

**VOLCANISM OF THE ZHARMA-SAUR ZONE, EASTERN KAZAKHSTAN: GEOCHRONOLOGY, GEOCHEMISTRY AND TECTONIC IMPLICATIONS**V.A. Penkina ¹✉, P.D. Kotler ^{1,2}, S.V. Khromykh ¹, Y. Xu ^{3,4}, A.V. Kulikova ^{1,2}

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Kazan Federal University, 18 Kremlyovskaya St, Kazan 420008, Russia

³ Chengdu University of Technology, 1 East Third Rd, Chengdu 610059, China

⁴ Peking University, 5 Yiheyuan St, Beijing 100871, China

ABSTRACT. This study presents the results of investigations into volcanic strata of the Zharma-Saur zone, located in the western part of the Hercynian Ob'-Zaisan folded area at its boundary with the Early Paleozoic Boshchekul-Chingiz folded area, which forms part of the Kazakhstan composite block (paleocontinent). U-Pb geochronological studies revealed two distinct groups of volcanic rocks within the zone: Early Carboniferous (~345 Ma) and Late Carboniferous (~303 Ma). Low-K tholeiitic and calc-alkaline basalts, basaltic andesites, and andesites represent the Early Carboniferous volcanic rocks, which are the main constituents of the eastern Zharma-Saur zone. The Late Carboniferous rocks comprise a trachybasalt to trachyrhyolite bimodal series, which forms an isolated brachysyncline in the eastern part of the zone. The formation of the early volcanic rocks corresponds to the subductional phase of the zone evolution, while the later volcanics may be associated with post-collisional extension processes.

KEYWORDS: Ob'-Zaisan folded area; subduction zone; post-collisional magmatism; petro-geochemistry; U-Pb geochronology

FUNDING: Field, geochemical, and geochronological studies were supported by the RSF (grant No. 24-77-10050). Petrographic research was carried out on the state assignment of the IGM SB RAS (project No. 122041400044-2).



EDN: KNGEMO

RESEARCH ARTICLE**Correspondence:** Valeria A. Penkina, penkina@igm.nsc.ru

Received: August 27, 2025

Revised: October 13, 2025

Accepted: October 14, 2025

FOR CITATION: Penkina V.A., Kotler P.D., Khromykh S.V., Xu Y., Kulikova A.V., 2025. Volcanism of the Zharma-Saur Zone, Eastern Kazakhstan: Geochronology, Geochemistry and Tectonic Implications. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (6), 0858. doi:10.5800/GT-2025-16-6-0858

English version: see article page online

ВУЛКАНИЗМ ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН: ВОЗРАСТ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

В.А. Пенкина¹, П.Д. Котлер^{1,2}, С.В. Хромых¹, Я. Сю^{3,4}, А.В. Куликова^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

² Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия

³ Чэндуский технологический университет, 610059, Чэнду, Восточная Третья Дорога, 1, Китай

⁴ Пекинский университет, 100871, Пекин, ул. Ихэюань, 5, Китай

АННОТАЦИЯ. В статье представлены результаты комплексного изучения вулканогенных толщ Жарма-Саурской зоны, расположенной в западной части герцинской Обь-Зайсанской складчатой области на границе с раннепалеозойской Бошекуль-Чингизской складчатой областью, которая входит в состав Казахстанского составного блока. U-Pb геохронологические исследования показали, что в пределах зоны выделяются две группы вулканических пород с раннекаменноугольным (~345 млн лет) и позднекаменноугольным (~303 млн лет) возрастом. Раннекаменноугольные вулканические породы представлены в основном низкокалиевыми толеитовыми и известково-щелочными базальтами и андезибазальтами, слагающими основной объем восточной части Жарма-Саурской зоны. Позднекаменноугольные породы представлены бимодальной серией пород от трахиандезибазальтов через риодациты, риолиты до трахириолитов, которые формируют изолированную брахисинклираль в восточной части зоны. Формирование ранних вулканических пород отвечает субдукционному этапу развития зоны, а более поздние эффузивы отвечают обстановке постколлизийного растяжения.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Обь-Зайсанская складчатая система; зона субдукции; постколлизийный магматизм; петрогеохимия; U-Pb геохронология

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Полевые, геохимические и геохронологические исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 24-77-10050). Петрографические исследования проведены в рамках госзадания ИГМ СО РАН (проект № 122041400044-2).

1. ВВЕДЕНИЕ

Жарма-Саурская зона представляет собой область сочленения позднепалеозойских комплексов Обь-Зайсанской (Иртыш-Зайсанской) складчатой системы и раннепалеозойских образований Бошекуль-Чингизской складчатой области в западной части Центрально-Азиатского пояса (ЦАСП) (рис. 1). Вещественные комплексы Жарма-Саурской зоны главным образом представлены девон-каменноугольными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, образование которых связано с эволюцией северо-восточной активной окраины Казахстанского составного блока. При этом до сих пор остаются дискуссионными вопросы положения данной зоны в пределах Обь-Зайсанского палеоокеана относительно континентальных блоков, а также время начала субдукции и направления погружения субдуцирующей плиты [Didenko, Morozov, 1999; Filippova et al., 2001; Shen et al., 2012; Chen et al., 2017; Song et al., 2020; Xu et al., 2022; Safonova, Perfilova, 2023]. Таким образом, полное понимание геологического строения и истории развития данной структурной зоны может стать ключом для решения таких вопросов региональной тектоники и геодинамики, как взаимодействие каледонских и герцинских складчатых систем ЦАСП, а также эволюция процессов закрытия Обь-Зайсанского палеоокеана на рубеже ранней и средней эпохи каменноугольной системы.

Общая протяженность Жарма-Саурской зоны около 500 км, из которых около 80 км приходится на территорию Китая, тогда как преобладающая часть располагается в пределах Восточного Казахстана (Восточно-Казахстанская и Абайская области Республики Казахстан). Такое географическое разделение привело к тому, что главный объем знаний и аналитической информации по геологии Жарма-Саурской зоны был получен по относительно небольшому ее фрагменту на территории Китая [Shen et al., 2012; Chen et al., 2016, 2017; Borbulglov et al., 2018; Song et al., 2020; Xu et al., 2022], а подавляющая часть зоны до недавнего времени являлась своеобразным «белым пятном» в аспекте современных научных методов и подходов. На данный момент для казахстанского фрагмента Жарма-Саурской зоны современные исследования были направлены главным образом на изучение интрузивного и дайкового магматизма [Khromykh, 2022; Kotler et al., 2024; Volosov et al., 2025], а также на изучение осадочных формаций и определение источников сноса [Safonova, Perfilova, 2023; Penkina et al., 2024]. При этом вулканические толщи, являющиеся основой островодужной зоны, рассматривались только косвенно на основании данных геологического картирования, произведенного в советское и постсоветское время. Для Жарма-Саурской зоны отсутствует унифицированная стратиграфическая схема, согласованная для карт разного масштаба: на них выделяются

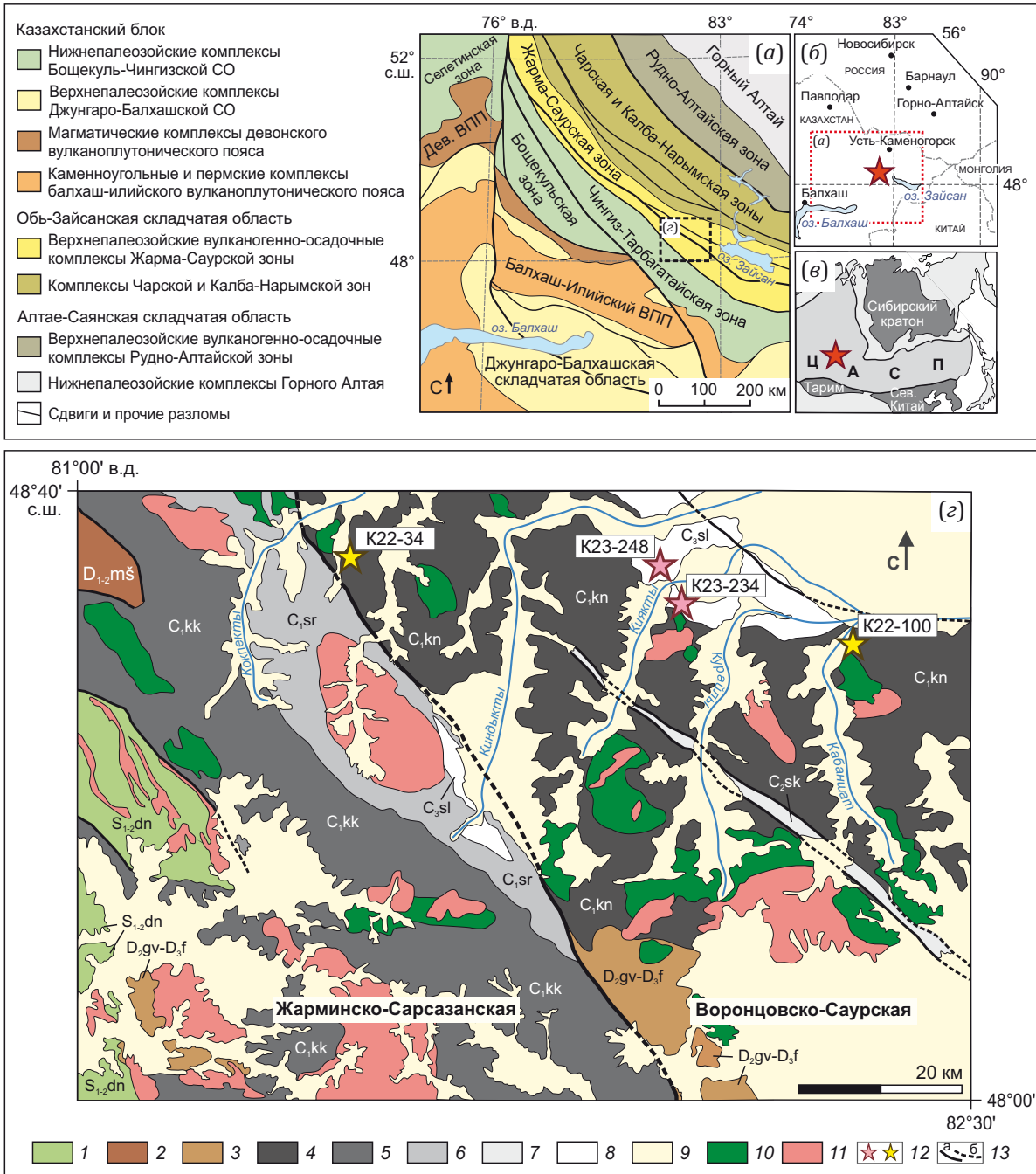


Рис. 1. Обзорная схема геологической позиции Жарма-Саурской зоны.

(a) – схема тектонического районирования основных палеозойских структур в области сочленения Казахстанского составного блока и Обь-Зайсанской складчатой системы (составлена на основе [Vladimirov et al., 2003; Degtyarev, 2012]); (б) – врезка с географическим положением района исследований; (в) – врезка с тектоническим положением района исследований; (г) – схема геологического строения Жарма-Саурской зоны (по [Geological Map..., 2014]). 1–8 – свиты и толщи: 1 – доненжальская свита, S₁₋₂ dn, 2 – машанская свита, D₁₋₂ mš, 3 – живетско-франская толща, D₂gv-D₃f, 4 – кояндинская свита, C₁kn, 5 – коконьская свита, C₁kk, 6 – сиректасская свита, C₁sr, 7 – саркульская свита, C₂sk, 8 – салдырминская свита, C₃sl; 9 – кайнозойские отложения; 10–11 интрузивные образования: 10 – габброиды, 11 – гранитоиды; 12 – пробы для геохронологических исследований: желтый цвет – туфопесчаники, розовый – риодациты; 13 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые.

Fig. 1. Geotectonic position of the Zharma-Saur zone.

(a) – tectonic zoning scheme of the main Paleozoic structures of the junction of the Kazakhstan Composite Block and the Ob'-Zaisan folded area. Modified after [Vladimirov et al., 2003; Degtyarev, 2012]; (б) – inset map showing the geographical location of the study area; (в) – inset map illustrating the tectonic setting of the study area; (г) – geological map of the Zharma-Saur zone (modified after [Geological Map..., 2014]). 1–8 – formations and units: 1 – Donenzhal fm., S₁₋₂ dn, 2 – Mashan fm., D₁₋₂ mš, 3 – Givetian-Frasnian unit, D₂gv-D₃f, 4 – Koyanda fm., C₁kn, 5 – Kokon' fm., C₁kk, 6 – Sirektas fm., C₁sr, 7 – Sarkul fm., C₂sk, 8 – Saldyrmin fm., C₃sl; 9 – Cenozoic deposits; 10–11 – intrusive rocks: 10 – gabbroids, 11 – granitoids; 12 – samples for geochronological study: yellow – tuffaceous sandstones, pink – rhyodacites; 13 – faults: a – reliable, б – inferred.

различные свиты с расходящимися возрастaми, а также отмечается отсутствие корреляции между соседними картографическими листами [Geological Map..., 1998, 2014; Decisions..., 1991; Zholtayev et al., 2021].

Целью данной работы являлось определение возраста, особенностей петролого-геохимического состава и тектонических условий образования вулканических пород казахстанского сегмента Жарма-Саурской зоны. В основу работы положены результаты современных петрографических, петролого-геохимических и U-Pb геохронологических исследований вулканогенных толщ, слагающих Жарма-Саурскую зону.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ

Жарма-Саурская зона представляет собой структуру, вытянутую в северо-западном направлении, в которой развиты вулканогенно-осадочные и осадочные толщи. Принято рассматривать Жарма-Саурскую зону как палеоостроводужную систему, которая развивалась в пределах Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана в позднепалеозойское время [Ermolov et al., 1977; Berzin et al., 1994; Didenko, Morozov, 1999; Degtyarev, 2012; Filippova et al., 2001; Xu et al., 2022; Safonova, Perfilova, 2023; Penkina et al., 2024]. По геологическому строению и вещественному составу горных пород Жарма-Саурская зона разделяется на две подзоны (рис. 1, г): туфогенно-терригенную – Жарминско-Сарсазанскую на западе и существенно вулканогенную – Воронцовско-Саурскую на востоке.

