

**ABAI SYENITE MASSIF, EASTERN KAZAKHSTAN: AGE, FORMATION MODEL AND GEODYNAMIC SIGNIFICANCE****M.D. Tsareva** <sup>1</sup>✉, **S.V. Khromykh** <sup>1</sup>, **P.D. Kotler** <sup>1</sup>, **A.V. Kulikova** <sup>1,2</sup>, **D.V. Semenova** <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

<sup>2</sup> Kazan Federal University, 18 Kremlyovskaya St, Kazan 420008, Russia

**ABSTRACT.** Studies have been made of the Abai alkaline rocks massif, located in the northeastern part of the Chingiz-Tarbagatai zone of Eastern Kazakhstan. The Chingiz-Tarbagatai zone of Eastern Kazakhstan is located in the western part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB), the lithospheric evolution of which continued during the Paleozoic and was associated with the basin closure in the system of the Paleasian Ocean. The 9 km<sup>2</sup> massif is characterized by an isometric shape with a clearly defined concentric zonal structure and represents a multiphase intrusion composed of several varieties of syenite. Potassium feldspar is the most prevalent mineral in syenite, while plagioclase, pyroxene (5 to 15 vol. %), and amphibole (5 to 20 vol. %) are less common. Most of the massif is composed of nepheline syenite rocks containing 5–10 vol. % of nepheline. Accessory minerals include apatite, zircon, and ilmenite. Studies of mineral composition and geochemical characteristics of the rocks revealed that the syenites formed during the evolution of a single magma melt composed of alkali-syenite or monzonite. This magma was formed probably as a result of primary alkaline-mafic magma differentiation. The U-Pb LA-ICP-MS dating of magmatic zircon grains for the first time yielded a reliable rock age estimate of 401–398 Ma, which corresponds to the Emsian stage of the Early Devonian. This refutes the previously accepted ideas about the Early Permian age of the massif and its intraplate geodynamic nature. When the data on the composition and age of the massif are compared with the data on the geological evolution of the region, it is apparent that the Abai syenite massif formation is related to the extensional processes in response to subduction of the Junggar-Balkhash oceanic lithosphere underneath the Chingiz-Tarbagatai zone.

**KEYWORDS:** alkaline syenites; U-Pb geochronology; Chingiz-Tarbagatai zone; Central Asian Orogenic Belt; Eastern Kazakhstan

**FUNDING:** The study was supported by the RSF (obtaining analytical data and its generalization: grant No. 24-77-10050, <https://rscf.ru/project/24-77-10050/>) and the study was carried out on the state assignment of the IGM SB RAS (field works, analysis of published literature: research topic FWZN-2026-0009).



EDN: QGJOJW

**RESEARCH ARTICLE****Correspondence:** Maria D. Tsareva, [tsarevamd@igm.nsc.ru](mailto:tsarevamd@igm.nsc.ru)

Received: February 8, 2026

Revised: March 10, 2026

Accepted: March 13, 2026

**FOR CITATION:** Tsareva M.D., Khromykh S.V., Kotler P.D., Kulikova A.V., Semenova D.V., 2026. Abai Syenite Massif, Eastern Kazakhstan: Age, Formation Model and Geodynamic Significance. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (2), 0888. doi:10.5800/GT-2026-17-2-0888

## АБАЙСКИЙ МАССИВ СИЕНИТОВ, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН: ВОЗРАСТ, МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

М.Д. Царева<sup>1</sup>, С.В. Хромых<sup>1</sup>, П.Д. Котлер<sup>1</sup>, А.В. Куликова<sup>1,2</sup>, Д.В. Семенова<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Проведены исследования щелочных пород массива Абай, расположенного в северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайской зоны Восточного Казахстана. Чингиз-Тарбагатайская зона Восточного Казахстана находится в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, эволюция литосферы которого продолжалась в течение палеозоя и части мезозоя и была сопряжена с закрытием бассейнов в системе Палеоазиатского океана. Массив площадью 9 км<sup>2</sup> характеризуется изометричной формой с четко выраженным зонально-концентрическим строением и представляет собой многофазную интрузию, сложенную сиенитами нескольких разновидностей. Преобладающими минералами сиенитов являются калиевый полевой шпат, реже – плагиоклаз, а также моноклинный Na-пироксен (от 5 до 15 об. %) и щелочной амфибол (от 5 до 20 об. %). Значительная часть массива сложена нефелиновыми сиенитами, содержащими до 10–15 об. % нефелина. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и ильменитом. Исследования состава минералов и геохимических особенностей пород позволили установить, что сиенитовые породы сформировались при эволюции единой магмы, состав которой мог отвечать щелочным сиенитам или монцонитам. Эта магма, в свою очередь, могла являться результатом дифференциации первичных щелочно-базитовых магм. Датирование зерен магматического циркона (U-Pb метод LA-ICP-MS) позволило впервые надежно установить возраст формирования массива в 401–398 млн лет, что соответствует эмской эпохе раннего девона. Это опровергает ранее существовавшие представления о раннепермском возрасте массива и его внутриплитной геодинамической природе. Сопоставление данных о составе и возрасте массива с данными о геологическом развитии региона позволяет связать формирование сиенитов массива Абай с процессами растяжения, происходившими на фоне субдукции литосферы Джунгаро-Балхашского океана под литосферу Чингиз-Тарбагатайской зоны.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** щелочные сиениты; U-Pb геохронология; Чингиз-Тарбагатайская зона; Центрально-Азиатский складчатый пояс; Восточный Казахстан

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Исследование проведено при поддержке РФФИ (аналитические работы, обобщение результатов: грант № 24-77-10050, <https://rscf.ru/project/24-77-10050/>) и в рамках госзадания ИГМ СО РАН (экспедиционные работы, анализ опубликованной литературы: тема НИР FWZN-2026-0009).

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Сиенитовые интрузии являются примером проявлений щелочного магматизма. В большинстве случаев сиенитовый магматизм связывается с проявлениями мантийной активности. Помимо крупных сиенитовых массивов, ассоциирующих с щелочными базитами и карбонатитами в пределах кратонов, сиенитовые интрузии встречаются и в пределах складчатых поясов, где их появление может быть как следствием посторогенного внутриплитного магматизма [Nédélec et al., 1995; Yang et al., 2006; Moroz et al., 2026], так и результатом сдвиговых или раздвиговых тектонических движений на активных континентальных окраинах или в коллизионных зонах [Riishuus et al., 2005; Kubes et al., 2022; Volkert et al., 2025]. В пределах крупных внутриконтинентальных складчатых поясов, известным примером которых является Центрально-Азиатский складчатый пояс, часто оказываются совмещены магматические ассоциации различного возраста и различной геодинамической природы, поэтому исследование геологической позиции, возраста и состава сиенитовых интрузий в пределах складчатых систем может

помочь идентифицировать этапы мантийной активности в их сложной геологической истории. В настоящей статье изложены результаты исследования щелочных пород массива Абай, расположенного в пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны Восточного Казахстана.

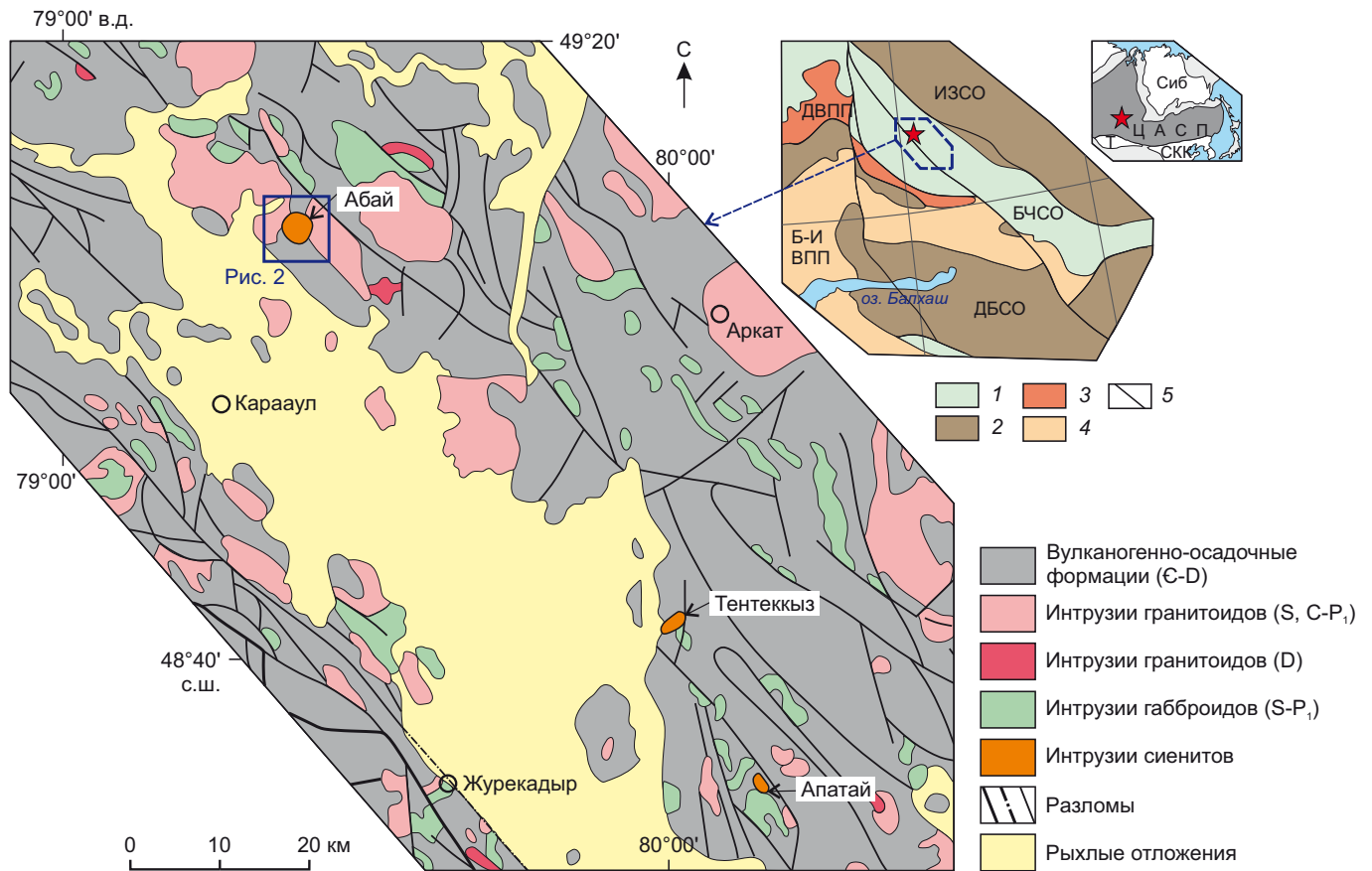
### 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВА

