

УДК 551.2/3

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ РИОЛИТ-ГРАНИТНЫЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЮЖНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2022 г. А. А. Третьяков¹ *, К. Е. Дегтярев¹, Н. А. Каныгина¹,
В. П. Ковач², Б. В. Федоров³

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

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

³Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе,
д. 23, ул. Миклухо-Маклая, 117997 Москва, Россия

*e-mail: and8486@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.05.2022 г.

После доработки 06.06.2022 г.

Принята к публикации 25.06.2022 г.

В статье приведены результаты изучения позднедокембрийских эффузивных и плутонических пород Дюсембайской и Актасской вулcano-плутонических ассоциаций западной части Южного Улутау. Результаты изотопно-геохронологического U–Th–Pb изучения аксессуарных цирконов (SHRIMP II) показали, что формирование риолит-гранитных ассоциаций происходило во второй половине тонийского периода неопротерозоя: ~830 млн лет (Дюсембайская) и ~800–790 млн лет (Актасская). Формирование родоначальных расплавов для эффузивных и плутонических пород обеих ассоциаций происходило в результате дегидратационного плавления метатоналитовых (метаграувакковых) комплексов раннедокембрийской континентальной коры во внутриплитной обстановке. Неопротерозойская эволюция Южного Улутау происходила в обстановке активной континентальной окраины. Комплексы восточной части Южного Улутау формировались в пределах энсиалической островной дуги, а западной – в области рифтогенного магматизма, при растяжении в тыловой области. Тонийский магматизм Южного Улутау, а также других террейнов Улутау-Моюнкумской группы является отражением их вхождения в структуру фундамента крупного вулcano-плутонического пояса, маркировавшего процессы субдукции океанической литосферы под северо-западную окраину суперконтинента Родиния

Ключевые слова: неопротерозой, риолиты, граниты, U–Pb-датирование, рифтогенез, субдукция, Тарим, Родиния

DOI: 10.31857/S0016853X22040087

ВВЕДЕНИЕ

Среди вулcano-плутонических поясов, являющихся одними из крупнейших структур Земли, могут быть выделены внутри- и окраинно-континентальные типы.

Происхождение окраинно-континентальных поясов связано с эволюцией надсубдукционных магматических систем, приуроченных к зонам конвергенции океанической и континентальной плит (пояса Андийской активной континентальной окраины). Формирование внутриконтинентальных поясов также может быть приурочено к конвергентным границам, сопровождающимся процессами коллизии (Альпийско-Гималайский пояс) или обусловлено развитием процессов рифтогенеза, сопровождающихся растяжением

литосферы и подъемом мантийного диапира (пояса Восточно-Африканской рифтовой системы).

В строении разных типов вулcano-плутонических поясов участвуют магматические породы кислого состава, часто образующие вулcano-плутонические риолит-гранитные ассоциации. Они объединяют вулканические и интрузивные образования, обладающие сходными особенностями химического и изотопного составов, близкими оценками возраста, что свидетельствует об их связи с эволюцией одного родоначального расплава.

Риолит-гранитные ассоциации внутриконтинентальных поясов, как правило, являются крайними членами контрастных серий, в которых ассоциируют с магматическими породами

ультраосновного и основного составов повышенной щелочности. В этом случае кислые породы рассматриваются как результат мантийно-корового взаимодействия, вызванного андерплейтингом базитовых расплавов и образованием внутрикоровых очагов плавления [18, 57].

Кислые эффузивы и гранитоиды окраинно-континентальных поясов часто ассоциируют с породами основного и среднего составов известково-щелочной специфика, формируя дифференцированные серии [8, 45]. Происхождение кислых разностей в данном случае рассматривается как конечный результат эволюции расплавов, включающей их зарождение в надсубдукционной обстановке активной окраины с последующими процессами кристаллизационной дифференциации и ассимиляции [8, 45]. При этом проявление в тыловой и осевой зонах окраинно-континентальных поясов рифтогенных процессов может приводить к образованию и контрастных серий [15].

Вулкано-плутонические пояса докембрийского возраста представляют особый интерес, так как их комплексы являются источниками информации о развитии зон конвергенции и рифтогенеза, определявших палеотектоническую эволюцию и рост континентальной коры докембрийских суперконтинентов (Родиния, Нуна) [46, 47, 54].

В фанерозойское время в результате раскрытия океанов, распада суперконтинентов и неоднократных коллизионных событий произошла фрагментация крупных докембрийских структур, в том числе вулкано-плутонических поясов, а их комплексы подверглись значительным перемещениям, деформациям и метаморфизму.

В западной части Центрально-Азиатского пояса, охватывающей территории Казахстана, Кыргызстана и Северо-Западного Китая, докембрийские образования участвуют в строении различного размера террейнов, находящиеся среди нижнепалеозойских аккреционных и островодужных комплексов (рис. 1). В результате изучения мезо- и неопротерозойских комплексов террейны этой части пояса были разделены на две группы, имевшие различную тектоно-магматическую эволюцию в позднем докембрии: северо-восточную – Исседонскую (Кокчетавский, Ишек-ольмесский, Актау-Джунгарский, Иссыкульский и Илийский террейны) и юго-западную – Улутау-Моюнкумскую (Улутауский, Каратау-Джебаглинский, Срединно-Тяньшаньский, Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский террейны) [23]. Исследования последних лет показали, что фрагменты докембрийских вулкано-плутонических поясов участвуют в строении докембрийских террейнов обеих групп. Так в пределах террейнов Исседонской группы широко распространены рассланцованные риолиты, трахиориолиты и гранитоиды, формирование которых было связано с

эволюцией двух вулкано-плутонических поясов с возрастными ~ 1150 и ~ 900 млн лет [23, 34, 66]. Изотопно-геохимические особенности этих вулканитов и гранитов сближают их с гранитами А-типа и указывают на образование расплавов во внутриплитных обстановках при плавлении раннедокембрийской континентальной коры [1, 23].

Более молодые магматические комплексы участвуют в строении террейнов Улутау-Моюнкумской группы [23]. Здесь они представлены метаморфизованными, в том числе в высокобарических условиях, толщами кислых эффузивов и гранитоидами.

Геохронологические данные, полученные в последние годы, указывают на формирование этих пород в пределах неопротерозойского (830–770 млн лет) вулкано-плутонического пояса [23, 37, 60, 63]. Однако недостаточность геохронологических данных, а также слабая сохранность вулканогенных разрезов и значительные метаморфические преобразования затрудняют корреляцию вулканических и плутонических комплексов разных террейнов. Коровые Nd изотопно-геохимические характеристики пород кислого состава, отсутствие их пространственной и генетической связи с породами более основного состава часто не позволяют определить условия формирования расплавов, что затрудняет реконструкции геодинамических обстановок формирования комплексов неопротерозойского вулкано-плутонического пояса. Поэтому наиболее интересен для исследования – Улутауский террейн, расположенный на западе Центрального Казахстана, в строении которого участвуют неопротерозойские гранитоиды и вулканогенные толщи кислого состава, отличающиеся полнотой разрезов и слабой степенью метаморфизма.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДОЭДИАКАРСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УЛУТАУ

Доэдиакарские комплексы Улутауского террейна представлены слабометаморфизованными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и гранитоидными комплексами, которые наиболее широко распространены в его южной части (Южный Улутау). В восточной части Южного Улутау (Карсакпайская зона) развиты дифференцированные (базальт-андезит-риолитовые) вулканогенно-осадочные дифференцированные толщи, ассоциирующие с хемогенными железистыми кварцитами, сланцами и известняками (аралбайская, карсакпайская и белеутинская серии), структурно ниже которых располагается амфиболит-гнейсовый комплекс (балажесдинская свита) (рис. 2, рис. 3) [13, 14].

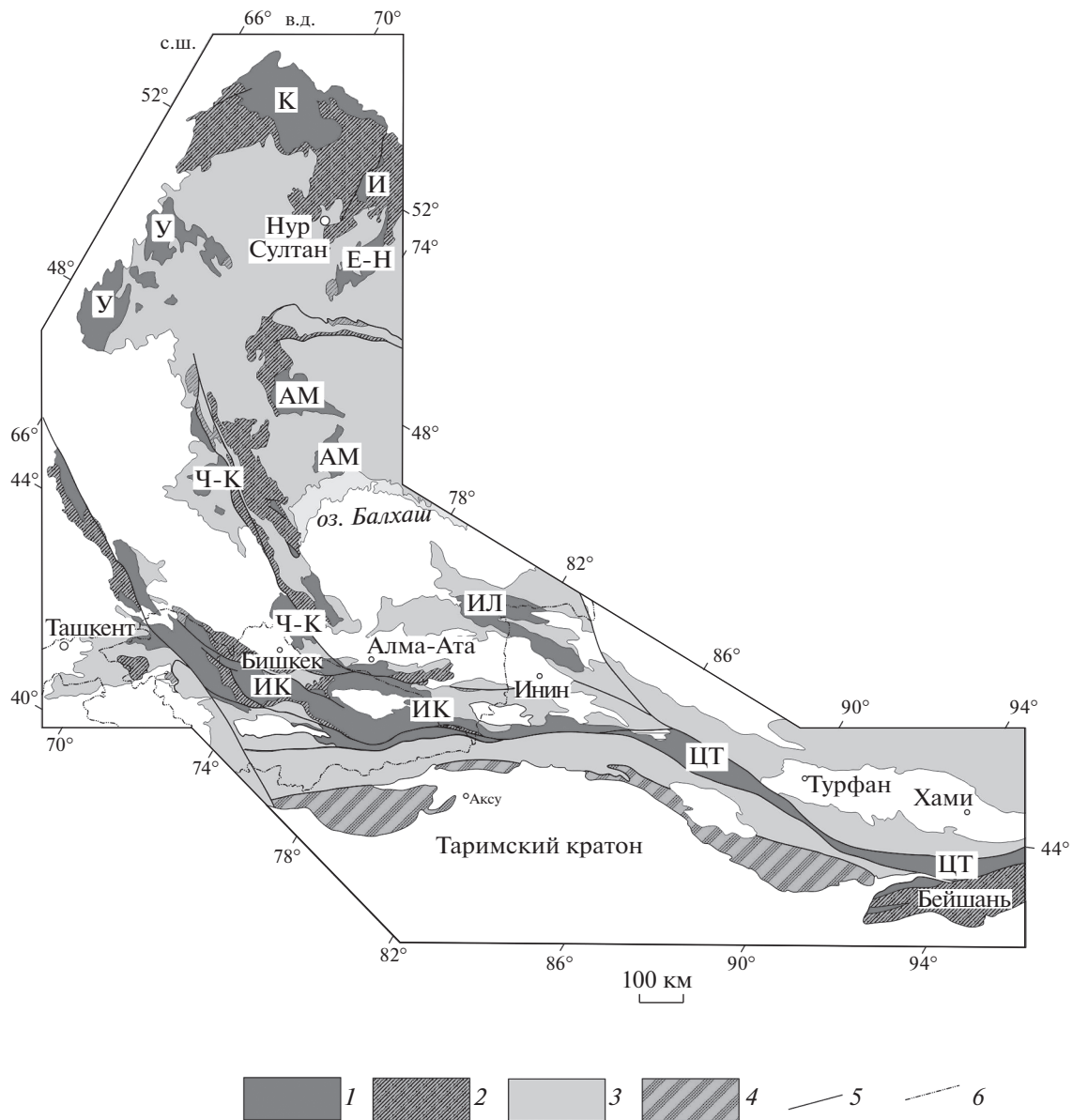


Рис. 1. Схема расположения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Докембрийские террейны: К – Кокчетавский; И – Ишкеольмесский; Е-Н – Ерементау-Ниязский; АМ – Актау-Моинтинский; У – Улутауский; Ч-К – Чуйско-Кендыктасский; ИЛ – Илийский; ИК – Иссыккульский; ЦТ – Центрально-Тяньшаньский.

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

В результате геохронологических исследований, проведенных в последние годы, были получены U–Pb оценки возраста зерен акцессорного циркона из кислых эффузивов аралбайской, белeutинской, карсакпайской серий, а также из метамагматических пород балажесдинской серии, свидетельствующие о поздненеопротерозойском (~740–760 млн лет) времени формирования этих толщ [10–12].

Отличительной особенностью западной части Южного Улутау (Майтубинская зона) является

широкое распространение слабометаморфизованных кислых вулканитов и вулканогенно-осадочных пород (майтубинская и коксуйская серия), с которыми ассоциируют крупные массивы гранитоидов (жаункарский и актасский комплексы) (см. рис. 2, см. рис. 3). Структурно ниже мйтубинской серии располагается жийдинская серия, сложенная метаморфизованными вулканитами кислого и основного состава, расланцованными терригенными и вулканогенно-осадочными породами. Толщи кислых вулканитов, входящие в

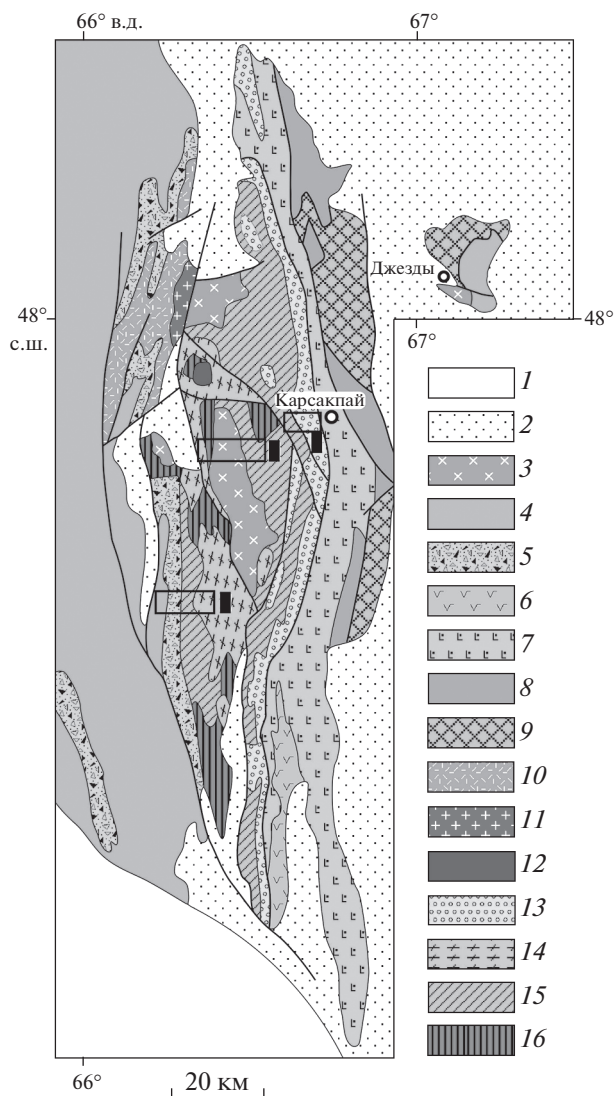


Рис. 2. Схема геологического строения Южного Улутау (по данным [13], с дополнениями).

Показаны (контур) районы детальных работ: 1 – район р. Дюсембай, 2 – район р. Коктал и р. Акырлысай, 3 – район р. Береке.

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные толщи; 3 – палеозойские гранитоиды; 4 – нижнепалеозойские кремнисто-терригенные и терригенные толщи; 5 – эдиакарские вулканогенно-осадочные и грубообломочные толщи; 6–9 – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи восточной части Южного Улутау: 6 – белеутинская серия, 7 – карсақпайская серия, 8 – аралбайская серия, 9 – балажездинская серия; 10–15 – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи и плутонические комплексы западной части Южного Улутау (Майтубинская зона): 10 – коксуйская серия, 11 – актасский гранитный комплекс, 12 – карсақпайский комплекс щелочных сиенитов, 13 – боздакская серия, 14 – жаункарский гранитный комплекс, 15 – майтубинская серия, 16 – мезопротерозойские вулканогенные толщи жийдинской серии

состав майтубинской серии перекрываются черносланцевыми, кварцито-сланцевыми и грубообломочными вулканогенно-осадочными толщами (кумолинская, уштобинская, боздакская и др. свиты) [2, 13]. Для гранитов жаункарского и актасского комплексов и кислых вулканитов коксуйской серии ранее были получены U–Pb оценки возраста, свидетельствующие о неопротерозойском (~800–830 млн лет) времени их формирования [5, 23].

В нашем исследовании представлены результаты геологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований неопротерозойских риолит-гранитных комплексов Майтубинской зоны западной части Южного Улутау.

СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В западной части Южного Улутау могут быть выделены две ассоциации близких по возрасту вулканических и плутонических пород кислого состава: Дюсембайская и Актасская ассоциации.

