

РАННЕМЕЛОВЫЕ АДАКИТОВЫЕ И ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ ГРАНИТОИДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ПОСТСУБДУКЦИОННОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ ЧУКОТКИ**А.И. Ханчук¹, М.В. Луцицкая¹, Е.В. Ватрушкина¹, С.М. Катков², Л.С. Канимбур¹**¹Геологический институт РАН, Москва, Россия; e-mail: axanchuk@mail.ru, luchiskaya@ginras.ru, evat_095@mail.ru²ООО «Аракс», Москва, Россия; e-mail: sergkat@yandex.ru

Поступила в редакцию 14 мая 2025 г.

В статье представлены новые петролого-геохимические данные для пород егдэгкычского и весеннинского плутонического и гипабиссального комплексов Баимской рудной зоны Чукотки, расположенной в Олойской зоне Алазейско-Олойской складчатой системы. Породы егдэгкычского комплекса имеют раннемеловой (берриас-валанжинский) возраст и образуют рудоносные интрузивы, с которыми связаны медно-порфировые месторождения и проявления. Гранитоиды егдэгкычского и весеннинского комплексов относятся к породам умеренной щелочности, среди них выделяются как высококалиевые, так и адакитовые разновидности. По ряду геохимических параметров гранитоиды обоих комплексов имеют сходство с высококремнеземистыми адакитами, slab-failure гранитоидами и магматитами трансформных окраин, процесс формирования которых связан с воздействием астеносферной мантии в зонах разрыва слэба, и отличаются от пород надсубдукционного генезиса позднеюрского возраста Олойской зоны. Формирование егдэгкычского и весеннинского комплексов происходило в момент коллизии Колымо-Омолонского и Чукотского микроконтинентов, они являются постсубдукционными и синколлизийными, а не надсубдукционными, как считалось ранее. Адакитовые гранитоиды данных комплексов могут рассматриваться как индикатор возможного медно-порфирового оруденения в Олойской зоне.

Ключевые слова: адакиты, гранитоиды, монцитониты, медно-порфировые месторождения, Баимская рудная зона, ранний мел, постсубдукционная обстановка, Чукотка.

ВВЕДЕНИЕ

Значение магматических и тектонических процессов в формировании рудных зон и месторождений порфирового семейства – предмет обсуждения как в общетеоретическом плане, так и применительно к конкретным регионам и, в частности, к Баимской рудной зоне (БРЗ), которая расположена на Чукотке в бассейне среднего течения р. Большой Анюй. Она протягивается в север-северо-западном направлении более чем на 150 км при ширине 30–50 км и включает медно-порфировые и эпитермальные золото-серебряные месторождения и проявления. Здесь были открыты и разведаны медно-порфировое месторождение мирового класса Песчанка, менее крупное месторождение такого же типа Находка. Оруденение приурочено к раннемеловому (берриас-валанжинскому) плутоническому комплексу, который сложен породами трех фаз внедрения: 1) монцодиориты,

2) монцодиорит-порфиры и кварцевые монцодиорит-порфиры, 3) сиениты, кварцевые сиениты. Молибден-медно-порфировое оруденение пространственно связано со штоками и крупными дайками второй и третьей фаз [3, 5, 10, 16, 25, 26]. Предполагалось, что берриас-валанжинский комплекс сформировался в условиях островной вулканической дуги позднеюрского-раннемелового возраста [2, 12, 26, 34], т. е. в надсубдукционной геодинамической обстановке. Результаты наших исследований рудоносных интрузий Бургахчанского рудного узла в юго-восточной части БРЗ не согласуются с представлениями об их надсубдукционной природе.

МЕТОДЫ

Анализ содержаний петрогенных элементов гранитоидов осуществлялся в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН рентгенофлуоресцентным методом с использо-

ванием последовательно спектрометра S4 Pioneer фирмы «Bruker» (Германия) и программного обеспечения «Spectra-Plus». Для учета матричных эффектов в программе «Spectra-Plus» использован метод фундаментальных параметров. В качестве образцов сравнения использованы стандартные образцы (ГСО, ОСО, МСО), близкие по составу к анализируемым пробам (кислые, средние и основные породы). Для построения градуировочных графиков использовалось более 50 стандартных образцов различного состава. Техника подготовки проб к анализу и статистические показатели точности и правильности анализа соответствуют требованиям отраслевой методики НСАМ № 439-РС МПР РФ.

Содержание общего железа (в форме оксида железа (III), Fe_2O_3) было определено методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Содержание оксида железа (II) FeO было определено методом мокрой химии (титрование дихроматом калия в среде серной кислоты после разложения пробы в отсутствие кислорода) из отдельной навески этой же пробы. Для получения содержания именно $Fe(III)$ (в форме Fe_2O_3) данные РФА были скорректированы с учётом содержания оксида железа (II), полученного из результатов титрования.

Элементный анализ проб гранитоидов проводился в Аналитическом центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН. Было использовано кислотное разложение образцов пород основного состава в открытой системе, а для образцов пород кислого состава – в автоклавах МКП-05 НПВФ («АНКОН-АТ-2», Россия). Контроль за полнотой растворения образцов и возможными потерями на стадии разложения проводили с использованием добавки стабильных высокообогащенных изотопов ^{161}Du и ^{62}Ni к каждому анализируемому образцу. Содержание микроэлементов в полученных растворах определяли методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, *Thermo Jarrell Ash*, США) масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, *Thermo Elemental*, США). Относительное стандартное отклонение для всех определяемых элементов не превышает 0.2 при измерении содержания этих элементов до 5^* (предел обнаружения) и не превышает 0.1 при измерении содержания $> 5^*$ (предел обнаружения). Для проверки правильности анализа образцов использовали стандартные образцы: Габбро Эссекситовое СГД-1А (ГСО 521-84П); Габбро Эссекситовое СГД-2А (ГСО 8670-2005); альбитизированный гранит СГ-1а (ГСО520-84П); щелочной агапитовый гранит СГ-3 (ГСО3333-85).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ

Баимская рудная зона расположена в Олойской зоне Алазейско-Олойской складчатой системы, сложенной, в основном, островодужными террейнами широкого возрастного диапазона от девона до юры [4, 17, 18] (рис. 1). БРЗ приурочена к системе правых сдвигов северо-западного простирания шириной 20–50 км [25, 26]. Наиболее широко распространенные позднеюрские вулканогенные отложения рассматривались как перекрывающие палеозойские террейны в обрамлении Омолонского массива и, соответственно, выделялся Олойский вулканический пояс (поздняя юра–ранний мел) островной дуги на гетерогенном палеозойско-раннемезозойском основании, в основном энзиматическом [6]. В восточной части БРЗ развиты комплексы Яракваамского террейна, представленные средне-позднедевонскими, позднекаменноугольно-раннепермскими вулканогенно-осадочными комплексами и позднепалеозойскими офиолитами островодужного типа. На палеозойских толщах трансгрессивно залегают триасовые и нижне-среднеюрские прибрежно-морские и мелководно-морские терригенные отложения. Верхняя юра Яракваамского террейна сложена вулканогенно-осадочными отложениями островодужного типа [9]. К юго-западу от Яракваамского террейна распространен позднеюрский вулканический комплекс, который постепенно сменяется раннемеловыми преимущественно туфо-терригенными образованиями [20]. Петролого-геохимические характеристики вулканитов отражают их формирование в надсубдукционной обстановке и эволюцию вулканизма от обстановки юной дуги в оксфорд-кимериджское время до развитой дуги в титонское время [20].

ГЕОЛОГИЯ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ

Рудоносные интрузии БРЗ прорывают титон-нижнеберриасские островодужные отложения и разделяются на монцонитоидный егдэгкычский комплекс, образующий крупные массивы и диорит-порфиритовый весеннинский небольших тел по соседству с массивами егдэгкычского комплекса [25, 26]. Изотопные значения возраста по циркону для егдэгкычского комплекса находятся в интервале 144–135 млн лет [11, 13, 14, 25, 28], а для весеннинского получены датировки 143 и 141 млн лет [25]. Недавно на юго-востоке БРЗ был выделен трехглавый комплекс с датировками 142–138 млн лет, представленный рядом от умереннокалиевых габбро до высококалиевых лейкогранитов нормально-щелочного ряда [12]. Неомские интрузивы приурочены к полосе северо-за-

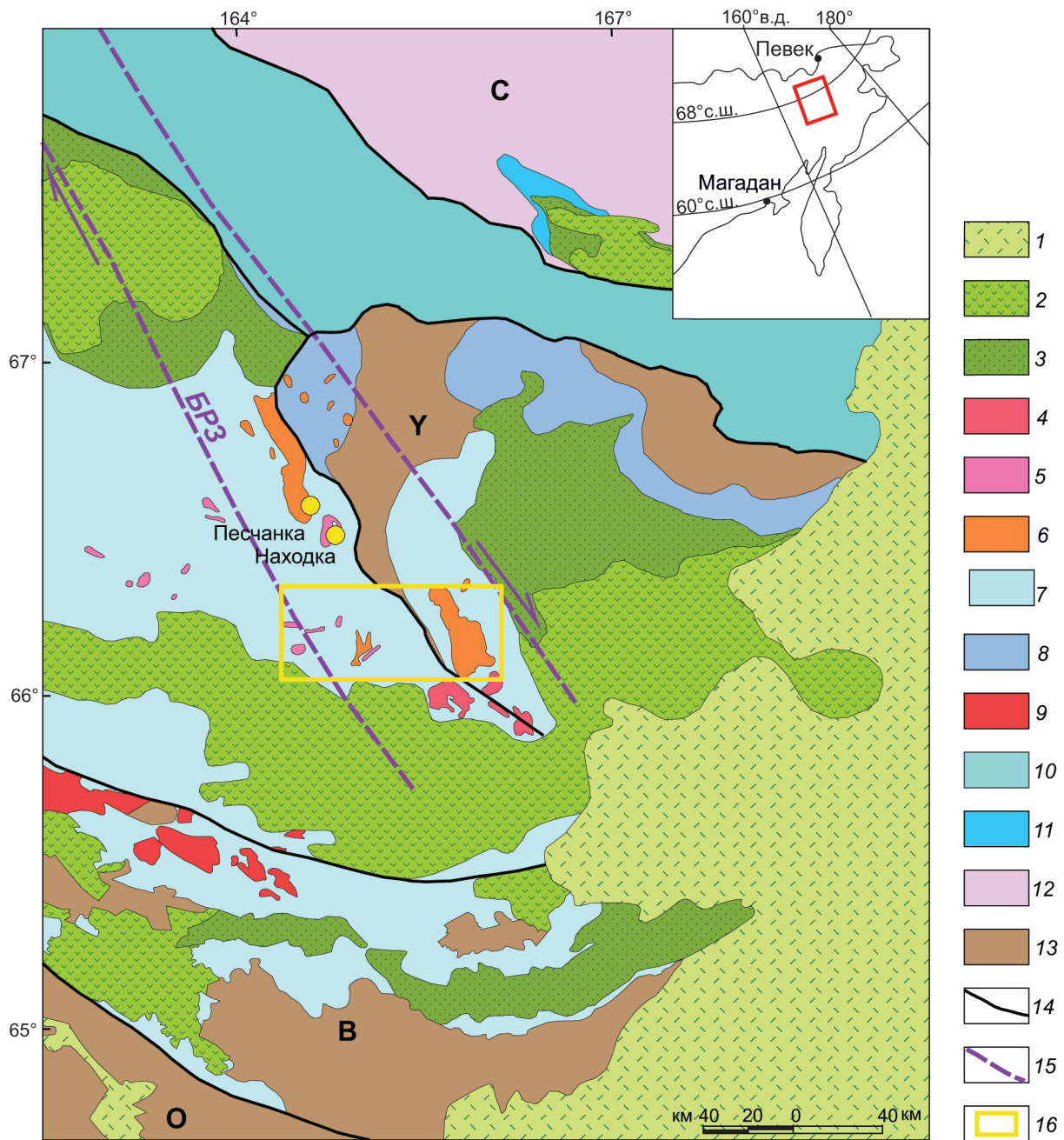


Рис. 1. Геологическая схема Байкальской рудной зоны и ее обрамления; по [9, 12, 18, 20, 22, 26], с изменениями и дополнениями.