Чингиз-Тарбагатайская зона расположена в Восточном Казахстане и относится к геологическим структурам западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Она является восточным фрагментом Бошекуль-Чингизской складчатой системы, входящей в состав более сложной геотектонической структуры, сформированной в раннем – среднем палеозое в результате аккреционно-коллизионных процессов и известной под названием Казахстанский ороклин или Казахстанский составной континент [Windley et al., 2007; Levashova et al., 2009; Degtyarev, 2012]. Основные черты геологической структуры Чингиз-Тарбагатайской зоны были сформированы в раннем и среднем палеозое в результате аккреции друг с другом нескольких

островодужных террейнов, сформированных в пределах Палеоазиатского океана. В силурийском периоде в Чингиз-Тарбагатайской зоне были сформированы многочисленные диорит-гранодиорит-гранитные интрузии (сарыкольский комплекс  $S_2$ ), имеющие геохимические характеристики гранитоидов I-типа, источником которых являлись нижнекоровые субстраты раннепалеозойских островодужных систем; этот магматизм свидетельствует о их преобразовании в кору континентального типа, и с конца силурийского – начала девонского периода Чингиз-Тарбагатайскую зону следует рассматривать как террейн с континентальной корой [Degtyarev, 2012; Degtyarev et al., 2015].

В девонский и каменноугольный периоды Чингиз-Тарбагатайский континентальный террейн взаимодействовал с океаническими пространствами Джунгаро-Балхашского океана в режиме субдукции с юго-

запада на северо-восток в современных координатах [Degtyarev, 2012; Samygin, Kheraskova, 2019] и Иртыш-Зайсанского (Обь-Зайсанского) океана, вероятно, в таком же режиме [Penkina et al., 2024]. К концу раннекаменноугольной эпохи (серпухов) произошли процессы сближения континентальных масс Казахстана и Сибири, сопряженные с закрытием Джунгаро-Балхашского и Иртыш-Зайсанского бассейнов [Filippova et al., 2001; Vladimirov et al., 2003; Liu et al., 2017; Xu et al., 2022], и начиная со среднекаменноугольного периода территория Восточного Казахстана развивалась преимущественно во внутриконтинентальном режиме. В ранней перми на территории всего Восточного Казахстана был проявлен масштабный гранитоидный и базитовый магматизм, обусловленный, вероятно, как посторогеническим растяжением, так и активностью Таримского мантийного плюма [Khromykh et al., 2019;



**Рис. 1.** Схема расположения интрузий сиенитов в северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайской зоны (составлена на основе геологической карты масштаба 1:1000000, лист М-44, с дополнениями из работы [Kotler et al., 2024], с авторскими изменениями).

На врезке – положение полигона исследований на схеме тектонического районирования палеозойд Казахстана и Северного Тянь-Шаня (по [Degtyarev, 2012]): 1 – Бошекуль-Чингизская складчатая область (БЧСО); 2 – позднепалеозойские складчатые области, Иртыш-Зайсанская (ИЗСО), Джунгаро-Балхашская (ДБСО); 3 – девонский вулканоплутонический пояс (ДВП); 4 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (Б-И ВПП); 5 – границы и разломы.

**Fig. 1.** A scheme of location of syenite intrusions in the northeastern part of the Chingiz-Tarbagatai zone (based on the 1:1000000-scale geological map, sheet M-44, supplemented and modified after [Kotler et al., 2024]).

The inset shows the studied area position on the Paleozoic Kazakhstan and Northern Tien Shan (after [Degtyarev, 2012]): 1 – Boshchekul-Chingiz folded area (БЧСО); 2 – Late Paleozoic Irtysh-Zaysan folded area (ИЗСО) and Dzhungar-Balkhash folded area (ДБСО); 3 – Devonian volcano-plutonic belt (ДВП); 4 – Balkhash-Ili volcano-plutonic belt (Б-И ВПП); 5 – boundaries and faults.

Khromykh, 2022]. К пермскому этапу традиционно относились и небольшие сиенитовые интрузии, формирующие цепочку в северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайской зоны (рис. 1). Они прорывают вулканогенно-осадочные толщи раннего палеозоя и интрузии силурийских гранитоидов; при этом сиениты не имеют каких-либо взаимоотношений с каменноугольными и пермскими гранитоидами.

По существующим представлениям сиенитовые интрузии рассматриваются в составе раннепермского кши-ординского комплекса нефелиновых и щелочных сиенитов [Klepikov et al., 2012]. Вместе с тем недавно проведенные геохронологические исследования U-Pb по цирконам из сиенитов этих массивов показали девонский возраст их формирования в диапазоне от 401 до 372 млн лет [Khromykh et al., 2026].

Наиболее крупной сиенитовой интрузией является массив Абай (известный также как массив Кши-Орда, по [Zyryanov, 1969]). Он расположен к северу от с. Карааул, административного центра района Абай [Nurylbaev, 1973]. Массив представляет собой субцизоцентричное тело площадью около 9 км<sup>2</sup> (рис. 2). Породы массива прорывают граниты и гранодиориты массива Бакшоки, отнесенного к сарыкольскому комплексу (S<sub>2</sub>), а также терригенные и вулканогенные породы доненжальской свиты (S<sub>1,2</sub>) и кислые вулканы машанской свиты (D<sub>1,2</sub>). К югу от массива закартированы выходы известняков с прослоями алевролитов и песчаников,

отнесенных к фаменскому и турнейскому ярусам, однако их взаимоотношения с породами Абайского массива не выяснены.

Детальное исследование внутреннего строения и геолого-петрографическое картирование массива было выполнено в 60–70-е годы XX в. [Nurylbaev, 1973]. Было выделено шесть интрузивных фаз и установлено, что массив имеет концентрически-зональное строение и коническую форму с падением контактов от периферии к центру. Внешняя часть массива сложена щелочными сиенитами крупнокристаллического и пегматоидного облика. Внутренняя часть массива характеризуется сложнопятнистым строением и сложена породами разных фаз, которые можно разделить на фельдшпатоидные и щелочные по присутствию нефелина и либнерита. Нефелиновые сиениты распространены преимущественно в западной части массива, хотя их выходы в виде либнеритизированных разновидностей есть и в восточной части. Щелочные сиениты занимают преимущественно восточную и южную часть массива (рис. 2).

### 3. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Изучение разнообразия пород проводилось по прозрачным покрытым шлифам с использованием петрографических поляризационных микроскопов Carl Zeiss AxioLab A1 с фотокамерой Canon PowerShot A590 и Carl Zeiss Axio Scope A1 с фотокамерой Canon EOS 650D.