Дюсембайская ассоциация

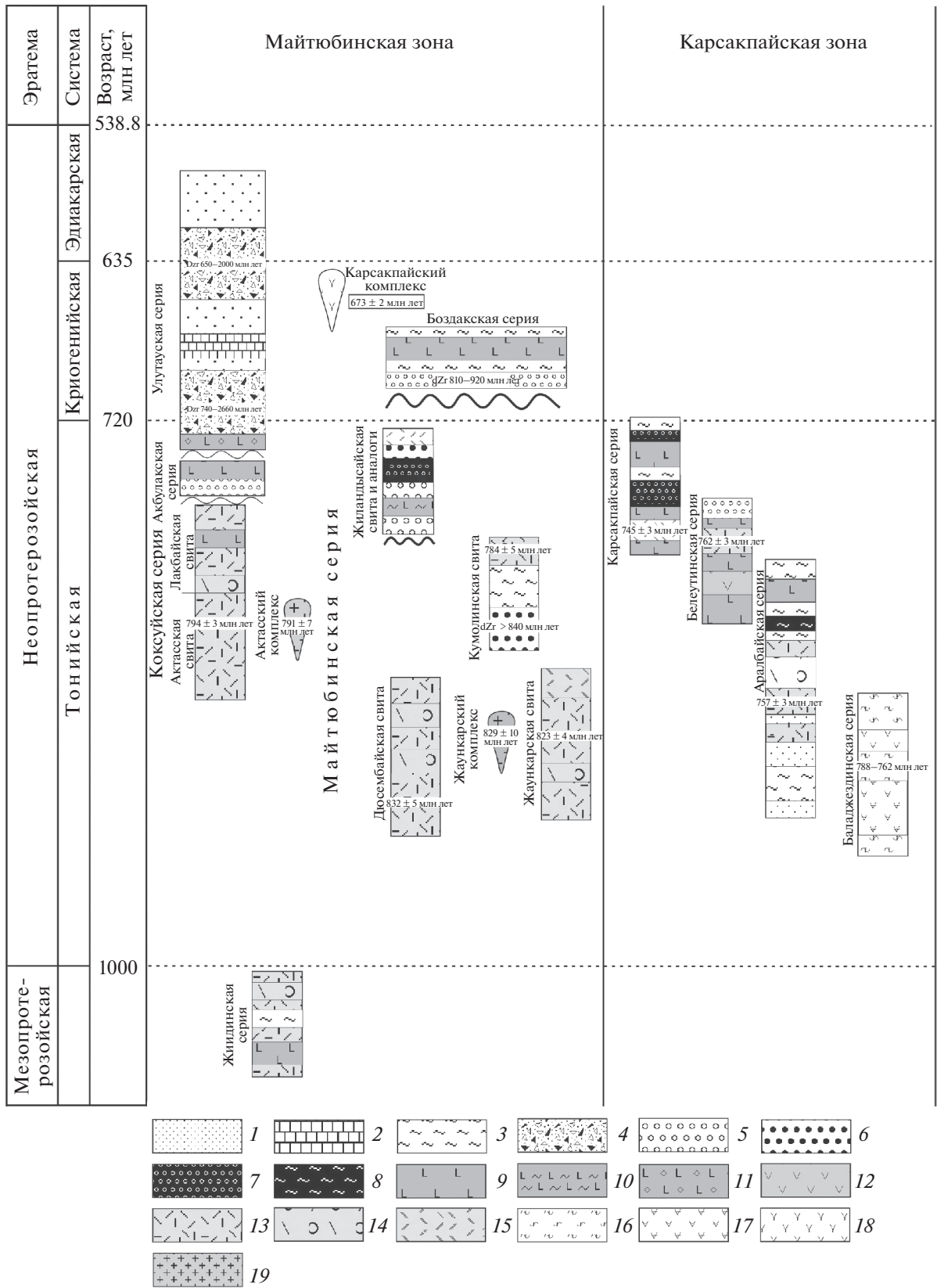
Комплексы Дюсембайской ассоциации составляют большую часть Майтубинской зоны, где к ним относятся кислые вулканиты дюсембайской, жаункарской и, вероятно, татпенской свит майтубинской серии, а также гранитоиды жаункарского комплекса (см. рис. 2, см. рис. 3).

Породы дюсембайской свиты. Вулканогенные породы дюсембайской свиты были изучены в стратотипическом разрезе в верховьях р. Дюсембай (центральная часть Майтубинской зоны). Здесь рассланцованные кислые эффузивы с флюидалной текстурой и туфы того же состава дюсембайской свиты (мощностью до 2000 м) составляют ядро крупной меридиональной антиформы (рис. 4).

Эти породы с неясными соотношениями подстилаются серицит-хлорит-кварцевыми сланцами и кварцито-сланцами, условно относящимися к верхам разреза жийдинской серии. На южной

Рис. 3. Схема корреляции докембрийских стратифицированных и плутонических комплексов различных зон Южного Улутау.

1 – песчаники; 2 – известняки; 3 – кварц-полевошпатовые сланцы, филлитовые сланцы; 4 – тиллитоподобные конгломераты; 5 – конгломераты; 6 – кварциты, кварцито-песчаники; 7 – железистые кварциты; 8 – железистые сланцы; 9 – базальты; 10 – туфоалевролиты и туффиты основного состава; 11 – туфоконгломераты основного состава; 12 – андезиты; 13 – риолиты; 14 – туфоконгломераты кислого состава; 15 – туфы кислого состава; 16 – сланцы и гнейсы; 17 – амфиболиты и амфиболовые сланцы; 18 – сиениты; 19 – гранитоиды



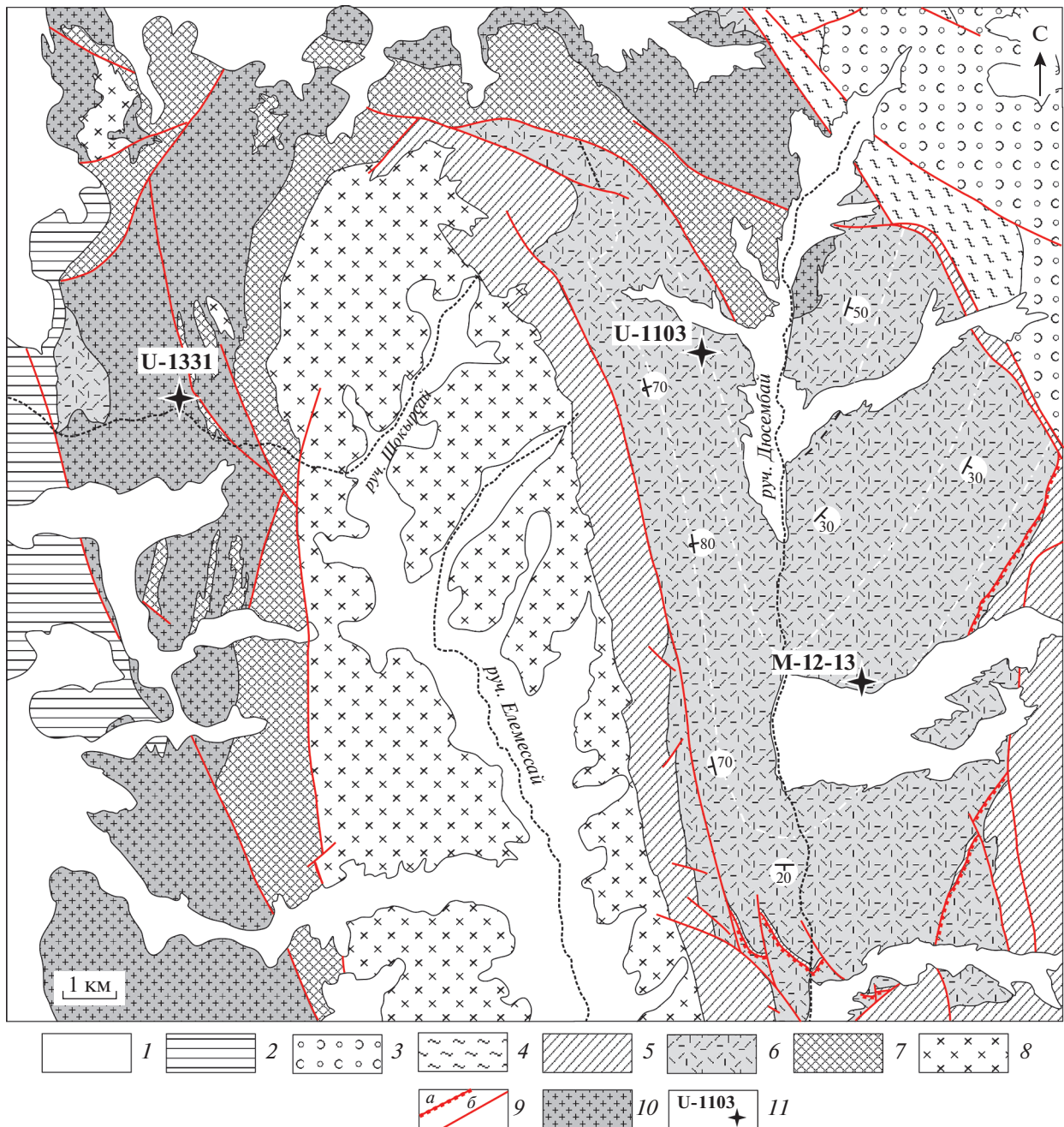


Рис. 4. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Дюсембай.

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные и осадочные толщи; 3 – конгломераты, полевошпатовые сланцы, туфы, туфонконгломераты, эффузивы основного состава боздакской серии; 4 – кварциты, кварцито-песчаники, филлитовидные сланцы кумолинской свиты; 5 – конгломераты, серицит-полевошпатовые, кварц-биотит-серицитовые сланцы, мраморы, железистые и графитистые кварциты, туфы и эффузивы основного, кислого составов колдыбайшокинской и жиландысайской свит; 6 – эффузивы и туфы кислого состава дюсембайской свиты; 7 – кварцитовые и филлитовидные сланцы жииндинской серии; 8 – палеозойские гранитоиды; 9 – разрывные нарушения: *a* – надвиги, *б* – прочие; 10 – гранитоиды жаункарского комплекса (Северо-Сарысайский массив); 11 – места отбора и номера геохронологических проб

периклинали и восточном крыле антиформы породы дюсембайской свиты с несогласием перекрыты маломощной пачкой углеродистых кварцитов и кварцито-сланцев, выше которой, вероятно, с тектоническим контактом залегают рас-

сланцованные кислые вулканиты, относимые к жаункарской свите.

На крыльях антиформы и ее южном периклинальном замыкании кислые вулканиты с несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными

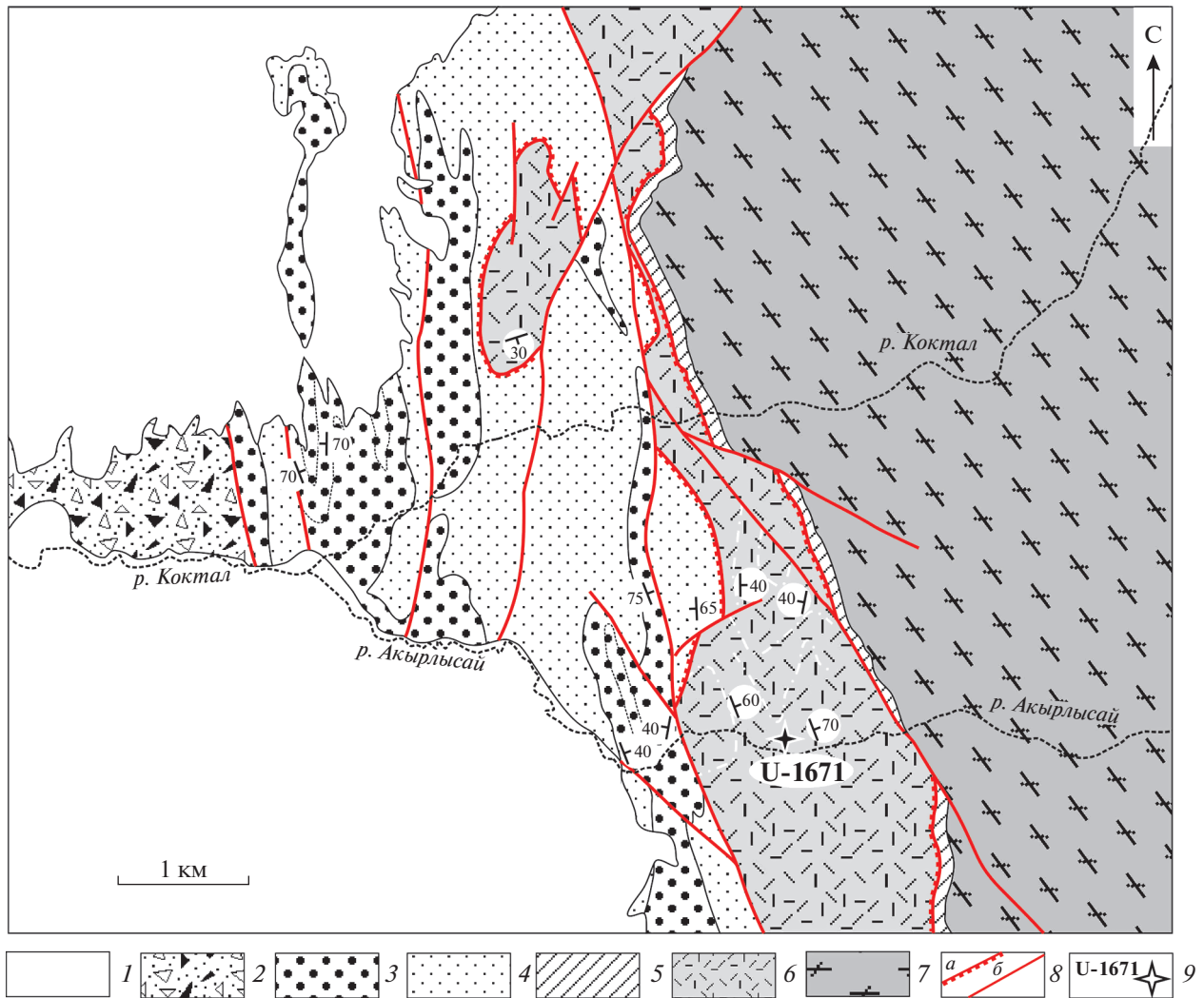


Рис. 5. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Коктал и р. Акырлысай. 1 – кайнозойские отложения; 2 – тиллитоподобные конгломераты, филлитовидные сланцы сатанской свиты; 3–4 – уштобинская свита: 3 – кварциты, кварцито-сланцы, 4 – серцит-кварцевые сланцы; 5–6 – жаункарская свита: 5 – кварциты и углеродистые сланцы, 6 – эффузивы и туфы кислого состава; 7 – гранитоиды жаункарского комплекса; 8 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие; 9 – места отбора и номера геохронологических проб

толщами пестрого состава (конгломераты, серцит-полевошпатовые, кварц-биотит-серцитовые сланцы, вулканиты основного и кислого составов, мраморы, железистые и графитовые кварциты), которые выделены как колдыбайшокинская и жиландысайская свиты [13].

Породы жаункарской свиты. Данные эффузивы изучены на западе Майтубинской зоны в районе р. Коктал и р. Акырлысай, где непротерозойские комплексы участвуют в строении восточного крыла крупной синформы (рис. 5).

Наиболее низкое положение в структуре здесь занимают крупнозернистые рассланцованные граниты Жаункарского массива одноименного комплекса. Граниты с несогласием перекрываются маломощной (до 60 м) пачкой бластопсаммито-

вых кварцитов и углеродистых сланцев, которая является маркирующей и протягивается на большое расстояние [13].

Структурно выше (вероятно, с тектоническим контактом) залегают породы жаункарской свиты, представленные рассланцованными флюидальными кислыми эффузивами и туфами, часто с линзовидными фьямме, общей мощностью до 1500 м. Наиболее высокое положение в структуре занимают кварциты и кварцито-сланцы позднепротерозойской уштобинской свиты, слагающие ядро синформы. Их контакты с эффузивами жаункарской свиты, скорее всего, также тектонические (см. рис. 5).

Кислые эффузивы, преобладающие в строении обеих свит, испытали метаморфические

преобразования, выраженные в формировании сланцеватой, местами полосчатой, текстуры. Основная масса в породах перекристаллизована и превращена в мелкозернистый лепидогранобластовый агрегат, состоящий из кварца, щелочного полевого шпата, кислого плагиоклаза, биотита, мусковита, хлорита, цоизита и рудного минерала.

Преобладающими среди вкрапленников являются ортоклаз и плагиоклаз (олигоклаз-андезит, олигоклаз-альбит), кварц, в подчиненном количестве — биотит, ильменит. Среди акцессорных минералов постоянно отмечаются апатит и циркон.

В породах нормальной щелочности минералы вкрапленников представлены ортоклазом и кварцем, в меньшем количестве присутствуют плагиоклаз (олигоклаз-альбит) и биотит. Среди акцессорных минералов постоянно отмечаются апатит и циркон.

Жаункарский гранитный комплекс. Он объединяет несколько интрузивов (Северо-Сарысайский, Куланбайский, Жаункарский, Жийдинский) развитых в осевой части Майтубинской зоны и прорывающих вулканогенно-осадочные породы жийдинской серии, а также кислые эффузивы дюсембайской свиты. В строении интрузивов преобладают рассланцованные крупнозернистые, порфиroidные лейкократовые граниты главной фазы внедрения. Менее распространенными являются среднезернистые лейкограниты поздней интрузивной фазы.

Актасская ассоциация

Комплексы Актасской ассоциации развиты в основном на западе Южного Улутау, где к ним относятся эффузивы коксуйской серии и граниты актасского комплекса. На востоке Майтубинской зоны к этой ассоциации относятся кислые эффузивы верхов кумолинской свиты майтубинской серии.

Породы коксуйской серии и гранитоиды актасского комплекса были изучены в северо-западной краевой части Майтубинской зоны вблизи границы с эдиакарско-нижнепалеозойскими комплексами Байконурской зоны (см. рис. 2).

Породы коксуйской серии. В нижней части она сложена рассланцованными кислыми эффузивами и туфами. В верхней части она сложена эффузивами, туфами и ингимбритами риолитового состава с горизонтами песчаников и конгломератов (лакбайская свита). Общая мощность коксуйской серии достигает 1500 м.

Эффузивы коксуйской серии представлены рассланцованными риолитами с массивной, реже — флюидальной текстурой. Вкрапленники, образованные кварцем и ортоклазом, погружены в мелкозернистую лепидогранобластовую основную массу, состоящую из кварца, щелочного поле-

вого шпата, кислого плагиоклаза, биотита и мусковита.

Граниты Актасского комплекса. Они слагают линейно вытянутые тела (Актасский и Угырлытауский интрузивы) протяженностью до 20 км при ширине не более 3 км, которые образованы в основном крупнозернистыми, иногда порфиroidными, биотитовыми биотитовыми гранитами.

Породы кумолинской свиты. В основном она распространена на востоке Майтубинской зоны. Нижняя часть свиты сложена чередованием кварцитов, кварцито-сланцев, с подчинением количеством филлитов, в верхах разреза залегает пачка флюидальных кислых эффузивов и туфов мощностью до 300 м. Породы верхней части кумолинской свиты были изучены на левобережье р. Береке, где они слагают западное крыло крупной синклинали, где без видимого несогласия перекрываются валунными конгломератами и основными эффузивами боздакской серии (рис. 6).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение главных породообразующих элементов было выполнено рентгенофлуоресцентным методом с применением последовательного волнодисперсионного спектрометра S4 PIONEER фирмы “Bruker AXS” (Германия) с рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом и Ве-окном толщиной 75 мкм в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия). Содержания рассеянных компонентов в породах были определены методом ICP MS в Аналитическом сертификационно-испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Москва, Россия).

