

УДК 551.2/3

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)¹

© 2024 г. А. А. Третьяков^{1, *}, А. Н. Журавлев¹, К. Е. Дегтярев¹, Н. А. Каныгина¹,
Е. Б. Сальникова², А. Б. Котов², Ю. В. Плоткина², С. Ю. Скузоватов³, Б. В. Федоров⁴

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, д. 2, нб. Макарова, 199034 Санкт-Петербург, Россия

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения РАН, д. 14, ул. Фаворского, 664033 Иркутск, Россия

⁴Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе,
д. 23, ул. Миклухо-Маклая, 117997 Москва, Россия

*e-mail: and8486@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.05.2024 г.

После доработки 01.06.2024 г.

Принята в печать 26.06.2024 г.

В статье приведены результаты изучения и обоснования возраста позднедокембрийских вулканогенно-осадочных и плутонических комплексов северной части Улутауского террейна (Северного Улутау) на западе Центрального Казахстана. Полученные оценки возраста (SHRIMP II, ID-TIMS, LA-ICP-MS) указывают на формирование кислых эффузивов и гранитоидов во второй половине тонийского периода неопротерозоя ~835–747 млн лет назад. Геохронологические и изотопно-геохимические данные позволяют рассматривать эти образования как аналоги стратифицированных и плутонических комплексов Южного Улутау, сформировавшихся в различных частях латерального ряда структур позднедокембрийской активной континентальной окраины.

Ключевые слова: неопротерозой, граниты, риолиты, базальты, U–Pb-датирование, субдукция, активная окраина

DOI: 10.31857/S0016853X24030013, EDN: FGOCSZS

ВВЕДЕНИЕ

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, которая охватывает территории Казахстана, Киргизии и северо-западного Китая, террейны с докембрийской континентальной корой, занимающие около 50% площади, располагаются среди нижнепалеозойских аккреционных и островодужных комплексов (рис. 1).

В строении этих террейнов участвуют раннедокембрийские и мезопротерозойские метаосадочные и метамагматические комплексы, но явно преобладающими являются магматические и осадочные породы неопротерозоя. Особенности строения и состава мезо- и неопротерозойских комплексов, позволили выделить среди докембрийских террейнов этой части пояса северо-восточную (Исседонскую) и юго-западную (Улутау-Моюнкусскую) группы, различающихся особенностями позднедокембрийской тектоно-магматической эволюции [20].

Характерным элементом строения большинства докембрийских террейнов Улутау-Моюнкусской группы, в которую входят террейны Улутауский, Чуйско-Кендыктасский, Жельтавский, Среднего Тянь-Шаня, Малого Каратау и Таласского Алатау, являются в различной степени метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи кислого состава, прорванные массивами гранитоидов, дифференцированные и бимодальные вулканогенно-осадочные, в том числе железорудные, серии. Возраст этих комплексов традиционно принимался в широком диапазоне как раннего, так и позднего протерозоя [4, 5].

В 2014–2024 гг. были получены новые данные о формировании большей части докембрийских стратифицированных и плутонических комплексов этой группы террейнов в сравнительно узком интервале неопротерозоя – с середины тонийского до начала криогенийского периодов [20]. Также было показано, что их формирование происходило в разных сегментах активной континентальной окраины, располагавшейся либо на северо-западе суперконтинента Родиния, либо на независимом от Родинии позднедокембрийском

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 10.31857/S0016853X24030013, доступны для авторизованных пользователей.

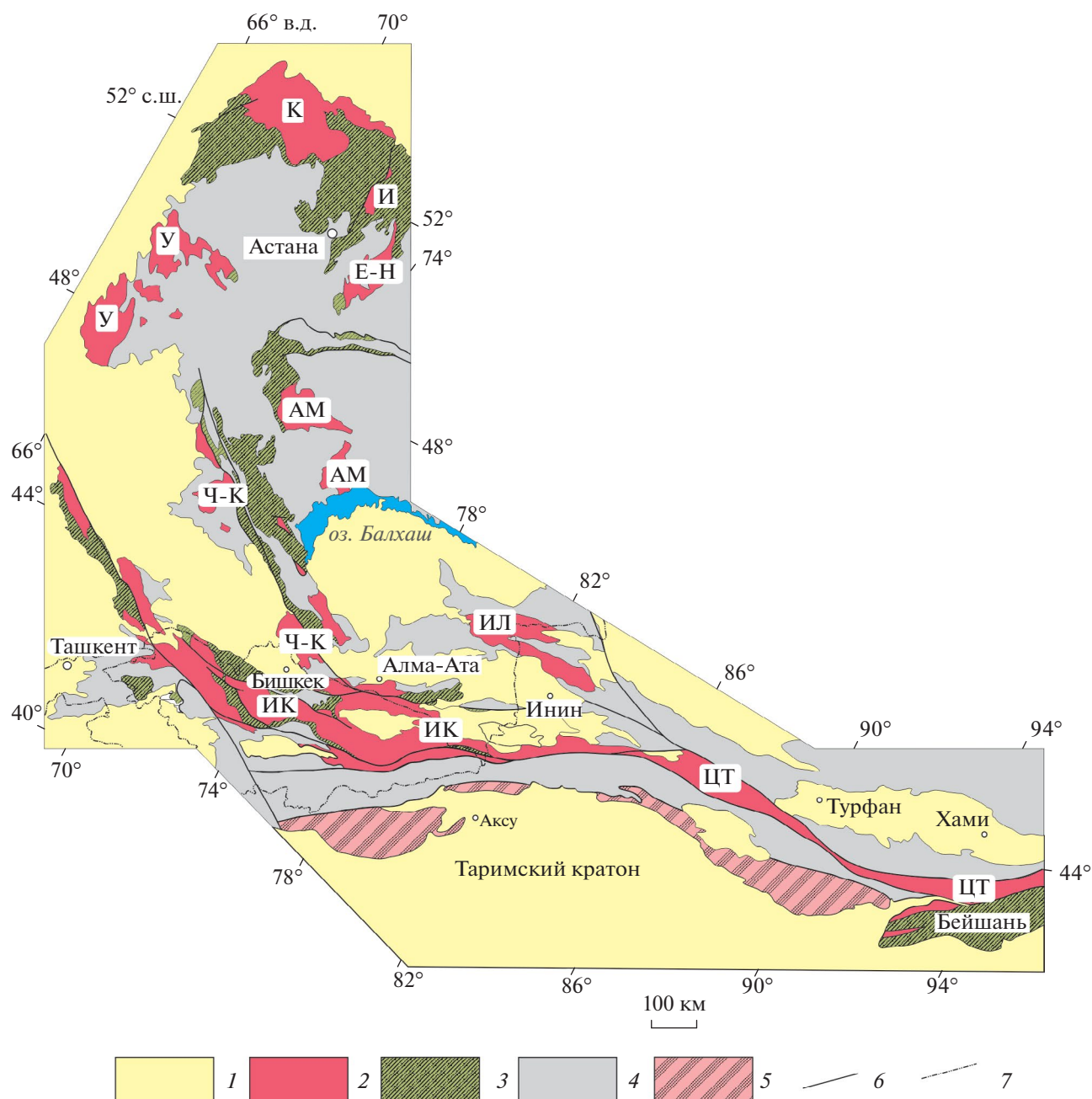


Рис. 1. Схема расположения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Обозначены докембрийские террейны: К – Кокчетавский; И – Ишкеольмесский; Е-Н – Еремантау-Ниязский; АМ – Актау-Моинтинский; У – Улутауский; Ч-К – Чуйско-Кендыктасский; ИЛ – Илийский; ИК – Иссыккульский; ЦТ – Центральнo-Тяньшаньский.

1 – кайнозойские отложения; 2 – докембрийские террейны; 3–5 – комплексы: 3 – нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные, 4 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные, 5 – докембрийские и палеозойские Таримского кратона; 6 – крупные разрывные нарушения; 7 – государственная граница

континенте [10, 18]. Возрастные и палеотектонические аналоги рассматриваемых комплексов участвуют в строении северо-западной части Таримского кратона и кратона Янцзы, где их образование связывают с эволюцией дуги Паньси-Ханьнань [31, 41].

Наиболее полно комплексы различных частей латерального ряда структур позднедокембрийской активной континентальной окраины представлены на юге Улутауского террейна (Южный Улутау) на западе Центрального Казахстана [10, 11] (см. рис. 1). Здесь выделяются субмеридио-

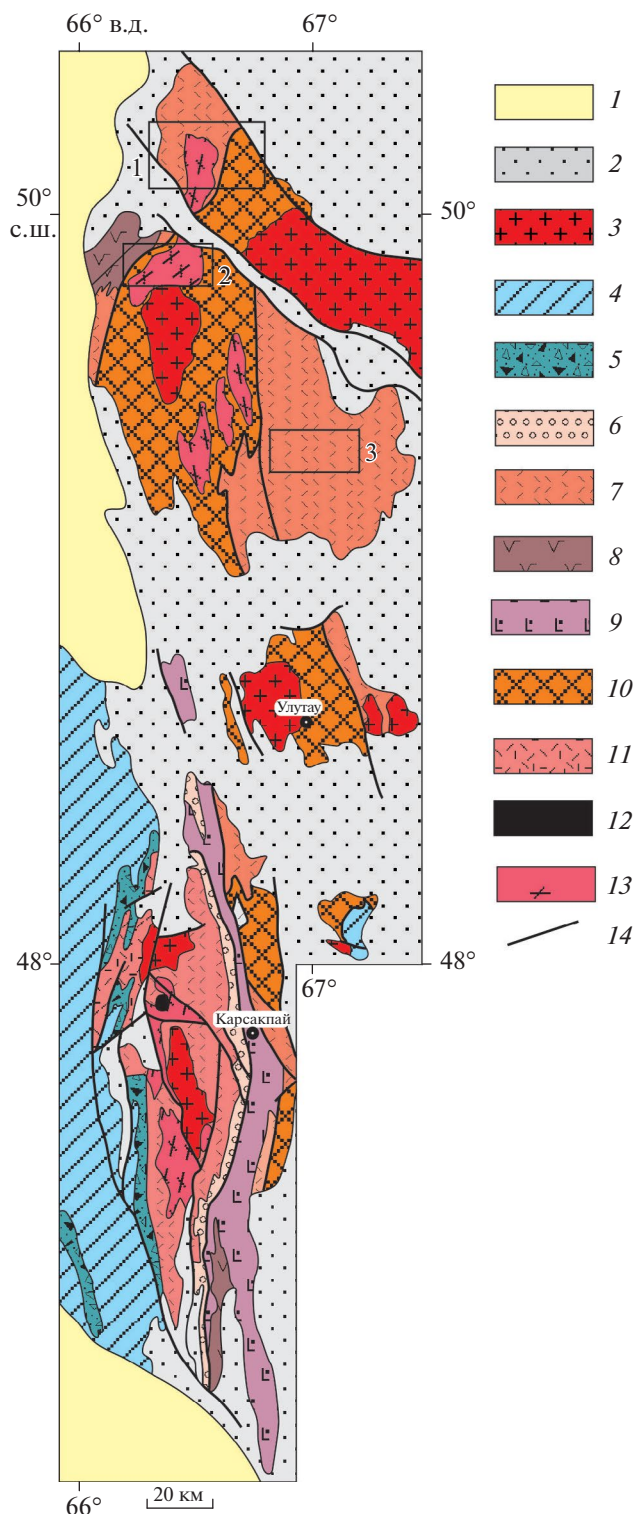


Рис. 2. Схема геологического строения Улутауского террейна (по [15], с дополнениями).

Показаны (контур) районы детальных исследований: 1 — междуречье Аши-Тасты — Жаксы-Коянды, 2 — междуречье Жаксы-Каянды и Улькен-Сабасалды-Тургай, 3 — горы Жаксы-Араганаты.

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — девонские и каменноугольные вулканогенные толщи; 3 — палеозойские гранитоиды; 4–9 — толщи: 4 — нижнепалеозойские кремнисто-терригенные и терригенные, 5 — эдиакарские вулканогенно-осадочные и грубообломочные, 6 — позднеэдиакарские вулканогенно-осадочные (аралбайская серия), 7 — средне- и позднеэдиакарские вулканогенно-осадочные (аралбайская серия), 8 — средне-позднеэдиакарские (карсакапайская серия), 9 — средне-позднеэдиакарские и эдиакарские (белеутинская серия); 10 — метаморфические комплексы (бектурганская и баладзедзинская серии); 11 — среднеэдиакарские вулканогенно-осадочные толщи кислого состава (майтюбинская и коксуйская серии); 12 — карсакапайский комплекс щелочных сиенитов; 13 — массивы среднеэдиакарских гранитоидов; 14 — геологические границы

бинская и коксуйская серии), входящие вместе с гранитоидами Жаункарского и Актасского комплексов, в состав вулканоплутонических ассоциаций. Их формирование происходило в интервале 790–~830 млн лет во внутриплитной обстановке и связано с рифтогенными процессами в тыловой области активной окраины [10]. В восточной (Карсакапайской) зоне распространены дифференцированные, бимодальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (аралбайская и белеутинская серии). Формирование этих комплексов было приурочено к фронтальной области активной окраины (энсиалическая дуга) и связано с двумя этапами надсубдукционного магматизма ~840–820 и ~760 млн лет [11].

Аналоги стратифицированных и плутонических комплексов Южного Улутау традиционно выделялись и в северной части этого террейна (Северный Улутау) [13–15]. Однако достоверные изотопно-геохимические и геохронологические данные подтверждающие такие корреляции до настоящего времени отсутствовали.

Нами в последние годы были проведены детальные работы по комплексному изучению докембрийских комплексов Северного Улутау. Цель настоящей статьи — установить их возраст, сделать обоснованные предположения об обстановках формирования и разработать общую модель геодинамической эволюции Улутауского террейна в составе позднекембрийской активной континентальной окраины.

нальные зоны, различающиеся строением, составом и возрастом неопротерозойских комплексов, участвующих в их строении (рис. 2).

В западной (Майтубинской) зоне распространены анорогенные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого состава (майтю-

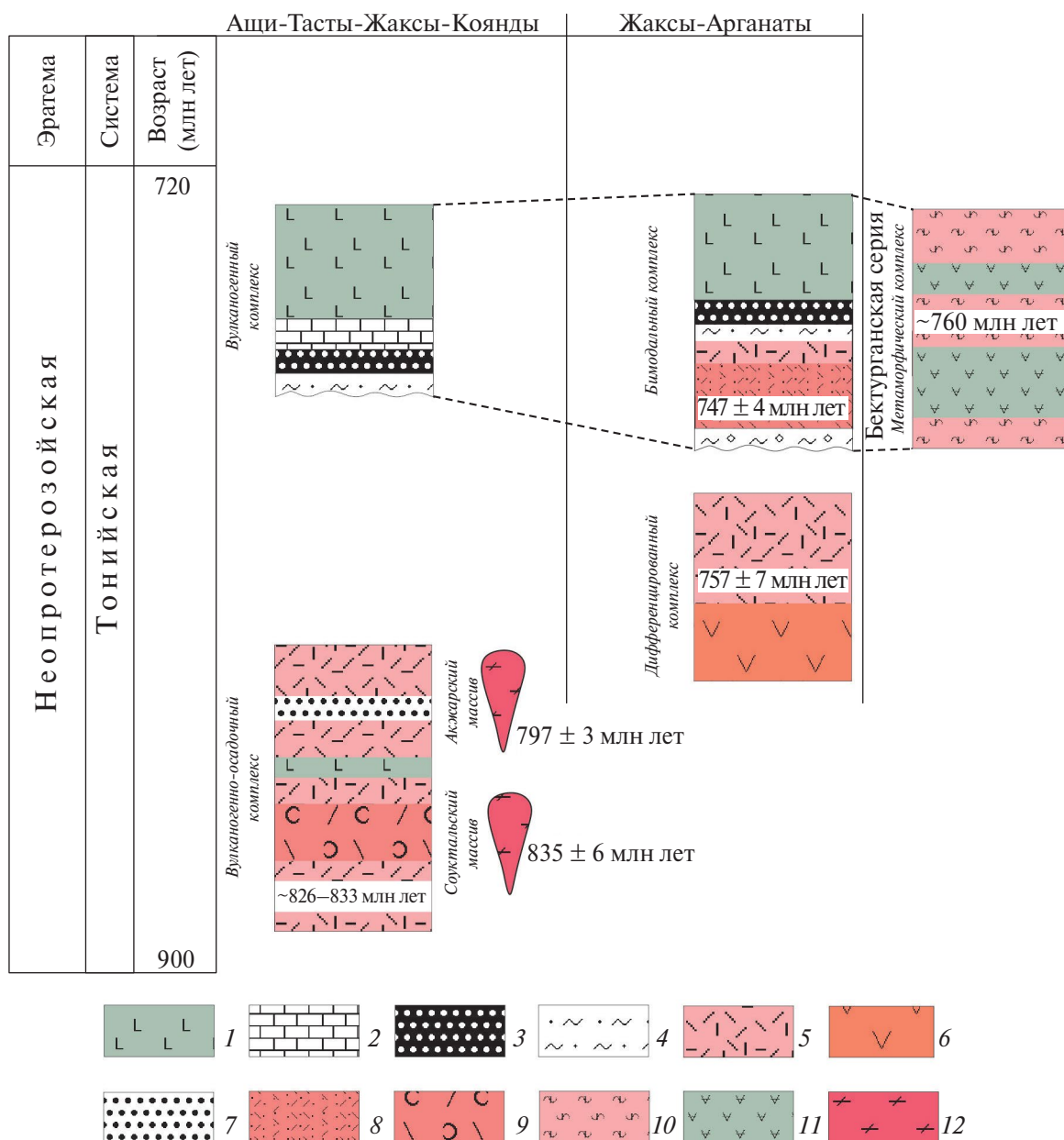


Рис. 3. Схема расчленения доэдиарских стратифицированных и плутонических комплексов Северного Улутау.