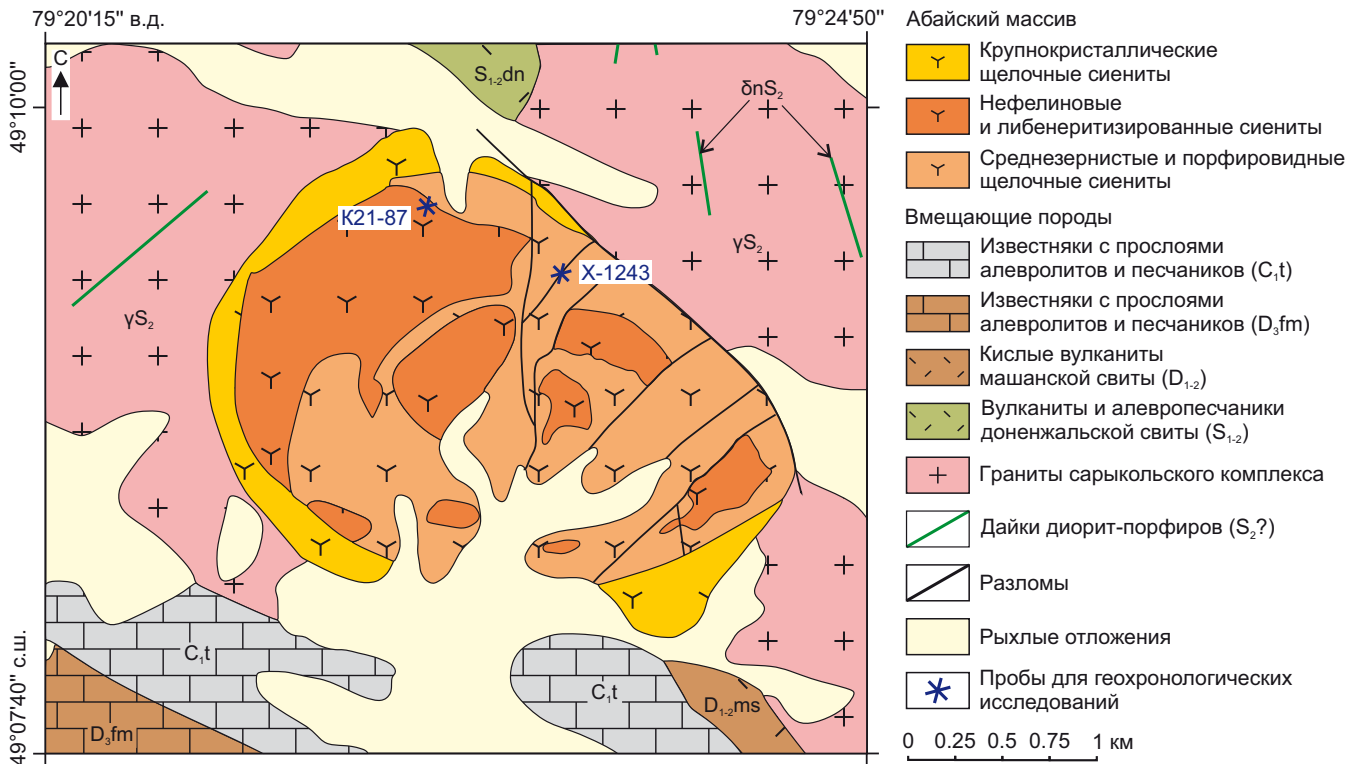


Рис. 2. Схема геологического строения массива Абай и его обрамления (составлена на основе работы [Nurylbaev, 1973] и геологической карты масштаба 1:200 000, лист М-44-XXVI, с авторскими уточнениями).

Fig. 2. Geological structure of the Abai massif and its framing (clarified after [Nurylbaev, 1973] and the 1:200 000-scale geological map, sheet M-44-XXVI).

Анализ состава минералов проводился на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Aztech (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd.) в ИГМ СО РАН. Обработка полученных данных проводилась в Microsoft Excel.

Выделение акцессорных зерен циркона выполнялось с помощью магнитной сепарации и тяжелых жидкостей из дробленной фракции размерностью менее 0.2 мм. Отбор зерен циркона для исследования осуществлялся вручную под бинокулярным микроскопом. Зерна циркона были имплантированы в шашки из эпоксидной смолы и приполированы на половину толщины. Внутреннее строение зерен циркона было изучено методом катодolumинесценции на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430VP, оснащенный катодolumинесцентной приставкой в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). U-Pb датирование циркона из нефелиновых сиенитов проводилось в НОЦ геотермохронологии ИГиНГТ Казанского федерального университета (ИГиНГТ КФУ, г. Казань) с помощью квадрупольного масс-спектрометра ThermoScientific iCAP Q с эксимерной системой лазерной абляции 193 нм Analyte Excite. Датирование циркона из щелочных сиенитов проведено в ЦКП МИИ СО РАН с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Thermo Scientific Element XR с эксимерной системой лазерной абляции 193 нм Analyte Excite. При датировании использовались изотопные отношения цирконов-стандартов: TEMORA-2 [Black et al., 2004], Plešovice [Sláma et al., 2008] для нормировки полученных U-Pb изотопных отношений. Диаграммы с конкордией построены при помощи программы Isoplot 4.15 [Ludwig, 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне  $1\sigma$  (в ЦКП МИИ СО РАН) и  $1\sigma$  (в ИГиНГТ КФУ), погрешности вычисленных конкордантных возрастов – на уровне  $2\sigma$ . Расчет возраста проводился методом рассмотрения U-Pb ( $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) системы на конкордии.

Определение содержаний петрогенных элементов проводилось методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific, Германия) в ЦКП МИИ СО РАН согласно методике [Karmanova, Karmanov, 2011]. Определение содержаний редких элементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) в ЦКП МИИ СО РАН на масс-спектрометре высокого разрешения Finnigan Element (Thermo Fisher Scientific, Германия) согласно методике [Nikolaeva et al., 2012].

Определение изотопного состава Nd выполнено по валовой пробе в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262; измерения изотопных отношений проводили в статическом режиме с использованием двухленточных источников ионов, значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте La Jolla составляло  $0.511851 \pm 17$  ( $2\sigma$ ), погрешность изотопного анализа неодима в пробах не превышала 0.003 % ( $2\sigma$ ). Определение изо-

топного состава Sr выполнено по валовой пробе в ЦКП МИИ СО РАН на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре MI-1201-AT с использованием двухленточных источников ионов; правильность определения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  контролировалась параллельным измерением стандарта ИСГ-1 (содержания Rb 145 г/т, Sr 227 г/т, изотопное отношение стронция  $0.71732 \pm 10$ ), первичные изотопные отношения стронция рассчитаны с использованием  $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \cdot 10^{-11}$  лет $^{-1}$ .

Анализ изотопного состава кислорода выполнялся в ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) с помощью масс-спектрометра Finnigan-MAT 253 с установкой лазерной абляции MIR 10-30 CO<sub>2</sub>-лазер, позволяющей осуществлять эффективную экстракцию кислорода из твердых фаз.

## 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 4.1. Петрография и состав минералов

Исследованная нами коллекция из 24 образцов позволила выделить следующие петрографические разновидности.

**Нефелиновые сиениты.** Это преимущественно среднезернистые реже – крупнозернистые породы с массивной текстурой (рис. 3, а). До 25–30 об. % занимают изометричные субидiomорфные зерна нефелина, который практически повсеместно замещается вторичными либнеритом и реже – цеолитом и содалитом. До 60 об. % занимают полевые шпаты – плагиоклаз и калишпат, примерно в равных соотношениях. Плагиоклаз представлен удлиненными субидiomорфными зернами, а калишпат – относительно крупными зернами неправильной формы с пертитовыми структурами. Темноцветные минералы занимают до 15 об. % и представлены клинопироксеном и амфиболом, формирующими ксеноморфные зерна, занимающие интерстиции между ранними зернами полевых шпатов и нефелином. Амфибол преобладает (до 10 об. %), формирует удлиненные зерна, плеохроирующие от бурого до буро-зеленого. Клинопироксен (до 5 об. %) формирует субизометричные зерна, плеохроирующие от светло-зеленого до темно-зеленого. Акцессорные минералы представлены ильменитом, апатитом и цирконом.

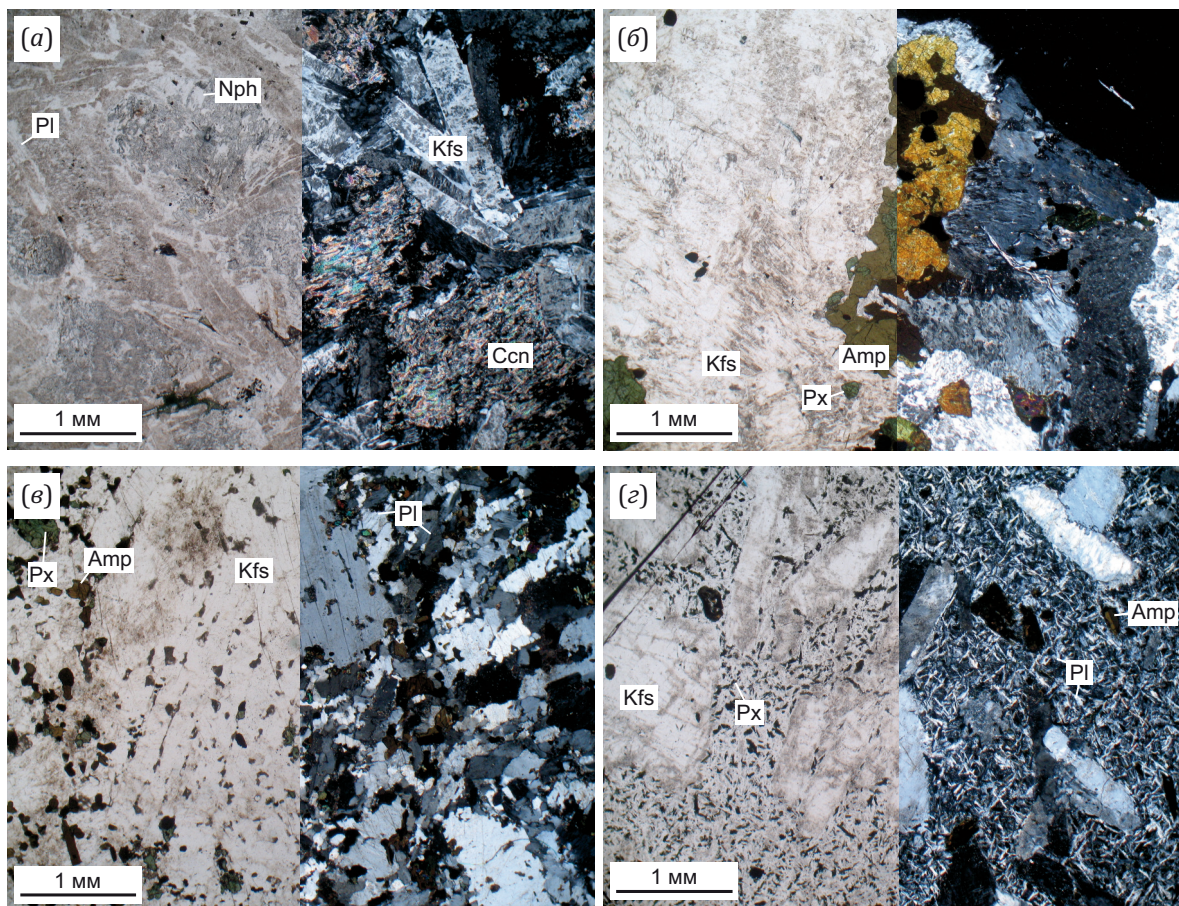
**Полнокристаллические щелочные сиениты.** Это преимущественно среднезернистые, реже – крупнозернистые породы с массивной текстурой и аллотриоморфно-зернистой структурой (рис. 3, б). Нефелин, его реликты или следы его замещения в этих породах не обнаружены. Около 50 об. % занимает калишпат, формирующий крупные пертитовые зерна с неправильными очертаниями. Плагиоклаз (до 35 об. %) образует вытянутые зерна с неявными границами. Темноцветы занимают до 15 об. %, представлены клинопироксеном и амфиболом и так же, как и в нефелиновых сиенитах, формируют ксеноморфные зерна в интерстициях между ранними зернами полевых шпатов. Амфибол преобладает (до 10 об. %), плеохроирует от бурого до буро-зеленого, клинопироксен (до 5 об. %) плеохроирует от светло-зеленого до темно-зеленого.