Sm—Nd изотопные данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер ^{149}Sm – ^{150}Nd , разлагали в тefлоновых бюксах в смеси HF , HNO_3 и HClO_4 . РЗЭ 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).

Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Уровень холостого опыта — 0.05–0.2 нг Sm и 0.1–0.5 нг Nd.

Точность определения концентраций Sm и Nd — $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.005\%$ (2 σ). При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельных возрастов $\text{TNd}(\text{DM})$



Рис. 6. Схема геологического строения участка в районе р. Береке.

1 – кайнозойские отложения; 2–4 – боздакская серия: 2 – кварциты, кварцито-сланцы, кварц-полевошпатовые сланцы, филлитовидные сланцы, 3 – кварц-серицит-хлоритовые сланцы, конгломераты, эффузивы основного и кислого составов, 4 – туффы и эффузивы основного состава; 5–6 – кумолинская свита: 5 – эффузивы кислого состава, 6 – кварциты и кварцито-сланцы; 7 – эффузивы и туффы основного состава карсакпайской серии; 8 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие; 9 – места отбора с номерами геохронологических проб

использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [35] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [32] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

Для обоснования возраста плутонических и вулканических пород были проведены U–Pb геохронологические исследования акцессорных цирконов. Выделение циркона из риолитов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и приполированы. Для выбора участков зерен циркона для локальных геохронологических исследований использовались микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Samsan MX 2500S в режимах вторичных электронов и катодolumинесценции.

U–Pb (SIMS) геохронологические исследования цирконов выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия). Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, описанной в [70].

Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла $\sim 2.5\text{--}4$ нА, диаметр пятна (кратера) – $\sim 15 \times 10$ мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID [43] и ISOPLOT [42].

ДАННЫЕ U–Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексы Дюсембайской ассоциации

Для определения возраста кислых вулканитов дюсембайской свиты была отобрана проба U-1103 ($47^{\circ}46'34.80''$ С; $66^{\circ}31'52.10''$ В) из риолитов в разрезе в верховьях р. Дюсембай (табл. 1).

Акцессорный циркон представлен идиоморфными кристаллами призматического и таблитчатого габитуса размером 50–200 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 4. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью (рис. 7).

U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 14 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению

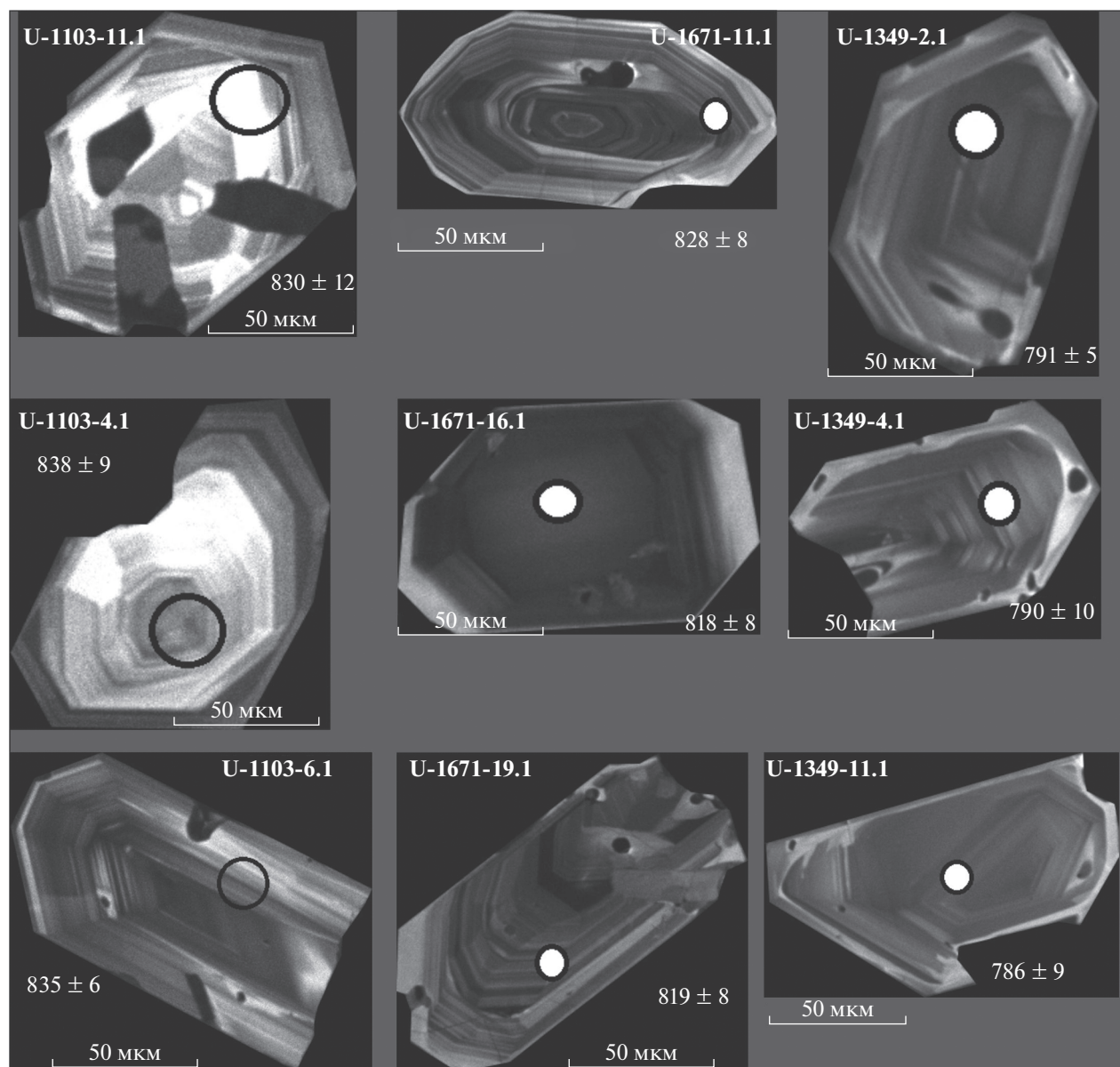


Рис. 7. Катодолюминесцентные изображения изученных цирконов из кислых эффузивов дюсембайской (U-1103), жаункарской (U-1671) и кумолинской (U-1349) свит.

Обозначены (кружки) участки датирования и конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

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

Образец	Северная широта	Восточная долгота	Расположение	Порода	Свита/Комплекс	Возраст (млн лет)
Дюсембайская вулcano-плутоническая ассоциация						
U-1103	47°46'34.80"	66°31'52.10"	р. Дюсембай	Риолит	Дюсембайская	836 ± 6
U-1671	47°22'57.10"	66°22'56.70"	р. Акырлысай	Трахидациит	Жаункарская	823 ± 5
U-1331	47°46'46.3"	66°24'47.2"	р. Шокырсай	Лейкогранит	Жаункарский	829 ± 10
Актасская вулcano-плутоническая ассоциация						
U-1349	47°50'31.29"	66°40'38.63"	р Береке	Риолит	Кумолинская	784 ± 5
TS-1180	47°55'32.0"	66°16'13.01"	р. Байконур	Трахирриолит	Актасская	797 ± 4
U-9003	48°02'52.59"	66°19'15.04"	с. Актасс	Щелочной гранит	Актасский	791 ± 7

Примечание. Возраст, выделенный жирным шрифтом, получен авторами [9, 22].

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 836 ± 6 млн лет (рис. 8, а; табл. 2).

Ранее для рассланцованных вулканогенно-осадочных пород кислого состава дюсембайской свиты в верховьях р. Дюсембай (см. рис. 3, проба М-12-13) были получены оценки возраста зерен обломочного циркона. Среди них преобладают субидиоморфные кристаллы с хорошо выраженной магматической зональностью, имеющие возрасты в интервале 840–1010 млн лет с хорошо выраженными максимумами 846 и 904 млн лет. Также присутствуют немногочисленные зерна циркона округлой формы с плохо выраженной магматической зональностью с возрастными 1600–2200 млн лет [4].

Для установления возраста пород жаункарской свиты была отобрана проба U-1671 ($47^{\circ}22'57.10''$ С; $66^{\circ}22'56.70''$ В) из трахидацитов на правом берегу р. Акырлысай (см. табл. 1). Акцессорный циркон представлен идиоморфными кристаллами призматического, дипирамидального и реже таблитчатого габитуса размером 100–200 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 4 (см. рис. 7).

Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью. U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 19 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 823 ± 5 млн лет (см. рис. 8, б; см. табл. 2).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют, что возраст кислых вулканитов дюсембайской и жаункарской свит в пределах ошибок совпадает и составляет 825–830 млн лет. Учитывая близкое строение и особенности состава пород, их отнесение к различным свитам, скорее всего, связано с приуроченностью к нескольким тектоническим пластинам, занимающим различное структурное положение.

Для гранитоидов Северо-Сарысайского массива жаункарского комплекса ранее была получена оценка возраста 829 ± 10 млн лет [9] (см. рис. 4, проба U-1331).

Комплексы Актасской ассоциации

Для определения возраста кислых вулканитов верхней части разреза кумолинской свиты из риолитов на левом берегу р. Береке была отобрана проба риолитов U-1349 ($47^{\circ}50'31.29''$ С; $66^{\circ}40'38.63''$ В) (см.

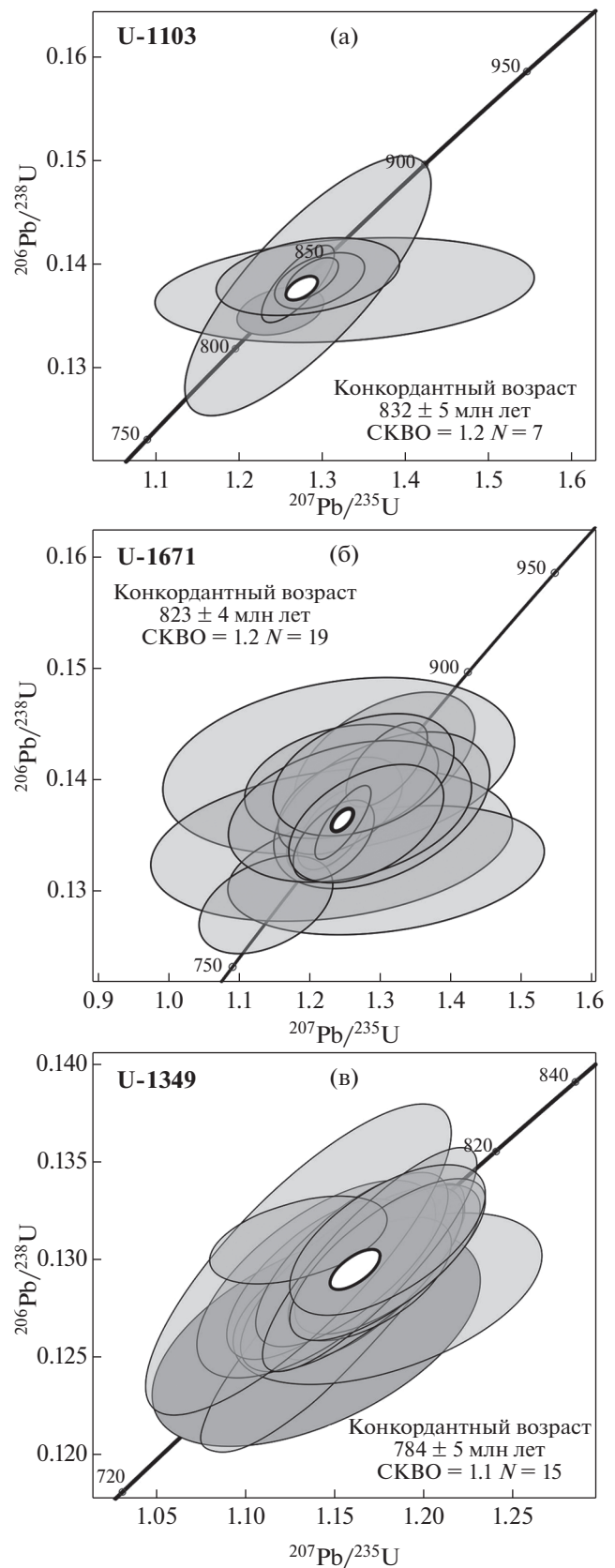


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов дюсембайской, жаункарской и кумолинской свит.

(а) – Образец U-1103 цирконов из риолитов дюсембайской свиты;
 (б) – образец U-1671 цирконов из трахидацитов жаункарской свиты;
 (в) – образец U-1349 цирконов из риолитов кумолинской свиты.

Таблица 2. Результаты геохронологических U–Pb-исследований акцессорных цирконов.

№ анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
U-1671											
1.1	0.00	15	128	163	1.32	0.0654 ± 1.5	0.1364 ± 1.2	1.231 ± 1.9	0.62	824 ± 9	788 ± 32
10.1	0.07	19.5	161	169	1.09	0.0672 ± 1.4	0.1413 ± 1.1	1.308 ± 1.8	0.60	852 ± 9	843 ± 30
11.1	0.04	26.3	223	286	1.32	0.0666 ± 1.2	0.1370 ± 1.0	1.258 ± 1.6	0.66	828 ± 8	825 ± 25
12.1	0.04	33.2	285	225	0.82	0.0664 ± 1.1	0.1353 ± 1.1	1.238 ± 1.5	0.70	818 ± 8	819 ± 23
13.1	0.00	2.76	23	23	1.04	0.0668 ± 3.5	0.1416 ± 1.8	1.305 ± 4.0	0.46	854 ± 15	833 ± 74
14.1	0.02	59.3	507	312	0.64	0.0664 ± 0.8	0.1361 ± 1.0	1.246 ± 1.3	0.77	823 ± 8	818 ± 17
15.1	0.81	2.09	18	18	1.03	0.0666 ± 8.2	0.1341 ± 2.1	1.230 ± 8.5	0.25	811 ± 16	825 ± 170
16.1	0.07	19.3	166	165	1.03	0.0654 ± 1.5	0.1353 ± 1.1	1.220 ± 1.8	0.59	818 ± 8	787 ± 31
17.1	0.88	3.19	28	36	1.34	0.0719 ± 6.7	0.1318 ± 1.8	1.307 ± 7.0	0.26	798 ± 13	984 ± 140
18.1	0.00	1.83	16	15	0.97	0.0688 ± 4.3	0.1372 ± 2.1	1.301 ± 4.8	0.44	829 ± 17	892 ± 89
19.1	0.06	21.7	186	99	0.55	0.0660 ± 1.4	0.1355 ± 1.1	1.233 ± 1.7	0.62	819 ± 8	806 ± 29
2.1	0.22	5.71	52	74	1.49	0.0641 ± 3.1	0.1287 ± 1.4	1.137 ± 3.4	0.41	781 ± 10	744 ± 66
3.1	0.08	17.2	149	146	1.02	0.0665 ± 1.6	0.1345 ± 1.1	1.233 ± 1.9	0.58	814 ± 9	821 ± 33
4.1	0.18	7.29	62	63	1.06	0.0655 ± 2.6	0.1376 ± 1.3	1.242 ± 2.9	0.45	831 ± 10	790 ± 55
5.1	0.44	5.17	43	43	1.03	0.0645 ± 4.3	0.1398 ± 1.5	1.244 ± 4.5	0.33	843 ± 12	759 ± 90
6.1	0.49	2.57	22	23	1.10	0.0664 ± 5.3	0.1371 ± 1.9	1.256 ± 5.6	0.33	828 ± 15	821 ± 110
7.1	0.30	4.35	36	44	1.25	0.0659 ± 3.8	0.1404 ± 1.6	1.275 ± 4.1	0.38	847 ± 12	803 ± 79
8.1	0.00	3.53	30	42	1.45	0.0682 ± 3.1	0.1360 ± 1.6	1.279 ± 3.5	0.46	822 ± 13	875 ± 65
9.1	0.77	1.78	15	13	0.90	0.0638 ± 7.9	0.1412 ± 2.3	1.240 ± 8.2	0.28	851 ± 18	736 ± 170
U-1103											
5.1	0.00	44	378	182	0.50	0.0670 ± 1.6	0.1355 ± 0.7	1.250 ± 1.7	0.41	819 ± 5	835 ± 33
11.1	0.00	4.78	41	62	1.57	0.0701 ± 6.8	0.1375 ± 1.5	1.327 ± 7.0	0.21	830 ± 12	929 ± 1409
2.1	0.00	29	245	291	1.23	0.0675 ± 2.9	0.1379 ± 3.7	1.284 ± 4.7	0.79	833 ± 29	854 ± 59
10.1	0.00	81.1	684	691	1.04	0.0667 ± 0.9	0.1381 ± 1.1	1.271 ± 1.4	0.79	834 ± 9	829 ± 18
6.1	0.00	32.2	271	523	1.99	0.0680 ± 1.5	0.1384 ± 0.8	1.297 ± 1.7	0.48	835 ± 6	868 ± 31
3.1	0.00	128	1075	558	0.54	0.0674 ± 0.8	0.1386 ± 0.6	1.288 ± 1.0	0.64	837 ± 5	849 ± 16
4.1	0.00	9.7	81	169	2.15	0.0670 ± 3.3	0.1388 ± 1.1	1.283 ± 3.5	0.33	838 ± 9	839 ± 68
U-1349											
15.1	1.03	79.3	732	766	1.08	0.0653 ± 2.8	0.1261 ± 1.6	1.136 ± 3.3	0.53	766 ± 13	785 ± 58
13.1	0.00	73.9	678	435	0.66	0.0659 ± 1.3	0.1268 ± 2.2	1.153 ± 2.6	0.86	770 ± 16	804 ± 27
5.1	0.04	108	976	821	0.87	0.0657 ± 1.1	0.1284 ± 0.9	1.162 ± 1.5	0.64	779 ± 7	796 ± 24
12.1	1.18	90.2	817	821	1.04	0.0664 ± 2.6	0.1284 ± 1.4	1.175 ± 3.0	0.46	779 ± 10	818 ± 55
7.1	0.27	94.5	855	714	0.86	0.0656 ± 1.5	0.1287 ± 1.5	1.165 ± 2.2	0.70	780 ± 11	795 ± 32
6.1	0.19	117	1058	944	0.92	0.0642 ± 1.3	0.1292 ± 1.3	1.143 ± 1.8	0.71	783 ± 10	747 ± 27
1.1	0.25	69.5	626	470	0.78	0.0638 ± 1.8	0.1292 ± 1.6	1.137 ± 2.4	0.66	783 ± 12	736 ± 38
3.1	0.00	78.1	703	572	0.84	0.0657 ± 1.3	0.1293 ± 1.1	1.172 ± 1.6	0.62	784 ± 8	798 ± 27
11.1	0.03	80.9	726	579	0.82	0.0662 ± 1.3	0.1297 ± 1.2	1.183 ± 1.8	0.69	786 ± 9	811 ± 27
14.1	0.03	78.9	706	518	0.76	0.0645 ± 1.3	0.1300 ± 1.4	1.156 ± 1.9	0.74	788 ± 11	759 ± 27
9.1	0.34	79.8	714	517	0.75	0.0633 ± 1.8	0.1300 ± 2.5	1.134 ± 3.1	0.81	788 ± 19	717 ± 39
8.1	0.05	109	976	878	0.93	0.0651 ± 1.2	0.1300 ± 1.8	1.167 ± 2.1	0.84	788 ± 13	777 ± 24
4.1	0.12	87.2	778	697	0.92	0.0659 ± 1.3	0.1304 ± 1.3	1.185 ± 1.9	0.70	790 ± 10	803 ± 28
2.1	0.25	88.8	791	692	0.90	0.0629 ± 1.6	0.1306 ± 0.7	1.134 ± 1.8	0.41	791 ± 5	706 ± 34
10.1	0.15	78.8	700	495	0.73	0.0653 ± 1.5	0.1310 ± 1.2	1.179 ± 1.9	0.62	793 ± 9	784 ± 31

Примечание. ^{206}Pb – 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 в процентах на уровне 1σ.