2.1. Жарминско-Сарсазанская подзона

Туфогенно-терригенные породы Жарминско-Сарсазанской подзоны выполняют флишеидный прогиб раннекаменноугольного возраста, который подстилается нижнесреднепалеозойским основанием, слагающим северо-восточную часть Казахстанского блока [Degtyarev, 2012]. Разрез Жарминско-Сарсазанской подзоны залегает на раннепалеозойском основании, в котором выделяются вулканогенно-осадочные разрезы намасской свиты нижнего ордовика и доненжальской свиты нижнего силура. Структурно выше, с несогласием, залегает кислый пирокластический материал и высококальциевые вулканические породы машанской свиты нижнего и среднего девона, а также красноцветные терригенные отложения среднего и верхнего девона живет-франского яруса. Нижнекаменноугольные разрезы турнейского возраста представлены преимущественно терригенными отложениями с небольшой примесью туфогенного материала, которые с полным структурным несогласием залегают на породах ордовикского, силурийского и девонского возраста. Основной объем Жарминско-Сарсазанской подзоны выполнен мощной турнейской терригенной толщей – коконьской свитой. С угловым несогласием на отложениях турне лежат вулканические породы и туфы, и в меньшем объеме – терригенные породы сиректаской свиты верхневизейского – нижнесерпуховского ярусов

[Geological Map..., 2014; Zholtayev et al., 2021], которые выполняют брахисинклиналь.

2.2. Воронцовско-Саурская подзона

Нижнюю часть разреза Воронцовско-Саурской подзоны слагают терригенные породы живетско-франской толщи, которая фрагментарно обнажается в южной и юго-восточной части на границе с Жарминско-Сарсазанской подзоной. Выше по разрезу с полным структурным несогласием залегают породы, объединяемые в состав кояндинской свиты турне-визейского возраста. Разрез кояндинской свиты с мощностью около 1700 м представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами, туфами, туфолавами и туфопесчаниками, горизонтами кремней, глинисто-кремнистых и кремнистых алевролитов. Верхнетурне-нижневизейский возраст кояндинской свиты принимается по немногочисленным определениям фауны [Geological Map..., 2014; Decisions..., 1991; Zholtayev et al., 2021].

Согласно данным геологической съемки в пределах восточной части Воронцовско-Саурской подзоны выделяется терсайрыкская вулканогенно-осадочная свита, перекрывающая кояндинскую, возраст которой принимается условно как нижнекаменноугольный [Geological Map..., 2014]. Возраст терсайрыкской свиты, принятый как верхний турне – нижний визе на основании находок брахиопод в прослоях туфопесчаников, полностью соответствует возрасту кояндинской свиты. Результаты определения возраста источников сноса в восточной и западной части Жарма-Саурской зоны также не выявили различий [Penkina et al., 2024], что ставит вопрос о целесообразности выделения терсайрыкской свиты. Проведенные в рамках данной работы исследования показали, что вулканические породы в месте, где был описан перекрывающий контакт, имеют более молодой возраст и отличаются по составу от нижележащих пород кояндинской свиты и их следует рассматривать в составе отдельной свиты.

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение содержания главных породообразующих компонентов в породах проводилось методом рентгенофлуоресцентного анализа в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) по методике, опубликованной в работе [Karmanova, Karmanov, 2011]. Измерения выполнялись на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific, г. Бремен, Германия). При построении классификационных и дискриминантных диаграмм концентрации породообразующих окислов пересчитывались на сухой остаток (исключались потери при прокаливании).

Концентрации редкоземельных (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и редких (Rb, Sr, Cs, Ba, Nb, Zr, Y, Hf, Ta, Th, U) элементов были определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения Finnigan Element II (Thermo Fisher Scientific,

г. Бремен, Германия) в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (аналитик И.В. Николаева). Пробоподготовка и измерение концентраций производились по методике, описанной в работе [Nikolaeva et al., 2012].

Для проведения U-Pb геохронологического исследования цирконов использовалась система лазерной абляции на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies, г. Омаха, США), соединенная с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно связанной плазме iCAP Qc (Thermo Fisher Scientific, г. Бремен, Германия) Центра геотермохронологии Казанского федерального университета (г. Казань, Россия). Все измерения выполнялись по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U .

Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3.0 Дж/см². Для анализа пробы проводились измерения двух стандартов (внешнего и контрольного). Использовались международные эталонные образцы цирконов: 91500 – контрольный образец (1065 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]); Plešovice – внешний стандарт (337 млн лет [Sláma et al., 2008]). По внешнему стандарту проводилась коррекция на фракционирование элементов при лазерном испарении, дискриминацию масс и дрейф настроек масс-спектрометра во времени. Контрольный образец измерялся для проверки правильности измерений. В начале, середине и в конце сессии измерений дополнительно измерялось стандартное синтетическое стекло NIST SRM 612 для учета чувствительности масс-спектрометра. Обработка масс-спектрометрических данных, учет коррекций, выбор оптимального участка сигнала, расчет изотопных отношений ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$) и соответствующих возрастов проводились с помощью программы Iolite 3.65, встроенной в Igor Pro 7 [Paton et al., 2010]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) и вычисленных конкордантных возрастов приведены на уровне 2σ. Расчет средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям и построение гистограмм с плотностью относительной вероятности выполнялись в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot 4.15 [Ludwig, 2003]. Для построения гистограммы с плотностью относительной вероятности использовался $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст цирконов с дискордантностью D (%) в интервале от -10 до +10 %. Измерения, где дискордантность <-10 или >10 %, исключались из выборки. Для расчета дискордантности применялась формула:

$$D=100(\text{возраст}(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})/\text{возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})-1).$$

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Геохронологические исследования

С целью определения времени образования вулканогенно-осадочных толщ Жарма-Саурской зоны, а также определения этапов вулканизма, проявленного на рассматриваемой территории, авторами были про-

ведены геохронологические исследования туфопесчаников кояндинской свиты, а также кислых вулканических пород, рассматриваемых предшественниками в составе перекрывающей кояндинскую раннекаменноугольной терсайрыкской свиты.

Ранее нами были представлены данные по U-Pb геохронологии детритовых цирконов из двух проб туфопесчаников [Penkina et al., 2024], образующих одну раннекаменноугольную возрастную группу цирконов. В рассматриваемых пробах K22-34 (48°34'57.68" с.ш., 81°28'59.01" в.д.) и K22-100 (48°28'46.17" с.ш., 82°17'23.65" в.д.) устанавливается общий возрастной интервал от 392±7 до 330±13 млн лет, а кривая относительной вероятности фиксирует унимодальные распределения возрастных групп проб – 372–330 и 364–339, образуя пики на 348 и 355 млн лет соответственно. Кроме этого, значение возрастных пиков и средний возраст по наиболее молодым зернам циркона совпадают в пределах погрешности и составляют 348 и 345±2 млн (n=57) – для пробы K22-34 и 355 и 353±2 млн (n=37) – в случае пробы K22-100, что позволяет определить максимальный возраст седиментации как средний – поздний турне (рис. 2).

Для геохронологических исследований вулканических пород Жарма-Саурской зоны были выбраны риодациты – с порфировой (K23-248, 48°34'09.43" с.ш., 81°58'10.64" в.д.) и афировой (K23-234, 48°32'29.12" с.ш., 82°00'23.17" в.д.) структурами. Исследуемые породы образуют обширные лавовые потоки мощностью 50–100 м, перекрывающие базальты кояндинской свиты, и относятся к раннекаменноугольной терсайрыкской свите [Geological Map..., 2014]. Пробы отобраны в окрестностях гор Жиланды и Каракия по двум бортам р. Киякты, где она меняет свое направление с субширотного на субмеридиональное (см. рис. 1, г). В исследуемых монофракциях зерна циркона представлены бесцветными либо слабозеленоватыми призматическими кристаллами. Чаще это мелкие (50–170 мкм) угловатые обломки более крупных (свыше 300 мкм) кристаллов, которые, вероятно, образовались при дроблении пробы. На катодолюминесцентных изображениях кристаллы показывают слабую осцилляторную зональность, выраженную во внешних зонах, реже – секторальное строение, также присутствуют цирконы без видимой зональности (рис. 3).

Исследуемые кристаллы циркона имеют типичную для магматического циркона величину Th/U отношения от 0.7 до 1.6 (Прил. 1, табл. 1.1). Для проведения U-Pb датирования по возможности были использованы только зональные части кристаллов. Для пробы K23-248 из 40 проанализированных точек четыре определения дали дискордантный U-Pb возраст, для пробы K23-234 из 38 точек пять значений являются дискордантными, в связи с чем эти анализы были исключены из дальнейших расчетов. Результаты U-Pb датирования проб риодацитов приведены на диаграммах с конкордией (рис. 3). Для пробы афировых риодацитов (K23-248) получена оценка возраста 302.8±1.9 млн лет.

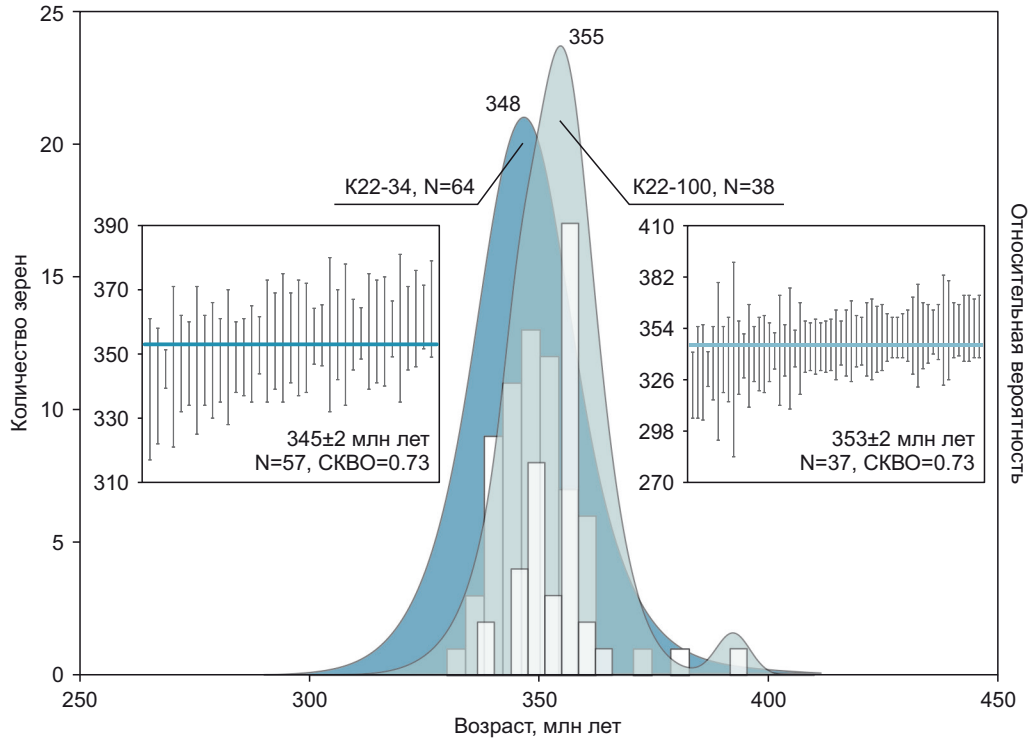


Рис. 2. Сводный график гистограмм и кривых относительной вероятности $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста детритовых цирконов и средневзвешенных значений возраста самой молодой популяции цирконов по геохронологическим исследованиям двух проб туфопесчаников (K22-34 и K22-100) из кояндинской свиты Жарма-Саурской зоны (по [Penkina et al., 2024]).

Fig. 2. Summary diagram with histograms and relative probability curves for $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of detrital zircons and weighted average ages of the youngest zircon populations from geochronological studies of two tuffaceous sandstone samples (K22-34 and K22-100) from the Koyanda fm. of the Zharma-Saur zone (after [Penkina et al., 2024]).

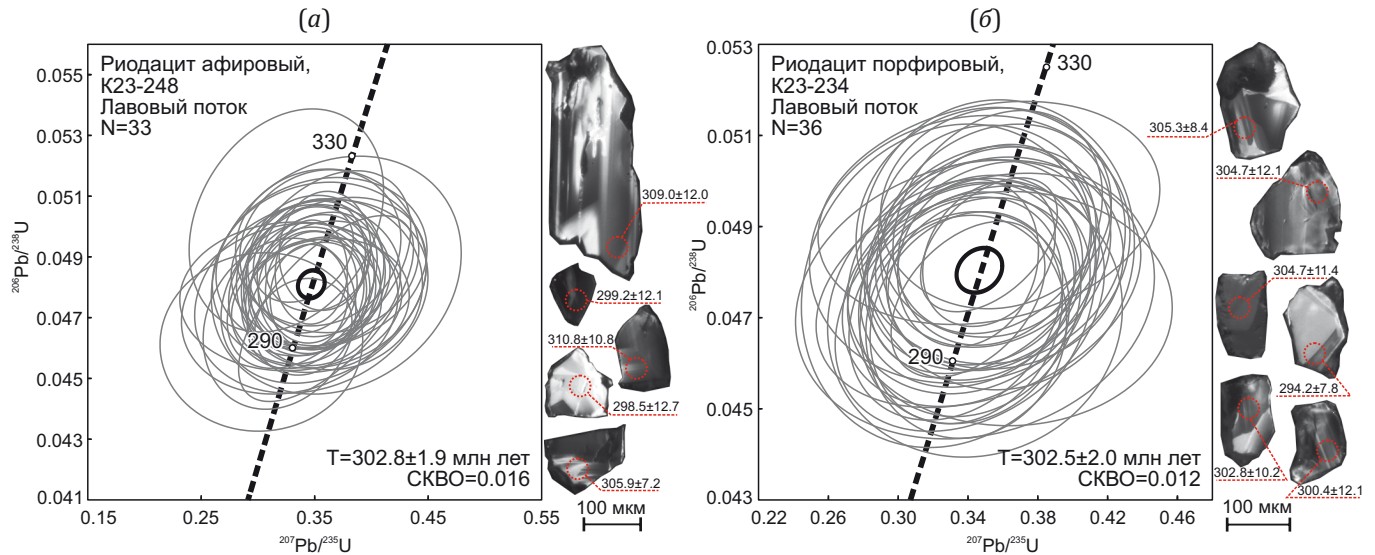


Рис. 3. Результаты геохронологических исследований цирконов из проб риодациитов на диаграммах с конкордией и катодолюминесцентные изображения отдельных зерен циркона с единичными точками оценки возраста.

(a) – проба K23-248 – риодациит афировый с оценкой возраста 302.8 ± 1.9 млн лет (N=33); (б) – проба K23-234 – риодациит порфировый с оценкой возраста 302.5 ± 2.0 (N=36).

