

**МИНЕРАЛЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УЛЬТРАБАЗИТАХ
МАССИВА ИЛЬДЕУС (СТАНОВОЙ КРАТОННЫЙ СУПЕРТЕРРЕЙН): ВЛИЯНИЕ
ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГЛУБИННЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ
СИСТЕМЫ КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ ПЛИТ**

П.К. Кепежинская¹, А.И. Ханчук², Н.В. Бердников¹, В.О. Крутикова¹

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: pavel_k7@yahoo.com

²ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022

Поступила в редакцию 4 апреля 2024 г.

Рудно-магматическая базит-ультрабазитовая система Ильдеус в центральной части Станового супертеррейна сформировалась в триасе в результате субдукции океанической литосферы Монголо-Охотского бассейна. В юре и раннем мелу она подверглась гидротермально-метасоматическим изменениям во время коллизионных и постколлизионных процессов в пределах южной окраины Сибирского континента. Гидротермально изменённые ультрабазиты и кислото-щелочные альбит-кварц-биотит-калишпат-апатитовые (с кальцитом и баритом) метасоматиты Ильдеуса содержат минералы редкоземельных элементов (РЗЭ), представленные монацитом в ассоциации с апатитом, ксенотимом, оксидами, карбонатами и силикатами РЗЭ. Минералы РЗЭ в породах массива сопровождают самородные металлы и сплавы Ag, Au, Cu, Ni, Zn, Pt и сульфиды Fe, Co, Ni, Cu, Pb, Zn. Общее содержание РЗЭ в этих породах варьирует от 10 до 1938 г/т, позитивно коррелируя с концентрациями бария (до 5876 г/т) и тория (до 74.5 г/т). Кремнекислотно-щелочные метасоматиты с минералами РЗЭ пространственно связаны с дайками и жилами адакитов (Sr/Y от 27 до 1716) и сформировались при участии водно-карбонатно-сульфатно-фосфорно-калиевых флюидов с гибридными характеристиками, характерными для флюидной фазы мантийных щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексов, с одной стороны, и нижнекоровых адакитовых расплавов – с другой. Предполагается, что обогащение редкоземельными минералами, металлами и сульфидами ультрабазитов и метасоматитов Ильдеуса связано с плавлением сульфидизированной утолщенной нижней коры под влиянием глубинных мантийных флюидов и внедрением металлоносных раннемеловых адакитов в триасовые надсубдукционные магматические комплексы.

Ключевые слова: минералы РЗЭ, адакиты, водно-сульфатно-фосфорно-калиевые флюиды, коллизионные и постколлизионные процессы, Ильдеусская рудно-магматическая система, Становой супертеррейн.

ВВЕДЕНИЕ

Базит-ультрабазитовые ассоциации активных окраин континентов являются индикаторами геодинамических условий, флюидно-магматического режима земной коры и металлогенических особенностей развития субдукционно-коллизионных геологических структур в зонах перехода от океана к континенту [10, 12]. В петрологическом плане они представляют собой фрагменты промежуточных камер и сложнопостроенных магматических питающих систем, претерпевающих сложную длительную эволюцию в процессе изменения геотектонических

условий от режима активной континентальной окраины (субдукция, включая интрадуговой рифтинг) до развития постколлизионных процессов. Эта эволюция, как правило, сопровождается растяжением, метаморфизмом, метасоматозом, интенсивным гранитоидным (включая постколлизионные адакитовые магмы) и щелочным базальтоидным магматизмом, часто существенно изменяющими их структурные, петролого-геохимические и металлогенические характеристики [13, 15, 20].

Связанные с субдукцией базит-ультрабазитовые ассоциации и глубинные рудно-магматические систе-

мы обычно несут сульфидно-медно-никелевую, хромититовую или малосульфидную благороднометалльную (в основном металлы платиновой группы) минерализацию [18, 54]. В долгоживущих базит-ультрабазитовых комплексах, особенно попавших в сферу влияния поздних коллизионных и постколлизионных процессов, нередко проявляется наложенная метасоматически-гидротермальная минерализация и обогащение мобильными рудными элементами, такими как свинец, цинк, висмут, олово, сурьма, вольфрам и молибден [42, 50]. Некоторые габбро-перидотитовые массивы, связанные с офиолитами складчатых областей, и зональные ультрамафитовые массивы Урало-Аляскинского типа содержат также рассеянную медно-золото-серебряную минерализацию, связанную с поздними метасоматическими процессами, обусловленными выведением этих интрузивных и реститовых образований на поверхность и общей тектонической консолидацией вмещающих их аккреционных и коллизионных структур [27, 46].

Собственно редкоземельная минерализация, обычно приуроченная к щелочным, ультращелочным и карбонатитовым комплексам пород, не характерна для ультрабазит-базитовых комплексов складчатых областей и встречается только в щелочно-ультраосновных (часто с карбонатами) массивах древних кратонов и структур их непосредственного обрамления [8, 32]. В настоящей статье мы приводим результаты изучения микроминералов редкоземельных элементов в ультраосновных породах Ильдеусской магматогенной системы, испытавшей сложную петролого-геохимическую и геотектоническую эволюцию в составе Становой зоны мезозойской конвергенции от этапа, связанного с субдукцией океанической литосферы под структуры Сибирского кратона, через коллизию при закрытии Монголо-Охотского океана до постколлизионного растяжения в пределах южного края Алданского щита и сопряженных с ним аккреционных структур. На основе этого нового фактического материала обсуждается возможная роль постколлизионных процессов в обогащении глубинных рудно-магматических систем конвергентных границ литосферных плит редкоземельными элементами.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЛЬДЕУССКОГО МАССИВА

Ильдеусский базит-ультрабазитовый массив является одной из наиболее детально изученных глубинных магматогенных систем в Брянтинском гранулитовом блоке центральной части Станового супертеррейна Алдано-Станового щита Сибирской платформы (рис. 1, 2). Подобные базит-ультрабазитовые интрузии первоначально рассматривались как

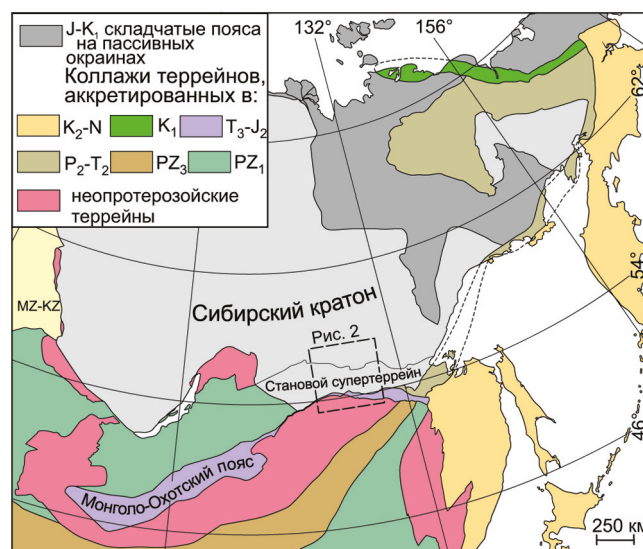


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Восточной Азии и район распространения триасовых базит-ультрабазитовых интрузий (рис. 2) в Становом супертеррейне, по [23], с изменениями и дополнениями.

архейские, но затем был установлен их триасовый возраст и высказано предположение о приуроченности массивов к активной окраине Монголо-Охотского палеоокеана [2, 3]. На севере Становой супертеррейна граничит с Пристановым супертеррейном, который сложен архей-раннепротерозойскими породами гранулитовой фации, а на юге – с палеозой-мезозойскими комплексами Монголо-Охотского пояса [7, 9] (рис. 2). В составе Станового супертеррейна (рис. 1) выделяются блоки пород гранулитовой фации, окруженные комплексами амфиболитовой фации метаморфизма, а также узкие линейные структуры, сложенные интенсивно тектонизированными породами. Осадочные и вулканогенные породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, представлены разновозрастными комплексами (3.0, 2.7–2.6 и 1.9 млрд лет). Наиболее древние возрасты (3.0–2.8 млрд лет) установлены в пределах гранулитовых блоков, возрасты син- и постколлизионных гранитоидов попадают в диапазон 1.9–1.8 млрд лет [7 и ссылки в ней]. Завершают становление Станового супертеррейна породы анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной магматической ассоциации. По своему структурному положению анортозиты представляют собой постскладчатые, постметаморфические образования с U-Pb возрастом 1736 ± 6 (по апатиту) и 1734 ± 12 (по циркону) млн лет [22].

Новый этап геодинамической эволюции Станового супертеррейна связан с развитием мезозойской активной окраины к северу от Монголо-Охотского

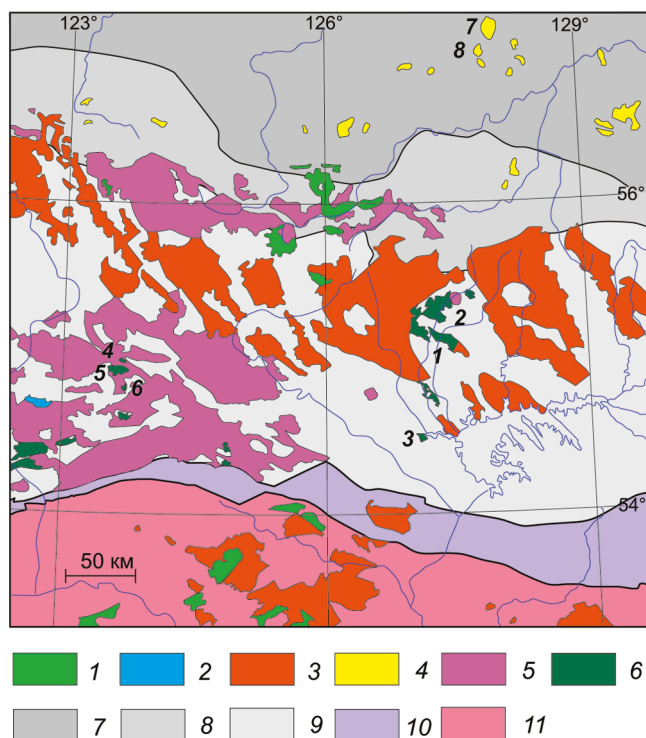


Рис. 2. Схема размещения мезозойских магматических комплексов в пределах южной окраины Сибирского кратона, Монголо-Охотского складчатого пояса и Аргунского террейна, по [2, 7, 29].

1–2 – вулканические отложения: 1 – раннего мела (апта), 2 – поздней юры – раннего мела (до апта); 3–5 – гранитоиды раннего мела: 3 – аптские диориты, монцодиориты и кварцевые диориты (ларбинский и тындинско-бакаранский комплексы), 4 – аптские субщелочные и щелочные интрузии от ультраосновного до кислого состава (7 – Билибинский, 8 – Чайдахский на схеме), 5 – берриас-барремские граниты (тукурингский (позднестановой) комплекс; 6 – триасовые ультрабазит-базитовые массивы на схеме (в скобках цифры возраста в млн лет): (1 – Ильдеусский (232), 2 – Лучинский (248), 3 – Лукиндинский (~250), 4 – Чек-Чикан (203), 5 – Амнунакатинский (240), 6 – Ульдегит (228)); 7–9 – супертеррейны Сибирского кратона: 7 – Алданский гранулитовый (преимущественно PR₁), 8 – Пристановой гранулитовый (AR₂-PR₁), 9 – Становой амфиболитовый (PR₁) с блоками гранулитов (AR₂-PR₁); 10 – Монголо-Охотский коллаж террейнов (J₂); 11 – Аргунский террейн (PR₃);

Возраст триасовых массивов: 1 – по [40], 2–6 – по [2, 3].

палеоокеана, а затем его закрытием и финальной коллизией Сибирского и Амурского континентов в восточной его части в средней юре (около 170 млн лет назад) [52]. Глубинные сейсмические исследования и детальное картирование Пристанового супертеррейна показали, что известные здесь сдвигово-надвиговые дислокации с участием юрских отложений прослеживаются на большую глубину, что может свидетельствовать о существовании в Пристановом супертеррейне в позднем мезозое коллизийной обстановки

между Становым и Алданским супертеррейнами [9]. Сдвигово-надвиговые дислокации и синхронный магматизм на юге Алдано-Станового щита коррелируется с вращением (против часовой стрелки) Сибирского континента в позднеюрско-раннемеловое время [5, 23] и, соответственно, позднемезозойская коллизийная обстановка в Пристановом супертеррейне может рассматриваться как результат скольжения литосферных блоков.