1 – эпидот-хлоритовые сланцы, рассланцованные туфы, эффузивы основного состава; 2 – мраморизованные известняки; 3 – железистые сланцы и кварциты; 4 – кварц-серицитовые сланцы; 5–6 – эффузивы: 5 – кислого состава, 6 – среднего состава; 7 – кианитовые кварциты; 8 – туфопесчаники, туфоалевролиты; 9 – туфы кислого состава; 10 – пара- и ортогнейсы; 11 – амфиболиты и амфиболовые сланцы; 12 – массивы рассланцованных гранитоидов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Особенности геологического строения стратифицированных и плутонических комплексов Северного Улутау

В Северном Улутау докембрийские комплексы представлены в различной степени метаморфизованными вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными и интрузивными образованиями (см. рис. 2, рис. 3).

Наиболее низкое положение в структуре Северного Улутау занимают сланцы, гнейсы и амфиболиты бектурганской серии, которая ранее относилась к архею-нижнему протерозою [13, 14, 16]. Детальные исследования бектурганской серии, проведенные авторами несколько лет назад, позволили установить, что формирование этого комплекса происходило во второй половине тонийского периода неопротерозоя в интервале 788–762 млн лет, а его дометаморфическими

протолитами являлись вулканогенные, туфогенные и терригенные породы, которые входили в состав риолит-базальтовой вулканогенно-осадочной ассоциации [7] (см. рис. 3).

Более высокое положение в структуре Северного Улутау занимают слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи, которые наиболее широко распространены в междуречье Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды и в горах Жаксы-Арганаты (см. рис. 3).

Междуречье Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды. В верховьях реки Ащи-Тасты среди докембрийских стратифицированных образований, участвующих в строении крупной антиклинальной складки, выделены вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплексы (рис. 4).

Вулканогенный комплекс

Вулканогенный комплекс залегает в ядре антиклинали и объединяет рассланцованные эффузивы среднего, кислого состава и игнимбриты с реликтовой структурой фьямме и флюидально-полосчатой текстурой, которые чередуются с маломощными горизонтами эпидот-хлоритовых сланцев мощностью до 1200 м [15]. В эффузивах сохраняется отчетливая порфировая структура, выраженная реликтовыми вкрапленниками плагиоклаза (олигоклаз-андезит) и кварца, которые погружены в мелкозернистый лепидогранобластовый агрегат, сложенный кварцем, полевыми шпатами, мусковитом и биотитом.

Характерным элементом строения вулканогенной толщи является пачка кварцитов (мощностью до 200 м), чередующихся с редкими прослоями эффузивов. В кварцитах присутствуют крупные (до 2 см) призматические выделения кианита, погруженные в мелкозернистый лепидогранобластовый агрегат из кварца, мусковита, рутила, что определяют порфиروبластовую структуру породы.

Вулканогенно-осадочный комплекс

Он перекрывает с несогласием рассланцованные кислые эффузивы и игнимбриты и составляет крылья антиклинали. В низах его разреза преобладают кварц-серицитовые метатерригенные сланцы с горизонтами железистых кварцитов и мраморов, которые вверх сменяются рассланцованными туфами и эффузивами основного состава.

В верховье р. Ащи-Тасты вулканогенный комплекс прорван гранитоидами Акжарского массива (см. рис. 4).

В его строении преобладают неравномерно рассланцованные, крупнозернистые граниты с

реликтовой порфировидной структурой, обусловленной наличием крупных выделений щелочного полевого шпата, которые погружены в более мелкозернистый агрегат, сложенный кварцем и плагиоклазом (олигоклаз). Второстепенные минералы представлены арфедсонитом и хлоритизированным биотитом.

Южнее верховья р. Ащи-Тасты (в междуречье р. Жаксы-Коянды и р. Улькен-Сабасалды-Тургай) стратифицированные комплексы прорваны гранитоидами Соукталяского массива, которые представлены рассланцованными крупнозернистыми гранитами, с участками порфировидной структуры (рис. 5).

Главными минералами здесь являются щелочной полевой шпат, кварц и плагиоклаз (олигоклаз-андезин) в равных соотношениях, а второстепенными – роговая обманка, биотит и мусковит.

Горы Жаксы-Арганаты. В горах Жаксы-Арганаты докембрийские образования участвуют в строении крупной субмеридиональной антиклинальной складки протяженностью на 65 км и ширине до 60 км (рис. 6).

Она образована толщей вулканогенных, туфогенно-терригенных и осадочных пород, которая может быть разделена на дифференцированный и бимодальный вулканогенно-осадочные комплексы (см. рис. 3).

Дифференцированный комплекс

Этот комплекс мощностью до 1000 м составляет ядро антиклинали и в основном сложен полевошпат- и кварц-полевошпат порфировыми эффузивами, которые чередуются с пачками туфов и туфопесчаников.

Бимодальный комплекс

Этот комплекс мощностью до 3000 м залегает на крыльях антиклинали, в низах его разреза преобладают лито-кристаллокластические туфы различной размерности с горизонтами туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов с хорошо проявленной слоистостью, вверх по разрезу они сменяются кварц-полевошпатовыми порфировыми эффузивами. Выше залегают филлитовидные кварц-серицитовые сланцы с горизонтами железистых сланцев и кварцитов. На некоторых участках ниже сланцев присутствуют горизонты конгломератов с галькой туфов и эффузивов подстилающих вулканогенно-осадочных пород. Верхи разреза комплекса представлены эффузивами основного состава и зелеными сланцами по туфам и туффитам.

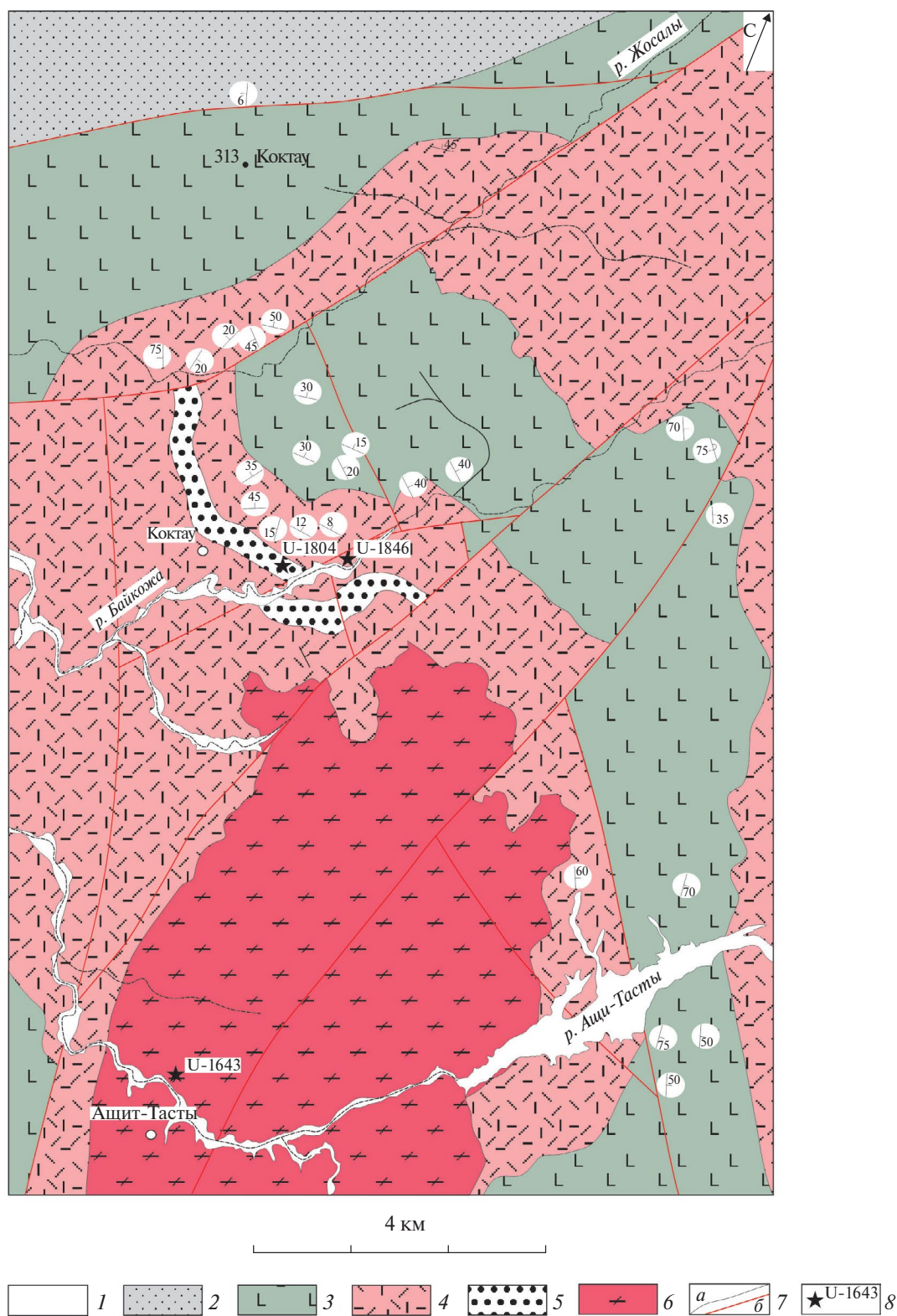


Рис. 4. Схема геологического строения междуречья Ащи-Тасты–Жаксы-Коянды (по [15], с дополнениями и исправлениями).

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские вулканогенные толщи; 3 – позднектонийский вулканогенно-осадочный комплекс (эффузивы, туфы основного, кислого состава, сланцы с горизонтами железистых кварцитов и мраморов); 4–5 – среднектонийский вулканогенный комплекс: 4 – эффузивы, туфы среднего, кислого состава, 5 – кианитовые кварциты; 6 – рассланцованные гранитоиды Акжарского массива; 7 – границы: а – геологические, б – тектонические; 8 – точки отбора и номера проб для геохронологических исследований

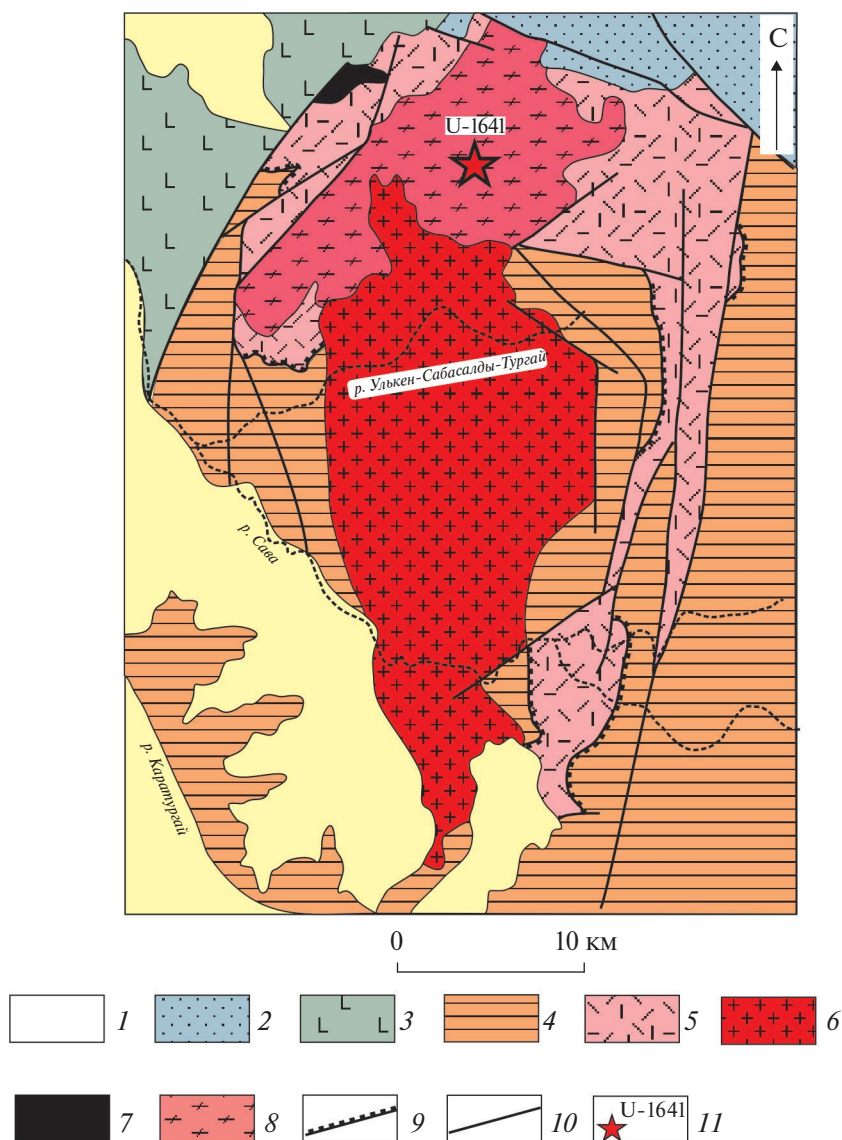


Рис. 5. Схема геологического строения междуречья Жаксы-Каянды и Улькен-Сабасалды-Тургай (по [15], с изменениями и дополнениями).

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные толщи; 3 – позднедонетский вулканогенно-осадочный комплекс (эффузивы, туфы основного, кислого состава, сланцы с горизонтами железистых кварцитов и мраморов); 4 – метаморфические комплексы (бектурганская серия); 5 – среднетонийский вулканогенный комплекс (эффузивы, туфы среднего, кислого состава); 6 – позднеордовикские гранитоиды; 7 – раннепалеозойские (?) ультрабазиты; 8 – рассланцованные гранитоиды Соукталяского массива; 9 – разрывные нарушения; 10 – геологические границы; 11 – точки отбора и номера проб для геохронологических исследований

ДАННЫЕ U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для обоснования возраста вулканических и плутонических пород были проведены U–Pb геохронологические исследования акцессорных цирконов (табл. 1).

Выделение циркона из кислых вулканитов и гранитоидов проводилось в ГИН РАН (г. Москва, Россия) по стандартной методике с исполь-

зованием тяжелых жидкостей. Геохронологические исследования классическим U–Pb методом (ID-TIMS) выполнены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия) в соответствии с методикой, изложенной в [6], локальным методом (SIMS) – в Центре изотопных исследований Института Карпинского (г. Санкт-Петербург, Россия) по методике, приведенной в [3, 29].