табл. 1). Акцессорный циркон представлен идио-морфными кристаллами короткопризматического, дипирамидального и реже таблитчатого габитуса размером 80–200 мкм, с коэффициентом удлинения от 1 до 2.

Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью (см. рис. 7). U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 15 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 784 ± 5 млн лет (см. рис. 8, в; см. табл. 2).

Для вулканитов коксуйской серии (актасская свита) и прорывающих их гранитоидов актасского комплекса ранее были получены оценки возраста кристаллизации – 794 ± 3 млн лет и 791 ± 7 млн лет, соответственно [23].

Морфологические особенности изученных кристаллов циркона указывают на их магматическое происхождение, а полученные оценки возраста отражают возраст кристаллизации магматических пород Дюсембайской и Актасской ассоциаций. На основании анализа полученных данных мы полагаем, что формирование этих ассоциаций происходило на протяжении близких, но различных временных интервалах второй половины тонийского периода неопротерозоя: ~830 млн лет (Дюсембайская) и ~800–790 млн лет (Актасская).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ВУЛКАНО- ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Породы Дюсембайской ассоциации. По содержанию SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ эффузивы дюсембайской и жаункарской свит соответствуют трахитам – трахидацитам – риолитам, к последним близки и гранитоиды жаункарского комплекса (рис. 9; табл. 3). Породы характеризуются умеренной и повышенной глиноземистостью (ASI 0.86–1.24) и высокой железистостью ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ 0.77–0.96) и невысокими значениями индекса агпаитности ($\text{Ka} = 0.63–0.97$) (рис. 10; см. табл. 3).

С ростом содержаний SiO_2 в породах уменьшаются концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, P_2O_5 . Между SiO_2 и щелочами не наблюдается отчетливой корреляции, при этом сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ уменьшается с ростом кремнезема (рис. 11).

Все породы имеют близкие характеристики распределения микроэлементов. По мере увеличения SiO_2 в вулканитах и гранитах проявляется европиевая аномалия: от положительной – в трахитах и трахидацитах ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.9–1.6$), до отрицательной – в риолитах ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.1–0.8$) и гранитах ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.2–0.5$). В этом же направлении увеличивается деплетированность пород Ba, Sr.

Для пород характерно обогащение U, Th, Zr, Y и дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 3–23$) (рис. 12).

Породы Актасской ассоциации. По содержанию $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ эффузивные породы актасской, лакбайской, кумолинский свит попадают в области трахидацитов и риолитов, а гранитоиды актасского комплекса – в область от трахитов до риолитов (см. рис. 9; см. табл. 4). Для пород характерна умеренная и высокая глиноземистость (ASI 0.92–1.34), высокая железистость ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ 0.77–0.96) и значения индекса агпаитности ($\text{Ka} = 0.74–1$) (см. рис. 10; табл. 4). Рост содержаний SiO_2 в породах сопровождается уменьшением концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, P_2O_5 , Na_2O и ростом K_2O (см. рис. 11).

Эффузивы и гранитоиды обладают близкими особенностями распределения элементов-примесей. При увеличении SiO_2 в породах увеличивается деплетированность Eu, Ba, Sr. Для данных пород характерно обогащение U, Th, Zr, Y и дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 4–15$) (рис. 13).

Для вулканитов актасской свиты и гранитоидов актасского комплекса характерны широкие вариации ϵNd (+1.4–4.9) и значений модельного возраста ($t\text{Nd}(\text{DM}) = \sim 1.31–1.76$ млрд лет) (рис. 14; табл. 5).

Для гранитоидов жаункарского комплекса характерны отрицательные значения ϵNd (–11) и раннедокембрийские значения модельного возраста ($t\text{Nd}(\text{DM}) = \sim 2.5$ млрд лет) (см. рис. 14; см. табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами проведены геологические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования, которые позволили выделить в западной части Южного Улугтау (Майтубинская зона) две неопротерозойские (позднетонийские) вулканоплутонические ассоциации, включающие толщи кислых вулканитов и гранитоиды, – Дюсембайскую (~830 млн лет) и Актасскую (800–790 млн лет).

Обстановки формирования и источники пород

Разновозрастные эффузивы и гранитоиды обладают близкими особенностями химического состава, характерными для гранитов А-типа. Они преимущественно принадлежат умеренно-высокоглиноземистой, железистой сериям (см. рис. 10). По соотношениям $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ к $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$, а также FeO^*/MgO к $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ наименее дифференцированные разности располагаются в поле гранитов А-типа, что подтверждает обогащение пород U, Th, Zr, Y и незначительное обеднение Nb, Ta на фоне рез-

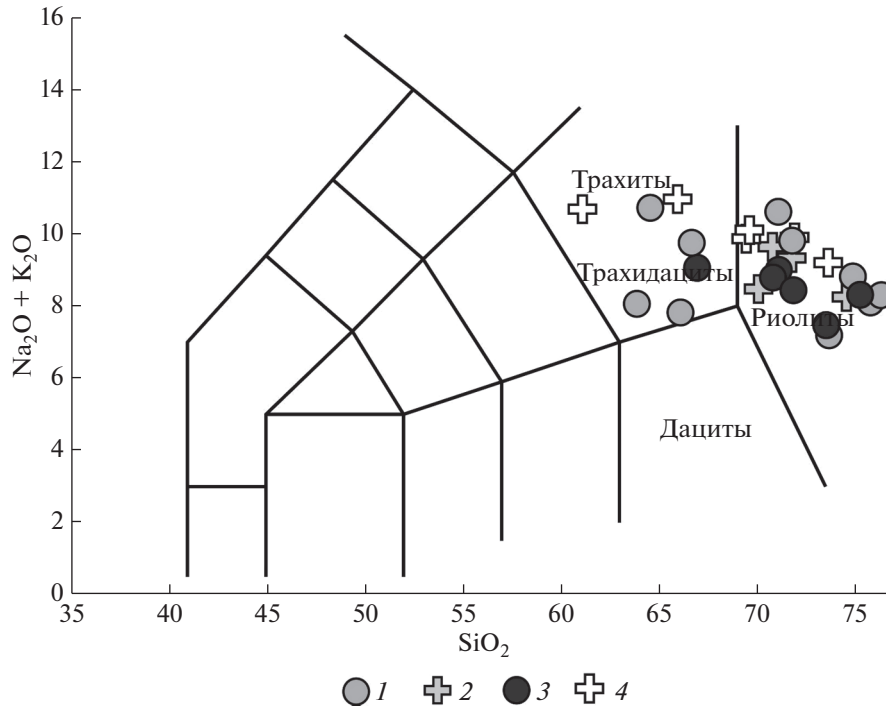


Рис. 9. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для магматических пород Дюсембайской и Актасской вулcano-плутонических ассоциаций (по данным [38]).

1 – эффузивы дюсембайской и жаункарской свит; 2 – гранитоиды жаункарского комплекса; 3 – эффузивы актасской и кумолинской свит; 4 – гранитоиды актасского комплекса

кого обеднения пород Ba, Sr, P, Eu, Ti [25, 67] (см. рис. 14, см. рис. 15). Расчетные температуры насыщения родоначальных для них расплавов цирконием (T_{Zr} среднее 800°C (~830 млн лет) и 840°C (~790 млн лет)) указывают на высокотемпературный режим их образования, что является характерной чертой А-гранитов железистого типа, а соотношения Rb–Y + Nb предполагают формирование расплавов в обстановке внутриплитного растяжения (см. рис. 15) [47, 50, 69].

Линейные зависимости между SiO_2 и петрогенными оксидами, проявленные в породах обеих ассоциаций, являются результатом фракционной кристаллизации.

Снижение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ с ростом SiO_2 , положительные линейные зависимости между Ba и Sr и отрицательные между Ba и Rb отражают удаление из расплава щелочного полевого шпата (см. рис. 11).

Фракционирование щелочного полевого шпата представляется ведущим фактором эволюции кислых расплавов А-типа [25, 26], что подтверждает и деплетированность наиболее кислых разностей Eu/Eu*, Ba, Sr.

Разное поведение Zr относительно SiO_2 предполагает удаление аксессуарных минералов (циркона) в породах Дюсембайской (~830 млн лет) и накопление в вулканитах и гранитах Актасской

(800–790 млн лет) ассоциаций на завершающих стадиях дифференциации расплавов.

Отрицательная корреляция SiO_2 и Zr свидетельствуют о фракционировании циркона. Соответственно расчетная температура по насыщению цирконом $740\text{--}850^\circ\text{C}$ ниже температуры исходного расплава. Эти данные характеризуют эффузивы и гранитоиды как продукты эволюции близких по составу расплавов.

Кислые магматические породы с характеристиками А-типа обычно рассматривают при плавлении пород континентальной коры, или как результат мантийно-корового взаимодействия, а также – в качестве пород мантийного происхождения [16, 19–21, 25, 26, 29, 64]. В двух последних вариантах предполагается, что кислые породы являются крайними дифференциатами мантийных расплавов или дифференциатов, испытавших ассимиляцию коровыми расплавами. В этих случаях кислые разности, как правило, находятся в ассоциации с базальтами, трахибазальтами, реже – породами среднего состава, образуя бимодальные серии [15].

В таких ассоциациях кислые эффузивы и их плутонические аналоги обладают щелочно-салической спецификой состава. Присутствие темноцветных щелочных минералов, высокий индекс апаитности характерен для щелочных риолитов,

Таблица 3. Содержание главных (мас. %) и малых элементов (г/т) в эффузивных и плутонических породах Дюсембайской ассоциации.

Компонент	Дюсембайская свита				Жаункарская свита				Жаункарский гранитный комплекс						
	U 1102	U1102/1	U1103	U1104	U1666	U1667	U1668	U1670	U1671	U1326	U9005	U1325	U1331	U9006	U9008
SiO ₂ (%)	63.92	66.11	76.98	73.68	66.68	77.89	71.79	75.78	64.57	74.88	71.09	70.08	74.56	71.77	70.79
TiO ₂ (%)	0.61	0.41	0.08	0.14	0.38	0.15	0.35	0.22	0.42	0.12	0.12	0.22	0.24	0.20	0.22
Al ₂ O ₃ (%)	17.89	17.32	12.03	14.44	15.41	11.03	13.94	11.80	16.25	12.83	15.54	15.10	12.54	14.86	15.12
Fe ₂ O ₃ (%)	1.24	0.19	0.10	0.20	3.12	1.37	2.30	1.83	3.25	1.80	0.38	1.63	1.04	1.29	0.58
FeO (%)	2.87	3.55	1.26	2.07	0.14	0.12	0.18	0.50	0.46	0.20	1.15	1.32	1.29	1.20	1.84
MnO (%)	0.06	0.05	0.01	0.04	0.10	0.05	0.05	0.04	0.12	0.03	0.04	0.06	0.04	0.02	0.04
MgO (%)	1.22	0.16	0.01	0.19	0.42	0.27	0.33	0.33	0.60	0.12	0.31	0.82	0.35	0.43	0.61
CaO (%)	3.16	2.56	0.68	1.11	2.56	1.03	0.52	0.58	2.13	0.52	0.45	0.71	0.81	0.42	0.55
K ₂ O (%)	3.73	3.46	4.97	1.72	4.86	3.42	6.00	4.77	5.88	4.98	5.76	5.21	4.78	4.92	4.64
Na ₂ O (%)	4.43	4.36	3.38	5.47	4.89	3.70	3.81	3.33	4.84	3.84	4.85	3.26	3.47	4.41	5.00
P ₂ O ₅ (%)	0.20	0.10	0.01	0.04	0.11	0.04	0.08	0.06	0.18	0.01	0.03	0.08	0.07	0.06	0.06
ппп (%)	0.52	1.21	0.38	0.87	1.32	0.91	0.64	0.71	1.26	0.65	0.58	1.37	0.68	0.96	0.90
Сумма	99.85	99.48	99.89	99.97	99.98	99.99	99.98	99.94	99.95	99.98	100.29	99.86	99.86	100.54	100.34
Na ₂ O + K ₂ O	8.16	7.82	8.35	7.19	9.75	7.13	9.81	8.10	10.71	8.82	10.61	8.46	8.24	9.33	9.64
K ₂ O/Na ₂ O (Na + K)/Al	0.84	0.79	1.47	0.31	0.99	0.92	1.57	1.43	1.21	1.30	1.19	1.60	1.38	1.12	0.93
FeO*	0.63	0.63	0.91	0.75	0.86	0.89	0.92	0.90	0.88	0.91	0.91	0.73	0.87	0.85	0.88
FeO*/(FeO* + MgO)	3.99	3.72	1.35	2.25	2.94	1.36	2.25	2.15	3.38	1.82	1.49	2.79	2.23	2.36	2.36
ASI	0.77	0.96	0.99	0.92	0.88	0.83	0.87	0.87	0.85	0.94	0.83	0.77	0.87	0.85	0.79
ALI	1.06	1.12	0.99	1.13	0.86	0.95	1.02	1.01	0.90	1.02	1.04	1.24	1.02	1.12	1.07
MAI	5.00	5.26	7.67	6.08	7.19	6.10	9.29	7.52	8.59	8.30	10.17	7.75	7.44	8.91	9.09
Sc	—	—	—	—	8.29	2.62	7.55	4.45	4.61	—	3.41	—	—	4.57	4.6
V	39.90	22.30	7.01	8.82	15.52	3.26	9.84	12.80	9.14	6.38	11.61	18.00	14.70	9.27	9.3
Cr	23.30	24.90	23.00	22.70	9.91	20.63	15.07	5.27	2.77	54.50	19.76	23.60	22.00	14.35	14.4
Co	4.56	3.18	0.58	0.95	1.57	1.08	1.78	1.39	1.84	0.73	2.11	2.86	2.68	3.36	3.4
Ni	12.80	14.30	8.09	13.90	6.13	11.19	10.24	3.73	1.57	23.10	8.62	8.75	9.25	15.44	15.4
Cu	7.76	10.90	8.94	11.80	2.88	1.71	2.59	1.18	3.02	19.40	12.50	15.50	13.20	19.71	19.7
Zn	61.70	81.00	65.20	59.50	29.90	20.93	30.34	26.44	53.04	81.70	38.97	128	64.60	34.85	34.8
Ga	17.40	20.30	18.40	16.70	14.01	7.80	12.48	15.56	13.82	19.20	14.43	18.70	16.80	12.54	12.5
Rb	90.90	104	218	48.70	74.96	85.95	123.04	204.44	85.91	174	122.87	185	137	88.19	88.2
Sr	574	378	28.30	37.10	249.26	124.54	131.43	59.90	254.51	10.60	67.80	79.60	113	81.67	81.7
Y	25.70	28.00	51.50	26.70	21.30	19.19	27.87	80.20	21.76	40.50	21.30	26.30	37.10	31.79	31.8