Ранние плутонические комплексы представлены базит-ультрабазитовыми массивами с возрастными датировками U-Pb методом по циркону 248, 244, 240, 228, 203 млн лет и расположенными восточнее от района исследований диоритами токсско-алгоминского комплекса с датировкой 238 млн лет. Породы с возрастом 238 млн лет и древнее по геохимическим признакам надсубдукционные, а с возрастом 228 и 203 млн лет сочетают в себе признаки как надсубдукционного, так и внутриплитного происхождения [2, 3]. Позднеюрские и раннемеловые комплексы имеют как коллизийные, так и постколлизийные геохимические характеристики [29], и располагаются на продолжении разновозрастного и однотипного вулканоплутонического пояса Большого Хингана. В Становом супертеррейне по возрастным датировкам U-Pb методом по циркону можно выделить берриас-барремский (145–127 млн лет) этап с преобладанием гранитов коллизийного типа и аптский (122–117 млн лет) постколлизийный этап с хорошо выраженной субширотной полосой крупных массивов диоритов, кварцевых диоритов и монцодиоритов [6, 19, 29]. Завершился магматизм внедрением мелких тел гранитов и гранит-порфиров (117 млн лет) [29]. В северной части района на площади Пристанового и Алданского супертеррейнов выделяется Ломамский плутонический район как часть обширной раннемеловой магматической провинции высококальциевых субщелочных и щелочных пород южной части Сибирского кратона [24 и ссылки в ней]. В Ломамском районе плутонические комплексы образовались в узком возрастном интервале – 120 (Чайдахский) и 117 (Билибинский) млн лет – с последовательностью внедрения: пластовые тела порфировых пород среднего и кислого состава умеренной щелочности, затем кольцевые интрузии умереннощелочных и щелочных пород с ранними фазами ультрабазитов и меланосиенитов, а на последних этапах внедрились субвулканические тела щелочных гранитоидов [6, 28].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЛЬДЕУССКОГО МАССИВА

Помимо геологического картирования Ильдеусского массива различного масштаба, геофизических

(аэромагнитная съемка DIGHEM, наземная магнитная съемка, электроразведка методом вызванного потенциала) и петролого-геохимических исследований, в пределах массива выполнено колонковое бурение до глубины 237 м с отбором керновых проб [15]. Детальная петролого-минералогическая и геохимическая характеристика интрузивных и метасоматических образований Ильдеусского массива приведена в работах [31, 40, 42]. В этих же работах предложена реконструкция процессов магматической кристаллизации и наложенного метасоматоза в рамках длительной (более 100 миллионов лет) эволюции этой уникальной рудно-магматической системы, обсуждены условия образования первичных металлоносных магм и структурно-временные взаимоотношения между магматической и метасоматической стадиями рудогенеза [15, 31, 42].

Ильдеусский интрузивный массив представляет собой сложно построенный многофазный плутонический комплекс, отличающийся грубым зональным строением [42]. Ядро массива сложено преобладающими дунитами, плагиоклазсодержащими дунитами, гарцбургитами и лерцолитами с подчиненными оливинсодержащими вебстеритами, верлитами и ортопироксенитами. Относительно узкие (до 100–200 м) промежуточные зоны в основном представлены разнообразными пироксенитами с отдельными прослоями перидотитов. В краевых частях массива доминируют габбронориты, нориты и габброанортозиты с редкими прослоями оливиновых вебстеритов и верлитов. Вся зональная плутоническая структура Ильдеусского массива пронизана прожилками, жилами и более мощными (до нескольких метров) дайками пироксенитов, биотит- и амфиболсодержащих гранитоидов (адакитов) и высоко-Ti-Nb слюдяных лампрофиров [40]. Скважины в северной и западной частях массива вскрыли интрузивные контакты габброидов с нижележащими лейкократовыми гнейсами и амфиболитами докембрийской становой серии [15]. На поверхности картируются преимущественно тектонические контакты между интрузивными породами и докембрийской структурной рамой. Уран-свинцовый возраст цирконов из краевых габбро центральной части массива 232–233 млн лет, U-Pb возраст апатитов из секущих жил адакитовых гранитоидов – 114–117 млн лет [40].

Магматические породы Ильдеусского массива испытали многоэтапные гидротермально-метасоматические преобразования различной геохимической специализации. По материалам бурения выделены следующие основные структурно-минералогические типы метасоматитов [15, 42, табл. 1]: 1) ультрамафический штокверк серпентин-карбонатного, тальк-сер-

пентин-карбонатного и тальк-серпентин-хлоритового состава; 2) сплошные ультрамафические метасоматиты, сложенные серпентином, хлоритом, тальком и кальцитом с магнетитом и сульфидами (реликтовый и переотложенный пентландит, пирротин, пирит, халькопирит); 3) зоны тонкого прожилкования тальк-биотитового и кварц-карбонатного, кварц-карбонат-биотитового и тальк-карбонатного (часто с сульфидами) состава; 4) зоны прожилкования кварцевого, кварц-хлоритового, пирит-хлоритового и кварц-хлорит-карбонат-сульфидного состава; 5) сплошные кварц-биотит-хлорит-сульфидные метасоматиты. Кислые метасоматиты (типы 3–5) часто пространственно ассоциируются с магматическими жилами и дайками плагиоклаз-кварц-биотитовых (часто с амфиболом) адакитов, а также с малосульфидными кварцевыми (иногда с кальцитом и адуляром) и кварц-сульфидными жилами и прожилками [15, 42]. В то время как изверженные породы в основном содержат медно-кобальт-никелевую сульфидную минерализацию в ассоциации с самородными элементами (Cu, Ni, Zn, Au, W, Pb, Bi) и сплавами (Cu-Ag-Au, Cu-Zn-Sn, Fe-Pt и Rh-Pt-Pd), в ультрамафических и кислых метасоматитах наблюдается (табл. 1) сульфид-сульфосольная минерализация (галенит, сфалерит, сростки различных сульфидов, сульфосоли Cu, Pb, Zn, Sb, Sn, Ag, теллуриды свинца и серебра), а также самородные выделения и сплавы широкого спектра халькофильных элементов [15, 31, 42]. При этом в керне скважин установлены более поздние (секущие) взаимоотношения кислых метасоматитов по отношению к более ранним ультрамафическим [15]. Именно с этими, наиболее поздними ассоциациями минералов, металлов и сплавов связаны проявления минералов редкоземельных элементов в Ильдеусском массиве.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографическое изучение пород Ильдеусского массива проводилось с помощью микроскопа Imager A2m (Karl Zeiss, Германия). Анализ петрогенных оксидов осуществлялся с использованием рентгенофлюоресцентного анализатора S4 Pioneer (Bruker, Германия) с контролем по стандартным образцам LDI-3 (габбро), WMG-1a (минерализованное габбро), ДВБ (андезито-базальт), ДВА (андезит) и ДВД (дацит). Погрешность определения петрогенных оксидов не превышала 10 %.

Концентрации редких, рассеянных и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN 9000 (Perkin Elmer, Канада) с использованием стандартных образцов BHVO-1 (гавайский толеитовый базальт), JP-1 (перидотит), JA-1 (андезит) и JB-3 (высокоглиноземистый базальт). От-

Таблица 1. Основные типы метасоматитов в базит-ультрабазитовом массиве Ильдеус.

Типы метасоматитов	Геологическая характеристика	Характерные (индикаторные) минералы	Рудные минералы
Ультрамафические (ранние)	Сплошные (20–30 м) зоны ультрамафических метасоматитов; ультрамафический штокверк; зоны тонкого (первые мм) тальк-карбонатного, тальк-хлоритового и тальк-серпентин-хлоритового (иногда с пиритом) прожилкования; сплошная или «пятнистая» серпентинизация, хлоритизация, лиственитизация	Тальк, серпентин, хлорит, кальцит, тремолит, магнетит, хромистый магнетит, гетит, лимонит	Пентландит (скорее всего реликтовый), пирротин, пирит, реже – халькопирит, галенит, сфалерит, хизлевудит, дигенит, сульфиды Fe, Co, Ni, сплавы металлов платиновой группы, самородные Ag и Ni, сплавы Ag-Au, Cu-Zn, Fe-Ni-Cu
Кислые (поздние)	Зоны сплошных кислых метасоматитов мощностью до 10–20 м; зоны тонкого прожилкования кварц-карбонат-биотитового, кварц-хлоритового, кварцевого, кварц-пиритового и кварц-хлорит-карбонат-сульфидного состава; малосульфидные кварцевые (иногда с кальцитом и адуляром) и кварц-сульфидные жилы мощностью от 0.5 до 5 м	Кварц, альбит, калиевый полевой шпат (иногда Ва-содержащий), кальцит, хлорит, биотит, мусковит, серицит, барит, сфен, рутил, ильменит	Самородные Ag и Au, сплавы системы Cu-Ag-Au, пирит, халькопирит, халькозин, галенит, сфалерит, акантит (иногда с Cu), смеси и сростки сульфидов Fe, Cu, Ni, Zn, Pb, Cu-Pb-Fe сульфосоли, хлориды Cu, Ag и Bi, касситерит, теллуриды свинца и серебра

Примечание. Таблица составлена с использованием материалов [15, 40, 42].

носительная аналитическая погрешность этого метода не превышала 5 % для интервалов содержаний более 20 г/т и 10 % для интервалов содержаний менее 20 г/т.

Определение состава породобразующих, акцессорных и рудных минералов проводилось полуколичественно с целью их диагностики на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMN TESCAN (Республика Чехия) с энергодисперсионной системой микроанализа Oxford X-Max 80 (Великобритания) (СЭМ-ЭДА) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 530 пА, диаметре электронного пучка 0.2 мкм и живом времени набора спектров 20 с. В качестве стандартов использовались 37 образцов природных и синтетических оксидов, минералов и самородных металлов (набор стандартных образцов Oxford/108699 # 6067). Для внутренней калибровки прибора в течение рабочего дня использовался стандарт Oxford Instruments/I43100 # 9864-14. Погрешность определения основных компонентов при данных условиях анализа не превышала 0.1 % по массе.

Подготовка анализируемой поверхности пород для СЭМ-ЭДА проводилась следующим образом. Если исследовались относительно крупные (более 50 мкм) минералы, то для определения их состава и взаимоотношений с окружающими минералами готовились срезы пород с последующей шлифовкой на

тонких корундовых порошках. Для минералов меньших размеров существует возможность их отрыва в процессе шлифовки от породной матрицы, перемещения по поверхности образца и закрепления среди минералов других ассоциаций. В этом случае, хотя и сохраняется принадлежность исследуемого минерала к данному образцу, но его ассоциация с вмещающими породобразующими минералами может быть изменена. Принадлежность исследуемого микровключения именно к наблюдаемой ассоциации минералов контролируется структурными признаками: частичным перекрытием микровключения минералом-хозяином, «врастанием» микровключения в структуру минерала-хозяина, расположением уплощенного микровключения между слоями минерала-хозяина и др. Надежным способом установления ассоциации микровключений с вмещающими минералами является их изучение в свежих сколах пород, приготовленных непосредственно перед помещением в камеру СЭМ. В настоящей работе в зависимости от особенностей объектов исследования применялись все описанные выше подходы.

Разрешение использованного в нашей работе метода СЭМ-ЭДА не во всех случаях позволяет различать разнородные фазы в микровключениях, которые могут быть как мономинеральными образованиями, так и микроагрегатами минералов, сплавами

или микрокомпозирами, сложенными несмесимыми компонентами. На данном уровне исследований выполненные нами анализы микровключений показывают только в определенной мере усредненный состав микрообъекта в точке анализа.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЛЬДЕУССКОЙ РУДНО- МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Ультраосновные породы Ильдеусского массива характеризуются адкумулятивными, мезокумулятивными и ортокумулятивными структурами, сложенными оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами с интеркумулусом, образованным плагиоклазом и амфиболом. В подчиненном количестве присутствуют биотит, магнетит, ильменит, циркон, бадделлит, апатит и разнообразные сульфиды, в основном кобальт-содержащий пентландит, пирротин, халькопирит, борнит. Апатит практически повсеместно содержит хлор (до 2.5 вес. %), высокие содержания хлора отмечены в интерстиционных амфиболах и слюдах (до 1 вес. %). Кумулятивные оливины характеризуются умеренной магнезиальностью (Fo_{78-87}), устойчиво понижающейся с ростом количества модального Са-На-полевого шпата в базит-ультрабазитовых породах и увеличением содержания альбитового компонента в плагиоклазе интеркумулуса. Крайне низкие концентрации алюминия и кальция в кумулятивных оливинах Ильдеуса могут отражать изначальное истощение первичного расплава Ильдеусской магматогенной системы в отношении литофильных элементов и общий деплетированный характер первичного мантийного источника этого расплава. Это подтверждается умеренным содержанием глинозема (< 3.7 вес. %), низкими концентрациями титана (0.1–0.2 вес. %) и натрия (до 0.02 вес. %) в кумулятивных ромбических пироксенах. Клинопироксены кумулуса обнаруживают несколько повышенные содержания глинозема (до 5.7 вес. %) при умеренных концентрациях хрома (до 0.4 вес. %) и натрия (до 0.8 вес. %). В целом состав минералов кумулуса и интеркумулуса Ильдеусского массива соответствует минералам типичных островодужных плутонических комплексов [42].

Петрохимические характеристики мафит-ультрамафитовых пород, приведенные в [15, 31, 42], свидетельствуют о генетической взаимосвязи магматических пород Ильдеусского комплекса, образованных в результате фракционирования ассоциации оливин + ортопироксен + клинопироксен + шпинель из пикритовых или магнезиальных базальтовых расплавов в условиях нижней и средней коры в пределах Становой зоны конвергенции. Составы плутонических пород Ильдеуса на диаграмме AFM располагаются в

полях перидотит-пироксенитовых кумулатов и габброидов островных дуг по обеим сторонам от линии, разделяющей толеитовые и известково-щелочные серии. Породы Ильдеусского массива характеризуются устойчиво повышенными магнезиальностью и концентрациями хрома, никеля и кобальта (за исключением кислых метасоматитов и пород с вкрапленной сульфидной минерализацией) и постепенным ростом содержаний глинозема, щелочей и большинства некогерентных редких элементов от перидотитов к габброидам, включая крупноионные литофилы и редкие земли, как это присуще дифференцированным плутоническим комплексам островных дуг и активных континентальных окраин [14]. Распределение редких элементов обнаруживает четкое обогащение крупноионными литофильными (Cs, Rb, Sr, Ba) и истощение высокочargedными (Nb, Ta, Hf, Zr) некогерентными элементами, свойственное субдукционному магматизму [30].

