УДК552.2:551.72 (571.5)

# АМУДЖИКАНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

© 2024 г. А.М. Ларин<sup>*a*, \*</sup>, А.Б. Котов<sup>*a*</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>*a*</sup>, В. П. Ковач<sup>*a*</sup>, В. М. Саватенков<sup>*a*</sup>, С.Д. Великославинский<sup>*a*</sup>, Н. Г. Ризванова<sup>*a*</sup>, Н. А. Сергеева<sup>*a*</sup>, Т. М. Сковитина<sup>*b*</sup>, Н. Ю. Загорная<sup>*a*</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>b</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия \*e-mail: larin7250@mail.ru Поступила в редакцию 25.09.2023 г. После доработки 21.10.2023 г. Принята к публикации 24.11.2023 г.

Выполнены геохронологические (U-Pb по цирконам ID-TIMS), изотопно-геохимические (Nd. Sr. Pb) и геохимические исследования пород амананского и амулжиканского интрузивных комплексов и вулканитов укурейской свиты в восточной части Западно-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Обоснована принадлежность гранитоидов этих комплексов к высококалиевым адакитам С-типа. Установлена когенетичность исследованных пород, позволяющая объединить их в одну амуджиканскую вулкано-плутоническую ассоциацию, сформированную в возрастном интервале  $133 \pm 1 - 128 \pm 1$  млн лет. Магматические комплексы этой ассоциации вхолят в состав Станового вулкано-плутонического пояса. простирающегося в субширотном направлении от Тихого океана вглубь Северо-Азиатского континента более чем на 1000 км параллельно Монголо-Охотской сутурной зоне и сшивающего тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов. Формирование Станового пояса связано с закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией континентальных масс Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов на рубеже ~140 млн лет. Последовавший за этим коллапс коллизионного орогена, сопровождавшийся крупномасштабным литосферным растяжением и деламинацией нижней части континентальной литосферы, привели к апвеллингу астеносферной мантии, вызвавшему выплавление базитовых расплавов шошонитового типа из литосферной мантии и анатектических коровых расплавов адакитового типа, смешение которых привело к формированию родоначальных магм амуджиканской магматической ассоциация. Коровый компонент в составе источника имел гетерогенную природу и был окончательно сформирован в результате раннемелового коллизионного события. Для него типичны верхнекоровые изотопные параметры – повышенные значения Rb/Sr и U/Pb и пониженное Sm/Nd в источнике. Мантийный компонент представлен веществом обогащенной литосферной мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса, формирование которой связано с субдукционными процессами на стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана, в ходе которых происходило метасоматическое преобразование мантии с привносом в нее расплавов и флюидов, несущих изотопные параметры, отвечающие источнику EMII-типа или верхней коры.

*Ключевые слова:* гранитоиды, рапакиви, источники, континентальная кора, мантия, постколлизионная геодинамическая обстановка, геохронология, изотопная геохимия, петрогенезис, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Монголо-Охотская сутурная зона **DOI:** 10.31857/S0869590324040015 **EDN:** BZSHIV

введение

Поздний мезозой для востока Азии — время резкого доминирования внутриплитного магматизма. В южном складчатом обрамлении Сибирского кратона в субширотном направлении параллельно Монголо-Охотской сутурной зоне протягивается более чем на 1000 км Становой вулкано-плутонический пояс, сшивающий тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (рис. 1а). В восточной наиболее



**Рис. 1.** (а) Геологическое положение позднемезозойского Станового вулкано-плутонического постколлизионного пояса в складчатом обрамлении Сибирской платформы. 1 – Сибирский кратон; ДСС – Джугджуро-Становой раннедокембрийский супертеррейн, претерпевший в мезозое интенсивную структурно-метаморфическую и тектоно-магматическую переработку; 2–4 – складчатые пояса: 2 – Центрально-Азиатский (E3TK – Енисей-Забайкальский тектонический коллаж, ЗСС – Западно-Становой супертеррейн, АМ – Амурский микроконтинент), 3 – Монголо-Охотский, 4 – Сихотэ-Алинский; 5, 6 – позднемезозойские рифтовые системы: 5 – Западно-Забайкальская, 6 – Становой вулкано-плутонический пояс; 7 – рис. 16.

(б) Схема размещения амананского, амуджиканского и укурейчского магматических комплексов Станового вулкано-плутонического пояса в зоне сочленения Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов, по (Государственная ..., 2009) с изменениями. 1, 2 – дораннемеловые метаморфические и магматические породы: – Джугджуро-Станового супертеррейна (гнейсы, гнейсограниты и мигматиты станового комплекса, кристаллосланцы ларбинской и дамбукинской серий и магматические породы раннего докембрия и раннего мезозоя), 2 – Западно-Станового супертеррейна (гнейсы, сланцы и мигматиты тунгирской, ирмакитской и верхнеолекминской серий, кристаллические сланцы могочинского комплекса, магматические породы ранедокембрийского, палеозойского и раннемезозойского возраста; 3 – раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового и позднестанового комплексов; 4-8 - геологические образования раннемелового Станового вулкано-плутонического пояса: 4 — гранитоиды амуджиканского комплекса, 5 — укурейский трахиандезит-риолитовый вулканический комплекс (свита) и нерчинская серия, 6 – гранитоиды амананского комплекса, 7 – гранитоиды тындинско-бакаранского комплекса, 8 – терригенные породы инегирской серии и тигнинской свиты; 9 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 10 – дизъюнктивные нарушения (а – главные, б – второстепенные); 11 – места отбора геохронологических и изотопно-геохимических проб. Буквами в кружках обозначены структурные швы (Д – Джелтулакский, СТ – Северо-Тукурингрский); буквами в ромбах – межблоковые разломы (УИ – Урюмо-Инарогдинский, МС-Могоча-Сергачинский), буквами в квадратах – тектонические блоки Западно-Станового супертеррейна (У – Урканский, УО – Уруша-Ольдойский, ТО – Тунгиро-Олекминский).

изученной части этого пояса, в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна, выделяется два этапа его формирования: батолитовый (128-116 млн лет) и рифтовый (117–101 млн лет) (Ларин и др., 2018а). С первым этапом связано формирование батолитов, сложенных породами диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации удского комплекca (116  $\pm$  1 млн лет) на востоке и диорит-монцонит-гранитной ассоциации тындинско-бакаранского и ларбинского комплексов (127-122 млн лет) на западе супертеррейна (Ларин и др., 2014а, 2021, 2022; Тимашков и др., 2015). С рифтовым этапом связано формирование впадин и грабенов, выполненных меловыми вулканогенно-осадочными породами, внедрение роев даек и малых интрузивных тел разнообразного состава. Вулканические породы представлены как породами, варьирующими по составу от андезитобазальтов до андезитов и трахиандезитов (117–115 млн лет), так и бимодальной базальт-риолитовой серией (110 млн лет) (Бучко и др., 2016; Сорокин и др., 2012, 2013; Тимашков и др., 2015). Малые тела ираканского, невачанского и джелиндаканского комплексов, сложенные монцодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми сиенитами и гранитами формировались в возрастном интервале 110–101 млн лет (Неймарк и др., 1996; Стриха, 2012). С ними ассоциируют рои даек олекма-станового комплекса, в состав которых входят лампрофиры, кварцевые монцодиорит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры.

В Западно-Становом супертеррейне в состав этого пояса включают гранитоиды амуджиканского граносиенит-гранитного комплекса и ассоциирующие вулканиты трахиандезит-риолитового комплекса нерчинской серии и трахидацит-трахириолитового комплекса укурейской свиты (Государственная ..., 2009; Стриха, 2006), развитые в юго-восточной его части в пределах Урканского и Уруша-Ольдойского тектонических блоков (рис. 1б). По мнению (Государственная ..., 2009), вулканические и интрузивные породы этих комплексов комагматичны и представляют собой единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Характерной особенностью амуджиканского комплекса является его металлогеническая специализация на золото и молибден. С гранитоидами комплекса ассоциируют золоторудные месторождения в том числе и такие крупные как Дарасунское, Березитовое, Кировское и Перевальное.

Возрастное положение гранитоидов амуджиканского комплекса определяется эруптивными контактами с раннемезозойскими гранитами нерчуганского комплекса и верхнеюрскими вулканогенно-осадочными породами нерчинской серии и укурейской свиты. Верхний возрастной предел устанавливается по наличию гальки этих гранитоидов в базальных конгломератах нижнемеловой

инегирской серии (Государственная ..., 2009). Однако датирование гранитоидов амуджиканского комплекса различными методами дает достаточно широкий диапазон их формирования от 160 и до 125 млн лет. При этом наиболее древние значения получены исключительно для западной части Западно-Станового супертеррейна. В частности, в пределах Дарасунского золоторудного поля в результате датирования рудоносных гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса Rb-Sr методом были получены хорошо согласующиеся данные как по минеральным изохронам, так и изохронам по валовым пробам — 160 ± 0.4 млн лет (Чернышев и др., 2014). Аналогичные оценки возраста были получены U-Th-Pb методом по циркону (SIMS) для трех проб гранитоидов амуджиканского комплекса этого же рудного поля:  $158 \pm 3$  млн лет.  $159 \pm 3$  млн лет и  $162 \pm 3$  млн лет (Государственная ..., 2019). Для восточной части супертеррейна возраст комплекса, полученный Rb-Sr методом, составляет  $151 \pm 8$  млн лет по (Государственная ..., 2009) и  $132 \pm 3$  млн лет по (Стриха, 2006). Для Хайктинского и Джалиндинского массивов амуджиканского комплекса U-Th-Pb методом по циркону (LA-ICP-MS) были получены оценки возраста в интервале 138-125 млн лет (Вах и др., 2013). Для Хайкинского массива близкий возраст получен  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar методом — 132 ± 2 млн лет (Сорокин и др., 2014б). Что касается возрастного положения нерчинской серии и укурейской свиты, то оно определяется налеганием слагающих их пород на раннемезозойские граниты нерчуганского комплекса и прорыванием гранитоидами амуджиканского комплекса.

Необходимо также отметить, что севернее зоны распространения гранитоидов амуджиканского комплекса и верхнеюрских вулканитов, в пределах Тунгиро-Олекминского тектонического блока развиты гранитоиды амананского комплекса, возраст которых принят как позднепермский (Государственная ..., 2009). Наше внимание к этим гранитоидам привлекли два обстоятельства. С одной стороны, по составу и структурно-текстурным особенностям они очень близки к гранитоидам амуджиканского комплекса, а с другой стороны, тем, что их возраст не может быть древнее раннего мела, поскольку они прорывают граниты древнестанового комплекса, возраст которых, согласно последним данным (Котов и др., 2014), оценивается как раннемеловой. Следует также отметить, что эти гранитоиды достаточно резко отличаются как по составу. так и по ряду структурно-морфологических особенностей от типичных гранитоидов амананского комплекса, развитых к югу от Урюмо-Инарогдинского разлома в пределах Урканской и Уруша-Ольдойской зон, на чем акцентируют внимание авторы геологической карты N-51 (Государственная ..., 2009). Для них также совершенно не характерна ассоциация

с вулканитами чичаткинской свиты верхнепермского возраста, с которыми типичные гранитоиды амананского комплекса южной части супертеррейна имеют эруптивные взаимоотношения.

Таким образом, полученные к настояшему времени геологические и геохронологические данные не позволяют достаточно точно оценить возраст формирования амуджиканской вулкано-плутонической ассониании. Также резонно встает вопрос о возможной принадлежности к этой ассоциации гранитоидов амананского комплекса Тунгиро-Олекминского блока и вопрос о возможной диахронности амуджиканского комплекса. Следовательно, точная оценка возраста этих магматических образований необходима для решения целого ряда важных проблем: (1) комагматичность гранитоидов и вулканитов этой ассоциации; (2) ее принадлежность к Становому вулкано-плутоническому поясу и, соответственно, вопрос о тектоническом положении ассоциации; (3) диахронность этой ассоциации; (4) генетическая связь золоторудной минерализации региона с магматическими поролами рассматриваемой ассониании. Кроме того. новые геохимические и изотопно-геохимические исследования рассматриваемых геологических образований, помогут оценить условия их формирования, идентифицировать источники и определить геодинамическую обстановку их образования, что является необходимым условием для разработки непротиворечивой модели эволюции позднемезозойского магматизма в истории геологического развития южного обрамления Сибирского кратона.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД АМУДЖИКАНСКОГО И АМАНАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ И УКУРЕЙСКОЙ СВИТЫ

Магматические образования амуджиканского комплекса слагают ряд массивов площадью до 1000 км<sup>2</sup> и многочисленные мелкие тела. Преобладающим распространением пользуются многофазные интрузивные тела, сформированные в гипабиссальных условиях. Форма массивов штоко-, гарполито- и дайкообразная. Они имеют преимущественно однофазное, реже – многофазное строение. По данным (Государственная ..., 2009), в составе плутонов амуджиканского комплекса выделяется до трех интрузивных фаз. Первая фаза имеет незначительное распространение в краевых частях массивов или встречается в виде ксеноблоков среди пород второй фазы. В ее составе преобладают диориты, кварцевые монцониты и кварцевые монцодиориты, реже габброиды. В составе второй фазы доминируют кварцевые сиениты и граниты, кроме этого, встречаются гранодиориты, гранодиорит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры. Третья фаза представлена гранитами, лейкогранитами,

гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами. Среди пород комплекса преобладают крупнозернистые и среднезернистые породы, нерелко с порфировилными структурами. Характерной особенностью гранитоидов амуджиканского комплекса являются маргинационные текстуры, выражающиеся в наличии крупных таблитчатых кристаллов розового калиевого полевого шпата с олигоклазовыми оболочками белого цвета. Постоянно наблюдается неравновесность состава вкрапленников и основной массы, обогащенной темноцветными минералами. Типоморфной особенностью пород комплекса является также присутствие порфировых выделений дымчатого кварца дипирамидальной формы. Все эти текстурные особенности характерны для типичных гранитов рапакиви древних платформ. Характерной особенностью пород комплекса является присутствие даже в наиболее кислых разностях, наряду с биотитом и роговой обманкой, пироксена. Основные акцессорные минералы представлены магнетитом и сфеном, в заметных количествах присутствуют ильменит, апатит, циркон, пирит, в небольших количествах – флюорит, барит, гематит, рутил, шеелит, ортит и молибденит.

Жильные образования представлены дайкои жилообразными телами мелкозернистых биотитовых гранитов и аплитов, а также поздней группой даек гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и лампрофиров, образующих пояса.

Позднеюрские вулканиты укурейской свиты и нерчинской серии, ассоциирующие с гранитоидами амуджиканского комплекса, развиты исключительно в пределах Урканского и Уруша-Ольдойского тектонических блоков, где они образуют грабен-синклинали, ориентированные преимущественно в субширотном и северо-восточном направлении.

Укурейская свита включает вулканические и вулканогенно-осадочные породы, такие как трахириолиты, риолиты, дациты, трахидациты, андезиты, трахиандезиты, трахиандезибазальты, их туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты. Нижняя часть разреза сложена вулканитами среднего состава. В верхней части преобладают породы кислого состава. Мощность свиты составляет 150-600 м. Возраст укурейской свиты обоснован тем, что она с размывом залегает на раннетриасовых вулканитах десовской свиты, и прорывается позднеюрскими (?) гранитоидами амулжиканского комплекса. Палеонтологические находки указывают на позднеюрский возраст формирования осадочных пород комплекса. Изотопный возраст вулканитов варьирует в пределах 127-179 млн лет (Государственная ..., 2009).

В состав нерчинской серии входят риолиты, трахидациты, трахириодациты, трахиандезиты, трахиандезибазальты и их туфы с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, аргиллитов и алевролитов. В пачке вулканических пород, мощностью около 450—520 м, лавы среднего состава занимают более высокие стратиграфические уровни, а в низах разреза залегают кислые и умеренно-кислые эффузивы с маломощными прослоями трахиандезитов (Государственная ..., 2009). Породы комплекса налегают на гранитоиды среднетриасового нерчуганского комплекса. Они перекрываются палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего мела и прорываются гранитоидами амуджиканского комплекса.

В рамках настоящей работы были изучены исключительно вулканические породы укурейской свиты, развитые как в пределах Хайктинского массива амуджиканского комплекса, вмещающего крупное золоторудное месторождение Березитовое, так и в его обрамлении (рис. 1б).