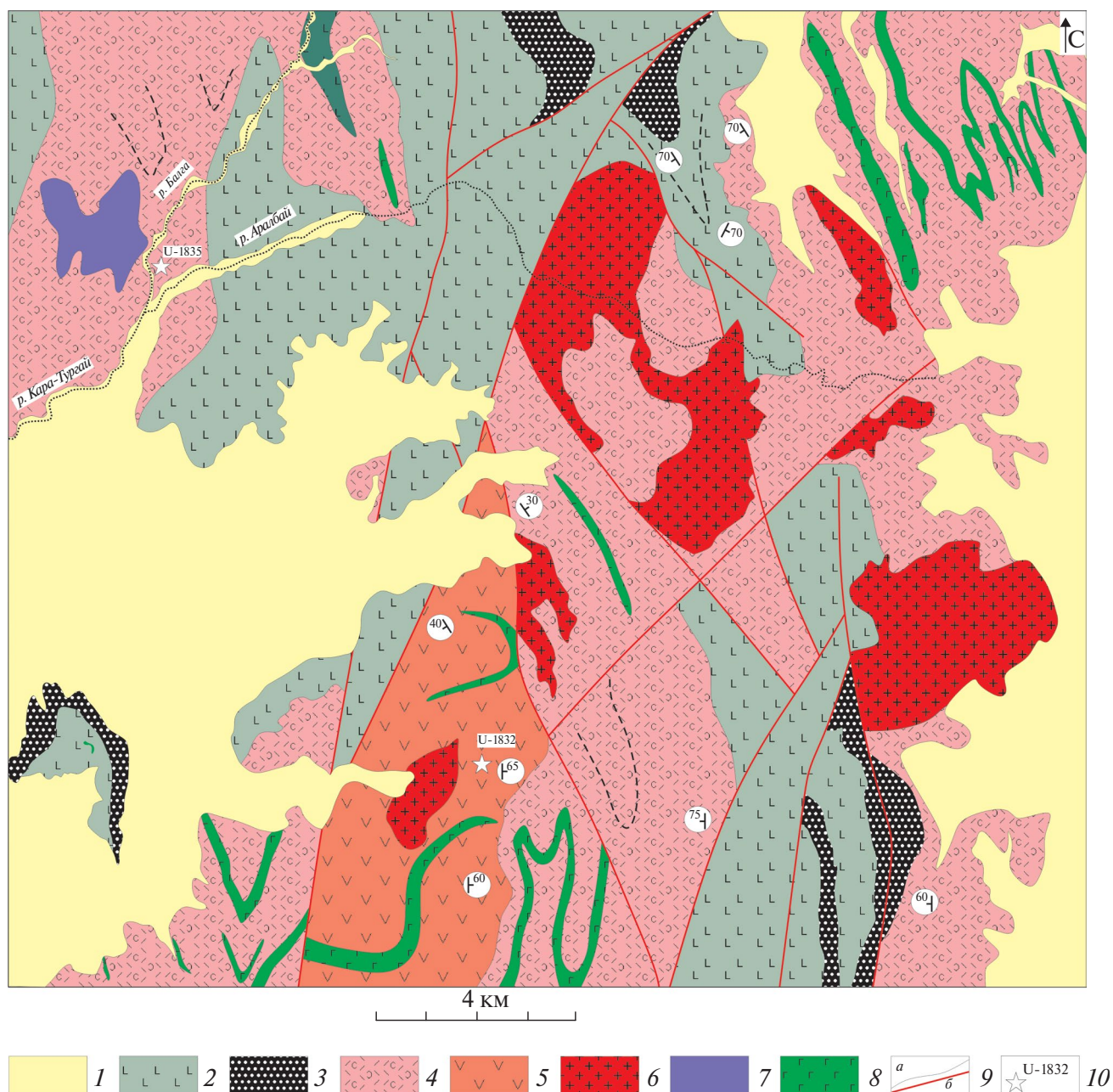


Рис. 6. Схема геологического строения гор Жаксы-Арганаты (по [15], с изменениями и дополнениями).

1 – кайнозойские отложения; 2–4 – бимодальный вулканогенно-осадочный комплекс: 2 – базальты и туфы базальтового состава, 3 – филлитовидные сланцы, железистые сланцы и кварциты, конгломераты, 4 – туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты и эффузивы кислого состава; 5 – дифференцированный комплекс (эффузивы, туфы среднего и кислого состава); 6 – позднепалеозойские гранитоиды; 7 – раннепалеозойские (?) ультрабазиты; 8 – позднедокембрийские дайки основного состава; 9 – границы: а – геологические, б – тектонические; 10 – точки отбора и номера проб для геохронологических исследований

Также U–Pb датирование цирконов проводилось методом лазерной абляции с индукционно-связанной плазмой и масс-спектрометрическим окончанием (LA-ICP-MS) в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня (г. Тайпей, Тайвань) по методике [19].

Пробы пород междуречья Ащи-Тасты–Жаксы-Коянды

Для определения возраста вулканогенного комплекса была отобрана проба U-1646 (50°13'35.90" с.ш., 66°33'6.10" в.д.) из трахидациов по р. Байкожа (см. табл. 1). В них аксессуарный циркон представлен субидiomорфными полупрозрачными

Таблица 1. Характеристика проб, использованных для изотопно-геохронологических U–Th–Pb исследований и полученные оценки возраста

Образец	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Место отбора проб	Порода	Тип цирконов	Возраст (млн лет)
U-1641	49°48'46.80"	66°21'18.70"	р. Улькен-Сабасалды-Тургай	гранит	акцессорные	835 ± 6
U-1646	50°13'35.90"	66°33'6.10"	р. Байкожа	трахидацит	акцессорные	833 ± 12
U-1643	50° 7'35.40"	66°34'7.20"	р. Ащи-Тасты	гранит	акцессорные	797 ± 3
U-1805	50°13'15.80"	66°32'12.90"	р. Байкожа	кварцит	акцессорные	828 ± 3
U-1835	49°20'12.90"	66°56'30.40"	р. Балга	риолит	акцессорные	747 ± 4

Таблица 2. Результаты геохронологических U–Pb исследований зерен циркона методом ID-TIMS

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/ Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст (млн лет)		
			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^{**}	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
U-1641											
1	<100, A = 20%	7.0	717	0.0663 ± 1	0.1501 ± 1	1.1368 ± 23	0.1244 ± 1	0.83	771 ± 1	755 ± 1	816 ± 2
2	100–150, A = 20%	6.9	1489	0.0666 ± 1	0.1715 ± 1	1.2003 ± 22	0.1306 ± 1	0.80	801 ± 1	791 ± 1	827 ± 2
3	100–150, кисл.обр = 3	7.1	16458	0.0668 ± 1	0.1483 ± 1	1.2464 ± 22	0.1353 ± 1	0.95	822 ± 1	818 ± 1	832 ± 1
4	100–150, кисл.обр = 2	6.8	2306	0.0672 ± 1	0.1810 ± 1	1.2483 ± 23	0.1347 ± 1	0.94	823 ± 1	815 ± 1	844 ± 1
U-1646											
5	<85, ВО, кисл.обр. = 7.0	7.4	1077	0.0667 ± 1	0.1781 ± 1	1.1589 ± 24	0.1261 ± 1	0.77	781 ± 1	765 ± 1	827 ± 3
6	<85, ВО, кисл.обр. = 3.0	6.6	378	0.0669 ± 2	0.1995 ± 1	1.1687 ± 35	0.1267 ± 1	0.64	786 ± 1	769 ± 1	835 ± 4
7	<85, кисл.обр. = 3.0	7.0	1552	0.0667 ± 2	0.1674 ± 1	1.2021 ± 31	0.1308 ± 1	0.69	802 ± 2	792 ± 1	827 ± 4
8	50–100, A = 50%	6.5	202	0.0669 ± 3	0.2177 ± 2	1.2455 ± 77	0.1350 ± 2	0.51	821 ± 3	816 ± 1	835 ± 11
9	<85, ВО, кисл.обр. = 3.0	6.0	269	0.0672 ± 2	0.1934 ± 1	1.2201 ± 48	0.1316 ± 2	0.53	810 ± 4	797 ± 1	846 ± 8
10	<85, ВО, кисл.обр. = 4.0	6.8	10637	0.0689 ± 1	0.1907 ± 1	1.2986 ± 22	0.1366 ± 1	0.95	845 ± 1	825 ± 1	897 ± 1

Примечание. * – навеска циркона не определялась; A = 20% – количество вещества циркона, удаленное в результате аэро-абразивной обработки; ** – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл. обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы); величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

кристаллами короткопризматического, призматического облика. Циркон розового, розовато-желтого цвета, как правило, характеризуется пониженным двупреломлением. Размер кристаллов изменяется от 50 до 150 мкм, коэффициент удлинения = 2.0–3.0. Циркон характеризуется зональным строением, осцилляторная зональность часто нарушена.

U–Pb изотопные исследования (ID-TIMS) были проведены для шести микронавесок (10–25 кристаллов) циркона из размерных фракций 50–100 и <85 мкм, предварительно подвергнутого как аэро-абразивной, так и кислотной обработкам с различной экспозицией (табл. 2: №№ 5–10).

При этом в большинстве случаев кислотной обработке предшествовал высокотемпературный отжиг циркона (“химическая абразия”). Точки изотопного состава аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией

отвечает возрасту 833 ± 12 млн лет, нижнее пересечение отвечает нулю (56 ± 220 млн лет), СКВО = 1.5 (см. табл. 2: №№ 5–8; рис. 7, а).

При этом две точки состава циркона, подвергнутого “химической абразии”, располагаются правее этой дискордии, что, очевидно, связано с присутствием унаследованной компоненты радиогенного свинца (см. табл. 2: №№ 9, 10).

Принимая во внимание морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, есть все основания рассматривать оценку возраста 833 ± 12 млн лет в качестве оценки возраста его кристаллизации.

Также отобрана проба U-1805 (50°13'15.80" с.ш., 66°32'12.90" в.д.) из толщи кианитовых кварцитов по р. Байкожа (Supplement 1: Tabl. S1).

В них акцессорный циркон обладает кристалломорфологическими особенностями близкими к пробе U-1646. Преобладают субидiomорфные

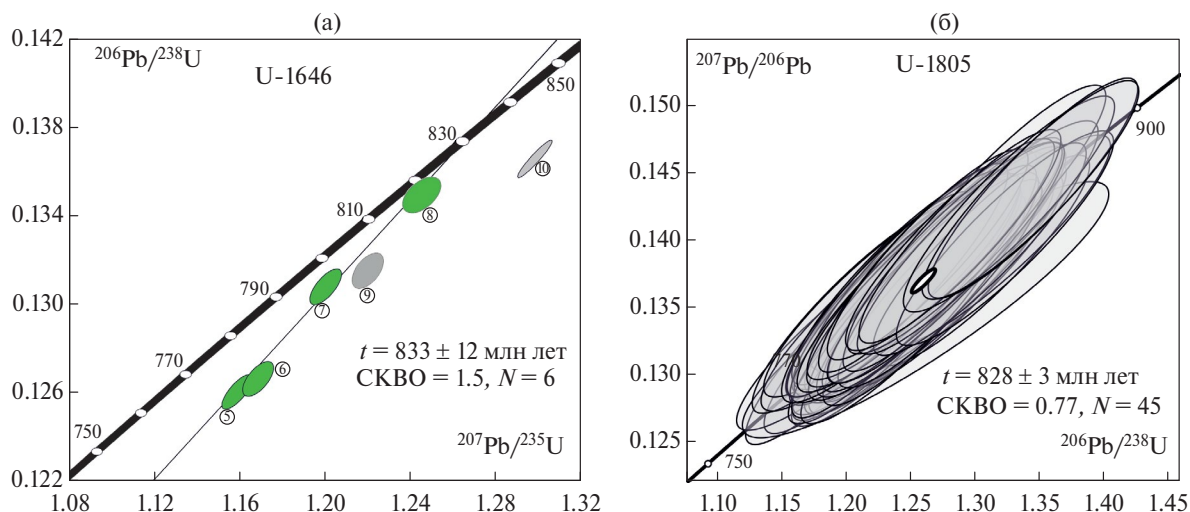


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов: (а) — из трахидацитов (проба U-1646); (б) — для цирконов из кианитовых кварцитов (проба U-1805) Ащи-Тасты — Жаксы-Коянды.

прозрачные и полупрозрачные кристаллы короткопризматического, призматического облика розовато-желтого и желтого цвета. Размер кристаллов изменяется от 50 до 200 мкм, коэффициент удлинения = 2.0–3.0. Циркон характеризуется зональным строением. U–Pb изотопные исследования (LA-ICP-MS) были выполнены для 73 кристаллов циркона, для которых получено 47 конкордантных оценок возраста. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 828 ± 3 млн лет (см. рис. 7, б).

Учитывая морфологические особенности циркона, указывающие на его магматическое происхождение, полученная оценка возраста принимается в качестве оценки возраста его кристаллизации.

Для установления возраста гранитоидов Соукталяского массива была отобрана проба U-1641 ($49^\circ 48' 46.80''$ с.ш., $66^\circ 21' 18.70''$ в.д.) из амфибол-биотитовых гранитов в междуречье Жаксы-Каянды и Улькен-Сабасалды-Тургай (см. табл. 1). В них акцессорный циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими и призматическими кристаллами. Зерна прозрачные, реже полупрозрачные имеют светло-желтую окраску. Циркон характеризуется тонкой осцилляторной зональностью и секториальностью, а также наличием большого количества минеральных включений. Размер кристаллов изменяется от 50 до 250 мкм, коэффициент удлинения = 2.0–3.0.

Для U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований выбраны четыре микронавески наиболее “чистых” и прозрачных кристаллов циркона из

размерных фракций <100 и 100–150 мкм, подвернутых предварительной обработке:

- аэро-абразивной (см. табл. 2: №№ 1, 2);
- кислотной (см. табл. 2: №№ 2, 3).

Точки изотопного состава циркона № 1–3 аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 835 ± 6 млн лет (СКВО = 0.18, нижнее пересечение составляет 225 ± 92 млн лет) (рис. 8, а).

Точка изотопного состава циркона микронавески № 4 располагается правее дискордии, а величина возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) этого циркона несколько древнее и составляет 844 ± 1 млн лет, что указывает на присутствие в нем древней компоненты радиогенного свинца. Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, следовательно, полученное значение возраста 835 ± 6 млн лет можно рассматривать в качестве наиболее точной оценкой возраста образования.

Для установления возраста гранитоидов Акжарского массива была отобрана проба U-1643 ($50^\circ 7' 35.40''$ с.ш., $66^\circ 34' 7.20''$ в.д.) из арфедсонитовых гранитов по р. Ащи-Тасты. В них акцессорный циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами длинно призматического габутиса, а также их обломками.

Циркон розового, розовато-желтого цвета, как правило характеризуется пониженным двупреломлением и зональным строением. Размер кристаллов изменяется от 100 до 300 мкм, коэффициент удлинения = 3.0–4.0. U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 7 кристаллов циркона (табл. 3).