Fig. 3. Results of geochronological study of zircons from rhyodacite samples on concordia diagrams and CL images of selected zircon grains with individual age estimate points.

(a) – sample K23-248 – aphyritic rhyodacite with an age estimate of 302.8 ± 1.9 Ma (N=33); (б) – sample K23-234 – porphyritic rhyodacite with an age estimate of 302.5 ± 2.0 Ma (N=36).

Для исследованных цирконов из пробы порфировых риодацитов (K23-234) получено конкордантное значение возраста в 302.5 ± 2.0 млн лет. Полученные оценки возраста по двум пробам соответствуют гжелскому веку поздней эпохи каменноугольного периода.

Таким образом, устанавливаются две возрастные группы, определенные U-Pb геохронологическим методом в разрезах Жарма-Саурской зоны. Среднепозднетурнейский возраст образования туфопесчаников соответствует возрасту кояндинской свиты, которая слагает Воронцовско-Саурскую подзону, а возраст синхронного вулканизма на данной территории определяется на интервале фамен – визе с большим проявлением в турне. Вторая возрастная группа с позднекаменноугольными (гжелский век) определениями возраста из проб риодацитов, вероятнее всего, соответствует салдырминской свите с кислым эффузивным характером, которая описана в западной части Жарма-Саурской зоны (Жарминско-Сарсазанская подзона) и

ранее не была обнаружена и закартирована в пределах воронцовско-саурской части Жарма-Саурской зоны. Далее в статье будут рассмотрены кислые вулканические породы в составе салдырминской свиты гжелского возраста, а также эффузивы среднего состава, которые находятся в одном разрезе с кислыми вулканическими породами, и ассоциирующие с туфопесчаниками базальты и андезибазальты кояндинской свиты турнейского возраста. В западной части Жарма-Саурской зоны (Жарминско-Сарсазанская подзона) описаны интрузивные аналоги эффузивов салдырминской свиты – умеренно щелочные лейкограниты в составе массива Акжайля с U-Pb возрастом первой фазы массива $307.8 \pm 6.4 - 301.2 \pm 1$ млн лет [Kotler et al., 2024].

4.2. Исследования минералого-петрографического состава

В кояндинской свите базальты и андезибазальты (рис. 4) имеют массивную, миндалекаменную текстуру

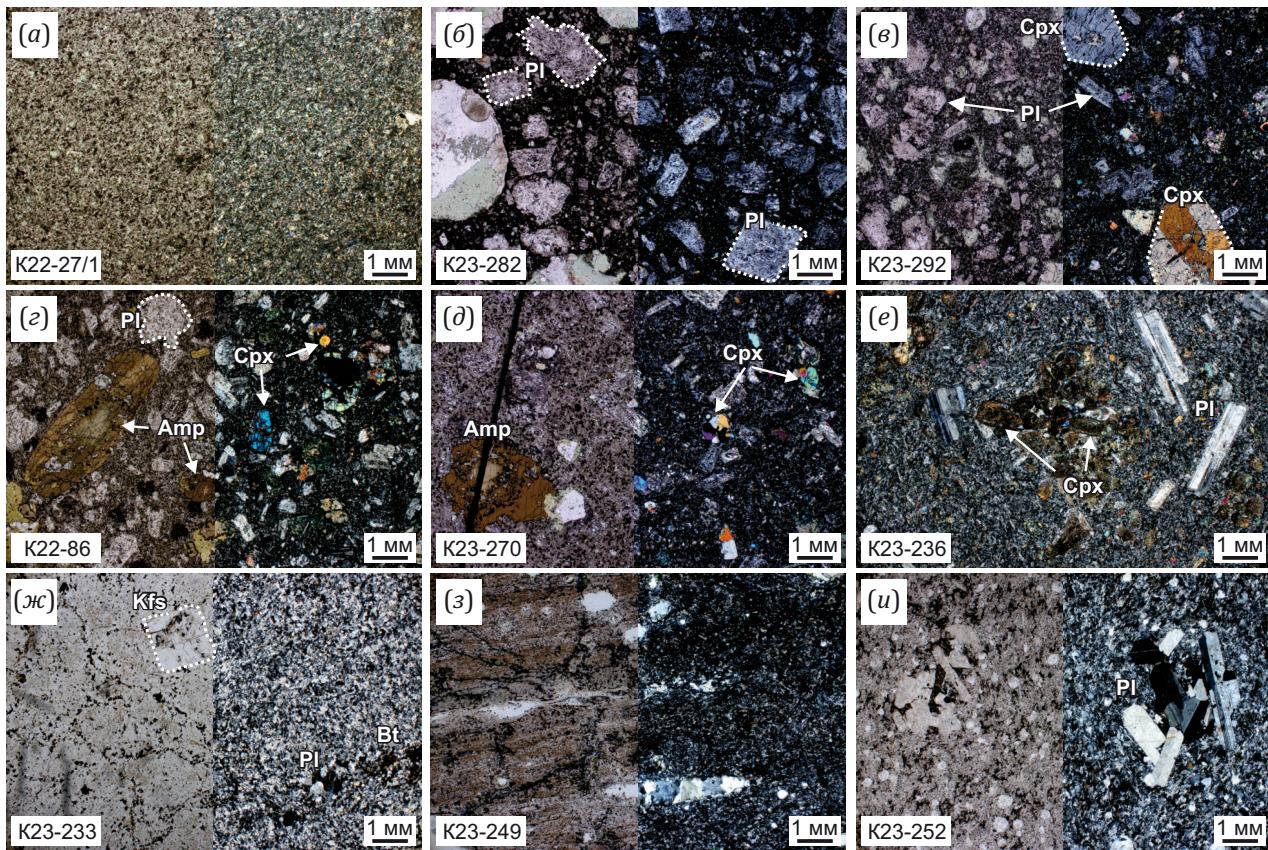


Рис. 4. Микрофотографии петрографических шлифов нижнекаменноугольных вулканических пород Жарма-Саурской зоны в параллельных (слева) и скрещенных (справа) николях. (а-д) – кояндинская свита (C₁kn): (а) – афирный базальт, (б) – миндалекаменный плагиофировый андезибазальт, (в) – миндалекаменный пироксен-плагиофировый базальт, (г-д) – амфибол-пироксеновые трахиандезибазальты; (е-и) – салдырминская свита (C₃sl): (е) – пироксеновый трахиандезибазальт, (ж) – порфировый риодацит, (з) – флюидалный миндалекаменный риодацит, (и) – плагиориодацит. Pl – плагиоклаз, Kfs – калиевый полевоы шпат, Cpx – клинопироксен, Amp – амфибол, Bt – биотит.

Fig. 4. Micrographs of petrographic thin sections of the Early Carboniferous volcanic rocks from the Zharma-Saur zone in parallel (left) and crossed (right) nicols. (a-d) – Koyanda fm. (C₁kn): (a) – aphyric basalt, (b) – amygdaloidal plagiophyric basaltic andesite, (v) – amygdaloidal pyroxene-plagiophyric basalt; (g-d) – amphibole-pyroxene trachybasalts; (e-u) – Saldyrmin fm. (C₃sl): (e) – pyroxene trachybasalt, (zh) – porphyritic rhyodacite, (z) – fluidal amygdaloidal rhyodacite, (u) – plagioryhodacite. Pl – plagioclase; Kfs – K-feldspar; Cpx – clinopyroxene; Amp – amphibole; Bt – biotite.

и порфировую, сериально-порфировую, реже – афировую структуру пород. Из вкрапленников всегда присутствуют плагиоклазы, которые часто имеют зональное строение и интенсивно альбитизированы и сосюритизированы. Среди мафических минералов выделяются единичные бурые опацизированные амфиболы и клинопироксены. Эвгедральные кристаллы клинопироксенов диоксид-авгитового состава нередко сдвойникованы и зональны. Особенности основной массы вулканических пород позволяют определить ее структуру как микролитовую и/или пилотакситовую, а в некоторых породах содержание лейст плагиоклаза невелико, что может указывать на бывшую гиалопилитовую структуру с большим количеством стекла. Также среди вулканических пород кояндинской свиты выделяются амфибол-пироксеновые трахиандезибазальты (рис. 4). Это пористые и миндалекаменные породы с порфировой структурой. В трахиандезибазальтах выделяются крупные идиоморфные вкрапленники зонального амфибола, также прослеживаются сосюритизированные плагиоклазы и бесцветные, иногда сдвойникованные кристаллы авгита. Структура основной массы пород преимущественно микролитовая.

Среди вулканических пород салдырминской свиты в подчиненном количестве присутствуют породы среднего состава – пироксеновые трахиандезибазальты (рис. 4). Породы массивные, реже миндалекаменные с порфировой, чаще гломеропорфировой структурой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, по краям которого образуется ситовидная зональность, и клинопироксеном – авгитом, который часто образует гломеропорфировые сростки. Структура основной массы пород – пилотакситовая. Акцессорная минерализация представлена мелкими шестоватыми кристаллами апатита.

Значительный объем салдырминской свиты представлен кислыми эффузивами – риодацитами (рис. 4), которые обнаруживают пятнистую, полосчатую и миндалекаменную текстуру, причем миндалины вытянуты в одном направлении. Риодациты имеют как порфировые, так и афировые структуры. Во вкрапленниках встречается пелитизированный калиевый полевой шпат и плагиоклаз, который иногда образует сростки совместно с рудным минералом и полностью замещенным темноцветным минералом. Основная масса в риодацитах характеризуется фельзитовой структурой, реже – микролитовой. Чаще структура основной массы в данных породах микропойкилитовая, где неправильно-изометричные зерна кварца содержат микролиты альбита.

4.3. Исследования петролого-геохимического состава

Содержания петрохимических оксидов (мас. %) и элементов (г/т) в вулканических породах Жарма-Саурской зоны представлены в Прил. 2, табл. 2.1, 2.2 (все содержания петрохимических оксидов пересчитаны на

сухой остаток). Для исследования петрохимического состава приведено 30 анализов, редкоэлементный состав был определен для 18 проб. На графиках также приведены данные по составу вулканических пород из южного продолжения Жарма-Саурской зоны (Западная Джунгария) (по [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]), использованные для сравнительной интерпретации.

По содержанию SiO_2 , которое варьируется от 46.58 до 74.54 мас. %, и сумме Na_2O и K_2O – от 2.50 до 8.67 мас. % вулканические породы представляют собой базальты, андезибазальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, риодациты, риолиты и трахириолиты (рис. 5, а).

Диаграмма $\text{Nb/Y} - \text{Zr/TiO}_2$, основанная на использовании относительно немобильных компонентов, позволяет определить породы как базальты, андезиты и риодациты (рис. 5, б). Содержание K_2O в породах находится в широких пределах – от 0.07 до 3.65 мас. % (рис. 5, в).

Вулканические породы кояндинской свиты имеют концентрации SiO_2 от 46.58 до 56.77 мас. % и характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 (до 20.55 мас. %) и средним MgO (от 3.27 до 7.06 мас. %) при дифференцированных значениях Mg\# ($=\text{Mg}/[\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}]\cdot 100$) от 36.55 до 58.20 % и содержании Fe_2O_3 от 7.18 до 13.09 мас. %. В некоторых образцах сумма щелочей доходит до 6.97 мас. %, что локализует их в области умереннощелочных пород – трахибазальтов, трахиандезибазальтов и трахиандезитов (рис. 5, а), а по содержанию K_2O (от 0.07 до 1.78 мас. %) – в области низкокалиевых серий (рис. 5, в). Также породы имеют высокий CaO – от 4.06 до 11.21 мас. %, низкие и средние содержания P_2O_5 – от 0.11 до 0.27 мас. % и TiO_2 – от 0.63 до 1.30 мас. % (Прил. 2, табл. 2.1). Эффузивы кояндинской свиты отмечают схожие петрохимические показатели с нижнекаменноугольными вулканическими породами Западной Джунгарии.

Пироксеновые трахиандезибазальты салдырминской свиты содержат SiO_2 от 53.37 до 55.66 мас. %, показывают невысокий Al_2O_3 – от 14.97 до 15.87 мас. % и повышенный K_2O – от 2.20 до 3.65 мас. %, что определяет высококалиевую известково-щелочную либо шошонитовую серию (рис. 5, в), а суммы щелочей – от 5.97 до 7.03 мас. % – относят эти породы к умеренно щелочной серии (рис. 5, а). Также типичны средние содержания TiO_2 – от 0.92 до 1.15 мас. % и повышенные содержания P_2O_5 – от 0.33 до 0.67 мас. %. Содержания Fe_2O_3 варьируются от 6.66 до 8 мас. %, MgO – от 6.05 до 6.23 мас. %, а Mg\# показывает высокие значения – от 60.39 до 65.48 (Прил. 2, табл. 2.2). Риодациты салдырминской свиты имеют содержание SiO_2 – от 69.33 до 74.54 мас. % и сильно варьирующиеся содержания K_2O – от 0.50 до 3.35 мас. % и Na_2O – от 4.14 до 6.96 мас. %, попадая при этом в поля риодацитов, риолитов и трахириолитов на TAS-диаграмме (рис. 5, а). Породы имеют средние содержания Al_2O_3 – от 11.53 до 14.45 мас. %, невысокие CaO – от 0.70 до 1.74 мас. % и MgO – от 0.29 до 1.18 мас. % (Прил. 2, табл. 2.2). Породы являются железистыми с индексом Fe^* ($=\text{FeO}^t/[\text{FeO}^t+\text{MgO}]$) [Frost et al., 2001] от