1–3 – постколлизийные комплексы: 1 – меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс, 2 – апт-альбские преимущественно вулканогенные образования, 3 – апт-альбские преимущественно терригенные отложения; 4–6 – позднеберриас-валанжинские коллизийные интрузивные комплексы: 4 – трехглавый, 5 – весеннинский, 6 – егдэгкычский; 7–9 – олойские островодужные комплексы: 7 – бат-раннеберриасские вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования, 8 – среднеюрские терригенные и вулканогенно-терригенные отложения, 9 – титон-раннеберриасский кейэтынский интрузивный комплекс; 10 – южно-анюйский позднеюрский аккреционный комплекс и валанжин-готеривские постаккреционные отложения; 11 – верхнеюрские (титонские) терригенные и вулканогенно-терригенные отложения; 12 – триасовые и палеозойские терригенно-карбонатные отложения; 13 – триасовые и палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 14 – границы террейнов; 15 – границы Байкальской рудной зоны (БРЗ); 16 – границы Бургахчанского рудного узла. Буквами обозначены террейны: В – Березовский, палеозойских островных дуг; С – Чукотский, неопротерозойского континента; О – Омолонский, кратонный; Y – Яракваамский, позднепалеозойской островной дуги.

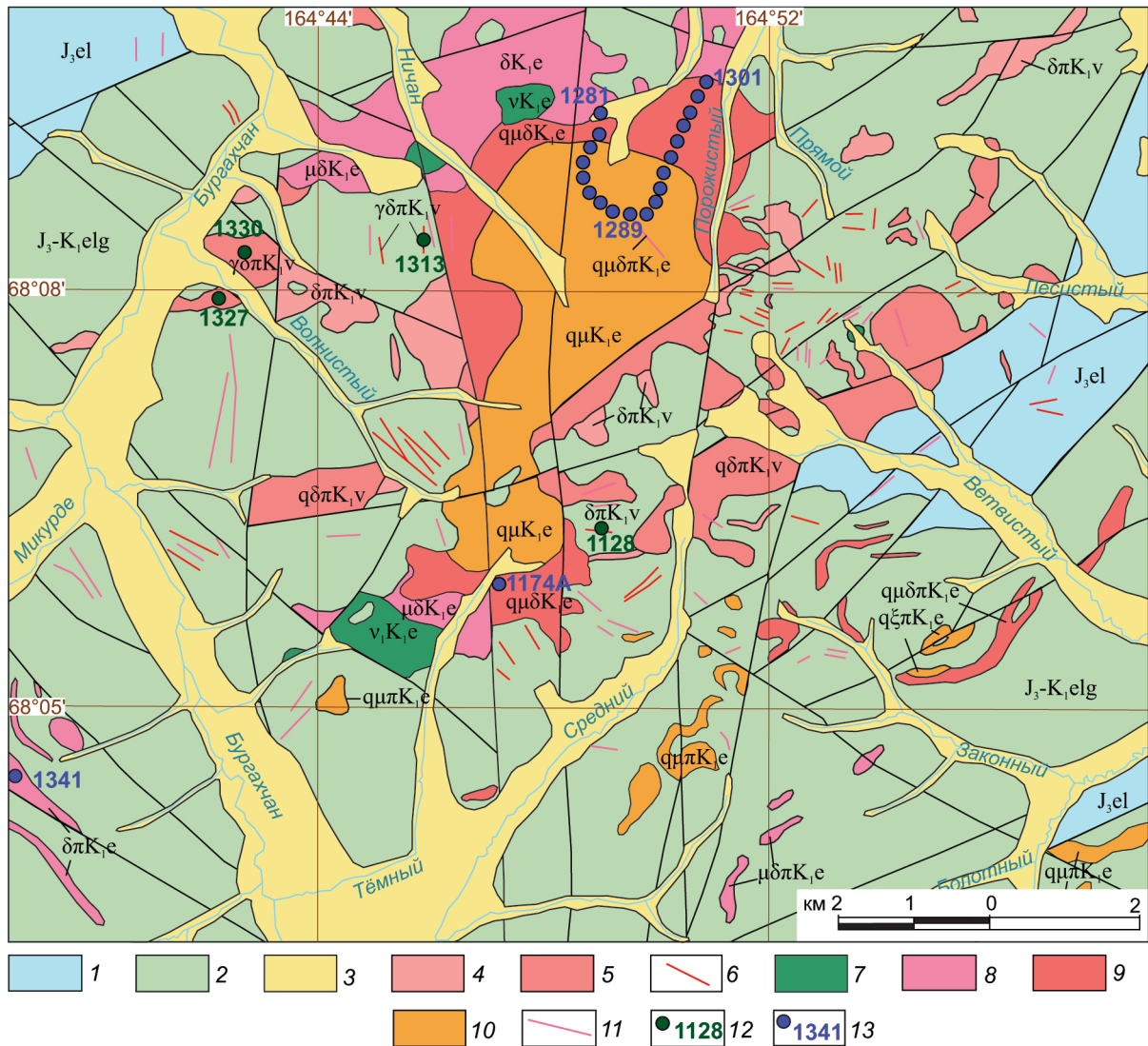


Рис. 2. Геологическая карта Центрально-Бургахчанской площади; по [22], с изменениями.

1 – верхнеексфордско-нижнетитонские отложения эльдукской свиты; 2 – верхнетитонско-берриасские отложения элгакчанской свиты; 3 – четвертичные отложения; 4–6 – раннемеловой весеннинский комплекс: 4 – диоритовые порфиристы; 5 – гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиристы; 6 – дайки диоритовых порфиристов и кварцевых диоритовых порфиристов; 7–12 – раннемеловой егдэгкычский комплекс: 7 – габбро, пироксениты; 8 – диориты, диоритовые порфиристы; 9 – монцодиориты, монцодиоритовые порфиристы, кварцевые монцодиориты, кварцевые монцодиоритовые порфиристы; 10 – кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, кварцевые монцонитовые порфиристы, кварцевые сиенит-порфиры; 11 – дайки монцодиоритовых порфиристов, кварцевые монцодиоритовые порфиристы, кварцевые монцонитовые порфиристы; 12 – точки отбора образцов весенненского комплекса; 13 – точки отбора проб егдэгкычского комплекса.

падного простирания вдоль границы палеозойского Яркаваамского террейна и позднеюрской эпиокеанической островной дуги. В последнюю внедрялись гранитоиды массивов, в которых расположены месторождения Песчанка, Находка и рудопроявления Западно-Бургахчанской площади. А.Ф. Читалиным и др. в многочисленных публикациях [25, 26, 34] показано, что внедрение рудоносных интрузий происходило синхронно с формированием правосдвиговой систе-

мы БРЗ, образованной крупными разломами северо-западного простирания, которые отражают зону глубинного сдвига шириной 20–50 км. Эти разломы на складчатом (дорудном) этапе развивались как левые, а на рудном и пострудном этапах, преимущественно, как правые сдвиги. Сопряженными с главными сдвигами являются меридиональные сбросы и отрывы, контролирующие рудные штокверки медно-порфиристых месторождений, левые сдвиги и сбросо-сдвиги

северо-восточного простирания, а также пологие надвиги. Кулисно расположенные субмеридиональные линейные интрузивы и приуроченные к ним рудные штокверки меридионального простирания маркировали участки локального растяжения в правосдвиговой зоне на рудном этапе [24–26].

В пределах Бургахчанского рудного узла на правом берегу р. Бургахчан в ее верховьях расположен Ничанский массив, он протягивается на 12 км в меридиональном направлении, имея ширину от 2 до 5 км, площадь массива составляет около 40 км² (рис. 2). Породы Ничанского массива прорывают верхнеоксфордско-нижнетитонские отложения эльдукской свиты и верхнетитонско-берриасские комплексы элгакчанской свиты [22]. Эльдукская свита имеет преимущественно терригенный состав с маломощными прослоями туфопесчаников, туффитов и реже туфов среднего состава и базальтов. Элгакчанская свита представлена в нижней части вулканогенными образованиями основного и среднего состава с мощными горизонтами пироксен-оливиновых базальтов, верхняя часть имеет преимущественно туфо-терригенный состав.

Ничанский массив сложен габбро-диорит-монцодиоритовым егдэгкычским комплексом и диоритовыми порфиридами весеннинского комплекса [11, 22]. U-Pb (SIMS, циркон) возраст монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов егдэгкычского комплекса Ничанского массива составляет 139–142 млн лет [11, 14].

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Среди пород егдэгкычского комплекса массива Ничан нами изучены монцодиориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты и диоритовые порфириды, кварцевые монцодиорит-порфириды, весеннинского комплекса – биотит-роговообманково-плагиоклазовые диоритовые порфириды и гранодиорит-порфиры.

Монцодиориты *егдэгкычского* комплекса имеют гипидиоморфнозернистую структуру с участками монцонитовой и состоят из зонального плагиоклаза (андезин–альбит, An₈₋₄₂) (50–75 %), калиевого полевого шпата (ортоклаза, Or₇₈₋₉₃) (10–40 %), амфибола и клинопироксена (диопсида и авгита, En₃₉₋₅₂ Wo₂₇₋₄₈ Fs₁₂₋₁₉) (10–15 %), кварца (1–2 %). Амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой, и по нему незначительно развит магнезиальный биотит (Phl₃₈₋₅₃ Ann₄₅₋₆₂ Sid₀ Eas₀). Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, эпидот и магнетит.

Кварцевые монцодиориты имеют ту же структуру и состав минералов, но количество кварца составляет 5–15 %.

Гранодиориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и сложены зональным плагиоклазом (андезином–альбитом, An₇₋₃₈) (40–55 %), калиевым полевым шпатом (ортоклазом, Or₃₆₋₉₃) (10–35 %), кварцем (10–15 %), магнезиальным амфиболом и клинопироксеном (диопсидом и авгитом, En₃₆₋₅₂ Wo₂₇₋₄₉ Fs₁₁₋₂₂) (5–10 %), биотитом (~1 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, эпидотом и магнетитом.

Диоритовые порфириды *егдэгкычского* комплекса имеют порфиристую структуру с вкрапленниками (~30–40 %) плагиоклаза и амфибола, среди которых преобладает плагиоклаз. Структура основной массы мелкозернистая, сложена преимущественно полевыми шпатами, мелкими зернами амфибола и редким кварцем. Акцессорные минералы представлены апатитом, эпидотом, рудным минералом.

Кварцевые монцодиорит-порфириды отличаются присутствием среди вкрапленников (~40–45 %) калиевого полевого шпата, клинопироксена и редкого кварца. Основная масса мелкозернистая, кварц-полевошпатовая. Акцессорные минералы: апатит, сфен, рудный минерал.

Диоритовые порфириды *весеннинского* комплекса обладают порфиристой структурой с вкрапленниками (~45 %) плагиоклаза, амфибола, биотита. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз, биотит образует единичные лейсты. Структура основной массы мелкозернистая с участками микрогранофировой, сложенная преимущественно полевыми шпатами, а также мелкими пластинками биотита и зернами амфибола, кварц наблюдается только в участках микрогранофировых сростаний. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, эпидотом.

В гранодиорит-порфирах вкрапленники (~30–50 %) представлены плагиоклазом, амфиболом, кварцем, калиевым полевым шпатом. Вкрапленники плагиоклаза преобладают, калиевого полевого шпата – единичные. Первичный амфибол замещен агрегатом мелких зерен вторичного амфибола и мелкими пластинками биотита. Кварц имеет округлые или квадратные очертания, иногда гранулированный. Основная масса мелкозернистая кварц-полевошпатовая, близкая к фельзитовой с мелкими зернами амфибола и лейстами биотита. Акцессорные минералы – циркон, апатит, магнетит.