Породы амананского комплекса, развитые в пределах Тунгиро-Олекминского блока, образуют более крупные плутоны (от нескольких сотен до 1500 км<sup>2</sup>), нежели массивы амуджиканского комплекса в Урканском и Уруша-Ольдойском блоках. Преобладающим распространением пользуются многофазные интрузивные тела, сформированные в мезоабиссальных условиях. Форма массивов, вероятнее всего, пластинообразная. Мощность таких пластин по гравиметрическим данным не превышает 1.5-2.0 км (Государственная ..., 2009). В составе плутонов комплекса выделяют три фазы внедрения. Породы первой фазы развиты ограниченно и, главным образом, в краевых частях массивов. Среди пород первой фазы наиболее развиты диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты, монцониты, реже габброиды. В составе пород второй фазы преобладают гранодиориты, граниты, кварцевые сиениты, сиениты. Третья фаза представлена кварцевыми сиенитами, гранитами и лейкогранитами. В гранитоидах этого комплекса также встречаются маргинационные текстуры, но несколько реже, чем в породах амуджиканского комплекса. По своим минералого-петрографическим особенностям они также достаточно близки к гранитоидам амуджиканского комплекса. В эндоконтактовых зонах массивов как амананского, так и амуджиканского комплексов широко проявлены явления гибридизма и минглинга. Жильные образования представлены аплитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и лампрофирами.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов и элементов-примесей выполнено в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) соответственно

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

рентгенофлюоресцентным методом на приборе ARL 9800 и методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT 2. Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов BHVO-2, BCR-2, G-2, GSP-2. Химическое разложение проб проведено сплавлением с метаборатом лития. Ошибки определений содержаний элементов составляли 5–10%.

Геохронологические и изотопно-геохимические исследования выполнены в ИГГД РАН. Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований (ID-TIMS) кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO<sub>3</sub>. При этом после каждой ступени они промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т. Е. Кроу (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэроабразивная обработка (Krogh, 1982). Для изотопных исследований использован изотопный индикатор <sup>235</sup>U-<sup>202</sup>Pb. Определения изотопного состава Pb и U выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Точность определения содержаний U и Рb и величины U/Pb составили 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Рb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 2003). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ .

Для Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований навески около 100 мг, растертых в пудру образцов горных пород, к которым были добавлены смешанные изотопные индикаторы <sup>149</sup>Sm-<sup>150</sup>Nd и <sup>85</sup>Rb-<sup>84</sup>Sr, разлагались в тефлоновых бюксах в смеси HCl + + HF + HNO<sub>3</sub> при 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионно-обменных смол. Редкоземельные элементы (REE) были выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200-400 меш, а Sm и Nd с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100-150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm, Nd и Sr измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI, a Rb на масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Измеренные значения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd нормализованы к  $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$  и приведены

к <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512115 в Nd стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512098 ± 7 (n = 7). Изотопные отношения Sr нормализованы к <sup>88</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 8.37521. Средневзвешенное значение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в Sr стандарте SRM-987 за период измерений составило 0.710253 ± 8 (n = 6). Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr – ±0.5%, изотопных отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd – ±0.5%, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – ±0.005%, <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr – ±0.5%, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr – ±0.05% (2 $\sigma$ ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm, 0.5 нг Nd, 0.05 нг Rb и 0.7 нг Sr.

При расчете величин  $\varepsilon_{Nd}(T)$  и модельных возрастов  $T_{Nd}(DM)$  использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513151, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.21365). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых (S-тип) гранито-идов и осадочных пород рассчитаны двустадийные ("коровые") Nd модельные возрасты  $T_{Nd}(C)$  (Keto, Jacobsen, 1987), используя среднекоровое значение <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.12 (Taylor, McLennan, 1985).

Для измерения изотопного состава обыкновенного Рь пород использовались полевые шпаты, как минералы с наиболее низкими значениями µ (<sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb). Образцы полевых шпатов выделялись по стандартным методикам. После чего фракции отмывались от поверхностных загрязнений 10% раствором двунатриевой соли этилендиаминтетрауксусной кислоты, затем растирались в пудру. После этого фракции полевых шпатов вышелачивались 0.5 N плавиковой кислотой при 20°C 10 мин, 11 N HCl 4 ч при 80°С, затем 12 ч при 20°С, далее по такой же схеме они выщелачивались 16 N HNO<sub>3</sub>. Выщелачивание производилось для того, чтобы удалить возможно присутствующий радиогенный Рь. Остаток после выщелачивания разлагался при 110°С смесью концентрированных НF и HNO<sub>3</sub> Химическое выделение Pb и U из пород проводилось на анионообменной смоле Bio-RadAG1-X8 в растворах кислот HBr-HCl, согласно методике (Manhes et al., 1984). Изотопный анализ Рb и U выполнялся в остатках от вышелачивания и вышелоках на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01% (2 $\sigma$ ). Изотопный состав Pb и U измерялся в одноленточном режиме на рениевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эмиттер в смеси с Н<sub>3</sub>РО<sub>4</sub>. Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0.1 и 0.01 нг соответственно. Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием изотопного индикатора <sup>235</sup>U-<sup>204</sup>Pb-<sup>207</sup>Pb (Мельников, 2005). Ошибки измерения изотопных отношений 20<sup>6</sup>Pb/20<sup>4</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, определенные по серии параллельных анализов стандарта BCR-1, не превышают 0.03, 0.03 и 0.05% соответственно. Расчеты изотопных отношений и содержаний Pb и U проводили с использованием программы PBDAT (Ludwig, 1991). Расчеты модельных параметров проведены с помощью программы "ISOPLOT" (Ludwig, 1988).

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АМУДЖИКАНСКОГО И АМАНАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ И УКУРЕЙСКОЙ СВИТЫ

Породы амуджиканского комплекса характеризуются вариациями SiO<sub>2</sub> от 50 и до 72.1 мас. % при явном преобладании пород кислого состава (табл. 1). Они отличаются умеренными или повышенными содержаниями щелочей (рис. 2а) и существенными вариациями их отношений  $((K_2O + Na_2O) = 7.12 - 10.50$  мас. % и  $K_2O/Na_2O =$ = 0.67 - 1.50), а также повышенной известковистостью (CaO = 1.07–4.48 мас. %). В координатах  $K_2O-SiO_2$  составы этих гранитоидов находятся, главным образом, в поле пород высококалиевой известково-щелочной серии и лишь частично в поле пород шошонитовой серии (рис. 26), при этом индекс агпаитности (A/NK) сравнительно невелик (0.65–0.87). На диаграмме (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – - CaO)-SiO<sub>2</sub> большая часть точек их состава располагается в полях пород известково-щелочной и щелочно-известковой серий (рис. 2в). Индекс плюмазитности (A/CNK = 0.80-1.04) указывает на вариации составов пород от умеренно-глиноземистых до низкоглиноземистых (рис. 3). Железистость гранитоидов сильно варьирует (0.53-0.90), однако на диаграмме FeO\*/(FeO\* + MgO)- $SiO_2$  (рис. 2г) практически все точки лежат в поле магнезиальных пород.

Преобладающим типом мафических пород являются дайки лампрофиров и мафические инклавы, характеризующиеся вариациями SiO<sub>2</sub> от 50 до 63.5 мас. %. Они в основном принадлежат к умеренно-щелочному типу (рис. 2а). В координатах (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O - CaO)-SiO<sub>2</sub> большая часть точек их составов располагается в поле пород известково-щелочной серии (рис. 2б), а в координатах K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> – в поле высококалиевых и шошонитовых пород (рис. 2в). Степень железистости этих пород еще ниже, чем в гранитоидах (0.53–0.68).

Гранитоиды амуджиканского комплекса отличаются в целом невысокими содержаниями большинства некогерентных и когерентных элементов, за исключением Ва (642–1330 мкг/г), Sr (750–870 мкг/г) и Th (9–23 мкг/г) (табл. 1). На спайдердиаграмме (рис. 4) наблюдаются положи-



**Рис. 2.** Классификационные петрохимические диаграммы для пород Станового вулкано-плутонического пояса: (a)  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ ; (b)  $K_2O - SiO_2$ ; (b)  $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$  (Frost, Frost, 1997); (r) FeO\*/(FeO\* + MgO) - SiO\_2 (Frost, Frost, 1997). 1–3 – магматические комплексы Западно-Станового супертеррейна: 1 – амуджиканский, 2 – амананский, 3 – укурейский; 4 – поле пород тындинско-бакаранского и удского комплексов Джугджуро-Станового супертеррейна (Стриха, 2006, 2012; неопубликованные данные авторов).

тельные аномалии Th, K и Sr, а также глубокие отрицательные аномалии Nb, Ta, P и Ti. Характерно также резкое обеднение HFS-элементами правой части спектра (Yb до 0.3–1.2 мкг/г, Lu до 0.05–0.17 мкг/г и Y до 4.5–13.3 мкг/г). Распределение REE в гранитоидах (рис. 4) сильно фракционированное ((La/Yb)<sub>n</sub> = 30.6–66.3) с примерно близким уровнем фракционирования LREE и HREE ((La/Sm)<sub>n</sub> = 3.5–6.2 и (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 3.1–5.9). Характерна вогнутая форма спектра в области распределения HREE. Еu-аномалия либо отсутствует, либо имеет слабо отрицательный характер (Eu/Eu\* = 0.77–1.05). Значение Rb/Sr = 0.11–0.16 свидетельствует о сравнительно невысоком уровне дифференцированности этих гранитоидов.

Распределение микроэлементов в мафических породах, в целом близкое к таковому в гранитоидах (рис. 4), несколько отличаясь бо́льшим обогащением HFS-элементами правой части спектра. Содержания таких элементов, как V, Cr, Co, Ni соизмеримы с таковыми во внутриплитных толеитах и траппах или несколько ниже (см. Farmer, 2003).

Породы амананского комплекса по содержаниям оксидов петрогенных элементов и характеру их распределения весьма близки к породам амуджиканского комплекса (рис. 2). Небольшие отличия наблюдаются лишь в несколько бо́льшей роли гранитов в составе пород этого комплекса, а также в распределении щелочей. Как видно из диаграмм (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)–SiO<sub>2</sub>, (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – CaO)–SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub> (рис. 2а-2в), для них характерна несколько более высокая кремнекислотность, щелочность и калиевость.

Геохимически гранитоиды амананского комплекса также достаточно близки к породам амуджиканского комплекса (табл. 1, рис. 4), несколько отличаясь слегка повышенными содержаниями

Компо-						Аманан	юкий к	омплека	;					Ам	уджикан компле	іский кс
ненты	A-119	A-121	A-123	A-141-10	A-108	A-118	A-120	A-126	A-128	A-127	A-125-3	A-141-4	A-141-3	A-271	A-272	A-325
SiO <sub>2</sub>	67.73	71.84	71.85	62.93	68.23	64.59	69.20	65.62	71.38	62.06	54.42	56.65	52.60	65.40	68.50	65.90
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.26	0.37	0.55	0.35	0.65	0.38	0.39	0.30	0.55	1.39	0.92	1.48	0.60	0.64	0.71
$Al_2O_3$	15.58	14.50	15.22	18.17	15.12	16.67	15.71	16.50	14.78	18.79	17.44	20.89	17.98	14.90	14.30	15.4
FeO <sub>tot</sub>	2.62	1.75	1.57	2.89	2.49	3.48	2.05	2.72	1.76	2.92	7.57	4.79	7.72	3.31	3.49	3.70
MnO	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.06	0.02	0.06	0.03	0.06	0.13	0.03	0.12	0.05	0.08	0.07
MgO	1.73	0.39	0.63	1.78	2.02	1.61	0.52	1.61	0.37	1.49	3.18	2.05	4.25	1.98	1.37	1.88
CaO	2.59	1.15	0.83	3.46	2.07	2.41	1.62	2.19	1.21	3.36	5.32	5.00	4.78	4.28	3.23	3.32
Na <sub>2</sub> O	4.18	3.96	4.22	5.2	3.98	4.32	4.30	4.76	4.17	5.23	4.8	5.78	4.24	4.02	3.87	4.24
K <sub>2</sub> O	4.32	5.30	4.72	4.06	4.68	5.06	5.07	4.27	5.11	4.56	3.27	2.37	4.98	3.90	3.29	3.88
$P_2O_5$	0.12	0.08	0.12	0.31	0.14	0.32	0.12	0.19	0.09	0.26	0.68	0.41	0.60	0.27	0.20	0.24
П.п.п.	0.60	0.38	0.50	0.10	0.70	0.50	0.51	0.70	0.42	0.30	0.67	0.97	0.80	0.48	0.45	0.27
Сумма	99.87	99.66	100.08	99.51	99.83	99.67	99.50	99.01	99.63	99.58	98.88	99.86	99.55	99.19	99.41	99.61
V	46	23	23	39	35	42	15	36	10	39	104	99	135	57	52	54
Cr	37	14	54	12	23	4.8	3.2	11	2	11	10	11	20	46	43	42
Ni	20	10	3.2	9	13	4 7	3.7	94	24	87	12	7.8	14	17	17	15
Co	75	29	3.4	6.6	67	62	2.2	62	15	5.6	16	10	17	84	21	9
Cu	12.0	6.48	0.29	2 74	15 30	20.4	13.7	19.9	14 7	26.2	35.2	20.0	69.0	6.10	9 19	5 45
Zn	41.0	49 7	63.6	51.4	32.9	59.1	46.6	49.4	39.0	50.4	122	58.3	115	46.0	55.2	47.9
Ga	18.6	21.0	23.8	20.2	16.3	19.2	19.4	18.2	17.2	20.9	23.6	20.0	22.7	21.4	20.4	19.7
Rh	129	225	213	71.9	142	121	112	101	90.5	81.3	115	33.4	157	129	123	102
Sr	614	422	382	948	427	745	588	759	420	1240	749	1800	1210	870	750	861
V N	14	6 53	9.42	7.80	10.3	11 7	8 3 3	9.72	5.02	11.8	19.4	7.61	26.2	9 4 4	12.1	13.3
r 7r	178	176	190	213	139	205	200	137	154	269	19.4	278	307	216	207	190
Hf	4 42	4 95	не опр	не опр	4 09	5 21	5 38	3 46	4 07	5 88	4 70	5.92	6.92	5 88	5 95	не опр
Nh	15.1	14.8	28.0	8 50	13.2	14 4	11.4	11.0	8.65	9.83	24.1	6.82	15.1	12.00	15.2	12.8
Та	1 28	1 00	2 3 2	0.50	1 55	1 15	1.05	0.82	0.69	0.78	2 04	0.02	0.77	0.73	104	1.05
Ph	25.5	25.9	34.4	22.0	28.4	7 14	21.0	27.9	17.8	19.2	12.01	8.94	17.8	13.2	25.3	10.4
Th	20.6	25.9	41.52	13.64	32.4	17.4	18.4	12.8	17.0	10	14.1	4 27	13.4	22	23.5	15.84
II	3 49	2 70	4 34	1 21	4 95	2.69	4 96	2 99	1.87	2 11	3 66	1.27	2 43	3.89	4 31	195
Ba	1200	1040	659	1183	588	1270	1280	1070	976	2090	602	826	2020	964	642	853
La	40.3	42 7	61.9	44.8	40.7	62.4	60.8	44 5	38.8	55 1	70.9	43 7	71.8	49.5	55	47.9
Ce	80.3	75.8	122	78.9	79.2	127	96.8	77.9	70.7	121	166	80.2	151	90.1	101	106
Pr	9.12	7.63	11.0	8.95	8 28	12.9	11.3	7.67	78	13.7	19.1	8.82	17.5	92	10.5	11.5
Nd	32.7	25.1	39.6	31.3	26.9	44.8	38.4	25.0	25.4	49.1	69.0	33.4	64.7	32.3	38.4	42.9
Sm	5 75	3.68	5 73	4 88	4 14	7 14	5 92	4 04	3 77	9.07	11.8	5 11	12.0	5.05	5 98	6 78
Fu	1 16	0.77	0.90	1.00	0.81	1 4 5	1.28	1.01	0.93	2.02	2.60	2 22	2 75	1 4 4	1.36	1 47
Gd	3 75	2.65	3.81	3.66	3.07	4 91	3.93	2.86	2.60	5 24	9.21	3 59	9.56	3.83	4.62	4 72
Th	0.47	0.33	0.44	0.44	0.34	0.56	0.45	0.34	0.27	0.56	0.84	0.38	1 14	0.42	0.5	0.59
Dv	2 47	1 4 5	197	1.70	1.89	2 70	1.95	1.85	1.26	2.67	4 10	1.68	5 40	2.03	2.67	2.69
Но	0.45	0.22	0.32	0.20	0.35	0.43	0.26	0.34	0.16	0.47	0.67	0.20	0.07	0.33	0.41	0.44
Er	1.28	0.22	0.52	0.2)	1.06	1.00	0.20	0.07	0.10	1.07	1.68	0.23	2.37	0.55	1.06	1 17
Tm	0.21	0.50	0.88	0.71	0.16	0.17	0.09	0.92	0.41	0.14	0.24	0.75	0.32	0.80	0.17	0.17
Vh	1.50	0.08	0.12	0.10	0.10	0.17	0.10	0.10	0.00	0.14	1.41	0.08	2.03	0.15	1.12	1.07
In	0.20	0.57	0.75	0.37	0.95	0.85	0.37	0.95	0.41	0.82	0.19	0.58	0.21	0.71	0.16	0.15
VBEE	180	162	2/0	178	168	266	20.078	168	153	261	358	181	342	106	222	228
$(I_a/Vb)_n$	18 15	50 62	57.27	53 17	29.57	50.80	72 08	32 22	63.05	45 /1	33.08	50 01	23 00	47 11	33.18	30.28
(La/Sm)n	4 /1	7 30	6 70	5 78	6 10	5 50	6.46	6.03	6.48	3.87	3 78	5 38	23.90	6 17	5 70	4 15
(Gd/Vb)n	2.02	3.77	4 22	5 20	2.17	4 70	5 50	2/0	5 1/	5.02	5.70	5.30	3.27	Δ 27	3.19	3.50
Eu/Eu*	0.76	0.75	0.50	1.06	0.60	0.75	0.81	1.01	0.01	0.80	0.76	1.58	0.78	1.00	0.70	0.70
Eu/Eu	0.70	0.75	0.39	1.00	0.09	0.75	0.01	1.01	0.91	0.09	0.70	1.30	0.70	1.00	0.79	0./9