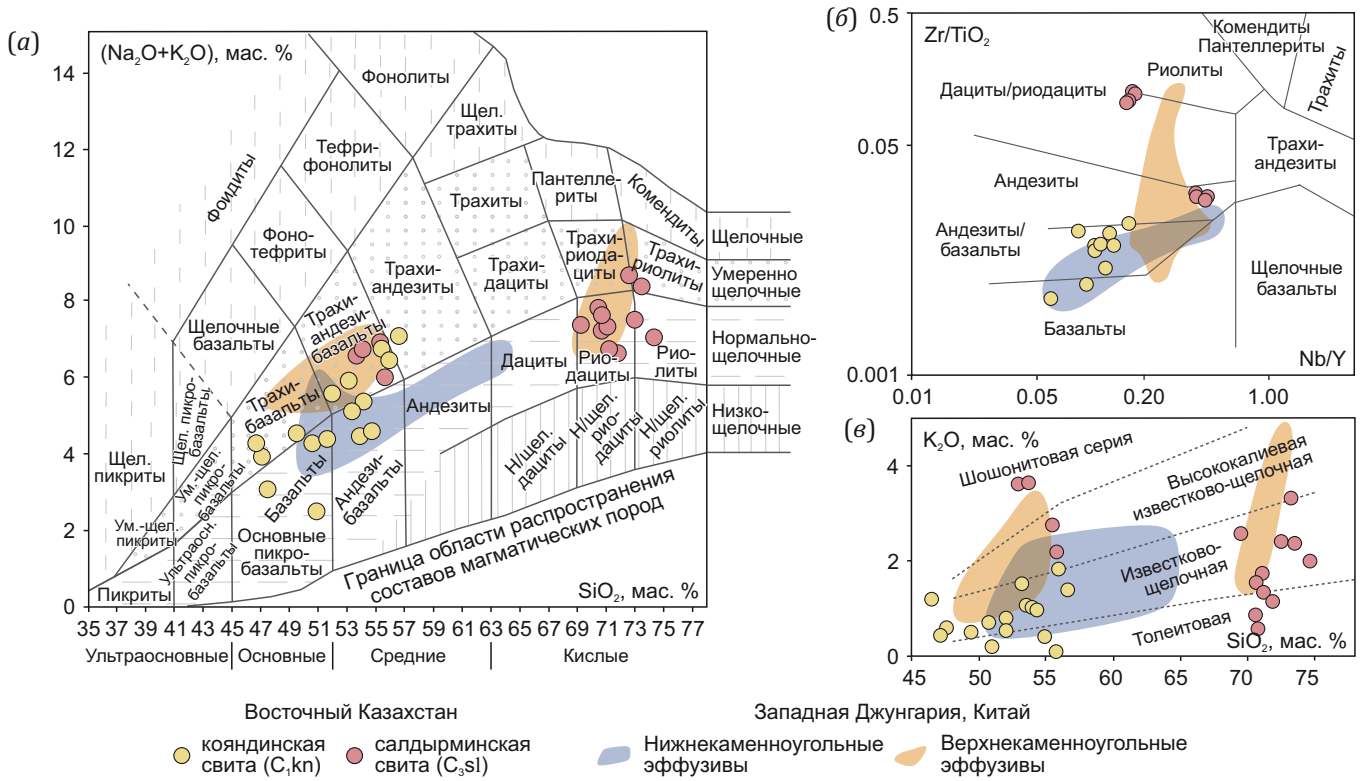


Рис. 5. Состав вулканических пород Жарма-Саурской зоны на классификационных диаграммах. (а) – SiO₂ – сумма щелочей (Na₂O+K₂O) (по [Sharpenok et al., 2009]); (б) – Zr/TiO₂ – Nb/Y (по [Winchester, Floyd, 1977]); (в) – SiO₂ – K₂O (по [Peccerillo, Taylor, 1976]). Состав каменноугольных вулканических пород Западной Джунгарии (по [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]).

Fig. 5. Classification diagrams for composition of volcanic rocks from the Zharma-Saur zone. (а) – SiO₂ – total alkalis (Na₂O+K₂O) (after [Sharpenok et al., 2009]); (б) – Zr/TiO₂ – Nb/Y (after [Winchester, Floyd, 1977]); (в) – SiO₂ – K₂O (after [Peccerillo, Taylor, 1976]). Composition of Carboniferous volcanic rocks from West Junggar (after [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]).

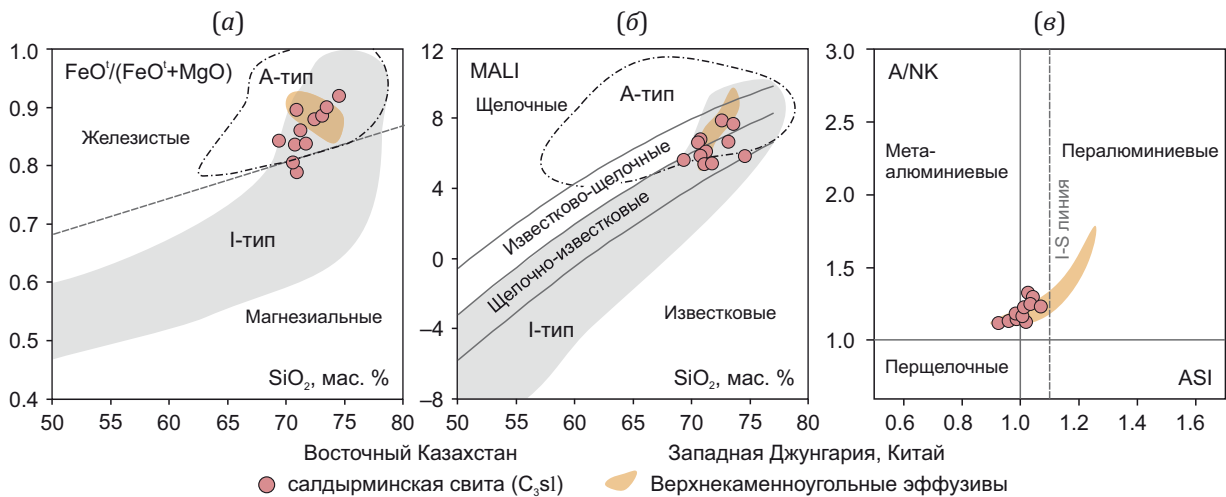


Рис. 6. Составы кислых вулканических пород салдырминской свиты (C₃sl) на классификационных диаграммах [Frost et al., 2001]. (а) – SiO₂ – FeO⁺/(FeO⁺+MgO) – индекс железистости Fe^{*}; (б) – SiO₂ – MALI (Modified Alkali-Lime Index – модифицированный щелочно-известковый индекс); (в) – ASI (Aluminum Saturation Index – индекс насыщения глиноземом) – A/NK. Поля А- и I-типа гранитоидов по [Frost et al., 2001]. Составы каменноугольных вулканических пород Западной Джунгарии по [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026].

Fig. 6. Classification diagrams for felsic volcanic rocks from the Saldyrmin fm. (C₃sl) after [Frost et al., 2001]. (а) – SiO₂ – FeO⁺/(FeO⁺+MgO) – Fe-number (Fe^{*}); (б) – SiO₂ – MALI (Modified Alkali-Lime Index); (в) – ASI (Aluminum Saturation Index) – A/NK. Fields for A- and I-type granitoids after [Frost et al., 2001]. Compositions of Carboniferous volcanic rocks from West Junggar (after [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]).

0.79 до 0.92 (рис. 6), щелочно-известковыми и известково-щелочными с индексом MALI (Modified Alkali-Lime Index = $(Na_2O + K_2O) - CaO$) [Frost et al., 2001] от 5.34 до 7.85 (рис. 6), а также метаалюминиевыми и слабопералюминиевыми с индексом ASI (Aluminum Saturation Index = $Al / (Ca - 1.67P + Na + K)$, мол. кол.) [Frost et al., 2001] от 0.93 до 1.07 (рис. 6).

Кривые распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) вулканических пород кояндинской свиты демонстрируют однородный умеренно фракционированный характер распределения с отношением $(La/Yb)_n$ от 1.44 до 4.08 (рис. 7). При этом в области тяжелых РЗЭ отсутствует существенная дифференциация элементов с $(Gd/Yb)_n$ отношением от 1.16 до 1.66, что предполагает отсутствие граната в рестите. Также вулканические породы показывают слабую отрицательную европиевую аномалию с отношением Eu/Eu^* от 0.76 до 1.16, что указывает на незначительную роль плагиоклаза в процессах частичного плавления и последующей фракционной кристаллизации. Породы имеют невысокие суммы РЗЭ – от 37 до 87 г/т. Распределения ред-

ких элементов на мультиэлементных спектрах (рис. 7) схожи друг с другом и устанавливают следующие закономерности: обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K, Sr), Th и истощение в областях высокозарядных элементов, таких как Nb, Ta и Ti, по сравнению с другими элементами. На всех спектрах присутствует Ta-Nb минимум, характерный для пород надсубдукционной природы. Эффузивы кояндинской свиты демонстрируют близкое сходство с нижнекаменноугольными вулканическими породами Западной Джунгарии по концентрациям и характеру спектров РЗЭ (рис. 7).

Пироксеновые трахиандезибазальты салдырминской свиты показывают фракционированные спектры, которые сильно обогащены в области легких РЗЭ, что отражено в повышенном значении $(La/Yb)_n$ отношения – от 11.01 до 21.38. Также породы показывают существенную дифференциацию тяжелых РЗЭ с $(Gd/Yb)_n$ отношением от 2.66 до 3.47, указывая на присутствие в рестите граната. Европиевая аномалия у этих пород также не сильно проявлена – Eu/Eu^* от 0.88 до 1.01.

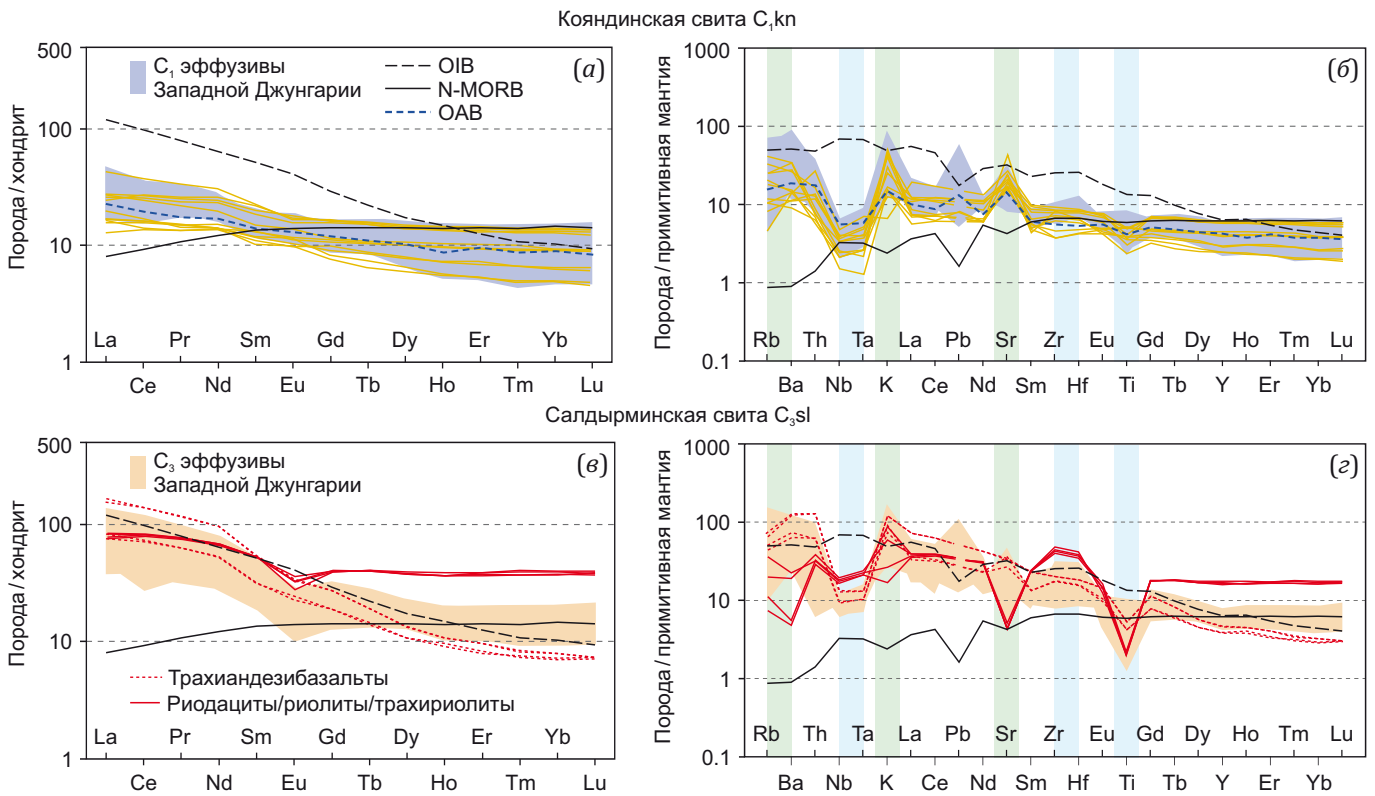


Рис. 7. Нормированные на хондрит кривые распределения редкоземельных элементов (а, в) и мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии (б, г) вулканических пород Жарма-Саурской зоны. Нормировочные данные для хондрита по [Boynnton, 1984], для примитивной мантии – по [Sun, McDonough, 1989]. OIB – базальты океанических островов и N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов по [Sun, McDonough, 1989], OAB – базальты океанических дуг по [Kelemen et al., 2007]. Составы каменноугольных вулканических пород Западной Джунгарии по [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026].

Fig. 7. Chondrite-normalized REE curves (a, c) and primitive mantle-normalized multi-element diagrams (b, d) for volcanic rocks of the Zharma-Saur zone. Normalization values for chondrite (after [Boynnton, 1984]) and for primitive mantle (after [Sun, McDonough, 1989]). OIB – ocean island basalts, N-MORB – normal mid-ocean ridge basalts (after [Sun, McDonough, 1989]); OAB – oceanic arc basalts (after [Kelemen et al., 2007]). Compositions of Carboniferous volcanic rocks from West Junggar (after [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]).

