканитам, гранитоидам и гнейсам. Хотя апатитовая минерализация иногда встречается в эйситизированных вулканитах кислого и основного состава, а также в интрузиях кислого и среднего состава [3, 9] в связи с устойчивым присутствием PO_4^{3-} в гидротермальных системах [2], в целом она не характерна для алюмосиликатной вмещающей среды и может рассматриваться как проявление региональной специфики процесса.

Присутствие в эйситах богатых урановых и уран-редкоземельных руд, слагающих жильобразные тела, позволяет отнести их к числу наиболее перспективных на оруденение метасоматических формаций Алдано-Станового щита. С ними связаны две рудные формации – урановая в эйситах (по метаморфическим породам) и уран-редкоземельная в эйситах (в вулка-

нических и интрузивных образованиях) [15]. Генетическая связь эйситов с магматическими породами не установлена. Возможно, эйситы могут относиться к тектоногенному классу метасоматитов (по [18]), появившихся в локальных гидротермальных системах после проявления тектонической активности.

Рудоносные эйситы в гнейсах Тьрканского района обнаруживают определенные черты сходства с эйситами урановых месторождений северо-запада Канадского (Гуннар, Эйс-Фей) и Бразильского (Итагая) щитов, образовавшимися в ранние и поздние эпохи тектонической активизации архейских кратонов, без видимой связи с магматизмом [16]. Вмещающими для них являются метаморфические породы, а наиболее характерной особенностью метасоматического процесса – интенсивная альбитизация. Возраст эйситов района Биверлодж (северо-восток Канадского щита) определен как раннепротерозойский и как рифейский – соответственно, 1760 и 1240 млн лет [20, 21].

Наиболее близкими к эйситам в магматических породах Алданского щита по структурному контролю (крутопадающими разломами) и составу исходных пород являются проявления эйситизации мезозойского возраста с урановым оруденением в центральной и северной частях Куйдусунской впадины (Охотско-Чукотский вулканоген [11]). Эйситы Улканского про-

гиба отличаются от них более отчетливо выраженной зональностью и обилием апатита.

Учитывая высокий металлогенический потенциал альбит-апатитовых метасоматитов и слабую изученность рудных полей с проявлениями эйситизации, можно прогнозировать выявление новых рудных объектов этого типа в восточной части Алдано-Станового щита. Наиболее эффективным методом их поисков является радиометрический (в том числе аэрогеофизический вариант) в связи с повышенной радиоактивностью руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267с.
2. Бардина Н.Ю. Щелочные метасоматиты: систематика и условия образования // Бюл. Московского общ-ва испытателей природы. Отд. Геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 106–111.
3. Белов В.В., Раудонис П.А. К вопросу о формировании тел ураносодержащих апатитов и их взаимоотношениях с дайками // Геология руд. месторождений. 1983. № 2. С. 98–104.
4. Горошко М.В., Кириллов В.Е. Новые данные по абсолютному возрасту редкометального оруденения юго-восточной части Алданского щита // Труды ассоциации геологических организаций Дальнего востока. Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 66–70.
5. Горошко М.В. Влияние пострудных дислокаций и процессов магматизма на оценку месторождений (на примере Алданского щита и Ханкайского массива) // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 77–82.
6. Горошко М.В., Осипов А.Л., Кириллов В.Е., Соломатин Г.Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 111–118.
7. Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.
8. Гурьянов В.А. Ураноносные альбититы в одном из районов Хабаровского края/ Труды «Дальнедра». Вып. 2. Хабаровск, 1992. С. 70–75.
9. Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 208 с.
10. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.
11. Кириллов В.Е., Горошко М.В. Металлогения урана Ульинского и Куйдусунского вулканогенных прогибов // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 88–97.
12. Кириллов В.Е., Авченко О.В., Сапин В.И. Апатит-альбитовые метасоматиты в вулканиках Улканского прогиба юго-восточной части Алданского щита // Докл. АН. 1998. Т. 361, № 4. С. 531–534.
13. Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Рудоносные эйситы востока Алдано-Станового щита // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей. Пермь: Перм. ун-т, 2008. Вып. 11. С. 212–218.
14. Коган Б.И. Редкие металлы, состояние и перспективы. М.: Наука, 1974. 537 с.
15. Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Геологическое строение и металлогения Улканского вулканогенного прогиба. Владивосток: Дальнаука, 2000. 68 с.
16. Омеляненко Б.И., Лисицина Г.А., Наумов С.С. О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов). Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 160–171.
17. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.
18. Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.
19. Роганов Г.В., Корсаков Л.П. Апатитоносность раннего докембрия Алдано-Станового щита. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1991. 96 с.
20. Koeppel. Age and history of uranium mineralization of the Beaverlodge area, Saskatchewan, Canada. Geological Survey of Canada. 1968. P. 67–31. P. 23–31.
21. Tremblay L.P. Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan. Geol. Sur. Can. 1968. Mem. 367. 468 p.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

после доработки 21.04.2021 г.

принята к печати 27.05.2021 г.

V.E. Kirillov

Apatite-Albite Metasomatites (Aceites) of the Eastern Aldan-Stanovoy Shield

The paper summarizes the findings of research on Riphean ore-bearing apatite-albite metasomatites (aceites) identified in metamorphic, volcanic and intrusive rocks in the eastern Aldan-Stanovoy shield. The characteristic features of lithological and structural control of aceites, their mineral and petrochemical composition, geochemical associations, ontogeny, metasomatic zoning, and geochemical specialization are outlined. Aceites in metamorphic rocks are assigned to the albite-chlorite-apatite facies and in igneous rocks to the albite-apatite facies. Apatite-albite metasomatites host mineralization of two types: uranium (in aceites after metamorphic rocks) and uranium – rare earth element – rare metal (in aceites after volcanic and intrusive rocks).

Key words: aceites, Riphean, uranium ores, mineralization of rare earth elements, Ulkan volcanic trough, Aldan-Stanovoy shield.