Таблица 3. Результаты геохронологических U–Pb исследований зерен циркона локальным методом (SIMS)

Проба (номер анализа)	²⁰⁶ Pb _c (%)	Содержание (мкг/г)			Изотопные отношения				Rho	Возраст (млн лет)
		²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
U-1643										
10.1	1.73	60.9	539	119	0.23	0.0659 ± 2.2	1.174 ± 2.4	0.1292 ± 1.0	0.42	783.2 ± 7.5
5.1	0.20	47.5	422	253	0.62	0.0666 ± 1.2	1.203 ± 1.5	0.1310 ± 1.0	0.65	793.3 ± 7.4
12.1	0.16	41.5	367	193	0.54	0.0648 ± 1.2	1.174 ± 1.6	0.1314 ± 1.0	0.63	795.8 ± 7.5
13.1	0.31	37.5	331	141	0.44	0.0645 ± 1.5	1.169 ± 1.8	0.1315 ± 1.0	0.56	796.6 ± 7.6
3.1	0.13	137.0	1209	458	0.39	0.0657 ± 0.6	1.190 ± 1.2	0.1315 ± 1.0	0.84	796.3 ± 7.3
11.1	0.09	19.7	174	111	0.66	0.0660 ± 1.5	1.200 ± 1.9	0.1318 ± 1.2	0.61	798.0 ± 8.6
2.1	0.93	39.6	346	150	0.45	0.0662 ± 2.2	1.208 ± 2.4	0.1322 ± 1.0	0.43	800.5 ± 7.7
U-1835										
3.1	0.19	40.5	406	351	0.89	0.0652 ± 2.3	1.0427 ± 3.2	0.1160 ± 2.3	0.70	707 ± 15
6.1	—	147	1441	1759	1.26	0.0637 ± 0.9	1.0434 ± 1.4	0.1187 ± 1.1	0.77	723 ± 8
11.1	0.10	75.8	735	1958	2.75	0.0633 ± 1.5	1.0484 ± 1.8	0.1200 ± 1.0	0.54	731 ± 7
8.1	0.77	23.1	223	147	0.68	0.0602 ± 4.8	0.9998 ± 5.4	0.1204 ± 2.6	0.47	733 ± 18
17.1	0.28	25.8	249	185	0.77	0.0620 ± 3.1	1.0294 ± 3.3	0.1204 ± 1.0	0.31	733 ± 7
1.1	0.17	45.7	441	927	2.17	0.0632 ± 2.1	1.0500 ± 2.9	0.1205 ± 1.9	0.67	733 ± 13
13.1	0.28	95.5	920	767	0.86	0.0622 ± 1.6	1.0353 ± 2.4	0.1208 ± 1.7	0.73	735 ± 12
16.1	0.23	53.3	513	485	0.98	0.0617 ± 2.1	1.0303 ± 3.0	0.1211 ± 2.2	0.73	737 ± 15
15.1	0.03	83.4	799	780	1.01	0.0638 ± 1.3	1.0695 ± 1.4	0.1215 ± 0.7	0.46	739 ± 6
9.1	—	60.8	582	558	0.99	0.0638 ± 1.5	1.0695 ± 2.3	0.1216 ± 1.7	0.73	740 ± 12
20.1	0.55	47.6	454	1209	2.75	0.0605 ± 2.8	1.0172 ± 2.9	0.1219 ±0.8	0.26	741 ±59
10.1	0.36	43.8	417	414	1.03	0.0635 ± 2.6	1.0722 ± 2.9	0.1224 ± 1.3	0.43	744 ± 9
2.1	—	10.6	100	52	0.53	0.0664 ± 3.4	1.1268 ± 3.6	0.1231 ± 1.3	0.35	749 ± 9
12.1	—	45.3	428	360	0.87	0.065 ± 1.9	1.1056 ± 2.7	0.1232 ± 1.9	0.71	749 ± 14
5.1	0.26	19.9	188	127	0.70	0.0635 ± 3.6	1.0814 ± 3.8	0.1235 ± 1.0	0.27	751 ± 7
7.1	0.29	25.3	238	429	1.86	0.0641 ± 3.2	1.0939 ± 4.1	0.1238 ± 2.6	0.63	753 ± 18
19.1	—	30.9	289	258	0.92	0.0628 ± 2.1	1.0770 ± 2.9	0.1243 ± 2.0	0.70	755 ± 14
21.1	0.48	27	252	465	1.91	0.0615 ± 3.7	1.0561 ± 3.9	0.1246 ± 1.0	0.27	757 ± 7
4.1	0.17	42.2	388	495	1.32	0.0626 ± 2.1	1.0928 ± 2.3	0.1266 ± 0.8	0.35	769 ± 6
18.1	0.53	27.7	254	372	1.51	0.0611 ± 3.7	1.0728 ± 4.3	0.1273 ± 2.2	0.51	772 ± 16
22.1	0.21	82.6	748	1548	2.14	0.0625 ± 1.6	1.1077 ± 1.8	0.1286 ± 0.7	0.41	780 ± 5

Примечание. $^{206}\text{Pb}_c$ — обыкновенный Pb; $^{206}\text{Pb}^*$ — радиогенный Pb; Rho — коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; ошибка измерений изотопных отношений дана (%) на уровне 1σ .

Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 797 ± 3 млн лет (см. рис. 8, б).

Пробы пород гор Жаксы-Арганаты

Для установления U–Pb возраста акцессорного циркона из вулканогенных пород бимодального комплекса была отобрана проба U-1835 ($49^\circ 20' 12.90''$ с.ш., $66^\circ 56' 30.40''$ в.д.) из риолитов по

р. Балга (см. табл. 1). В них акцессорный циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими и призматическими кристаллами, а также их обломками. Зерна полупрозрачные, имеют розовато-желтую окраску. Размер кристаллов изменяется от 70 до 200 мкм, коэффициент удлинения — 2.0–3.0.

U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 21-го кристалла

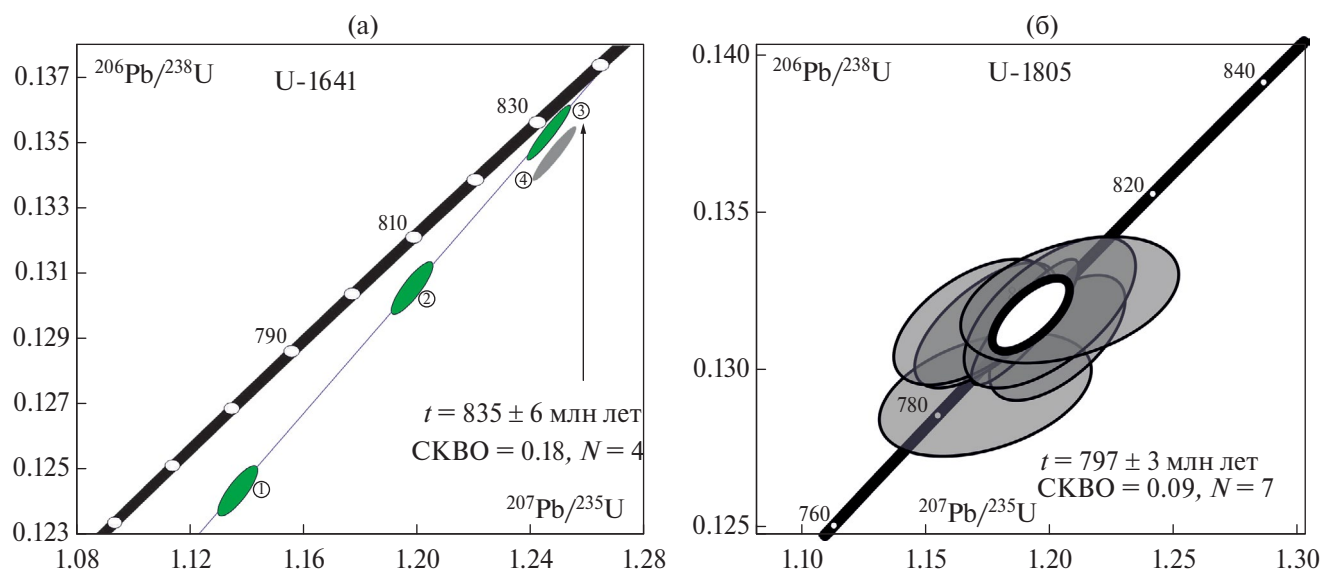


Рис. 8. Диаграммы с конкордией: (а) — для цирконов из гранитоидов Соуктальского (проба U-1641) массива; (б) — для цирконов из гранитоидов Акжарского (проба U-1643) массива.

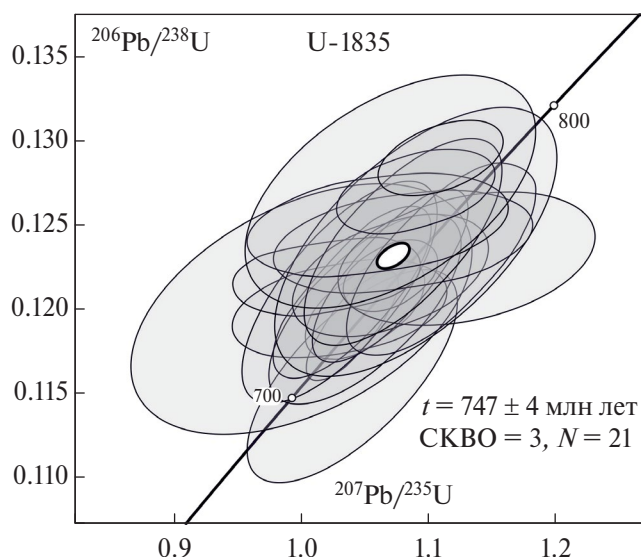


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из эффузивов бимодального комплекса (проба U-1835) гор Жаксы-Арганаты.

циркона (см. табл. 3). Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 747 ± 4 млн лет (рис. 9).

Для вулканогенных пород дифференцированного комплекса ранее была получена оценка возраста кристаллизации андезидацитов — 757 ± 7 млн лет [7].

Полученные данные позволяют считать, что формирование вулканогенно-осадочных и плутонических комплексов Северного Улутау происходило во второй половине тонийского периода неопротерозоя на протяжении трех временных интервалов: ~ 835 – 825 , ~ 800 и ~ 760 – 740 млн лет.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД

Изучение состава магматических пород проводилось в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) рентгено-флуоресцентным методом на спектрометре “S4 Pioneer” (Bruker, Germany) (главные петрогенные элементы) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре “ICAP-61” (Thermo Jarrell Ash, USA) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре “X-7” (Thermo Elemental, USA) (редкие и редкоземельные элементы). Изотопные Nd исследования валовых проб пород проводились в ЦКП ИГХ СО РАН (г. Иркутск, Россия) с использованием масс-спектрометра ThermoFinnigan Neptune plus (Thermo Scientific, Bremen, Germany).

Магматические породы междуречья Ащи-Тасты–Жаксы-Коянды

Эффузивы вулканогенного комплекса по содержанию SiO_2 (57.2–65.9 мас. %) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8.3–9.8 мас. %) соответствуют трахиандезитам и трахидацитам щелочной серии ($\text{MALI} = 8.15$ – 9.35) (табл. 4, рис. 10).

Они характеризуются высокой железистостью ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.82$ – 0.97) и широким

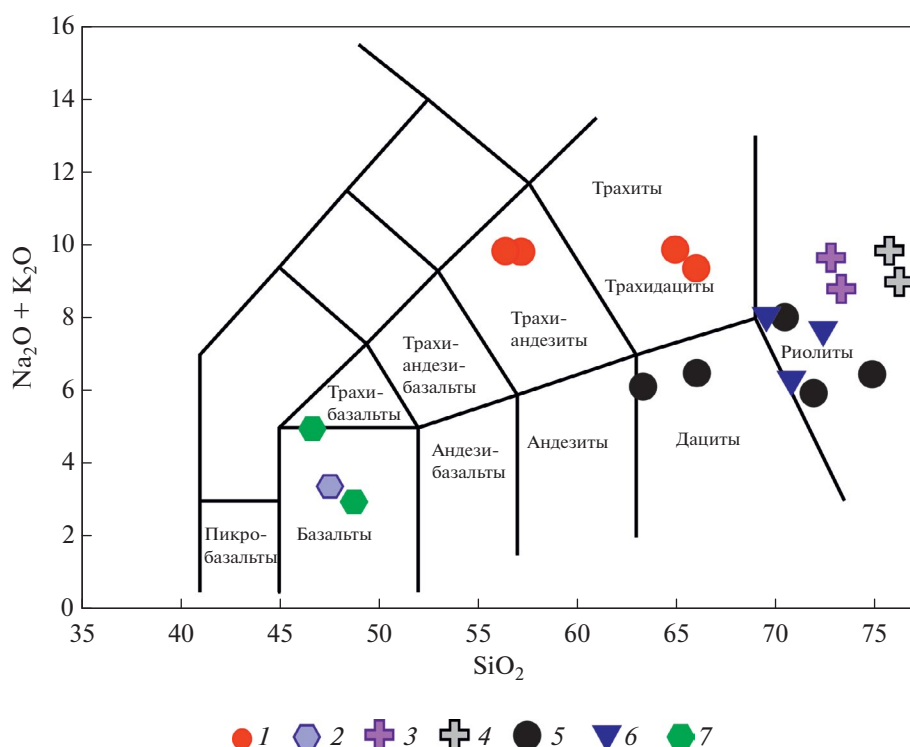


Рис. 10. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для докембрийских эффузивных и плутонических пород Северного Улутау (по данным [30]).

1–4 – магматические породы междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды: 1–2 – эффузивы: 1 – вулканогенного комплекса, 2 – вулканогенно-осадочного комплекса; 3–4 – гранитоиды: 3 – Соуктаьского массива, 4 – Акжарского массива; 5–7 – магматические породы гор Жаксы-Арганаты: 5 – эффузивы дифференцированного комплекса, 6 – эффузивы кислого состава бимодального комплекса, 7 – эффузивы основного состава бимодального комплекса

Таблица 4. Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т) в эффузивных и интрузивных породах междуречья Ащи-Тасты–Жаксы-Коянды

Оксиды (мас. %)	Образец										
	U1804	U1805	U1801	U1802	U1646	U1645	U1807	U1641	U1642	U1643	U1644
	вулканогенный комплекс						вулканогенно-осадочный комплекс	Соуктаьский массив		Акжарский массив	
	кварциты		эффузивы				эффузивы	граниты		граниты	
SiO_2	85.69	79.10	57.16	65.98	64.92	57.02	47.70	73.30	72.78	76.45	76.03
TiO_2	0.13	0.13	0.83	0.52	0.58	0.81	1.30	0.29	0.28	0.09	0.12
Al_2O_3	12.06	16.59	21.63	15.12	16.22	21.14	14.08	13.18	13.57	12.02	12.31
Fe_2O_3	0.18	0.12	6.26	4.42	3.59	6.09	8.35	2.11	1.93	1.12	1.05
FeO	0.10	0.10	0.16	0.14	0.18	0.18	7.18	0.15	0.46	0.21	0.11
MnO	0.01	0.00	0.01	0.15	0.15	0.01	0.23	0.02	0.02	0.01	0.01
MgO	0.02	0.02	0.63	0.30	0.50	1.26	5.42	0.59	0.33	0.10	0.16
CaO	0.06	0.02	0.45	1.99	1.71	0.51	9.01	0.67	0.15	0.60	0.13
K_2O	0.90	2.00	7.84	5.80	6.78	7.75	1.19	5.21	5.76	5.18	5.93
Na_2O	0.20	0.29	1.96	3.55	3.08	2.07	2.23	3.57	3.88	3.80	3.87
P_2O_5	0.04	0.03	0.30	0.14	0.14	0.32	0.18	0.05	0.06	0.01	0.02
п.п.п.	0.60	1.59	2.75	1.87	2.12	2.81	2.32	0.84	0.73	0.38	0.24
Сумма	99.99	100.00	99.98	99.99	99.97	99.98	99.19	99.98	99.94	99.97	99.98
FeO^*	0.26	0.20	5.79	4.12	3.41	5.66	14.70	2.05	2.19	1.22	1.06
ASI	8.93	6.30	1.78	0.97	1.06	1.72	0.67	1.04	1.06	0.93	0.95
MALI	1.04	2.27	9.35	7.37	8.15	9.31	–5.59	8.11	9.48	8.38	9.68

Таблица 4. Продолжение

Оксиды (мас. %)	Образец										
	U1804	U1805	U1801	U1802	U1646	U1645	U1807	U1641	U1642	U1643	U1644
	вулканогенный комплекс						вулканогенно-осадочный комплекс	Соуктальский массив		Акжарский массив	
FeO*/FeO* + MgO	0.92	0.91	0.96	0.97	0.89	0.82	0.73	0.77	0.87	0.92	0.87
элемент (г/г)	U1804	U1805	U1801	U1802	U1646	U1645	U1807	U1641	U1642	U1643	U1644
Sc	3.76	3.87	—	10.99	7.88	9.49	42.85	2.20	2.00	0.70	1.60
V	5.76	8.98	—	38.90	13.30	100.14	363.47	14.90	14.90	—	—
Cr	12.77	4.59	—	7.49	6.60	4.47	157.91	11.00	9.50	19.50	15.40
Co	0.16	0.20	—	1.42	1.53	5.23	37.64	1.60	1.60	0.44	0.57
Ni	6.90	3.48	—	4.65	5.37	2.21	64.54	6.50	6.50	10.80	8.50
Cu	2.42	2.33	—	3.88	2.39	2.13	125.64	1.80	2.30	1.60	0.70
Zn	4.81	4.05	—	54.42	58.78	84.45	118.67	61.20	35.30	15.80	39.10
Ga	14.20	16.58	—	15.38	14.53	18.59	20.65	22.30	21.60	22.20	21.40
Rb	13.34	34.04	—	155.05	174.11	254.76	27.35	226.00	170.00	303.00	184.00
Sr	39.89	35.39	—	75.10	121.48	120.08	405.41	56.50	39.40	10.50	7.50
Y	2.72	5.22	—	23.97	23.46	20.87	29.47	67.20	45.00	135.20	93.80
Zr	165.59	214.47	—	273.84	211.40	184.78	26.49	268.00	246.00	243.00	358.00
Nb	20.84	25.49	—	21.29	17.54	13.64	8.54	24.60	21.60	51.70	20.50
Cs	0.17	0.34	—	1.44	2.19	6.95	0.71	1.80	1.10	0.77	0.68
Ba	33.79	62.58	—	1384.70	1376.68	1369.26	421.29	282.00	309.00	32.90	44.70
La	40.49	37.39	—	54.89	53.03	42.86	10.71	65.10	74.20	94.50	3.30
Ce	53.23	61.36	—	103.89	99.12	83.06	25.11	155.60	145.50	171.40	16.10
Pr	3.75	4.73	—	11.15	10.22	8.32	3.38	13.00	16.40	18.40	1.70
Nd	8.25	13.09	—	42.80	40.61	34.17	16.43	49.60	58.60	62.10	10.50
Sm	0.65	1.54	—	8.28	7.43	6.44	4.42	10.20	11.50	13.60	5.50
Eu	0.05	0.10	—	2.06	1.73	1.92	1.61	0.38	0.46	0.04	0.05
Gd	0.51	1.08	—	6.88	6.05	5.37	5.48	9.40	10.40	14.10	8.40
Tb	0.08	0.14	—	0.88	0.84	0.75	0.87	1.60	1.60	2.90	1.90
Dy	0.50	0.89	—	4.77	4.45	4.02	5.46	10.20	8.40	19.50	13.20
Ho	0.11	0.19	—	0.89	0.82	0.73	1.07	2.20	1.50	4.30	3.00
Er	0.43	0.70	—	2.59	2.49	2.11	2.99	6.80	4.40	13.80	9.90
Tm	0.08	0.13	—	0.38	0.36	0.30	0.39	1.00	0.62	2.10	1.60
Yb	0.74	1.06	—	2.59	2.45	2.13	2.32	6.70	4.20	13.90	10.60
Lu	0.13	0.19	—	0.40	0.38	0.30	0.31	0.95	0.61	1.90	1.60
Hf	5.26	6.76	—	6.56	5.62	4.68	0.76	8.70	8.00	12.40	13.60
Ta	1.38	1.88	—	1.20	1.05	0.76	0.52	1.60	1.50	3.70	1.70
Pb	6.09	15.90	—	15.59	9.08	5.99	5.00	27.90	10.20	15.20	6.00
Th	13.56	16.02	—	10.03	8.83	6.96	1.23	30.70	25.30	32.30	21.30
U	1.86	1.20	—	1.52	1.21	1.12	0.48	5.10	2.70	5.10	3.00
(Gd/Yb) _n	0.56	0.82	—	2.15	1.99	2.04	1.91	1.13	2.00	0.82	0.64
(La/Yb) _n	37.11	23.88	—	14.31	14.61	13.59	3.12	6.56	11.92	4.59	0.21
Eu/Eu*	8.80	4.92	—	2.40	2.50	1.00	1.00	0.12	0.13	0.01	0.02

Примечание. FeO* = 0.9 × FeO + F₂O₃; ASI = (Al/(Ca – 1.67P + Na + K)); MALI = (Na₂O + K₂O – CaO).