В двух образцах полнокристаллических сиенитов мы не встретили клинопироксен, однако в одном из них наблюдалось до 5 об. % биотита, формирующего вместе с амфиболом зерна неправильной формы в интерстициях.

**Порфирировидные щелочные сиениты и щелочные сиенит-порфиры.** Эти породы имеют выраженную порфирировидную (рис. 3, в) или порфирировую (рис. 3, г) структуру, различия между ними заключаются в соотношениях размеров зерен ранних и поздних минералов. В обеих разновидностях ранние порфирировые субидиоморфные зерна представлены калиевым полевым шпатом, занимающим до 50 об. %. В порфирировидных разновидностях встречены также достаточно крупные удлиненные зерна плагиоклаза, в порфирировых разновидностях ранние субидиоморфные зерна сложены только калишпатом. В большинстве образцов плагиоклаз формирует мелкие лейсты в основной массе. Темноцветные минералы – пироксен и амфибол – представлены

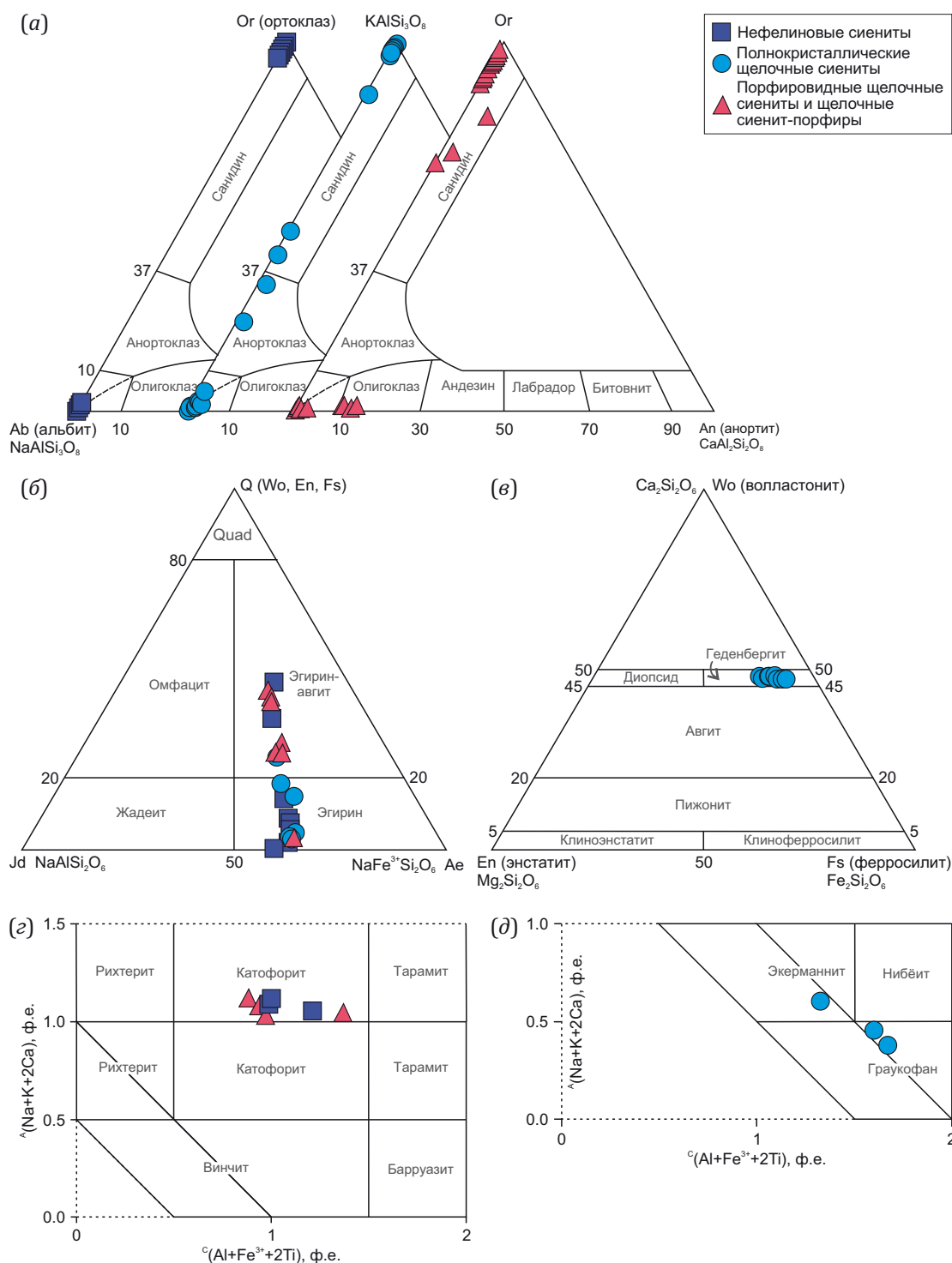
в двух генерациях: 1) немногочисленные относительно крупные субидиоморфные зерна, 2) преобладающие мелкие субидиоморфные зерна в основной массе.

Большинство калиевых полевых шпатов имеют пертитовое строение и сложены комбинацией ортоклаза и альбита, при этом в нефелиновых сиенитах встречаются только эти разновидности, а в щелочных сиенитах встречаются твердые растворы калинатрового полевого шпата (рис. 4, а). Плагиоклаз в порфирировидных щелочных сиенитах представлен также олигоклазом, содержащим до 12 мол. % анортитового минала. Два типа пироксенов обнаружено в породах Абайского массива – натриевые и кальциевые. Натриевые пироксены преобладают во всех породах, и их составы формируют непрерывный тренд из области эгирина в область эгирина-авгита (рис. 4, б). Кальциевые пироксены встречаются в полнокристаллических среднезернистых сиенитах и сложены геденбергитом с железистостью  $f=72-85$  (рис. 4, в). Амфиболы по составу также разделяются на два типа:



**Рис. 3.** Петрографические характеристики пород массива Абай в параллельных (слева) и скрещенных (справа) николях. (а) – нефелиновый пироксен-амфиболовый сиенит, обр. X-1237; (б) – полнокристаллический пироксен-амфиболовый щелочной сиенит, обр. X-1239; (в) – порфирировидный пироксен-амфиболовый щелочной сиенит, обр. K21-85; (г) – пироксен-амфиболовый щелочной сиенит-порфир, обр. K21-91. Kfs – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Nph – нефелин, Px – пироксен, Amp – амфибол, Ccn – канкринит.

**Fig. 3.** Petrography of the Abai massif rocks in parallel (left) and crossed (right) nicols. (а) – nepheline pyroxene-amphibole syenite, sample X-1237; (б) – holocrystalline pyroxene-amphibole alkaline syenite, sample X-1239; (в) – porphyritic pyroxene-amphibole alkaline syenite, sample K21-85; (г) – pyroxene-amphibole alkaline syenite-porphyr, sample K21-91. Kfs – potassium feldspar, Pl – plagioclase, Nph – nepheline, Px – pyroxene, Amp – amphibole, Ccn – cancrinite.