Геохимическая характеристика приводится для пород егдэгкычского и весеннинского комплексов Ничанского массива в сопоставлении с породами егдэгкычского комплекса месторождения Песчанка [34], северо-западной части Олойской зоны [1] и породами трехглавого, кейэтынского комплексов Верхне-Олойской площади [12].

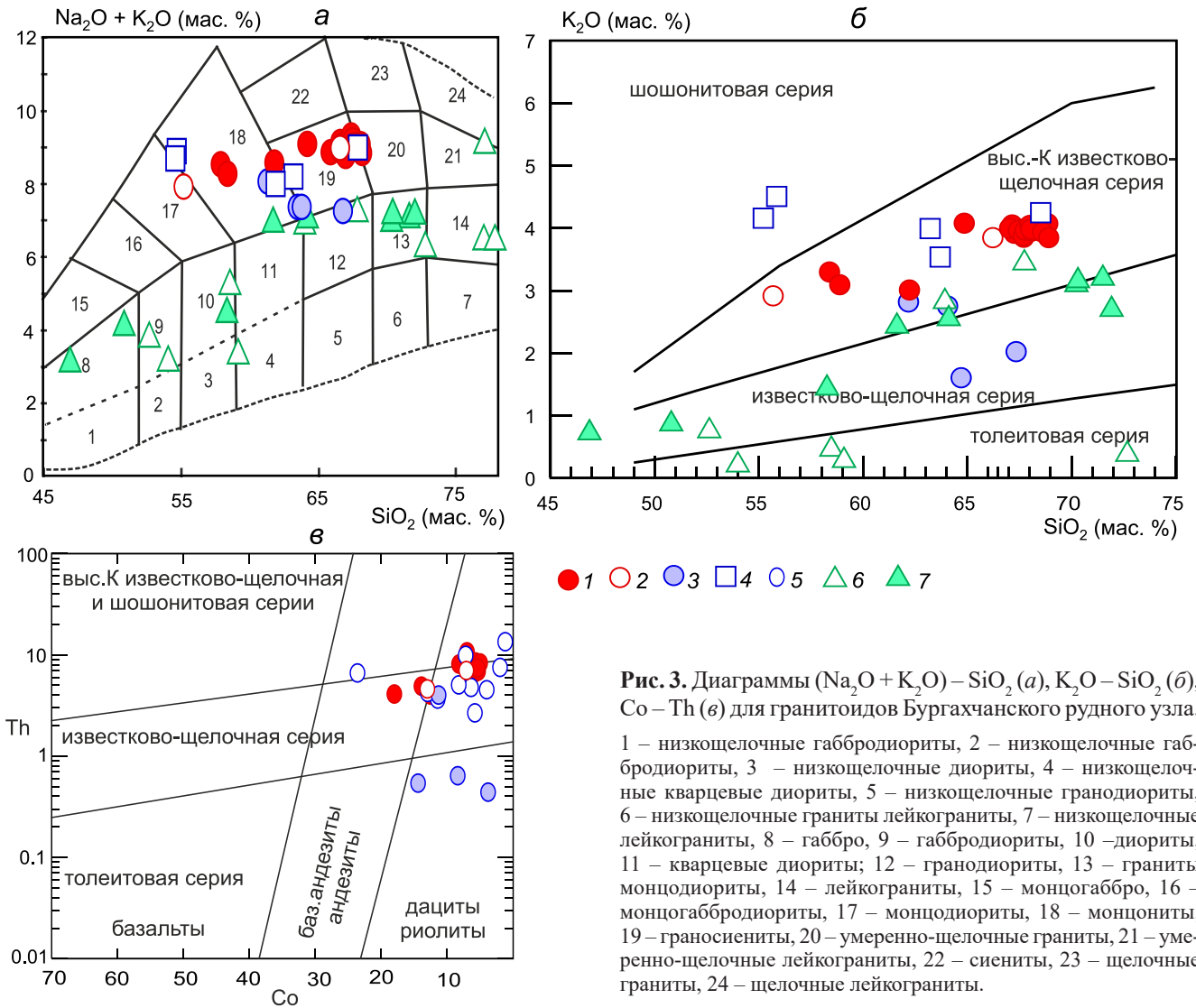


Рис. 3. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а), $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (б), $\text{Co} - \text{Th}$ (в) для гранитоидов Бургахчанского рудного узла.

1 – низкощелочные габбродиориты, 2 – низкощелочные габбродиориты, 3 – низкощелочные диориты, 4 – низкощелочные кварцевые диориты, 5 – низкощелочные гранодиориты, 6 – низкощелочные граниты лейкограниты, 7 – низкощелочные лейкограниты, 8 – габбро, 9 – габбродиориты, 10 – диориты, 11 – кварцевые диориты; 12 – гранодиориты, 13 – граниты монцодиориты, 14 – лейкограниты, 15 – монцогаббро, 16 – монцогаббродиориты, 17 – монцодиориты, 18 – монциты, 19 – граносиениты, 20 – умеренно-щелочные граниты, 21 – умеренно-щелочные лейкограниты, 22 – сиениты, 23 – щелочные граниты, 24 – щелочные лейкограниты.

Значками показаны разновидности гранитоидов: 1 – егдэгкычского комплекса; 2 – дайки диоритовых и монцодиоритовых порфиров егдэгкычского комплекса; 3 – весеннинского комплекса; 4 – гранитоиды егдэгкычского комплекса северо-западной части Олойской зоны [1]; 5 – гранитоиды егдэгкычского комплекса Баймской рудной зоны [34]; 6, 7 – породы: 6 – кейэтынского, 7 – трехглавого комплексов Верхне-Олойской площади.

Данные по главным и редким элементам в породах егдэгкычского и весеннинского комплексов представлены в таблице 1.

Породы егдэгкычского и весеннинского комплексов характеризуются содержаниями SiO_2 55.1–68.1, 61.2–66.7 и суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 7.26–9.33; 7.26–8.07 мас. %, соответственно. На диаграмме TAS породы обоих комплексов относятся к породам умеренной щелочности – монцодиоритам, монцитам и граносиенитам (рис. 3, а). По соотношению K_2O и SiO_2 , Co и Th породы относятся к высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 3, б, в). Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в породах егдэгкычского и весеннинского

комплексов находится в интервале 1.23–2.63, 1.71–1.92, соответственно.

Породы обоих комплексов относятся к магнезиальным ($\text{Fe}^* = 0.53\text{--}0.74$), известково-щелочным и щелочно-известковым ($\text{MALI} = 0.34\text{--}6.92$), метаглиноземистым ($\text{ASI} = 0.73\text{--}0.98$) образованиям [40] и близки по этим параметрам к гранитоидам I-типа.

Сочетания молекулярных количеств петрогенных оксидов $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 5$, $(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [7] (для пород с содержанием $> 67\%$ SiO_2), а также FeOt и суммы редких элементов $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ [67] показывают отличие пород егдэгкычского и весеннинского комплексов от гранитов А-типа (рис. 4).

Таблица 1. Химический (мас.%) и микроэлементный (г/т) состав пород егдэгкычского и весеннинского комплексов Бургахчанского рудного узла.

№обр. № п.п. порода	1301 1 МЦ	1300 2 МЦ	1281 3 ГС	1174 4 ГС	1299 5 ГС	1284 6 ГС	1296 7 ГС	1297 8 ГС	1282 9 ГС	1292 10 ГС	1294 12 ГС	1288 13 ГС	1283 14 ГС
SiO ₂	57.8	58.3	61.7	64.1	65.8	66.5	66.5	66.6	66.6	66.8	66.9	67.1	67.2
TiO ₂	0.66	0.65	0.54	0.44	0.43	0.33	0.35	0.36	0.34	0.33	0.33	0.36	0.36
Al ₂ O ₃	18.5	18.5	17.4	16.4	16.4	16.6	16.3	16.2	16.0	16.0	16.6	16.5	16.2
Fe ₂ O ₃	2.67	2.61	1.63	1.83	1.53	1.74	1.76	1.41	1.31	2.35	1.56	1.12	1.85
FeO	2.16	2.14	2.17	1.51	1.61	1.09	1.06	1.46	1.33	0.42	1.12	1.35	0.90
MnO	0.11	0.11	0.08	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06
MgO	1.81	1.67	1.99	1.68	1.07	0.92	1.06	1.00	0.93	0.92	0.91	0.92	1.08
CaO	6.68	6.65	5.00	3.71	3.57	2.70	2.91	3.26	2.95	3.00	2.99	2.51	2.37
Na ₂ O	5.28	5.22	5.61	5.07	5.05	5.14	5.05	5.03	5.16	5.09	4.84	5.34	5.27
K ₂ O	3.26	3.06	2.98	4.03	3.82	4.01	3.87	3.97	3.88	3.80	3.93	3.84	3.93
P ₂ O ₅	0.33	0.36	0.22	0.21	0.18	0.15	0.16	0.17	0.15	0.16	0.14	0.18	0.14
ppp	0.42	0.42	0.32	0.10	0.40	0.31	0.58	0.30	0.60	0.34	0.18	0.54	0.46
Σ	99.67	99.72	99.63	99.22	99.87	99.52	99.66	99.76	99.31	99.23	99.60	99.73	99.85
Sc	10.2	8.1	9.5	17.0	6.5	4.7	6.9	5.3	4.4	5.2	6.3	5.3	4.8
V	152	94.1	128	186	79.7	84.6	81.4	101	79.2	82.0	79.9	91.1	74.9
Cr	3.4	6.5	23.6	55.2	9.1	14.2	10.5	8.4	11.3	11.9	18.4	18.7	11.0
Co	13.9	8.2	12.5	18.0	7.1	6.2	7.0	6.7	5.9	6.3	6.5	5.8	6.6
Ni	10.6	12.5	21.8	36.4	12.1	-	12.2	15.5	-	9.8	11.9	12.2	-
Cu	7.5	6.2	18.2	22.6	3.9	5.3	5.0	36.5	-	3.7	40.2	4.0	-
Zn	33.6	39.5	43.1	51.1	19.9	19.1	21.4	17.5	15.1	16.4	23.1	18.9	21.0
Ga	21.2	18.1	17.3	18.1	17.8	16.6	19.2	17.6	15.6	16.7	17.7	18.1	16.7
Rb	53.2	91.8	51.8	68.9	93.4	99.0	104	66.5	86.7	78.9	94.1	67.9	91.9
Sr	759	616	844	699	648	590	673	450	584	450	557	537	544
Y	17.1	23.8	11.0	13.4	13.4	13.3	14.6	13.2	11.9	12.0	14.6	11.5	10.8
Zr	78.9	157	118	36.2	143	136	139	100	122	81.9	122	98.6	130
Nb	6.0	6.5	3.9	4.6	6.5	5.4	6.7	7.8	4.9	6.3	6.0	5.8	5.3
Mo	3.4	6.4	0.99	2.8	2.0	4.0	2.0	1.6	7.1	1.9	7.2	1.4	1.3
Cs	0.84	2.0	0.81	0.95	1.4	0.89	1.2	2.0	0.90	0.85	0.83	0.58	0.97
Ba	1001	1039	1154	862	1092	1013	1122	992	994	915	1016	1058	943
La	22.5	34.8	11.6	18.2	19.2	22.1	25.9	19.4	20.4	19.2	21.6	19.9	21.0
Ce	47.1	64.1	37.5	35.3	37.3	43.2	48.9	35.4	39.1	34.6	44.8	39.0	39.8
Pr	6.0	7.5	4.3	4.7	4.4	5.0	5.6	4.3	4.5	3.9	5.0	4.5	4.4
Nd	24.7	31.0	18.1	20.9	17.5	19.5	21.8	17.2	18.0	15.5	19.9	17.2	17.1
Sm	5.3	6.0	3.7	4.4	3.3	3.9	4.3	3.4	3.4	3.0	3.9	3.4	3.2
Eu	1.5	1.0	1.1	1.3	0.89	0.98	1.0	0.82	0.91	0.77	0.88	0.87	0.84
Gd	4.4	5.1	3.1	3.8	2.8	3.2	3.5	2.8	2.9	2.6	3.3	2.8	2.6
Tb	0.65	0.73	0.42	0.52	0.40	0.46	0.51	0.42	0.42	0.37	0.48	0.41	0.37
Dy	3.5	4.2	2.3	3.0	2.3	2.6	2.9	2.3	2.3	2.0	2.7	2.3	2.1
Ho	0.68	0.85	0.45	0.58	0.46	0.52	0.54	0.45	0.46	0.41	0.56	0.45	0.43
Er	2.0	2.5	1.3	1.6	1.3	1.6	1.6	1.4	1.4	1.2	1.6	1.3	1.4
Tm	0.27	0.39	0.18	0.22	0.20	0.23	0.26	0.21	0.21	0.18	0.25	0.20	0.22
Yb	1.8	2.7	1.3	1.5	1.4	1.6	1.8	1.5	1.5	1.4	1.8	1.4	1.6
Lu	0.27	0.42	0.19	0.22	0.21	0.25	0.28	0.23	0.24	0.20	0.28	0.22	0.25
Hf	2.3	3.8	3.1	1.4	3.5	3.8	4.0	2.6	3.5	2.5	3.4	2.8	3.7
Ta	0.40	0.50	0.35	0.34	0.48	0.59	0.58	0.60	0.54	0.47	0.50	0.49	0.59
Pb	5.6	7.6	8.0	8.1	5.5	8.1	6.8	4.6	5.3	5.1	5.5	6.9	9.5
Th	4.9	8.1	4.0	4.1	7.0	8.3	10.7	5.4	6.6	8.3	7.7	7.5	8.1
U	2.2	4.1	1.5	1.5	2.2	2.5	3.3	1.4	2.6	1.8	2.2	1.8	3.2

Таблица 1. (Окончание).