Таблица 3. Окончание

Компонент	Дюсембайская свита				Жаункарская свита				Жаункарский гранитный комплекс						
	U 1102	U1102/1	U1103	U1104	U1666	U1667	U1668	U1670	U1671	U1326	U9005	U1325	U1331	U9006	U9008
Zr	280	335	93.80	121	344.46	88.23	234.07	201.40	468.64	242	127.72	176	279	138.32	138
Nb	19.00	20.10	24.50	17.10	11.96	12.84	16.84	19.27	11.80	22.10	17.92	17.50	17.80	18.10	18.1
Mo	0.86	0.68	1.18	0.71	0.33	0.42	0.60	0.69	0.61	1.07	3.88	0.86	1.96	1.62	1.6
Cs	3.05	2.75	2.28	1.01	2.32	2.62	1.59	1.60	1.48	2.72	0.78	1.33	0.54	0.42	0.42
Ba	1320	1080	90.40	269	4307.20	840.30	1829.64	338.97	2917.13	63.30	438.38	444	888	498.95	499
La	58.90	62.40	18.10	49.80	65.53	44.86	80.70	99.41	84.86	80.60	21.79	47.40	71.90	34.07	34.1
Ce	109	113	44.40	97.50	114.17	85.08	141.35	196.93	149.94	150	48.83	81.30	137	68.03	68.0
Pr	12.50	13.00	6.99	11.40	11.23	8.27	15.75	20.36	14.39	16.90	6.01	8.77	15.10	7.84	7.8
Nd	46.10	49.20	32.70	44.60	43.03	30.94	54.85	68.86	54.29	63.30	23.52	33.40	51.00	29.81	29.8
Sm	7.61	7.41	10.80	7.34	6.60	5.28	8.88	12.69	7.52	10.70	4.95	5.80	8.46	5.93	5.9
Eu	2.07	2.05	0.29	0.58	3.05	0.67	1.92	0.78	3.26	0.12	0.41	0.79	1.12	0.47	0.47
Gd	6.83	6.18	11.90	6.60	4.98	4.04	6.81	11.05	5.38	9.10	4.62	4.87	7.45	6.00	6.0
Tb	0.86	0.91	2.07	0.85	0.70	0.61	0.98	1.92	0.77	1.26	0.82	0.70	1.04	1.05	1.1
Dy	5.16	5.31	13.10	5.27	3.97	3.49	5.57	11.81	4.27	7.30	4.32	4.55	6.32	5.49	5.5
Ho	0.99	1.07	2.20	0.93	0.77	0.67	1.04	2.52	0.83	1.47	0.88	0.86	1.40	1.09	1.1
Er	2.45	2.72	4.88	2.68	2.32	2.03	3.08	7.49	2.53	4.11	2.67	2.58	3.53	3.48	3.5
Tm	0.39	0.44	0.71	0.43	0.33	0.28	0.44	1.05	0.37	0.63	0.38	0.45	0.66	0.50	0.50
Yb	2.28	2.85	4.21	2.33	2.19	2.00	2.97	6.55	2.51	3.89	2.79	2.43	3.93	3.36	3.4
Lu	0.33	0.38	0.50	0.31	0.34	0.29	0.44	0.90	0.38	0.58	0.41	0.39	0.50	0.50	0.50
Hf	7.43	8.07	5.70	5.18	7.24	3.01	6.14	6.33	9.34	7.79	4.87	5.30	8.07	4.97	5.0
Ta	1.23	1.41	2.04	1.39	0.66	0.81	0.98	1.54	0.66	1.64	1.42	1.59	1.30	1.48	1.5
W	1.14	1.32	1.12	1.05	1.79	0.66	0.87	0.85	1.14	1.22	0.88	1.76	1.08	0.53	0.53
Pb	42.90	35.80	51.30	18.80	12.26	7.64	12.73	23.04	11.74	34.00	12.80	128	42.30	14.36	14.4
Th	11.70	12.50	15.70	15.00	6.28	9.85	9.86	38.98	5.09	17.20	9.61	18.40	20.40	14.36	14.4
U	1.78	1.39	2.80	1.49	1.11	1.11	1.69	2.73	1.29	1.53	1.47	2.89	2.35	0.82	0.82
Ti	3655.73	2457.13	479.44	839.02	2273.74	910.94	2100.55	1299.28	2543.43	702.98	700.08	1309.47	1461.69	1202.65	1305.93
P	873.20	436.60	43.66	174.64	458.43	166.78	332.25	249.30	764.05	52.39	115.86	370.24	296.01	269.08	274.30
(La/Yb) _n	17.44	14.78	2.90	14.43	20.16	15.13	18.35	10.25	22.78	13.99	5.27	13.17	12.35	6.84	6.80
Eu/Eu*	0.88	0.93	0.08	0.25	1.63	0.44	0.75	0.20	1.56	0.04	0.26	0.45	0.43	0.24	0.23
T°C	820	850	741	769	819	734	815	807	849	823	761	807	837	777	770

Примечание. FeO* = 0.9 FeO + F₂O₃; ASI = (Al)/(Ca + Na + K); MAlI = (Na₂O + K₂O - CaO); T°C – температура по насыщению цирконием с использованием термометра, по [70].

а именно — комендитов и пантеллеритов [47]. При этом разные по кремнекислотности породы ассоциаций обладают одинаковыми вариациями изотопного состава неодима, близкими к мантийному.

Отсутствие на уровне современного эрозионного среза Майтубинской зоны магматических пород основного состава с возрастом ~830 млн лет и ~790 млн лет, присутствие биотита и роговой обманки среди темноцветных минералов эффузивов и гранитоидов указывают на отсутствие прямой связи образования последних с эволюцией базитовых расплавов.

Петро-геохимические характеристики эффузивов и гранитов сопоставимы с продуктами плавления пород континентальной коры [29]. Вариации петрогенных и редких элементов в эффузивах и гранитоидах Дюсембайской ассоциации с возрастом ~830 млн лет, а также отрицательная корреляция SiO₂ и Zr, которая свидетельствует о фракционировании циркона, позволяют рассматривать трахиты и трахидациты как наименее дифференцированные разности и принять их T_{Zr} (~820–850°C) как приближенные к температурам исходного расплава (см. рис. 11).

Положительная корреляция SiO₂ и Zr в магматических породах Актасской ассоциации с возрастом ~790 млн лет свидетельствует о накоплении циркона на завершающих стадиях фракционирования расплава и позволяет принять T_{Zr} (~790–830°C) гранитоидов актасского комплекса в качестве приближенных к температурам исходного расплава (см. рис. 11).

Отсутствие ксеногенных ядер в акцессорных цирконах позволяет рассматривать полученные температуры насыщения Zr как минимальные [44]. Исходя из этого, температуры плавления были выше 800°C, что относит данные образования к “горячему” типу гранитов [47].

Образованные за счет плавления метапелитового источника расплавы характеризуются высокими содержаниями K₂O и низкими CaO, FeO*, MgO. Обогащение Rb на фоне обеднения Ba и Sr связано с дегидратационным плавлением мусковита, на фоне стабильности биотита и, возможно, отсутствия плагиоклаза в источнике.

Повышенная железистость трахитов, трахидацитов и гранитоидов актасского комплекса более характерна для продуктов плавления кварц-полевошпатовых пород, представленных метатоналитами, метаграувакками [29].

Плавление данных субстратов в интервале P = 4–8 кбар приводит к образованию умеренноглиноземистых, железистых расплавов за счет дегидратационного плавления биотита [49, 59, 65]. При давлениях более 8 кбар образование в рести-те клинопироксена вместо ортопироксена сопро-

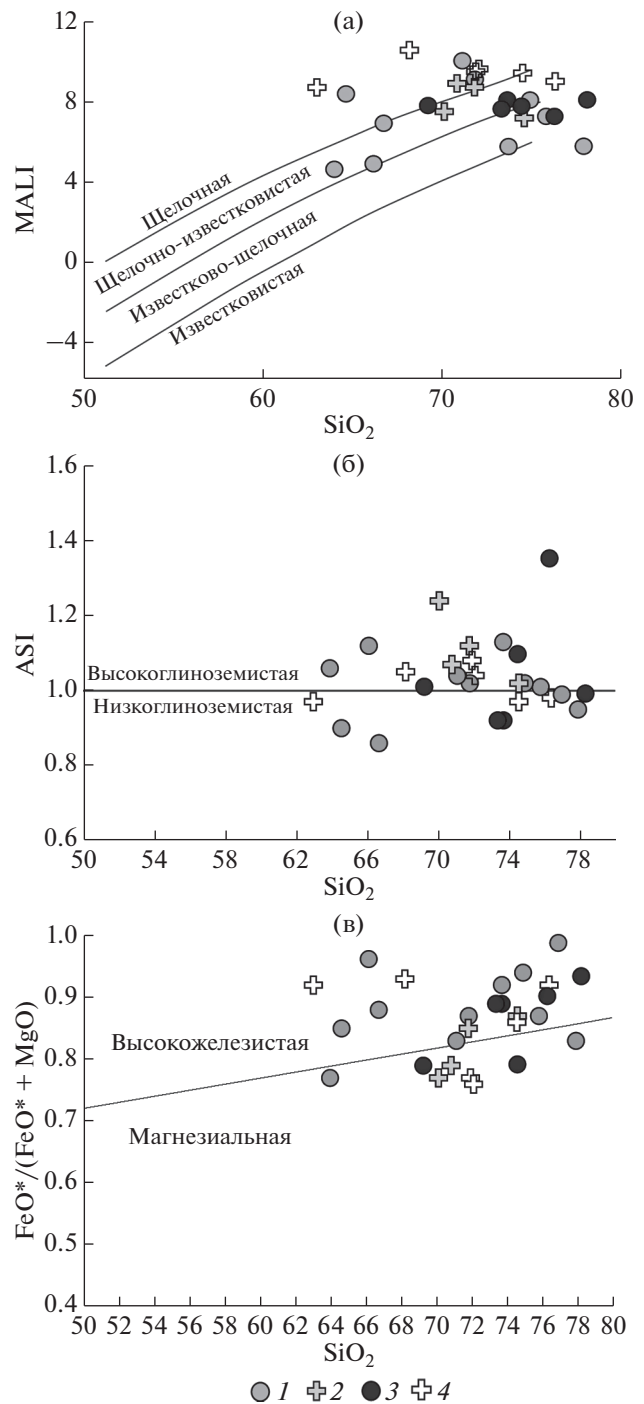


Рис. 10. Диаграммы для магматических пород Дюсембайской и Актасской вулcano-плутонических ассоциаций (по данным [28]).
 (а) — SiO₂ — MAlI (Na₂O + K₂O — CaO);
 (б) — SiO₂ — ASI (Al/(Ca — 1.67P + Na + K));
 (в) — SiO₂ — FeO*/(FeO* + MgO).
 1 — эффузивы дюсембайской и жаункарской свит; 2 — гранитоиды жаункарского комплекса; 3 — эффузивы актасской и кумолинской свит; 4 — гранитоиды актасского комплекса

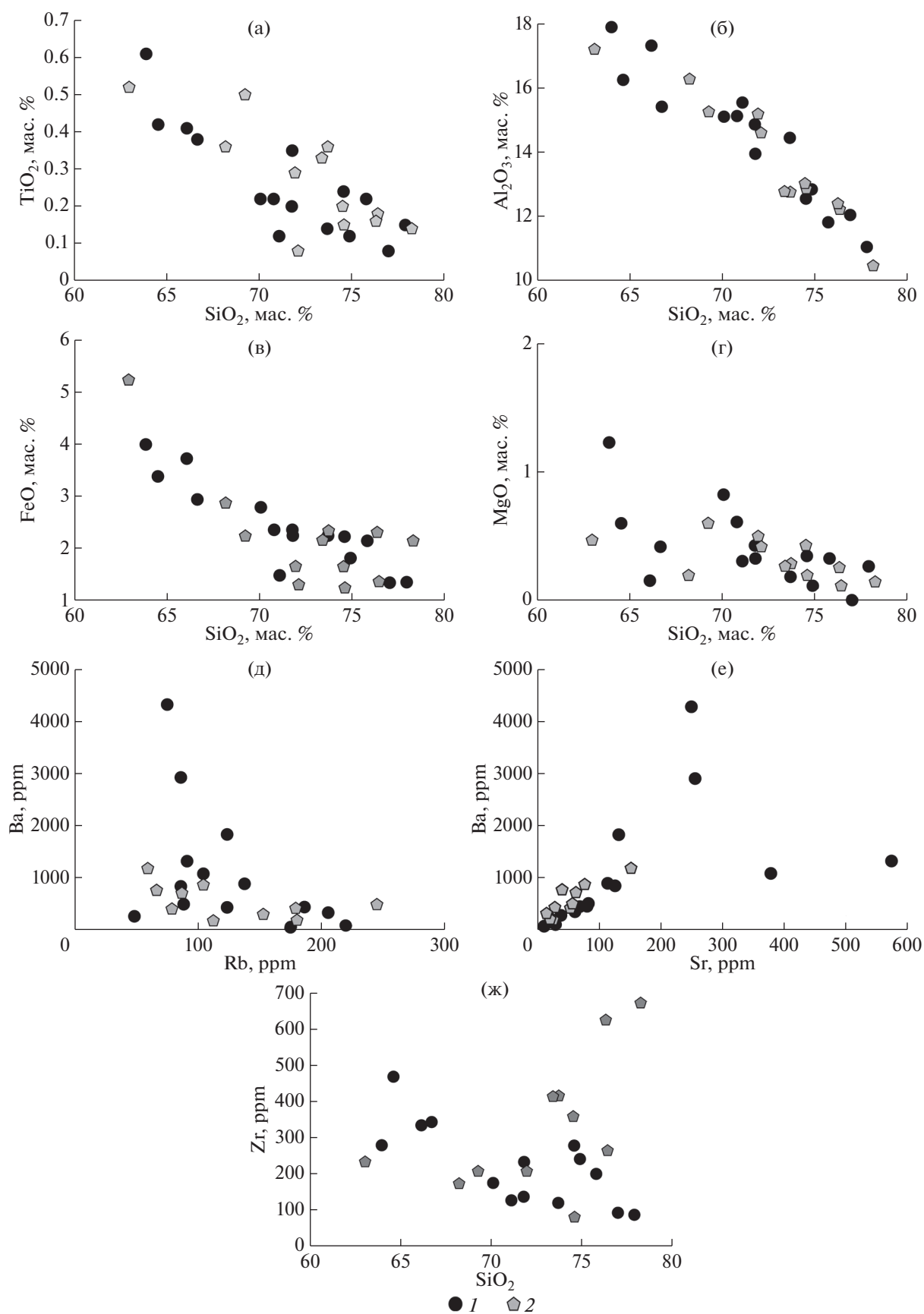


Рис. 11. Вариационные диаграммы некоторых петрогенных и редких элементов.
 (а) – $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$; (б) – $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3^*$; (в) – $\text{SiO}_2 - \text{FeO}$; (г) – $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$; (д) – Ba – Rb; (е) – Ba – Sr; (ж) – $\text{SiO}_2 - \text{Zr}$;
 1–2 – породы ассоциаций: 1 – Дюсембайской, 2 – Актасской

вождается увеличением магнезиальности и глиноземистости в расплавах (ASI 1.4–1.6) [49].

Дегидратационное плавление биотита при давлении 5 и более кбар приводит к образованию граната [59, 65]. Высокие содержание тяжелых РЗЭ и Y в изученных эффузивах и гранитоидах

указывают на образование расплавов при давлениях не более 5 кбар.

Участие биотита в образовании родоначальных расплавов подтверждается и высокими концентрациями Ba в эффузивах и гранитоидах. При этом трахиты и трахидациты обогащены Eu

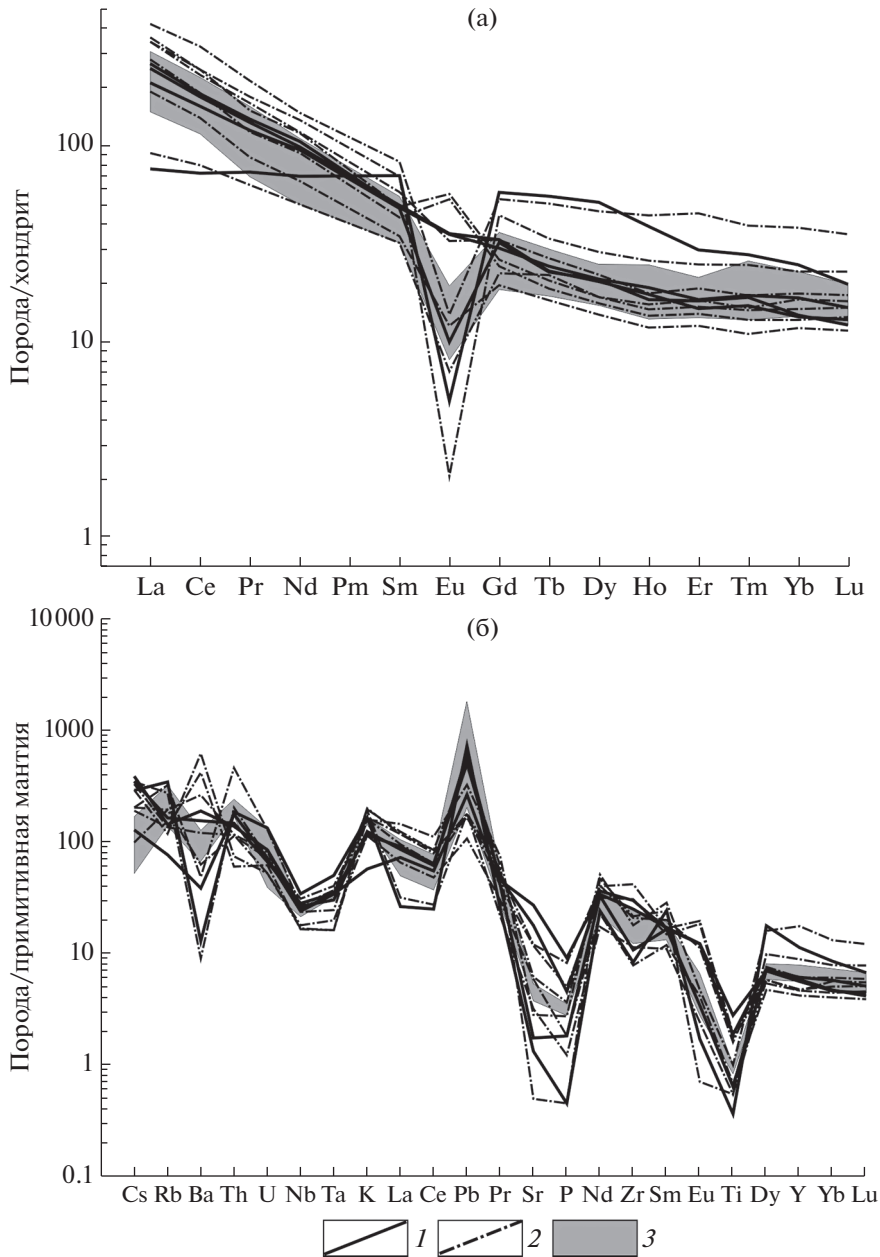


Рис. 12. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах Дюсембайской ассоциации (по [61]).
 (а) – Нормированные на состав хондрита;
 (б) – нормированные на состав примитивной мантии.
 1 – эффузивы дюсембайской свиты; 2 – эффузивы жаункарской свиты; 3 – гранитоиды жаункарского комплекса

Таблица 4. Содержание главных (мас. %) и малых элементов (г/т) в эффузивных и плутонических породах Актаской ассоциации.