**Рис. 4.** Состав минералов в породах Абайского массива. (а) – состав полевых шпатов на диаграмме An – Ab – Or [Deer et al., 1963]; (б) – состав Na пироксенов и (в) – состав Ca-Mg-Fe пироксенов на классификационной диаграмме. Quad – Ca-Ma-Fe пироксеновая область [Morimoto et al., 1988]; (г) – состав Ca-Na амфиболов на классификационной диаграмме. Жирная сплошная черная линия – двумерное сечение пространства состава амфиболов при  $^{B}Ca/^{B}(Ca+Na)=0.5$  [Hawthorne et al., 2012]; (д) – состав Na амфиболов на классификационной диаграмме. Жирная сплошная черная линия – двумерное сечение пространства составов амфиболов при  $^{B}Ca/^{B}(Ca+Na)=0$  [Hawthorne et al., 2012].

**Fig. 4.** Mineral composition of the Abai massif rocks. (a) – feldspar composition on the An – Ab – Or diagram [Deer et al., 1963]; Na pyroxene (б) and Ca-Mg-Fe pyroxene (в) composition on the classification diagram [Morimoto et al., 1988]. Quad – Ca-Ma-Fe pyroxenes field; (г) – Ca-Na amphiboles composition on the classification diagram [Hawthorne et al., 2012]. The thick solid black line is a two-dimensional section of the amphibole composition space at  $^{B}Ca/^{B}(Ca+Na)=0.5$ ; (д) – Na amphibole composition on the classification diagram. The thick solid black line is a two-dimensional section of the amphibole composition space at  $^{B}Ca/^{B}(Ca+Na)=0$  [Hawthorne et al., 2012].

в нефелиновых сиенитах и сиенит-порфирах они относятся к Ca-Na разностям и соответствуют катофориту (рис. 4, г), а в полнокристаллических щелочных сиенитах – к Na разностям и соответствуют экерманиту-глаукофану (рис. 4, д).

#### 4.2. Геохронологические исследования

Во всех типах пород встречено достаточное количество акцессорного магматического циркона. Для геохронологических исследований были выбраны нефелиновые сиениты (проба K21-87, 49°09'15" с.ш., 79°23'00" в.д.) и полнокристаллические щелочные сиениты (проба X-1243, 49°09'30" с.ш., 79°22'19" в.д.). Результаты измерения изотопных отношений приведены в Прил. 1, табл. 1.1.

В нефелиновых сиенитах было встречено две группы зерен циркона. Зерна первой группы (их относительно меньше) представлены относительно крупными кристаллами и обломками кристаллов. Внутри них часто встречаются имеющие субкристаллическое очертание ядра, окруженные каймой с заметной осцилляционной зональностью. Вторая группа зерен (их больше) представлена относительно мелкими субидiomорфными кристаллами, имеющими преимущественно однородное строение, без каких-либо ядер; для большинства зерен этой группы заметна осцилляционная зональность. Результаты измерения изотопных отношений позволили определить разные значения возраста: для зерен первой группы значение возраста, рассчитанное по десяти экспериментальным точкам, составило  $420 \pm 4$  млн лет (рис. 5, а), а для зерен второй группы – рассчитанное по 29 точкам составило  $401 \pm 3$  млн лет (рис. 5, б). Различия в морфологии и изме-

ренных изотопных U-Pb отношений позволяют предполагать, что зерна первой группы являются ксеногенными и были захвачены магмой нефелиновых сиенитов из вмещающих гранитов массива Бакшоки, возраст которых оценивается как позднесилурийский. По характеристикам зерен второй группы можно предположить, что они кристаллизовались непосредственно из магмы нефелиновых сиенитов.

В полнокристаллических щелочных сиенитах выделена монофракция зерен циркона одного типа. Зерна относительно мелкие, слабо удлинённые, имеют однородное внутреннее строение со слабо выраженной зональностью осцилляционного типа. Результаты измерения изотопных отношений позволили определить значение возраста в  $398 \pm 2$  млн лет (рис. 5, в). Это значение в пределах ошибки совпадает с возрастом, полученным по нефелиновым сиенитам. Таким образом, можно оценить время кристаллизации сиенитовых магм массива Абай в 401–398 млн лет, что соответствует эмской эпохе раннего девона.

#### 4.3. Вещественный и изотопный состав

Результаты химических анализов изученных проб приведены в Прил. 1, табл. 1.2.

Все исследованные породы Абайского массива по соотношению кремнезема и щелочей соответствуют щелочным сиенитам и фойдовым сиенитам (рис. 6, а). Они содержат от 5 до 7 мас. %  $K_2O$  и относятся к шонитовой серии (рис. 6, б). Породы по соотношению железа и магния являются железистыми (рис. 6, в), по соотношению щелочей и кальция соответствуют щелочным разностям (рис. 6, г) согласно классификации [Frost et al., 2001]. По соотношениям глинозема,

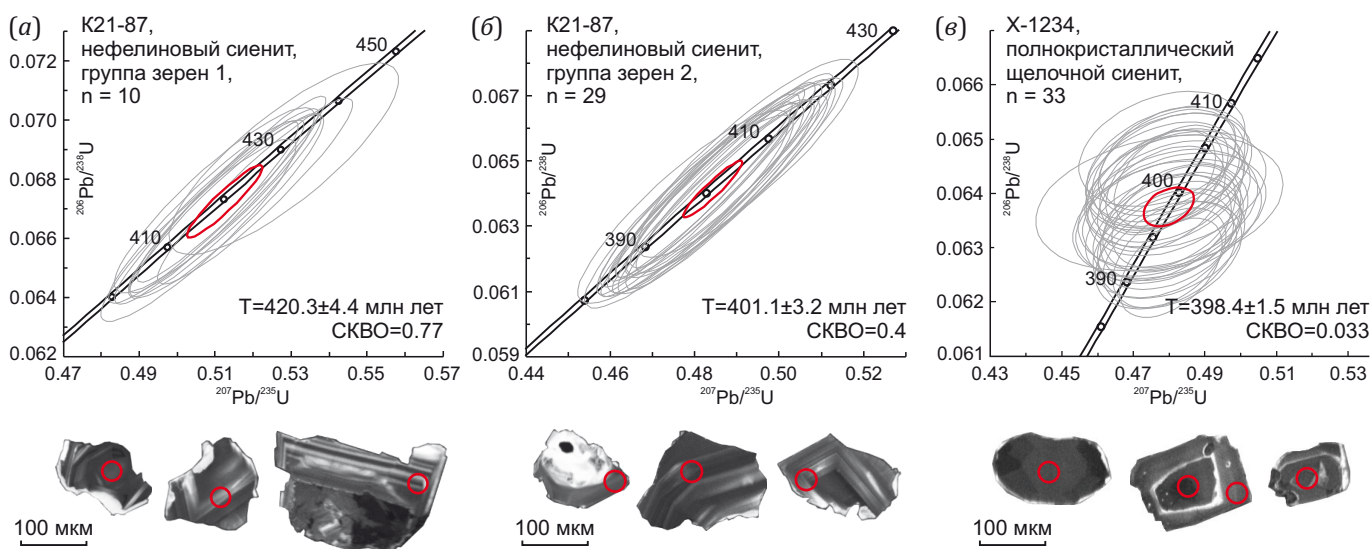


Рис. 5. Результаты U-Pb-датирования циркона из пород Абайского массива.

Погрешности единичных анализов и рассчитанных конкордантных возрастов приведены на уровне  $1\sigma$ . Внизу – катодолуминесцентные изображения наиболее типичных зерен циркона.

Fig. 5. Results of U-Pb dating of zircons from the rocks of the Abai massif.

Single-run analysis errors and concordant age miscalculations are given at the  $1\sigma$  level. At the bottom are CL-images of the most typical zircon grains.

кремнезема и щелочей изученные породы являются метаглиноземистыми и недосыщенными кремнеземом (рис. 6, д, е) согласно классификации [Frost B.R., Frost C.D., 2008].