Таблица 1. Химический состав представительных образцов интрузивных пород амуджиканского и амананского комплексов и вулканитов укурейской свиты

$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Компо-				Амуджи комі	канский						Y	курейска	я свита	a		
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	ненты	A-328	A-329	A-324	A-326	K-157	K-159	A-325-1	A-326-1	A-330	A-330-2	A-330-3	A-330-4	A-331	A-331-1	A-331-2	A-538
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	SiO	66.20	66.70	69.60	67.30	68.13	65.44	57.90	63.50	61.20	62.50	61.92	60.60	53.10	51.40	54.30	68.10
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	TiO <sub>2</sub>	0.65	0.54	0.42	0.44	0.47	0.70	0.99	0.77	0.76	0.68	0.77	0.84	0.75	0.91	0.72	0.41
FeO <sub>60</sub> 3.84   3.05   2.09   2.84   1.11   3.23   5.88   3.77   4.77   4.29   4.7   5.21   6.91   6.64   6.69   3.15     MnO   0.06   0.03   0.05   0.03   0.05   0.09   0.04   0.06   0.06   0.04   0.10   0.12   0.13   0.10   0.06     MgO   1.77   1.8   0.53   1.63   1.23   2.39   4.77   2.16   3.36   5.28   3.28   4.33   4.73   9.34   4.52   2.01     CaO   3.24   3.77   4.16   4.32   3.96   4.10   4.37   3.63   2.61   3.39   3.65   5.00   2.75   4.92   3.63     KQ   0.21   0.23   0.11   0.17   0.16   0.32   0.42   0.28   0.22   0.22   0.22   0.22   0.23   0.31   0.31   0.30   0.31   0.31   0.30   0.23   1.64   0.28	$Al_2O_3$	15.2	14.9	15.6	15.7	16.14	15.33	15.3	16.2	14.5	14.4	14.79	14.7	17.6	14.9	17.1	13.9
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	FeO <sub>tot</sub>	3.84	3.05	2.09	2.84	1.11	3.23	5.88	3.77	4.77	4.29	4.7	5.21	6.91	6.64	6.69	3.15
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	MnÖ	0.06	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.109	0.04	0.06	0.06	0.04	0.10	0.12	0.13	0.10	0.06
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	MgO	1.77	1.8	0.53	1.63	1.23	2.39	4.77	2.16	3.36	5.28	3.28	4.33	4.73	9.34	4.52	2.01
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	CaO	3.24	3.71	1.69	2.88	2.72	4.1	6.04	4.24	3.31	2.36	2.63	5.27	4.48	6.11	4.16	2.91
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Na <sub>2</sub> O	4.21	4.05	4.77	4.16	4.32	3.96	4.10	4.37	3.63	2.61	3.39	3.65	5.00	2.75	4.92	3.63
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	K <sub>2</sub> O	4.03	4.07	4.41	3.87	4.05	3.41	3.34	3.02	3.59	3.44	3.87	2.94	2.20	2.14	2.27	4.24
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$P_2O_5$	0.21	0.23	0.11	0.17	0.16	0.32	0.42	0.28	0.25	0.22	0.27	0.25	0.31	0.31	0.30	0.12
Cymma   99.81   99.40   99.72   99.41   98.47   99.64   99.33   99.32   99.91   99.55   98.24   99.28   99.23   99.33   99.09   99.17     V   He orip.   53   25   43   50   47   110   122   He orip.   91   78   107   142   170   142   58     Cr   He orip.   73   34   9.3   18   2.8   9.2   44   18   He orip.   188   144   206   76   211   67   48     Ni   He orip.   73   33   6.2   5.5   7.3   19   15   He orip.   188   144   21   23   25   21   10     Cu   He orip.   61.4   40.2   48.8   52.1   54.9   91.2   63.5   He orip.   75.6   86.4   67.1   72.3   93.6   75   56.2     Ga   He orip.   21.3 <t< td=""><td>П.п.п.</td><td>0.388</td><td>0.29</td><td>0.462</td><td>0.37</td><td>0.51</td><td>0.71</td><td>0.487</td><td>0.97</td><td>4.48</td><td>3.71</td><td>2.58</td><td>1.39</td><td>4.02</td><td>4.7</td><td>4.01</td><td>0.64</td></t<>	П.п.п.	0.388	0.29	0.462	0.37	0.51	0.71	0.487	0.97	4.48	3.71	2.58	1.39	4.02	4.7	4.01	0.64
VHe onp.5325435047110122He onp.917810714217014258CrHe onp.771941143016840He onp.138144206762116748NiHe onp.349.3182.89.24418He onp.46446735733023CoHe onp.10.87.166.860.8415.542.712.3He onp.18142123252110CuHe onp.16.440.248.852.154.991.263.5He onp.8.433.76.0722.554.11721.2ZnHe onp.61.440.248.852.154.991.263.5He onp.75.686.467.172.393.67556.2GaHe onp.10.190.392.361.251.352.548.9140Sr8418378778398707981010888701665644906879786771445Y14.310.84.719.134.5312.016.016.315.416.012.315.825.022.823.69.21Zr214197162166160181212180216201186 </td <td>Сумма</td> <td>99.81</td> <td>99.40</td> <td>99.72</td> <td>99.41</td> <td>98.47</td> <td>99.64</td> <td>99.33</td> <td>99.32</td> <td>99.91</td> <td>99.55</td> <td>98.24</td> <td>99.28</td> <td>99.23</td> <td>99.33</td> <td>99.09</td> <td>99.17</td>	Сумма	99.81	99.40	99.72	99.41	98.47	99.64	99.33	99.32	99.91	99.55	98.24	99.28	99.23	99.33	99.09	99.17
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	V	не опр.	53	25	43	50	47	110	122	не опр.	91	78	107	142	170	142	58
Ni   He onp.   34   9.3   18   2.8   9.2   44   18   He onp.   46   44   67   35   73   30   23     Co   He onp.   7.3   3.3   6.2   3.5   7.3   19   15   He onp.   18   14   21   23   25   21   10     Cu   He onp.   10.8   7.16   6.86   0.84   15.5   42.7   12.3   He onp.   8.4   33.7   6.07   22.5   54.1   17   21.2     Zn   He onp.   61.4   40.2   48.8   52.1   54.9   91.2   63.5   He onp.   75.6   86.4   67.1   72.3   93.6   75   56.2     Ga   He onp.   21.3   He onp.   20.3   18.5   20.5   He onp.   20   18.5   19.7   20.6   19.6   18.1   18.5     Rb   133   131   10.8   10.3   91.0   08.8 </td <td>Cr</td> <td>не опр.</td> <td>77</td> <td>19</td> <td>41</td> <td>14</td> <td>30</td> <td>168</td> <td>40</td> <td>не опр.</td> <td>138</td> <td>144</td> <td>206</td> <td>76</td> <td>211</td> <td>67</td> <td>48</td>	Cr	не опр.	77	19	41	14	30	168	40	не опр.	138	144	206	76	211	67	48
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ni	не опр.	34	9.3	18	2.8	9.2	44	18	не опр.	46	44	67	35	73	30	23
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Co	не опр.	7.3	3.3	6.2	3.5	7.3	19	15	не опр.	18	14	21	23	25	21	10
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Cu	не опр.	10.8	7.16	6.86	0.84	15.5	42.7	12.3	не опр.	8.4	33.7	6.07	22.5	54.1	17	21.2
Ga He onp. 21.3 He onp. He onp. 20.3 18.5 20.5 He onp. He onp. 20 18.5 19.7 20.6 19.6 18.1 18.5   Rb 133 131 130 103 91 106 98.9 69.1 101 90.3 92.3 61.2 51.3 52.5 48.9 140   Sr 841 837 877 839 870 798 1010 888 701 665 644 906 879 786 771 445   Y 14.3 10.8 4.71 9.13 4.53 12.0 16.0 16.3 15.4 16.0 12.3 15.8 25.0 22.8 23.6 9.21   Zr 214 197 162 166 160 181 212 180 216 201 186 170 252 234 231 179   Hf 5.61 5.11 4.02 4.42 He onp. 4.64 5.48 4.82 5.56 5.52 5.03 4.31 <	Zn	не опр.	61.4	40.2	48.8	52.1	54.9	91.2	63.5	не опр.	75.6	86.4	67.1	72.3	93.6	75	56.2
Rb1331311301039110698.969.110190.392.361.251.352.548.9140Sr8418378778398707981010888701665644906879786771445Y14.310.84.719.134.5312.016.016.315.416.012.315.825.022.823.69.21Zr214197162166160181212180216201186170252234231179Hf5.615.11 $4.02$ $4.42$ He onp.4.64 $5.48$ $4.82$ $5.56$ $5.52$ $5.03$ $4.31$ $6.05$ $6.15$ $5.12$ $4.38$ Nb17.713.4 $6.19$ $9.04$ $6.53$ 11.511.6 $7.94$ 13.912.310.410.711.810.310.210.1Ta1.161.00 $0.42$ $0.65$ $0.51$ 1.01 $0.65$ $0.51$ $0.81$ $0.83$ $0.74$ $0.79$ $0.66$ $0.47$ $0.53$ $0.95$ Pb16.229.125.817.514.620.827.114.4He onp.22.524.319.715.321.518.722.0Th18.123.0 $9.53$ 12.3 $3.95$ 18.715.1 $6.94$ 5.6515.613.813.4 $6.37$ <td>Ga</td> <td>не опр.</td> <td>21.3</td> <td>не опр.</td> <td>не опр.</td> <td>20.3</td> <td>18.5</td> <td>20.5</td> <td>не опр.</td> <td>не опр.</td> <td>20</td> <td>18.5</td> <td>19.7</td> <td>20.6</td> <td>19.6</td> <td>18.1</td> <td>18.5</td>	Ga	не опр.	21.3	не опр.	не опр.	20.3	18.5	20.5	не опр.	не опр.	20	18.5	19.7	20.6	19.6	18.1	18.5
Sr8418378778398707981010888701665644906879786771445Y14.310.84.719.134.5312.016.016.315.416.012.315.825.022.823.69.21Zr214197162166160181212180216201186170252234231179Hf5.615.114.024.42He onp.4.645.484.825.565.525.034.316.056.155.124.38Nb17.713.46.199.046.5311.511.67.9413.912.310.410.711.810.310.210.1Ta1.161.000.420.650.511.010.650.510.810.830.740.790.660.470.530.95Pb16.229.125.817.514.620.827.114.4He onp.22.524.319.715.321.518.722.0Th18.123.09.5312.33.9518.715.16.945.6515.613.813.46.378.615.4725.4U3.344.131.741.910.372.583.292.014.294.304.104.000.921.931.135.38Ba </td <td>Rb</td> <td>133</td> <td>131</td> <td>130</td> <td>103</td> <td>91</td> <td>106</td> <td>98.9</td> <td>69.1</td> <td>101</td> <td>90.3</td> <td>92.3</td> <td>61.2</td> <td>51.3</td> <td>52.5</td> <td>48.9</td> <td>140</td>	Rb	133	131	130	103	91	106	98.9	69.1	101	90.3	92.3	61.2	51.3	52.5	48.9	140
Y14.310.84.719.134.5312.016.016.315.416.012.315.825.022.823.69.21Zr214197162166160181212180216201186170252234231179Hf5.615.114.024.42He onp.4.645.484.825.565.525.034.316.056.155.124.38Nb17.713.46.199.046.5311.511.67.9413.912.310.410.711.810.310.210.1Ta1.161.000.420.650.511.010.650.510.810.830.740.790.660.470.530.95Pb16.229.125.817.514.620.827.114.4He onp.22.524.319.715.321.518.722.0Th18.123.09.5312.33.9518.715.16.945.6515.613.813.46.378.615.4725.4U3.344.131.741.910.372.583.292.014.294.304.104.000.921.931.135.38Ba103095513301080129091793390799112501210108010208251150800	Sr	841	837	877	839	870	798	1010	888	701	665	644	906	879	786	771	445
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Y	14.3	10.8	4.71	9.13	4.53	12.0	16.0	16.3	15.4	16.0	12.3	15.8	25.0	22.8	23.6	9.21
Hf5.615.114.024.42He onp.4.645.484.825.565.525.034.316.056.155.124.38Nb17.713.46.199.046.5311.511.67.9413.912.310.410.711.810.310.210.1Ta1.161.000.420.650.511.010.650.510.810.830.740.790.660.470.530.95Pb16.229.125.817.514.620.827.114.4He onp.22.524.319.715.321.518.722.0Th18.123.09.5312.33.9518.715.16.945.6515.613.813.46.378.615.4725.4U3.344.131.741.910.372.583.292.014.294.304.104.000.921.931.135.38Ba103095513301080129091793390799112501210108010208251150800La52.548.131.433.919.947.557.333.245.948.543.742.541.446.338.546.0Ce11289.658.966.734.994.211066.090.290.284.485.080.990.674.379.	Zr	214	197	162	166	160	181	212	180	216	201	186	170	252	234	231	179
Nb $17.7$ $13.4$ $6.19$ $9.04$ $6.53$ $11.5$ $11.6$ $7.94$ $13.9$ $12.3$ $10.4$ $10.7$ $11.8$ $10.3$ $10.2$ $10.1$ Ta $1.16$ $1.00$ $0.42$ $0.65$ $0.51$ $1.01$ $0.65$ $0.51$ $0.81$ $0.83$ $0.74$ $0.79$ $0.66$ $0.47$ $0.53$ $0.95$ Pb $16.2$ $29.1$ $25.8$ $17.5$ $14.6$ $20.8$ $27.1$ $14.4$ $\text{He onp.}$ $22.5$ $24.3$ $19.7$ $15.3$ $21.5$ $18.7$ $22.0$ Th $18.1$ $23.0$ $9.53$ $12.3$ $3.95$ $18.7$ $15.1$ $6.94$ $5.65$ $15.6$ $13.8$ $13.4$ $6.37$ $8.61$ $5.47$ $25.4$ U $3.34$ $4.13$ $1.74$ $1.91$ $0.37$ $2.58$ $3.29$ $2.01$ $4.29$ $4.30$ $4.10$ $4.00$ $0.92$ $1.93$ $1.13$ $5.38$ Ba $1030$ $955$ $1330$ $1080$ $1290$ $917$ $933$ $907$ $991$ $1250$ $1210$ $1080$ $1020$ $825$ $1150$ $800$ La $52.5$ $48.1$ $31.4$ $33.9$ $19.9$ $47.5$ $57.3$ $33.2$ $45.9$ $48.5$ $43.7$ $42.5$ $41.4$ $46.3$ $38.5$ $46.0$ Ce $112$ $89.6$ $58.9$ $66.7$ $34.9$ $94.2$ $110$ $66.0$ $90.2$ $90.2$ $84.4$ $85.0$ $80.9$ $90.6$ <	Hf	5.61	5.11	4.02	4.42	не опр.	4.64	5.48	4.82	5.56	5.52	5.03	4.31	6.05	6.15	5.12	4.38
Ta 1.16 1.00 0.42 0.65 0.51 1.01 0.65 0.51 0.81 0.83 0.74 0.79 0.66 0.47 0.53 0.95   Pb 16.2 29.1 25.8 17.5 14.6 20.8 27.1 14.4 He onp. 22.5 24.3 19.7 15.3 21.5 18.7 22.0   Th 18.1 23.0 9.53 12.3 3.95 18.7 15.1 6.94 5.65 15.6 13.8 13.4 6.37 8.61 5.47 25.4   U 3.34 4.13 1.74 1.91 0.37 2.58 3.29 2.01 4.29 4.30 4.10 4.00 0.92 1.93 1.13 5.38   Ba 1030 955 1330 1080 1290 917 933 907 991 1250 1210 1080 1020 825 1150 800   La 52.5 48.1 31.4 33.9 19.9 47.5 57.3 33.2 45.9 48.5 43.7 <	Nb	17.7	13.4	6.19	9.04	6.53	11.5	11.6	7.94	13.9	12.3	10.4	10.7	11.8	10.3	10.2	10.1
Pb   16.2   29.1   25.8   17.5   14.6   20.8   27.1   14.4   He onp.   22.5   24.3   19.7   15.3   21.5   18.7   22.0     Th   18.1   23.0   9.53   12.3   3.95   18.7   15.1   6.94   5.65   15.6   13.8   13.4   6.37   8.61   5.47   25.4     U   3.34   4.13   1.74   1.91   0.37   2.58   3.29   2.01   4.29   4.30   4.10   4.00   0.92   1.93   1.13   5.38     Ba   1030   955   1330   1080   1290   917   933   907   991   1250   1210   1080   1020   825   1150   800     La   52.5   48.1   31.4   33.9   19.9   47.5   57.3   33.2   45.9   48.5   43.7   42.5   41.4   46.3   38.5   46.0     Ce   112   89.6   58.9	Та	1.16	1.00	0.42	0.65	0.51	1.01	0.65	0.51	0.81	0.83	0.74	0.79	0.66	0.47	0.53	0.95
Th 18.1 23.0 9.53 12.3 3.95 18.7 15.1 6.94 5.65 15.6 13.8 13.4 6.37 8.61 5.47 25.4   U 3.34 4.13 1.74 1.91 0.37 2.58 3.29 2.01 4.29 4.30 4.10 4.00 0.92 1.93 1.13 5.38   Ba 1030 955 1330 1080 1290 917 933 907 991 1250 1210 1080 1020 825 1150 800   La 52.5 48.1 31.4 33.9 19.9 47.5 57.3 33.2 45.9 48.5 43.7 42.5 41.4 46.3 38.5 46.0   Ce 112 89.6 58.9 66.7 34.9 94.2 110 66.0 90.2 90.2 84.4 85.0 80.9 90.6 74.3 79.7   Photos 112 89.6 58.9 67.7 34.9 94.2 110 66.0 90.2 84.4 85.0	Pb	16.2	29.1	25.8	17.5	14.6	20.8	27.1	14.4	не опр.	22.5	24.3	19.7	15.3	21.5	18.7	22.0
U 3.34 4.13 1.74 1.91 0.37 2.58 3.29 2.01 4.29 4.30 4.10 4.00 0.92 1.93 1.13 5.38   Ba 1030 955 1330 1080 1290 917 933 907 991 1250 1210 1080 1020 825 1150 800   La 52.5 48.1 31.4 33.9 19.9 47.5 57.3 33.2 45.9 48.5 43.7 42.5 41.4 46.3 38.5 46.0   Ce 112 89.6 58.9 66.7 34.9 94.2 110 66.0 90.2 90.2 84.4 85.0 80.9 90.6 74.3 79.7   Desite 121 0.01 5.41 10.2 12.8 5.62 101 101 2.65 2.52 110 5.73	Th	18.1	23.0	9.53	12.3	3.95	18.7	15.1	6.94	5.65	15.6	13.8	13.4	6.37	8.61	5.47	25.4
Ba   1030   955   1330   1080   1290   917   933   907   991   1250   1210   1080   1020   825   1150   800     La   52.5   48.1   31.4   33.9   19.9   47.5   57.3   33.2   45.9   48.5   43.7   42.5   41.4   46.3   38.5   46.0     Ce   112   89.6   58.9   66.7   34.9   94.2   110   66.0   90.2   90.2   84.4   85.0   80.9   90.6   74.3   79.7     De   121   0.01   6.65   71.6   5.41   10.2   10.2   10.1   10.1   2.55   2.22   111   2.21   77.7	U	3.34	4.13	1.74	1.91	0.37	2.58	3.29	2.01	4.29	4.30	4.10	4.00	0.92	1.93	1.13	5.38
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ba	1030	955	1330	1080	1290	917	933	907	991	1250	1210	1080	1020	825	1150	800
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	La	52.5	48.1	31.4	33.9	19.9	47.5	57.3	33.2	45.9	48.5	43.7	42.5	41.4	46.3	38.5	46.0
	Ce	112	89.6	58.9	66.7	34.9	94.2	110	66.0	90.2	90.2	84.4	85.0	80.9	90.6	74.3	79.7
PT 12.1 9.91 6.65 /.16 5.41 10.2 12.8 8.93 10.1 10.1 9.65 9.53 9.23 11.1 9.31 7.72	Pr	12.1	9.91	6.65	7.16	5.41	10.2	12.8	8.93	10.1	10.1	9.65	9.53	9.23	11.1	9.31	7.72
Nd 41.1 35.0 22.8 26.2 21.0 36.7 47.4 33.8 37.1 38.1 34.7 37.6 36.4 42.4 32.9 25.7	Nd	41.1	35.0	22.8	26.2	21.0	36.7	47.4	33.8	37.1	38.1	34.7	37.6	36.4	42.4	32.9	25.7
Sm 6.91 5.84 3.46 4.28 3.58 6.20 7.93 6.93 6.25 6.27 5.69 6.60 6.41 7.7 5.76 4.04	Sm	6.91	5.84	3.46	4.28	3.58	6.20	7.93	6.93	6.25	6.27	5.69	6.60	6.41	7.7	5.76	4.04
Eu 1.52 1.43 0.97 0.95 0.94 1.27 1.80 1.59 1.44 1.42 1.40 1.35 1.48 1.79 1.65 0.82	Eu	1.52	1.43	0.97	0.95	0.94	1.27	1.80	1.59	1.44	1.42	1.40	1.35	1.48	1.79	1.65	0.82
Gd 5.08 3.99 2.32 3.32 2.36 4.12 5.78 5.12 4.95 4.79 4.08 4.98 5.94 5.99 5.52 2.8	Gd	5.08	3.99	2.32	3.32	2.36	4.12	5.78	5.12	4.95	4.79	4.08	4.98	5.94	5.99	5.52	2.8
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		0.65	0.46	0.2/	0.36	0.28	0.53	0.69	0.68	0.63	0.59	0.53	0.62	0.84	0.85	0.77	0.34
Dy 2.78 2.35 1.09 1.94 1.24 2.55 3.39 3.41 2.96 3.12 2.65 2.91 4.52 4.55 4.25 1.89	Dy	2.78	2.35	1.09	1.94	1.24	2.55	3.39	3.41	2.96	3.12	2.65	2.91	4.52	4.55	4.25	1.89
Ho 0.47 0.35 0.17 0.31 0.2 0.47 0.6 0.63 0.54 0.57 0.46 0.54 0.92 0.88 0.87 0.34	Ho	0.47	0.35	0.17	0.31	0.2	0.4/	0.6	0.63	0.54	0.57	0.46	0.54	0.92	0.88	0.87	0.34
Er 1.18 0.98 0.36 0.72 0.43 1.11 1.56 1.35 1.44 1.49 1.25 1.41 2.64 2.38 2.48 0.84	Er	1.18	0.98	0.36	0.72	0.43	1.11	1.56	1.35	1.44	1.49	1.25	1.41	2.64	2.38	2.48	0.84
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	1m	0.15	0.14	0.054	0.093	0.08	0.16	0.22	0.1/	0.22	0.23	0.1/	0.16	0.36	0.35	0.35	0.15
Yb 1.21 1.04 0.32 0.64 0.38 1.05 1.31 1.16 1.33 1.31 1.11 1.24 2.31 2.10 2.23 0.89	Yb	1.21	1.04	0.32	0.64	0.38	1.05	1.31	1.16	1.33	1.31	1.11	1.24	2.31	2.10	2.23	0.89
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	LU	0.1/	0.15	120	0.12	0.06	0.15	0.19	0.15	0.20	0.20	0.18	0.18	0.39	0.33	0.3/	0.09/
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	ZKEE	238	199	129	14/	91	206	251	10.3	203	207	190	195	194	21/	1/9	1/1
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	(La/YD)n	29.32	5 10	5 71	33.19	2 50	1 00.3/	29.30	13.34	23.32	23.02	20.00	23.10	12.11	14.9	11.0/	34.93
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	(La/Sm)n	4./8	2.18	J./1	4.98	5.50	4.82	4.33	2.01	4.02	4.8/	4.83	4.05	4.00	3.78	4.21	1.1/
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	(Ou/IU)II Fu/Fu*	0.78	0.00	1.00	4.20	0.00	0.77	0.81	0.82	0.79	2.90	2.90	0.72	0.74	0.80	0.80	0.74