№обр. № п.п. порода	1290 15 ГС	1286 16 ГС	1293 17 ГС	1287 18 ГР	1285 19 ГР	1291 20 ГР	1341 21 МДП	1289 22 ГСП	1330 23 ГСП	1128 24 МЦП	1327 25 ГСП	1313 26 ГДП
SiO ₂	67.3	67.4	67.5	67.7	68.0	68.1	55.1	66.6	61.2	63.4	63.7	66.7
TiO ₂	0.33	0.33	0.33	0.31	0.32	0.33	0.74	0.34	0.61	0.47	0.42	0.38
Al ₂ O ₃	16.1	15.8	16.1	15.6	16.1	15.6	17.9	16.6	17.3	15.5	16.5	16.5
Fe ₂ O ₃	1.46	1.24	1.83	1.49	1.80	1.69	3.42	1.60	2.33	1.63	1.23	1.12
FeO	1.03	1.23	0.99	0.78	0.78	0.86	2.44	0.92	2.44	2.90	2.30	1.54
MnO	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.11	0.06	0.14	0.08	0.06	0.05
MgO	0.86	0.90	0.94	0.94	0.89	0.98	3.75	0.86	2.01	2.89	2.99	2.21
CaO	2.55	2.82	2.46	2.45	2.16	2.43	7.59	2.64	4.25	4.73	3.89	3.31
Na ₂ O	5.33	5.29	5.11	5.06	5.19	5.05	5.05	5.02	5.30	4.65	5.80	5.26
K ₂ O	4.00	3.91	3.95	4.00	3.90	3.80	2.88	3.92	2.77	2.72	1.57	2.00
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.15	0.12	0.14	0.14	0.30	0.13	0.32	0.19	0.11	0.11
mmn	0.23	0.22	0.40	0.82	0.50	0.29	0.44	0.62	1.31	0.37	0.82	0.58
Σ	99.46	99.33	99.84	99.24	99.82	99.39	99.74	99.36	99.90	99.51	99.41	99.73
Sc	5.6	4.4	6.2	5.9	3.9	5.7	13.9	5.7	10.5	10.4	6.9	2.8
V	106	77.0	83.3	73.1	75.4	105	144	88.5	71.0	107	54.1	25.5
Cr	16.7	11.2	11.4	23.0	8.6	17.1	13.4	19.9	174	110	80.1	21.9
Co	5.6	5.7	6.6	5.0	5.3	5.4	13.0	6.2	14.4	11.3	8.4	3.8
Ni	14.0	14.5	15.2	11.3	-	13.3	17.7	14.6	68.8	43.9	34.8	16.1
Cu	6.2	2.2	3.6	3.3	2.2	4.8	11.5	8.6	11.0	183	21.0	5.3
Zn	17.5	17.8	19.3	14.0	15.5	17.9	64.9	28.1	59.4	43.8	40.9	36.7
Ga	18.1	16.2	17.2	16.6	15.8	18.4	20.0	18.1	20.3	15.3	20.8	21.5
Rb	98.4	90.8	95.1	96.0	72.6	98.2	59.0	77.3	27.1	31.9	35.3	23.8
Sr	591	610	580	579	554	550	996	627	911	873	887	724
Y	12.1	12.2	11.4	11.8	11.4	11.7	17.3	11.9	4.4	9.0	3.5	2.0
Zr	119	113	106	117	82.5	122	143	115	44.4	93.4	43.5	50.9
Nb	6.3	5.2	6.1	5.9	4.9	6.1	6.8	6.0	1.7	3.0	1.4	1.0
Mo	2.4	5.5	1.9	1.5	1.9	1.6	0.42	1.4	0.22	3.0	0.47	0.18
Cs	0.87	1.4	0.94	0.86	0.79	0.93	1.2	0.59	1.4	0.51	1.4	0.87
Ba	1162	1017	1022	1084	938	1035	1410	1083	560	1198	531	889
La	19.9	21.3	19.6	19.7	19.4	20.5	29.1	21.0	4.5	15.2	4.5	4.0
Ce	38.8	40.8	38.5	39.4	37.2	39.2	58.5	42.7	10.4	33.5	10.4	9.2
Pr	4.5	4.5	4.4	4.3	4.2	4.3	6.7	4.7	1.4	3.9	1.4	1.2
Nd	17.1	17.7	16.9	17.0	16.7	17.3	27.9	18.6	6.5	16.1	6.4	5.7
Sm	3.4	3.4	3.2	3.2	3.3	3.4	5.6	3.6	1.4	3.2	1.3	1.2
Eu	0.84	0.88	0.86	0.84	0.83	0.81	1.6	0.86	0.42	0.94	0.40	0.32
Gd	2.8	2.9	2.7	2.7	2.7	2.8	4.8	2.9	1.2	2.7	1.1	0.78
Tb	0.41	0.40	0.38	0.39	0.39	0.40	0.66	0.43	0.17	0.36	0.15	0.09
Dy	2.4	2.3	2.2	2.2	2.2	2.3	3.6	2.4	0.91	2.0	0.81	0.44
Ho	0.45	0.46	0.43	0.44	0.44	0.44	0.67	0.47	0.17	0.37	0.14	0.08
Er	1.3	1.4	1.3	1.3	1.3	1.3	1.8	1.4	0.49	1.1	0.40	0.20
Tm	0.21	0.21	0.19	0.20	0.20	0.20	0.27	0.21	0.07	0.15	0.06	0.03
Yb	1.4	1.5	1.4	1.4	1.4	1.4	1.8	1.4	0.47	1.0	0.37	0.18
Lu	0.22	0.24	0.21	0.22	0.22	0.22	0.28	0.24	0.07	0.16	0.06	0.03
Hf	3.2	3.2	3.0	3.3	2.5	3.3	3.5	3.3	1.4	2.6	1.4	1.7
Ta	0.52	0.54	0.48	0.50	0.52	0.52	0.41	0.52	0.16	0.30	0.12	0.09
Pb	6.0	7.4	5.5	5.4	5.8	5.9	8.7	8.5	6.2	7.1	7.5	10.4
Th	7.5	8.5	7.3	8.3	6.9	7.4	4.6	7.8	0.54	4.0	0.64	0.44
U	2.6	3.2	2.1	3.1	1.9	2.7	1.8	2.4	0.40	2.1	0.44	0.40

Примечание. 1–20 – егдэгкычский комплекс; 21, 22 – дайки егдэгкычского комплекса; 23–26 – штоки и дайки весеннинского комплекса. Аббревиатура пород: МД – монцодиорит, МДП – монцодиорит-порфирит, ГС – граносиенит, ГСП – граносиенит-порфир, МЦ – монзонит, МЦП – монзонит-порфирит, ГДП – гранодиорит-порфир, ГР – гранит.

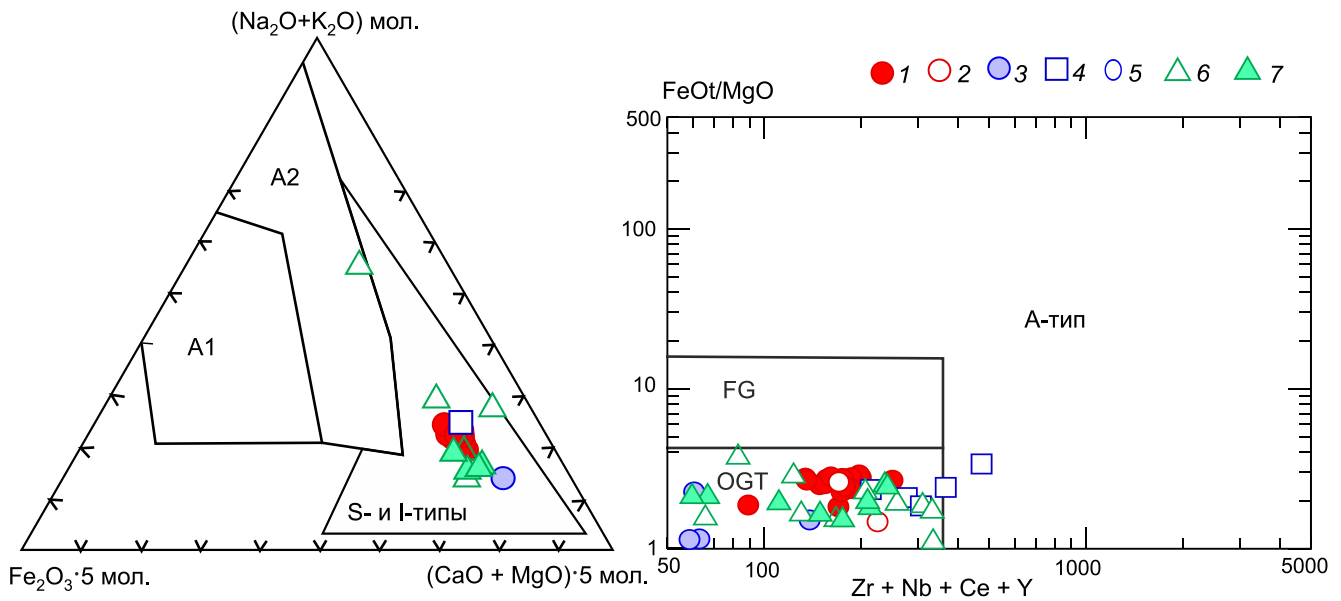


Рис. 4. Диаграммы $Fe_2O_3 \cdot 5 - (Na_2O + K_2O) - (CaO + MgO) \cdot 5$ (мол. кол.) [8] (а) и $FeOt/MgO - (Zr + Nb + Ce + Y)$ [65] (б) для гранитоидов Бургахчанского рудного узла.

Условные обозначения см. рис. 3.