МИНЕРАЛЫ РЗЭ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ИМ МИНЕРАЛЫ В ПОРОДАХ ИЛЬДЕУССКОГО МАССИВА

Ультрабазиты и наложенные кремнекисло-щелочные (альбит+кварц+апатит±калиевый полевой шпат±биотит±мусковит) метасоматиты Ильдеусского массива содержат минералы редкоземельных элементов, представленные монацитом, ксенотимом и разнообразными оксидами, силикатами и карбонатами (рис. 3–10). Химический состав минералов РЗЭ по данным СЭМ-ЭДА приведен в таблицах 2–5. На общей площади изученных образцов 10 см² встречено 16 микровключений монацита, 3 микровключения ксенотима и 13 микровключений оксидов, силикатов и карбонатов РЗЭ.

Монацит является наиболее распространенным минералом РЗЭ во всех изученных породах массива и встречается в виде резорбированных и поликристаллических включений в амфибол-альбитовом (рис. 3, а) и амфибол-серпентиновом (рис. 3, б) минеральных агрегатах, в серпентине (рис. 3, в), в хлорите (рис. 3, г), барийсодержащем калиевом полевошпате (рис. 3, д), а также в альбит-апатитовом матриксе кремнекисло-щелочных метасоматитов (рис. 3, е).

В составе монацитов Ильдеуса резко преобладает церий (34.0–40.3 вес. %; табл. 1), в то время как лантан и неодим характеризуются широкими вариациями концентраций (La от 10.9 до 27.3, Nd от 9.5 до 22.3 вес. %, соответственно; табл. 2). Также в монацитах присутствуют (табл. 2) празеодим (2.5–4.5 вес. %), самарий (2.8–4.9 вес. %) и гадолиний (1.9–3.2 вес. %). В микровключении монацита из амфибол-серпентинового матрикса диагностирован торий (4.2 вес. %;

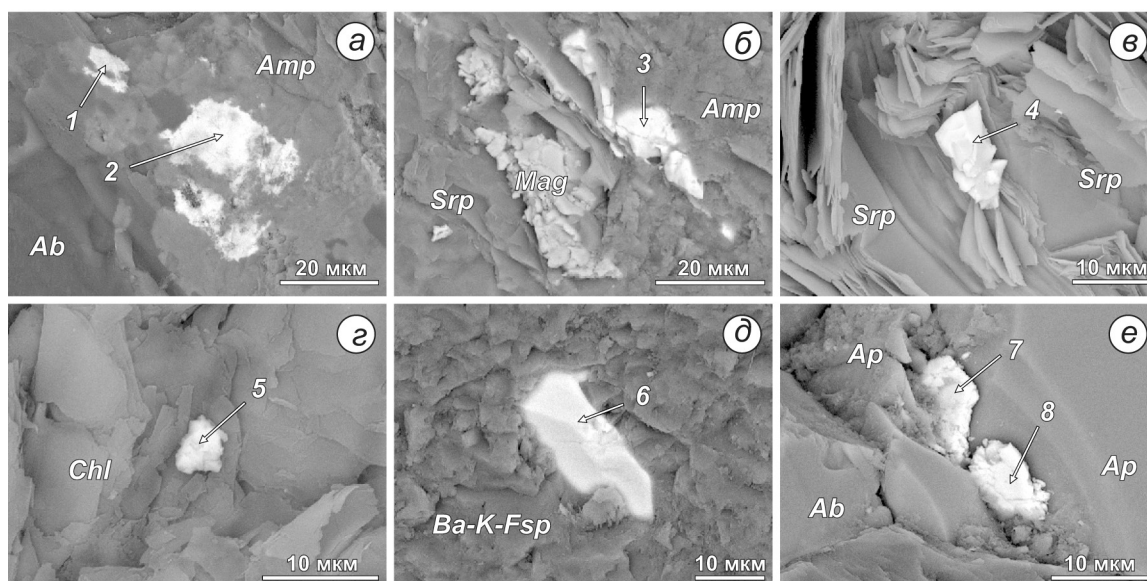


Рис. 3. Микровключения монацита (1–8) в породах массива Ильдеус (здесь и далее BSE изображения).

a – резорбированные в амфиболе; *б* – в амфибол-серпентиновом с магнетитом агрегате; *в* – в серпентине; *г* – в хлорите; *д* – в барийсодержащем калиевом полево шпате; *е* – на контакте апатита с альбитом. Amp – амфибол, Ab – альбит, Srp – серпентин, Chl – хлорит, Ba-K-Fsp – барийсодержащий калиевый полевой шпат, Ap – апатит, Mag – магнетит. Составы 1–8 приведены в табл. 2.

Таблица 2. Химический состав (вес. %) микровключений монацита в породах массива Ильдеус.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
P	21.0	20.7	18.7	19.5	22.0	21.4	25.0	20.9
La	11.1	10.9	25.6	26.4	13.8	27.3	20.5	17.7
Ce	34.0	34.1	39.2	40.3	36.8	37.8	37.1	35.9
Pr	4.5	4.3	2.7	3.1	4.0	2.5	2.6	3.9
Nd	21.7	22.3	9.5	10.7	18.4	9.5	14.8	16.4
Sm	4.5	4.9			2.8			3.2
Eu					0.0	1.5		
Gd	3.2	2.8			2.3			
Th			4.2					

Примечание. 1–8 – точки анализа на рис. 3. В таблицах 2 и 3 составы нормированы на сумму катионов, т.к. измеренное количество кислорода сильно искажено за счет адсорбции и влияния матричных минералов.

табл. 2; рис. 3, б), а в идиоморфном микрокристалле монацита в Ba-содержащем калишпате содержится 1.5 вес. % европия (табл. 2; рис. 3, д). Часто обильные выделения монацита приурочены к крупным (до 200 мкм) зернам апатита в ассоциации с альбитом и кварцем (рис. 4, а). Эти структурные взаимоотношения хорошо фиксируются на картах распределения фосфора (рис. 4, б) и церия (рис. 4, в).

В спектрах монацитов часто фиксируется присутствие калия (до 0.2 вес. %; рис. 4, г), который, вероятнее всего, является «наведенным» из сингенетических микровключений слюды или калиевого полевого шпата, которые широко распространены в кремнекисло-щелочных метасоматитах массива Ильдеус

[42]. Тесная ассоциация калиевых фаз с монацитами в альбит-кварц-апатитовых метасоматитах хорошо прослеживается на карте распределения калия (рис. 4, д). Ассоциация минералов фосфора (апатит, монацит) с включениями минералов калия (в том числе, возможно, водосодержащих – биотит, мусковит) в щелочных метасоматитах Ильдеуса свидетельствует об участии в метасоматозе водного фосфорно-калиевого флюида, часто сопровождающего становление щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексов в земной коре [58, 60]. Флюидные и расплавные включения в карбонатитах содержат водно-карбонатно-сульфатно-хлоридные растворы и рассолы-расплавы с такими дочерними минералами фосфора и калия, как апатит,

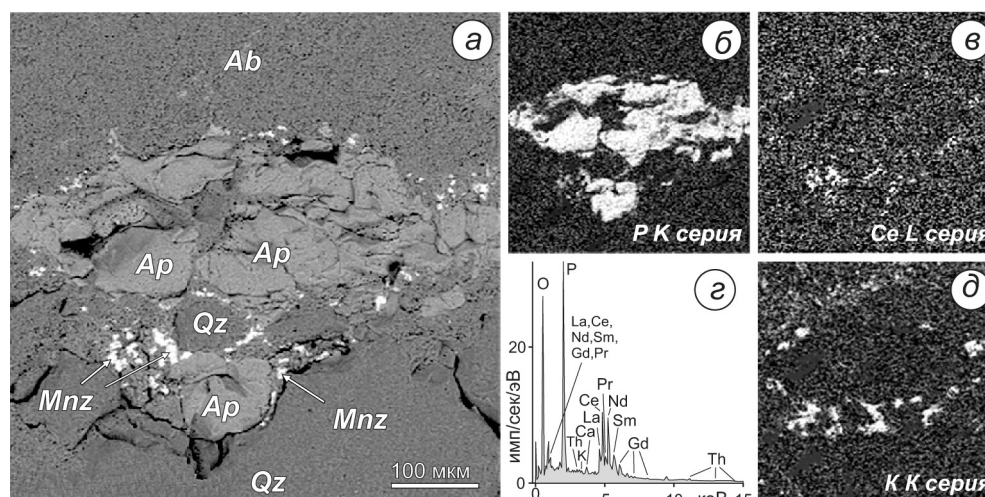


Рис. 4. Структурные взаимоотношения микрокристаллов монацита (Mnz) с апатитом (Ap) и кварцем (Qz) в апатит-кварц-альбитовых метасоматитах.

a – общий вид; *б, в и д* – карты распределения фосфора (*б*), церия (*в*) и калия (*д*); *е* – представительный СЭМ-ЭДА спектр монацита в ассоциации с калиевой фазой (слюда или калиевый полевой шпат).

флогопит, калиевый полевой шпат, сильвин (KCl), хлорокальцит (KCaCl_3), арканит (K_2SO_4) и сингенит ($\text{K}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) [11, 26, 56]. Аналогичные метасоматические изменения, вызванные фосфорно-калиевыми флюидами, описаны в протерозойских габброидах Лаврентийской континентальной окраины (Квебек, Восточная Канада), где они связываются с влиянием на субконтинентальные мантийные источники расплавов из рециклированных фосфоритов океанической коры [49]. Монацит преимущественно встречается в хлоритизированных и серпентинизированных ультрабазитах Ильдеуса, а также в богатых альбитом частях щелочных метасоматитов (альбит+бариевый калишпат+биотит+апатит), иногда в практически чистых альбититах. Подобная минерализация описана в альбититах, связанных с богатыми фосфором карбонатитами и щелочными магмами северо-восточной части тектонической депрессии Кайдам, где она ассоциируется с площадным натровым метасоматозом [64].

Еще одной фосфатной фазой в породах Ильдеуса, помимо апатита и монацита, является ксенотим, встречающийся в виде идиоморфных микровключений (в ассоциации с титанитом) в альбите (рис. 5, *a, б*), а также в частично замещенном альбитом калиевом полево шпате (рис. 5, *в*). В химическом составе ксенотима (табл. 3) присутствуют диспрозий (7.6–9.2 вес. %), эрбий (6.6–8.7 вес. %) и гадолиний (3.9–5.0 вес. %); в микровключении ксенотима в альбите (рис. 5, *a*) диагностирован неодим (1.4 вес. %).

Силикатные микроминералы редких земель в ультрабазитах и метасоматитах Ильдеуса встречаются

Таблица 3. Химический состав (вес.%) микровключений ксенотима в породах массива Ильдеус.

Элемент	1	2	3	4
P	24.5	21.9	24.5	24.0
Y	54.1	57.8	56.2	53.9
Nd	1.4			
Gd	5.0	5.0	3.9	4.1
Dy	8.3	8.6	7.6	9.2
Er	6.8	6.6	7.8	8.7

Примечание. 1–4 – точки анализа на рис. 5.

ся в виде включений в ортопироксене (рис. 6, *a, б*), в серпентине в ассоциации с монацитом (рис. 6, *в*), в кремнекисло-щелочном (биотит+калиевый полевой шпат+натровый плагиоклаз) метасоматите в ассоциации с ильменитом, рутилом, пиритом и баритом (рис. 6, *г*), а также в альбит-калишпатовом матриксе (рис. 6, *д*) или в отдельных, относительно крупных выделениях барийсодержащего калиевого полевого шпата (рис. 6, *е*).

Химический состав редкоземельных силикатов в гидротермально измененных ультрабазитах и щелочных метасоматитах Ильдеуса весьма разнообразен и варьирует от низкоглиноземистых (Al от 1.3 до 3.5 вес. %), низкокальциевых (Ca от 0.1 до 0.7 вес. %) силикатов, богатых церием, лантаном и неодимом (анализы 1–3 и 7–8 в табл. 4) до кальциевых алюмосиликатов с пониженными содержаниями легких редкоземельных элементов (анализы 5 и 6 в табл. 4), скорее всего, относящихся к группе алланита. Таким

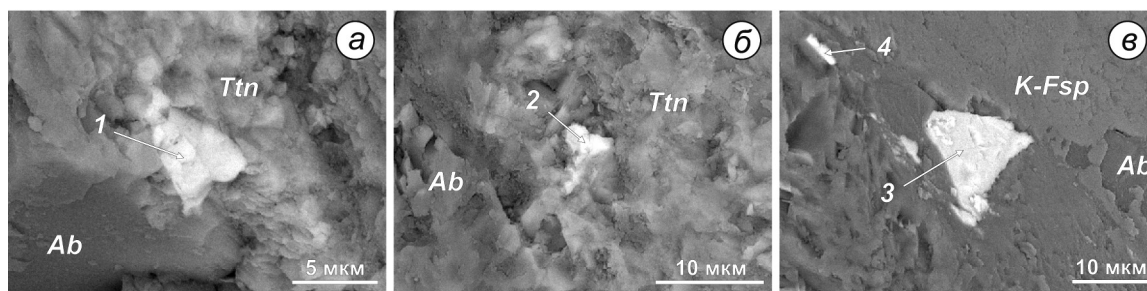


Рис. 5. Микровключения ксенотима (1-4) в породах массива Ильдеус.

a, б – в ассоциации с титанитом в альбите; *в* – в калиевом полево шпате. Ab – альбит, K-Fsp – калиевый полевой шпат, Ttn – титанит. Составы 1–4 приведены в табл. 3.