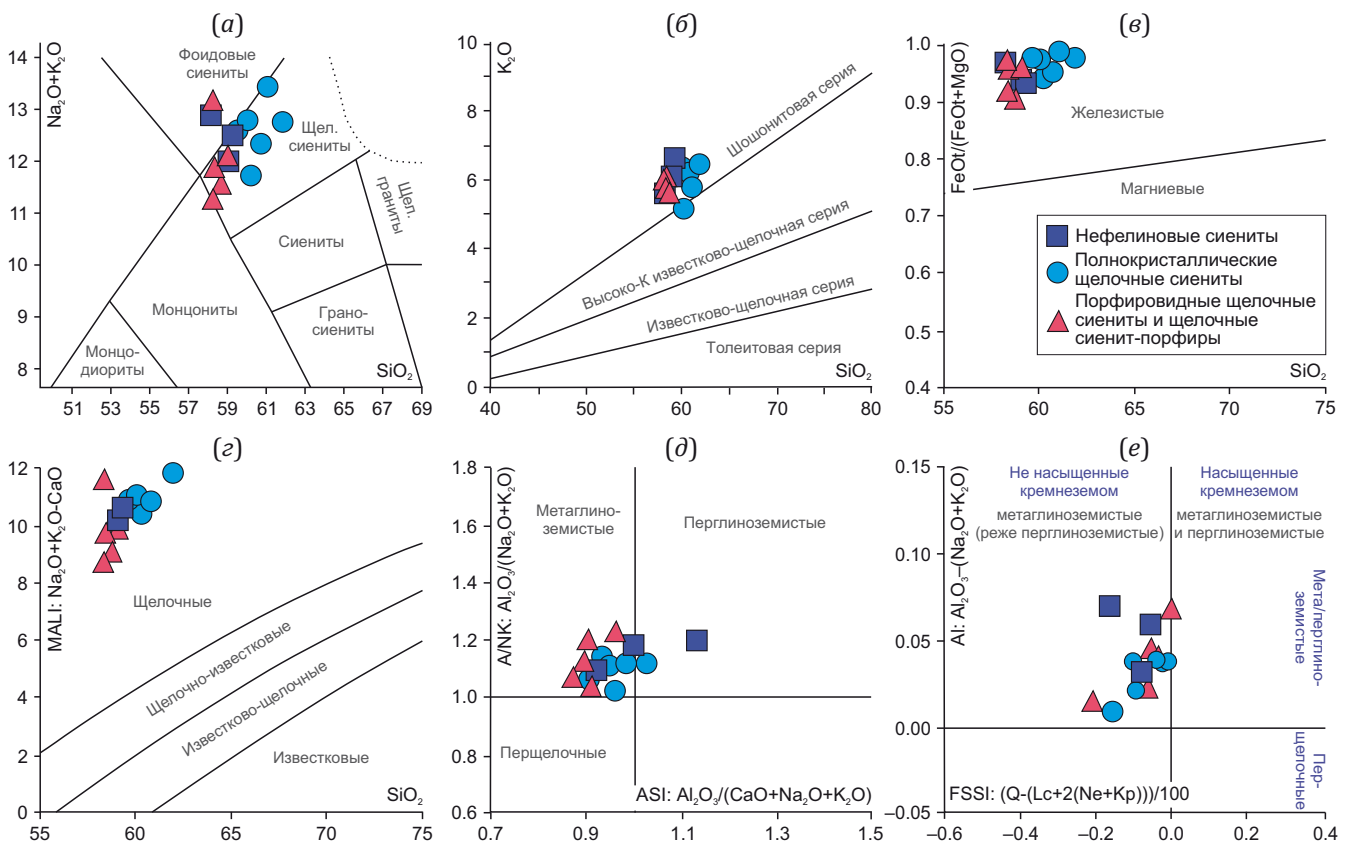
В целом, для изученных пород не наблюдается значительных вариаций кремнезема, его содержание варьируется от 58.3 до 61.9 мас. %. Тем не менее порфировидные щелочные сиениты и щелочные сиенит-порфиры характеризуются меньшим содержанием SiO<sub>2</sub>, а полнокристаллические щелочные сиениты – бóльшим (рис. 7). Для порфировидных сиенитов и сиенит-порфиров, по сравнению с полнокристаллическими сиенитами, наблюдаются повышенные содержания TiO<sub>2</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и пониженные – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O (рис. 7). Это подчеркивает то, что в сиенит-порфирах содержится больше мафических минералов (пироксен и амфибол), в то время как состав полнокристаллических сиенитов является следствием фракционирования мафических минералов, что видно по трендам поведения FeO, MnO, MgO и CaO (рис. 7, в–е).

Поведение редких элементов во всех разновидностях пород аналогичное. Все породы демонстрируют обогащение легкими лантаноидами, хорошо выраженный европиевый минимум и субгоризонтальное

распределение тяжелых лантаноидов (рис. 8, а). На мультиэлементной диаграмме для всех типов пород наблюдаются хорошо выраженные минимумы в концентрациях Ba, Sr, Eu, Ti; максимумы в концентрациях Nb, Ta, Zr, Hf (рис. 8, б). Необходимо отметить, что породы массива Абай демонстрируют высокие концентрации редкоземельных (La – до 192, Ce – до 428, Nd – до 182, Sm – до 31, Y – до 80 г/т) и высокозарядных элементов (Nb – до 243, Zr – до 1416, Hf – до 27) (Прил. 1, табл. 1.2).

Изотопный состав Nd и Sr был определен для полнокристаллических щелочных сиенитов (обр. X-1243). Результаты измерений приведены в Прил. 1, табл. 1.3.

Результаты измерения изотопных отношений стронция указывают на соответствие сиенитов характеристикам верхней континентальной коры; однако это вызывает сомнения, поскольку противоречит петрографическим и геохимическим наблюдениям. Скорее всего, высокое <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношение обусловлено высокими концентрациями Rb и низкими – Sr и, вероятно, отражает не характеристику исходных магм, а результат фракционирования полевых шпатов. При этом измеренное <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношение может быть и верным, но расчет первичного отношения может не иметь смысла



**Рис. 6.** Вещественный состав пород Абайского массива на классификационных диаграммах. (а) – SiO<sub>2</sub> – сумма щелочей [Sharpenok et al., 2013]; (б) – SiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O [Peccerillo, Taylor, 1976]; (в) – SiO<sub>2</sub> – FeO\*/(FeO\*+MgO) [Frost et al., 2001]; (г) – SiO<sub>2</sub> – MAlI [Frost et al., 2001]; (д) – ASI – A/NK [Frost B.R., Frost C.D., 2008]; (е) – FSSI – AI [Frost B.R., Frost C.D., 2008].

**Fig. 6.** Material composition of rocks from the Abai massif on classification diagrams. (а) – SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O [Sharpenok et al., 2013]; (б) – SiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O [Peccerillo, Taylor, 1976]; (в) – SiO<sub>2</sub> – FeO\*/(FeO\*+MgO) [Frost et al., 2001]; (г) – SiO<sub>2</sub> – MAlI [Frost et al., 2001]; (д) – ASI – A/NK [Frost B.R., Frost C.D., 2008]; (е) – FSSI – AI [Frost B.R., Frost C.D., 2008].

из-за высокого  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отношения, так как рассчитанное  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношение крайне чувствительно к нарушению  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отношения и даже к незначительным погрешностям определения возраста.

Сиенит массива Абай обогащен радиогенным неодимом и имеет изотопные характеристики, свойственные для пород, произошедших из умеренно деплетированного мантийного источника. Подобные изотопные метки, без следов участия зрелого вещества континентальной коры, являются весьма характерными для магматических пород западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, подчеркивая ювенильный характер коры и формирование большинства складчатых

сооружения при аккреции и коллизии относительно молодых островных дуг и фрагментов океанических бассейнов, примером которых является и Чингиз-Тарбагатайская зона [Kovalenko et al., 2004; Degtyarev et al., 2015].

Из нефелиновых сиенитов (обр. К21-87) были выделены монофракции амфибола и калиевого полевого шпата для исследований изотопного состава кислорода. Для амфибола было получено значение  $\delta^{18}\text{O}=0.3\text{‰}$ , для калиевого полевого шпата – значение  $\delta^{18}\text{O}=5.2\text{‰}$ . Низкие относительно мантийных ( $+5.7\pm 0.5\text{‰}$ ) значения  $\delta^{18}\text{O}$  для амфибола могут быть объяснены влиянием метеорных вод (для них характерны низкие значения