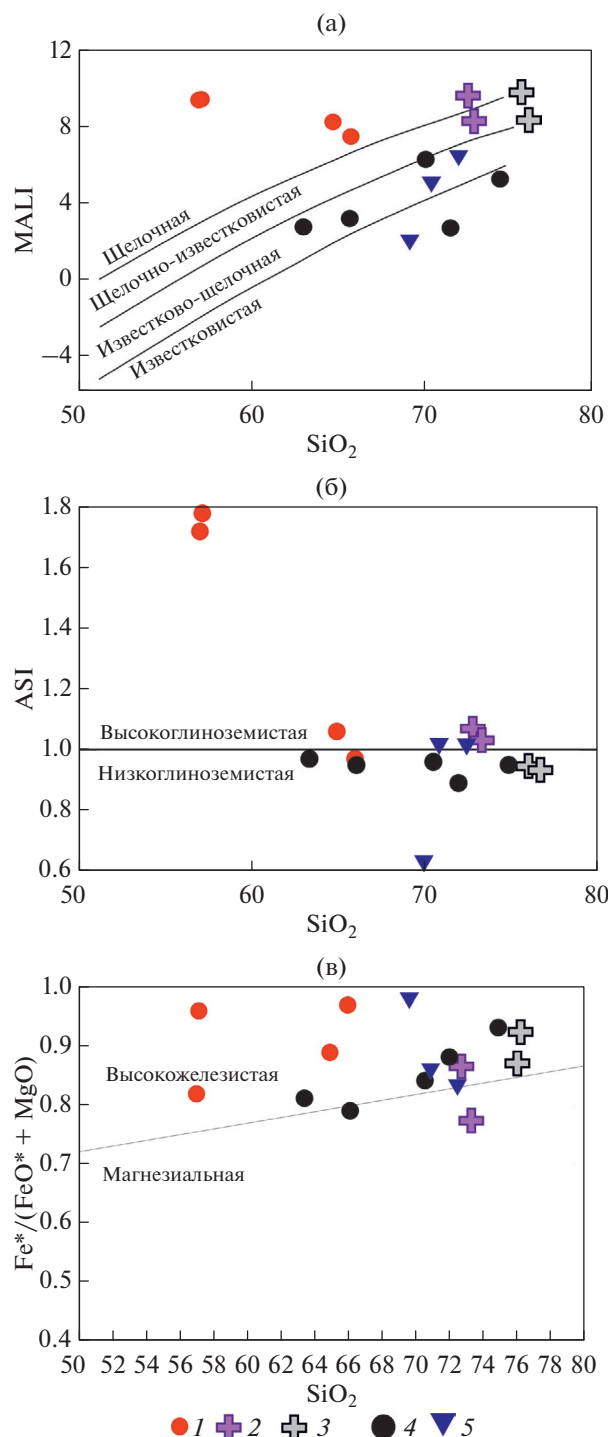


Рис. 11. Петрохимические диаграммы для позднепротерозойских пород среднего, кислого состава Северного Улутау (по данным [24]).

(а) – SiO_2 – MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$); (б) – SiO_2 – ASI ($\text{Al}/(\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K})$); (в) – SiO_2 – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$.

1–3 – породы междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды: 1 – эффузивы вулканогенного комплекса, 2 – гранитоиды Соуткальского массива, 3 – гранитоиды Акжарского массива; 4–5 – горы Жаксы-Арганаты: 4 – эффузивы дифференцированного комплекса, 5 – эффузивы бимодального комплекса

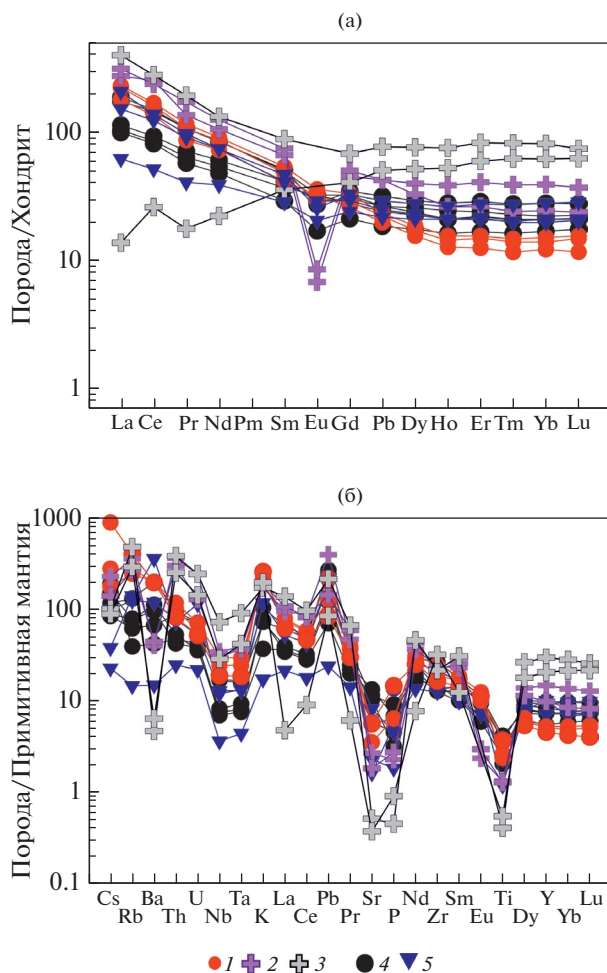


Рис. 12. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах среднего, кислого состава, нормированные на состав: (а) хондрита (по [37]) и (б) примитивной мантии (по [37]).

1–3 – междуречье Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды: 1 – эффузивы вулканогенного комплекса, 2 – гранитоиды Соуткальского массива, 3 – гранитоиды Акжарского массива; 4–5 – эффузивы комплексов (горы Жаксы-Арганаты): 4 – дифференцированного, 5 – бимодального

вариациями глиноземистости ($\text{ASI} = 1.78\text{--}0.97$) (рис. 11).

Для пород характерно обогащение Cs, Rb, Ba, U, Th, Zr, Y и дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 13.5\text{--}14.6$) и слабая Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.78\text{--}0.83$) (рис. 12).

Кианитовые кварциты, залегающие согласно с эффузивами, обладают низкими концентрациями всех петрогенных оксидов, за исключением SiO_2 (79.10–85.69 мас. %) и Al_2O_3 (12.06–16.59 мас. %) (см. табл. 4), высокие значения индексов химического выветривания ($\text{CIA} = 99\text{--}92$) и аргиллитизации ($\text{AAAI} = 92\text{--}96$), а также обеднение пород LILE (Cs, Rb, Ba, Sr) указывают на метасоматическое

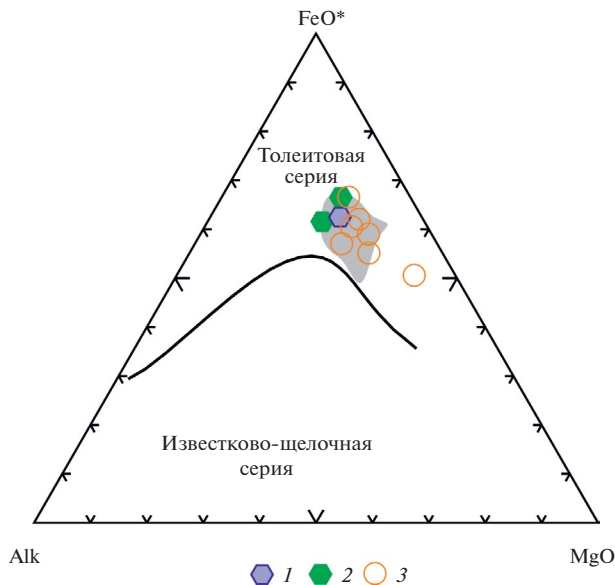


Рис. 13. Диаграмма AFM для пород основного состава, (по [26]).

Обозначено: $\text{FeO}^* = 0.9\text{FeO} + \text{F}_2\text{O}_3$; эффузивы (область серого цвета) основного состава боздакской и карсакапской серий, (по [2, 9, 11]).

1 – эффузивы основного состава вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды; 2 – эффузивы основного состава бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 – амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, (по [8])

образование кианитовых кварцитов (аргиллизиты) в равновесии с кислыми (pH 5–2) растворами [22, 33].

Соотношения в кварцитах Zr, Ti, Nb, Y, инертных при данных pH, позволяют рассматривать в качестве протолита – породы трахитового состава [40]

Эффузивы вулканогенно-осадочного комплекса представлены базальтами (SiO_2 – 47.7 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 3.42 мас. %) толейтовой серии (см. табл. 4, рис. 10, рис. 13).

Породы обладают дифференцированным спектром распределения с незначительным обогащением легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 3.2$) и обеднением тяжелыми РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.9$) и отсутствием Eu-ой аномалии ($(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.99)$). Для базальтов характерно обогащение Cs, Rb, Ba, на фоне отсутствия обеднения Nb, Ta (рис. 14).

Гранитоиды Соукталяского массива близки к субщелочным и щелочным гранитам (SiO_2 (72.78–73.70 мас. %) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8.78–9.64 мас. %) (см. табл. 4), принадлежат щелочной и щелочно-известковой сериям ($\text{MALI} = 8.11$ –9.48), характеризуются умеренной глиноземистостью ($\text{ASI} = 1.04$ –1.06) и железистостью ($(\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})) = 0.77$ –0.87) (см. рис. 11).

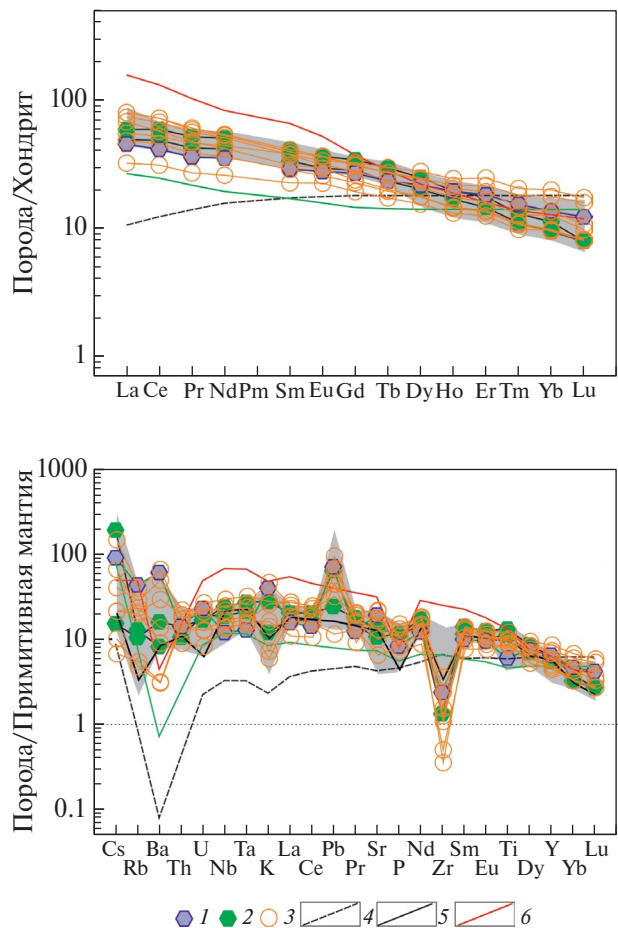


Рис. 14. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах основного состава, нормированные на состав: (а) хондрита (по [37]) и (б) примитивной мантии (по [37]).

Обозначены (область серого цвета) эффузивы основного состава боздакской и карсакапской серий, (по [2, 9, 11]).

1–2 – эффузивы основного состава: 1 – вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды, 2 – бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 – амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, (по [8]); 4–6 – базальты: 4 – N-Morb, (по [37]), 5 – E-Morb, (по [37]), 6 – OIB, (по [37])

Граниты обладают дифференцированным спектром распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ 6.55–11.92) и проявленной Eu-ой аномалией ($(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.11$ –0.13). На фоне обогащения большинством несовместимых элементов, характерно обеднение Sr, P, Ti (см. рис. 12).