Пироксеновые трахиандезибазальты имеют высокую сумму РЗЭ, которая варьируется от 138 до 261 г/т. Спектры на мультикомпонентной диаграмме данных пород (рис. 7) в целом имеют схожие характеристики по набору отрицательных (Nb, Ta, Ti) и положительных (Ba, Rb, Th, K) аномалий с ранее рассмотренными породами. Однако для пород в целом характерно повышенное содержание элементов, сопоставимое с обогащенными базальтами типа OIB, особенно это видно в области высокозарядных элементов – Zr (194–225 г/т) и Hf (4.76–5.61 г/т), а также Th (5.19–10.85 г/т). Риодациты характеризуются высокой суммой РЗЭ (197–205 г/т), обогащением Zr (441–534 г/т), Y (72–79 г/т) и обеднением Th (2.41–3.26 г/т), U (0.82–1.20 г/т), Ce (65–68 г/т), Nb (11.69–13.75 г/т), Sr (95–107 г/т). Кривые распределения РЗЭ данных пород (рис. 7) схожи между собой и слабо обогащены легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых с $(La/Yb)_n$ отношением от 2.02 до 2.25. Слабо выражена отрицательная европиевая аномалия, имеющая отношение Eu/Eu^* от 0.60 до 0.79. На мультикомпонентной диаграмме (рис. 7) кислые вулканические породы показывают общее обогащение элементами, за исключением Ba, Nb, Ta, Sr и Ti.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для реконструкции палеотектонических обстановок формирования вулканических пород Жарма-Са-

урской зоны (базальты, андезибазальты, трахиандезибазальты) применены трехкомпонентные дискриминантные диаграммы (рис. 8). Большинство пород попадает в поля, характерные для островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов, что соответствует надсубдукционной обстановке. Однако на диаграмме (рис. 8, в) точки составов пироксеновых трахиандезибазальтов салдырминской свиты лежат в поле щелочных базальтов океанических островов. Такое положение обусловлено повышенным содержанием P_2O_5 (0.66–0.67 мас. %) при умеренном TiO_2 (1.14–1.15 мас. %). При этом другие вещественные характеристики (например, содержание Th ~11 г/т) не позволяют относить эти породы к океаническим. Вероятно, эти особенности могут быть связаны не с океанической обстановкой, а вовлечением обогащенного астеносферного материала в условиях корового (постколлизийного) растяжения, причем кора на данной территории представлена вулканогенно-осадочными породами островодужного происхождения. Также с учетом тесной пространственной ассоциации с кислыми эффузивами предполагается контаминация магматических расплавов коровым веществом. На бинарных диаграммах вулканические породы группируются в области вулканических дуг, для которых характерны повышенные значения Th/Nb отношения (рис. 9). При этом на диаграммах (рис. 9, в) пироксеновые трахиандезибазальты салдырминской свиты также

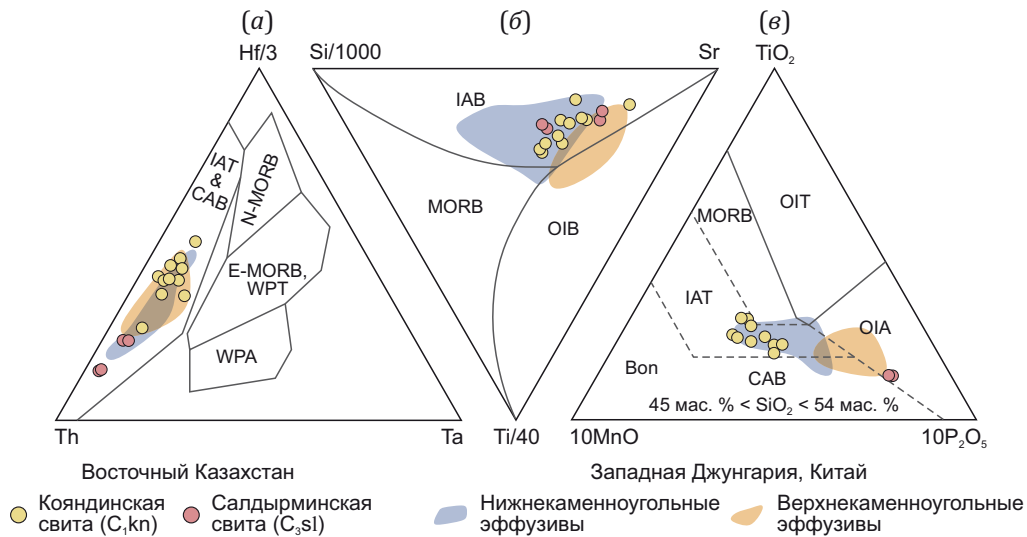


Рис. 8. Трехкомпонентные дискриминантные диаграммы для основных – средних вулканических пород Жарма-Саурской зоны.

(а) – Th – Hf/3 – Ta [Wood, 1980]; (б) – Si/1000 – Ti/40 – Sr [Vermeesch, 2006]; (в) – $P_2O_5 \cdot 10$ – TiO_2 – $MnO \cdot 10$ [Mullen, 1983]. Составы карбониферозных вулканических пород Западной Джунгарии по [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]. Bon – бониниты, OIA – щелочные базальты океанических островов, OIT – толеиты океанических островов, IAT – островодужные толеиты, CAB – известково-щелочные базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WPA – внутриплитные щелочные базальты, WPT – толеитовые внутриплитные базальты, OIB – базальты океанических островов, IAB – островодужные базальты.

Fig. 8. Ternary discriminant diagrams for mafic-intermediate volcanic rocks of the Zharma-Saur zone.

(a) – Th – Hf/3 – Ta [Wood, 1980]; (b) – Si/1000 – Ti/40 – Sr [Vermeesch, 2006]; (c) – $P_2O_5 \cdot 10$ – TiO_2 – $MnO \cdot 10$ [Mullen, 1983]. Compositions of Carboniferous volcanic rocks from West Junggar after [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]. Bon – boninites; OIA – oceanic island alkaline basalts; OIT – oceanic island tholeiites; IAT – island arc tholeiites; CAB – calc-alkaline basalts; MORB – mid-ocean ridge basalts; WPA – within-plate alkaline basalts; WPT – within-plate tholeiitic basalts; OIB – oceanic island basalts; IAB – island arc basalts.

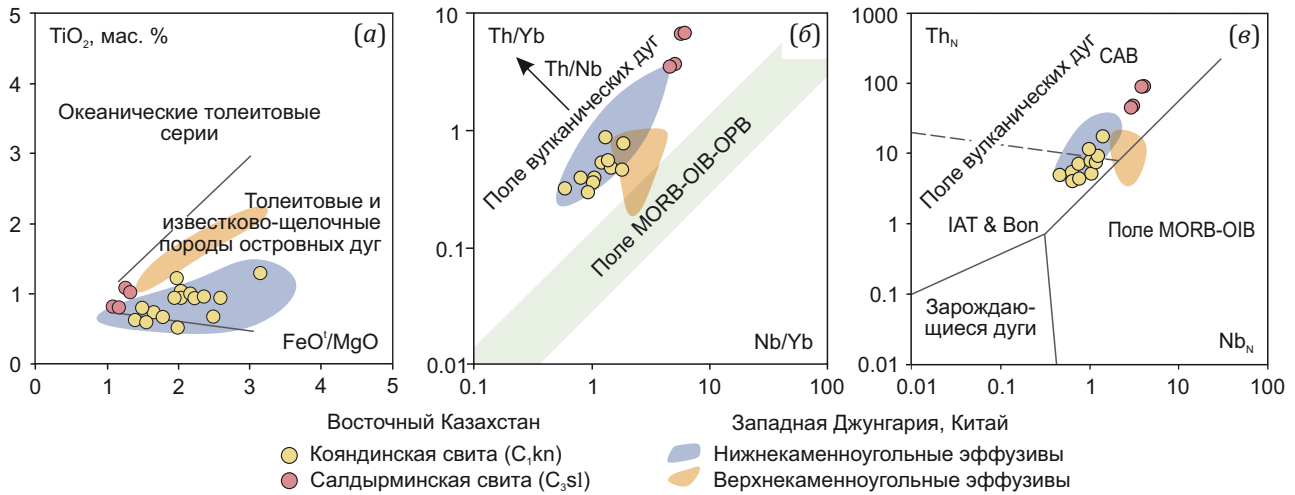


Рис. 9. Дискриминантные бинарные диаграммы для основных – средних вулканических пород Жарма-Саурской зоны. (а) – $TiO_2 - FeO/MgO$ [Miyashiro, 1975]; (б) – $Th/Yb - Nb/Yb$ [Pearce, 2008]; (в) – $Th_N - Nb_N$ [Saccani, 2015]. Составы каменноугольных вулканических пород Западной Джунгарии по [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]. Bon – бониниты, OIB – щелочные базальты океанических островов, OPB – базальты океанических плато, IAT – островодужные толеиты, CAB – известково-щелочные базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов.

Fig. 9. Binary discriminant diagrams for mafic-intermediate volcanic rocks of the Zharma-Saur zone. (a) – $TiO_2 - FeO/MgO$ [Miyashiro, 1975]; (б) – $Th/Yb - Nb/Yb$ [Pearce, 2008]; (в) – $Th_N - Nb_N$ [Saccani, 2015]. Compositions of Carboniferous volcanic rocks from West Junggar after [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]. Bon – boninites; OIB – oceanic island basalts; OPB – oceanic plateau basalts; IAT – island arc tholeiites; CAB – calc-alkaline basalts; MORB – mid-ocean ridge basalts.

отклоняются от основного массива данных в сторону обогащенного источника, демонстрируя повышенные содержания Nb.

Кислые магматические породы салдырминской свиты представлены преимущественно риодацитами, реже – риолитами и трахириолитами (см. рис. 5). По основным петрохимическим индексам (Fe, MAlI, A/NK и ASI) для гранитоидов, минеральной ассоциации, а также по редкоэлементному составу (см. рис. 6) кислые эффузивы схожи с гранитоидами I-типа [Clarke, 1992; Chappell, White, 2001; Frost et al., 2001]. Вероятнее всего, их формирование связано с частичным плавлением вулканических пород надсубдукционного происхождения.

Для получения дополнительной информации об обстановках формирования вулканических пород была проведена оценка мощности коры на выделяемых этапах вулканической активности Жарма-Саурской зоны (рис. 10). Также для сопоставления оценка мощности сделана по позднепалеозойским эффузивам сопряженной Чарской зоны [Khromykh et al., 2020] и Западной Джунгарии [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]. Глубина границы Мохо рассчитывалась по двум эмпирическим уравнениям («мохометрам»). Для основных пород расчет проводился исходя из Se/Y отношения по закономерности, установленной в работе [Mantle, Collins, 2008]. Для расчета брались составы с содержанием $SiO_2 < 55, MgO > 4$ мас. % с потерями при прокаливании менее 4 %. Для пород с содержанием $SiO_2 > 55$ мас. % оценка проводилась на основе зависимости $(La/Yb)_n$ отношения от мощности надсубдукционной коры в современных областях вулканизма, установленной в

работе [Hu et al., 2017]. Полученные оценки (рис. 10) показывают, что формирование вулканических пород кояндинской свиты происходило при плавлении в основании относительно тонкой коры с мощностью, варьирующейся от 13 до 24 км при среднем значении 20 км. Более молодые породы салдырминской свиты формировались при плавлении утолщенной коры, оценки мощности которой варьируются в диапазоне 29–51 км (средняя – 38 км). При этом оценки, полученные по кислым породам, значительно ниже оценок, полученных по основным породам, что может указывать на то, что кислые породы формировались на более высоких уровнях земной коры. Однако данная закономерность не прослеживается в вулканических породах сопряженной Чарской зоны.

Оценки мощности коры Жарма-Саурской зоны на момент формирования пород салдырминской свиты соответствуют мощностям, полученным по Чарской зоне, а также по Западной Джунгарии. На рис. 10 приведено сопоставление оценок мощности коры по вулканическим породам и их возраста со временем образования среднекаменноугольных молассовых отложений таубинской и буконьской свит Обь-Зайсанской складчатой области, а также с интервалом формирования гранитоидных пород саурского комплекса – единственных интрузивных пород в пределах Жарма-Саурской зоны [Khromykh et al., 2019]. Исходя из этого сопоставления, можно сказать, что увеличение мощности коры как Жарма-Саурской зоны, так и Обь-Зайсанской складчатой системы в целом произошло в интервале 330–320 млн лет после завершения субдукционного магматизма и сопровождалось формированием молассовых

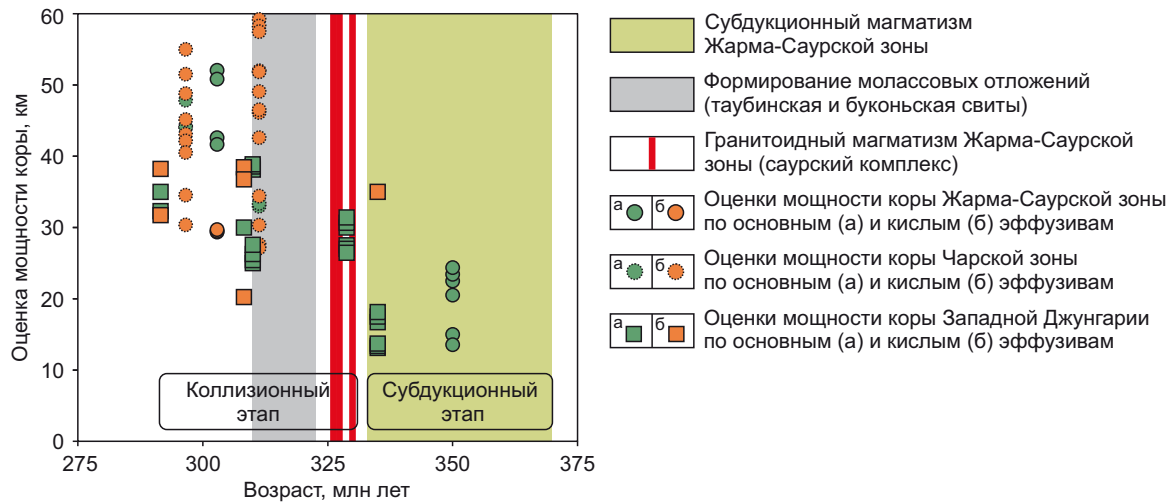


Рис. 10. Сопоставление оценок мощности коры на различных этапах развития Обь-Зайсанской складчатой области. Оценка мощности проводилась по эмпирическим зависимостям для основных пород [Mantle, Collins, 2008] и средних – кислых пород [Hu et al., 2017]. Зеленый фон – интервал вулканической активности согласно результатам датирования туфопесчаников [Penkina et al., 2024] и вулканических пород Западной Джунгарии [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]; серый фон – интервал формирования молассовых отложений [Zholtayev et al., 2021]. Данные по орогенным эффузивам Чарской зоны взяты из работы [Khromykh et al., 2020], данные по эффузивам Западной Джунгарии – из работы [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026].

Fig. 10. Comparison of crustal thickness estimates for different stages of the evolution of the Ob'-Zaisan folded area. Crustal thickness was estimated using empirical relationships for mafic [Mantle, Collins, 2008] and intermediate-felsic rocks [Hu et al., 2017]. Green field is an interval of volcanic activity according to dating results for tuffaceous sandstones and volcanic rocks of the West Junggar [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026]; gray field is an interval of molasse formation [Zholtayev et al., 2021]. Data on orogenic volcanic rocks of the Char zone are from [Khromykh et al., 2020], data on volcanic rocks of the West Junggar are from [Xu et al., 2022; Zhang et al., 2026].