Компонент	Кумолинская свита			Актаская свита			Актаский гранитный комплекс					
	U-1349	U1328	U1329	U9001	TS1177	TS1180	U9002	U9003	TS1175	TS1176	TS1179	U1672
SiO ₂	74.51	78.24	76.31	69.25	73.71	73.39	71.94	72.11	68.20	63.00	76.41	74.58
TiO ₂	0.20	0.14	0.16	0.50	0.36	0.33	0.29	0.08	0.36	0.52	0.18	0.15
Al ₂ O ₃	13.01	10.44	12.38	15.25	12.74	12.76	15.18	14.59	16.27	17.20	12.20	12.85
Fe ₂ O ₃	1.65	2.04	2.31	2.02	2.21	2.12	1.11	0.92	3.06	1.44	1.39	0.49
FeO	0.17	0.31	0.23	0.42	0.35	0.25	0.66	0.48	0.12	3.92	0.12	0.81
MnO	0.03	0.02	0.02	0.04	0.06	0.06	0.03	0.01	0.02	0.18	0.01	0.02
MgO	0.43	0.15	0.26	0.60	0.29	0.27	0.50	0.42	0.20	0.47	0.12	0.20
CaO	0.63	0.19	0.07	1.21	0.87	1.11	0.30	0.39	0.31	1.92	0.13	0.41
K ₂ O	5.28	6.01	5.48	3.13	4.40	4.33	4.56	5.60	5.27	5.46	5.07	6.60
Na ₂ O	3.08	2.24	1.91	5.89	4.56	4.42	5.26	4.46	5.65	5.18	4.09	3.26
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.03	0.17	0.06	0.08	0.05	0.03	0.07	0.13	0.03	0.04
ппп (%)	0.96	0.16	0.82	1.23	0.34	0.85	0.77	1.56	0.46	0.16	0.26	0.51
Сумма	99.98	99.97	99.98	99.71	99.95	99.97	100.66	100.65	99.99	99.59	100.00	99.91
Na ₂ O + K ₂ O	8.36	8.25	7.39	9.02	8.96	8.75	9.82	10.06	10.92	10.64	9.16	9.86
K ₂ O/Na ₂ O	1.71	2.68	2.87	0.53	0.96	0.98	0.87	1.25	0.93	1.05	1.24	2.02
(Na + K)/Al	0.83	0.98	0.73	0.86	0.96	0.94	0.90	0.92	0.92	0.84	1.00	0.97
FeO*	1.66	2.15	2.31	2.24	2.34	2.16	1.66	1.31	2.87	5.22	1.37	1.25
FeO*/(FeO* + MgO)	0.79	0.93	0.90	0.79	0.89	0.89	0.77	0.76	0.93	0.92	0.92	0.86
ASI	1.09	0.99	1.35	1.01	0.92	0.92	1.08	1.04	1.05	0.97	0.98	0.97
MALI	7.73	8.06	7.32	7.81	8.09	7.64	9.52	9.66	10.61	8.72	9.03	9.45
Sc	—	—	—	3.72	7.50	6.42	3.72	—	2.97	8.89	1.77	1.78
V	10.70	8.23	8.06	4.15	23.82	23.13	4.15	—	9.57	12.37	8.95	6.83
Cr	28.30	54.00	22.40	17.10	4.96	5.99	17.10	—	3.80	7.14	4.65	10.59
Co	1.06	0.87	0.93	1.57	1.25	1.34	1.57	—	0.49	1.03	0.84	0.86
Ni	10.20	21.30	8.12	6.43	2.87	4.64	6.43	—	1.44	3.43	1.92	6.63
Cu	5.90	14.80	18.50	7.84	4.59	4.24	7.84	—	4.42	6.00	2.84	1.72
Zn	55.10	72.10	78.90	39.12	43.05	18.82	39.12	—	19.41	131.21	21.78	17.36
Ga	18.50	23.20	24.70	14.65	18.62	18.07	14.65	—	30.24	27.94	18.03	14.70
Rb	178	179	152	66.50	104.05	86.80	66.50	—	78.76	59.42	111.80	242.77
Sr	27.30	19.60	13.80	39.05	75.79	61.53	39.05	—	52.62	150.83	24.47	55.92
Y	51.40	93.00	96.20	39.91	50.55	45.98	39.91	—	25.87	63.55	58.92	20.46

Таблица 4. Окончание

Компонент	Кумолинская свита			Актасская свита			Актасский гранитный комплекс					
	U-1349	U1328	U1329	U9001	TS1177	TS1180	U9002	U9003	TS1175	TS1176	TS1179	U1672
Zr	359	672	625	207.52	416.06	413.94	207.52	—	173.99	234.32	265.35	81.46
Nb	21.30	33.40	29.10	12.26	20.11	20.02	12.26	—	26.14	28.11	13.47	13.88
Mo	0.71	0.97	0.68	2.21	1.78	0.46	2.21	—	1.21	0.84	0.55	1.08
Cs	1.15	0.54	1.28	1.06	1.08	0.66	1.06	—	0.25	0.60	0.44	1.12
Ba	420	192	303	762.16	864.53	707.63	762.16	—	406.20	1177.79	181.08	490.55
La	40.90	74.90	59.00	40.62	50.15	38.91	40.62	—	43.96	97.08	50.19	35.42
Ce	85.50	142	114	100.96	115.80	97.83	100.96	—	91.56	203.14	99.87	70.51
Pr	9.65	18.20	13.50	10.67	12.61	11.03	10.67	—	10.65	22.94	10.66	6.64
Nd	34.50	67.20	54.30	41.09	47.37	41.36	41.09	—	38.61	89.64	37.89	24.48
Sm	7.32	12.00	11.70	8.08	10.09	9.96	8.08	—	7.01	16.23	7.92	4.73
Eu	0.62	0.17	0.33	1.21	1.86	1.07	1.21	—	1.59	3.92	0.37	0.55
Gd	7.27	12.70	12.30	7.48	9.51	9.39	7.48	—	5.75	14.04	8.70	3.82
Tb	1.27	2.33	2.16	1.23	1.49	1.44	1.23	—	0.90	2.11	1.45	0.64
Dy	8.11	16.60	16.60	6.98	8.67	8.34	6.98	—	4.68	11.19	9.00	3.91
Ho	1.87	3.49	3.57	1.46	1.80	1.65	1.46	—	0.94	2.24	2.02	0.74
Er	5.51	10.20	10.30	4.58	5.50	4.97	4.58	—	2.81	6.48	6.01	2.25
Tm	0.83	1.69	1.71	0.68	0.83	0.74	0.68	—	0.43	0.93	0.86	0.33
Yb	5.04	10.00	10.10	4.50	5.42	4.94	4.50	—	2.97	6.38	5.55	2.29
Lu	0.78	1.52	1.48	0.69	0.85	0.77	0.69	—	0.48	1.03	0.86	0.31
Hf	9.68	17.00	15.50	6.53	9.21	9.89	6.53	—	4.33	5.02	6.80	2.96
Ta	1.40	2.32	1.91	0.79	1.45	1.38	0.79	—	2.49	1.75	1.00	1.60
W	1.38	2.16	2.24	0.50	0.64	0.50	0.50	—	0.17	0.26	0.64	0.72
Pb	27.00	29.50	16.80	6.67	21.85	9.53	6.67	—	6.54	21.86	7.16	16.23
Th	17.50	14.70	14.20	8.13	11.59	11.76	8.13	—	4.96	5.42	8.77	35.19
U	2.63	2.96	2.22	1.07	2.55	2.31	1.07	—	0.77	0.74	1.76	2.65
Ti	1175.83	849.81	932.51	2969.14	2157.48	1977.69	1726.23	483.93	2157.48	3116.36	1078.74	895.95
P	133.60	69.86	147.13	721.78	261.96	349.28	228.16	118.03	305.62	567.58	130.98	160.23
(La/Yb) _n	8.12	5.06	3.94	6.09	6.24	5.31	6.09	—	14.83	15.21	9.05	10.42
Eu/Eu*	0.08	0.04	0.08	0.48	0.58	0.34	0.48	—	0.25	0.26	0.04	0.40
Tzr	870	931	956	797	861	859	808	—	784	790	829	725

Примечание. FeO* = 0.9 FeO + F₂O₃; ASI = (Al)/(Ca + K); MAlI = (Na₂O + K₂O - CaO); T°C — температура по насыщению цирконием с использованием термометра, по [70].

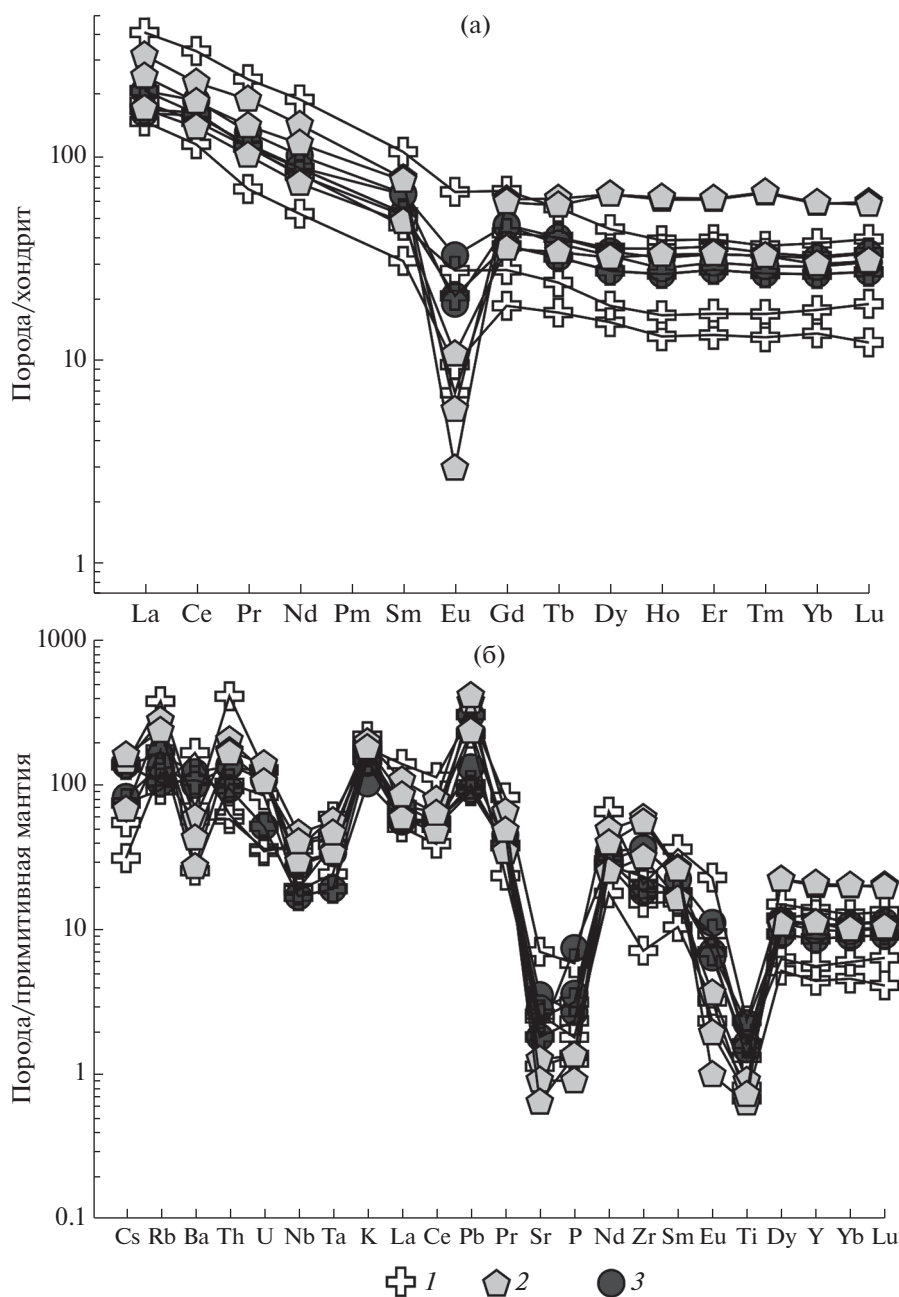


Рис. 13. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Актасской ассоциации (по данным [61]).
 (а) – Диаграмма спектров распределения редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита, в породах Актасской ассоциации;
 (б) – мультиэлементная диаграмма распределения редких и редкоземельных элементов в породах Актасской ассоциации, нормированных на состав примитивной мантии,
 1 – граниты актасского комплекса; 2 – эффузивы актасской свиты; 3 – эффузивы кумолинской свиты

(Eu/Eu* 0.9–1.6) и Sr (255–574 г/т), что предполагает вовлечение в плавление плагиоклаза. В свою очередь обеднение Eu (Eu/Eu* 0.01–0.5) и Sr (24–151 г/т) гранитоидов Актасской ассоциации может указывать на стабильность плагиоклаза.

Таким образом, формирование родоначальных расплавов для эффузивных и плутонических пород обеих ассоциаций происходило в ре-

зультате дегидратационного плавления метатоналитов (метаграувакк). Различия в составе ликвидусных фаз могут отражать определенные различия в источниках расплавов, что подтверждается и изотопно-геохимическими характеристиками.

Низкие изотопные составы неодима гранитоидов жаункарского комплекса (~830 млн лет)

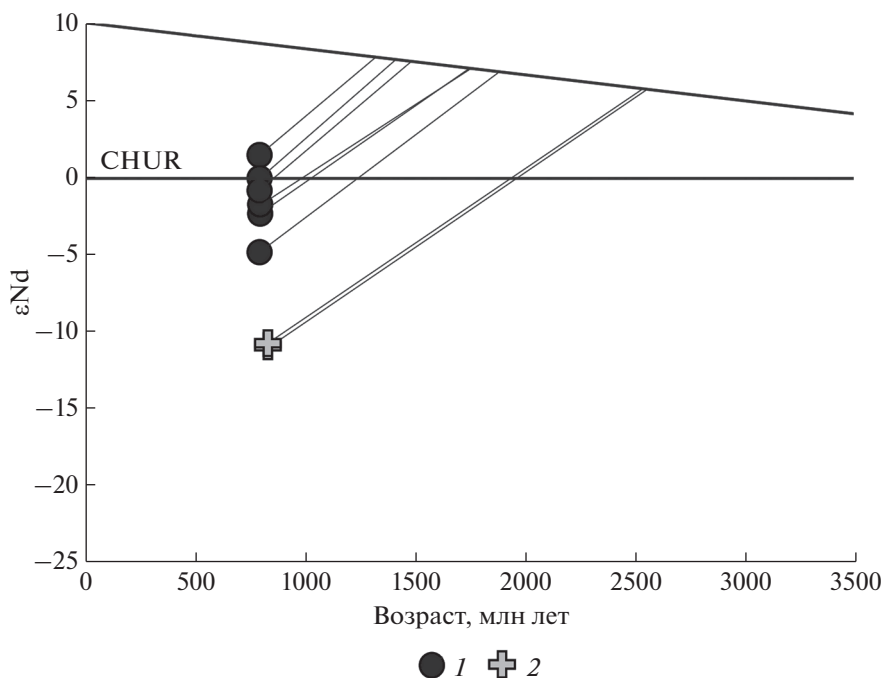


Рис. 14. Диаграмма эволюции изотопного состава Nd магматических пород Дюсембайской и Актасской вулканоплутонических ассоциаций. Показана (наклонная линия) линия эволюции деплетированной мантии, по [24]. Обозначен: CHUR – однородный хондритовый резервуар, по [35]. 1 – породы Актасской ассоциации, 2 – породы Дюсембайской ассоциации

($\epsilon_{Nd}(T) = -10.8 \div -11$; $T(Nd)(DM) = 2.5$) указывают на их образование в результате частичного плавления раннедокембрийской континентальной коры.

Вариации изотопного состава неодаима в эффузивах и гранитоидах с возрастом ~ 790 млн лет (~830 млн лет) ($\epsilon_{Nd}(T) = -4.9 \div +1.4$; $T(Nd)(DM) = 1.36 \div 1.86$) могут отражать добавление к раннедокембрийскому коровому источнику ювенильного

мантийного материала, либо плавление гетерогенного источника, сложенного породами с разной коровой предысторией. Последний вариант представляется более правдоподобным, поскольку расчет модели двухкомпонентного смешения [36] показал значительный вклад (до 80%) мантийного материала в область генерации расплавов, что вероятнее всего должно было отразиться как в химическом, так и в минеральном составе эффузивов и гранитоидов Актасской ассоциации.

Таблица 5. Сводная таблица результатов Sm–Nd-изотопного исследования эффузивов и гранитоидов Дюсембайской и Актасской ассоциаций.

Образец	Порода	Возраст	Sm (г/т)	Nd. г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(t)$	t_{NdDM}
U-9006	Гранит жаункарский комплекс	829	0.62	2.99	0.1253	0.511687 ± 4	-11.0	2513
U-9008	Гранит жаункарский комплекс	829	5.97	28.6	0.1259	0.511698 ± 5	-10.8	2510
TS-1177	Риолит актасская свита	794	9.52	46.1	0.1249	0.512139 ± 4	-2.4	1733
TS-1180	Риолит актасская свита	794	12.80	58.2	0.1331	0.512215 ± 4	-1.8	1765
TS-1175	Гранит актасский комплекс	791	6.95	37.9	0.1110	0.512267 ± 5	1.4	1310
TS-1176	Гранит актасский комплекс	791	15.37	79.1	0.1175	0.512224 ± 2	-0.1	1466
TS-1179	Гранит актасский комплекс	791	9.18	46.9	0.1184	0.511983 ± 4	-4.9	1863
U9002	Гранит актасский комплекс	791	8.51	46.4	0.1108	0.512148 ± 5	-0.9	1483

Примечание. Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ рассчитаны на возраст 800 млн лет.