Монцодиориты, кварцевые монцодиориты и граносиениты егдэгкычского комплекса имеют сходную степень фракционирования РЗЭ с обогащением ЛРЗЭ, деплетированием ТРЗЭ, ($La_N/Yb_N = 6.43-11.53$) и незначительной отрицательной Eu-аномалией, за исключением одного образца кварцевого монцодиорита ($Eu/Eu^* = 0.80-0.91$; $Eu/Eu^* = 0.58$) (рис. 5, а). Диоритовые порфиристы и гранодиорит-порфиры весеннинского комплекса характеризуются тем же типом распределением РЗЭ, но при более низких их суммарных содержаниях, с максимальным деплетированием ТРЗЭ ($La_N/Yb_N = 6.95-15.63$) и отсутствием Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 0.98-1.03$). Аналогичный тип распределения РЗЭ имеют монциты егдэгкычского комплекса месторождения Песчанка БСЗ [34], породы егдэгкычского комплекса северо-западной части Олойской зоны [1] и породы трехглавого комплекса. Отмечается также сходство с распределением РЗЭ высококремнеземистых адакитов (рис. 5).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии, монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов, монцитов и граносиенитов егдэгкычского комплекса характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, типичными для надсубдукционных комплексов положительными аномалиями Cs, Ba, U, K, Pb, Sr и значительной Ta-Nb, а также P, Ti отрицательными аномалиями (рис. 5, б). Спайдерграммы диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров весеннинского комплекса отличаются

более глубокими отрицательными аномалиями Ta, Nb, а также Th, La, Ce, и бóльшим деплетированием ТРЗЭ и Y (рис. 5, б).

Породы егдэгкычского и весеннинского комплексов Ничанского и Егдэгкычского массивов имеют сходство как с адакитами в целом [37, 72], так и с высококремнеземистыми адакитами [50] (рис. 6) (табл. 2) и slab-failure адакитами [71].

По сравнению с высококремнеземистыми адакитами породы обоих комплексов Ничанского массива в среднем имеют несколько более высокие средние содержания Na_2O , K_2O/Na_2O , Sr и Sr/Y и более низкие $(La/Yb)_n$ и MgO (табл. 2).

Авторы [72] отмечают, что магмы высококремнеземистых адакитов, процесс формирования которых связан с механизмом отрыва слэба, имеют специфические геохимические черты: $Sr/Y > 20$, $Nb/Y > 0.4$, $Ta/Yb > 0.3$, $La/Yb > 10$, $Gd/Yb > 2$ и $Sm/Yb > 2.5$. Породы егдэгкычского и весеннинского комплексов Ничанского массива удовлетворяют этим условиям: $Sr/Y = 18-368$, $Nb/Y = 0.34-0.59$, $Ta/Yb = 0.22-0.38$, $La/Yb = 8.97-21.79$, $Gd/Yb = 1.88-4.28$, $Sm/Yb = 2.21-6.36$. Близкие характеристики имеют и породы егдэгкычского комплекса БРЗ и северо-западной части Олойской зоны.

На ряде диаграмм, предложенных в работе [66], точки составов пород егдэгкычского и весеннинского комплексов располагаются в поле slab-failure гранитоидов (рис. 7), в отличие от пород трехглавого и кейэ-

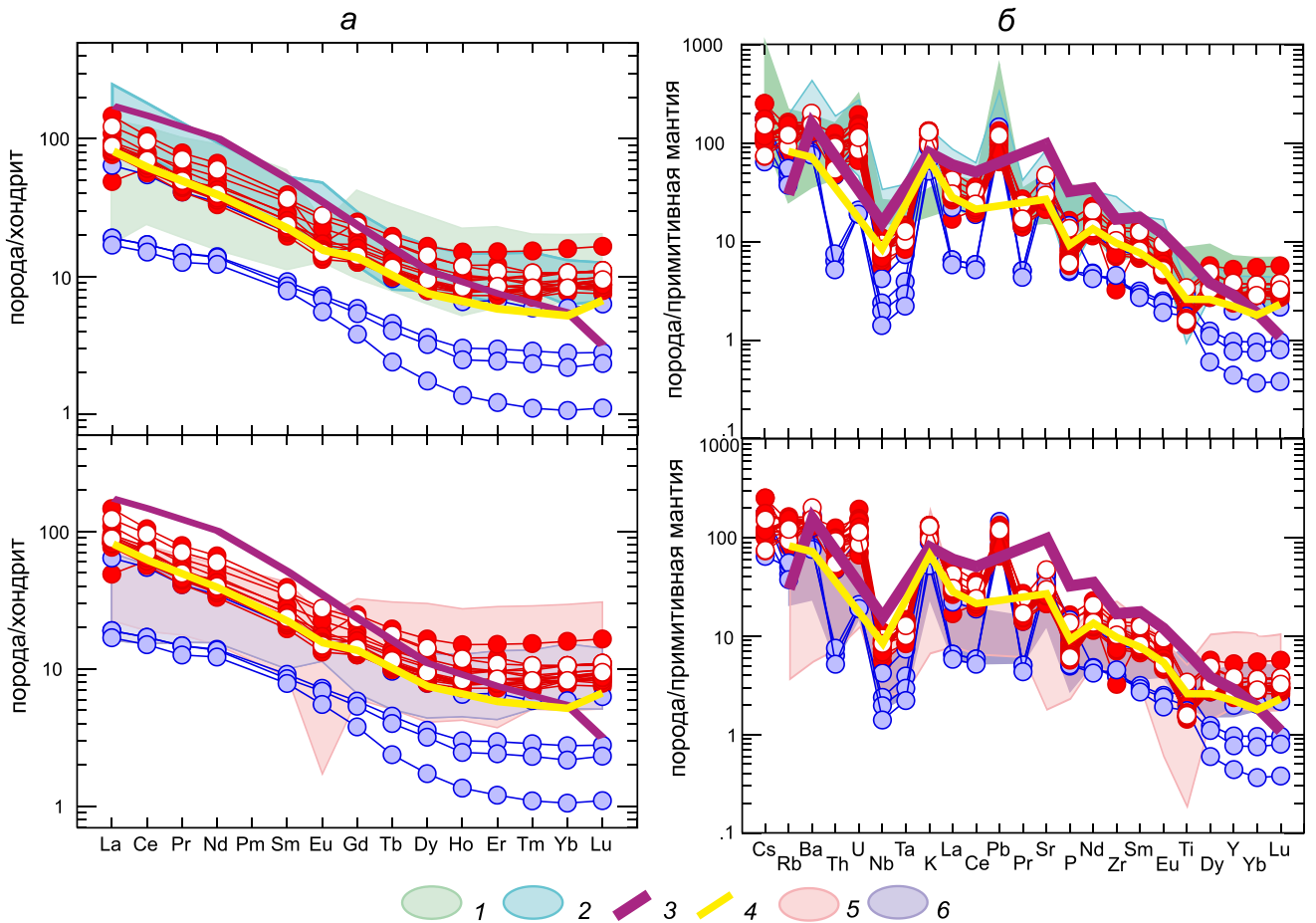


Рис. 5. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б) гранитоидов Бургахчанского рудного узла.

Нормировано на состав хондрита и примитивной мантии [63].

1, 2 – поля гранитоидов егдэгкычского комплекса: 1 – по [1], 2 – по [34]; 3, 4 – распределения РЗЭ и спайдерграммы адакитов: 3 – низкокремнеземистых, 4 – высококремнеземистых [50]; 5, 6 – поля пород: 5 – кейэтынского, 6 – трехглавого комплексов Верхне-Олойской площади. Остальные условные обозначения см. рис. 3.

тынского комплексов, которые сосредоточены в поле островодужных гранитоидов.

На диаграммах (рис. 8), разделяющих магматические породы трансформной и конвергентной окраин Тихоокеанского типа, точки составов пород егдэгкычского и весеннинского комплексов БРЗ и северо-западной части Олойской зоны приурочены к полю адакитов (рис. 8). Породы трехглавого и кейэтынского комплексов располагаются как в поле магматитов трансформной, так и конвергентной окраин. Часть пород трехглавого комплекса попадает в поле адакитов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЕГДЭГКЫЧСКОГО КОМПЛЕКСА И ЕГО ВОЗРАСТНЫХ АНАЛОГОВ

Прежде всего, следует отметить адакитовую и высококалиевую геохимическую специализацию гра-

нитоидов егдэгкычского комплекса. Адакиты ранее не выделялись среди интрузивных пород БРЗ. Существуют различные гипотезы о происхождении и механизме формирования адакитов, а интерес к ним обусловлен, в том числе, пространственной и временной связью большинства порфировых медных и эпitherмальных золотых месторождений с адакитовыми породами и окисленными магмами [15, 47, 56–58, 67, 71]. Шошониты и высококалиевые гранитоиды известково-щелочной серии также часто связаны с медно-порфировыми и золотыми месторождениями, и их образование – предмет дискуссий [19, 39, 51, 52, 55, 64, 69].

Адакиты были выделены среди пород среднего и кислого состава ($\text{SiO}_2 > 56\%$), с преобладанием натрия над калием по высоким отношениям $\text{Sr/Y} (\geq 40)$ и $\text{La/Yb} (\geq 20)$ и по другим признакам, которые отли-

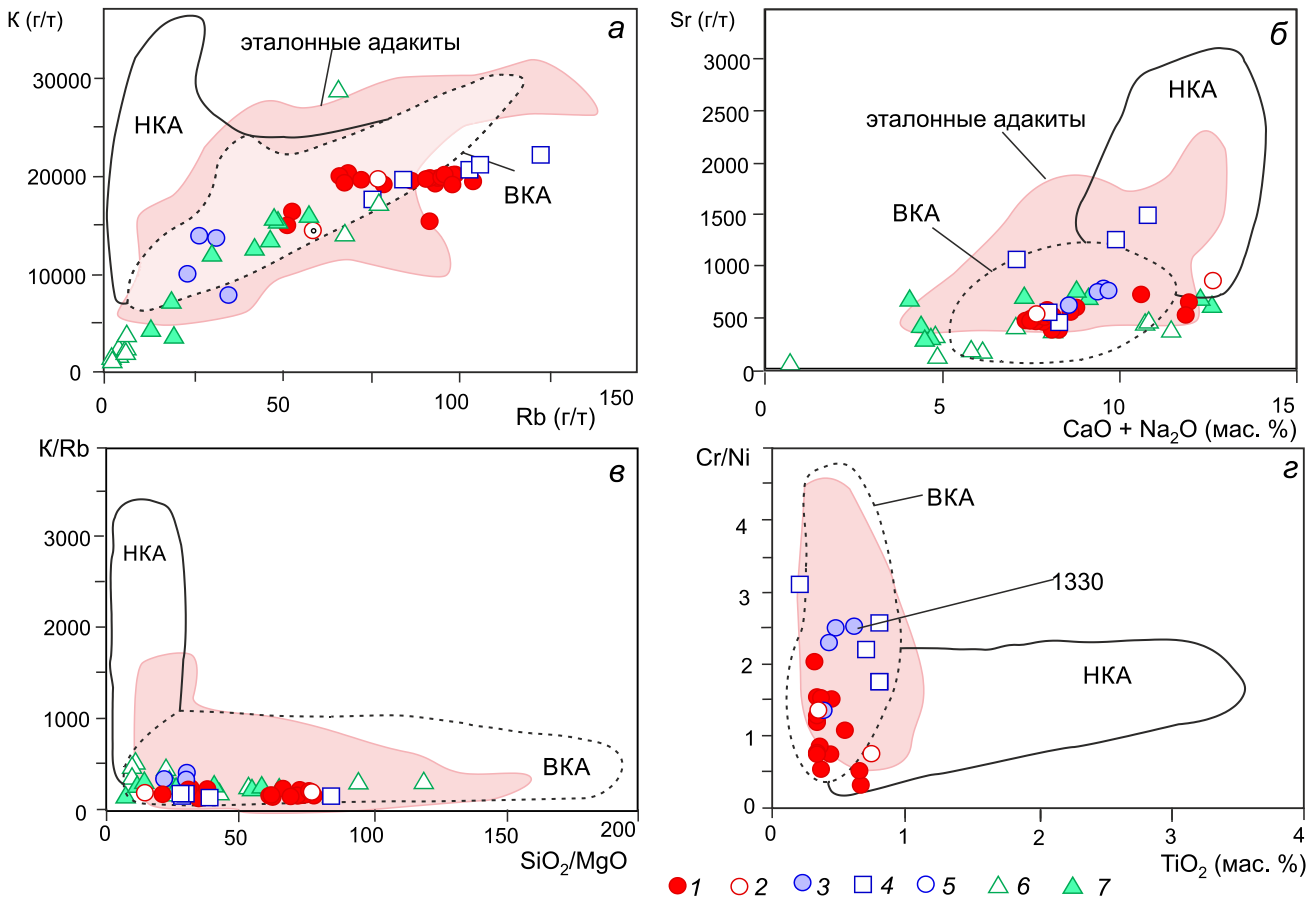


Рис. 6. Диаграммы К – Rb (а), Sr – (CaO + Na₂O) (б), К/Rb – SiO₂/MgO (в) и Cr/Ni – TiO₂ (г) [50] для гранитоидов Бургахчанского рудного узла.