отложений, что может быть объяснено сгущиванием коровых масс в результате коллизионного процесса. Также это подтверждается и работами по китайской части Жарма-Саурской зоны [Xu et al., 2022, 2023], где на интервал 330–320 млн лет (конец раннекаменноугольного времени) реконструируется увеличение мощности земной коры. Следует отметить, что на момент формирования гранитоидов саурского комплекса субдукционный магматизм в пределах Жарма-Саурской зоны прекратился. Таким образом внедрение этих интрузивов скорее отвечает процессам инициации коллизионного этапа развития региона, например отрыву слэба, нежели субдукционному этапу.

С учетом вышесказанного вулканические толщи кояндинской свиты могут быть проинтерпретированы как фрагмент структуры Жарма-Саурской дуги. Они являются преимущественно порфировыми миндалекаменными породами (см. рис. 4), состав которых варьируется от базальтов (основная доля) до трахиандезитов и трахиандезитов, которых меньшинство (см. рис. 5). Все породы относятся к низкокалиевым сериям (см. рис. 5) с варьирующимся содержанием SiO₂ (46.58–56.77 мас. %), повышенным содержанием Al₂O₃ (до 20.55 мас. %) и с низким – средним TiO₂ – от 0.63 до 1.40 мас. %. Умеренное обогащение легкими РЗЭ, недифференцированный состав тяжелых РЗЭ, отчетливое обогащение крупноионными литофильными элементами и Sr относительно высокозарядных элементов свидетельствуют в пользу надсубдукционного проис-

хождения расплавов в условиях небольшой глубины (<24 км).

Для средних пород салдырминской свиты, пироксеновых трахиандезитов, можно предложить «континентальную» обстановку образования, связанную с постколлизионным растяжением. Для этих пород характерны повышенные содержания SiO₂ (53.37–55.55 мас. %) и K₂O (2.20–3.65 мас. %), что может отражать контаминацию коровым материалом (см. рис. 5). Повышенные содержания P₂O₅ (0.33–0.67 мас. %) и умеренный TiO₂ (0.92–1.15 мас. %) также, вероятно, свидетельствуют о поступлении обогащенного вещества мантии. Кроме этого, проявлен небольшой Ta-Nb минимум, отмечается значительное обогащение легкими РЗЭ и существенная дифференциация в области тяжелых РЗЭ, что может указывать на присутствие граната в рестите. Также отмечается обогащение крупноионными и высокозарядными элементами (см. рис. 7). Данные породы объединяют в себе характеристики обогащенного астеносферного источника (повышенные содержания P₂O₅, K₂O, присутствие остаточного граната, указывающего на глубинное образование расплава (>29 км), существенное обогащение легкими РЗЭ) в сочетании с рядом надсубдукционных меток (повышенные содержания SiO₂, обогащение Th, крупноионными литофильными элементами, а также типичные аномалии по Ta-Nb и Ti). Таким образом, формирование рассматриваемых пород может быть связано с гибридными расплавами, образованными в результате

смешения обогащенного вещества мантии с коровым субстратом, сложным продуктом надсубдукционных процессов.

Значительным распространением в разрезе салдырминской свиты пользуются кислые вулканические породы варьирующегося состава – риодациты, риолиты и трахириолиты (см. рис. 4). Эти породы образуют обширные лавовые потоки, а также выполняют цемент туфовых брекчий. Петрографически породы обнаруживают стекловатый характер и флюидальность – наличие крупных вытянутых миндалин, заполненных халцедоном (см. рис. 4). Первичное стекло раскристаллизовано и превращено в микропойкилитовую структуру, характерную для рассматриваемых пород. По петролого-геохимическим параметрам кислые вулканические породы салдырминской свиты сопоставляются с гранитоидами I-типа, что позволяет рассматривать их как продукт частичного плавления коры, которое было вызвано прогревом корового субстрата (основные – средние породы надсубдукционного происхождения) на фоне процессов постколлизийного растяжения.

Возраст вулканизма на территории Жарма-Саурской зоны установлен на основе U-Pb геохронологии детритовых цирконов из туфопесчаников и магматических цирконов из кислых вулканических пород (см. рис. 2, 3). В результате выделены два основных этапа вулканической активности: раннекаменноугольный этап, связанный с функционированием зоны субдукции, и постколлизийный этап позднекаменноугольного возраста, который впервые выявлен в пределах воронцовско-саурской части Жарма-Саурской зоны.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования вулканических пород, распространенных в воронцовско-саурской части Жарма-Саурской зоны, позволили сделать следующие выводы:

1. В пределах рассматриваемого полигона выделяется два каменноугольных этапа вулканической активности – поздний фамен – ранний визе (кояндинская свита) и гжельский век (салдырминская свита).

2. Вулканические породы в составе кояндинской свиты представлены толеитовыми базальтами и андезибазальтами, а по петролого-геохимическим параметрам соответствуют островодужным вулканическим сериям и связаны с субдукционным этапом развития Жарма-Саурской зоны.

3. В составе салдырминской свиты обнаружена биомодальная серия – трахиандезибазальты, а также риодациты и риолиты. Трахиандезибазальты демонстрируют признаки пород, образованных обогащенными мантийными расплавами, которые подверглись коровой контаминации в условиях постколлизийного растяжения. Кислые вулканические породы салдырминской свиты (риодациты, риолиты) отвечают по составу гранитоидам I-типа и образовались при частичном плавлении надсубдукционных пород на фоне постколлизийных событий.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность к.г.-м.н. Е.И. Михееву, А.С. Волосову, М.Д. Царевой за помощь в проведении экспедиционных работ; к.т.н. Н.Г. Кармановой, к.х.н. И.В. Николаевой, М.В. Хлестову за аналитические исследования состава пород и минералов. Авторы также благодарны рецензентам к.г.-м.н. А.С. Мехоношину и к.г.-м.н. А.А. Третьякову, чьи замечания помогли существенно улучшить рукопись.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Berzin N.A., Kolman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Syaoy Syuchan, Chang E.Z., 1994. Geodynamic Evolution of the Western Part of the Paleo-Asian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 35 (7–8), 8–28 (in Russian) [Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая эволюция западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28].

Borbugulov E., Chen Y., Xiao W., Windley B.F., Schulmann K., Zhang J., Zhang Zh., Song Sh., Sang M., 2018. Late Carboniferous Southward Migration of Tarbagatay Subduction-Accretion Complex by Slab Retreat and Break-off in West Junggar (NW China). *Geological Journal* 55 (1), 11–30. <https://doi.org/10.1002/gj.3408>.

Boynnton W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry* 2, 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.

Chappell B.W., White A.J.R., 2001. Two Contrasting Granite Types: 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48 (4), 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.

Chen Y., Xiao W., Windley B.F., Zhang J.E., Sang M., Li R., Song S., Zhou K., 2017. Late Devonian-Early Permian Subduction-Accretion of the Zharma-Saur Oceanic Arc, West Junggar (NW China): Insights from Field Geology, Geochemistry and Geochronology. *Journal of Asian Earth Sciences* 145 (B), 424–445. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.010>.

Chen Y., Xiao W., Windley B.F., Zhang J.E., Zhou K., Sang M., 2016. Structures and Detrital Zircon Ages of the Devonian-Permian Tarbagatay Accretionary Complex in West Junggar,

China: Imbricated Ocean Plate Stratigraphy and Implications for Amalgamation of the CAO. *International Geology Review* 59 (9), 1097–1115. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1185652>.

Clarke D.B., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, New York, 283 p.

Decisions of the III Kazakhstan Stratigraphic Conference on the Precambrian and Phanerozoic, 1991. Part 1. Precambrian and Paleozoic. Publishing House of the Academy of Sciences of KazSSR, Alma-Ata, 148 p. (in Russian) [Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Ч. 1: Докембрий и палеозой. Алма-Ата: АН КазССР, 1991. 148 с.].

Degtyarev K.E., 2012. Tectonic Evolution of the Early Paleozoic Island-Arc Systems and the Formation of the Continental Crust of the Caledonides of Kazakhstan. *GEOS*, Moscow, 288 p. (in Russian) [Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 288 с.].

Didenko A.N., Morozov O.L., 1999. Geology and Paleomagnetism of Middle-Upper Paleozoic Rocks of the Saur Ridge. *Geotectonics* 33 (4), 326–352.

Ermolov P.V., Izokh E.P., Ponomaryova A.P., Tyan V.D., 1977. Gabbro-Granitic Series of the Western Part of Zaisan Folding System. *Nauka*, Novosibirsk, 249 p. (in Russian) [Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 249 с.].

Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N., 2001. Middle Paleozoic Subduction Belts: The Leading Factor in the Formation of the Central Asian Fold-and-Thrust Belt. *Russian Journal of Earth Sciences* 3 (6), 405–426. <https://doi.org/10.2205/2001ES000073>.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Geological Map of Eastern Kazakhstan, 2014. Zaisan Series. Scale of 1:200000. Sheet M-44-XXXIV. Explanatory Note. Topaz Geological Exploration Company LLC, Ust-Kamenogorsk, 262 p. (in Russian) [Геологическая карта Восточного Казахстана. Зайсанская серия. Масштаб 1:200000. Лист М-44-XXXIV: Объяснительная записка. Усть-Каменогорск: ТОО ГРК «Топаз», 2014. 262 с.].

Geological Map of Kazakhstan, 1998. Scale of 1:1000000. 10 sheets (in Russian) [Геологическая карта Казахстана. Масштаб 1:1000000. 1998. 10 л.].

Hu F., Ducea M.N., Liu S., Chapman J.B., 2017. Quantifying Crustal Thickness in Continental Collisional Belts: Global Perspective and a Geologic Application. *Scientific Reports* 7, 7058. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-07849-7>.

Karmanova N.G., Karmanov N.S., 2011. Universal Method for X-Ray Fluorescence Silicate Analysis of Rocks on the ARL-9900XP Spectrometer. In: Abstracts of the VII All-Russian Conference on X-Ray Spectral Analysis (September 19–23, 2011). *Nauka*, Novosibirsk, 126 p. (in Russian) [Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика

рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // Тезисы докладов VII Всероссийской конференции по рентгено-спектральному анализу (19–23 сентября 2011 г.). Новосибирск: Наука, 2011. 126 с.].

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R., 2007. One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. *Treatise on Geochemistry* 3, 1–70. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03035-8>.

Khromykh S.V., 2022. Basic and Associated Granitoid Magmatism and Geodynamic Evolution of the Altai Accretion-Collision System (Eastern Kazakhstan). *Russian Geology and Geophysics* 63 (3), 279–299. <https://doi.org/10.2113/RGG20204268>.

Khromykh S.V., Kotler P.D., Semenova D.V., 2019. Geochemistry, Age and Geodynamic Settings for Saur Gabbro-Granite Intrusive Series (Eastern Kazakhstan). *Geosphere Research* 2, 6–26 (in Russian) [Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В. Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 6–26]. <https://doi.org/10.17223/25421379/11/1>.

Khromykh S.V., Semenova D.V., Kotler P.D., Gurova A.V., Mikheev E.I., Perfilova A.A., 2020. Orogenic Volcanism in Eastern Kazakhstan: Composition, Age, and Geodynamic Position. *Geotectonics* 54 (4), 510–528. <https://doi.org/10.1134/S0016852120040044>.

Kotler P.D., Khromykh S.V., Zakharova A.V., Semenova D.V., Kulikova A.V., Badretdinov A.G., Mikheev E.I., Volosov A.S., 2024. Model of the Formation of Monzogabbrodiorite-Syenite-Granitoid Intrusions by the Example of the Akzhailau Massif (Eastern Kazakhstan). *Petrology* 32 (2), 179–200. <https://doi.org/10.1134/S086959112402005X>.

Ludwig K.R., 2003. *ISOPLLOT/Ex: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Version 3.00. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 74 p.

Mantle G.W., Collins W.J., 2008. Quantifying Crustal Thickness Variations in Evolving Orogens: Correlation Between Arc Basalt Composition and Moho Depth. *Geology* 36 (1), 87–90. <https://doi.org/10.1130/G24095A.1>.

Miyashiro A., 1975. Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins. *American Journal of Science* 274 (4), 321–355. <https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321>.

Mullen E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: A Minor Element Discrimination for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62 (1), 53–62. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](http://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5).

Nikolaeva I.V., Palessky S.V., Chirko O.S., Chernonozhkin S.M., 2012. Determination of Major and Trace Elements by Inductively Coupled Mass-Spectrometry in Silicate Rocks After Fusion with LiBO₂. *Analytics and Control* 16 (2), 134–142 (in Russian) [Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом

масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO_2 // Аналитика и контроль. 2012. Т. 16. № 2. С. 134–142].

Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Maas R., 2010. Improved Laser Ablation U-Pb Zircon Geochronology Through Robust Downhole Fractionation Correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (3), Q0AA06. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>.

Pearce J.A., 2008. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. *Lithos* 100 (1–4), 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.

Peccerillo A., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1), 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.

Penkina V.A., Kotler P.D., Safonova I.Y., Khromykh S.V., Perfilova A.A., Kulikova A.V., Galimullin I.A., 2024. Evolution of the Northeastern Margin of the Kazakhstan Paleocontinent: Results of a Petro-Geochemical Study of Sedimentary and Volcanogenic-Sedimentary Rocks of the Zharma-Saur Island Arc Zone. *Geotectonics* 58 (3), 321–343. <https://doi.org/10.1134/S0016852124700274>.

Saccani E., 2015. A New Method of Discriminating Different Types of Post-Archean Ophiolitic Basalts and Their Tectonic Significance Using Th-Nb and Ce-Dy-Yb Systematics. *Geoscience Frontiers* 6 (4), 481–501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>.

Safonova I., Perfilova A., 2023. Survived and Disappeared Intraoceanic Arcs of the Paleo-Asian Ocean: Evidence from Kazakhstan. *National Science Review* 10 (2), nwac215. <https://doi.org/10.1093/nsr/nwac215>.

Sharpenok L.N., Kukhareenko E.A., Kostin A.E., 2009. New Provisions for Volcanogenic Rocks in the Petrographic Code. *Journal of Volcanology and Seismology* 3 (4), 279–293. <https://doi.org/10.1134/S0742046309040058>.