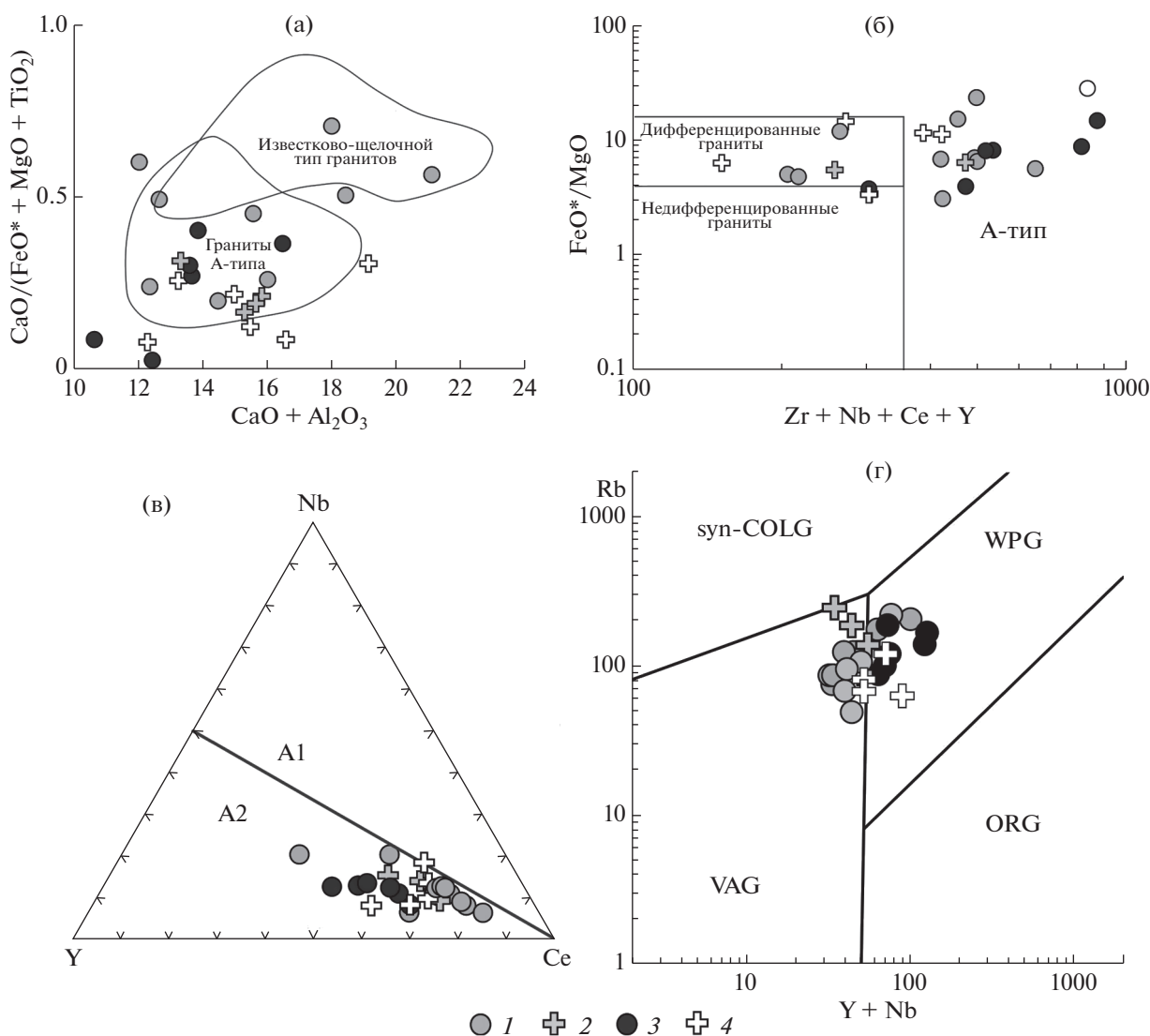


Рис. 15. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород Дюсембайской и Актасской вулканоплутонических ассоциаций.

(а) – $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$, по [22];

(б) – $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$, по [68];

(в) – $\text{Y}-\text{Nb}-\text{Ce}$, по [24];

(г) – $\text{Rb}-\text{Y} + \text{Nb}$, по [50].

1 – эффузивы дюсембайской и жаункарской свит; 2 – гранитоиды жаункарского комплекса; 3 – эффузивы актасской и кумолинской свит; 4 – гранитоиды актасского комплекса

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОГО УЛУТАУ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

Полученные и имеющиеся данные указывают на формирование структурно-вещественных комплексов довендского фундамента Южного Улутау в тонийский период неопротерозоя. Однако, различия в оценках возрастов и изотопно-геохимических характеристиках предполагают разницу во времени и обстановках образования тонийских комплексов западной и восточной частей Улутауского террейна (рис. 15).

Приведенные изотопно-геохимические характеристики кислых магматических пород Дюсем-

байской и Актасской ассоциаций характерны для магматических пород анарогенного типа. Широкое развитие грубообломочных пород, в том числе конгломератов с галькой кислых эффузивов и гранитоидов, в расположенных стратиграфически выше вулканогенно-осадочных толщах майтубинской и боздакской серий указывают на рифтогенную обстановку накопления комплексов (см. рис. 3).

Исходя из этого, полученные оценки возраста (830 и 790–800 млн лет) образования двух риолитгранитных ассоциаций характеризуют начало этапа континентального рифтогенеза.

В пределах восточной части Южного Улутау отсутствуют докембрийские риолит-гранитные ассоциации, при этом комплексы довендского фундамента представлены эффузивами и туфами базальт-андезит-риолитового состава, с которыми ассоциируют терригенные и хемогенные осадочные породы (см. рис. 3).

Дифференцированный характер магматизма и другие особенности состава указывают на образование родоначальных для этого комплекса расплава в надсубдукционной обстановке [10]. Изотопные характеристики Nd кислых вулканогенных и туфогенных пород ($\epsilon Nd -2.0-2.5$; $T(ND)(DM) 1.8-2.3$ млрд лет) свидетельствуют о развитии надсубдукционной системы на континентальной коре, комплексы которой, в том числе раннедокембрийские, участвовали в образовании расплава [11].

Дифференцированные вулканогенные толщи восточной части имеют более молодой возраст, чем риолит-гранитные ассоциации западной части террейна, их формирование происходило во второй половине тонийского периода, но в интервале от ~ 780 до ~ 740 млн лет [10–12].

Однако преобладание в вулканогенно-осадочных породах среди зерен обломочного циркона значительной популяции неокатанных кристаллов с оценками возрастов от 900 до 1100 млн лет и вариациями $\epsilon Hf(t)$ от -15 до $+8$, предполагают начало надсубдукционного магматизма в конце мезопротерозоя—начале неопротерозоя [11].

Таким образом, тонийский магматизм западной части террейна был связан с процессами континентального рифтогенеза, а восточной части террейна связан с надсубдукционными процессами. Начало надсубдукционных процессов в конце мезо—начале неопротерозоя позволяет рассматривать тектоно-магматическую эволюцию Южного Улутау в тонийское время в режиме активной континентальной окраины.

Дифференцированные вулканические серии его восточной части (современные координаты) формировались за счет надсубдукционного магматизма, вызванного погружением океанической литосферы.

Образование двух риолит-гранитных ассоциаций западной части Южного Улутау происходило в обстановке рифтогенеза, вызванного их тыловым расположением относительно фронта субдукции.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРОЕНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УЛУТАУ С ТЕРРЕЙНАМИ УЛУТАУ-МОЮНКУМСКОЙ ГРУППЫ

Неопротерозойские магматические комплексы кислого состава являются характерным эле-

ментом строения докембрийских террейнов Улутау-Моюнкумской группы [23].

В пределах Чуйско-Кендыктасского террейна они представлены ортогнейсами (800 ± 9 млн лет), метариолитами копинской свиты (794 ± 5 млн лет) Кендыктасского блока, ортогнейсами (789 ± 5 млн лет) Чуйского и Атюзского ($799-840$ млн лет) блоков [37, 59, 63]. В Жельтавском террейне эти комплексы представлены кислыми эффузивы (829 ± 5 млн лет) и ортогнейсами ($780-790$ млн лет) [51, 60].

В Каратау—Таласском террейне к комплексам такого типа относятся туфы курганской свиты ($780-760$ млн лет) [7, 39, 45]. В Каратау-Джебаглинском террейне такие комплексы представлены базальт-риолитовой кайнарской свитой и гранитоидами кумыстинского комплекса (717 ± 4 млн лет) [2, 3].

В террейне Срединного Тянь-Шаня неопротерозойские магматические комплексы представлены гранитоидами бешторского (893 ± 3 млн лет) и сарыджазского (831 ± 8 млн лет) комплексов, а также кислыми вулканитами свиты Большого Нарына ($840-720$ млн лет) [31, 56, 62].

Изотопно-геохимические характеристики неопротерозойских кислых вулканогенных пород и гранитоидов докембрийских террейнов юго-западного Казахстана и Срединного Тянь-Шаня позволяют относить их к гранитам типа А-2 и принимать в качестве основного источника расплава комплексы раннедокембрийской континентальной коры [23, 37, 51, 63]. Близкие оценки возраста позволяют предполагать, что в неопротерозое, в основном в тонийское время, докембрийские террейны Улутау-Моюнкумской группы входили в состав единого окраинно-континентального магматического пояса, в тыловой части которого рифтогенные процессы сопровождалась формированием мощных толщ кислых вулканитов и гранитоидов.

Особенности строения, состава и возраста докембрийских комплексов позволяют рассматривать террейны Улутау-Моюнкумской группы в качестве образований родственных Таримскому кратону [23] (рис. 16).

В его строении участвуют, в том числе, раннедокембрийские комплексы (комплекс Хелуоситан, комплекс Туогелакебудаке), являвшиеся основными источниками расплава и кластического вещества для протерозойских магматических образований и терригенных толщ [79].

Тектономагматическая эволюция кратона в неопротерозое (в тонийское время) определялась развитием его северной части в режиме активной окраины [52, 53, 75, 76, 78]. При этом в неопротерозойской эволюции как северной, так и южной окраин Таримского кратона фиксируются рифтогенные события, но различающиеся временем

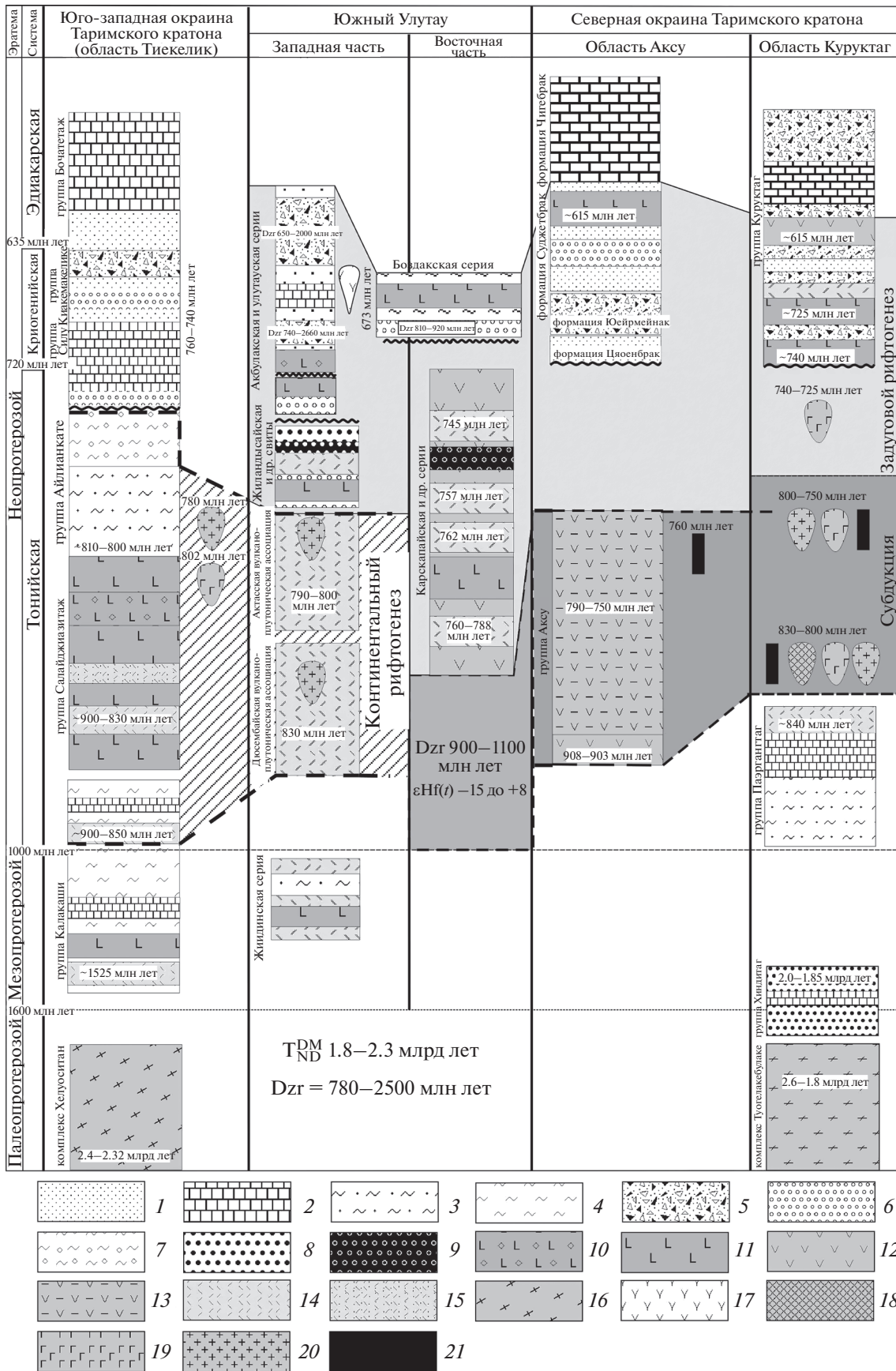


Рис. 16. Схема корреляции структурно-вещественных комплексов Южного Улугау и Таримского крата, (составлена с использованием [30, 33, 41, 53, 58, 66, 67, 70, 72, 73–81]).
 1 – песчаники; 2 – известняки; 3 – кварц-полевошпатовые сланцы; 4 – филлиты; 5 – тиллиты и грубообломочные тиллитоподобные конгломераты; 6 – валунные и крупногалечные конгломераты; 7 – кварцито-сланцы; 8 – мономинеральные и мусковитовые кварциты; 9 – железистые кварциты; 10 – туфоконгломераты основного состава; 11 – базальты; 12 – андезиты; 13 – туфы среднего состава; 14 – риолиты и риодациты; 15 – туфы кислого состава; 16 – сланцы и гнейсы; 17 – сиениты; 18 – карбонаты; 19 – габбро и ультрамафиты; 20 – гранитоиды; 21 – дайки основного состава

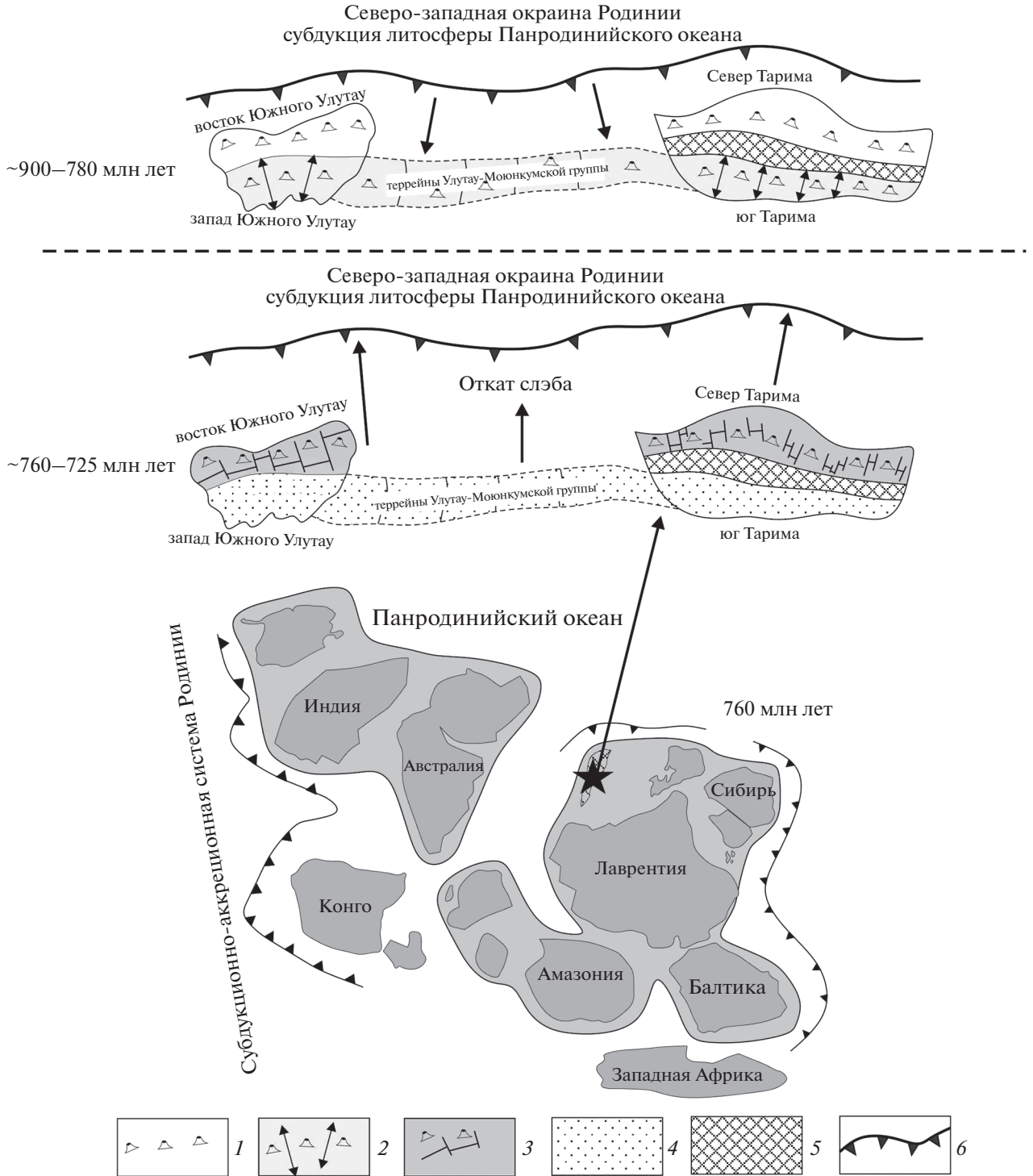


Рис. 17. Южный Улугау и Таримский крата в неопротерозое.
 (а) – Палеогеографическое положение, по [27, 30];
 (б) – схема тектонической эволюции.
 1–3 – область магматизма: 1 – островодужного, 2 – тылового рифтогенного, 3 – задугового рифтогенного; 4 – область пассивной континентальной окраины; 5 – Центральный Тарим; 6 – направление субдукции

проявления и особенностями состава магматических пород (см. рис. 16).