НКА – низкокремнеземистые адакиты; ВКА – высококремнеземистые адакиты, по [50]. Условные обозначения см. рис. 3.

чают их от типичных надсубдукционных магм, хотя адакиты имеют такие же отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti на мультиэлементных диаграммах [37, 38]. Эти геохимические признаки обычно интерпретируются как результат частичного плавления основного состава в области стабильности граната [37], т.е. на глубине более 40 км, но так как такие породы присутствуют в разных тектонических структурах, то существуют и различные петрологические представления о формировании адакитов [15, 32, 33, 50, 71, 72 и др.]. Что касается геодинамических обстановок, то концепция образования части адакитов на начальном этапе субдукции за счет частичного плавления молодой и горячей океанической коры [37] не вызывает дискуссий [15, 32, 47, 50, 72 и др.]. Современным примером является пояс голоценовых адакитовых вулканов Южных Анд. Этот пояс образовался после погружения под континентальную окраину спредингового хребта, разделявшего плиты Наска и Антарктическую в период, когда начались субдукция (со скоростью 2 м/год)

молодой части последней с возрастом 12–24 млн лет и ее вероятное плавление [61, 62].

Разногласия возникают при интерпретации образования адакитов в обстановках, не связанных с субдукцией, но важно отметить, что практически все они могут рассматриваться как постсубдукционные [15, 47, 72 и др.]. Наиболее информативны позднекайнозойские постсубдукционные обстановки с адакитами, так как можно использовать и геофизические данные. В зоне перехода континент – океан описаны различные причины прекращения субдукции, но общей характеристикой для них является апвеллинг подслэбовой астеносферы после завершения субдукции. Среди таких причин можно отметить: пересечение желоба спрединговым хребтом или его отмирание вблизи окраины континента (Калифорния) [27, 29, 32, 54]; коллизии островных дуг с континентальной окраиной (Новая Гвинея и архипелаг Бисмарка [35, 44, 46], Камчатка [23]); коллизия океанического плато Онтонг-Ява и Новобританской островной дуги [45,

Таблица 2. Сравнительная характеристика высоко-, низкокремнеземистых и эталонных адацитов и пород егдэгкычского, весеннинского комплексов.

Петро-геохимические характеристики	Адакиты (Defant, Drummond, 1990)	Эталонные адакиты (Zhang et al., 2019) (среднее)	Низко-SiO ₂ адакиты (Martin et al., 2005) (среднее)	Высоко-SiO ₂ адакиты (Martin et al., 2005) (среднее)	Егдэгкычский, весеннинский комплексы
SiO ₂	≥ 56 %	63.6 %	56.26	64.80	55.1–68.1 % (среднее 65 %)
Al ₂ O ₃	> 15 %	> 15 %	15.69	16.64	> 15 % (среднее 16.5 %)
Na ₂ O	3.5–7.5 %	Na ₂ O = 4.1, K ₂ O = 2.3	4.11	4.19	Na ₂ O = 4.65–6.13 % (среднее 5.17), K ₂ O = 2.3 (среднее 3.5)
K ₂ O/Na ₂ O	~0.42		0.58	0.47	0.27–0.81 (среднее 0.68)
MgO	обычно < 3 % (редко >6%)	< 6 %	5.15	2.18	0.86–3.75, (среднее 1.45)
Y и Yb	низкие содержания, ≤ 18 и 1.9 г/т, соответственно	Y = 9.2, Yb = 0.78	Y = 13 Yb = 0.93	Y = 10 Yb = 0.88	Y = 2–17.3 (среднее 12), Yb = 0.18–2.7 (среднее 1.4)
Sr	высокие содержания, редко < 400 г/т до 2000 г/т	Sr=978	2051	565	275–996 (среднее 643)
Sr/Y, La _n /Yb _n	высокие величины отношений	Sr/Y = 122, La _n /Yb _n = 37	Sr/Y = 162.21, La _n /Yb _n = 29.32	Sr/Y = 55.65 La _n /Yb _n = 14.4	Sr/Y = 18–368, (среднее 77.3) La _n /Yb _n = 6.43–11.53 (среднее 9.77)

46] и внутриокеаническая коллизия дуга–дуга (Минданао, Филиппины) [59]; переход океанической плиты к трансформному скольжению (Западные Алеуты-Командоры) [48, 70]. В обстановках, перечисленных выше, субдукция сменялась скольжением литосферных плит в горизонтальной плоскости и развитием крупномасштабных сдвигов [8, 42]. Кроме того, позднекайнозойские адакиты описаны в Южной Америке, в районах плоской (без мантийного клина) субдукции на большом удалении (около 500 км) от глубоководного желоба, там, где из-за плавучести и длительного проведения на глубине около 80 км слэб может расплавиться [43].

Позднекайнозойские адакиты распространены в Альпийско-Гималайской зоне коллизии континентов [15, 47, 72 и др.]. По высоким содержаниям Sr и La, низким Yb и Y, высоким отношениям Sr/Y и La/Yb, они сходны с адакитами, сформированными при частичном плавлении субдуцирующей океанической коры. Однако они отличаются от последних более высоким отношением K₂O/Na₂O до 1, тогда как в натриевых адакитах оно не превышает 0.6 (табл. 2) и ассоциацией с высококалийевыми магматитами известково-щелочной и шошонитовой серий.

В дискуссии о формировании постсубдукционных адацитов главным является принятие или отри-

цание частичного плавления слэба предшествующей субдукции. Характерный пример – неогеновые адакитовые вулканы окраины континента в Нижней Калифорнии Мексики. Их постсубдукционное происхождение не вызывает сомнений, но они рассматриваются либо как результат частичного плавления краев разрыва слэба при апвеллинге подслэбовой астеносферы [27, 29 и др.], либо как результат плавления мафической нижней коры под воздействием тепловой энергии подслэбовой астеносферы [32]. В Нижней Калифорнии адакиты являются составной частью постсубдукционной ассоциации, которая включает дифференцированные породы известково-щелочной и высококалийевой известково-щелочной серий, базальтовые лавы от деплетированных MORB до щелочных и, реже, обогащённых Nb базальтов [27, 32, 54]. Более кремнеземистые породы включают в себя высококалийевые и шошонитовые риолиты, которые рассматриваются как производные взаимодействия подслэбовой астеносферы с докембрийской корой [65], а также магниезиальные андезиты (баджаиты) [31, 60].

В качестве объяснения происхождения позднекайнозойских адацитов в коллизионных орогенах предполагается как плавление слэба при подъеме подслэбовой астеносферы [41], так и плавление нижней коры под воздействием астеносферы [67 и др.]. В

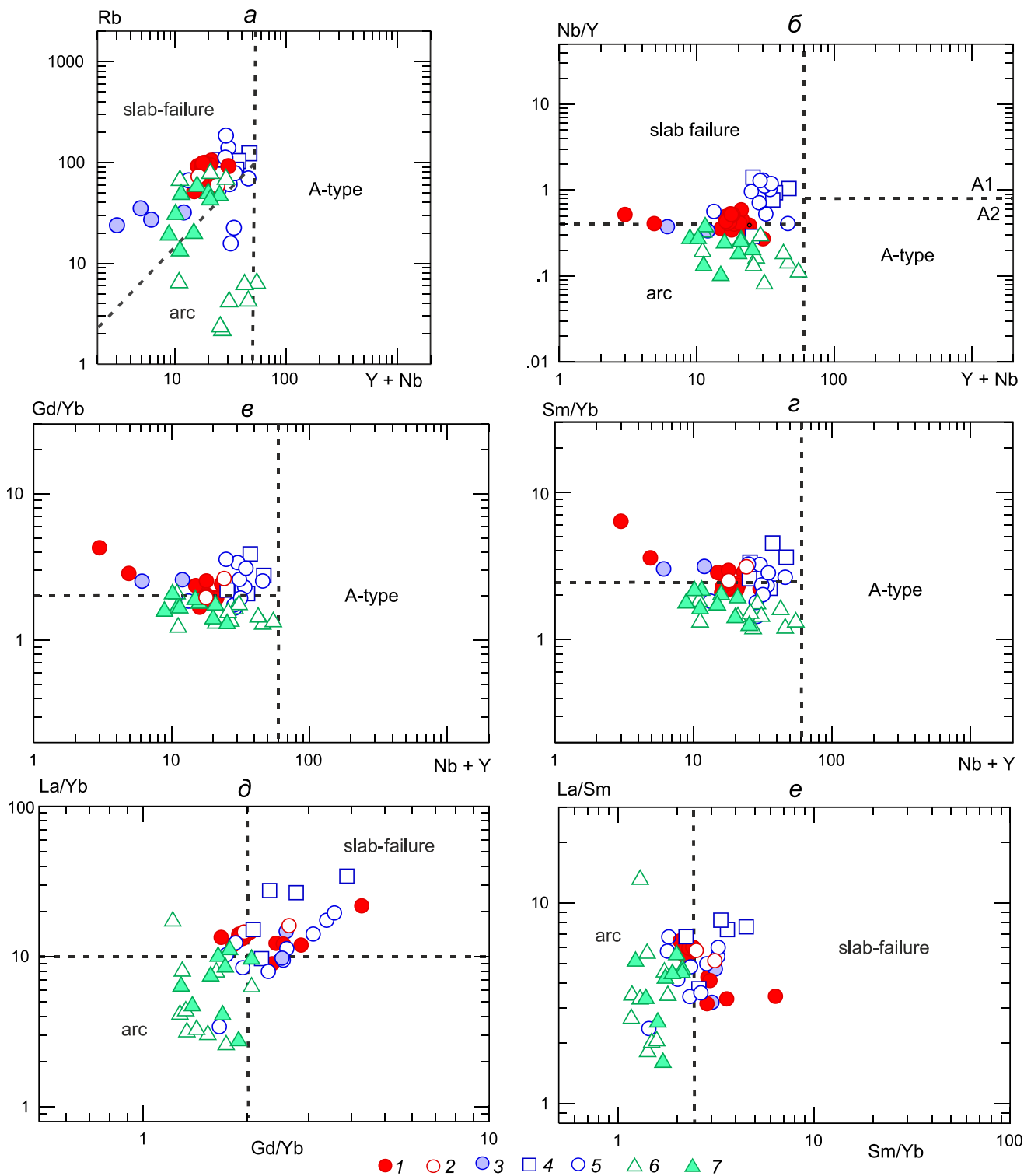


Рис. 7. Диаграммы [66] Rb – (Y + Nb) (a), Nb/Y – (Nb + Y) (б), Cd/Yb – (Nb + Y) (в), Sm/Yb – (Nb + Y)(г), La/Yb – Gd/Yb (д) и La/Sm – Sm/Yb (е) для гранитоидов Бургахчанского рудного узла.

Условные обозначения см. рис. 3.