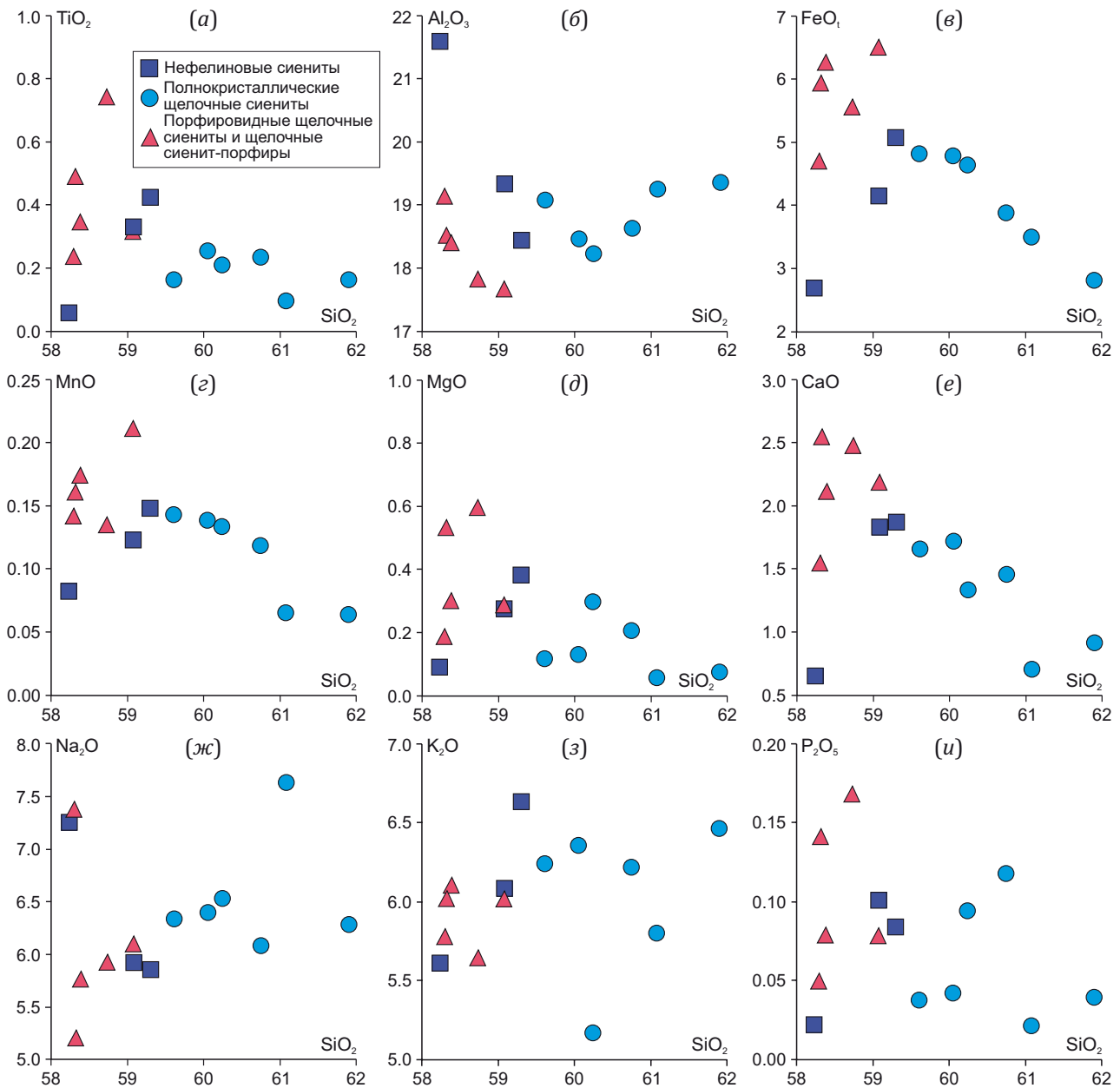
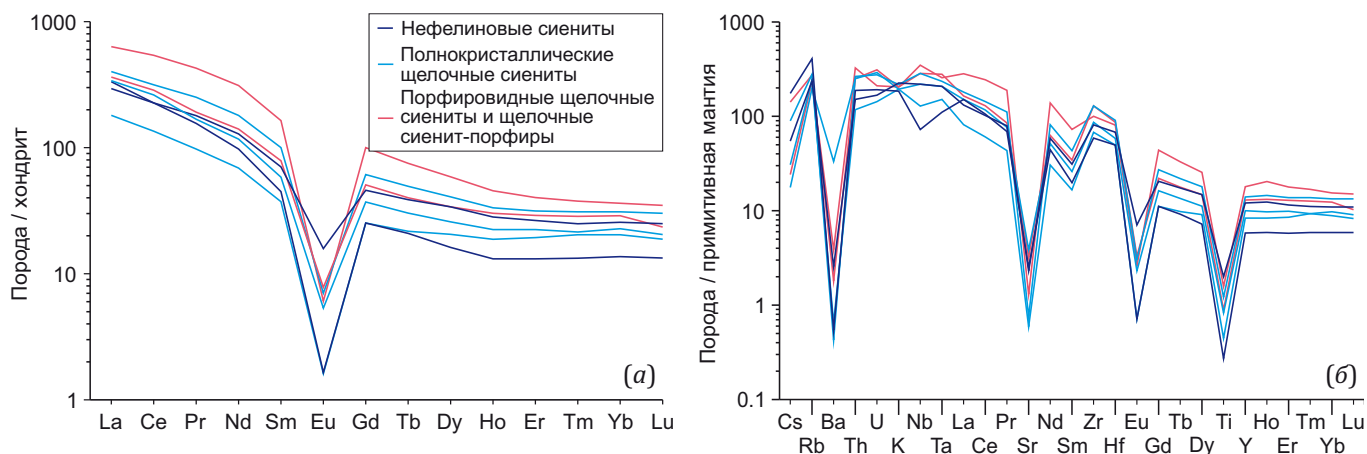


Рис. 7. Вещественный состав пород Абайского массива на бинарных диаграммах SiO<sub>2</sub> – главные компоненты. Содержания приведены в мас. %.

Fig. 7. Material composition of rocks from the Abai massif on binary Harker diagrams of the SiO<sub>2</sub> – main components system. Contents are given in wt. %.



**Рис. 8.** Редкоэлементный состав пород Абайского массива.

(а) – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984]; (б) – мультиэлементные спектры редких элементов, нормированные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

**Fig. 8.** Trace element behavior in the Abai massif rocks.

(а) – chondrite-normalized trace element distribution spectra [Boynnton, 1984]; (б) – primitive mantle-normalized multielement spectra of trace elements [Sun, McDonough, 1989].

$\delta^{18}\text{O}$ ), проникших в магму при ее становлении в магматической камере. В то же время, согласно результатам исследований изотопного состава кислорода в магматических породах [O'Neil et al., 1977; Harris et al., 1997], пониженные значения  $\delta^{18}\text{O}$  (до +8 ‰) характерны для пород, образованных из мантийных источников, а повышенные (от +8 ‰ и выше) – для пород корового генезиса. Это косвенно подтверждает участие мантийного вещества в петрогенезисе изученных пород.

## 5. ОБСУЖДЕНИЕ

### 5.1. Петрогенезис сиенитов

Образование сиенитовых интрузий до сих пор является одним из дискуссионных вопросов петрологии. Согласно существующим представлениям, сиенитовые магмы могут формироваться различными способами. Ведущей гипотезой является представление о фракционировании щелочно-мафических или щелочно-ультрамафических магм, образованных при частичном плавлении метасоматизированной литосферной мантии [Brown, Becker, 1986; Arzamastsev et al., 2001; Kogarko, 2006; Shellnutt et al., 2024]. Альтернативной точкой зрения, особенно для миаскитовых сиенитов, являются предположения о частичном плавлении нижнекоровых высококальциевых субстратов при высоком давлении, что приводит к образованию первичных сиенитовых магм [Huang, Wyllie, 1975; Lubala et al., 1994; Litvinovsky et al., 2002, 2015]. Наконец, еще одна группа моделей предполагает, что происхождение сиенитов является результатом смешения основных и кислых расплавов и последующей дифференциации гибридных магм [Barker et al., 1975; Sheppard, 1995; Zhao et al., 1995; Riishuus et al., 2005].

Для обсуждения модели формирования сиенитов массива Абай принципиальным является обоснова-

ние состава первичной магмы. В целом, все изученные породы массива не отличаются значительным разнообразием, и все соответствуют преимущественно щелочным сиенитам; сходное поведение демонстрируют редкие элементы. Кроме того, составы породообразующих минералов также сходны для всех разновидностей. Эти факты свидетельствуют в пользу того, что все породы массива Абай были сформированы при эволюции единой первичной магмы. Сиенит-порфиры и порфиридные сиениты демонстрируют меньшую кремнекислотность, и это, наряду с порфириной структурой, позволяет считать эти породы наиболее близкими по составу к первичной магме. По соотношению кремнезема и щелочей в сиенит-порфирах и порфиридных сиенитах (см. рис. 6, а) такая магма могла соответствовать щелочным сиенитам или монцонитам, это предположение также подтверждается относительно повышенным содержанием мафических компонентов ( $\text{TiO}_2$ , FeO, MnO, MgO, CaO) (см. рис. 7, а, в–е).

Судя по набору вкрапленников в сиенит-порфирах, из монцонитовой магмы могли кристаллизоваться пироксен, амфибол и калиевый полевой шпат. Сиенит-порфиры, вероятно, являются производными монцонитовой магмы и относительно обогащены вкрапленниками калиевого полевого шпата, т.е. представляют верхнюю часть магматической камеры, где происходила кристаллизация монцонитовой магмы. Кристаллизация калиевого полевого шпата в сиенит-порфирах могла привести к повышению во фракционированном расплаве содержания натрия и глинозема, что обусловило формирование нефелиновых сиенитов. Дальнейшая эволюция сиенитовой магмы, вполне вероятно, сопровождалась фракционированием мафических минералов (пироксен, амфибол, ильменит), что привело к образованию полнокристаллических щелочных сиенитов, обедненных мафическими компонентами

и обогащенных калийными компонентами и щелочами. Аналогичная модель формирования нефелиновых и щелочных сиенитов предложена недавно для Нарынского массива, Западный Сангилен [Moroz et al., 2026].

Монцонитовая или щелочно-сиенитовая магма, вероятнее всего, является производной более примитивной щелочно-базитовой магмы. К сожалению, каких-либо доказательств присутствия базитовых магм, например в виде даек основного состава, на современном эрозионном срезе Абайского массива не обнаружено. В то же время некоторые геохимические и петрографические данные свидетельствуют о контаминации исходной магмы веществом вмещающих пород. Во-первых, в нефелиновых сиенитах встречены зерна циркона силурийского возраста, захваченные из вмещающих гранитоидов. Во-вторых, в приконтактных зонах массива, среди крупнокристаллических сиенитов были встречены породы, содержащие заметные количества кварца (до 10 об. %) и биотит в качестве преобладающего темноцветного минерала. Это свидетельствует о контаминации первично более основной магмы (предположительно щелочно-базитовой) веществом вмещающих пород (гранитоидов сарыкольского комплекса).