Гранитоиды Акжарского массива отличаются более высокими содержаниями SiO_2 и близки к аляскитам (SiO_2 – 76.03–76.45 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 8.98–9.8 мас. %) щелочно-известковой серии ($\text{MALI} = 8.38$ –9.68) (см. табл. 4); характеризуются умеренной глиноземистостью

Таблица 5. Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т) в эффузивных породах гор Жаксы-Арганаты

Окислы (мас. %)	Образец									
	U1811	U1812	U1832	U1833	U1829	U1813	U1814	U1816	U1834	U1835
	дифференцированный комплекс					бимодальный комплекс				
	эффузивы									
SiO ₂	70.40	74.75	63.25	71.85	65.96	48.68	70.74	69.47	46.58	72.33
TiO ₂	0.54	0.53	0.91	0.45	0.80	2.43	0.68	0.26	2.84	0.51
Al ₂ O ₃	13.95	11.45	14.66	12.6	14.37	11.06	12.43	10.88	13.10	13.03
Fe ₂ O ₃	2.82	2.93	5.00	3.50	4.51	9.53	4.38	1.22	12.03	2.05
FeO	0.71	0.70	1.39	0.46	1.22	7.76	1.73	0.12	6.28	1.51
MnO	0.12	0.07	0.19	0.16	0.15	0.25	0.13	0.16	0.22	0.09
MgO	0.78	0.62	1.42	0.47	1.41	5.20	1.10	0.11	5.65	0.67
CaO	1.75	1.33	3.21	3.08	3.16	9.45	1.17	5.81	5.19	1.20
K ₂ O	3.15	2.27	1.12	2.20	2.20	0.36	0.52	5.87	0.83	3.53
Na ₂ O	4.94	4.43	5.07	3.81	4.36	2.67	5.86	2.27	4.2	4.21
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.20	0.07	0.15	0.25	0.12	0.04	0.24	0.10
п.п.п.	0.62	0.76	1.88	1.30	1.56	1.50	0.95	3.78	2.14	0.60
Сумма	99.92	99.92	98.3	99.94	99.86	99.14	99.81	99.98	99.3	99.83
FeO*	3.25	3.34	5.89	3.61	5.28	16.34	5.67	1.22	17.11	3.36
ASI	0.96	0.95	0.97	0.89	0.95	0.51	1.02	0.53	0.77	1.02
MALI	6.34	5.37	2.98	2.93	3.40	-6.42	5.21	2.33	-0.16	6.53
FeO*/FeO* + MgO	0.84	0.93	0.81	0.88	0.79	0.55	0.86	0.98	0.75	0.83
Элементы (г/т)	U1811	U1812	U1832	U1833	U1829	U1813	U1814	U1816	U1834	U1835
Sc	8.10	8.90	15.40	8.20	15.50	31.50	15.10	7.60	37.60	12.20
V	31.30	42.40	77.50	38.70	83.00	339.00	75.00	12.70	390.00	32.30
Cr	14.60	20.10	9.60	4.70	14.10	62.40	12.00	22.70	54.80	15.00
Co	3.30	4.50	7.60	2.30	7.70	43.50	7.30	2.70	53.00	3.40
Ni	11.30	12.90	5.30	3.20	10.20	60.10	9.10	28.00	61.90	11.10
Cu	7.40	10.90	5.10	2.80	17.80	141.00	3.40	7.10	54.40	10.80
Zn	113.00	41.00	112.00	74.00	70.90	118.00	56.60	979.00	140.00	46.30
Ga	14.40	11.40	18.90	19.70	17.80	22.60	15.20	5.50	24.90	17.30
Rb	83.20	50.20	25.00	39.30	49.30	8.10	9.30	88.30	6.60	79.20
Sr	118.00	124.00	243.00	219.00	283.00	223.00	34.50	49.10	283.00	173.00
Y	33.70	25.00	34.10	44.80	38.30	24.90	32.60	46.00	29.00	42.10
Zr	301.00	173.00	144.00	298.00	149.00	14.90	141.00	154.00	14.90	242.00
Nb	12.30	5.00	5.40	12.10	5.90	13.30	2.60	8.50	17.10	9.20
Cs	0.92	0.70	1.50	0.67	1.20	1.50	0.18	0.30	0.12	0.78
Ba	1397.00	669.00	293.00	470.00	786.00	56.80	104.00	2485.00	111.00	829.00
La	44.60	23.70	24.80	41.50	27.10	11.60	14.80	49.30	13.90	36.20
Ce	92.00	50.30	52.60	89.30	57.30	29.60	31.80	84.60	36.00	75.90
Pr	10.20	5.50	6.10	10.20	6.80	4.00	3.90	9.30	4.90	8.70
Nd	40.00	22.60	25.40	39.60	28.50	19.30	18.30	34.90	23.40	34.80
Sm	7.70	4.50	5.70	7.90	6.40	5.10	4.40	6.30	6.20	7.20
Eu	1.90	1.00	1.90	1.60	1.70	1.70	1.20	1.70	2.10	1.50
Gd	6.70	4.40	5.80	7.20	6.30	5.80	5.00	6.10	7.00	6.80
Tb	1.00	0.70	0.91	1.20	1.00	0.87	0.82	0.94	1.10	1.10
Dy	6.10	4.50	5.80	7.50	6.60	5.10	5.40	5.90	6.30	7.10
Ho	1.20	0.93	1.20	1.60	1.40	0.95	1.20	1.20	1.10	1.50
Er	3.70	2.80	3.70	4.80	4.00	2.40	3.50	3.60	2.90	4.60

Таблица 5. Окончание

Окислы (мас. %)	Образец									
	U1811	U1812	U1832	U1833	U1829	U1813	U1814	U1816	U1834	U1835
	дифференцированный комплекс					бимодальный комплекс				
	эффузивы									
Tm	0.53	0.42	0.54	0.71	0.59	0.28	0.52	0.51	0.33	0.70
Yb	3.60	2.90	3.60	4.80	3.80	1.60	3.60	3.40	1.90	4.80
Lu	0.54	0.45	0.55	0.71	0.58	0.20	0.54	0.53	0.20	0.73
Hf	7.20	4.40	3.60	7.30	4.00	0.77	3.80	3.80	0.64	6.30
Ta	0.68	0.31	0.33	0.64	0.38	0.86	0.18	0.55	1.10	0.53
Pb	19.00	5.00	8.60	17.30	9.50	4.50	1.70	13.30	1.70	12.90
Th	8.20	3.60	4.00	7.40	4.50	0.89	2.10	6.20	1.20	6.60
U	1.50	0.80	0.89	1.50	0.75	0.40	0.46	2.40	0.35	1.10
(Gd/Yb) _n	1.50	1.23	1.30	1.21	1.34	2.93	1.12	1.45	2.98	1.14
(La/Yb) _n	8.36	5.52	4.65	5.84	4.81	4.89	2.77	9.79	4.94	5.09
Eu/Eu*	0.81	0.69	1.01	0.65	0.82	0.96	0.78	0.84	0.97	0.66

Примечание. FeO* = 0.9 × FeO + F₂O₃; ASI – (Al/(Ca – 1.67P + Na + K)); MALI – (Na₂O + K₂O–CaO).

Таблица 6. Результаты Sm–Nd изотопного исследования позднедокембрийских эффузивов Северного Улутау

Образец	Порода	Возраст (млн лет)	Sm (г/т)	Nd (г/т)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (t)	t _{Nd} DM
U-1816	риодацит	800	7.00	33.12	0.1287	0.511949 ± 8	–6.5	2149
U-1832	андезидацит	800	4.86	24.63	0.1202	0.512368 ± 8	2.6	1276
U-1835	риолит	800	6.92	33.56	0.1256	0.512134 ± 5	–2.6	1756

Примечание. Величины ε_{Nd}(t) рассчитаны на возраст 800 млн лет.

(ASI – 0.93–0.95) и железистостью ((FeO*/(FeO* + MgO) – 0.87–0.92) (см. рис. 11).

Породы демонстрируют широкие вариации в спектрах распределения РЗЭ ((La/Yb)_n – 0.26–4.58). В сравнении с гранитоидами Соуктальского массива больше проявлено обеднение Ba, Sr, P, Ti (см. рис. 12).

Магматические породы гор Жаксы-Арганаты

Породы дифференцированного комплекса представлены эффузивами андезидацитового, дацитового и риолитового состава (SiO₂ – 63.2–74.7 мас. %, Na₂O + K₂O – 6–8.1 мас. %) известково-щелочной и известковистой серий (MALI – 2.93–6.34) (табл. 5, см. рис. 10); характеризуются умеренной железистостью (FeO*/(FeO* + MgO) – 0.78–0.93) и глиноземистостью (ASI – 0.89–0.96) (см. рис. 11).

Вулканиды обладают в различной степени дифференцированными спектрами распределения РЗЭ ((La/Yb)_n – 4.64.5–8.36) и Eu-аномалией (Eu/Eu* – 0.64–1.01), они обогащены Cs, Rb, Ba, Th, U на фоне обеднения Nb, Ta, Sr, P и Ti (см. рис. 12). Эффузивы дифференцированного комплекса характеризуются положительными значениями

ε_{Nd}(t) (+2.6) и значениями модельного возраста (t_{Nd}(DM) = ~1.27 млрд лет) (табл. 6).

Кислые эффузивы бимодального комплекса представлены риолитами (SiO₂ – 69.47–72.33 мас. %, Na₂O + K₂O – 5.03–7.74 мас. %), принадлежащими к известково-щелочной и известковистой сериям (MALI – 2.33–6.53) (см. табл. 5, рис. 10); характеризуются широкими вариациями железистости (FeO*/(FeO* + MgO) – 0.83–0.98) и глиноземистости (ASI – 0.77–1.02) (см. рис. 11).

Породы в разной степени обогащены легкими РЗЭ ((La/Yb)_n – 2.77–6.53) и обладают отрицательной Eu-ой аномалией (Eu/Eu* – 0.65–0.83). На мультиэлементных диаграммах проявлено в различное обогащение Cs, Rb, Ba, Th, U на фоне обеднения Nb, Ta, Sr, P и Ti (см. рис. 12).

Риолиты бимодального комплекса характеризуются отрицательными значениями ε_{Nd} (–2.6––6.5) и значениями модельного возраста (t_{Nd}(DM) = ~1.75–2.15 млрд лет) (см. табл. 6).

Эффузивы основного состава бимодального комплекса представлены базальтами (SiO₂ – 46.6–48.7 мас. %, Na₂O + K₂O – 3.02–5.03 мас. %) толеитовой серии (см. табл. 5, см. рис. 10, см. рис. 13).

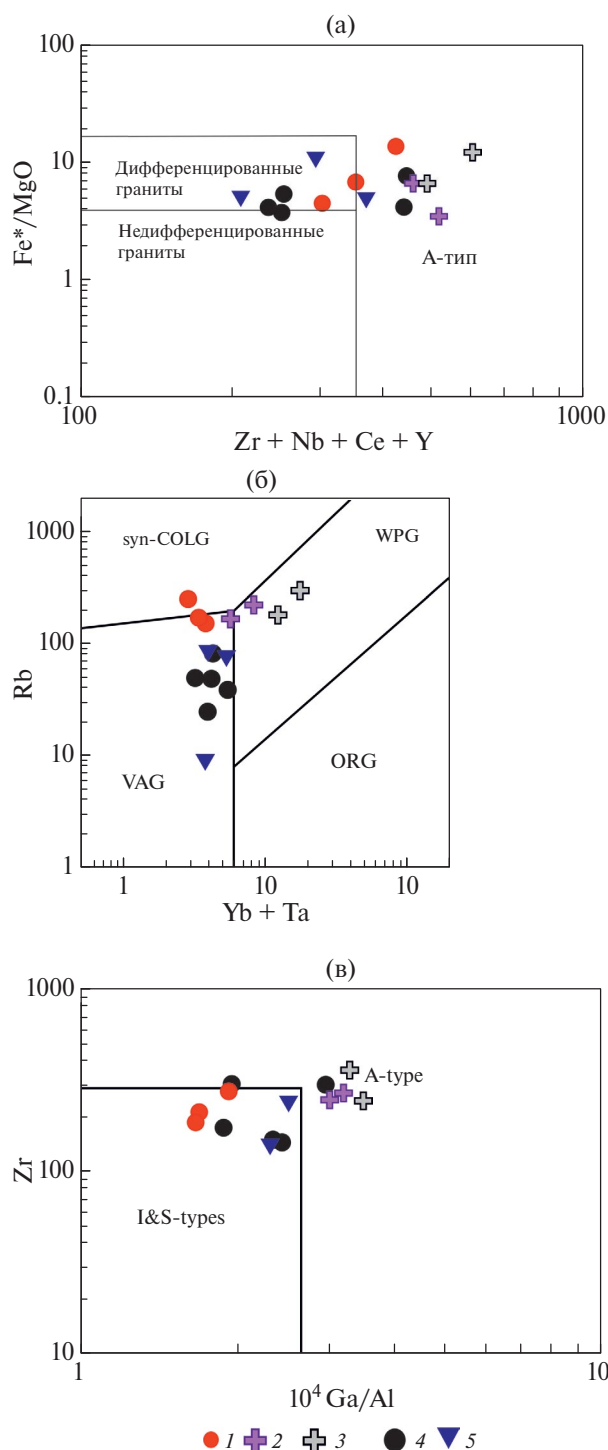


Рис. 15. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород среднего, кислого Северного Улутау.

(а) – FeO^*/MgO – $Zr + Nb + Ce + Y$, (по [38]); (б) – Rb – $Yb + Ta$, (по [34]); (в) – Zr – $10^4 Ga/Al$, (по [38]). 1–3 – междуречье Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды: 1 – эффузивы вулканогенного комплекса, 2 – гранитоиды Соуткальского массива, 3 – гранитоиды Акжарского массива; 4–5 – горы Жаксы-Арганаты: 4–5 – эффузивы комплексов: 4 – дифференцированного, 5 – бимодального

Породы обладают дифференцированным спектром распределения с обогащением легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 4.89–4.93$) и обеднением тяжелыми РЗЭ ($(Gd/Yb)_n = 2.92–2.97$), отсутствием Eu-аномалии ($(Eu/Eu^*) = 0.95–0.97$). Для базальтов характерно обогащение всеми несовместимыми элементами, за исключением Zr, Y и тяжелых РЗЭ (рис. 14).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные геологические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования докембрийских комплексов Северном Улутау позволили выделить две неопротерозойские ассоциации:

- среднетонийская (~835–800 млн лет), в состав которой входят кислые вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды;
- позднегонийская (~760–735 млн лет), представленная дифференцированными и базальтовыми вулканогенными, туфогенно-терригенными и осадочными толщами.

Обстановки формирования и источники неопротерозойских комплексов Северного Улутау

В строении среднетонийской ассоциации преобладающими являются кислые эффузивы, а также гранитоиды Соуткальского и Акжарского массивов, которые обладают близкими особенностями химического состава, характерными для гранитов А-типа. Это выражается в их принадлежности к щелочной и щелочно-известковой сериям, умеренной глиноземистости и железистости (см. рис. 11).

По соотношениям FeO^*/MgO к $Zr + Nb + Ce + Y$, а также Zr к $10^4 Ga/Al$ они также могут быть отнесены к гранитоидам А-типа, что подтверждается обогащением пород U, Th, Zr, Y и незначительным обеднением Nb, Ta на фоне резкого обеднения Ba, Sr, P, Eu, Ti [39] (см. рис. 12, рис. 15).

Расчетные температуры насыщения родональных для эффузивов и гранитов расплавов цирконием (T_{Zr} среднее $819^\circ C$ (~эффузивы) и $830^\circ C$ (~гранитоиды Акжарского и Соуткальского массивов)) указывают на высокотемпературный режим их образования, что является характерной чертой А-гранитов железистого типа, при этом соотношения $Rb - Y + Nb$ предполагают формирование расплавов в обстановке внутриплитного растяжения [32, 34, 38] (см. рис. 15).

Дифференцированные эффузивы позднегонийской ассоциации характеризуются пониженной щелочностью и принадлежат умеренно железистой и глиноземистой сериям, что на фоне обеднения

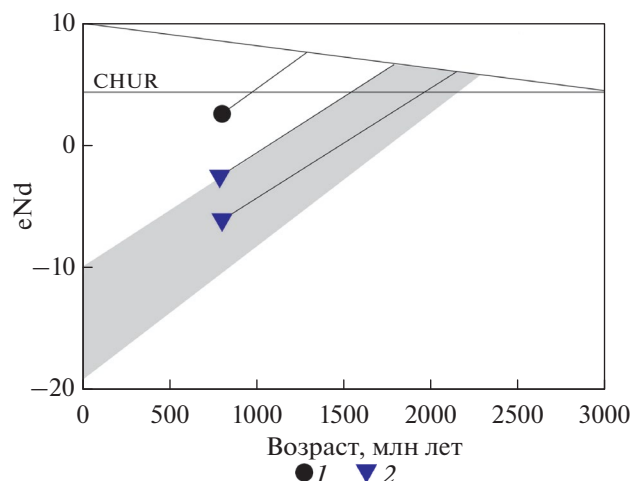


Рис. 16. Диаграмма эволюции изотопного состава Nd кислых эффузивов гор Жаксы-Арганты.

Показано: линия эволюции деплетированной мантии (наклонная линия), (по [21]); поле (серое) изотопной эволюции кислых ортопород бектурганской и баладжездинской серий [8].

Обозначено: CHUR — однородный хондритовый резервуар, (по [28]).

1—2 — эффузивы комплексов: 1 — дифференцированного, 2 — эффузивы бимодального

Nb, Ta, Ti указывает на их надсубдукционное происхождение. Это подтверждается и расположением фигуративных точек их составов на тектоно-магматических дискриминантных диаграммах в областях гранитоидов островных дуг, активных континентальных окраин, а также гранитов I-типа (см. рис. 15). Изотопные составы Nd андезитов ($\epsilon\text{Nd} +2.6$; $t\text{Nd}(\text{DM}) = \sim 1.27$ млрд лет) свидетельствуют о вероятном об участии в их формировании как ювенильного, так и более древнего корового источников (рис. 16).

Занимающие более высокое положение в структуре докембрийских образований Северного Улутау вулканогенно-осадочный (междуречье Ащи-Тасты—Жаксы-Коянды) и бимодальный (горы Жаксы-Арганаты) комплексы, с несогласием перекрывают как внутриплитные, так и надсубдукционные вулканогенные толщи.

В строении этих комплексов преобладают толеитовые базальты с геохимическими характеристиками базальтов типа E-MORB—OIB, о чем свидетельствуют высокие содержания PЗЭ на фоне обеднения тяжелыми PЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.9\text{--}2.97$), что позволяет относить эти базальты к внутриплитным (см. рис. 14).

Риолиты бимодального комплекса отличаются повышенной известковистостью и широкими вариациями железистости (см. рис. 11).