Примечание. Пробы А-128, А-271, А-272, А-325, А-328, А-329, А-324, А-326, А-119, А-121, А-123, А-108, А-118, А-120, А-126, К-157, К-159 — порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и кварцевые сиениты; А-127 — кварцевый монцодиорит; А-141-4 — монцодиорит; А-141-10 — кварцевый монцонит; А-125-3, А-325-1 — мафические инклавы в гранитоидах (сиенит и кварцевый монцодиорит соответственно); А-141-3, А-326-1 — лампрофиры; А-330, А-330-2, А-330-3, А-330-4 — трахиандезит-порфиры; трахиандезит-базальты и трахибазальты — А-331, А-331-2, А-331-1; гранит-порфир — А-538.



Рис. 3. Диаграмма A/NK–A/CNK по (Maniar, Piccoli, 1989) для пород Станового вулкано-плутонического пояса. A/NK =  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ ; A/CNK =  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  в молекулярных количествах. Условные обозначения см. рис. 2.

ряда LIL-элементов – Ва (588–2090 мкг/г), Sr (380–1240 мкг/г), Rb (72–225 мкг/г), а также Th (10-42 мкг/г). Повышенные значения Rb/Sr в этих гранитоидах (до 0.56 в гранитах) указывают на несколько более высокую их дифференцированность по сравнению с породами амуджиканского комплекса. На спайдердиаграммах для гранитоидов (рис. 4) фиксируются положительные аномалии Rb, Th и K, глубокие отрицательные аномалии Nb, Та, Р и Ті и слабо выраженная отрицательная аномалия Ва. В гранитоидах повышенной основности появляются также небольшие положительные аномалии Ва и Sr и отрицательная аномалия Rb. Pacпределение REE в гранитоидах амананского комплекса близко к таковому для пород амуджиканского комплекса:  $(La/Yb)_n = 18.1-72.1$ ,  $(La/Sm)_n = 3.8-7.3$ ,  $(Gd/Yb)_n = 2.03-5.6$  и Eu/Eu\* = 0.59-1.06 (табл. 1, рис. 4).

Распределение микроэлементов в основных породах амананского комплекса мало отличается от аналогичных пород амуджиканского комплекса. Для них характерно обогащение LIL-элементами с наличием небольших положительных аномалий Ва и К и отрицательных – Nb, Ta, P, Ti. Характерной особенностью пород обоих комплексов является согласованность распределения некогерентных элементов в гранитоидах и основных породах, но с бо́льшим обогащением последних особенно в правой части спектра (рис. 4). Усиление кремнекислотности сопровождается обеднением HFS-элементами, особенно в правой части спектра, углублению отрицательных аномалий Ti, P, Ba и некоторому обогащению крупноионными элементами, такими как Th, Rb (рис. 4).

Вулканиты укурейской свиты варьируют по составу от трахибазальтов и трахиандезитобазальтов до трахидацитов и риолитов, с преобладанием пород среднего состава. На рис. 2 и 3 вулканиты укурейской свиты распологаются в поле составов магматических пород амуджиканского и амананского комплексов. Также и по составу элементов-примесей и характеру их распределения рассматриваемые вулканиты практически полностью идентичны магматическим породам этих интрузивных комплексов (рис. 4). Для них также характерно резкое обеднение HFS-элементами правой части спектра (Yb 1.1-2.3 мкг/г, Lu 0.2-0.4 мкг/г и Y 12-25 мкг/г), особенно резко проявленное для вулканитов кислого состава. Для последних свойственно также обогащение Rb, Th и U. Распределения REE в вулканитах (табл. 1, рис. 4) сильно фракционированное ((La/Yb)<sub>n</sub> = 11.7–34.9, (La/Sm)<sub>n</sub> = 3.8–7.2 и (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 2.0–3.2). Еu-аномалия имеет слабо отрицательный характер (Eu/Eu\* = 0.72-0.89). Типична вогнутая форма спектра в области распределения HREE. Спектр REE демонстрирует также увеличение концентраций HREE по мере усиление основности пород.

Таким образом, для магматических пород обоих интрузивных комплексов характерен достаточно широкий спектр составов от основных пород и до типичных гранитов, но с преобладанием гранитоидов повышенной основности, таких как кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты, монцониты и кварцевые сиениты. Отличительной особенностью этих пород является повышенная щелочность и калиевость при достаточно низкой железистости. Кроме того, они отличаются весьма умеренными содержаниями некогерентных элементов за исключением Ba, Sr и Th. Целый ряд геохимических характеристик, таких как высокое содержание  $Al_2O_3 = 14.1-20.9$  мас. %, низкие содержания TiO<sub>2</sub> (0.13-0.97 мас. %) и Y и Yb (4.5-14.0 мкг/г и 0.3–1.5 мкг/г соответственно), высокие значения Sr/Y и La/Yb соотвественно 40–192 и 27.0-107.1 при отсутствии или слабо выраженной отрицательной Еи-аномалии, сближают их с высококремнистыми адакитами и архейскими породами ТТГ-ассоциации (см. Kemp, Hawkesworth, 2004; Martin, 1999; Martin et al., 2005). В классификации (Frost et al., 2001) они отвечают низкожелезистым известково-щелочным гранитоидам. Типичные примеры – это каледонские гранитоиды Ирландии и Британии. Они трактуются как посторогенные шошонитовые гранитоиды и высококалиевые известково-щелочные гранитоиды. Таким образом, гранитоиды этих двух комплексов могут быть обозначены как низкожелезистые



**Рис. 4.** Спайдерграммы и графики распределения REE в породах Станового вулкано-плутонического пояса. Нормировано: примитивная мантия по (Sun, McDonough, 1989), хондрит по (Taylor, McLennan, 1985). Условные обозначения см. рис. 2. Залитые знаки — породы основного состава, незалитые — породы кислого и среднего состава.

известково-щелочные и щелочно-известковые высоко-К гранитоиды адакитового типа. В координатах Sr/Y–Y и (La/Yb)<sub>n</sub>–Yb<sub>n</sub> составы рассматриваемых гранитоидов попадают в поля адакитов и пород ТТГ-ассоциации (рис. 5). На дискриминационных диаграммах (Whalen et al., 1987) эти гранитоиды занимают граничное положение между орогенническими гранитоидами I-, S- и М-типов и гранитами А-типа (рис. 6). В целом по геохимическим характеристикам гранитоиды обоих комплексов могут быть классифицированы как адакиты С-типа, формирование которых связано с постколлизионными обстановками (Xiao, Clements, 2007). Вулканические породы укурейской свиты по своим



**Рис. 5.** Диаграммы Sr/Y–Y (Castillo, 2006) и (La/Yb)<sub>n</sub>–Yb<sub>n</sub> (Richards, 2007) для пород Станового вулкано-плутонического пояса. Условные обозначения см. рис. 2.



**Рис. 6.** Дискриминационные тектоно-магматические диаграммы для гранитоидов Станового вулкано-плутонического пояса. (a) Rb-(Y + Nb), по (Pearce et al., 1984); (б) ( $K_2O + Na_2O$ )/CaO-(Zr + Nb +Ce + Y), по (Whalen et al., 1987). Условные обозначения см. рис. 2.

геохимическим параметрам хорошо соответствуют этой общей геохимической последовательности.

Следует также отметить, что гранитоиды амананского и амуджиканского комплексов весьма близки по своим геохимическим особенностям гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 2–6), доминирующего в составе восточного сегмента Станового вулкано-плутонического пояса. Некоторые отличия связаны с небольшим обогащением пород амуджиканской ассоциации щелочами, в первую очередь калием. Среди микроэлементов наблюдается также небольшое обогащение основных пород REE, Y, Zr, Hf и некоторое обеднение гранитоидов HREE и Y при небольшом обогащении Rb и Th.

# РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (ID-TIMS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические исследования выполнены для кварцевого сиенита амуджиканского комплекса (проба А-325), трахиандезита укурейской свиты

	I												
E	Размерная фракция		Ē	ŀ		Иза	отопные отн	ношения			Boal	раст, млн	L JIET
п/п	(мкм) и характеристика циркона	HaBecka, Mr	Pd, MKT/T	U, MKT/T	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	$^{207}\mathrm{Pb}/_{^{206}\mathrm{Pb}^{\mathrm{a}}}$	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
		×	варцевь	ий сиег	нит аму	джиканског	о комплекс:	а (проба А-3.	25)				
1	100–150, 40 3ep.	0.72	13.60	583	3938	$0.0533 \pm 1$	$0.1807 \pm 1$	0.1615 ± 3	$0.0220 \pm 1$	0.78	$152 \pm 1$	$140 \pm 1$	342 ± 3
5	50-85, 20 3ep., A = 10%	0.13	8.30	353	2044	$0.0523 \pm 1$	$0.1857 \pm 1$	$0.1564 \pm 6$	$0.0217 \pm 1$	0.85	148 土 1	$138 \pm 1$	$300 \pm 4$
З	100-150, 30 3ep.	0.61	13.50	604	2243	$0.0492 \pm 1$	$0.1804 \pm 1$	$0.1404 \pm 2$	$0.0206 \pm 1$	0.79	133 ± 1	132 ± 1	163 ± 2
			Ĩ	рахиан	цезит ул	курейской с	виты (проб;	1 A-330)			-	-	
4	>100, 40 3ep.	1.06	11.7	474	1603	$0.0521 \pm 1$	$0.1792 \pm 1$	$0.1620 \pm 3$	$0.0225 \pm 1$	0.76	$152 \pm 1$	$144 \pm 1$	292 ± 3
5	85-100, 50 3ep.	0.77	13.2	576	2433	$0.0502 \pm 1$	$0.1874 \pm 1$	$0.1472 \pm 2$	$0.0213 \pm 1$	0.82	139 ± 1	$136 \pm 1$	$204 \pm 2$
9	50-85, A = 15%, 12 3ep.	0.08	28.9	1189	559	$0.0491 \pm 2$	$0.1817 \pm 1$	$0.1439 \pm 7$	$0.0213 \pm 1$	0.59	136 ± 1	$136 \pm 1$	152 ± 9
٢	50-85, A = 10%, 10 3ep.	0.05	12.4	465	204	$0.0490 \pm 6$	$0.1934 \pm 1$	$0.1412 \pm 17$	$0.0209 \pm 1$	0.37	$134 \pm 2$	$133 \pm 1$	147 ± 26
				Гранит	аманағ	иского копле	экса (проба	A-123)					
8	85-100, 20 3ep.	0.18	20.5	908	884	$0.0486 \pm 1$	$0.2202 \pm 1$	0.1341 ± 6	$0.0200 \pm 1$	0.46	$128 \pm 1$	$128 \pm 1$	127 ± 5
6	>100, 2 3ep. CLC	*	U/Pb :	= 43.1	260	$0.0487 \pm 4$	$0.1884 \pm 1$	$0.1344 \pm 12$	$0.0200 \pm 1$	0.39	128 ± 1	128 ± 1	133 ± 20
10	>100, 20 3ep.	*	U/Pb :	= 33.1	3227	$0.0818 \pm 1$	$0.2044 \pm 1$	0.3011 ± 9	$0.0267 \pm 1$	0.89	$267 \pm 1$	$170 \pm 1$	1241 ± 3
Примеча А = 10% ного кон	ание. <sup>а</sup> Изотопные отношения – количество вещества, удал гтроля. Величины ошибок (2	(, скорректи снное в прс о) соответс	прованнь лцессе аэ твуют пс	ле на бла роабраз следни	анк и об зивной с м значал	ычный свине обработки циј щим цифрам.	ц; <i>Rho</i> – коэф ркона; CLC –	официент корן - кристаллы ці	сляции ошиб аркона выбра	JOK OTH Hbi c fic	ошений <sup>20</sup> мощью к	<sup>7</sup> Рb/ <sup>235</sup> U— атодолюм	<sup>206</sup> Рb/ <sup>238</sup> U; инесцент-

# Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона

ПЕТРОЛОГИЯ том

том 32 № 4 2024

# АМУДЖИКАНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

427

(проба А-330) и гранита амананского комплекса (проба А-123) из восточной части Западно-Станового супертеррейна. Места отбора проб показаны на рис. 16. Результаты исследований представлены в табл. 2 и на рис. 7 и 8.

Из кварцевых сиенитов (проба А-325) выделен акцессорный циркон, который представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами желтой окраски. Кристаллы имеют призматический облик и огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111} (рис. 1, I–III). Их размер изменяется от 45 до 150 мкм,  $K_{yдл} = 3.0-5.0$ . Циркон из сиенитов характеризуется четко проявленной зональностью и секториальностью, а также присутствием реликтов унаследованных ядер (рис. 7, IV–VI).

Для геохронологических исследований были использованы три микронавески (20–40 зерен) циркона из размерных фракций 50–85 и 100–150 мкм. Точки его изотопного состава ( $\mathbb{N}$  1–3 в табл. 2) располагаются на дискордии (рис. 8а), нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 130 ± 2 млн лет (верхнее пересечение – 1807 ± 140 млн лет, СКВО = 0.34). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, следовательно, полученное значение возраста 130 ± 1 млн лет мы принимаем в качестве возраста кристаллизации кварцевых сиенитов амуджиканского комплекса.

Циркон из трахиандезитов (проба A-330) представлен, главным образом, идиоморфными прозрачными, бесцветными или желтоватыми кристаллами длиннопризматического и призматического облика, которые огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {211} (рис. 7, VII–IX). Размер этих кристаллов изменяется от 50 до 200 мкм,  $K_{yдл} = 2.5-3.0$ . Для циркона характерна четко проявленная магматическая зональность и наличие во многих кристаллах реликтов унаследованных ядер (рис. 7, X–XII).

U-Pb геохронологические исследования проведены для наиболее чистых зерен как для "необработанного" циркона из размерных фракций 50-85, 85-100 и >100 мкм, так и циркона подвергнутого предварительной аэроабразивной обработке (табл. 2). Как видно на рис. 8а, точки изотопного состава изученного циркона № 4, 6 и 7 располагаются на дискордии, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $134 \pm 1$  млн лет (верхнее пересечение  $-1529 \pm 140$  млн лет, СКВО = 3.3). Точка состава циркона из фракции 50-85 мкм, подвергнутого предварительной аэроабразивной обработке, располагается на конкордии, а его возраст составляет  $133 \pm 1$  млн лет (CKBO = 0.11, вероятность конкордантности –75%) и совпадает в пределах погрешности с оценкой возраста, определяемой нижним пересечением дискордии, рассчитанной для трех точек состава циркона, с конкордией. Несколько правее дискордии располагается точка изотопного состава "необработанного" циркона из фракции 85–100 мкм, что может быть связано с разновозрастной компонентой унаследованного свинца в изученном цирконе. Значение конкордантного возраста  $133 \pm 1$  млн лет может быть использовано в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации циркона из трахиандезитов укурейской свиты.

Циркон, выделенный из пробы A-123 гранитов амананского комплекса, представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными бесцветными или светло-желтыми кристаллами. Они обладают коротко-призматическим, реже призматическим, обликом, их размер изменяется от 50 до 200 мкм,  $K_{yдл} = 2.0-3.0$  (рис. 7, XIII–XV). Кристаллы циркона характеризуется отчетливо проявленной зональностью и присутствием значительного количества минеральных, расплавных и газово-жидких включений (рис. 7, XIV–XV). В отдельных полупрозрачных зернах короткопризматического облика выявляются реликтовые унаследованные ядра.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований были использованы как микронавески (20 зерен) наиболее прозрачных кристаллов, отобранных из размерных фракций 85—100 и > 100 мкм (табл. 2), так и единичные зерна, извлеченные непосредственно из препарата для катодолюминесцентных исследований (CLC методика, Poller et al., 1995) для контроля их внутреннего строения.

Точки состава единичных зерен (№ 9) и микронавески циркона из фракции 85-100 мкм (№ 8) располагаются на конкордии (рис. 8б), а величина конкордантного возраста данного циркона составляет  $128 \pm 1$  млн лет (СКВО = 0.03, вероятность конкордантности – 86%). Циркон из более крупной фракции (№ 10) характеризуется более древним возрастом (<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb), что, очевидно, указывает на присутствие более древней компоненты радиогенного свинца. Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для трех точек изотопного состава изученного циркона, с конкордией соответствует возрасту  $128 \pm 1$  млн лет (верхнее пересечение отвечает возрасту 2618 ± 25 млн лет, CKBO = 0.25). Значение конкордантного возраста  $128 \pm 1$  млн лет отвечает наиболее точной оценке возраста кристаллизации изученного циркона.

Совокупность морфологических особенностей циркона из изученных гранитоидов амуджиканского и амананского комплексов и вулканитов укурейской свиты свидетельствует о его кристаллизации из расплава и отсутствии более поздних существенных посткристаллизационных потерь радиогенного свинца. Таким образом, полученные для

428



**Рис. 7.** Микрофотографии кристаллов циркона из проб А-325, А-330 и А-123, выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: I–III, VII–IX, XIII – в режиме вторичных электронов; IV–VI, X–XII, XIV–XV – в режиме катодолюминесценции.



**Рис. 8.** Диаграмма с конкордией для циркона: (а) из проб А-325 и А-330, (б) из пробы А-123. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

этих цирконов оценки возрастов  $130 \pm 1$ ,  $128 \pm 1$  и  $133 \pm 1$  млн лет отвечают возрасту кристаллизации расплавов, родоначальных для этих пород.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Sm-Nd изотопная систематика*. Результаты Sm-Nd изотопных исследований рассматриваемых магматических пород приведены в табл. 3 и на рис. 9, 10, 11 и 13. <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd значение в них варырует в пределах 0.0849–0.1078, что в целом близко к среднекоровому значению (0.11  $\pm$  0.02 млн лет; Millisenda et al., 1998). Все эти магматические породы имеют малорадиогенный изотопный состав Nd и характеризуются относительно небольшими вариациями величины  $\varepsilon_{Nd}(T)$  от –11.3 до –4.8 и Nd модельными возрастами  $T_{Nd}(DM)$  от 1.1 до 1.6 млрд лет. В то же время коровые Nd модельные  $T_{Nd}(C)$  возрасты этих пород составляют 1.3–1.9 млрд лет. При этом породы амананского комплекса несколько отличаются от пород амуджиканского комплекса более широким диапазоном вариаций и менее радиогенным изотопным составом Nd. Трахиандезит укурейской свиты близок по изотопному составу Nd к ассоциирующим гранитоидам амуджиканского комплекса. Важно также отметить, что основные породы обоих интрузивных комплексов мало отличаются по изотопным характеристикам Nd от таковых гранитоидов.

На диаграмме є<sub>Nd</sub>(T)-возраст (рис. 9а) точки изотопных составов гранитоидов и основных пород амуджиканского комплекса располагаются выше полей эволюции изотопного состава неодима всех вмещающих пород Урканского и Уруша-Ольдойского блоков (от раннедокембрийских метаморфических пород могочинского комплекса до юрских орогенических гранитоидов). Это указывает на то, что наряду с коровым компонентом в генезисе пород ассоциации участвует ювенильный, скорее всего, мантийный компонент. Анализ этой диаграммы свидетельствует о том, что наиболее вероятным коровым протолитом для рассматриваемых пород могло послужить вещество мезозойской континентальной коры, образованной в результате юрского орогенического события (поле эволюции изотопного состава Nd гранитоидов с возрастом 160-145 млн лет см. на рис. 9а). Древняя раннедокембрийская кора этих блоков (могочинский метаморфический комплекс) и герцинская кора (коллизионные позднедевонские гранитоиды), по-видимому, мало сказались в составе коровых источников гранитоидов амуджиканского комплекса.

Близкая, но несколько отличная, картина наблюдается и для пород амананского комплекса (рис. 9б). Изотопные составы гранитоидов  $(\epsilon_{Nd}(T) = -11.3...-7.2)$  располагаются в области эволюции изотопных составов вмещающих раннемеловых коллизионных гранитоидов и метаморфических сланцев тунгирской серии или несколько ниже, смещаясь в область менее радиогенных составов Nd. Основные породы имеют наиболее радиогенный изотопный состав Nd ( $\varepsilon_{Nd}(T)$  = = -6.2... -5.6). Таким образом, для пород амананского комплекса, развитых в Тунгиро-Олекминском тектоническом блоке, наиболее вероятным представляется гетерогенный коровый источник, в котором, наряду с веществом молодой коры, сформированной в ходе мезозойского орогенеза, принимает участие и более древний коровый компонент.

*Rb-Sr изотопная систематика*. Результаты Rb-Sr изотопных исследований приведены в табл. 3 и на рис. 10 и 11. Рассматриваемые гранитоиды отличаются низкими значениями <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr (0.2374– 0.4642), которые повышаются в высококремнеземистых гранитах до 1.701, и слегка повышенными

3MC-	
ИИ	
иаци	
соц	
ой ас	
Неск	
ино	
плут	
ано-	
вулк	
кой	
канс	
ижт.	
t amy	
íodoj	
и хих	
ичесн	
Mati	
й маі	
ани	
едон	
ИССЛ	
HILX	
OTOL	
Sr из	
Rb-	
Ndи	
Sm-]	
arы	
зулы	До
<b>3.</b> Pe	doll
ица .	ищих
Табл	щаю

ПЕТРОЛОГИЯ

том 32

<u>№</u> 4

2024

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, MKT/T	Nd, MKT/T	$^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd	$^{143}_{144}Nd/$	$\epsilon_{Nd}(T)$	Т <sub>Nd</sub> (DM), млн лет	Т <sub>Nd</sub> (С), млн лет	Rb, mkr/f	Sr, mkr/f	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	$^{87}\mathrm{Sr}/_{86}\mathrm{Sr}\pm2\sigma_{_{H3M}}$	${}^{(87}_{86}Sr)_{i}$	$\epsilon_{Sr}(T)$
						Амуджи	иканский ко	MILIEKC						
K-159	130	7.17	45.3	0.0956	$0.512254 \pm 3$	-5.8	1160	1428	124.8	916	0.394	$0.708665\pm4$	0.70794	51
K-157	130	4.10	25.2	0.0983	$0.512301 \pm 2$	-4.9	1125	1355						
A-271	130	5.30	35.3	0.0908	$0.512302 \pm 4$	-4.8	1056	1343	134.7	978	0.399	$0.708677 \pm 4$	0.70794	51
A-272	130	6.02	38.3	0.0950	$0.512237 \pm 5$	-6.1	1177	1455	127.5	795	0.464	$0.708795 \pm 4$	0.70794	51
A-326	130	4.75	28.9	0.0992	$0.512250 \pm 2$	-6.0	1202	1440	112.8	921	0.354	$0.708727 \pm 4$	0.70807	53
A-325	130	7.73	48.3	0.0968	$0.512236 \pm 7$	-6.2	1196	1458	125.2	993	0.365	$0.708558 \pm 4$	0.70788	50
A-325-1	130	9.51	58.4	0.0986	$0.512249 \pm 2$	-6.0	1197	1440	137.5	1407	0.283	$0.708210\pm8$	0.70769	47
						Аман	анский ком	плекс						
A-119	128	5.32	33.9	0.0948	$0.512129 \pm 2$	-8.3	1312	1629						
A-121	128	3.76	25.8	0.0881	$0.511969 \pm 4$	-11.3	1437	1880						
A-123	128	5.44	38.7	0.0849	$0.511971 \pm 7$	-11.2	1399	1873	234	397	1.701	$0.711442 \pm 4$	0.70835	57
A-141-10	128	5.72	37.5	0.0922	$0.512182 \pm 6$	-7.2	1218	1540	95.6	1165	0.237	$0.708158 \pm 4$	0.70773	48
A-141-3	128	11.93	70.3	0.1026	$0.512239 \pm 2$	-6.2	1253	1461	169.1	1292	0.379	$0.708166 \pm 6$	0.70748	44
A-141-4	128	5.70	38.4	0.0896	$0.512260 \pm 3$	-5.6	1097	1410	39.8	2177	0.0529	$0.707765 \pm 4$	0.70767	47
						$\mathbf{y}_{\mathbf{K}}$	урейская сві	АТА						
A-330	130	6.70	40.4	0.1001	$0.512273 \pm 1$	-5.5	1181	1403	95.8	701	0.396	0.708728±5	0.70800	52
					Гранил	оиды дן	ревнестанов	ого компле	кса					
A-134	135	6.46	40.4	0.0967	$0.512151 \pm 7$	-7.7	1298	1584						
A-139-3	135	5.23	40.1	0.0787	$0.512060 \pm 7$	-9.2	1227	1703						
A-113	135	1.69	12.09	0.0845	$0.512152 \pm 7$	-7.5	1174	1564						
A-112	135	4.15	26.4	0.0950	$0.512062 \pm 3$	-9.4	1391	1723						
A-137	135	3.00	18.00	0.1008	$0.512182 \pm 7$	-7.2	1301	1539						
					Метамор	фическ	ие породы т	унгирской	серии					
A-120/3	0	16.96	108.7	0.0943	0.512196±5	-8.6	1214	1214						
Примечани (кварцевый А-141-4 – м	е. Амуджик монцодиор афический и	анский 1 ит). Ама инклав (1	сомплекс ананский монцодис	: К-159 – і комплек орит). Уку	гранодиорит; Н с: А-119 – квар рейская свита: .		272 – гранит; іенит; А-121, рахиандезит.	А-271, А-32 А-123 – гран Древнестан	6, А-325 нит; А-1 <sup>,</sup> звой ком	– квари 41-10 – к пллекс: А	евый сие варцевый - 134 – гне	нит; А-325-1 – і монцонит; А- ейсовидный гра	мафически 141-3 – лам нодиорит, /	й инклав профир; А-139-3 —
гнейсовидн.	ый кварцеві	ый монц	онит, А-	113 и А-11	2 — гнейсовидн	ый грани	гт, <b>А-</b> 137 — гн	ейсовидный	кварцев	ый сиен	4T. A-120/	3 – биотитовый	й сланец.	

# АМУДЖИКАНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ



**Рис. 9.** Диаграмма  $\varepsilon_{Nd}(T)$ —возраст для магматических пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации. (а) Породы амуджиканского комплекса и укурейской свиты Урканского и Уруша-Ольдойского тектонических блоков. Условные обозначения см. рис. 2 и 4. 1–4 — поля эволюции изотопного состава Nd вмещающих пород: 1 юрские орогенические гранитоиды (Ларин и др., 2002, 20146; Стриха, 2012); 2 — пермо-триасовые магматические породы Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса (Ларин и др., 2002, 2009, 2010; Kotov et al., 2015); 3 — позднепалеозойские коллизионные граниты (Дриль и др., 2019; Ларин и др., 2013); 4 — раннедокембрийский могочинский инфракомплекс (Ларин и др., 2009, 2010; Kotov et al., 2015). (б) Породы амананского комплекса Тунгиро-Олекминского тектонического блока. Условные обозначения см. рис. 2 и 4. 1–3 — поля и линии эволюции изотопного состава Nd вмещающих пород: 1 — раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комплекса (табл. 3); 2 — пермо-триасовые магматические породы Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса (Ларин и др., 2002, 2009, 2010; Kotov et al., 2015); 3 — биотитовый сланец тунгирской серии (табл. 3).



Рис. 10. Диаграмма  $\varepsilon_{Nd}(T) - ({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_T$  для магматических пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации. 1, 2 – амуджиканский комплекс (1 – гранитоиды, 2 – мафический инклав); 3, 4 – амананский комплекс (3 – гранитоиды, 4 – мафический инклав и лампрофир). 5 – трахиандезит укурейской свиты; 6 – раннемеловые гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Ларин и др., 2018а). 7 – поле составов мезозойских вулканитов Восточно-Монгольской вулканической области (Кузнецов и др., 2022). 8 - поле составов мезозойских (140-124 млн лет) вулканитов и гранитов Амурской микроплиты (Сорокин и др., 2014а). 9 – поле составов мезозойских лампроитов Алданского щита (Davies et al., 2006). ДМ, ВК и НК – область параметров деплетированной мантии, верхней коры и нижней коры соответственно.



**Рис. 11.** Корреляционные диаграммы для пород амананского комплекса: (a)  $SiO_2 - \varepsilon_{Nd}(T)$  и (б)  $SiO_2 - (\epsilon^8 Sr)_{T-1}$ 

значениями первичных  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr (0.7077–0.7083), указывающими на источник с относительно повышенным значением Rb/Sr. Мафические породы несколько отличаются еще более низкими значениями  ${}^{87}$ Rb/ ${}^{86}$ Sr (0.0529–0.3790) и первичных  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr (0.7075–0.7077). Для трахиандезита укурейской свиты характерны значения  ${}^{87}$ Rb/ ${}^{86}$ Sr и первичных  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr (0.396 и 0.7080 соответственно), близкие к значениям этих параметров в гранитоидах повышенной основности амуджиканского комплекса.

*Pb-Pb изотопная систематика*. Изучены калиевые полевые шпаты, как минералы гранитоидов с наиболее низким значением U/Pb и относительно высоким содержанием свинца. Pb-изотопные

данные для остатков от кислотного выщелачивания калиевых полевых шпатов представлены в табл. 4 и на рис. 12 и 13. Главные особенности гранитоидов амуджиканского и амананского комплексов состоят в том, что они характеризуются модельными  $\mu_2 = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$  значениями (9.30– 9.53) и  $\kappa_2 = {}^{232}\text{Th}/{}^{238}\text{U}$  значениями (3.70–3.93), вычисленными по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) и близкими по этим параметрам к среднему коровому свинцу (9.735 и 3.78 соответственно). Рь модельные возрасты в целом мало отличаются от возраста кристаллизации пород, а значения  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ ,  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  и  ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ близки к модельным на возраст этих гранитов. Относительно небольшие вариации изотопных

Номер пробы	Комплекс	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	μ <sub>2</sub>	κ2	Модельный возраст, млн лет						
	Гранито	оиды амуджи	канской вулка	аноплутониче	еской ас	ссоциац	ии						
K-159	Амуджиканский	18.401	15.511	38.184	9.3	3.7	-29						
A-271	Амананский	18.379	15.552	38.327	9.48	3.8	81						
A-141-10	Амананский	18.181	15.554	38.315	9.53	3.93	240						
	Гранитоиды вмещающих пород												
A-134	Древнестановой	18.08	15.526	38.292	9.43	3.98	258						
A-113	Древнестановой	18.214	15.552	38.413	9.51	3.96	210						
A-136-2	Древнестановой	18.063	15.504	38.177	9.34	3.92	224						

Таблица 4. Рb-изотопные данные для остатков после выщелачивания калиевых полевых шпатов из гранитоидов амуджиканского и амананского комплексов и вмещающих пород

Примечание: Модельные параметры были вычислены по (Stacey, Kramers. 1975),  $\mu_2 = {}^{238}U/{}^{204}Pb$  и  $\kappa_2 = {}^{232}Th/{}^{238}U$  в источнике в настоящее время. К-159 – гранодиорит; А-271 – кварцевый сиенит; А-141-10 – кварцевый монцонит; А-134 – гней-совидный гранодиорит, А-113 – гнейсовидный гранит, А-136-2 – лейкогранит.

5

0

-5

-10

-15

-20

-25 16.0 ΗК

 $(T)_{Nd}(T)$ 

**Рис. 12.** Диаграммы в координатах <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb– <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (а) и <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb–<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (б) для магматических пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации. Условные обозначения см. рис. 10, треугольник – раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комлекса. ДМ – модельный тренд изотопной эволюции Pb в деплетированной мантии, согласно (Kramers, Tolstikhin, 1997). КСК – тренд эволюции коры Сибирского кратона, согласно (Ларин и др., 2018а).

отношений Рь в полевых шпатах рассматриваемых гранитоидов, близость значений модельных возрастов и возрастов их кристаллизации, а также близкие и относительно низкие значения параметра μ<sub>2</sub> предполагают несущественную добавку радиогенного Pb с момента кристаллизации полевых шпатов. Таким образом, приведенные изотопные составы свинца в этих минералах с большой долей уверенности можно рассматривать как отвечающие составу обыкновенного Pb в источнике этих гранитов. Следует также отметить, что вмещающие раннемеловые граниты древнестанового комплекса близки по изотопному составу Рb гранитоидам амуджиканского и амананского комплексов, слегка отличаясь более примитивным составом Pb (табл. 4, рис. 12).



<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb

17.0

MΔ

18.0

19.0

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные в статье новые геохронологические данные, демонстрирующие большое сходство возрастных оценок вулканических пород укурейской свиты и ассоциирующих гранитоидов амуджиканского комплекса, свидетельствуют об их когенетичности и принадлежности к единой вулкано-плутонической ассоциации раннемелового возраста. Геохимическая близость этих пород не исключает сделанный ранее вывод (Государственная ..., 2009) об их комагматичности. Возраст гранитоидов амананского комплекса Тунгиро-Олекминского блока совпадает с возрастом гранитоидов амуджиканского комплекса (с которыми их роднит также сходство составов и структурно-текстурных характеристик) и близок к возрастной оценке вулканитов укурейской свиты. Таким образом, в настоящее время с уверенностью можно утверждать, что в восточной части Западно-Станового супертеррейна в возрастном интервале  $133 \pm 1 - 128 \pm 0.5$  млн лет была сформирована амуджиканская вулкано-плутоническая ассоциация, включающая в свой состав рапакивиподобные гранитоиды амананского и амуджиканского комплексов и вулканиты укурейской свиты.

Полученный нами возрастной интервал формирования этой ассоциации в целом достаточно близок к полученным ранее оценкам возраста амуджиканского комплекса восточной части Западно-Станового супертеррейна — 138—125 млн лет (Вах и др., 2013; Сорокин и др., 20146; Стриха, 2006), но позволяет его существенным образом уточнить, а также расширить спектр магматических образований этого возраста, когенетичных амуджиканским гранитоидам.



В то же время чрезвычайно важным обстоятельством является присутствие в западной части Западно-Станового супертеррейна гранитидов, также относимых к амулжиканскому комплексу (Государственная ..., 2009, 2019; Чернышев и др., 2014), и идентичных амуджиканским гранитам восточной части супертеррейна как по структурно-текстурным особенностям, так и по составу, но имеющим позднеюрский возраст. Как было выше сказано, возрастной интервал 162-158 млн лет был обоснован в результате реперного датирования гранитоидов амуджиканского комплекса в пределах Дарасунского золоторудного поля (Государственная ..., 2019; Чернышев и др., 2014) и не подлежит никаким сомнениям. В этой связи вполне резонно встает вопрос о возможной диахронности амуджиканского магматического комплекса. Обоснование этого тезиса безусловно потребует дополнительных комплексных исследований. Собственно говоря, в полихронности магматизма нет ничего необычного. Достаточно вспомнить, к примеру, рапакивигранитные магматические комплексы Восточно-Европейской платформы, где в возрастном интервале около 400 млн лет фиксируется пять магматических импульсов формирования этих специфических гранитов: 1.79-1.74 млрд лет, 1.66-1.62 млрд лет, 1.58–1.56 млрд лет, 1.55–1.47 млрд лет и 1.38-1.35 млрд лет (Ларин, 2011).

Таким образом, амуджиканская вулкано-плутоническая ассоциация восточной части Западно-Станового супертеррейна была сформирована в позднемеловое время (133-128 млн лет) непосредственно сразу после становления батолитов коллизионных гранитоидов древнестанового комплекса – 136–134 млн лет (Котов и др., 2014). По возрасту и составу гранитоиды амуджиканской ассоциации достаточно близки к гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса (127-122 млн лет; Ларин и др., 2014а), образующим крупные батолиты в сопредельном Джугджуро-Становом супертеррейне (рис. 1б). Приведенные данные убедительно показывают, что и те, и другие входят в состав Станового вулкано-плутонического пояса, протягивающегося вдоль Монголо-Охотской сутурной зоны более чем на 1000 км и сшивающего тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (Ларин и др., 2021, 2022).

При этом следует отметить, что гранитоиды амуджиканской ассоциации слегка отличаются в сторону некоторого удревнения (133–128 млн лет) от гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса (127–122 млн лет), доминирующего в составе восточного сегмента Станового вулкано-плутонического пояса в Джугджуро-Становом супертеррейне. Еще бо́льший временной разрыв фиксируется между возрастами ассоциирующих вулканитов этих двух супертеррейнов – 133 млн лет для Западно-Станового и 117–110 для Джугджуро-Станового

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

супертеррейна. Из этого следует, что в направлении с востока на запад (от Палеопацифики вглубь континента) происходит закономерное увеличение возраста магматизма Станового вулкано-плутонического пояса.

### Источники вещества

Выявление источников вешества является одной из важнейших задач, встающих перед исследователями магматических пород. Амуджиканская вулкано-плутоническая ассоциация отличается широкими вариациями петрографического и химического состава от габбро до гранита (SiO<sub>2</sub> = = 51.40-71.85 мас. %) при явном преобладании пород среднего состава и гранитоидов повышенной основности. В породах ассоциации широко развиты процессы гибридизма и минглинга. Все это указывает на процессы смешения магм основного и кислого состава в ходе формирования пород ассоциации. Этому утверждению не противоречат Nd-изотопные данные (табл. 3, рис. 9). Для гранитоидов амуджиканской ассоциации, как было сказано выше, наиболее вероятным представляется гетерогенный коровый источник, в котором, наряду с веществом молодой коры, сформированной в ходе мезозойского орогенеза, вероятно, принимает участие и более древний коровый компонент.

Что касается мантийного источника, то анализ геохимических особенностей пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации и в первую очередь пород основного состава позволяет получить некоторые ограничения на возможные типы таких источников. Общим для всех пород рассматриваемой магматической ассоциации является относительная обогащенность большинством LIL-элементов и обедненность HFS-элементами. По сравнению с OIB они обогащены Ba, Sr, Rb, Th, U, Pb, LREE и обеднены Nb, Ta, Y и HREE. Положительные аномалии K, Rb, Sr, Ba, Th и глубокие отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti, P на спайдерграммах (рис. 4) указывают на существенную роль субдукционного компонента в источниках этих пород. На диаграммах Nb-U, Ta-Th, Zr-Nb, а также графиках "канонических отношений" элементов Nb/U-Nb, Th/Ta-Nb, Zr/Nb-Nb, Nb/U-Zr/Nb, Nb/U-Th/Ta, предложенных (Коваленко и др., 2009), большинство составов тяготеет к полю известково-щелочных пород. Также и на диаграммах Zr/Nb-Th/Nb и Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2005) большинство составов основных пород ассоциации попадают в поле островодужных базальтов, а на графике Zr/Nb-Nb/Th - в поле обогащенной мантии (Condie, 2003). Низкие значения Nb/U (2.5-12.8) исключают источники типа MORB и OIB в генезисе этих пород (см. Kepezhinskas et al., 1996). Также и на графиках Th/Ta–La/Yb (Tolinson, Condie, 2001) и Ba/Nb–La/Nb (Bi et al., 2015) рассматриваемые

породы несут геохимические черты пород надсубдукционного происхождения. Подобные геохимические особенности пород рассматриваемой магматической ассоциации, вероятнее всего, обусловлены унаследованием субдукционного компонента от метасоматизированной мантии, сформировавшейся во время предшествующего этапа субдукции. Специфические черты этого источника объясняются действием водного флюида, отделяюшегося от субдуцирующей океанической литосферы, на мантийный источник. Для такого флюида характерны аномально высокие концентрации Ва, Sr, Pb и аномально низкие – Ta, Nb и Ti (Kogiso et al., 1997; Miller et al., 1994). По данным (Ярмолюк и др., 1998), подобная литосферная мантия, метасоматизированная в результате субдукционных процессов, могла быть источником позднеюрскихраннемеловых вулканитов Западно-Забайкальского рифтового пояса, который с запада примыкает к Становому вулкано-плутоническому поясу, образуя, по (Ларин и др., 2022), единую рифтовую систему, протягивающуюся вдоль Монголо-Охотского сутурного шва более чем на 2000 км.

На диаграмме  $\varepsilon_{Nd}(T) - ({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_T$  (рис. 10) видно, что изотопные параметры Sr и Nd в породах амананского комплекса характеризуются большей степенью дисперсии по сравнению с породами амуджиканского комплекса. Значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  в породах аманаского комплекса варьируют от -5.6 до -11.3, а (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>Т</sub> – от 0.7075 до 0.7083, образуя таким образом тренд, тянущийся в своем нижнем окончании в область параметров обогащенного источника с характеристиками верхней коры. Мафические породы амананского комплекса находятся в верхнем окончании указанного тренда. Породы амуджиканского комплекса значимых вариаций на этом графике не проявляют. Изотопные характеристики Sr и Nd в мафическом инклаве этого комплекса демонстрируют сходство с изотопными характеристиками Sr и Nd во вмещающих их гранитоидах. Из рис. 10 видно, что породы амуджиканского комплекса, как и трахиандезит укурейской свиты, характеризуются несколько более высоким значением  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{T}$ , а также значениями ε<sub>Nd</sub>(T), сходными с мафическими породами аманаского комплекса.

На диаграммах SiO<sub>2</sub>— $\epsilon_{Nd}(T)$  и SiO<sub>2</sub>— $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$  (рис. 11) породы амананского комплекса образуют отрицательную и положительную корреляцию соответственно, что указывает на их формирование при участии двух источников: мантийного базитового ( $\epsilon_{Nd}(T) > -5.6$  и ( $^{87}Sr/^{86}Sr)_T < 0.7075$ ) и древнего корового сиалического ( $\epsilon_{Nd}(T) < -11.3$  и ( $^{87}Sr/^{86}Sr)_T > 0.7083$ ). Производные мантийного источника — мафические породы шошонитового типа отличаются от гранитов, представляющих коровый источник, обогащением Sr, Ba, P, Zr, HREE и Y. Коровый источник генерирует магмы

с геохимическими особенностями гранитов адакитового типа, для которых характерно относительное обогащение Rb, Pb, Th и обеднение Y, HREE и Zr. Они отличаются высокими значениями Sr/Y и La/Yb (40-192 и 34-76 соответственно) и крайне низкими концентрациями Y и Yb (5.0-9.4 и 0.32-0.73 мкг/г соответственно) (рис. 4, табл. 1). Взаимодействие этих двух источников могло определяться либо смешением двух расплавов, либо механизмом ассимиляции – фракционной кристаллизацией. Широко развитые явления гибридизма и минглинга, скорее, указывают на первый вариант. Состав мафических пород предполагает минимальное участие древнекорового источника. При этом изотопные характеристики Sr и Nd в мафических породах амананского комплекса существенно отличаются от параметров деплетированной мантии. Это указывает на то, что мантийным источником пород амананского комплекса была метасоматически обогащенная литосферная мантия с некоторой долей субдуцированного терригенного компонента (продукта сноса с древних щитов) либо мантия, метасоматизированная на ранних докембрийских этапах формирования литосферы в рассматриваемом регионе. Достаточно гомогенный по изотопным параметрам Sr и Nd состав пород амуджиканского комплекса указывает на их образование преимущественно при участи того же метасоматически обогащенного мантийного источника, что и породы амананского комплекса.