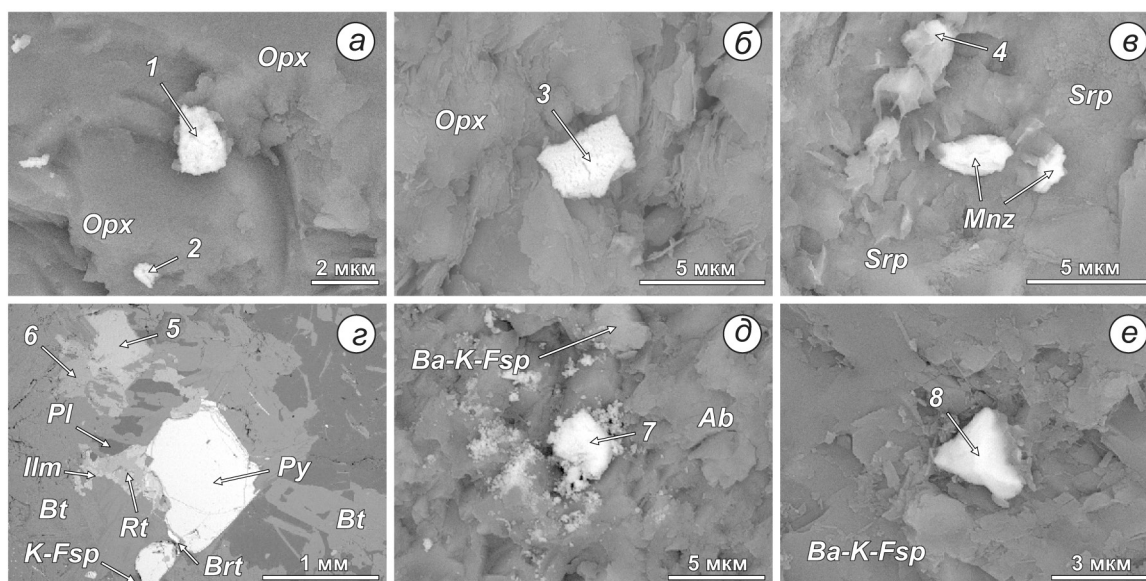


Рис. 6. Микровключения силикатов РЗЭ (1-8) в породах массива Ильдеус.

a, б – в ортопироксене; *в* – в серпентине в ассоциации с монацитом и кварцем (?); *г* – в биотит-калишпат-плаггиоклазовом метасоматите в ассоциации с пиритом, ильменитом, рутилом и баритом; *д, е* – в барий-содержащем калиевом полево шпате, в том числе в ассоциации с альбитом (*д*). Opx – ортопироксен, Srp – серпентин, Bt – биотит, Pl – плаггиоклаз, Ab – альбит, K-Fsp – калиевый полевой шпат, Ilm – ильменит, Rt – рутил, Brt – барит, Mnz – монацит. Составы 1-8 приведены в Табл. 4.

Таблица 4. Химический состав (вес.%) микровключений силикатов РЗЭ в породах массива Ильдеус.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
O	31.9	44.0	39.6	70.0	48.3	47.2	23.3	31.7
Al	3.2	2.6	1.3	1.9	11.5	12.9	2.6	3.5
Si	6.3	19.1	13.5	20.3	16.4	17.8	6.3	8.7
Ca	0.3	0.3	0.1	0.7	11.6	15.0	0.4	0.2
La	13.9	8.2	10.1	1.7	2.9	1.9	22.5	14.1
Ce	28.7	16.9	23.0	3.7	6.6	4.0	32.6	27.1
Pr	2.8	1.7	2.5		0.7		3.0	2.7
Nd	12.9	7.3	10.0	1.6	2.1	1.2	9.3	11.9

Примечание. 1–8 – точки анализа на рис. 6. В таблицах 4, 5 результаты нормированы на сумму элементов.

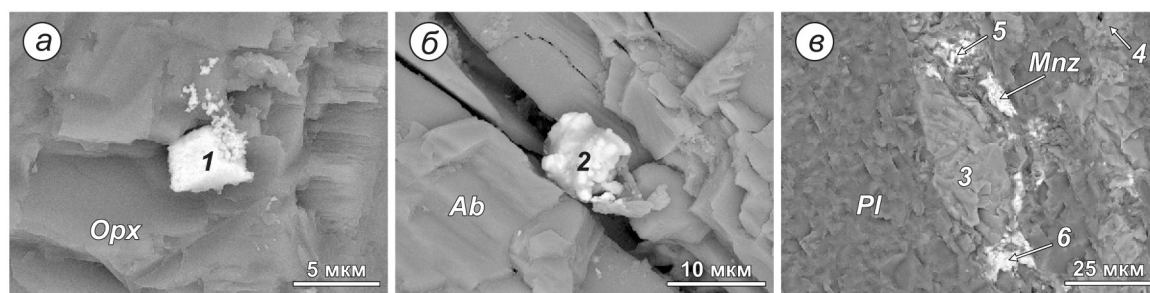


Рис. 7. Микровключения оксида и карбонатов РЗЭ в породах массива Ильдеус.

а – включение оксида лантана, церия, празеодима и неодима (1) в ортопироксене; *б* – включение бастнезита (2) в альбите; *в* – включения карбонатов (5 и 6) в плагиоклазе в ассоциации с силикатами РЗЭ (3 и 4) и монацитом. Орх – ортопироксен, Аб – альбит, Pl – плагиоклаз, Mnz – монацит. Составы 1–6 приведены в табл. 5.

образом, в связи с составом минералов-хозяев выделяются две ассоциации микровключений силикатов РЗЭ: 1) связанные с ортопироксеном и серпентином в гибридизированных ультрамафитах и 2) включения в кислых метасоматитах, сложенных альбитом, калиевым полевым шпатом и биотитом.

Оксиды и карбонаты РЗЭ в породах массива Ильдеус встречаются достаточно редко (рис. 7). Идиоморфное микровключение оксида лантана, церия, празеодима и неодима установлено в ортопироксене ультрабазитового субстрата (рис. 7, *а*, анализ 1 в табл. 5). Зернисто-почковидное выделение карбоната неодима (бастнезит с примесью празеодима 7.9 вес. %; анализ 2 в табл. 5) обнаружено во внутрикристаллической трещине в альбите (рис. 7, *б*). Карбонаты церия, лантана и неодима (анализы 5 и 6 в табл. 5) встречаются в виде микровключений в плагиоклазе (рис. 7, *в*) в ассоциации с монацитом и силикатами РЗЭ, скорее всего, принадлежащими к группе алланита (анализы 3 и 4 в табл. 5). Одно зерно редкоземельного карбоната в плагиоклазе (анализ 6 в табл. 5; рис. 7, *в*) содержит 9.4 вес. % стронция (табл. 5) и, вероятно, относится к группе анкилита. Как и в случае силикатов РЗЭ, оксид лантана, церия, неодима и празеодима связан с ортопироксеном гибридизированных ультрамафитов, в то время как карбонаты РЗЭ встречаются только в кислых метасоматитах.

Минералам РЗЭ сопутствуют разнообразные выделения металлов и их сплавов (рис. 8). Как и во всех породах массива Ильдеус [31, 40], в изученных нами образцах встречаются включения самородных золота (в клинопироксен-магнетитовом сростке, рис. 8, *а*) и серебра (в барийсодержащем калиевом полевым шпате, рис. 8, *б*), включения медистого серебра в биотите (рис. 8, *в*), серпентине (рис. 8, *г*) и плагиоклазе (рис. 8, *д*).

Таблица 5. Химический состав (в вес. %) микроминералов оксидов и карбонатов РЗЭ в породах массива Ильдеус.

Элемент	1	2	3	4	5	6
C		33.1			16.5	13.6
O	28.6	30.7	40.7	50.9	42.6	33.4
Mg			0.4		1.2	
Al			12.7	12.1		
Si			17.2	15.6		
Ca			13.2	10.5		
Sr			0.0			9.4
Ti		0.2	0.0			
Fe		1.1	7.8	5.5		
La	17.2		2.0	1.3	8.9	11.1
Ce	35.2		4.3	2.9	18.0	23.3
Pr	3.6	7.9			2.1	1.8
Nd	15.4	27.0	1.7	1.2	8.8	7.4
Sm					1.3	
Gd					0.7	

Примечание. 1–6 – точки анализа на рис. 7.

В барийсодержащем калиевом полевым шпате встречено зерно сплава Cu-Ag-Au (рис. 8, *е*). Подобные сплавы системы Cu-Ag-Au характерны как для пород массива Ильдеус [31], так и в целом для субдукционных магматических пород [1]. Ортопироксен из гидротермально измененного ультрабазита содержит единичное зерно платины с примесями железа и меди (рис. 8, *ж*). В серпентине из того же ультрабазита диагностировано комковатое зерно железосодержащего никель-медного сплава (рис. 8, *з*), а в Fe-Mg шпинели – гипидиоморфное зерно медно-цинкового сплава (рис. 8, *и*). Природные латуни и бронзы часто встречаются как в свежих, так и в гидротермально измененных перидотитах и пироксенитах Ильдеуса [40].

Для изученных образцов обогащенных РЗЭ измененных ультрабазитов Ильдеуса характерны включения оксидов и сульфидов железа и никеля (рис. 9).

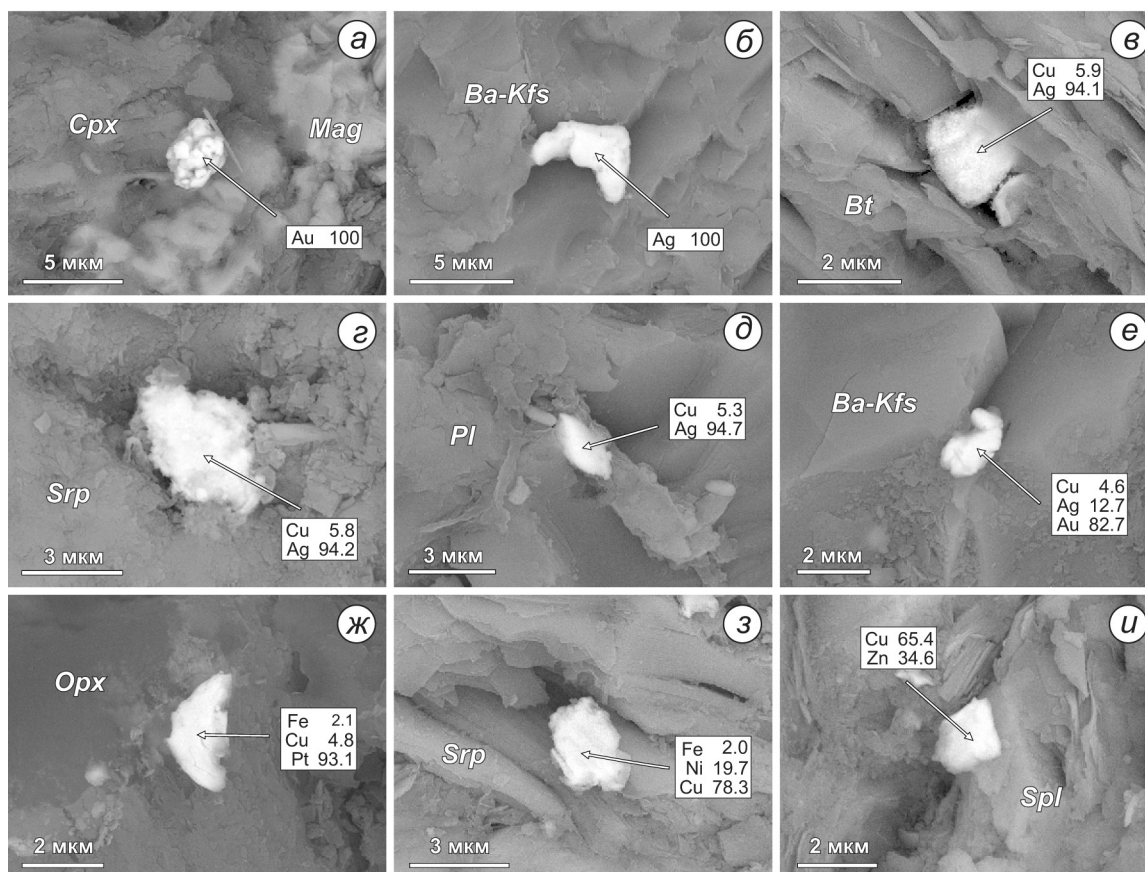


Рис. 8. Микровключения самородных металлов и сплавов в обогащенных РЗЭ породах массива Ильдеус.

a – самородное золото в клинопироксене в ассоциации с магнетитом; *б* – самородное серебро в барийсодержащем калиевом полевоом шпате; *в-д* – медистое серебро в биотите (*в*), в серпентине (*з*) и в плагиоклазе (*д*); *е* – включение сплава Cu-Ag-Au в барийсодержащем калиевом полевоом шпате; *ж* – включение Fe-Cu-содержащей платины в ортопироксене; *з* – включение сплава Fe-Ni-меди в серпентине; *и* – идиоморфное включение природной латуни в железо-магниево шпинели. Сpx – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Bt – биотит, Srp – серпентин, Pl – плагиоклаз, Ba-Kfs – барийсодержащий калиевый полевой шпат, Spl – шпинель, Mag – магнетит. Здесь и на Рис. 8, 9 составы (вес.%, нормированные на сумму) микровключений приведены в табличках, стрелки указывают на точки СЭМ-ЭДА анализов.