Континентальный рифтогенез на южной окраине Таримского кратона сопровождался формированием гранитоидов (группа Калакаши) и бимодальных вулканогенных серий (группа Салайджиазитаж) с возрастными ~900–850 млн лет, даек базитов и базальтов (~800 млн лет) [66, 76, 77, 80]. Эти рифтогенные события совпадают с основным этапом надсубдукционного магматизма на северной окраине Тарима (Аксу, Куруктаг), который включал формирование андезитов (908–903 млн лет) [33], гранитоидов, в том числе с адakitовыми характеристиками (830–785 млн лет) [30, 41], мафит-ультрафитовых интрузий, роев даек в интервале 820–760 млн лет [74].

На северной окраине начинается (в конце тонийского периода) обратная миграция субдукционной системы в южном направлении [53]. Отражением этих событий является начало процессов рифтогенеза в задуговой области, которое сначала фиксируется базитовыми дайками с возрастными 773–759 млн лет [73], а в дальнейшем приводит к образованию задугового бассейна с характерным бимодальным вулканизмом (740–725 млн лет) [53, 71], развивавшимся вплоть до эдиакария.

Близкий возраст формирования и составы неопротерозойских магматических комплексов позволяют предполагать, что докембрийские террейны Улутау-Моюнкусской группы и Таримский кратон являются фрагментами крупного магматического пояса, который был приурочен к активной северо-западной окраине суперконтинента Родиния [30, 78] (рис. 17).

Длительная субдукция океанической литосферы Панродинийского океана по периферии суперконтинента, начавшаяся еще в конце мезопротерозоя, привела к подъему мантийного плюма в тыловых частях, что способствовало началу рифтогенеза, инициировавшему распад суперконтинента Родиния [17, 40].

При этом становление риолит-гранитных ассоциаций как в западной части Южного Улутау, так и на остальных террейнах Улутау-Моюнкусской группы совпадает с этапом тонийского внутриплитного магматизма на южной окраине Таримского кратона (см. рис. 16).

В то время как дифференцированный базальт-андезит-риолитовый магматизм восточной части Южного Улутау (~780–740 млн лет) совпадает с началом задугового рифтогенеза на северной окраине кратона (773–759 млн лет) [10–12, 73] (см. рис. 16).

ВЫВОДЫ

1. Полученные нами новые данные о строении, составе и возрасте неопротерозойских ком-

плексов западной части Южного Улутау позволили выделить в строении этого блока две риолит-гранитные вулcano-плутонические ассоциации: Дюсембайская и Актасская с возрастными около 830 и 790 млн лет соответственно.

2. Кислые эффузивы и комагматичные им гранитоиды обладают геохимическими характеристиками анарогенного типа, а их родоначальные расплавы были сформированы во внутриплитных условиях и при участии комплексов раннедокембрийской континентальной коры.

3. Тектоно-магматическая эволюция Южного Улутау в неопротерозое происходила в обстановке активной континентальной окраины. Комплексы восточной части Южного Улутау формировались в пределах энсиалической островной дуги, а комплексы западной части Южного Улутау – в области рифтогенного магматизма тыловой области.

4. Проявление тонийского магматизма на Южном Улутау, а также в других террейнах Улутау-Моюнкусской группы было обусловлено их вхождением в состав фундамента крупного вулcano-плутонического пояса, маркировавшего процессы субдукции океанической литосферы под северо-западную окраину суперконтинента Родиния.

Благодарности. Авторы благодарят рецензентов ак. В.В. Ярмолюка (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия), д.г.-м.н. Т.В. Донскую (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью, и редактора М.Н. Шуплецову (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, аналитические работы выполнены в том числе при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект № 20-05-00108.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Д.В., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Каньгина Н.А. Раннеопротерозойские (~920 млн лет) гранито-гнейсы Джунгарского Алатау, южный Казахстан: обоснование возраста по результатам U–Th–Pb (SIMS)-датирования // ДАН. 2021. Т. 496. № 1. С. 17–21.
2. Геология и металлогения Каратау. – Т. 1. – Геология. – Под ред. И.Ф. Никитина – Алма-Ата: Наука, 1986. 240 с.
3. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Южный Казахстан), обоснование возраста // ДАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 579–583.
4. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И. Время формирования пород жиидинской серии

- майтюбинской зоны (Южный Улутау, Центральный Казахстан). — В сб.: *Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы*. — Мат-лы VI Российской конф. по изотопной геохронологии 2–5 июня 2015 г., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург. — СПб.: Springer, 2015. С. 76–77.
5. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. — Караганда: КРУ, 2013. 206 с.
 6. Милеев В.С., Розанов С.Б. Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. — Под ред. Ю.А. Зайцева — М.: МГУ, 1976. 366 с.
 7. Советов Ю.К. Неопротерозойский рифтогенез и эволюция осадочных бассейнов на микроконтинентах таримского типа: Малый Каратау, Южный Казахстан. — В сб.: *Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли*. — Мат-лы 5-го Всероссийского литол. совещ. 14–16 октября 2008 г., ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 287–289.
 8. *Типы магм и их источники в истории Земли*. — Ч. 1 — Магматизм и геодинамика — главные факторы эволюции Земли. — Под ред. О.А. Богатикова, В.И. Коваленко — М.: ИГЕМ РАН, 2006. 397 с.
 9. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Жаункарский гранитный комплекс позднего тония Улутауского сиалического массива (Центральный Казахстан) // ДАН. 2017. Т. 473. № 6. С. 691–695.
 10. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Данукалов Н.К. Поздненеопротерозойский возраст дифференцированных вулканогенных комплексов Улутауского массива (Центральный Казахстан): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // ДАН. 2020. Т. 494. № 1. С. 9–13.
 11. 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.
 12. 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.
 13. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. — М.: Недра, 1983. 160 с.
 14. 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.
 15. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. — М.: Наука. 1991. 263 с.
 16. Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // *Lithos*. 2007. Vol. 97. P. 1–29.
 17. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. Vol. 449. P. 118–126.
 18. Chorowicz J. The East African rift system // *J. Afr. Earth Sci.* 2005 Vol. 43. P. 379–410.
 19. Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an A-type granite: Experimental constraints // *Am. Mineralogist*. 1986. Vol. 71. P. 317–324.
 20. Collins B.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. Vol. 80. P. 189–200.
 21. Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 163–166.
 22. Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos*. 2007. Vol. 93. P. 215–233.
 23. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
 24. Depaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
 25. Eby G.N. The A-type granitoids — a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. 1990. Vol. 26. P. 115–134.
 26. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids-petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 641–644.
 27. Evans D. Meso-Neoproterozoic Rodinia supercycle, In: *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth*. — Ed. by L. Pesonen, J. Salminen, S.-A. Elming, D. Evans, T. Veikkolainen, (Elsevier, NY, USA. 2022), P. 549–568.
 28. 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.
 29. Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: Their compositional variability and modes of origin // *J. Petrol.* 2010. Vol. 52. P. 39–53.
 30. Ge R., Zhu W., Wilde S.A., He J., Cui X., Wang X., Bihai Z. Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton // *Tectonics*. 2014. Vol. 33. P. 302–329.
 31. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den Haute P., Vanhaecke F., and Elburg M.A. Tectonic history of the Kyrgyz South Tianshan (Atbashi-Inylchek) suture

- zone: The role of inherited structures during deformation-Propagation // *Tectonics*. 2011. Vol. 30. No. 6. TC6016.
32. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.
 33. He J.Y., Xu B., Li D. Newly discovered early Neoproterozoic (ca. 900 Ma) andesitic rocks in the northwestern Tarim Craton: Implications for the reconstruction of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2019. Vol. 325. P. 55–68.
 34. Hu A.Q., Wei G.J., Jahn B.M., Zhang J.B., Deng W.F., Chen L.L. Formation of the 0.9 Ga Neoproterozoic granitoids in the Tianshan Orogen, NW China: Constraints from the SHRIMP zircon age determination and its tectonic significance // *Geochimica*. 2010. Vol. 9. P. 197–212 (in Chinese with English abstr.).
 35. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.
 36. Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotopic evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*. 2000. Vol. 43. P. 82–92.
 37. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collision belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. 2012. Vol. 21. P. 901–927.
 38. 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.
 39. Levashova N.M., Meert J.G., Gibsher A.S., Grice W.C., Bazhenov M.L. The origin of microcontinents in the Central Asian Orogenic Belt: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Precambrian Research*. 2011. Vol. 185. P. 37–54.
 40. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov, L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Research*. 2008. Vol. 160. P. 179–210.
 41. Long X-P., Yuan C., Sun M., Kroner A., Zhao G-C., Wilde S., Hu A-Q. Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: evidence from Neoproterozoic granitoids in the Kuluketage area, NW China // *Precambrian Research*. 2011. Vol. 187. P. 1–14.
 42. Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00. A User's Manual, (Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. 2003. No. 4), 70 p.
 43. Ludwig K.R. SQUID 1.00. A User's Manual, (Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. 2000. No. 2), 17 p.
 44. Macdonald R. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks // *Bull. Volcanol.* 1974. Vol. 38. P. 498–516.
 45. Meert J.G., Gibsher A.S., Levashova N.M., Grice W.C., Kamenov G.D., Ryabinin A.B. Glaciation and ~770 Ma Ediacaran (?) fossils from the lesser Karatau microcontinent, Kazakhstan // *Gondwana Research*. 2011. Vol. 19. P. 867–880.
 46. Meredith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.D., Archibald D.B., Blades, M.L., Alessio B.L., Armistead S., Plavsa D., Clark C., Müller R.D. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 50. P. 84–134.
 47. 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.
 48. Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M. The supercontinent cycle: A retrospective essay // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25. P. 4–29.
 49. Patiño Douce A.E. Generation of metaluminous A-type granites by lower pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology*. 1997. Vol. 25. P. 743–746.
 50. 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.
 51. Pilityna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wang K.-L., Batanova V.G. Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian Orogenic belt): *P–T* paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // *Lithos*. 2019. Vol. 324–325. P. 115–140.
 52. *Precambrian Geology of China*. – Ed. by M. Zhai, (Springer, NY, USA. 2015), 390 p.
 53. Ren R., Guan S.W., Zhang S.C., Wu L., Zhang H.Y. How did the peripheral subduction drive the Rodinia breakup: Constraints from the Neoproterozoic tectonic process in the northern Tarim Craton // *Precambrian Research*. 2020. Vol. 339. P. 1–17.
 54. Rogers J.J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, Mesoproterozoic supercontinent // *Gondwana Research*. 2002. Vol. 5. P. 5–22.
 55. Ramos V.A. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. – In: *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, Ed. by S.M. Kay, V.A. Ramos, W.R. Dickinson, (GSA Mem. 2009. Vol. 204), p. 31–65.
 56. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shug L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 26. P. 957–974.
 57. Rooney T.O. The Cenozoic magmatism of East Africa. – Part V – Magma sources and processes in the East African Rift // *Lithos*. 2020. Vol. 360–361. P. 105296
 58. Shu L.-S., Deng X.L., Zhu W.-B., Ma D.-S., Xiao W.-J. Precambrian tectonic evolution of the Tarim Block, NW China: New geochronological insights from the Qurugtagh domain // *Precambrian Research*. 2011. Vol. 42. P. 774–790.

59. *Skjerlie K.P., Johnston A.D.* Fluid-absent melting behaviour of a F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrol.* 1993. Vol. 34. P. 785–815.
60. *Skoblenko (Pilitsyna) A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Skuzovatov S.Yu., Pang K.-N., Lee H.-Y.* Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // *Gondwana Research.* 2022. Vol. 105. P. 117–142.
61. *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.
62. *Terbishaliev B., Timmerman M.J., Mikolaichuk A., Altenberger U., Sláma J., Schleicher A.M., Sudo M., Sobel E.R., Cichy S.B.* Calc-alkaline volcanic rocks and zircon ages of the late Tonian: early Cryogenian arc-related Big Naryn Complex in the Eastern Djetim-Too Range, Middle Tianshan block, Kyrgyzstan // *Int. J. Earth Sci.* 2021. Vol. 110. P. 353–375.
63. *Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Salnikova E.B., Kovach V.P., Lee H.-Y., Wang K.-L., Baitanova V.G., Kovalchuk E.V.* Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendyktas terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian orogenic belt): Zircon dating, Nd isotopy and tectono-magmatic evolution // *Precambrian Research.* 2019. Vol. 332. P. 105397.
64. *Turner S.P., Foden J.D., Morrison R.S.* Derivation of A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia // *Lithos.* 1992. Vol. 28. P. 151–179.
65. *Vielzeuf D., Montel J.M.* Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationship // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. Vol. 117. P. 375–393
66. *Wang C., Zhang J.H., Li M., Li R.S., Peng Y.* Generation of ca. 900–870Ma bimodal rifting volcanism along the southwestern margin of the Tarim Craton and its implications for the Tarim–North China connection in the Early Neoproterozoic // *J. Asian Earth Sci.* 2015. Vol. 113. P. 610–625.
67. *Wang B., Liu H., Shu L., Jahn B.-M., Chung S., Zha Y., Liu D.* Early Neoproterozoic crustal evolution in Northern Yili Block: insights from migmatite, orthogneiss and leucogranite of the Wenquan metamorphic complex in the NW Chinese Tianshan // *Precambrian Research.* 2014. Vol. 242. P. 58–81.
68. *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.
69. *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.
70. *Whilliams I.S.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Rev. Econom. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.
71. *Xu B., Jian P., Zheng H., Zou H., Zhang L., Liu D.* U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of north-west China: Implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic glaciations // *Precambrian Research.* 2005. Vol. 136. P. 107–123.
72. *Zhang C.-L., Li X.-H., Li Z.-X., Lu S.-N., Ye H.-M., Li H.-M.* Neoproterozoic ultramafic-mafic-carbonatite complex, granitoids in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, western China: geochronology, geochemistry and tectonic implications // *Precambrian Research.* 2007. Vol. 152. P. 149–169.
73. *Zhang C.-L., Li Z.-X., Li X.-H., Ye H.-M.* Neoproterozoic mafic dyke swarms at the northern margin of the Tarim Block, NW China: Age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* Vol. 35. P. 167–179.
74. *Zhang C.L., Zou H.B., Li H.K., Wang H.Y.* Multiple phases of Neoproterozoic ultramafic-mafic complex in Kuruqtagh, northern margin of Tarim: Interaction between plate subduction and mantle plume? // *Precambrian Research.* 2012. Vol. 222–223. P. 488–502.
75. *Zhang C.-L., Li H.-K., Santosh M., Li Z.-X., Zou H.-B., Wang H., Ye H.* Precambrian evolution and cratonization of the Tarim Block, NW China: Petrology, geochemistry, Nd-isotopes and U–Pb zircon geochronology from Archaean gabbro-TTG–potassic granite suite and Paleoproterozoic metamorphic belt // *J. Asian Earth Sci.* 2012. Vol. 47. P. 5–20.
76. *Zhang C.L., Ye X.T., Zou H.B., Chen X.Y.* Neoproterozoic sedimentary basin evolution in southwestern Tarim, NW China: New evidence from field observations, detrital zircon U–Pb ages and Hf isotope compositions // *Precambrian Research.* 2016. Vol. 280. P. 31–45.
77. *Zhang C.L., Ye X.T., Ernst R.E., Zhong Y., Zhang J., Li H.K., Long X.P.* Revisiting the Precambrian evolution of the Southwestern Tarim terrane: Implications for its role in Precambrian supercontinents // *Precambrian Research.* 2019. Vol. 324. P. 18–31.
78. *Zhao G.C., Wang Y.J., Huang B.C., Dong Y.P., Li S.Z., Zhang G.W., Yu S.* Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea // *Earth Sci. Rev.* 2018. Vol. 186. P. 262–286.
79. *Zheng B., Zhu W., Ge R., Wu H., He J., Lu Y.* Proterozoic tectonic evolution of the Tarim Craton: New insights from detrital zircon U–Pb and Lu–Hf isotopes of metasediments in the Kuruktag area // *Precambrian Research.* 2020. Vol. 346. P. 105788.
80. *Zhou T., Ge R., Zhu W., Wu H.* Is there a Grenvillian orogen in the southwestern Tarim Craton? // *Precambrian Research.* 2021. Vol. 354. P. 409–424.
81. *Zhu W., Zheng B., Shu L., Ma D., Wu H., Li Y., Huang W., Yu J.* Neoproterozoic tectonic evolution of the Precambrian Aksu blueschist terrane, northwestern Tarim, China: Insights from LA-ICP-MS zircon U–Pb ages and geochemical data // *Precambrian Research.* 2011. Vol. 185. P. 215–230.

Late Precambrian Rhyolite-Granite Volcanic-Plutonic Associations of Southern Ulutau (Central Kazakhstan)

A. A. Tretyakov^{a, *}, K. E. Degtyarev^a, N. A. Kanygina^a, V. P. Kovach^b, B. V. Fedorov^c

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevskii per., 119017 Moscow, Russia*

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

^c*Sergo 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 the study of Late Precambrian effusive and plutonic rocks of the Dyusembai and Aktass volcanic-plutonic associations of the western part of Southern Ulutau. The results of isotope-geochronological U–Th–Pb study of accessory zircons (SHRIMP II) showed that the formation of rhyolite-granite associations occurred in the second half of the Tonian period of the Neoproterozoic: ~830 Ma (Dyusembai association) and ~800–790 Ma (Aktass association). The formation of ancestral melts for effusive and plutonic rocks of both associations occurred as a result of dehydration melting of metatonalite (metagrawacke) complexes of the Early Precambrian continental crust in an intraplate environment. The Neoproterozoic evolution of Southern Ulutau took place in an environment of an active continental margin. The complexes of the eastern part of Southern Ulutau were formed within the encialic island arc, and the western – in the area of rift magmatism, when stretched in the rear area. The Tonian magmatism on the Southern Ulutau, as well as other terranes of the Ulutau–Moyunkum group, is a reflection of their entry into the basement of a large volcanic-plutonic belt, marking the processes of subduction of the oceanic lithosphere under the northwestern margin of the supercontinent Rodinia.

Keywords: Neoproterozoic, rhyolites, granites, U–Pb dating, rifting, subduction, Tarim, Rodinia