Shen P., Shen Y., Li X.-H., Pan H., Zhu H., Meng L., Dai H., 2012. Northwestern Junggar Basin, Xiemisitai Mountains, China: A Geochemical and Geochronological Approach. *Lithos* 140–141, 103–118. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.004>.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Song S., Xiao W., Windley B.F., Collins A.S., Chen Y., Zhang J., Schulmann K., Han C. et al., 2020. Late Paleozoic Chingiz and Saur Arc Amalgamation in West Junggar (NW China): Implications for Accretionary Tectonics in the Southern Altai. *Tectonics* 39 (7), e2019TC005781. <https://doi.org/10.1029/2019TC005781>.

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Vermeesch P., 2006. Tectonic Discrimination Diagrams Revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 (6), Q06017. <https://doi.org/10.1029/2005GC001092>.

Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V., 2003. Geodynamics and Granitoid Magmatism of Collisional Orogens. *Russian Geology and Geophysics* 44 (12), 1321–1338 (in Russian) [Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338].

Volosov A.S., Khromykh S.V., Izokh A.E., Kotler P.D., Semenova D.V., Kulikova A.V., Naryzhnova A.V., 2025. Genesis of Dykes and Mantle-Crust Interaction in the Keregetas Swarm, Eastern Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 284, 106563. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2025.106563>.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W., 1995. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research* 19 (1), 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.

Winchester J.A., Floyd P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology* 20, 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).

Wood D.A., 1980. The Application of a Th-Hf-Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50 (1), 11–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8).

Xu Y., Han B.-F., Li A., Liao W., 2023. Co-Variation of Crustal Thermal Condition and Thickness of the Northeastern Margin of Kazakhstan Continent During the Late Paleozoic Siberia-Kazakhstan Convergence and Post-Collisional Extension. *Journal of Asian Earth Sciences* 242, 105508. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2022.105508>.

Xu Y., Han B.-F., Liao W., Li A., 2022. The Serpukhovian-Bashkirian Amalgamation of Laurussia and the Siberian Continent and Implications for Assembly of Pangea. *Tectonics* 41 (3), e2022TC007218. <https://doi.org/10.1029/2022TC007218>.

Zhang Yi, Chen J., Xin M., Liu Yu., Li Ch., 2026. Evidence for Late Paleozoic Subduction Erosion, Slab Rollback and Closure of the Irtysh-Zaysan Ocean from the Evolving Sediment Provenance in the Southwestern Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research* 149, 291–313. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2025.08.014>.

Zholtayev G.Zh., Nikitina O.I., Zhaymina V.Ya., Seitmuratova E.Yu., Pirogova T.E., Ivanova N.I., Fazylov Ye.M., Musina E.S. et al., 2021. Stratigraphic Schemes of the Phanerozoic of Kazakhstan. Explanatory Note. 378 LLP, Almaty, 236 p. (in Russian) [Жолтаев Г.Ж., Никитина О.И., Жаймина В.Я., Сейтмуратова Э.Ю., Пирогова Т.Е., Иванова Н.И., Фазылов Е.М., Мусина Э.С. и др. Стратиграфические схемы фанерозоя Казахстана: Объяснительная записка. Алматы: ТОО «378», 2021. 236 с.]

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов из вулканических пород салдырминской свиты Жарма-Саурской зоны**Table 1.1.** Results of U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from volcanic rocks of the Saldyrmin fm., Zharma-Saur zone

Номер измерения	Изотопные отношения								D*, %	Изотопный возраст, млн лет			
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	Th/U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ
Проба K23-234 – риодацит из лавового потока; 48°32'29.12" с.ш., 82°00'23.17" в.д.													
1.234	0.353	0.063	0.0488	0.0023	-0.0408	0.0590	0.0110	0.95	0	307.0	46.3	307.2	13.9
2.234	0.339	0.045	0.0470	0.0019	0.1857	0.0548	0.0072	1.38	0	296.4	33.4	296.1	11.5
3.234	0.351	0.051	0.0489	0.0019	0.0327	0.0543	0.0081	0.85	-1	305.5	37.6	307.8	11.4
4.234	0.346	0.076	0.0476	0.0021	0.3030	0.0570	0.0120	0.86	1	301.7	56.2	299.8	12.7
5.234	0.356	0.054	0.0494	0.0018	0.0684	0.0534	0.0082	1.13	-1	309.2	39.6	310.8	10.8
6.234	0.341	0.075	0.0485	0.0024	0.1113	0.0500	0.0110	1.05	-2	297.9	55.7	305.3	14.5
7.234	0.352	0.080	0.0493	0.0020	0.2124	0.0540	0.0120	1.34	-1	306.2	58.9	310.2	12.0
8.234	0.356	0.054	0.0488	0.0020	0.1959	0.0543	0.0081	1.04	1	309.2	39.6	307.2	12.0
9.234	0.457	0.079	0.0503	0.0025	0.0705	0.0680	0.0120	0.07	21	382.2	54.0	316.4	15.0
10.234	0.357	0.049	0.0491	0.0020	0.2372	0.0524	0.0070	1.16	0	310.0	35.9	309.0	12.0
11.234	0.357	0.064	0.0486	0.0026	0.0125	0.0590	0.0110	0.99	1	310.0	46.9	305.9	15.7
12.234	0.352	0.057	0.0483	0.0020	-0.2119	0.0570	0.0100	1.45	1	306.2	42.0	304.1	12.1
13.234	0.352	0.032	0.0486	0.0012	0.4710	0.0523	0.0043	1.00	0	306.2	23.6	305.9	7.2
14.234	0.424	0.031	0.0496	0.0016	0.1739	0.0630	0.0047	0.34	15	358.9	21.7	312.1	9.6
15.234	0.339	0.058	0.0475	0.0020	0.2116	0.0508	0.0085	1.31	-1	296.4	43.1	299.2	12.1
16.234	0.339	0.047	0.0468	0.0020	0.0601	0.0561	0.0080	1.00	1	296.4	34.9	294.8	12.1
17.234	0.338	0.049	0.0470	0.0019	0.1122	0.0534	0.0078	1.06	0	295.7	36.4	296.1	11.5
18.234	0.329	0.069	0.0477	0.0029	0.1318	0.0570	0.0120	1.06	-4	288.8	51.7	300.4	17.5
19.234	0.341	0.052	0.0474	0.0021	0.1337	0.0549	0.0084	1.27	0	297.9	38.6	298.5	12.7
20.234	0.251	0.078	0.0453	0.0024	-0.3564	0.0450	0.0150	1.02	-20	227.4	62.0	285.6	14.5
21.234	0.344	0.069	0.0470	0.0025	0.0734	0.0540	0.0110	0.86	1	300.2	51.1	296.1	15.1
22.234	0.358	0.058	0.0482	0.0019	0.0754	0.0586	0.0096	1.14	2	310.7	42.5	303.5	11.5
23.234	0.364	0.076	0.0472	0.0021	0.0084	0.0610	0.0130	1.22	6	315.2	55.4	297.3	12.7
24.234	0.355	0.045	0.0486	0.0018	0.1745	0.0533	0.0067	0.82	1	308.5	33.0	305.9	10.8
25.234	0.333	0.050	0.0472	0.0020	0.2597	0.0524	0.0076	1.37	-2	291.9	37.3	297.3	12.1
26.234	0.348	0.044	0.0478	0.0015	0.1471	0.0525	0.0066	1.07	1	303.2	32.5	301.0	9.0
27.234	0.347	0.044	0.0478	0.0016	0.0422	0.0524	0.0068	1.45	0	302.5	32.5	301.0	9.6
28.234	0.341	0.063	0.0472	0.0022	0.2973	0.0487	0.0086	1.32	0	297.9	46.7	297.3	13.3
29.234	0.342	0.058	0.0479	0.0021	0.1816	0.0544	0.0091	1.29	-1	298.7	43.0	301.6	12.7
30.234	0.340	0.036	0.0474	0.0014	0.4190	0.0514	0.0050	0.92	0	297.2	26.7	298.5	8.4
31.234	0.347	0.052	0.0481	0.0019	-0.3089	0.0535	0.0089	1.10	0	302.5	38.4	302.8	11.5
32.234	0.342	0.052	0.0478	0.0019	0.1934	0.0535	0.0080	1.00	-1	298.7	38.6	301.0	11.5
33.234	0.344	0.084	0.0474	0.0025	0.1609	0.0580	0.0140	0.82	1	300.2	62.2	298.5	15.1
34.234	0.352	0.031	0.0484	0.0013	0.2524	0.0539	0.0046	0.88	1	306.2	22.8	304.7	7.8
35.234	0.348	0.055	0.0482	0.0021	0.1936	0.0527	0.0082	0.78	0	303.2	40.6	303.5	12.7
36.234	0.421	0.034	0.0468	0.0013	0.2099	0.0665	0.0053	0.92	21	356.8	23.8	294.8	7.8
37.234	0.340	0.033	0.0482	0.0015	0.1456	0.0523	0.0051	0.96	-2	297.2	24.5	303.5	9.0
38.234	0.408	0.052	0.0479	0.0020	0.1293	0.0644	0.0083	1.00	15	347.4	36.7	301.6	12.1

Таблица 1.1 (продолжение)
Table 1.1 (continued)

Номер измерения	Изотопные отношения								D*, %	Изотопный возраст, млн лет			
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	Th/U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ
Проба K23–248 – риодацит из лавового потока; 48°34'09.43" с.ш., 81°58'10.64" с.ш.													
1.248	0.342	0.042	0.0474	0.0017	0.3138	0.0523	0.0061	0.69	0	298.7	31.1	298.5	10.3
2.248	0.416	0.040	0.0488	0.0013	-0.1051	0.0615	0.0063	1.06	15	353.2	28.1	307.2	7.8
3.248	0.358	0.074	0.0479	0.0025	0.2899	0.0495	0.0098	1.36	3	310.7	54.2	301.6	15.1
4.248	0.340	0.035	0.0467	0.0013	0.1102	0.0550	0.0057	0.90	1	297.2	26.0	294.2	7.8
5.248	0.347	0.050	0.0477	0.0016	0.2514	0.0509	0.0071	1.14	1	302.5	36.9	300.4	9.6
6.248	0.437	0.075	0.0456	0.0021	0.0452	0.0740	0.0130	1.05	28	368.1	51.9	287.5	12.7
7.248	0.328	0.078	0.0473	0.0023	-0.1550	0.0480	0.0120	1.02	-3	288.0	58.4	297.9	13.9
8.248	0.355	0.064	0.0474	0.0018	0.1501	0.0532	0.0095	1.38	3	308.5	47.0	298.5	10.9
9.248	0.346	0.043	0.0479	0.0017	-0.0374	0.0544	0.0071	1.28	0	301.7	31.8	301.6	10.2
10.248	0.351	0.061	0.0484	0.0019	-0.0106	0.0560	0.0100	1.30	0	305.5	44.9	304.7	11.4
11.248	0.348	0.039	0.0479	0.0016	-0.0153	0.0545	0.0064	1.56	1	303.2	28.8	301.6	9.6
12.248	0.345	0.028	0.0477	0.0014	0.0431	0.0517	0.0044	0.99	0	301.0	20.7	300.4	8.4
13.248	0.351	0.049	0.0487	0.0019	0.0268	0.0528	0.0076	1.14	0	305.5	36.1	306.5	11.4
14.248	0.349	0.049	0.0475	0.0017	0.0654	0.0568	0.0081	0.92	2	304.0	36.1	299.2	10.3
15.248	0.360	0.061	0.0489	0.0024	0.3586	0.0517	0.0082	0.73	1	312.2	44.6	307.8	14.5
16.248	0.347	0.084	0.0477	0.0026	0.1995	0.0590	0.0140	1.10	1	302.5	62.1	300.4	15.7
17.248	0.347	0.033	0.0480	0.0015	-0.0710	0.0548	0.0056	0.82	0	302.5	24.4	302.2	9.0
18.248	0.347	0.039	0.0487	0.0018	0.1705	0.0526	0.0059	0.95	-1	302.5	28.8	306.5	10.8
19.248	0.473	0.054	0.0493	0.0018	0.4751	0.0696	0.0071	1.55	27	393.3	36.5	310.2	10.8
20.248	0.319	0.055	0.0468	0.0023	0.1785	0.0504	0.0086	1.09	-5	281.1	41.5	294.8	13.9
21.248	0.354	0.051	0.0481	0.0017	0.2099	0.0525	0.0074	1.29	2	307.7	37.5	302.8	10.2
22.248	0.360	0.063	0.0473	0.0025	-0.6487	0.0610	0.0130	0.84	5	312.2	46.1	297.9	15.1
23.248	0.354	0.077	0.0484	0.0025	0.1058	0.0550	0.0120	0.89	1	307.7	56.6	304.7	15.1
24.248	0.351	0.050	0.0484	0.0020	0.0421	0.0566	0.0083	0.87	0	305.5	36.8	304.7	12.1
25.248	0.345	0.047	0.0482	0.0020	-0.1261	0.0543	0.0080	1.08	-1	301.0	34.8	303.5	12.1
26.248	0.329	0.080	0.0477	0.0020	0.0446	0.0490	0.0120	0.74	-4	288.8	59.9	300.4	12.1
27.248	0.554	0.052	0.0514	0.0017	0.1105	0.0802	0.0077	1.05	39	447.6	33.3	323.1	10.2
28.248	0.303	0.073	0.0462	0.0024	0.0307	0.0490	0.0120	0.92	-8	268.7	55.7	291.1	14.5
29.248	0.325	0.070	0.0502	0.0030	0.2675	0.0530	0.0110	0.75	-10	285.7	52.6	315.7	18.0
30.248	0.369	0.090	0.0484	0.0032	-0.1834	0.0530	0.0140	1.15	5	318.9	65.4	304.7	19.3
31.248	0.361	0.066	0.0492	0.0022	0.0080	0.0511	0.0096	1.18	1	313.0	48.3	309.6	13.2
32.248	0.355	0.058	0.0493	0.0021	0.1195	0.0531	0.0087	1.30	-1	308.5	42.6	310.2	12.6
33.248	0.347	0.026	0.0485	0.0014	0.0277	0.0528	0.0042	0.72	-1	302.5	19.2	305.3	8.4
34.248	0.339	0.053	0.0478	0.0019	-0.1157	0.0525	0.0087	1.07	-2	296.4	39.4	301.0	11.5
35.248	0.340	0.036	0.0491	0.0013	0.2890	0.0483	0.0049	0.88	-4	297.2	26.7	309.0	7.8
36.248	0.339	0.054	0.0479	0.0021	0.3985	0.0502	0.0074	0.75	-2	296.4	40.1	301.6	12.7
37.248	0.352	0.037	0.0488	0.0013	0.1285	0.0533	0.0056	0.96	0	306.2	27.2	307.2	7.8
38.248	0.359	0.033	0.0492	0.0016	0.0531	0.0532	0.0051	0.87	1	311.5	24.2	309.6	9.6
39.248	0.363	0.067	0.0481	0.0023	0.0041	0.0630	0.0120	0.83	4	314.5	48.9	302.8	13.9
40.248	0.356	0.076	0.0488	0.0023	0.1515	0.0520	0.0110	1.07	1	309.2	55.8	307.2	13.9