Особенно часто встречаются включения хромистого магнетита (рис. 9, *a*), марганцовистого (иногда с примесью ванадия) ильменита (рис. 9, *б*), пентландита с магнетитом (рис. 9, *в*) и кобальтистого пентландита в серпентине (рис. 9, *з, д*).

В ортопироксене диагностировано включение с явным избытком никеля по отношению к сере (рис. 9, *е*). Подобные сульфиды с переизбытком никеля относятся к группе вторичных сульфидов никеля типа хизлевудита (Ni_3S_2) и годлевскита ($\text{Ni}_{8.7}\text{Fe}_{0.3}\text{S}_8$), являющихся типичными никель-сульфидными минералами гидротермально измененных ультрабазитов и связанных с ними руд [33]. В нашем случае микровключение сульфида с избытком никеля в ортопироксене, возможно, фиксирует начальные этапы метасоматического преобразования перидотитовых кумулятов Ильдеуса в связи с коллизионными и пост-коллизионными тектоническими процессами.

Обогащенные РЗЭ ультрабазиты и кремнекислосщелочные метасоматиты массива Ильдеус содержат разнообразные, часто нестехиометрические соединения халькофильных элементов с серой, а также их разнообразные сростки (рис. 10). В оливине встречаются сростки сульфидов железа, никеля и цинка (рис. 10, *a*), самородного серебра с примесью халькопирита (рис. 10, *б*). В ортопироксене обнаружены зерна самородного серебра с примесью Cu- и/или Ag-сульфидов (рис. 10, *в*) и микросростки сульфидов Cu, Fe и Zn (рис. 10, *з*). Выделения халькозина (рис. 10, *д*) и галенита с примесями мышьяка и меди (рис. 10, *е*) зафиксированы в альбите кремнекислосщелочных метасоматитов. В барийсодержащем калиевом полевоом шпате найдены микросростки сульфидов Fe, Ni, Cu, Zn и Pb (рис. 10, *ж*), галенит с примесью сульфида меди (рис. 10, *з*) и галенит с незначительным дефицитом серы (рис. 10, *и*).

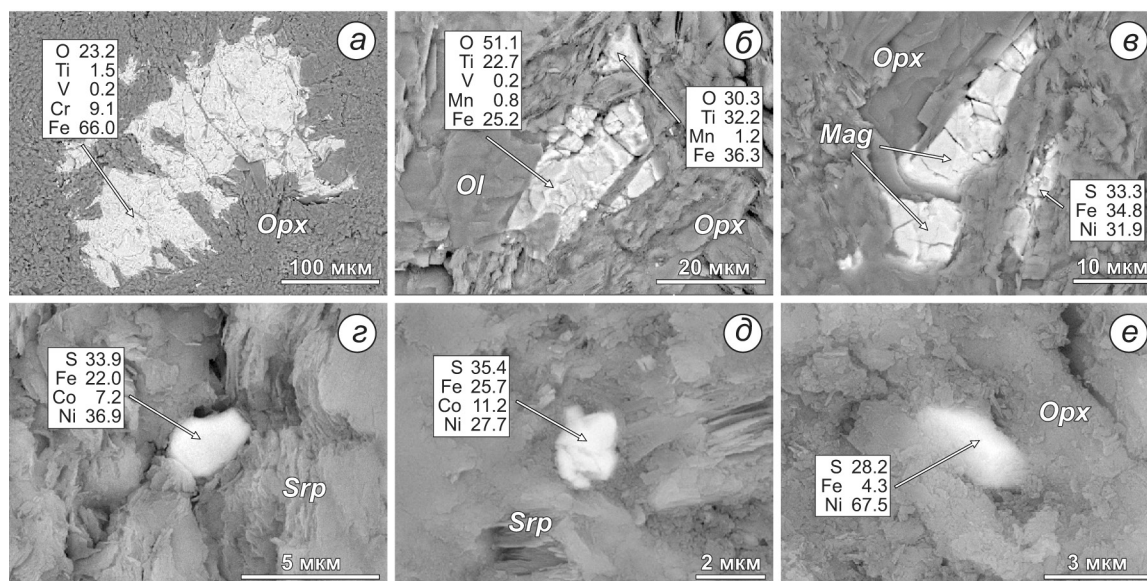


Рис. 9. Микровключения оксидов и сульфидов железа и никеля в обогащенных РЗЭ породах массива Ильдеус.

a–z – включения титансодержащего хромистого магнетита (*a*), марганцовистого ильменита в сростке с оливином (*б*), магнетита и пентландита (*в*) и кобальтистого пентландита в серпентине (*г* и *д*); *e* – включение нестехиометрического сульфида никеля (+Fe) в ортопироксене. Орх – ортопироксен, Ол – оливин, Срп – серпентин, Маг – магнетит.

Присутствие как в измененных ультрабазитах, так и в альбит-биотит-калишпат-апатитовых метасоматитах «метасоматических» сульфидов халькофильных металлов (медь, свинец, цинк) с примесью «магматических» сидерофильных (железо, никель) металлов соответствует обоснованным нами ранее представлениям о длительной и многостадийной эволюции Ильдеусской рудно-магматической системы [23, 31, 40].

В целом, описанные выше ассоциации самородных металлов и сплавов (рис. 8), оксидов и сульфидов сидерофильных металлов (рис. 9), а также сульфидов халькофильных элементов (рис. 10) соответствуют задокументированным ранее в неизмененных ультрабазитах Ильдеусского массива [23, 31, 40]. При этом по составу минералов-хозяев выделяются две ассоциации микровключений минералов РЗЭ: 1) связанные с ультрамафитами (микровключения в ортопироксене и серпентине) и 2) связанные с кислыми метасоматитами (микровключения в кварце, альбите, калиевом полевом шпате, биотите). Наряду с установленными поисковым бурением несогласными взаимоотношениями между ультраосновными кумюлятами и кремнекисло-щелочными метасоматитами, в том числе содержащими минералы РЗЭ, эти ассоциации свидетельствуют о более позднем наложенном характере последних и об их вероятной связи с постколлизийными процессами в пределах центральной части Становой складчатой области.

РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ ИЛЬДЕУССКОГО МАССИВА

Породы с микроминералами редких земель в Ильдеусском массиве по составу отвечают в различной степени измененным перидотитам, пироксенитам и жильным диоритам-гранодиоритам с широкими вариациями содержаний петрогенных, редких, рудных и редкоземельных элементов (табл. 6). Например, содержания никеля варьируют от 62 до 1601 г/т, бария – от 104 до 5876 г/т, рубидия – от 0.51 до 30 г/т, тория – от 0.43 до 74 г/т. Содержание редкоземельных элементов также характеризуется крайней неоднородностью: сумма РЗЭ изменяется от 10.6 г/т в лерцолите (7 в табл. 6), содержащем лишь единичные зерна монацита и редкоземельного силиката, до 1938 г/т в вебстерите (4 в табл. 6).

Распределение некогерентных литофильных элементов, нормированных по примитивной мантии (рис. 11, *a*), свидетельствует об обогащении пород Ильдеусского массива крупноионными литофильными элементами и обеднении высокозарядными литофилами, что типично для дифференциатов субдукционных магм [14, 30]. Об этом же свидетельствуют и в целом повышенные отношения Ba/La, Ba/Nb, Rb/Y, La/Nb, также характерные для продуктов субдукционного магматизма [31, 42]. Нормализованные к хондриту графики редкоземельных элементов характеризуются широкими вариациями их содержаний и вы-

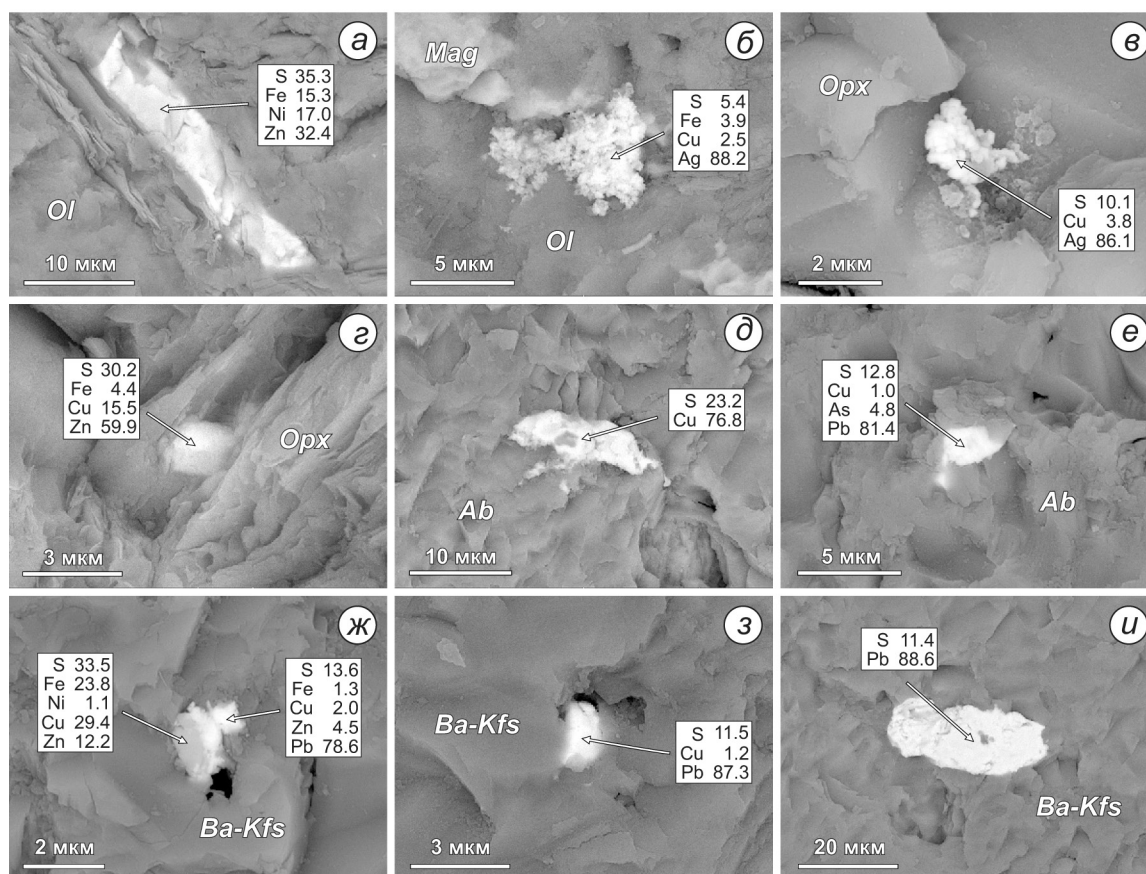


Рис. 10. Микровключения сульфидов халькофильных металлов в обогащенных РЗЭ породах массива Ильдеус.

a – сростки сфалерита с сульфидом никеля в оливине; *б* – сростки самородного серебра с халькопиритом в оливине; *в*, *г* – зерна самородного серебра с примесью Cu- и/или Ag-сульфидов (*в*) и микросросток сульфидов Cu, Fe и Zn (*г*) в ортопироксене; *д*, *е* – включения халькозина (*д*) и галенита с примесями мышьяка и меди (*е*) в альбите; *ж*–*и* – сростки сульфидов Fe, Ni, Cu, Zn и Pb (*ж*), микровключения галенита с примесью сульфида меди (*з*) и галенита с незначительным дефицитом серы (*и*) в барийсодержащем калиевом полево шпате. Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Ab – альбит, Ba-Kfs – барийсодержащий калиевый полевой шпат, Mag – магнетит.

держанным обогащением легких РЗЭ по отношению к тяжелым лантаноидам (рис. 11, б).

Содержания бария и тория в породах Ильдеусского массива обнаруживают в целом позитивную корреляцию с суммой РЗЭ (рис. 12), что является типичным для флюидов, связанных с щелочно-ультраосновными [16, 17] и карбонатитовыми [26, 56] магмами.