На диаграмму  $\varepsilon_{Nd}(T) - ({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_T$  (рис. 10) вынесены поля составов гранитоидов и вулканических пород возрастного интервала 140-125 млн лет Амурской микроплиты (Сорокин и др., 2013), позднемезозойских внутриплитных вулканитов Восточно-Монгольской вулканической области (Кузнецов и др., 2022), а также составы коллизионных гранитов позднестанового комплекса (~140 млн лет), развитых в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна (Ларин и др., 2018а). Как было показано в работе (Кузнецов и др., 2022), основным источником вулканических пород Восточно-Монгольской вулканической области была метасоматически обогащенная литосферная мантия. Соответственно, изотопные характеристики Sr, Nd и Pb в указанных вулканитах отражают изотопные параметры Sr, Nd и Pb в метасоматизированной литосферной мантии Восточно-Монгольского сегмента литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса. В свою очередь, изотопные характеристики Sr и Nd в породах мезозойских вулкано-плутонических комплексов Амурской микроплиты отражают изотопные параметры Sr и Nd ее литосферной мантии и молодой коры. На рис. 10 видно, что изотопные характеристики Sr и Nd в породах амуджиканского комплекса и основных породах амананского комплекса существенно смещены относительно поля составов мезозойских пород

Восточно-Монгольской вулканической области и Амурской микроплиты в область более радиогенного состава Sr и менее радиогенного состава Nd. Это может быть обусловлено как вкладом древнекорового источника с параметрами верхней коры (коровая контаминация), так и гетерогенностью изотопных характеристик Sr и Nd в обогащенной литосферной мантии в пределах различных сегментов Центрально-Азиатского складчатого пояса. В последнем случае очевидно, что южнее Монголо-Охотской сутурной зоны литосферная мантия могла иметь более деплетированные характеристики Sr и Nd, чем литосферная мантия, расположенная севернее этой зоны, в пределах тектонических структур южного обрамления Сибирского кратона.

В координатах  $\varepsilon_{Nd}(T) - ({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_{T}$  на рис. 10 видно, что тренд, который образуют изотопные составы гранитов позднестанового комплекса, является субпараллельным и смещенным ниже тренда, образуемого породами амананского комплекса. Как было показано в работе (Ларин и др., 2018а), вещественный состав гранитов позднестанового комплекса сформировался при существенном участии вещества раннедокембрийской континентальной коры Джугджуро-Станового супертеррейна, в пределах которого эти граниты формировались. На это указывает то, что изотопные параметры Pb, Sr и Nd корового источника гранитов позднестанового комплекса отвечают параметрам древней нижней коры, близкой по изотопному составу к раннедокембрийской литосфере Алданского щита. Наблюдаемое распределение изотопных характеристик Sr и Nd для гранитов амананского комплекса указывает на то, что коровый источник этих гранитов отличался от корового источника гранитов позднестанового комплекса более радиогенным изотопным составом Sr и, возможно, более радиогенным составом Nd, что свидетельствует о более молодом возрасте корового источника гранитов аманансого комплекса. В свою очередь, наблюдаемое различие в изотопных характеристиках Sr и Nd между гранитоидами амананского и амуджиканского комплексов указывает на меньшую роль корового источника в породах последнего.

Изотопные составы Pb в породах амананского и амуджиканского комплексов близки между собой и располагаются на диаграммах изотопных отношений Pb (рис. 12) между областями составов гранитов позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна и полем составов позднемезозойских Au-, Au-Mo- и Mo-W-месторождений и рудоносных гранитов (Берзина и др., 2013, 2015; Чугаев и др., 2013), развитых в пределах Аргунского террейна Амурской микроплиты, а также вулканитов Восточно-Монгольской вулканической области. При этом изотопные составы Pb в гранитах амананского и амуджиканского комплексов тяготеют к полю изотопных составов Pb Аргунского

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

террейна и вулканитов Восточно-Монгольской вулканической области, отражающих параметры метасоматизированной литосферной мантии и континентальной коры, входящей в состав сегментов литосферы к югу от Монголо-Охотской сутуры.

По изотопным характеристикам Sr, Nd и Pb роль компонента деплетированной мантии в составе пород амуджиканской магматической ассоциации не очевидна. Таким образом, можно полагать, что вещественный состав этих гранитоидов формировался при участии двух источников: континентальной коры и метасоматически обогащенной литосферной мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса. Формирование последней, как было показано ранее (Кузнецов и др., 2022; Ярмолюк и др., 1998), связано с субдукционными процессами на стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана, в ходе которых происходило метасоматическое преобразование мантии с привносом в нее расплавов и флюидов, несущих изотопные параметры терригенных осадков, отвечающие источнику EMII-типа или верхней коры.

Близость изотопных составов гранитоидов амуджиканской магматической ассоциации и вмещающих коллизионных гранитов древнестанового комплекса в координатах  $^{206}$ Pb/ $^{204}$ Pb- $\varepsilon_{Nd}$ (T) (рис. 13) может указывать на близкие коровые источники этих пород. Некоторое смещение изотопных составов первых относительно вторых в область составов раннемеловых вулканитов Амурской плиты и Восточно-Монгольской вулканической области, изотопные характеристики которых отражают параметры их основного источника – метасоматизированной литосферной мантии, демонстрирует смену чисто корового коллизионного гранитного магматизма на мантийно-коровый постколлизионный. Однако следует отметить, что в формировании гранитоидов амуджиканской магматической ассоциации также мог участвовать и более древний коровый компонент. На это указывает присутствие в гранитах амананского комплекса двух проб (А-121 и А-123, табл. 3), характеризующихся значениями  $\varepsilon_{Nd}(T)$ , которые несколько ниже значений этого параметра во вмещающих их гранитах древнестанового комплекса (-11.3...-11.2 и -9.4... -7.2 соответственно).

Заметное снижение роли древнекорового компонента, несущего изотопные параметры нижней коры в составе пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации, а также и во вмещающих их коллизионных гранитах предшествующего этапа, отражает смену вещественного состава континентальной коры при переходе от Джугджуро-Станового супертеррейна к Западно-Становому. При этом происходит не просто смена соотношения корового и мантийного источников. Положение точек рассматриваемых гранитов на диаграмме изотопных характеристик Sr и Nd, а также Pb указывает на то, что происходит смена и состава корового компонента. Если в составе гранитов, развитых в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна, участвовал коровый компонент с параметрами нижней коры (малорадиогенный изотопный состав Sr и Nd, и примитивный Pb), то в составе гранитоидов, развитых в пределах Западно-Станового супертеррейна, участвовал верхнекоровый компонент с более радиогенным изотопным составом Sr и Pb.

Таким образом, на основании анализа приведенных геохимических и изотопных (Nd, Sr и Pb) данных можно полагать, что формирование исходных магм пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации происходило в результате мантийно-корового взаимодействия, при смешении первичных базитовых мантийных магм или их производных и вторичных анатектических расплавов, возникших в результате парциального плавления вешества континентальной коры Западно-Станового супертеррейна. Коровый компонент в составе источника имеет гетерогенную природу и длительную историю формирования и был окончательно сформирован в результате раннемелового коллизионного события, обусловленного столкновением континентальных масс Сибирского и Сино-Корейского континентов (Котов и др., 2014; Ларин и др., 2006, 2018а). Мантийное вещество представлено обогащенной литосферной мантией Центрально-Азиатского складчатого пояса, формирование которой связано с субдукционными процессами на стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана (Кузнецов и др., 2022), в ходе которых происходило метасоматическое преобразование мантии с привносом в нее расплавов и флюидов, несущих изотопные параметры, отвечающие источнику EMII-типа или верхней коры.

## Геодинамическая обстановка формирования магматических пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации

В настоящее время адакитовый магматизм связывается не только с тектоническими обстановками субдукционного типа, но и с обстановками трасформных океанических разломов (Haschke, Ben-Avraham, 2001, 2003) и коллизии континентконтинент (Guo et al., 2007; Haschke, Ben-Avraham, 2005; Xiao, Clements, 2007). Что касается позднемезозойского магматизма Востока Азии и Станового вулкано-плутонического пояса в частности, то и здесь существуют самые различные точки зрения относительно геодинамических обстановок его формирования. Выделим среди них только главные: (1) активная континентальная окраина (Гордиенко и др., 2000; Натальин, 1991); (2) трансформная континентальная окраина калифорнийского типа (Геодинамика ..., 2006; Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999; Maxson, Tikoff, 1996; Teyssier,

Тікоff, 1998); (3) внутриплитный магматизм, связанный с активностью мантийных плюмов (Ярмолюк и др., 2011, 2019); (4) постколлизионный магматизм, обусловленный закрытием Монголо-Охотского океана (Зоненшайн и др., 1990; Ларин и др., 2014а, 2018а; Donskaya et al., 2013; Dong et al., 2015; Wang et al., 2006, 2015).

Как было показано выше, породы амуджиканской вулкано-плутонической асоциации не соответствуют породам надсубдукционного происхожления и не связаны с активностью мантийных плюмов. Главными источниками пород этой ассоциации является континентальная кора и вещество литосферной мантии, метасоматизированное в ходе предшествующих субдукционных процессов и обогащенное LIL-элементами, такими как Ba, Sr, Pb, LREE, Th и U, и обедненное Ta, Nb, HREE, Y и Ti. К близким представлениям пришли и другие исследователи позднемезозойского магматизма Востока Азии (Геодинамика ..., 2006; Сахно, 2001; Сорокин и др., 2010, 2014а; Стриха, 2012; Fan et al., 2003; Wang et al., 2015). Следует также напомнить, что последний импульс субдукционного магматизма произошел в Монголо-Охотском орогене в средней юре (Геодинамика ..., 2006; Ларин и др., 2020; Парфенов и др., 2003).

Геодинамическая обстановка трансформной континентальной окраины калифорнийского типа, вероятно, также неприемлема для объяснения специфики проявления магматизма амуджиканской магматической ассоциации и Станового вулкано-плутонического пояса в целом. Тектоническое положение этого пояса контролируется Монголо-Охотской сутурной зоной. Пояс протягивается субпараллельно этой сутуре более чем на 1000 км в направлении от Палеопацифики внутрь континента и сшивает тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (Ларин и др., 2022). Формирование магматических ассоциаций Станового пояса происходило не раньше, чем через 50 млн лет после завершения субдукционных процессов в Монголо-Охотском океане (Ларин и др., 2020) и чем через 10 млн лет после окончательного его закрытия и коллизии континет-континент в раннем мелу (Зоненшайн и др., 1990; Ларин и др., 2018а; Парфенов и др., 2003; Cogne et al., 2005; Meng, 2003). Следует также отметить, что существует и иная точка зрения о более раннем, среднеюрском, времени закрытия Монголо-Охотского океана и столкновении Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов (Заика и др., 2020; Смирнова и др., 2017; Sorokin et al., 2020, 2023). Она тем более исключает возможность развития магматизма Станового вулкано-плутонического пояса по сценарию континентальной окраины калифорнийского типа.

Наиболее вероятной представляется геодинамическая модель формирования амуджиканской

магматической ассоциации в постколлизионной обстановке, в условиях коллапса ранее сформированных орогенических сооружений. При этом в результате деламинации нижней части континентальной литосферы происходил апвеллинг астеносферной мантии, приводивший к выплавлению базитовых расплавов шошонитового типа из метасоматизированной литосферной мантии и анатектических коровых расплавов адакитового типа, смешение которых привело к формированию родоначальных магм амуджиканской магматической ассоциация. Стоит также отметить, что на западном продолжении Станового пояса практически в то же время (~140 млн лет) коллапс переутолщенной литосферы привел к крупномасштабному растяжению земной коры и развитию комплексов метаморфических ядер, формированию pull-apart впадин с вулканическим выполнением бимодального типа и внедрению щелочных гранитов (Ларин и др., 2018б).

Геохимические характеристики пород амуджиканской ассоциации наиболее близки к гранитам посколлизионного типа. Принадлежность пород ассоциации к адакитам С-типа явно указывает на их постколлизионную природу (см. Xiao, Clements, 2007). На диаграмме Rb–(Y + Nb) Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) они тяготеют к гранитам постколлизионного типа, несколько смещаясь к полю коллизонных гранитов (рис. 6). На дискриминационной диаграмме SiO<sub>2</sub>–DF<sub>3</sub> для адакитовых гранитоидов (Великославинский и др., 2018) они отвечают постколлизионным гранитам и значимо отличаются от адакитовых гранитоидов островных дуг (рис. 14).

Полученные новые геохронологические, изотопно-геохимические и геохимические данные демонстрируют, что амуджиканская магматическая ассоциация хорошо вписывается в структуру Станового вулкано-плутонического пояса, дополняя картину его латеральной возрастной и вещественной зональности. Формирование Станового пояса напрямую связано с закрытием Монголо-Охотского океана. Окончательное закрытие восточного сегмента океана привело к столкновению континентальных масс Сибирского и Сино-Корейского континентов на рубеже 138-140 млн лет, которое вызвало переутолщение континетальной коры и литосферы и, как следствие, высокоградный региональный метаморфизм, коровое плавление и гранитообразование в пределах Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (Котов и др., 2014; Ларин и др., 2018а). Последующие процессы крупномасштабного литосферного растяжения, связанные с коллапсом коллизионного орогена, привели к интенсивному постколлизионному магматизму и формированию Станового вулкано-плутонического пояса. Этот магматизм имеет явную тенденцию к омоложению в направлении из внутренних частей континента к Палеопацифике, от 133-128 и до 116-110 млн

2 Коллизионные и постколлизионные адакитовые гранитоиды P пЦ Don 1 6 DF3  $\cap$ 0 0 0 0 -1  $\Diamond$ Адакитовые гранитоиды островных дуг -2 <sup>tt</sup> 1.1 60 56 64 68 72 SiO<sub>2</sub>, мас. %

**Рис. 14.** Дискриминантная диаграмма SiO<sub>2</sub>-DF<sub>3</sub> (Beликославинский и др., 2018) для гранитойдов амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации. Условные обозначения см. рис. 2. F = 0.0055Y + $+ 0.52 \text{FeO}^* + 0.009 \text{Nb} + 0.019 \text{Na}_2 \text{O} + 0.31 \text{SiO}_2 + 0.009 \text{Nb} + 0$  $+ 1.3 \text{TiO}_2 + 0.36 \text{K}_2 \text{O} + 0.28 \text{Al}_2 \text{O}_3 + 0.29 \text{CaO} -$ -0.0014 Rb + 0.046 Yb - 0.24 MgO - 0.0013 Ce + + 0.095Eu - 0.0002Zr + 0.029Sm - 0.0084Nd ++ 0.0033La - 30.9, FeO\*  $= 0.9Fe_2O_3 + FeO$ , петрогенные элементы в мас. %, редкие элементы – мкг/г. Заштрихованный четырехугольник – область неопределенности, ограниченная 95% распределения фигуративных точек островодужных и коллизионных/постколлизионных гранитоидов. Источники данных – многочисленные публикации, в меньшей степени база данных GEOROC.

лет. В этом же направлении происходит закономерная смена умеренно-щелочного шошонит-адакитового магматизма известково-щелочным магматизмом адакитового типа (Ларин и др., 2022). Подобная однонаправленная возрастная зональность, возможно, является отдаленным следствием коллизионных процессов, связанных с закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна "по типу ножниц" с запада на восток (Зоненшайн и др., 1990; Глубинное ..., 2010; Ларин и др., 2014, 2018а, 2020, 2021; Стриха, 2012; Davis et al., 2006; Dong et al., 2007, 2015; Meng, 2003; Xu et al., 2013). Изотопная и геохимическая зональность постколлизионного магматизма отражает также изменение характера мантийных и коровых источников.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Магматические породы амуджиканского и амананского комплексов и вулканиты укурейской свиты восточной части Западно-Станового

супертеррейна (Тунгиро-Олекминский, Урканский и Уруша-Ольдойский тектонические блоки) имеют близкие минералого-петрографические и геохимические характеристики и могут быть классифицированы как высококалиевые адакиты С-типа. Они образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию, сформированную в интервале  $133 \pm 1 - 128 \pm 1$  млн лет. Важным обстоятельством является присутствие в западной части Западно-Станового супертеррейна близких по составу и структурно-текстурных особенностям гранитоидов, также относимых к амуджиканскому комплексу, но для которых установлен более древний возраст формирования – 162–158 млн лет (Чернышев и др., 2014; Государственная ..., 2019). Подобная диахронность амуджиканского комплекса, вероятно, обусловлена повторяемостью геодинамических обстановок позднемезозойского магматизма в разных частях Западно-Станового супертеррейна – поздняя юра в западной его части и ранний мел в восточной.