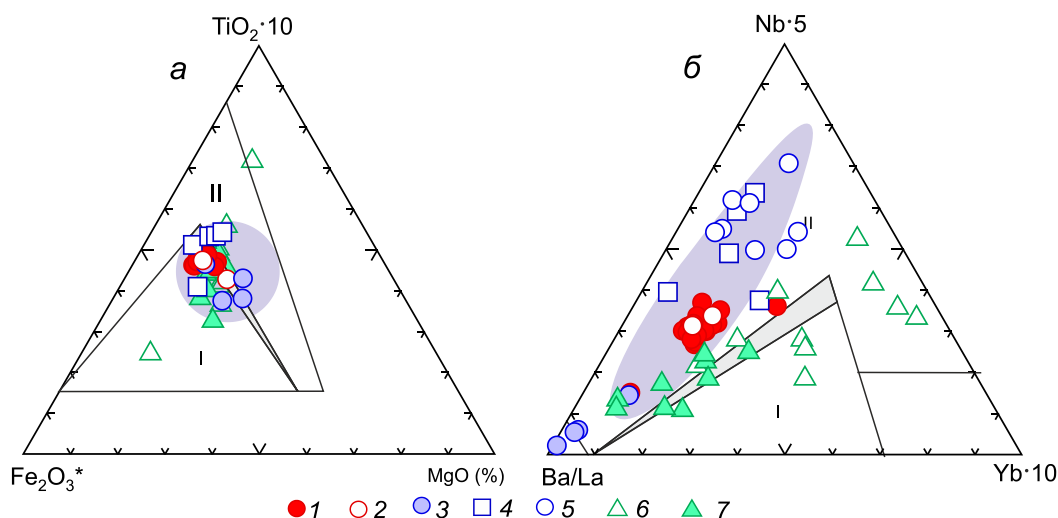


Рис. 8. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{tot} - \text{TiO}_2 - \text{MgO}$ (а) и $\text{Ba/La} - \text{Nb} \cdot 5 - \text{Yb} \cdot 10$ (б) [42] для гранитоидов Бургахчанского рудного узла.

I – конвергентные окраины; II – трансформные окраины; сиреневое поле – адакиты.

Тибете для ранних (38–25 млн лет) синколлизийных адакитов предполагается их образование в результате внедрения астеносферы в разрывы слэба Неотетической океанической плиты, а для поздних (20–10 млн лет) – в результате подъема астеносферы после дельминации и/или разрыва субдуцированной Индийской континентальной плиты [50]. Здесь широко распространены адакиты с высоким содержанием K_2O , которые отличаются от натровых адакитов в эпиокеанических островных дугах, что дает дополнительное основание отрицать их связь с плавлением слэба [69 и др.].

Адакитовые и высококальциевые гранитоиды БРЗ образовались в процессе аккреции в конце юры к палеозойскому складчатому обрамлению Омолонского кратонного массива средне-позднеюрской эпиокеанической Олойской островной дуги в результате коллизии Колымо-Омолонского и Чукотского микроконтинентов и закрытия Южно-Аньюйского океана (рис. 9). В зонах континентальной коллизии предполагается деструкция ранее субдуцированной океанической литосферы (слэба), его разрывы (slab tearing) и отрывы (slab break-off) с дальнейшим погружением в мантию (slab sinking), что позволяет объяснить особенности син- и постколлизийного магматизма подъемом астеносферы сначала в узкий разлом в слэбе, а после его отрыва проникновением астеносферных расплавов в литосферу перекрывающей плиты [36]. Коллизийные синсдвиговые сжимающие и растягивающие напряжения приводят к увеличению давления, которое придает дополнительную плавучесть образующейся магме, вызывая ее подъем вдоль сдвигово-раздвиговых зон, которые эффективно вме-

щают значительные объемы магмы [21, 30]. Была разработана модель деструкции слэба (slab failure) и предложены диаграммы, которые позволяют отличать гранитоиды, связанные с двумя различными геодинамическими процессами: субдукции, а затем постсубдукционной деструкции слэба [65].

Подъем подслэбовой астеносферы приводит к повышению температур, тем самым вызывая частичное плавление слэба, включая производные из осадков и вышележащей литосферы [66]. В обстановке деструкции слэба возможно быстрое внедрение адакитовой магмы через модифицированную субдукцией литосферу в нижнюю и верхнюю кору [71]. Магмы, возникающие в результате взаимодействия между расплавами базальтовой и осадочной частей слэба с мантийным клином, метасоматизированным в ходе предшествующей субдукции, демонстрируют повышенный уровень окисления по сравнению с типичными надсубдукционными магмами, тем самым открывая возможность формирования Cu-Au минерализации [53]. Адакитовая магма могла обогащаться золотом и медью при взаимодействии с мантийным клином, в котором эти и другие металлы накапливались в ходе длительного синсубдукционного метасоматоза и при извлечении Au и Cu из пород континентальной коры [47, 71].

Баимская сдвиговая зона ориентирована косо к простиранию комплексов Южно-Аньюйской сутуры [26], что типично для ориентации транспрессионных и трансенсивных структур зон коллизии относительно оси конвергенции, а внедрение интрузий егдэгкычского комплекса, возможно, отражает пере-

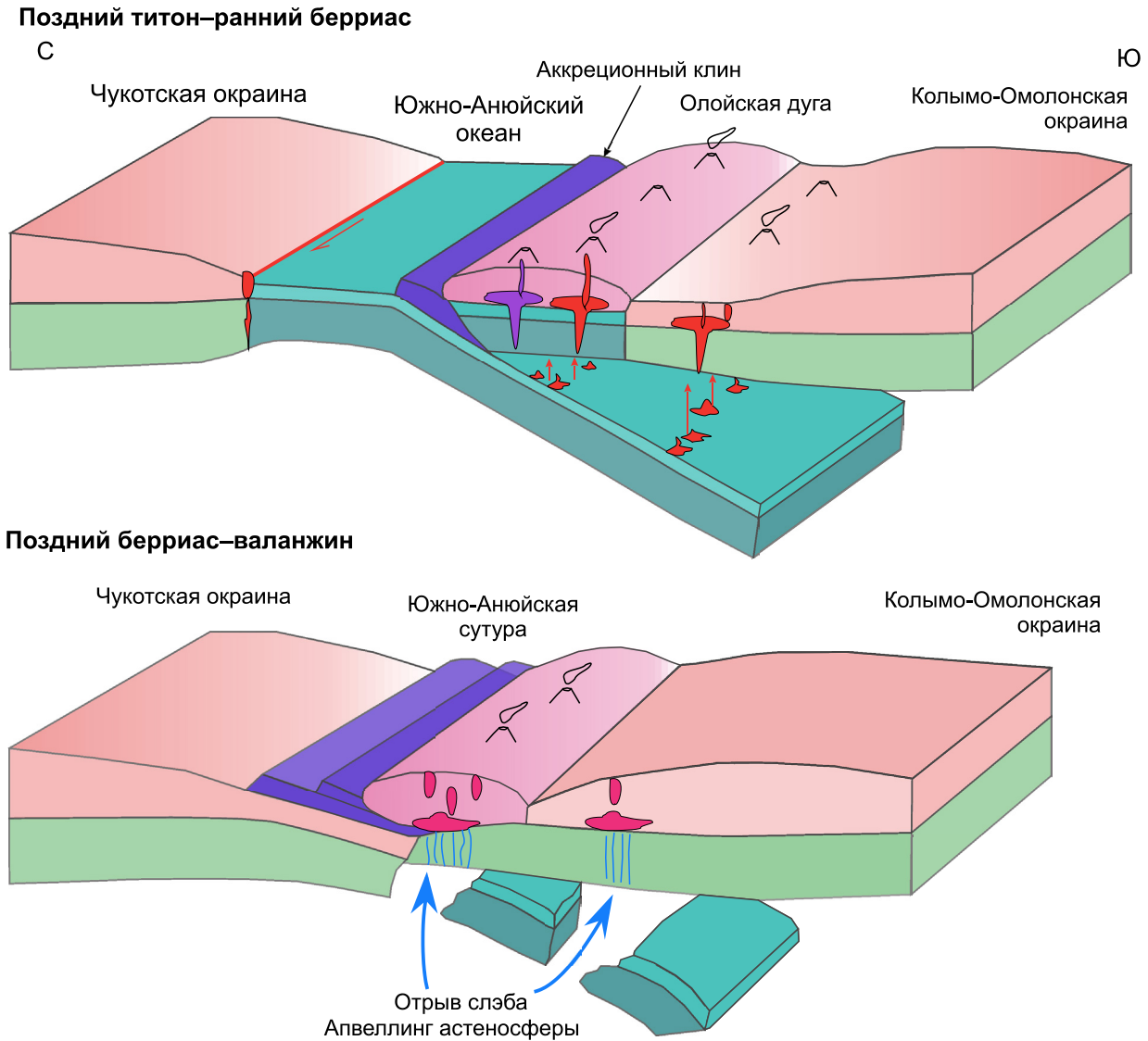


Рис. 9. Геодинамические модели Байкальской рудной зоны и ее обрамления для поздней юры–раннего мела.

ход к постколлизийному растяжению. Адакитовые и высококальциевые гранитоиды БРЗ являются постсубдукционными (коллизийными). Большинство гранитоидов егдэгкычского и весеннинского комплексов по отношениям Gd, Nb, Rb, Y, La, Sm, Yb, по [66], (рис. 7) соответствуют гранитоидам, которые формировались над зонами деструкции слэба (slab failure) в коллизийных обстановках, тогда как более ранние гранитоиды позднеюрского кейэтынского комплекса имеют надсубдукционные характеристики (рис. 7). Ассоциация адакитовых и высококальциевых гранитоидов и приуроченных к ним медно-порфировых месторождений типовая для Альпийско-Гималайского коллизийного пояса и хорошо изучена в Южном Тибете [49, 67–69 и др.]. Гранитоиды БРЗ являются аналогами такой ассоциации.

ВЫВОДЫ

1. Гранитоиды егдэгкычского и весеннинского комплексов Байкальской рудной зоны Олойской зоны имеют ряд геохимических характеристик (отношения Sr/Y, Nb/Y, Ta/Yb, La/Yb, Gd/Yb и Sm/Yb; сочетание Ba/La–Nb·5–Yb·10), сближающих их с высококремнеземистыми адакитами или slab-failure адакитами, образование которых связано с воздействием астеносферной мантии в зонах разрыва слэба.
2. В егдэгкычском и комплексе присутствуют как адакитовые, так и высококальциевые гранитоиды, что характерно для постсубдукционных обстановок зон коллизии.
3. Егдэгкычский комплекс, с которым связано формирование медно-порфировых месторождений

Баимской рудной зоны, образовался в период коллизии Колымо-Омолонского и Чукотского микроконтинентов, является постсубдукционным и синколлизонным, а не надсубдукционным, как считалось ранее.

3. Адакитовые гранитоиды следует рассматривать как индикатор возможного медно-порфирового оруденения в Олойской зоне. В этом отношении следует обратить внимание на гранитоиды недавно выделенного на востоке Олойской зоны трехглавого комплекса (142–138 млн лет) [12], среди которых присутствуют адакиты.