Следует отметить, что обогащение данными элементами подтверждается присутствием в щелочно-ультраосновных-фоскорит-карбонатитовых комплексах барийсодержащих слюд [16] и уран-ториевых минералов [17], которые отсутствуют в обогащенных редкоземельными элементами ультраосновных и средне-кислых породах Ильдеусского массива. Кроме того, практически все жильные диориты и гранодиориты (за исключением сильно измененных разновидностей с интенсивной альбитизацией

первично магматических полевых шпатов, сопровождающейся выносом стронция), секущие базит-ультрабазитовые породы Ильдеусского массива, характеризуются очень низкими содержаниями иттрия и иттербия, а также высокими отношениями Sr/Y (рис. 11, в), типичными для адакитовых магм. Сочетание такой «адакитовой» геохимии с обогащением барием, торием и высокими отношениями La/Sm, характерными для карбонатитовых комплексов [37, 55], а также с высокими отношениями Ba/La, являющимися трассерами субдукционных магм [38], говорит о гибридной (метасоматическая фосфорно-калиевая «карбонатитовая»+существенно водная адакитовая) природе флюидов, участвовавших в формировании обогащенных РЗЭ пород массива Ильдеус, и о сложной многоэтапной эволюции геодинамических обстановок на стыке Амурской плиты и Алданского щита в мезозое.

Таблица 6. Представительные составы пород с РЗЭ-микроминералами в Ильдеусском массиве.

Оксиды, вес. %, Элементы, г/т	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	61.82	60.13	38.58	38.51	53.25	54.52	41.95
TiO ₂	0.05	0.49	0.32	0.87	0.64	0.40	0.20
Al ₂ O ₃	17.21	17.04	6.69	13.63	12.44	16.52	3.18
Fe ₂ O ₃	2.61	1.95	12.22	9.13	5.23	3.15	12.03
MnO	0.00	0.00	0.10	0.25	0.00	0.00	0.25
CaO	0.70	1.08	0.51	2.40	1.94	6.67	0.70
MgO	5.26	7.31	29.38	23.38	10.74	3.35	32.85
Na ₂ O	9.70	8.78	0.16	0.94	5.51	6.27	0.05
K ₂ O	0.19	0.50	0.10	0.80	0.78	4.91	0.46
P ₂ O ₅	0.00	0.24	0.00	1.12	0.00	0.34	0.00
П.п.п.	2.52	2.54	13.60	9.94	10.46	3.98	9.10
Сумма	100.05	100.06	101.66	100.96	100.98	100.11	100.77
Cr	107.61	105.17	2120.2	120.94	72.07	107.07	2968.21
Ni	64.96	81.39	1273.32	479.84	220.51	75.57	1601.47
Co	9.78	9.08	95.75	51.54	33.07	12.00	108.35
V	28.97	8.51	42.86	43.13	25.40	16.36	58.79
Sc	3.44	1.46	6.72	5.27	3.76	1.92	9.57
Li	1.94	1.46	15.85	49.54	4.15	2.44	42.85
Cs	0.07	0.03	0.24	0.99	0.56	0.09	0.14
Rb	1.57	2.64	4.18	26.37	14.66	30.71	5.57
Ba	145.62	297.24	325.94	1227.64	1965.31	5876.11	104.17
Sr	302.97	357.02	34.17	225.57	558.95	894.76	157.91
Zr	1.97	3.22	0.76	42.06	2.34	2.46	2.37
Y	4.47	13.09	6.97	8.57	5.09	12.18	3.16
Nb	1.38	8.38	2.47	8.78	6.45	3.83	0.62
Ta	0.11	0.33	0.13	0.37	0.16	0.13	0.05
Hf	0.08	0.19	0.18	0.42	0.13	0.18	0.11
Th	8.34	22.98	16.61	74.53	24.46	30.39	0.43
U	0.11	0.32	0.30	1.25	0.21	0.33	0.08
La	93.31	250.51	110.62	505.74	207.20	240.09	1.27
Ce	172.92	452.64	211.23	978.22	382.80	443.86	3.35
Pr	12.67	35.81	15.85	83.05	28.54	35.75	0.43
Nd	40.03	111.70	52.99	272.81	85.37	112.70	2.27
Sm	3.98	12.49	5.81	32.00	8.14	11.94	0.64
Eu	0.90	3.27	1.17	5.89	1.89	2.26	0.22
Gd	4.52	13.93	6.61	35.08	9.39	13.17	0.80
Tb	0.34	1.12	0.52	2.89	0.61	1.02	0.12
Dy	1.23	3.99	2.03	11.61	1.79	3.77	0.73
Ho	0.18	0.57	0.31	1.77	0.22	0.54	0.14
Er	0.64	1.69	1.01	5.32	0.81	1.70	0.43
Tm	0.07	0.14	0.10	0.49	0.06	0.14	0.06
Yb	0.54	0.83	0.65	2.91	0.35	0.81	0.43
Lu	0.08	0.10	0.09	0.38	0.05	0.11	0.07
Ag	0.35	0.41	0.52	0.60	0.89	0.43	0.28
Cu	10.26	23.27	37.40	37.16	377.63	21.94	53.16
Zn	16.78	15.64	68.40	83.99	97.34	212.02	72.01
Mo	0.57	0.28	0.19	0.05	0.32	0.85	0.08
Pb	3.39	3.79	2.36	7.54	5.87	20.62	0.73
Bi	0.01	0.01	0.06	0.09	0.01	0.01	0.03
Cd	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03
As	0.29	0.93	3.05	2.85	0.94	1.32	0.22
Hg	0.43	0.76	0.26	0.09	0.52	0.52	0.46
W	8.63	15.84	4.10	1.37	9.57	11.87	6.44
Сумма РЗЭ	331.41	888.79	408.99	1938.16	727.22	867.86	10.96

Примечание. 1, 2 – адакиты, 3 – перидотит, 4 – вебстерит, 5 – пироксенит, 6 – габбро, 7 – лерцолит.

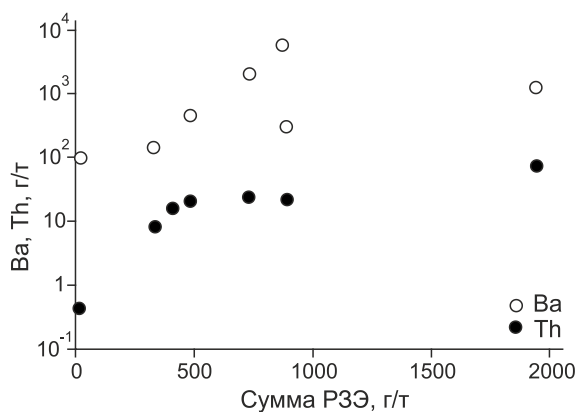
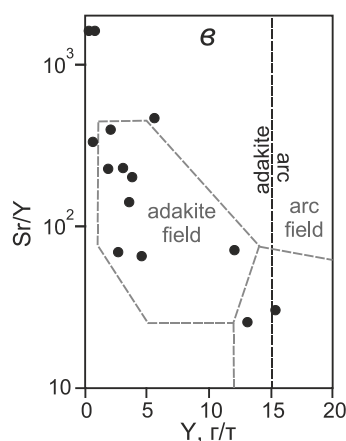
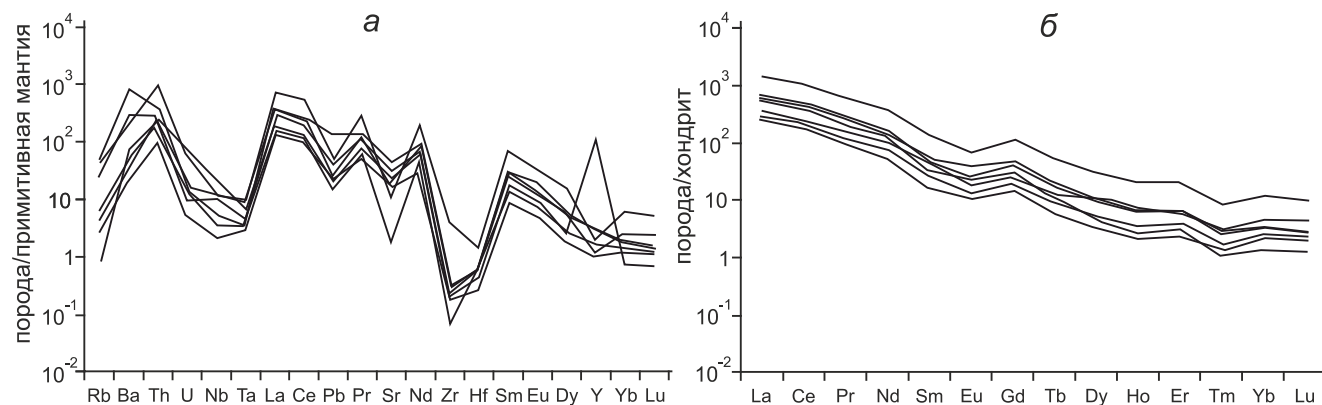


Рис. 12. Соотношение суммы РЗЭ, бария и тория в содержащих минералы редкоземельных элементов породах массива Ильдеус.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Петролого-геохимические характеристики базит-ультрабазитового массива Ильдеус отражают мезозойскую геодинамическую эволюцию южной окраины Сибирского кратона от этапа субдукции океанической литосферы Монголо-Охотского бассейна в триасе через юрскую коллизию Амурской плиты с

Рис. 11. Распределение редких (а) и редкоземельных (б) элементов, нормированных по примитивной мантии и хондриту [47] в изученных породах массива Ильдеус; в – диаграмма Sr/Y–Y (г/г) для жильных диоритов и гранодиоритов массива Ильдеус. Поля адакитов и островодужных магм даны по [41].

Сибирским кратоном с поглощением Монголо-Охотского океана и тектоническим расслоением и даже, возможно, обрывом (slab failure) субдуцировавшей океанической плиты [21], до постколлизийных процессов в раннем мелу [39, 40]. Датировка цирконов и апатитов из жильных адакитов Ильдеуса уран-свинцовым методом свидетельствует об их преимущественном внедрении в раннемеловое (аптское) время (114–117 млн лет), хотя во многих зернах цирконов отмечено присутствие берриасовых (~140 млн лет) U-Pb изотопных меток [39, 40]. Таким образом, жильные кислые и гибридные породы в Ильдеусском массиве, несущие редкоземельную минерализацию, связаны с постколлизийным этапом его эволюции.

В ультраосновных и жильных диорит-гранодиоритовых породах Ильдеусского массива присутствуют две ассоциации минералов РЗЭ: 1) силикаты (рис. 6, а, б) и оксиды (рис. 7, а) легких РЗЭ в ассоциации с ортопироксеном, скорее всего сформировавшиеся в результате гибридизации ультрамафитов поздними флюидами и расплавами, и 2) метасоматическая, в основном представленная монацитом (рис. 3 и 4), ксенотимом (рис. 5), силикатами (рис. 6, в–е) и карбонатами (рис. 7, б, в) редкоземельных элементов в ассоциации с апатитом, баритом, кварцем, альби-

том, калишпатом, хлоритом, магнетитом, ильменитом, рутилом и цирконом. К первой ассоциации минералов РЗЭ тяготеют первично магматические сульфиды, такие как пентландит в ассоциации с магнетитом (рис. 9, *в*), самородное золото, сплавы серебра, меди и платины (рис. 8, *а, д, ж*), ильменит (рис. 9, *б*) и хромистый магнетит (рис. 9, *а*). С метасоматическими минералами РЗЭ ассоциируют кобальтистый пентландит (рис. 9, *д*), сульфиды никеля, железа, меди, свинца и цинка (рис. 10, *д-и*), вторичный сульфид с преобладанием никеля (рис. 9, *е*), а также наиболее поздние генерации сплавов меди, серебра, никеля и цинка (рис. 7, *б-г, е, з, и*).

Постколлизийные адакиты, а также гибридные адакитовыми расплавами перидотиты и пироксениты массива Ильдеус обнаруживают обогащение никелем, серебром, вольфрамом и свинцом, хорошо выраженное обеднение кадмием и висмутом и слабое обеднение молибденом. Повышенные содержания никеля вполне понятны в образцах ультраосновного состава (3, 4, 7 в табл. 1), но несколько неожиданны в жильных диоритах-гранодиоритах, которые к тому же еще и довольно магнезиальны (MgO от 3.45 до 11.84 вес. %). Скорее всего, эти геохимические характеристики отражают взаимодействие кислых адакитовых магм с ультраосновным субстратом при внедрении в субдукционные оливин-пироксеновые кумулаты во время раннемелового коллизийного тектогенеза. В пользу такой гибридизации говорят и довольно многочисленные частично резорбированные реликты пентландита и кобальтистого пентландита в адакитовых жилах и прожилках, явно неравновесные и в целом не характерные для средне-кислых магматических образований [42].

Во многом схожие геохимические процессы, сопровождавшиеся мощным потоком богатых редкоземельными элементами астеносферных флюидов через разрывы слэба и плавлением нижней коры с образованием постколлизийных адакитов протекали в магматическом поясе Гангдисе на юге Индийско-Гималайской зоны коллизии. Согласно сейсмическим и гравитационным данным, Индийская плита в процессе коллизии испытала мощные деформации, транслятосферные разрывы и утрату сплошности (slab tear), вызвавшие подъем по образовавшимся тектоническим окнам обогащенного вещества астеносферной мантии [43, 51]. В миоцене южный и восточный Тибет (пояс Гангдисе и блок Лхаса) испытали обширный постколлизийный рифтинг, маркируемый внедрением ультракалиевых, шошонитовых, адакитовых и карбонатитовых магм и вовлечением богатых РЗЭ карбонатно-фосфорно-калиевых флюидов (возможно,

связанных с глубинным рециклингом богатых фосфором, сульфатами, калием и редкими землями морских осадков) в постколлизийный петро- и металлогенез [34, 53]. В частности, карбонатиты Мяньнин-Дэчан, несущие редкоземельную минерализацию, температурально и пространственно связаны с адакитами Дали, возникшими за счет плавления рециклированного фрагмента эклогитизированного слэба под воздействием астеносферного плюма, зародившегося на глубине 400–600 км под юго-восточным Тибетом [36]. Вовлечение в этот процесс субдуцированных морских осадков Нео-Тетиса (карбонаты, фосфориты, пелагические илы) привело к образованию богатых РЗЭ, углекислотой, галогенами, сульфатами, фосфором и калием высокотемпературных флюидов и обширному метасоматозу перекрывающей континентальной литосферы [45, 63]. Плавление метасоматизированной астеносферными флюидами континентальной литосферной мантии вызвало образование богатых редкими землями карбонатитовых и ультракалиевых магм [34, 58], а плавление нижней коры привело к возникновению металлоносных адакитовых расплавов южного Тибета [35, 44].