Обеднение эффузивов Nb, Ta, Ti, а также положение фигуративных точек их составов на дискриминантных диаграммах может указывать на субдукционное происхождение этих пород (см. рис. 14).

Однако изотопные составы Nd риолитов ($\epsilon\text{Nd}(t) -2.6\text{--}-6.5$; $t\text{Nd}(\text{DM}) = \sim 1.75\text{--}2.15$ млрд лет) и тесная ассоциация с обогащенными толеитовыми базальтами позволяют рассматривать кислые эффузивы как продукты плавления раннедокембрийской континентальной коры во внутриплитных обстановках.

Таким образом, формирование неопротерозойских комплексов Северного Улутау происходило в разных геодинамических обстановках. Образование среднетонийских ($\sim 835\text{--}800$ млн лет) кислых эффузивов и гранитоидов А-типа было связано с этапом внутрисубдукционного магматизма. Позднетонийский (~ 760 млн лет) дифференцированный комплекс формировался в надсубдукционной обстановке, которая в дальнейшем (~ 735 млн лет) вновь сменилась внутриплитной обстановкой.

Корреляция довендских комплексов Северного и Южного Улутау

Полученные данные о возрастах и обстановках формирования комплексов Северного Улутау позволяют провести их надежную корреляцию с одновозрастными образованиями южной части Улутауского террейна, выявить общие черты и различия.

В Южном Улутау формирование среднетонийских магматических комплексов Майтубинской зоны связано с процессами рифтогенеза в тыловой области активной континентальной окраины и образованием двух риолит-гранитных ассоциаций с возрастными ~ 830 млн лет (Дюсембайская) и $\sim 800\text{--}790$ млн лет (Актасская) [10] (рис. 17).

В Северном Улутау (междуречье Ащи-Тасты — Жаксы-Коянды) выявлены близкие по возрасту толщи анорогенных кислых эффузивов и гранитоиды Соуктаьского и Акжарского массивов, также связанные с двумя эпизодами среднетонийского ($\sim 835\text{--}825$ и ~ 800 млн лет) внутриплитного магматизма (см. рис. 17).

В Карсакпайской зоне Южного Улутау распространены дифференцированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщ (аралбайская и белеутинская серии), формирование которых связано с двумя этапами (~ 760 млн лет и $\sim 840\text{--}820$ млн лет) надсубдукционного магматизма в пределах энсиалической островной дуги [11] (см. рис. 17).

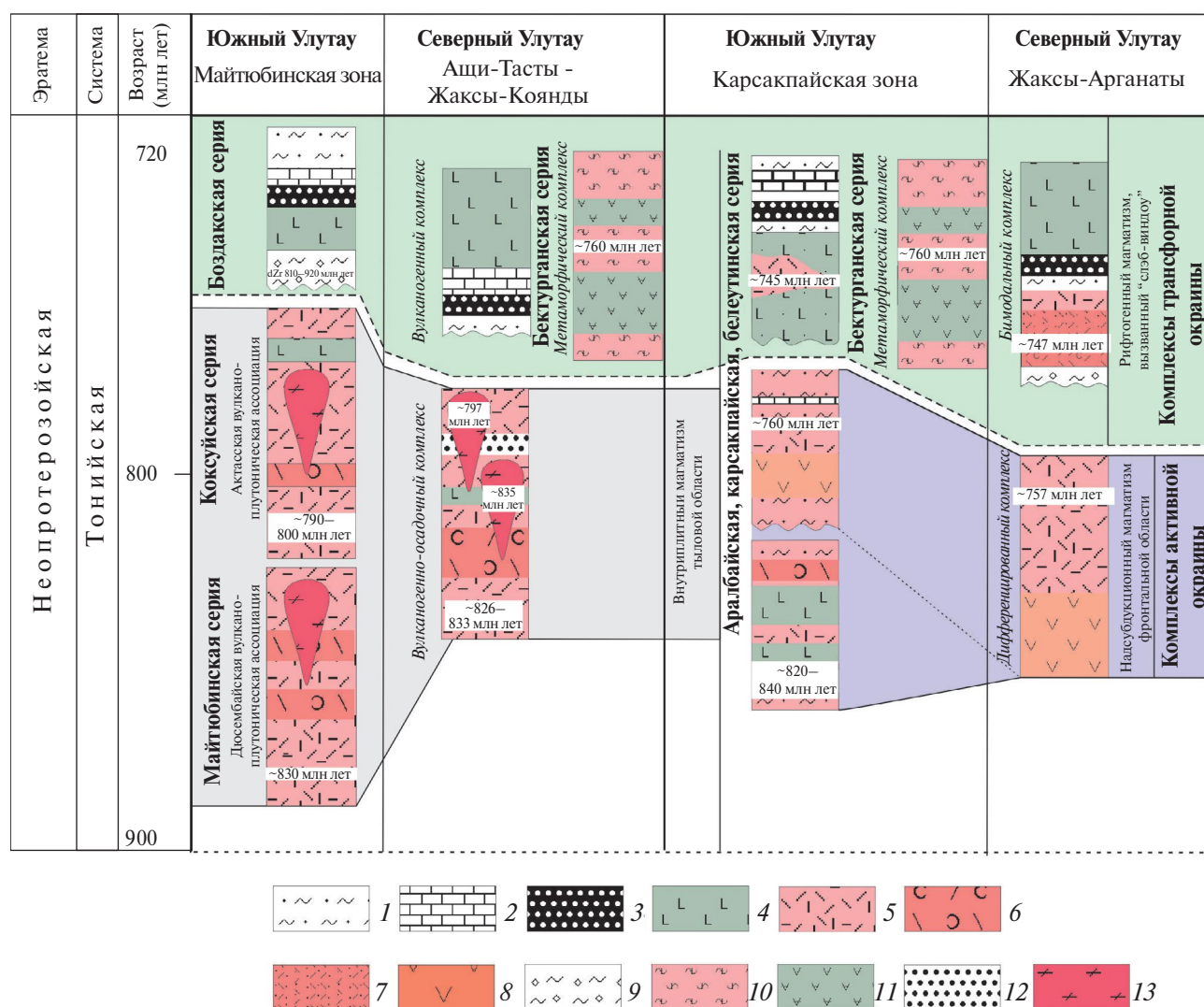


Рис. 17. Схема корреляции докембрийских стратифицированных и плутонических комплексов различных зон Южного и Северного Удугау.

1 – кварц-серицитовые сланцы; 2 – мраморизованные известняки; 3 – железистые сланцы и кварциты; 4 – эпидот-хлоритовые сланцы, рассланцованные туфы, эффузивы основного состава; 5 – эффузивы кислого состава; 6 – туфы, туфоконгломераты кислого состава; 7 – туфопесчаники, туфоалевролиты кислого состава; 8 – эффузивы среднего состава; 9 – конгломераты; 10 – пара- и ортогнейсы; 11 – амфиболиты и амфиболовые сланцы; 12 – кварциты, кварцито-сланцы; 13 – массивы рассланцованных гранитоидов

В Северном Улутау стратиграфическим и формационным аналогом более молодых тощ является дифференцированный вулканогенный комплекс гор Жаксы-Араганаты верхнего тония (~760 млн лет) (см. рис. 17).

Характерным элементом строения докембрийских комплексов Южного Улутау являются вулканогенно-осадочные железорудные последовательности. В Майтубинской зоне они представлены породами боздакской серии, колдыбайшокинской и тумурзинской свит. Боздакская серия с мощной пачкой (до 300 м) конгломератов в основании перекрывает анорогенные вулканоплутонические ассо-

циации. Верх по разрезу грубообломочные породы сменяются эффузивами основного состава, филлитовидными сланцами с горизонтами железистых кварцитов и мраморизованных известняков.

Изучение обломочного циркона из цемента конгломератов боздакской свиты показало, что их накопление началось не ранее 800 млн лет в основном за счет эрозии ранненеопротерозойских вулcano-плутонических ассоциаций, а также комплексов палеопротерозойского и неоархейского возраста [2, 11]. В Карсакпайской зоне наиболее распространена железорудная вулcanoгенно-осадочная карсакпайская серия, в разрезе которой.

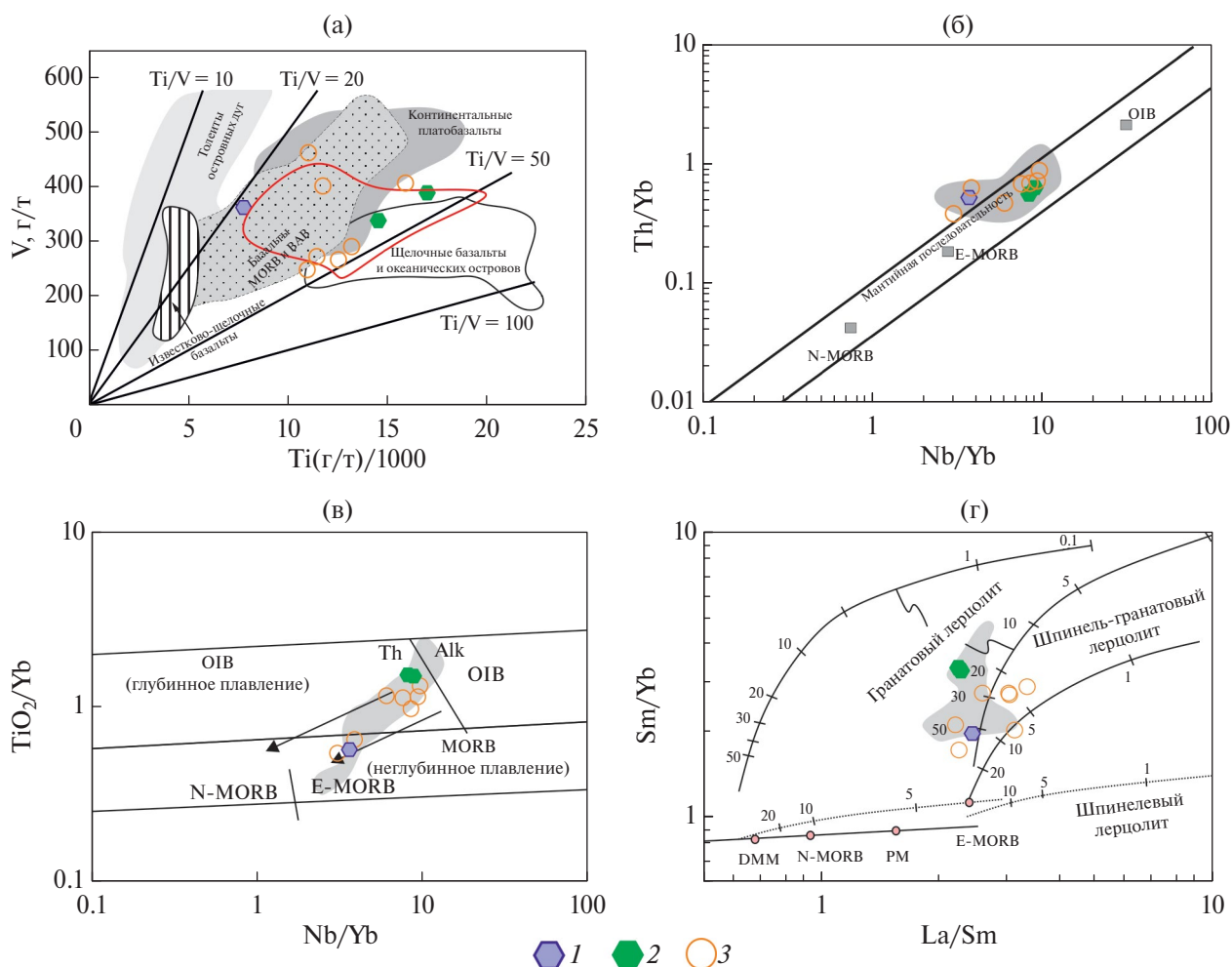


Рис. 18. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород основного состава.

(а) – $V-Ti/1000$, (по [36]); (б) – $Th/Yb-Nb/Yb$, (по [35]); (в) – $TiO_2/Yb-Nb/Yb$, (по [35]); (г) – $Sm/Yb-La/Sm$, (по [17]).

Область серого цвета – эффузивы основного состава боздакской и карсакапайской серий, (по [2, 9, 11]).

1–2 – эффузивы основного состава: 1 – вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды, 2 – бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 – амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, (по [8])

наряду с основными эффузивами, присутствуют пачки туфов кислого и средне-кислого состава с оценками возраста ~745 млн лет [9] (см. рис. 17).

Аналогом данных железорудных толщ в Северном Улуту является ассоциация эффузивов основного и кислого составов и железистых кварцитов верхнего тония (~747 млн лет), участвующая в строении вулканогенно-осадочного (участок междуречья Ащи-Тасты – Жаксы-Коянды) и бимодального (участок гор Жаксы-Арганаты) комплексов (см. рис. 17).

Таким образом, образование вулканогенно-осадочных железорудных комплексов как Южного, так и Северного Улуту происходило во второй половине тонийского периода, а основной максимум магматической активности (~747–745 млн

лет) может быть связан с рифтогенными процессами как в тыловой, так и фронтальной областях активной континентальной окраины.

Как в Южном, так в Северном Улуту наиболее низкое положение в структуре занимают метаморфические толщи, сложенные амфиболитами, ортопарагнейсами и сланцами (баладжездинская и бектурганская серии) [14]. Дометаморфические протолиты обеих серий представлены вулканогенными, туфогенными и осадочными породами. При этом эффузивы и туфогенные породы могут быть отнесены к риолит-базальтовой вулканогенно-обломочной ассоциации, основной объем которой был сформирован ~760 млн лет назад [8].

Эти данные указывают, что формирование дометаморфических протолитов баладжездинской

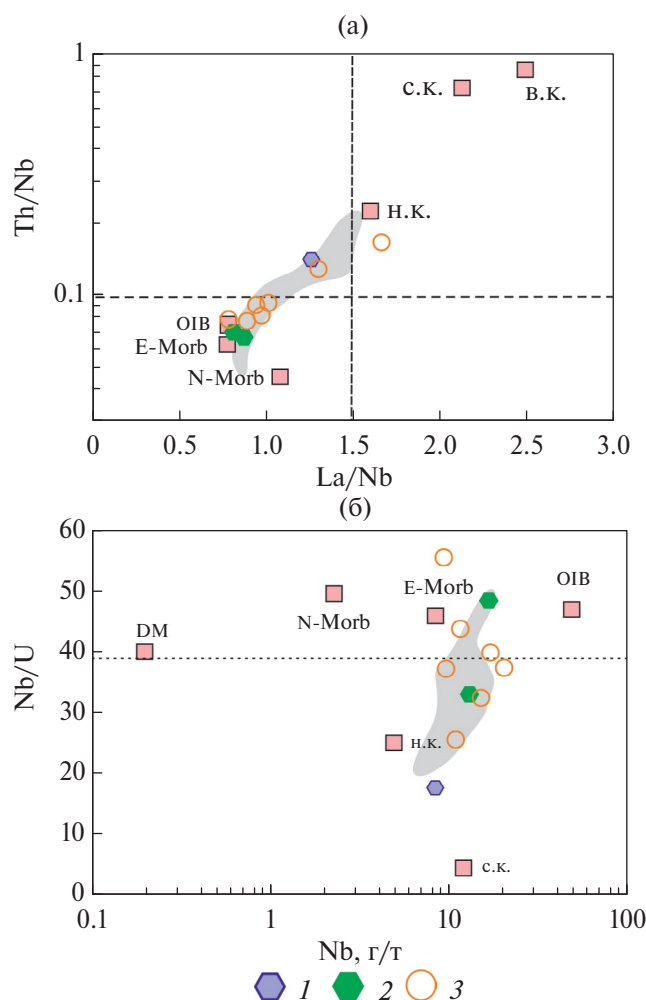


Рис. 19. Диаграммы для пород основного состава. (а) — Th/Nb — La/Nb, (по [27]); (б) — Nb/U — Nb, (по [27]).

Показано: н.к. — нижняя кора, с.к. — средняя кора, в.к. — верхняя кора.

Область серого цвета — эффузивы основного состава боздакской и карсакпайской серий, (по [2, 9, 11]).

1–2 — эффузивы основного состава: 1 — вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречье Ащи-Тасты — Жаксы-Коянды, 2 — бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 — амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, (по [8])

и бектурганской серий и, залегающих структурно выше слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных железорудных серий Северного и Южного Улутау происходило в позднетонийское время и может быть связано с рифтогенными процессами.

Образование расплавов этих комплексов во внутриплитной обстановке подчеркивается и геохимическими особенностями пород. Амфиболиты бектурганской и баладжездинской серий, как и их неметаморфизованные аналоги — базальты

железорудных толщ, принадлежат толеитовой серии. Отношение Ti/V позволяют относить их к внутриплитным базальтам (рис. 18).