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 / APPENDIX 2

Таблица 2.1. Петрогенные оксиды (мас. %) и редкие элементы (г/т) в вулканических породах кояндинской свиты Жарма-Саурской зоны**Table 2.1.** Major element oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in volcanic rocks of the Koyanda fm., Zharma-Saur zone

Образец	Zh19-69	K22-27/1	K22-30	K22-38	K22-82	K22-86	K22-87	K23-247	K23-270	K23-281	K23-284	K23-285	K23-287	K23-288	K23-289	K23-292
SiO ₂	44.87	46.34	51.97	49.08	54.09	55.20	53.79	52.51	51.29	49.64	45.91	52.13	53.65	50.87	50.91	47.89
TiO ₂	1.25	1.07	0.60	0.86	1.37	0.68	0.71	0.74	0.81	1.01	1.09	1.01	0.78	1.05	1.02	1.04
Al ₂ O ₃	19.00	17.49	18.20	15.96	14.47	18.32	18.15	18.41	18.46	19.29	20.03	17.19	19.10	19.31	19.17	17.55
Fe ₂ O ₃ *	11.51	12.77	8.37	10.31	12.84	6.98	7.34	8.11	8.43	10.60	11.46	9.60	8.71	9.08	8.89	11.20
MnO	0.18	0.21	0.17	0.18	0.21	0.12	0.12	0.13	0.14	0.20	0.16	0.16	0.15	0.20	0.19	0.21
MgO	5.54	5.55	4.02	6.80	3.74	4.35	5.16	4.36	4.91	4.47	5.34	4.64	3.28	3.60	3.21	5.23
CaO	9.57	10.93	8.17	10.41	3.96	4.60	4.55	7.34	6.86	8.24	9.46	7.34	7.27	8.04	10.04	9.16
Na ₂ O	2.95	2.41	3.37	2.21	6.54	5.45	4.51	4.32	4.24	3.44	3.38	4.01	4.20	4.72	3.82	4.00
K ₂ O	1.17	0.55	0.92	0.19	0.07	1.33	1.71	0.88	1.48	0.67	0.44	1.01	0.37	0.74	0.49	0.45
P ₂ O ₅	0.13	0.13	0.15	0.19	0.15	0.12	0.11	0.13	0.12	0.15	0.10	0.12	0.26	0.20	0.20	0.12
ппп	3.80	2.31	3.24	3.23	1.81	2.83	3.11	2.67	2.95	2.27	2.60	2.77	1.78	1.68	1.40	2.62
Сумма	100.12	99.85	99.31	99.56	99.34	100.06	99.35	99.67	99.79	100.08	100.07	100.07	99.59	99.56	99.42	99.62
Mg#	48.82	46.24	48.76	56.64	36.55	55.24	58.20	51.57	53.58	45.50	47.98	48.93	42.72	44.00	41.66	48.04
Rb	26.00	9.34	-	2.91	-	15.96	-	11.48	15.87	-	6.65	-	5.14	12.96	7.46	6.62
Sr	900	315	-	571	-	514.81	-	348	361	-	401	-	440	359	413	321
Y	13.00	21.15	-	26.73	-	11.18	-	11.22	13.54	-	17.62	-	27.88	27.03	26.01	18.46
Zr	42	69	-	103	-	93	-	70	77	-	41	-	94	93	87	51
Nb	2.40	2.52	-	3.37	-	1.82	-	1.51	1.52	-	1.06	-	2.37	2.87	2.74	1.73
Cs	-	0.44	-	0.72	-	0.15	-	0.12	0.18	-	1.60	-	0.56	0.64	0.68	0.35
Ba	240	81	-	98	-	241	-	108	195	-	99	-	80	102	78	63
La	5.00	9.09	-	13.14	-	5.95	-	5.01	5.15	-	3.88	-	7.38	8.34	7.87	4.75
Ce	11.00	22.41	-	29.99	-	13.29	-	12.69	12.82	-	10.76	-	21.67	21.32	20.12	12.38
Pr	1.60	3.19	-	4.03	-	1.70	-	1.81	1.77	-	1.60	-	3.10	2.99	2.83	1.77
Nd	8.00	14.33	-	17.96	-	8.21	-	8.27	8.29	-	8.07	-	15.33	14.24	13.73	8.83
Sm	2.10	3.56	-	4.34	-	1.94	-	2.26	2.22	-	2.52	-	4.17	3.80	3.53	2.46
Eu	0.70	0.86	-	1.19	-	0.71	-	0.82	0.74	-	0.80	-	1.22	1.28	1.13	0.84
Gd	2.50	3.39	-	4.22	-	1.92	-	2.07	2.28	-	2.71	-	4.15	4.07	3.93	2.81
Tb	0.40	0.58	-	0.70	-	0.30	-	0.34	0.39	-	0.47	-	0.74	0.73	0.70	0.48
Dy	2.50	3.62	-	4.38	-	1.87	-	2.03	2.41	-	3.15	-	4.69	4.55	4.44	3.16
Ho	0.50	0.76	-	0.95	-	0.38	-	0.40	0.51	-	0.66	-	1.02	1.02	0.94	0.68
Er	1.40	2.07	-	2.73	-	1.08	-	1.08	1.48	-	1.89	-	2.97	2.84	2.65	1.93
Tm	0.21	0.31	-	0.41	-	0.15	-	0.16	0.21	-	0.29	-	0.44	0.43	0.42	0.29
Yb	1.30	1.90	-	2.60	-	0.98	-	1.00	1.26	-	1.82	-	2.88	2.77	2.70	1.86
Lu	0.20	0.28	-	0.39	-	0.14	-	0.15	0.19	-	0.28	-	0.43	0.43	0.41	0.28
Hf	1.30	1.98	-	2.69	-	1.99	-	1.82	1.94	-	1.32	-	2.57	2.51	2.40	1.47
Ta	0.17	0.15	-	0.29	-	0.09	-	0.11	0.11	-	0.05	-	0.15	0.16	0.21	0.11
Pb	1.50	-	-	-	-	1.47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	0.62	1.03	-	2.29	-	0.76	-	0.48	0.66	-	0.59	-	1.15	1.09	1.00	0.54
U	0.18	0.30	-	0.69	-	0.47	-	0.19	0.25	-	0.19	-	0.42	0.38	0.37	0.25
Ti	5000	-	-	-	-	3050	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(La/Yb) _n	2.59	3.22	-	3.41	-	4.08	-	3.36	2.76	-	1.44	-	1.73	2.03	1.97	1.72
(Gd/Yb) _n	1.55	1.44	-	1.31	-	1.58	-	1.66	1.46	-	1.20	-	1.16	1.19	1.17	1.22
Eu/Eu*	0.93	0.76	-	0.85	-	1.13	-	1.16	1.01	-	0.94	-	0.90	1.00	0.93	0.97
ΣREE	37.41	66.35	-	87.01	-	38.63	-	38.08	39.72	-	38.90	-	70.20	68.80	65.40	42.52

Примечание. Прочерк – нет данных. Mg# = Mg/[Mg+Fe²⁺]*100; (La/Yb)_n и (Gd/Yb)_n – отношения, нормированные к хондриту [Boynnton, 1984]; Eu/Eu* = EuN/[(SmN)(GdN)]^{1/2}.

Note. Dash – no data. Mg# = Mg/[Mg+Fe²⁺]*100; (La/Yb)_n and (Gd/Yb)_n – chondrite-normalized ratios [Boynnton, 1984]; Eu/Eu* = EuN/[(SmN)(GdN)]^{1/2}.

Таблица 2.2. Петрогенные оксиды (мас. %) и редкие элементы (г/т) в вулканических породах салдырминской свиты Жарма-Саурской зоны**Table 2.2.** Major element oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in volcanic rocks of the Saldyrmin fm., Zharma-Saur zone

Образец	K23-236	K23-237	K23-256	K23-257	K22-106	K22-106/1	K23-233	K23-234	K23-238	K23-240	K23-248	K23-252	K23-255	K23-258	K23-275
SiO ₂	54.34	54.73	51.49	51.27	71.54	72.81	70.12	69.70	69.83	69.98	68.21	73.85	72.53	70.77	69.90
TiO ₂	0.90	0.90	1.10	1.11	0.21	0.21	0.50	0.42	0.43	0.44	0.46	0.38	0.41	0.62	0.42
Al ₂ O ₃	15.55	15.52	14.51	14.38	14.25	13.68	13.22	13.82	13.22	13.59	13.82	11.42	12.59	12.62	13.34
Fe ₂ O ₃ *	6.53	7.04	7.54	7.69	2.79	2.88	5.57	4.72	5.59	5.58	5.74	4.75	4.49	5.52	4.81
MnO	0.14	0.12	0.13	0.14	0.06	0.05	0.09	0.07	0.11	0.07	0.18	0.10	0.12	0.10	0.10
MgO	6.25	6.19	5.80	5.96	0.35	0.29	0.79	1.04	0.98	0.57	0.94	0.35	0.51	0.94	1.16
CaO	7.07	7.45	7.71	7.91	0.80	0.69	1.41	1.27	1.03	1.36	1.71	1.19	0.85	1.23	1.31
Na ₂ O	4.03	3.71	3.27	3.14	6.14	5.89	5.35	6.88	6.00	6.61	4.67	4.91	4.10	5.39	5.47
K ₂ O	2.69	2.16	3.48	3.51	2.41	2.35	1.32	0.79	1.53	0.49	2.55	1.99	3.32	1.15	1.72
P ₂ O ₅	0.33	0.34	0.63	0.64	0.03	0.03	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.12	0.06
ппп	1.77	1.19	3.30	3.16	0.71	0.48	0.62	0.32	0.66	1.20	1.28	0.87	0.93	1.16	1.37
Сумма	99.78	99.52	99.24	99.22	99.35	99.44	99.17	99.10	99.50	100.03	99.66	99.94	99.97	99.66	99.73
Mg#	65.48	63.52	60.39	60.57	19.86	16.68	21.86	30.37	25.77	16.91	24.42	12.88	18.40	25.21	32.29
Rb	28	30	42	41	-	-	-	7	-	5	23	-	-	-	12
Sr	571	755	729	698	-	-	-	90	-	90	91	-	-	-	107
Y	17.55	17.35	20.84	21.40	-	-	-	71.61	-	73.96	75.71	-	-	-	79.27
Zr	201	194	225	224	-	-	-	493	-	441	468	-	-	-	534
Nb	6.80	6.54	9.19	9.41	-	-	-	13.06	-	11.69	12.33	-	-	-	13.75
Cs	0.23	0.82	0.12	-	-	-	-	0.12	-	0.17	0.12	-	-	-	-
Ba	448	515	894	857	-	-	-	38	-	33	155	-	-	-	131
La	22.82	25.11	49.81	49.32	-	-	-	24.84	-	24.02	26.58	-	-	-	26.41
Ce	56.45	58.02	110.18	111.18	-	-	-	67.08	-	65.34	68.47	-	-	-	67.56
Pr	7.52	7.52	13.97	14.17	-	-	-	9.52	-	9.29	9.55	-	-	-	9.38
Nd	30.80	31.23	56.56	56.94	-	-	-	41.87	-	40.38	41.44	-	-	-	40.98
Sm	5.87	5.96	10.04	10.22	-	-	-	10.48	-	10.24	10.23	-	-	-	10.46
Eu	1.74	1.60	2.37	2.45	-	-	-	2.38	-	2.43	2.68	-	-	-	2.06
Gd	4.68	4.68	6.75	6.75	-	-	-	10.35	-	10.62	10.53	-	-	-	10.38
Tb	0.66	0.63	0.87	0.87	-	-	-	1.94	-	1.93	1.93	-	-	-	1.94
Dy	3.31	3.32	4.12	4.17	-	-	-	12.28	-	12.27	12.36	-	-	-	12.80
Ho	0.66	0.62	0.73	0.73	-	-	-	2.66	-	2.65	2.64	-	-	-	2.83
Er	1.64	1.59	1.93	1.93	-	-	-	8.18	-	7.80	7.96	-	-	-	8.23
Tm	0.23	0.23	0.26	0.25	-	-	-	1.28	-	1.22	1.22	-	-	-	1.32
Yb	1.40	1.42	1.57	1.57	-	-	-	8.30	-	7.83	7.95	-	-	-	8.49
Lu	0.22	0.22	0.22	0.22	-	-	-	1.25	-	1.27	1.20	-	-	-	1.30
Hf	4.87	4.76	5.60	5.61	-	-	-	11.71	-	10.54	11.19	-	-	-	12.72
Ta	0.42	0.43	0.54	0.54	-	-	-	0.92	-	0.86	0.86	-	-	-	0.97
Th	5.25	5.19	10.85	10.80	-	-	-	2.72	-	2.41	2.70	-	-	-	3.26
U	1.71	1.77	2.40	2.46	-	-	-	0.95	-	0.82	0.82	-	-	-	1.20
(La/Yb) _n	11.01	11.92	21.38	21.15	-	-	-	2.02	-	2.07	2.25	-	-	-	2.10
(Gd/Yb) _n	2.70	2.66	3.47	3.47	-	-	-	1.01	-	1.09	1.07	-	-	-	0.99
Eu/Eu*	1.01	0.92	0.88	0.90	-	-	-	0.70	-	0.71	0.79	-	-	-	0.60
ΣREE	137.97	142.15	259.40	260.79	-	-	-	202.41	-	197.29	204.74	-	-	-	204.13

Примечание. Прочерк – нет данных. Mg# = Mg/[Mg+Fe²⁺]*100; (La/Yb)_n и (Gd/Yb)_n – отношения, нормированные к хондриту [Boynnton, 1984]; Eu/Eu* = EuN/[(SmN)(GdN)]^{1/2}.

Note. Dash – no data. Mg# = Mg/[Mg+Fe²⁺]*100; (La/Yb)_n and (Gd/Yb)_n – chondrite-normalized ratios [Boynnton, 1984]; Eu/Eu* = EuN/[(SmN)(GdN)]^{1/2}.