Похожие геохимические процессы, связанные с потоком обогащенных фосфором, калием, сульфатами и РЗЭ глубинных мантийных флюидов через нарушения сплошности субдуцированной плиты с плавлением богатой металлами сульфидизированной нижней континентальной коры и образованием постколлизийных адакитов, скорее всего, имели место в мезозое на юге Сибирского кратона. Надсубдукционный триасовый магматизм в Становом супертеррейне, представленный богатыми ортопироксеном базит-ультрабазитовыми комплексами, габброидами и роговообманковыми гранитоидами с отчетливой известково-щелочной тенденцией дифференциации, сменился позднеюрско-раннемеловыми коллизийными амфибол-биотитовыми гранодиорит-гранит-порфирами [29 и ссылки в ней], а на заключительных постколлизийных этапах (в аптское время) — адакитами, трахитами, сиенитами и их малоглубинными комагматами повышенной щелочности с дайками лампрофиров, отвечающими по составу высоконикобиевым базальтам [39]. Одновозрастные раннемеловые магматические комплексы с характерным сочетанием золоторудной и уран-торий-редкоземельной минерализации распространены на всей площади Алдано-Станового щита к северу от Станового супертеррейна. Небольшие по размерам интрузии субщелочных и щелочных пород преимущественно среднего состава и дайки лампроитов и калиевых базальтоидов образуют площадные скопления (магматические провинции), возраст которых омолаживается с запада на восток: до 127

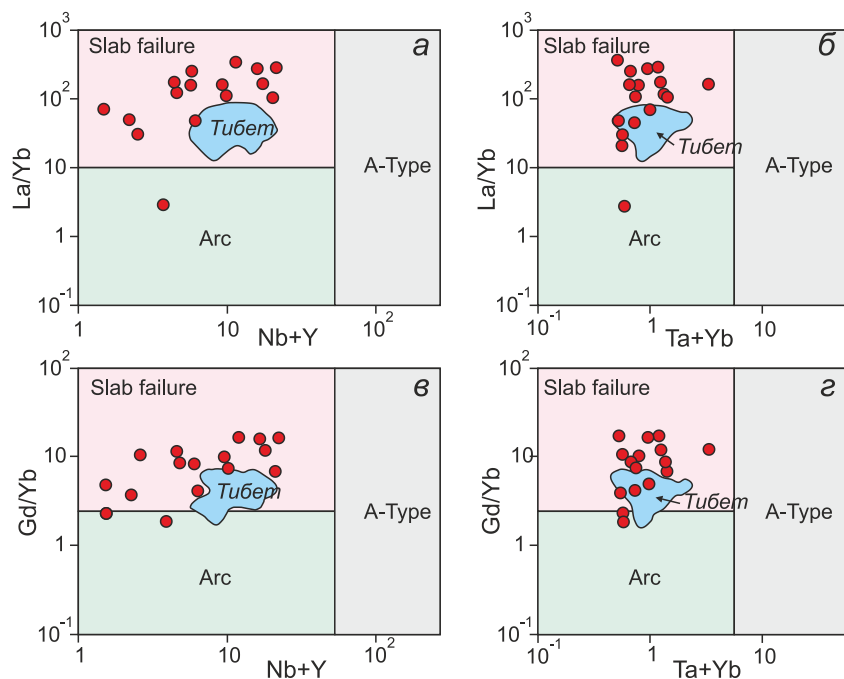


Рис. 13. Соотношения La/Yb–(Nb+Y) (а), La/Yb–(Ta+Yb) (б), Gd/Yb–(Nb+Y) (в) и Gd/Yb–(Ta+Yb) (г) в раннемеловых адакитах Брятинского блока Становой складчатой области (красные кружки) и в постколлизийных олигоцен-миоценовых адакитах магматической дуги Гангдиси южного Тибета (Тибет), по [35, 44, 59, 62].

Поля магматических пород, связанных с разрывом/отрывом субдуцирующей плиты (Slab failure), магматитов островных дуг (Arc) и гранитов А-типа (A-Type) по [57].

меридиана интервал возрастов в провинциях составляет 145–123, а после 125 меридиана – 115 млн лет. [24 и ссылки в ней]. Комплексная интерпретация сейсмогравитационных и геоэлектрических данных свидетельствует о постепенном погружении подошвы литосферы под край Алданского щита и о ее резком подъеме (обрыве погружающейся литосферной плиты?) к северу от г. Тында, а также о наличии к северу от Станового супертеррейна (Чульманская впадина) выступа астеносферной мантии [21] под южной частью Алданской гранулитовой области. Особенно примечательно в этом геодинамическом контексте геохимическое сходство олигоцен-миоценовых адакитовых серий южного Тибета (магматический пояс Гангдиси) и раннемеловых адакитов Станового супертеррейна, а именно их повышенная щелочность (особенно калий), высокие содержания литофильных некогерентных элементов (в частности, рубидия и бария), а также крайне низкие концентрации иттрия (менее 10 г/т) и иттербия (менее 1 г/т) по сравнению с адакитами, образовавшимися за счет плавления субдуцированной океанической литосферы [41]. На диаграммах рис. 13 постколлизийные адакиты южного Тибета и Станового супертеррейна располагаются в поле магматических пород, связанных с деструкцией погружающейся плиты (slab failure). Некоторые геохимические различия, в частности, несколько более высокие отношения La/Yb и Gd/Yb в ряде адакитов Станового супертеррейна объясняются гибридным характером последних и их тесной связью с глубинным сульфатно-фосфорно-калиевым («карбонатито-

подобным») флюидом, обогащенным легкими РЗЭ от лантана до гадолиния. С этим хорошо согласуется минералогия РЗЭ в ультрабазитах Ильдеуса, в частности, обогащенный легкими РЗЭ состав монацитов (табл. 1), редкоземельных силикатов (табл. 3), оксидов и карбонатов (табл. 4). В Южном Тибете такой поток астеносферных фосфорно-калиевых флюидов привел к образованию собственно карбонатитовых магм и связанных с ними месторождений редкоземельных элементов [36, 58, 63]. При этом по суммам ниобия и иттрия (рис. 13, а и в) адакиты Станового супертеррейна во многом сходны с составами адакитов южного Тибета (рис. 13, а, в), а по сумме тантала и иттербия они полностью идентичны (рис. 13, б, г). Дополнительное обеднение Становых адакитов иттрием происходило за счет массового образования амфибола в ультрабазитах при их гибридации адакитовым расплавом [31, 42] в связи с преимущественным распределением иттрия в новообразованный метасоматический амфибол [48, 61].

Кристаллизационная дифференциация известково-щелочных магм субдукционного этапа в триасе могла привести к образованию в низах коры богатых сульфидами мафит-ультрамафитовых кумулатов и частично внедрившихся выше в субконтинентальную кору базит-ультрабазитовых массивов «ильдеусского типа». В коллизийное (поздняя юра–ранний мел) и постколлизийное (апт, 114–122 млн лет) время апвеллинг астеносферы через разрывы слэба и связанных с ней флюидных потоков привел к образованию богатых медью, золотом и серебром адакитовых

магм. Именно эта обогащенная металлами подслэб-овая астеносферная мантия ОIВ типа могла послужить источником карбонатитовых и щелочно-ультраосновных расплавов и карбонатно-фосфорно-калиевых флюидов, проникавших в верхние горизонты земной коры Алдано-Становой области по транслитосферным разломам [4], а также раннемеловых кольцевых интрузий с дунитовым ядром, окруженным клинопироксенитами и сиенитами (Инаглинский и Кондерский массивы) [25]. Процессы образования металлоносных нижнекоровых адакитовых расплавов и богатых редкими землями мантийных карбонатитов и щелочно-ультраосновных магм, так или иначе связанных с астеносферными сульфатно-фосфорно-калиевыми флюидами, скорее всего, не только совпадали по времени, но и были достаточно сближены в пространстве, что могло приводить к «заимствованию» постколлизийными адакитами некоторых черт флюидной специализации и металлогении карбонатитов.

Таким образом, химический состав и ассоциации минералов в основных-ультраосновных породах Ильдеусского массива указывают на их объемное обогащение редкоземельными элементами. В качестве субстрата при этом выступали нижнекоровые сульфидсодержащие мафит-ультрамафитовые кумуляты, в которых концентрации некогерентных элементов были повышены в процессе рециклинга металлоносных пелагических осадков в мезозойской зоне субдукции-коллизии. Дополнительное их обогащение рудными компонентами произошло в результате взаимодействия с гибридными астеносферными сульфатно-фосфорно-калиевыми флюидами, проникавшими в надсубдукционную мантию через разрывы сплошности погружавшейся океанической плиты, и с постколлизийными обводненными адакитовыми расплавами, сформировавшимися за счет плавления нижней континентальной коры под воздействием астеносферного теплового потока.

Такое обогащение, местами достигающее субпромышленных значений (1938 г/т в одной из проб пород Ильдеусского массива близко к «бедной редкоземельной минерализации» с содержаниями суммы РЗЭ от 2000 г/т), по нашему мнению, является примером своеобразной «протоминерализации», способной, при дальнейшем развитии гидротермально-метасоматических процессов перекристаллизации и концентрирования, дать объекты с экономически рентабельными промышленными содержаниями. Поэтому породные комплексы с подобным обогащением РЗЭ могут иметь определенное прогнозное значение при поисках месторождений и проявлений РЗЭ в складчатых регионах. С другой стороны, при совершен-

ствовании технологий извлечения редкоземельных элементов из бедных руд объекты типа Ильдеусского массива могут сами стать в будущем доступными для промышленного освоения. С этой точки зрения дальнейшие исследования магматических и метасоматических процессов в Становом супертеррейне могут быть перспективными в плане выяснения масштабов их обогащения редкоземельными элементами и предварительной оценки общего рудного потенциала постколлизийных адакитовых магм на Дальнем Востоке России.

Исследование осуществлено в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН (тема НИР № 124042300007-3 – молодежная лаборатория) и ДВГИ ДВО РАН тема НИР №122040800193-6 с использованием научного оборудования Хабаровского инновационно-аналитического центра ИТиГ ДВО РАН. Авторы благодарны академику РАН Н.А. Горячеву за детальные конструктивные замечания, приведшие к улучшению настоящей статьи и существенному уточнению высказанных в ней положений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердников Н.В., Кеpezинскas П.К., Невструев В.Г., Крутикова В.О., Коновалова Н.С. Магматическое самородное золото: состав, формы выделения, генезис и эволюция в земной коре // Геология и геофизика. 2024. Т. 65, № 3. С. 427–445.
2. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.Э., Яковлева С.З. Триасовый этап мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 11. С. 1489–1500.
3. Бучко И.В., Сорокин А.А., Родионов А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Ковач В.П. Пермо-триасовый этап ультрамафит-мафитового и мафитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Отч. геология. 2017. № 6. С. 94–97.
4. Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1443–1455.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.
6. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России. СПб: ВСЕГЕИ. Интернет ресурс: <http://geochron.vsegei.ru>.
7. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
8. Горошко М.В., Гурьянов В.А. Уран-редкометальное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго-