Низкие Th/Nb и высокие Nb/U свидетельствуют о незначительной контаминации веществом нижней континентальной коры, что позволяет рассматривать их геохимические особенности, как отражение состава мантийного источника (рис. 19).

Дифференцированный спектр распределения РЗЭ на фоне обеднения тяжелыми РЗЭ ((Gd/Yb) = 1.9–2.9) позволяет предполагать образование расплавов при плавлении гранатсодержащего обогащенного источника мантийного источника. Наше предположение подтверждают значения ΔNb ((1.74 + log(Nb/Y) – 1.92 log(Zr/Y)) в базальтах (1.3–1.8) и амфиболитах (1.2–2.4) [23].

Положение фигуративных точек составов пород на диаграмме Th/Yb — Nb/Yb в области между базальтами E-MORB и OIB и вариации отношений Sm/Yb и La/Sm могут указывать на различия в степенях частичного плавления обогащенного мантийного субстрата (гранатовых и гранат-шпинелевых лерцолитов) [17, 35] (см. рис. 18).

С этим, вероятно, связано расположение фигуративных точек составов на диаграмме TiO₂/Yb–Nb/Yb в виде тренда, характеризующего смену источников и глубину образования расплавов [35] (см. рис. 18).

Ортогнейсы бектурганской и баладжездинской серий, как и анорогенные риолиты и граниты, обладают петро-геохимическими характеристиками гранитоидов А-типа; изотопные составы Nd свидетельствуют о ведущей роли в их образовании пород палеопротерозойской континентальной коры [8] (см. рис. 16).

Эволюция Улутауского террейна в позднем докембрии

Изучение докембрийских комплексов Северного и Южного Улутау показало, что их формирование можно связать с разными этапами эволюции активной континентальной окраины на протяжении второй половины (~830–745 млн лет) тонийского периода неопротерозоя.

В течение первого этапа во фронтальной области активной окраины в пределах энсиалической островной дуги, происходило образование дифференцированных вулканогенно-осадочных толщ, связанных в два эпизода надсубдукционного магматизма ~760 млн лет и ~840–820 млн лет. В тыловой области этой окраины в обстановках

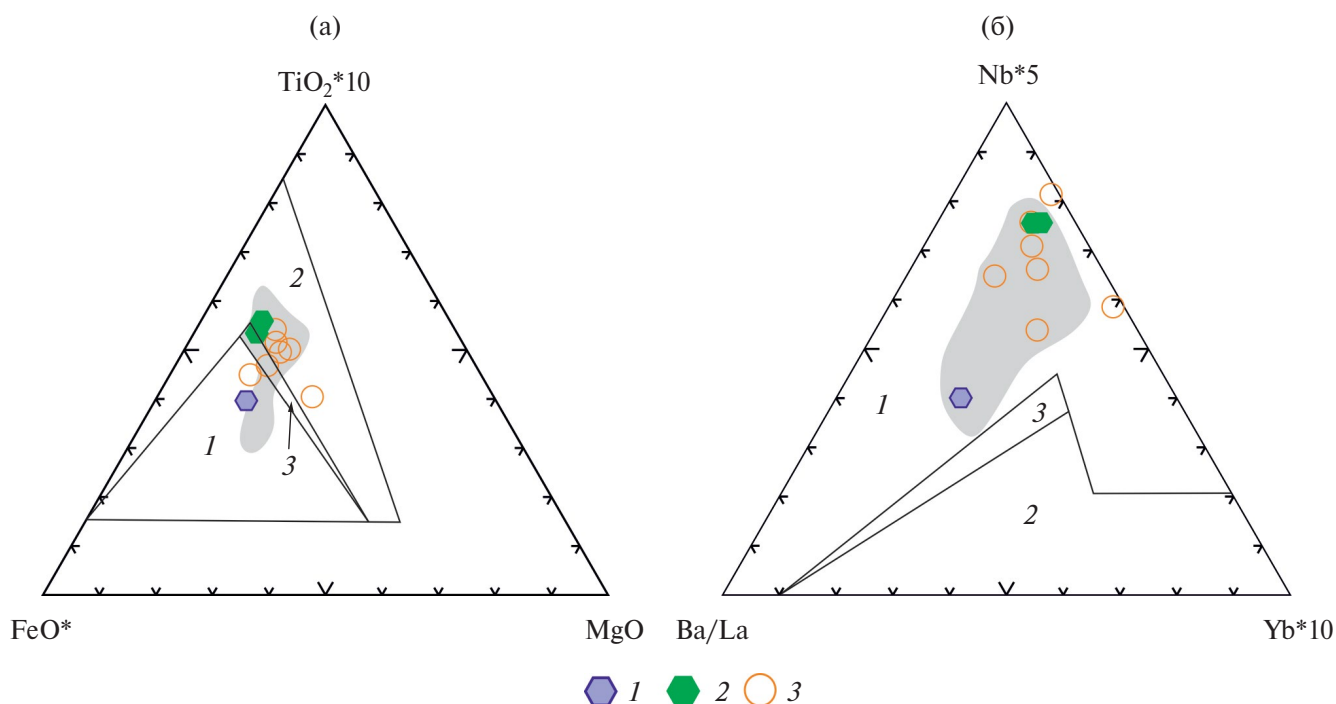


Рис. 20. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород основного состава.

(а) — $\text{FeO}^*-\text{TiO}_2-\text{MgO}$; (б) — $\text{Ba/La}-\text{Nb}^*5-\text{Yb}^*10$, (по [25]).

Показано: 1 — поле магматических пород трансформных окраин, 2 — поле магматических пород конвергентных окраин, 3 — область перекрытия.

Область серого цвета — эффузивы основного состава боздакской и карсакапайской серий, ([2, 9, 11]).

1–2 — эффузивы основного состава: 1 — вулканогенно-осадочного комплекса участка междуречья Аши-Тасты — Жаксы-Коянды, 2 — бимодального комплекса участка гор Жаксы-Арганаты; 3 — амфиболиты бектурганской и ба-ладжесдинской серий, (по [8])

растяжения формировались вулканогенно-осадочные толщи кислого состава и комагматичные им гранитоиды, связанных с двумя эпизодами внутриплитного магматизма ~830 и ~800–790 млн лет.

Второй этап эволюции активной окраины отмечен началом накопления железорудных комплексов, которые с несогласием и конгломератами в основании перекрывают более древние как надсубдукционные, так анорогенные образования. Формирование этих комплексов происходило в рифтогенной обстановке и сопровождалось толеитовым базальтовым и бимодальным базальт-риолитовым магматизмом в интервале ~760–745 млн лет.

Смена геодинамических режимов развития активных окраин может быть связана с различными процессами. Изучение эволюции окраин Тихого океана показало, что такие изменения могут быть связаны с коллизией островной дуги с континентом, сменой направления движения океанической плиты, а также пересечением глубоководного жёлоба спрединговым хребтом или отмиранием хребта вдоль континентальной окраины.

Следствием таких процессов является превращение конвергентной границы плит в трансформную, прекращение надсубдукционного магматизма и начало формирования магматических комплексов с внутриплитными геохимическими характеристиками. Возникновение таких пород связано с появлением области без слэба (slab-window или разрыв слэба), которое провоцирует апвеллинг астеносферной мантии, при этом базитовые продукты декомпрессионного плавления имеют обогащенные характеристики типа OIB, а ассоциирующие с ними кислые разности, являются результатом мантийно-корового взаимодействия [25]. Характерной особенностью позднетонийских базальтов и амфиболитов Улутауского террейна является положение на дискриминантных диаграммах А.В. Гребенникова и А.И. Ханчука [1] фигуративных точек их составов в полях пород, образованных в условиях трансформных окраин (рис. 20).

Полученные позволяют предполагать, что позднетонийский базальтовый и бимодальный вулканизм, сопровождавший накоплением железоруд-

ных толщ, и проявленный как во фронтальной, так и в тыловой частях неопротерозойской активной окраины, может быть связан со сменой геодинамического конвергентного режима ее эволюции на трансформный. Причиной интенсивного метаморфизма внутриплитных образований фронтальной области активной окраины, приведшего к образованию амфиболит-гнейсовых комплексов бектурганской и баладждзинской серий, могли являться синдвиговые тектонические процессы на трансформной границе континента.

Заложение новой зоны субдукции и возобновление островодужного магматизма произошло на границе криогения–эдикария [12]. Вулканогенно-осадочные комплексы этого возраста выявлены в Южном Улутау, где с несогласием перекрывают в различной степени метаморфизованные стратифицированные и плутонические образования тонийской активной континентальной окраины.

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные позволили установить, что плутонические, вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы Северного Улутау были сформированы во второй половине тонийского периода неопротерозоя (~835–747 млн лет) и являются аналогами стратифицированных и плутонических комплексов Южного Улутау, образование которых происходило в различных частях латерального ряда структур позднедокембрийской активной континентальной окраины.

2. Образования тыловой области активной окраины представлены в Северном Улутау комплексом кислых анорогенных эффузивов и массивами гранитоидов, формирование которых было связано с внутриплитным магматизмом в интервале ~835–800 млн лет.

3. Образования фронтальной части активной окраины представлены в Северном Улутау дифференцированным вулканогенным комплексом, формирование которого было связано с этапом надсубдукционного магматизма ~760 млн лет.

4. Во второй половине тонийского периода (~747–745 млн лет) как в тыловой, так и фронтальной областях активной континентальной окраины происходит формирование вулканогенно-осадочных железорудных комплексов, связанных с процессами рифтогенного магматизма, вызванного, вероятно, сменой геодинамического конвергентного режима на трансформный.

Благодарности. Авторы благодарны рецензенту А.А. Сорокину (Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП), г. Благовещенск, Амурская обл., Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии, а также редактору М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект

№22-17-00069, в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН, Nd изотопные исследования были выполнены в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихого океана: основные теоретические аспекты и дискриминационные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3–24.
2. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1969–1991.
3. Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдж Л., Ларионов А.Н., Постников А.В. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
4. Докембрий и палеозой. — В кн.: Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. — Алма-Ата: ИГН, 1991. Ч. 1. 148 с.
5. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. — СПб.: Наука, 1993. 272 с.
6. Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Федосеенко А.М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U–Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 482–495.
7. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Данукалов Н.К. Позднееопротерозойский возраст дифференцированных вулканогенных комплексов Улутауского массива (Центральный Казахстан): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // ДАН. 2020. Т. 494. № 1. С. 9–13.
8. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Жимулев Ф.И., Ковач В.П., Данукалов Н.К.,

- Lee H.-Y. Позднедокембрийские метаморфические комплексы Улутауского массива (Центральный Казахстан): возраст, состав и обстановки формирования протолитов // Геотектоника. 2020. № 5. С. 3–28.
9. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Данукалов Н.К., Каныгина Н.А. Неопротерозойский возраст железорудной вулканогенно-осадочной серии Улутауского террейна (Центральный Казахстан) // ДАН. 2022. Т. 502. № 2. С. 49–55.
 10. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Ковач В.П., Федоров Б.В. Позднедокембрийские риолит-гранитные вулcano-плутонические ассоциации Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2022. № 4. С. 3–34.
 11. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Журавлев А.Н., Третьякова К.А. Эволюция Улутауского террейна (Центральный Казахстан) в палеопротерозое – эдиакарии. – Мат-лы научной конференции “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”, 17–20 окт. 2023 г., Иркутск. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. Вып. 21. С. 252–254.
 12. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Журавлев А.Н., Скузоватов С.Ю. Эдиакарские и кембрийские вулканогенные и осадочные комплексы Южного Улутау (Центральный Казахстан): строение, обоснование возраста и обстановки формирования // Геотектоника. 2023. № 5. С. 37–69.
 13. Трусова И.Ф., Вишневецкая И.И. Новые данные по стратиграфии Северного Улутау // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1969. № 3. С. 34–48.
 14. Филатова Л.И. Докембрий Улу-Тау. – Под ред. А.А. Богданова. М.: МГУ, 1962. 323 с.
 15. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. – М.: Недра, 1983. 160 с.
 16. Филатова Л.И., Богатырева Н.А. О самых древних докембрийских отложениях Южного Улутау. – В сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. – Мат-лы конф. по геологии Центрального Казахстана. – Под ред. А.А. Богданова – М.: МГУ, 1971. Т. 10. С. 92–106.
 17. Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in Western Anatolia, Turkey // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. Vol. 102. P. 67–95.
 18. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. Vol. 119. P. 313–340.
 19. Chiu H.-Y., Chung S.-L., Wu F.-Y., Liu D., Liang Y.-H., Lin I.-J., Iizuka Y., Xie L.-W., Wang Y., Mei-Fei Chu M.-F. Zircon U–Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet // Tectonophysics. 2009. Vol. 477. P. 3–19.
 20. Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Kovach V.P. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
 21. Depaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
 22. Doyle M.G., Fletcher I.R., Foster J., Spencer E.T., Wilkinson J.J. Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake Prospect, Western Tasmania, Australia Nicholas // Economic Geology. 2004. Vol. 99. P. 987–1002.
 23. Fitton J.G. The OIB paradox. – In: “Plates, Plumes, and Planetary Processes”. – Ed. by G.R. Foulger, D.M. Jurdy, (Geol. Soc. Am. Bull. Spec. Pap. 2007. Vol. 430), P. 387–412.
 24. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.
 25. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Int. Geol. Rev. 2021. Vol. 63. No. 5. P. 601–629.
 26. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
 27. Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution // Earth and Planet. Sci. 1986. Vol. 79. P. 33–45.
 28. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 137–150.
 29. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. London Mem. 2004. Vol. 30. P. 69–74.
 30. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. Vol. 27. P. 745–750.
 31. Li S.Z., Li X.Y., Wang G.Z., Liu Y.M., Wang Z.C., Wang T.S., Cao X.Z., Guo X.Y., Somerville I., Li Y., Zhou J., Dai L.M., Jiang S.H., Zhao H., Wang Y., Wang G., Yu S. Global Meso-Neoproterozoic plate reconstruction and formation mechanism for Precambrian basins: Constraints from three cratons in China // Earth–Sci. Rev. 2019. Vol. 198. Art. 102946. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102946>
 32. Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // Geology. 2003. Vol. 31. P. 529–532.
 33. Owens B.E., Pasek M.A. Kyanite quartzites in the Piedmont Province of Virginia: evidence for a possible high-sulfidation system // Economic Geology. 2007. Vol. 102. № 3. P. 495–509.

34. Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956–983.
35. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. Vol. 100. P. 14–48.
36. Shervais J.W. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 101–118.
37. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. – In: *“Magmatism in the Ocean Basins”*. Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42). P. 313–345.
38. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64. P. 295–304.
39. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites-geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 407–419.
40. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geology.* 1977. Vol. 20. P. 325–343.
41. Zhao J.H., Li Q.W., Liu H., Wang W. Neoproterozoic magmatism in the western and northern margins of the Yangtze Block (South China) controlled by slab subduction and subduction-transform-edge-propagator // *Earth- Sci. Rev.* 2018. Vol. 187. P. 1–18.

Neoproterozoic Volcanosedimentary and Plutonic Complexes of Northern Ulutau (Central Kazakhstan)

A. A. Tretyakov^{a, *}, A. N. Zhuravlev^a, K. E. Degtyarev^a, N. A. Kanygina^a, E. B. Salnikova^a,
A. B. Kotov^b, Yu. V. Plotkina^b, S. Yu. Skuzovatov^c, B. V. Fedorov^d

^aGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

^bInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
bld. 2, emb. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia

^cVinogradov Institute of Geochemistry of the Siberian Branch RAS, bld. 1A, Favorsky str., 664033 Irkutsk, Russia

^dSergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting (MGRI),
bld. 23, Miklukho-Maklaya str., 117997 Moscow, Russia

*e-mail: and8486@yandex.ru

The article presents the results of studying and substantiating the age of Late Precambrian volcanogenic sedimentary and plutonic complexes of the northern part of the Ulutau terrane (Northern Ulutau) in the west of Central Kazakhstan. The age estimates obtained (SHRIMP II, ID-TIMS, LA-ICP-MS) indicate the formation of acidic effusions and granitoids in the second half of the Tonian Neoproterozoic period ~835–747 million years ago. Geochronological and isotope-geochemical data allow us to consider these formations as analogues of stratified and plutonic complexes of Southern Ulutau, formed in various parts of the lateral series of structures of the late precambrian active continental margin.

Keywords: neoproterozoic, granites, rhyolites, basalts, U–Pb dating, subduction, active margin