Благодарности. Работа выполнена за счет средств госзадания № FMMG-2024-0001. При получении аналитических данных использовано оборудование «Центра коллективного пользования научным оборудованием ИПТМ РАН».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Ползуенков Г.О., Прокопьев А.В., Брусницына Е.А. Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика // Геология и геофизика. 2025.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Егоров В.Н., Шаповалов В.С., Прокопьев В.Ю., Колова Е.Е. Закономерности размещения и условия формирования Au-содержащих Cu-Mo-порфировых месторождений Северо-Востока России // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48, № 6. С. 512–539.
- Волчков А.Г., Сокиркин Г.И., Шишаков В.Ф. Геологическое строение и состав Анюйского медно-порфирового месторождения Северо-Востока СССР // Геология руд. месторождений. 1982. № 4. С. 89–94.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Городинский М.Е., Шпикерман В.И. Медь // Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1994. С. 76–81.
- Горячев Н.А. Олойский вуланический пояс (поздняя юрская мел). В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 259–260.
- Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
- Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 3–24. doi:10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24.
- Исаева Е.П., Звезда Т.В., Лазарева Е.И., Мазуркевич К.Н., Падерин П.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третьей поколение. Серия Чукотская. Лист Q-58 – Алискерово: Объясн зап. ФГБУ «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 372 с.
- Каминский В.Г. Медно-порфировое оруденение центральной части Баимской металлогенической зоны // Советская геология. 1987. № 6. С. 49–54.
- Кара Т.В. Новые данные о возрасте магматических комплексов Алазейско-Олойской складчатой системы (Западная Чукотка) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 6. С. 107–115.
- Коновалов А.Л., Черкашин А.В., Старикова Е.В., Сурин Т.Н., Гагиева А.М. Раннемеловые гранитоидные комплексы Олойской зоны // Вестн. Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2024. № 2. С. 3–25.
- Котова М.С., Нагорная Е.В., Аносова М.О. и др. Датирование метасоматического процесса и рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Находкинского рудного поля (Западная Чукотка) // Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Российской конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 181–184.
- Лучицкая М.В., Кара Т.В., Катков С.М. Новые данные о возрасте массива Ничан Олойского вулканического пояса (Западная Чукотка) // Бюлл. Московского общ-ва испытателей природы. Отделение геологическое. 2018. Т. 93. Вып. 2. С. 27–33.
- Лучицкая М.В. Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина «адакит» // Геотектоника. 2022. № 4. С. 92–128.
- Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М., Шишаков В.Б. Медно-порфировое месторождение Песчанка // Руды и металлы. 1995. № 3. С. 48–58.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Анюйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
- Соловьев С.Г. Металлогения шощонитового магматизма. М.: Научный мир, 2014. Т. 1. 528 с. Т. 2. 472 с.
- Старикова Е.В., Гагиева А.М., Коновалов А.Л., Ватрушкина Е.В., Акинин В.В. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения восточной части Олойской зоны: стратиграфия, геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2023. Т. 42, № 4. С. 3–29.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
- Фурман А.О. Отчет о работах по объекту «Оценка перспектив благороднометалльного оруденения Бургахчанской площади за 2003–2006 гг. 2008. Кн. 1. Билибино.
- Ханчук А.И., Гребенников А.В. Позднемиоцен-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 5. С. 3–15.
- Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баимская рудная зона – кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 6. С. 68–73.
- Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокопьев В.Ю., Фомичев Е.В., Усенко В.В., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Джеджева Г.Т. Порфирово-эпитермальные системы Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Смирновский сборник. М.: Макс-Пресс, 2016. С. 82–115. http://www.geol.msu.ru/news/smironov_2016.pdf

26. Читалин А.Ф., Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н. Медно-порфировая и эпитермальна́я золото-серебряная минерализация Баимской рудной зоны, Западная Чукотка, Россия // Геология руд. месторождений. 2024. Т. 66, № 1. С. 27–48.
27. Aguillon-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon H., Maury R.C., Cotton J., Bourgeois J., Michaud F. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise Subduction below Southern Baja California // *Geology*. 2001. V. 29, N 6. P. 531–534.
28. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova M.I. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // *Geosphere*. 2015. V. 11, N 5. P. 1530–1564. <https://doi.org/10.1130/GES01165.1>
29. Benoit M., Aguillón-Robles A., Calmus T., Maury R., Bellon H., Cotten J., Bourgeois J., Michaud F. Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: Implications of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window // *J. Geology*. 2002. V. 110. P. 627–648. DOI: 10.1086/342735.
30. Blanquat M.D.S., Tikoff B., Teyssier C., Vigneresse J.L. Transpressional kinematics and magmatic arcs // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 1998. V. 135 (1). P. 327–340. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.21>
31. Calmus T., Aguillon-Robles A., Maury R.C., Bellon H., Benoit M., Cotten J., Bourgeois J., Michaud F. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico: The role of slab melts // *Lithos*. 2003. V. 66. P. 77–105.
32. Castillo R.P. Origin of the adakite–high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico // *GSA Bulletin*. 2008. V. 120, N 3–4. P. 451–462.
33. Castillo P.R. Adakite petrogenesis // *Lithos*. 2012. V. 134–135. P. 304–316.
34. Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Y.N., Nagornaya E.V., Khabibullina Y.N., Nikolaeva I.Yu., Kalko I.A., Muller D. Porphyry-epithermal Cu-Mo-Au-Ag mineralization in the Nakhodka ore field, Baimka Trend, Chukotka, Russia: a geological, mineralogical and geochemical perspective // *Mineralium Deposita*. 2022. V. 58, N 1. P. 287–306. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01122-2>
35. Cloos M., Sapiie B., van Ufford A.Q., Weiland R.J., Warren P.Q., McMahon T.P. Collisional Delamination in New Guinea: The Geotectonics of Subducting Slab Breakoff // *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*. 2005. V. 400.
36. Davies J.H., Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 129. P. 85–102.
37. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. P. 662–665.
38. Defant M., Kepezhinskas P. Evidence suggests slab melting in arc magmas // *EOS. Transact. AGU*. 2001. V. 82, N 6. P. 65–69.
39. Farmer G.L., Glazner A.F., Manley C.R. Did lithospheric delamination trigger late Cenozoic potassic volcanism in the southern Sierra Nevada, California? // *GSA Bulletin*. 2002. V. 114. P. 754–768.
40. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology*. 2001. V. 42, N. 11. P. 2033–2048.
41. Gao Y., Hou Z., Kamber B.S., Wei R., Meng X., Zhao R. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 153. P. 105–120.
42. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // *Int. Geol. Rev.* 2021. V. 63, N. 5. P. 601–629. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1848646>
43. Gutscher M.-A., Maury F., Eissen J.-P., Bourdon E. Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. V. 28. P. 535–538.
44. Holm R.J., Spandler C., Richards S.W. Melanesian arc far-field response to collision of the Ontong Java Plateau: geochronology and petrogenesis of the Simuku Igneous Complex, New Britain, Papua New Guinea // *Tectonophysics*. 2013. V. 603. P. 189–212.
45. Holm R.J., Spandler C., Richards S.W. Continental collision, orogenesis and arc magmatism of the Miocene Maramuni arc, Papua New Guinea // *Gondwana Research*. 2015. V. 28. P. 1117–1136. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2014.09.011>
46. Holm R.J., Tapster S., Jelsma H.A., Rosenbaum G., Mark D.F. Tectonic evolution and copper-gold metallogenesis of the Papua New Guinea and Solomon Islands region // *Ore Geology Review*. 2019. V. 104. P. 208–226. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.007>
47. Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., Konovalova N. Adakites, high-Nb basalts and copper-gold deposits in magmatic arcs and collisional orogens: an overview // *Geosciences*. 2022. V. 12, N 1. 29 p. <https://doi.org/10.3390/geosciences12010029>.
48. Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M.H. Slab portal beneath the western Aleutians // *Geology*. 2005. V. 33. P. 253–256.
49. Lu T.Y., He Z.Y., Klemd R. Two phases of post-onset collision adakitic magmatism in the southern Lhasa subterrane, Tibet, and their tectonic implications // *GSA Bulletin*. 2020. V. 132, N 7–8. P. 1587–1602. <https://doi.org/10.1130/B35326.1>
50. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. V. 79, N 1–2. P. 1–24.
51. Morrison G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos*. 1980. V. 13. P. 97–108.
52. Muller D., Groves D.I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. 5th edn. Mineral Resource Reviews. Springer Nature. Cham. 2019. 398 p.
53. Mungall J.E. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits // *Geology*. 2002. V. 30 (10). P. 915–918.
54. Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Royer J.-Y., Calmus T., Aguillon-Robles A., Cotten J., Benoit M., Michaud F., Bourgeois J. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2007. V. 161. P. 95–

- 117.
55. Pe-Piper G., Piper D.J.W., Koukouvelas I., Dolansky L.M., Kokkalas S. Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The Miocene of Limnos, Greece // *GSA Bulletin*. 2009. V. 12. P. 39–54.
56. Richards J.P., Kerrich R. Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogensis // *Economic Geology*. 2007. V. 102, N 4. P. 537–576.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537>.
57. Richards J.P. Post-subduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits – products of remelting of subduction modified lithosphere // *Geology*. 2009. V. 37. P. 247–250.
58. Sajona F.G., Maury R.C. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Comptes Rendus De L'académie Des Sciences- Series IIA-Earth and Planetary Science* 1998. V. 326, N 1. P. 27–34.
[https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(97\)83200-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)83200-4).
59. Sajona F.G., Maury R.C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H., Cotten J. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines) // *Lithos*. 2000. V. 54. P. 173–206.
60. Saunders A., Rogers G., Marriner G., Terrell D., Verma S. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 1987. V. 32. P. 223–245.
61. Stern C.R., Kilian R. Role of the subducted slab, Mantle Wedge and Continental Crust in the Generation of Adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 123. P. 263–281.
62. Stern C.R. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting // *Rev. geol. Chile*. 2004. V. 31, N 2. P. 161–206.
63. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
64. Vidal-Solano J.R., Demant A., Moreno F.A., Lapierre H., Ortega-Rivera M.A., Lee J.K. Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2008. V. 120. P. 691–708.
65. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. V. 95, Is. 4. P. 407–419.
66. Whalen J.B., Hildebrand R.S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos*. 2019. V. 348–349. P. 105179.
67. Xu J.F., Chen S.S. Petrogenesis of adakitic rocks unrelated to slab melting and adakitic porphyries associated with Cu mineralization // *Lithos*. 2023. V. 458–459. 107351. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107351>.
68. 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>.
69. Yang H., Liu A., Wu P., Wang F. Petrogenesis and Tectonic Implications of the Oligocene Dalongtan Shoshonitic Syenite Porphyry in Central Yunnan, Southeastern Tibetan Plateau: Constraints from Geochronology, Geochemistry and Sr-Nd-Hf Isotopes // *Minerals* 2024. V. 14. P. 282.
<https://doi.org/10.3390/min14030282>.
70. Yogodzinski G., Lees J., Churikova T., Dorendorf F., Woerner G., Volynets O. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*. 2001. V. 409. P. 500–504.
71. Yousefi F, Lentz D.R. Formation of high-silica adakites and their relationship with slab break-off: Implications for generating fertile Cu-Au-Mo porphyry systems // *Geoscience Frontiers*. 2024. V. 15, N 6. Art. 101927.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2024.101927>
72. Zhang L., Li S., Zhao Q. A review of research on adakites // *Int. Geol. Rev.* 2019. V. 63, N 1. P. 47–64.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1702592>

Рекомендована к печати И.А. Александровым
после доработки 20.05.2025 г.
принята к печати 08.07.2025 г.

**EARLY CRETACEOUS ADAKITE AND HIGH-POTASSIUM GRANITOIDS AS INDICATORS
OF THE POST-SUBDUCTION ENVIRONMENT FOR THE FORMATION OF PORPHYRY
COPPER DEPOSITS IN THE BAIMSKAYA ORE ZONE OF CHUKOTKA**

A.I. Khanchuk^a, M.V. Luchitskaya^a, E.V. Vatrushkina^a, S.M. Katkov^b, L.S. Canhimbue^a

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; e-mail: axanchuk@mail.ru, luchiskaya@ginras.ru, evat_095@mail.ru*

^b*ООО Аракс, Moscow, Russia; e-mail: sergkat@yandex.ru*

The article presents new petrological and geochemical data on rocks of the Egdegkych and Vesenninsky plutonic and hypabyssal complexes in the Baimskaya ore zone of Chukotka located in the Oloy zone of the Alazeya-Oloy fold system. Rocks of the Egdegkych Complex are Early Cretaceous (Berriasian-Valanginian) in age and form ore-bearing intrusives associated with porphyry copper deposits and occurrences. Granitoids of the Egdegkych and Vesenninsky complexes with moderate alkalinity include both high-potassium and adakite varieties. In a number of geochemical parameters, the granitoids of both complexes are similar to high-silica adakites, slab-failure granitoids and magmatites of transform margins, the formation of which is associated with the impact of the asthenospheric mantle in slab-failure zones, and differ from the Late Jurassic rocks of supra-subduction genesis of the Oloy zone. The Egdegkych and Vesenninsky complexes formed in the course of collision between the Kolyma-Omolon and Chukchi microcontinents; they are post-subduction and syncollisional, and not supra-subduction, as was previously thought. Adakite granitoids of these complexes can be considered as an indicator of possible porphyry copper mineralization in the Oloy zone.

Key words: adakites, granitoids, monzonitoids, porphyry copper deposits, Baimskaya ore zone, Early Cretaceous, post-subduction environment, Chukotka.