- востока Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 20, № 6. С. 76–91.
9. Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А., Сальников А.С., Старосельцев В.С., Шевченко Б.Ф., Горощко М.В., Гурьянов В.А. Заможная Н.Г. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сквородиной-Томмот // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1583–1599.
10. Иванов К.С., Шмелев, В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. АН. 1996. Т. 347, № 5. С. 649–652.
11. Исакова А.Т., Панина Л.И., Рокосова Е.Ю. Карбонатитовые расплавы и генезис апатитового оруденения на Гулинском плутоне (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 595–607.
12. Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В. Ультрамафит-мафитовые формации и их роль в образовании литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса в докембрии-нижнем палеозое // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы / Под ред. Н.В. Соболева. 1988. Новосибирск: Наука. С. 23–36.
13. Кепежинскас П.К., Савичев А.Т. Геохимическая стратификация и эволюция раннеостроводужных магматических камер // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 12–26.
14. Кепежинскас П.К., Ефремова Л.Б., Сорокина Н.А. Редкоземельные элементы в раннеостроводужных плутонических комплексах // Геохимия. 1991. № 4. С. 548–556.
15. Кепежинскас П.К., Бердников Н.В., Крутикова В.О., Кепежинскас Н.П., Астапов И.А., Кириченко Е.А. Серебряная минерализация в глубинных магматогенных системах древних островных дуг: Ильдеусский ультраосновной массив, Становой мобильный пояс (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2023. Т. 42, № 4. С. 30–60.
16. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д., Кузьмин Д.В. Высокобариевая слюда в оливинитах Гулинского массива // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 11. С. 1572–1579.
17. Когарко Л.Н., Сорохтина Н.В., Кононкова Н.Н., Климович И.В. Уран и торий в минералах карбонатитов Гулинского массива, Полярная Сибирь // Геохимия. 2013. № 10. С. 855–865.
18. Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Телегин Ю.М. Крупнообъемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах Урало-Аляскинского типа и перспективы их освоения // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53, № 5. С. 419–437.
19. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Сквитина Т.М., Иванова А.А., Плотикина Ю.В., Загорная Н.Ю. Возраст и тектоническое положение гранитоидов копринского типа зоны сочленения Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. Науки о Земле. 2023. Т. 509, № 1. С. 5–13.
20. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
21. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
22. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджуро // Докл. АН. 1992. Т. 323, № 3. С. 514–518.
23. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
24. Полин В.Ф., Зверева Н.М., Травин А.В., Пономарчук А.В. Возраст золотого оруденения Кеткапско-Юнской магматической провинции, формационная принадлежность золотоносных комплексов и одновременность позднемезозойского магматизма в разных частях Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 5. С. 3–19.
25. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Светлицкая Т.В., Дорошкевич А.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 1. С. 41–54.
26. Прокопьев И.Р. Геологические и физико-химические условия образования Fe-F-REE карбонатитов Центральной Тувы: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. 2014. 152 с.
27. Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Пучков В.И., Петров С.В. Особенности химического состава минералов золота из габброидов массивов Платиноносного пояса Урала, Россия // Докл. АН. 2022. Т. 567, № 2. С. 245–252.
28. Стриха В.Е. Чайдахский монцогаббро-монцогранитовый комплекс (Алданский щит): новые геохронологические и геохимические данные // Вестн. АмГУ. 2023. Вып. 103. С. 110–122.
29. Тимашков А.Н., Шатова Н.В., Бережная Н.Г., Балашова Ю.С., Морозова А.Б., Львов П.А., Шокальский С.П., Плеханов А.О., Молчанов А.В., Радьков А.В. Геохронологические исследования гранитоидов Становой складчатой области // Региональная геология и металлогения. 2015. № 61. С. 35–49.
30. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Московского ун-та. 1997. 320 с.
31. Berdnikov N., Kepezhinskias P., Konovalova N., Kepezhinskias N. Formation of gold alloys during crustal differentiation of convergent zone magmas: constraints from an Au-rich websterite in the Stanovoy suture zone (Russian Far East) // Geosciences. 2022. V. 12, N 3. <https://doi.org/10.3390/geosciences12030126>.
32. Dostal J. Rare metal deposits associated with alkaline/peralkaline igneous rocks // Reviews in Economic Geology. 2016. V. 18. P. 33–54.
33. Fleet M.E. Stoichiometry, structure and twinning of godlevskite and synthetic low-temperature Ni-excess nickel sulfide // Canadian Mineralogist. 1988. V. 26. P. 283–291.
34. Guo Zh., Wilson M., Zhang M., Cheng Zh., Zhang L. Post-collisional ultrapotassic mafic magmatism in South Tibet: products of partial melting of pyroxenite in the mantle wedge induced by roll-back and delamination of the subducted Indian continental lithosphere slab // J. Petrol. 2015. V. 56, Is. 7. P. 1365–1406.
35. Hou Z.-Q., Gao Y.-F., Qu X.-M., Rui Z.-Y., Mo X.-X. Origin

- of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 220. P. 139–155.
36. Hou Z., Xu B., Zhang H., Zheng Y.-Ch., Wang R., Miao Zh., Gao L., Zhao Zh., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Refertilized continental root controls the formation of the Mianning-Dechang carbonatite-associated rare-earth-element ore system // *Communications Earth & Environment*. 2023. V. 4. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00956-6>.
 37. Jia Y., Liu Y. Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-C-O isotopic composition of the Qieganbulake carbonatites at the northeastern margin of the Tarim Craton, northwest China // *Ore Geology Reviews*. 2023. V. 160. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105597>.
 38. Kay R.W. Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system // *J. Geology*. 1980. V. 88, N 5. P. 497–522.
 39. Kepezzhinskas N., Kamenov G.D., Foster D.A., Kepezzhinskas P. Petrology and geochemistry of alkaline basalts and gabbroic xenoliths from Utila Island (Bay Islands, Honduras): insights into back-arc processes in the Central American Volcanic Arc // *Lithos*. 2020. V. 352–353. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105306>.
 40. Kepezzhinskas P.K., Kepezzhinskas N.P., Berdnikov N.V., Krutikova V.O. Native metals and intermetallic compounds in subduction-related ultramafic rocks from the Stanovoy mobile belt (Russian Far East): implications for redox heterogeneity in subduction zones // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 127. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103800>.
 41. Kepezzhinskas P., Berdnikov N., Kepezzhinskas N., Kononova N. Adakites, high-Nb basalts and copper-gold deposits in magmatic arcs and collisional orogens: an overview // *Geosciences*. 2022. V. 12, N 1. <https://doi.org/10.3390/geosciences12010029>.
 42. Kepezzhinskas P., Berdnikov N., Kepezzhinskas N., Krutikova V., Astapov I. Magmatic-hydrothermal transport of metals at arc plutonic roots: insights from the Ildeus mafic-ultramafic complex, Stanovoy suture zone (Russian Far East) // *Minerals*. 2023. V. 13, N 7. <https://doi.org/10.3390/min13070878>.
 43. Li J., Song X. Tearing of Indian mantle lithosphere from high-resolution seismic images and its implications for lithospheric coupling in southern Tibet // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2018. V. 115. P. 8296–8300.
 44. Li J.-X., Qin K.-Zh., Li Q.-M., Xiao B., Chen L., Zhao J.-X. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: melting of thickened juvenile arc lower crust // *Lithos*. 2011. V. 126. P. 265–277.
 45. Liu D., Zhao Zh., Zu D.-Ch., Niu Y., Widom E., Teng F.-Zh., DePaolo D.J., Ke Sh., Xu J.-F., Wang Q., Mo X. Identifying mantle carbonate metasomatism through Os-Sr-Mg isotopes in Tibetan ultrapotassic rocks // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2015. V. 430. P. 458–469.
 46. Mahfoud R.F., Beck J.N. Copper mineralizations in the ophiolite of Oman: the genesis and emplacement relationship with the orogenic movements of serpentinized peridotite // *International Geology Review*. 1997. V. 39, Is. 3. P. 252–286.
 47. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
 48. Nandekar R.H., Hürmann N., Ulmer P., Müntener O. Amphibole-melt trace element partitioning of fractionating calc-alkaline magmas in the lower crust: an experimental study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2016. V. 171. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1278-0>.
 49. Rogers C., Cousens B., Ernst R.E., Söderlund U. Phosphorous and potassium metasomatic enrichment in the mantle source of the c. 1450–1425 Ma Michael-Shabogamo gabbro of Eastern Laurentia // *J. Petrology*. 2019. V. 60. P. 57–83.
 50. Sessa G., Moroni M., Tumiatì S., Caruso S., Fiorentini M.L. Ni-Fe-Cu-PGE ore deposition driven by metasomatic fluids and melt-rock reactions in the deep crust: the ultramafic pipe of Valmaggia, Ivrea-Verbano, Italy // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 90. P. 485–509.
 51. Singh H., Mahantsente R. Lithospheric structure of Eastern Tibetan Plateau from terrestrial and satellite gravity data modeling: implication for asthenospheric underplating // *Lithosphere*. 2020. <https://doi.org/10.2113/2020/8897964>.
 52. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W. Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhangdy Transect // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 58–78. doi:10.1016/j.gr.2019.11.009.
 53. Sun X., Lu Y.-J., McCuaig T.C., Zheng Y.-Y., Chang H.-F., Guo F., Xu L.-J. Miocene ultra-potassic, high-Mg dioritic, and adakite-like rocks from Zhunuo in southern Tibet: implications for mantle metasomatism and porphyry copper mineralization in collisional orogens // *J. Petrology*. 2018. V. 59. P. 341–386.
 54. Tomkins A.G., Rebryna K.C., Weinberg R.F., Schaefer B.F. Magmatic sulfide formation by reduction of oxidized arc basalt // *J. Petrology*. 2012. V. 53, Is. 8. P. 1537–1567.
 55. Verplanck P.L., Farmer G.L., Kettler R.M., Lowers H.A., Johnson C.A., Koenig A.E., Blessington M.J. Petrogenesis and rare earth element mineralization of the Elk Creek carbonatite, Nebraska, USA // *Ore Geology Reviews*. 2022. V. 146. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104953>.
 56. Walter B.F., Giebel R.J., Steele-MacInnis M., Marks M.A., Kolb J., Markl G. Fluids associated with carbonatitic magmatism: a critical review and implications for carbonatite magma ascent // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 215. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103509>.
 57. Whalen J.B., Hildebrand R.S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos*. 2019. V. 348–349. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>.
 58. Xu B., Hou Z.-Q., Griffin W.L., Zheng Y.-C., Wang T., Guo Zh., Hou J., Santosh M., O'Reilly S.Y. Cenozoic lithospheric architecture and metallogensis in Southeastern Tibet // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 214. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103472>.
 59. Yan H., Long X., Li J., Wang Q., Wang X.-C., Wu B., Wang J., Gou L. Miocene adakites in south Tibet: partial melting of the thickened Lhasa juvenile mafic lower crust with the involvement of ancient Indian continental crust compositions // *Geological Society of America Bulletin*. 2020. V. 132. P. 1272–1290.
 60. Yaxley G.M., Anenburg M., Tappe S., Decree S., Guzmics T. Carbonatites: classification, sources, evolution, and emplacement // *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. 2020. V. 132. P. 1272–1290.
 61. Zhang B., Hu X., Li P., Tang Q., Zhou W. Trace element

- partitioning between amphibole and hydrous silicate glasses at 0.6–2.6 GPa // *Acta Geochimica*. 2019. V. 38(3). P. 414–429.
62. Zhao X., Yang Zh., Zhang Sh., Yang W., Zheng Y., Wang X., Dou Sh., Liu H. Miocene adakitic magmatism and conditions of porphyry metallogenesis in the Gangdese magmatic arc, Tibet // *Ore Geology Reviews*. 2022. V. 151. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105207>.
63. Zheng X., Liu Y., Zhang L. The role of sulfate-, alkali-, and halogen-rich fluids in mobilization and mineralization of rare earth elements: insights from bulk fluid compositions in the Mianning-Dechang carbonatite-related REE belt, southwestern China // *Lithos*. 2021. V. 386–387. 106008. <https://doi.org/10.106/j.lithos.2021.106008>.
64. Zhong J., Hu Ch.-N., Fan H.-F., Cai Y.-Q., Chen Q., Chen J.-Y., Meng Y.-N. A new type U-Th-REE-Nb mineralization related to albite: a case study from the Chachaxiangka deposit in the northeastern Qaidam Basin of China // *China Geology*. 2019. V. 4. P. 422–438.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 04.07.2024 г.

принята к печати 15.07.2024 г.

P.K. Kepezhinskas, A.I. Khanchuk, N.V. Berdnikov, V.O. Krutikova

Rare-earth minerals in ultrabasites of the Ildeus massif (Stanovoy cratonic superterrane): influence of post-collision processes on deep ore-magmatic systems of convergent plate boundaries

The Ildeus ore-magmatic basite-ultrabasite system in the central part of the Stanovoy superterrane formed in the Triassic as a result of subduction of the Mongol-Okhotsk basin oceanic lithosphere. In the Jurassic and Early Cretaceous, it underwent hydrothermal-metasomatic alterations during collision and post-collision processes within the southern margin of the Siberian continent. Hydrothermally altered ultrabasites and acid-alkaline albite-quartz-biotite-K-feldspar-apatite (with calcite and barite) metasomatites of Ildeus contain rare earth element (REE) minerals, represented by monazite in association with apatite, xenotime, oxides, REE carbonates, and REE silicates. Native metals and alloys of Ag, Au, Cu, Ni, Zn, Pt and sulfides of Fe, Co, Ni, Cu, Pb, and Zn are associated with REE minerals in rocks of the massif. The total REE content in these rocks varies from 10 to 1938 g/t positively correlating with the concentrations of barium (up to 5876 g/t) and thorium (up to 74.5 g/t). Alkaline-silicate metasomatites with REE minerals are spatially associated with adakite dikes and veins (Sr/Y from 27 to 1716) and were formed in the presence of aqueous-carbonate-sulfate-phosphorus-potassium fluids with hybrid properties characteristic of the fluid phase of mantle alkaline-ultrabasic-carbonatite complexes, on the one hand, and lower crustal adakitic melts, on the other. It is assumed that the enrichment of ultrabasites and metasomatites of Ildeus with rare earth minerals, metals and sulfides is associated with the melting of the sulfidized thickened lower crust under the influence of deep mantle fluids and the intrusion of Early Cretaceous metal-bearing adakites into Triassic supra-subduction igneous complexes.

Key words: REE minerals, adakites, aqueous-sulfate-phosphorus-potassium fluids, collision and post-collision processes, Ildeus ore-magmatic system, Stanovoy superterrane.