2. Формирование исходных магм пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации происходило в результате мантийно-корового взаимодействия при смешении первичных базитовых мантийных магм или их производных и анатектических расплавов, возникших в результате парциального плавления вещества континентальной коры Западно-Станового супертеррейна. Коровый компонент в составе источника имел гетерогенную природу и длительную историю развития и был окончательно сформирован в результате раннемелового коллизионного события. Для него типичны верхнекоровые изотопные параметры – повышенные значения Rb/Sr и U/Pb и пониженное Sm/Nd в источнике. Мантийный компонент представлен веществом обогащенной литосферной мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса, формирование которой, связано с субдукционными процессами на стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана (Кузнецов и др., 2022), в ходе которых происходило метасоматическое преобразование мантии с привносом в нее расплавов и флюидов, несущих изотопные параметры, отвечающие источнику EMII-типа или верхней коры.

3. Изотопные исследования позднемезозойских гранитоидов двух сопредельных крупных тектонических блоков (Западно-Станового и Джугджуро-Станового) позволили выявить кардинальные различия в составе и происхождении континентальной коры этих структур. Если для первого характерна фанерозойская континентальная кора с изотопными параметрами верхней коры, то для второго – древняя нижняя кора.

4. Наиболее вероятной представляется геодинамическая модель формирования амуджиканской магматической ассоциации в постколлизионной обстановке, в условиях коллапса ранее сформированных орогенических сооружений. При этом в результате деламинации нижней части континентальной литосферы происходил апвеллинг астеносферной мантии, приводивший к выплавлению базитовых расплавов шошонитового типа из метасоматизированной литосферной мантии и анатектических коровых расплавов адакитового типа.

5. Полученные данные демонстрируют, что амулжиканская магматическая ассоциация хорошо вписывается в структуру Станового вулкано-плутонического пояса, дополняя картину его латеральной возрастной и вещественной зональности. Формирование этого пояса связано с закрытием Монголо-Охотского океана. Окончательное закрытие восточного сегмента этого океана привело к столкновению континентальных масс Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов на рубеже ~140 млн лет, вызвавшего переутолщение континетальной коры и, как следствие, высокоградный региональный метаморфизм, коровое плавление и гранитообразование. Последующий коллапс коллизионного орогена, сопровождавшийся крупномасштабным литосферным растяжением, привели к интенсивному постколлизионному магматизму и формированию Станового вулкано-плутонического пояса. Этот магматизм имеет явную тенденцию к омоложению в направлении из внутренних частей континента к Палеопацифике, от 133-128 и до 116-110 млн лет. В этом же направлении происходит закономерная смена состава магматизма Станового вулкано-плутонического пояса с умеренно-щелочного шошонит-адакитового на известково-щелочной магматизм адакитового типа.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность рецензентам В.В. Ярмолюку и Т.В. Донской за ценные советы и конструктивные замечания, способствовавшие улучшению текста статьи, а также искреннюю благодарность А.А. Сорокину за бескорыстную помощь в организации и проведении полевых работ в Амурской области и плодотворное обсуждение проблем магматизма и тектоники Востока Азии.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00191, https://rscf.ru/project/22-27-00191/"

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. и др. Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. и др. Жирекенская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): U-Pb возраст, источники, геодинамическая обстановка // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 571–594. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Возраст, геохимические особенности и источники трахиандезитов Моготинского вулканического поля (Становой вулкано-плутонический пояс, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 10. С. 1772–1783.

https://doi.org/10.15372/GiG20161002

Вах А.С., Авченко О.В., Горячев Н.А. и др. Новые изотопные U-Pb данные о возрасте метаморфических и магматических пород восточной оконечности Селенгино-Станового орогенного пояса // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 4. С. 432–439. https://doi.org/10.7868/S0869565213160226

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 255–264. https://doi.org/10.7868/S0869590318030032

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России // Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1655–1669.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-51. Сковородино, М-51. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 448 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Олёкминская. Лист N-50-XXXII (Вершино-Дарасунский). Объяснительная записка / С.А. Козлов, С.А. Новченко, Ф.И. Еникеев; Минприроды России, Роснедра, Забайкалнедра, ОАО "Читагеолсъемка". М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 2019. 139 с.

Дриль С.И., Ковач В.П., Бельков Д.А. и др. Гранитоиды Олекминского комплекса Восточного Забайкалья: U-Pb LA-ICP-MS геохронология по цирконам и источники вещества по Sm-Nd изотопным данным // Материалы совещания "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)" 15–18 октября 2019 г., Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. Вып. 17. С. 88–90.

Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Геохимия метаосадочных пород, источники кластического материала и тектоническая природа мезозойских впадин северного обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 3. С. 357–377. https://doi.org/10.15372/GiG2019095

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1–2. 327 с., 334 с. Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Отношение элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометального месторождения, Западная Монголия // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 175–196.

Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б. и др. Раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 4. С. 451–456.

Кузнецов М.В., Саватенков В.М., Шпакович Л.В. и др. Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области: по данным геохимических и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 457–479. https://doi.org/10.31857/S086959032205003X

*Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 395–399.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 2. С. 222–226.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Геология Джугджуро-Становой складчатой области // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, 2–4 июня 2009 г., Санкт-Петербург, Т. 1. СПб: ЧП Каталкина, 2009. С. 306–309.

Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. Тектоно-магматическая эволюция Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010. С. 25–26.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Пояс гранитных батолитов олекминского и позднестанового комплексов Селенгино-Станового супертеррейна: возраст, геохимия и тектоническое положение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. Вып. 11. С. 148–149.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинского-бакаранского комплекса Удско-

Зейского магматического пояса // Докл. АН. 2014а. Т. 456. № 3. С. 314–319.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды тукурингского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Докл. АН. 2014б. Т. 457. № 6. С. 692–697.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Петрология. 2018а. Т. 26. № 5. С. 463–485.

https://doi.org/10.1134/S0869590318050047

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение вулканических пород Усуглинской впадины и щелочных гранитов дотулурского комплекса (Западное Забайкалье) // Докл. АН. 2018б. Т. 482. № 6. С. 680–684. https://doi.org/10.31857/S086956520002929-4

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннеюрские супрасубдукционные гранитоиды удского комплекса юго-западного окончания Удско-Мургальской магматической дуги: новые данные о возрасте и источниках // Докл. АН. 2020. Т. 492. № 2. С. 21–25.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение гранитоидов Удского комплекса Джугджурского блока Станового структурного шва: новые данные о формировании гигантских магматических поясов Восточной Азии // Докл. АН. 2021. Т. 498. № 1. С. 12–17. https://doi.org/10.31857/S268673972105008X

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Становой вулкано-плутонический пояс (Центрально-Азиатский орогенный пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 161–163.

*Мельников Н.Н.* Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.

Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. Т. 10. № 5. С. 3–23.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В. и др. Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях зон мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита // Петрология. 1996. Т. 4. № 4. С. 421–435. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

*Сахно В.Г.* Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И. и др. Геохимия, источники и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. № 2. С. 127–148.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 4. С. 473–485.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др. Позднемезозойский адакитовый вулканизм Уганской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-геохронологические и геохимические данные // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 4. С. 445–449.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др. Позднемезозойские трахиандезиты Бомнакской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar геохронологические и геохимические данные // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 5. С. 560–564. https://doi.org/10.7868/S0869565213240213

Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014а. Т. 22. № 1. С. 72–84. doi: 10.7868/S0869590313050063

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. и др. Корреляция процессов рудообразования на золото-полиметаллическом месторождении Березитовое западной части Селенгино-Станового супертеррейна и региональных тектоно-магматических событий // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 3. С. 432–448.

*Стриха В.Е.* Позднемезозойские коллизионные гранитоиды Верхнего Приамурья: новые геохимические данные // Геохимия. 2006. № 8. С. 855–872.

Стриха В.Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Монография. Часть І.В.Е. Стриха. Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2012. 188 с.

Тимашков А.Н., Шатова Н.В., Бережная Н.Г. и др. Геохронологические исследования гранитоидов Становой складчатой области // Региональная геология и металлогения. 2015. № 61. С. 35–49.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение

Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко П.В. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континенальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России / Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.

Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. и др. Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2014. Т. 56. № 1. С. 3–18.

https://doi.org/10.7868/S0016777014010031

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С. и др. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава Pb) // Геология рудн. месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 282–294.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 341–362.

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60-77.

*Bi J.H., Ge W.C., Yang H. et al.* Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogenesis and tectonic implications // Lithos. 2015. V. 234/235. P. 27–46.

*Castillo P.R.* An Overview of Adakite Petrogenesis // Chinese Sci. Bull. 2006. V. 51. P. 257–268. https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7

Cogne J.P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurastic-Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaemagnetic results from the Transbaikal area (SE Siberia) // Geophys. J. Intern. 2005. V. 63. P. 813–832.

*Condie K.C.* Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. No 1. 1005.

https://doi.org/1029/2002GC000333

*Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L. et al. Trace element and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // J. Petrol. 2006. V. 47. № 6. P. 1119–1146.

Dong S.W., Zhang Y.Q., Long C.X. et al. Jurassic tectonic revolution in China and new interpretation of the Yanshan Movement // Acta Geol. Sin. 2007. V. 81.  $N^{\circ}$  11. P. 1449–1461.

*Dong Sh., Zhang Y., Zhang F. et al.* Late Jurassic– Early Cretaceous continental convergence and intracontinental orogenesis in East Asia: a synthesis of the Yanshan Revolution // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 114. P. 750–770.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.08.011

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 79–97.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.07.023

*Fan W.-M., Guo F., Wang Y.-J., Lin G.* Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China // J. Volcanol. Geothermal Res. 2003. V. 121. P. 115–135.

*Farmer G.L.* Continental Basaltic Rocks. The Crust // Treatise on Geochemistry. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian, Elsevier Ltd. (CD-ROM). 2003. V. 3. P. 85–121.

*Frost C.D., Frost B.R.* Redused rapakivi-type granites: the tholeite connection // Geology. 1997. V. 25. P. 647–650.

*Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A Geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.

*Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

*Guo Z., Wilson M., Liu J.* Post-collision adakites in South Tibet: Product of partial melting of subduction-modified lower crust // Lithos. 2007. V. 96. P. 205–224.

Haschke M.R., Ben-Avraham Z. Adakites Along Oceanic Transforms? // Eos Transactions, AGU. 2001. V. 82. № 47.

http://www.agu.org/meetings/wais-fm01.html

*Haschke M.R., Ben-Avraham Z.* Adakites along oceanic transform faults? // Geophys. Res. Abstracts. 2003. V. 5. № 06789.

*Haschke M.R., Ben-Avraham Z.* Adakites from collision-modified lithosphere // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L15302.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

*Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J.* Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust. The Crust // Treatise on Geochemistry. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian, Elsevier Ltd. (CD-ROM). 2004. V. 3. P. 350–410.

*Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S.* Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochem. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 1217–1229.

*Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Ibid. 1987. V. 84. P. 27–41.

Kogiso T., Tatsumi Y, Nakano S. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1997 V. 148. P. 193–205.

Kotov A.B., Kovach V.P., Velikoslavinsky S.D. et al. Sm-Nd isotopic provinces and main crust-forming events in the north-eastern part of the Central Asian Orogenic Belt and adjacent terranes of the Siberian Craton: an overview // First China-Russia International Meeting on the Central Asian Orogenic Belt (Abstracts) Beijing: Institute of Geology Chinese Academy of Geological Sciences, 2015. P. 40–41.

*Kramers J.D., Tolstikhin I.N.* Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modeling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geol. 1997. V. 139 № 1. P. 75–110.

*Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

*Krogh T.E.* Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.

Ludwig K.R. ISOPLOT – a plotting and regression program for IBM-PC compatible computers, version 2 // US Geol. Surv. Open-Fil Rep. 1988. V. 62. P. 88–557.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35p.

*Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. 2003. V. 4. 71 p.

*Manhes G., Allegre C.J., Provost A.* U-Th-Pb systematics of the eucrite "Juvinas". Precise age determination and evidence for exotic lead // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2247–2264.

*Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.

*Martin H*. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

*Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. № 1–2. P. 1–24.

*Maxson J., Tikoff B.* Hit-and-run collision model for the Laramide orogeny, western United States // Geology. 1996. V. 24.  $\mathbb{N}$  11. P. 968–972.

*Meng Q.R.* What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? // Tectonophysics. 2003. V. 369. P. 155–174.

*Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H.* Cerium/ Lead and Lead isotope rations in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // Nature. 1994. V. 368. P. 514–520.

*Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace Element Distribution Diagramms for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.

*Poller V., Liebetrau W., Todt W.* U-Pb single-zircon dating under cathodoluminescence control (CLC-method): application to polymetamorphic orthogneisses // Chemical Geol. 1997. V. 139. Iss. 1–4. P. 287–297.

*Richards J., Kerrich R.* Special Paper: Adakite-Like Rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // Econom. Geol. 2007. V. 102. P. 537–576.

https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537

Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P. et al. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Res. 2020. V. 81. P. 58–78. https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.009

Sorokin A.A., Zaika V.A., Kadashnikova A. Yu. et al. Mesozoic thermal events and related gold mineralization in the eastern Mongol-Okhotsk Orogenic Belt: constraints from regional geology and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating // Inter. Geol. Rev. 2023. V. 65. № 9. P. 1476–1499. https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2092781

*Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotopic composition by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Ibid. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemichal and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry, Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

*Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Teyssier C., Tikoff B. Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas Fault system: a lithospheric-

scale approach // Geol. Soc. Spec. Publ. 1998. V. 135. P. 143–158.

*Wang F., Zhou X.H., Zhang L.C. et al.* Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): timing and implications for dynamic setting of NE Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 251. P. 179– 198. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.007

*Wang T., Guo L., Zhang L. et al.* Timing and evolution of Jurassic–Cretaceous granitoid magmatisms in the Mongol–Okhotsk belt and adjacent areas, NE Asia: Implications for transition from contractional crustal thickening to extensional thinning and geodynamic settings // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 97. P. 365–392. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.10.005

*Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Xiao L., Clemens J.D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // Lithos. 2007. V. 95. № 3–4. P. 399–414.

Xu B.J., Charvet Y., Chen P. et al. Shi Middle Paleozoic convergent orogenic belts in western Inner Mongolia (China): Framework, kinematics, geochronology and implications for tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2013. V. 23.  $N_{\rm P}$  4. P. 1342–1364.

# Amudzhikan Volcano-Plutonic Association of the Eastern Part of the West-Stanovoy Superterrane (Central Asian Orogenic Belt): Age, Sources, and Tectonic Setting

A. M. Larin<sup>1</sup>, A. B. Kotov<sup>1</sup>, E. B. Sal'nikova<sup>1</sup>, V. P. Kovach<sup>1</sup>, V. M. Savatenkov<sup>1</sup>, S. D. Velikoslavinskii<sup>1</sup>, N. G. Rizvanova<sup>1</sup>, N. A. Sergeeva<sup>1</sup>, T. M. Skovitina<sup>2</sup>, N. Y. Zagonaya<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia <sup>2</sup>Institute of of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Geochronological (U-Pb on zircons, ID-TIMS), isotope-geochemical (Nd, Sr, Pb), and geochemical studies of rocks of the Amanan and Amudzhikan intrusive complexes and volcanic rocks of the Ukurev Suite in the eastern part of the West Stanovoy superterrane of the Central Asian Fold Belt were performed. The belonging of granitoids of these complexes to high-potassium C-type adakites is substantiated. The cogeneticity of the studied rocks has been established, which makes it possible to unite them into one Amudzhikan volcano-plutonic association formed in the age range of  $133\pm1-128\pm1$ Ma. The igneous complexes of this association are part of the Stanovoy volcano-plutonic belt, which extends in the sublatitudinal direction from the Pacific Ocean deep into the North Asian continent for more than 1000 km subparallel to the Mongol-Okhotsk suture zone and stitches the tectonic structures of the Dzhugdzhur-Stanovoy and West-Stanovoy superterranes. The formation of the Stanovoy Belt is connected with the closure of the Mongolo-Okhotsk Ocean and the collision of the continental masses of the North Asian and Sino-Korean continents at the turn of ~140 Ma. The subsequent collapse of the collisional orogen, accompanied by large-scale lithospheric extension and delamination of the lower part of the continental lithosphere, led to upwelling of the asthenospheric mantle. This caused the melting of the lithospheric mantle and continental crust and, as a consequence, the formation of both mafic melts of the shoshonite type and anatectic crustal melts of the adakite type. The mixing of these melts led to the formation of the parent magmas of the Amudzhikan magmatic association. The crustal component in the source was of a heterogeneous nature and was finally formed as a result of the Early Cretaceous collision event. It is characterized by upper-crustal isotopic parameters: an increased Rb/Sr and U/Pb ratio and a decreased Sm/Nd ratio in the source. The mantle component is represented by the material of the enriched lithospheric mantle of the Central Asian fold belt, the formation of which is associated with subduction processes at the stage of closure of the Mongol-Okhotsk paleoocean. Metasomatic transformation of the mantle with the introduction of melts and fluids with isotopic parameters of an EMII-type source or upper crust occurred at this stage.

*Keywords:* granitoids, rapakivi, sources, continental crust, mantle, post-collisional geodynamic setting, geochronology, isotope geochemistry, petrogenesis, Central Asian fold belt, Mongol-Okhotsk suture zone