## 5.2. Геодинамическая обстановка

Проявление щелочно-базитового магматизма и его производных традиционно считается признаком внутриплитных или рифтогенных геодинамических обстановок, которые так или иначе приводят к реализации режимов растяжения в литосфере. Вместе с тем внутриплитный режим на территории Восточного Казахстана установился только с середины каменноугольного периода, когда закрылся Зайсанский океанический бассейн и Чингиз-Тарбагатайская зона (как окраина Казахстанского континента) оказалась консолидирована в единый блок с Зайсанской складчатой областью и Рудно-Алтайской окраиной Сибирского континента [Zonenshain et al., 1990; Vladimirov et al., 2003; Khromykh, 2022]. Масштабный внутриплитный магматизм, который связывается с активностью Таримской крупной изверженной провинции, проявился здесь только в ранней перми [Khromykh et al., 2019; Khromykh, 2022]. Проведенные нами геохронологические исследования доказывают девонский возраст формирования Абайского массива. Для девонского периода, согласно результатам комплексного исследования геологических формаций Казахстана [Degtyarev, 2012], в этом регионе характерно формирование протяженного Казахстанского вулканоплутонического пояса на юго-западной (в современных координатах) окраине Чингиз-Тарбагатайского террейна; формирование этого вулканоплутонического пояса являлось результатом субдукции океанической коры Джунгаро-Балхашского бассейна. Однако вещественные характеристики сиенитовых интрузий не несут никаких признаков, характерных для магм, формирующихся в субдукционных

обстановках; кроме того, Абайский массив располагается в северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайской зоны, на достаточном удалении от девонских вулканитов (см. рис. 1). Проявление магматизма, связанного с частичным плавлением мантийных субстратов вследствие режимов растяжения, в таком случае возможно в тыловых частях субдукционных зон на активных континентальных окраинах, вдали от зоны погружения океанической плиты. Примеры мафического магматизма в тыловой части зоны субдукции зафиксированы для современных субдукционных обстановок, при этом в качестве тектонических факторов, ответственных за частичное плавление мантийных субстратов, предлагаются как процессы растяжения, связанные со сдвигами [McKenzie, Bickle, 1988; Wang et al., 2009; Branquet et al., 2012; Konopelko et al., 2017], так и процессы, связанные с отрывом субдуцирующей океанической литосферы (слэба) и появлением астеносферных окон [D'Orazio et al., 2001; Maheo et al., 2002; Gorrington et al., 2003; Niu, 2017]. Таким образом, Абайский массив является примером магматизма в тыловой части субдукционной системы, проявившегося в раннем девоне на северо-востоке Чингиз-Тарбагатайской зоны. В этой же зоне известны раннедевонские интрузии гранитоидов с геохимическими характеристиками А-типа [Kotler et al., 2024], что свидетельствует о значительном масштабе магматизма в тыловой части зоны субдукции.

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые современными геохронологическими методами установлен раннедевонский возраст сиенитов Абайского массива, который ранее считался пермским. Исследования состава минералов и пород массива позволили установить, что они сформировались при дифференциации единой родоначальной магмы, отвечавшей щелочным сиенитам или монцонитам. Эта магма, вероятнее всего, является производной более примитивных щелочно-базитовых магм.

Проявление щелочного мантийного магматизма в Чингиз-Тарбагатайской зоне в раннем девоне, очевидно, связано с режимом растяжения в тыловой части субдукционной зоны при погружении литосферы Джунгаро-Балхашского океана.

## 7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят В.В. Алексеева за помощь в экспедиционных работах; Н.Г. Карманову, И.В. Николаеву – за получение высококачественных аналитических результатов.

## 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

- Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V., Montero P., 2001. Kola Alkaline Province in the Paleozoic: Evaluation of Primary Mantle Magma Composition and Magma Generation Conditions. *Russian Journal of Earth Sciences* 3 (1), 1–32. <https://doi.org/10.2205/2001ES000054>.
- Barker F., Wones D.R., Sharp W.N., Desborough G.A., 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a Model for the Origin of the Gabbro-Anorthosite-Syenite-Potassic Granite Suite. *Precambrian Research* 2 (2), 97–160. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(75\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(75)90001-7).
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C., 2004. Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  Microprobe Geochronology by the Monitoring of a Trace-Element-Related Matrix Effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and Oxygen Isotope Documentation for a Series of Zircon Standards. *Chemical Geology* 205 (1–2), 115–140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>.
- Boynton W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Rare Earth Elements Geochemistry* 2, 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Branquet Y., Gumiaux C., Sizaret S., Barbanson L., Wong B., Cluzel D., Li G., Delaunay A., 2012. Synkinematic Mafic/Ultramafic Sheeted Intrusions: Emplacement Mechanism and Strain Restoration of the Permian Huangshan Ni-Cu Ore Belt (Eastern Tianshan, NW China). *Journal of Asian Earth Sciences* 56, 240–257. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.021>.
- Brown P.E., Becker S.M., 1986. Fractionation, Hybridisation and Magma-Mixing in the Kialineq Centre East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92 (1), 57–70. <https://doi.org/10.1007/BF00373963>.
- D’Orazio M., Agostini S., Innocenti F., Haller M.J., Manetti P., Mazzarini F., 2001. Slab Window-Related Magmatism from Southernmost South America: The Late Miocene Mafic Volcanics from the Estancia Glencross Area (~52°S, Argentina-Chile). *Lithos* 57 (2–3), 67–89. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00040-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00040-8).
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1963. *Rock-Forming Mineral*. Longman Group Ltd, London, 435 p.
- 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.].
- Degtyarev K.E., Tretyakov A.A., Shatagin K.N., Kovach V.P., 2015. The Formation Processes and Isotopic Structure of Continental Crust of the Chingiz Range Caledonides. *Geotectonics* 49 (6), 485–514. <https://doi.org/10.1134/S0016852115060035>.
- 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>.
- Frost B.R., Frost C.D., 2008. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 49 (11), 1955–1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>.
- Gorring M., Singer B., Gowers J., Kay S.M., 2003. Pliocene Pleistocene Basalts from the Meseta Del Lago Buenos Aires, Argentina: Evidence for Asthenosphere-Lithosphere Interactions During Slab Window Magmatism. *Chemical Geology* 193 (3–4), 215–235. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00249-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00249-8).
- Harris C., Faure K., Diamond R.E., Scheepers R., 1997. Oxygen and Hydrogen Isotope Geochemistry of S- and I-Type Granitoids: The Cape Granite Suite, South Africa. *Chemical Geology* 143 (1–2), 95–114. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00103-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00103-4).
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., 2012. Nomenclature of the Amphibole Supergroup. *American Mineralogist* 97 (11–12), 2031–2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>.
- Huang W.L., Wyllie P.J., 1975. Melting Reaction in the System  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$  to 35 Kilobars, Dry and with Excess Water. *Journal of Geology* 83 (6), 737–748. <https://doi.org/10.1086/628165>.
- 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 рентгеноспектральному анализу (19–23 сентября 2011 г.). Новосибирск: Наука, 2011. 126 с.].
- 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., Izokh A.E., Kruk N.N., 2019. A Review of Early Permian (300–270 Ma) Magmatism in Eastern Kazakhstan and Implications for Plate Tectonics and Plume Interplay. *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (1), 79–99. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-1-0405>.
- Khromykh S.V., Tsareva M.D., Kotler P.D., Degtyarev K.E., Kulikova A.V., 2026 (in press). Syenite Magmatism in Chingiz-

Tarbagatai Zone (Eastern Kazakhstan): Formation Stages and Geodynamic Settings. *Doklady Earth Sciences* 528 (1), 2. <https://doi.org/10.1134/S1028334X26600362>.

Klepikov N.A., Stasenko N.V., Atamanovsky E.O., Bashkir-tsev A.M., Babenkov G.I., Sorokovykh T.M., 2012. Report on the Results of the Additional Geological Site Survey on Scale 1:200000, Sheets M-44-XXVI, M-44-XXXII, M-44-XXXIII, Based on the Study 2010–2012. Book I. Topaz Geological Exploration Company LLP, Ust-Kamenogorsk, 257 p. (in Russian) [Клепиков Н.А., Стасенко Н.В., Атамановский Е.О., Башкирцев А.М., Бабенков Г.И., Сороковых Т.М. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200000 на площади листов М-44-XXVI, М-44-XXXII, М-44-XXXIII по работам 2010–2012 гг. Усть-Каме-ногорск: ТОО ГРК «Топаз», 2012. Кн. I. 257 с.].

Kogarko L.N., 2006. Alkaline Magmatism and Enriched Mantle Reservoirs: Mechanisms, Time, and Depth of Formation. *Geochemistry International* 44 (1), 3–10. <https://doi.org/10.1134/S0016702906010022>.

Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A., 2017. A Geotraverse Across Two Paleo-Subduction Zones in Tien Shan, Tajikistan. *Gondwana Research* 47, 110–130. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.010>.

Kotler P.D., Khromykh S.V., Degtyarev K.E., Kulikova A.V., Tsareva M.D., Penkina V.A., 2024. Stages of Granitoid Magmatism in the Eastern Part of the Kazakhstan Composite Continent in Early-Middle Paleozoic. *Doklady Earth Sciences* 518 (1), 1415–1422. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24602451>.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Larin A.M., 2004. Isotope Provinces, Mechanisms of Generation and Sources of the Continental Crust in the Central Asian Mobile Belt: Geological and Isotopic Evidence. *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (5), 605–627. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)0130-5](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)0130-5).

Kubes M., Leichmann J., Buriánek D., Holá M., Navrátil P., Scaillet S., O'Sullivan P., 2022. Highly Evolved Miaskitic Syenites Deciphering the Origin and Nature of Enriched Mantle Source of Ultrapotassic Magmatism in the Variscan Orogenic Root (Bohemian Massif, Moldanubian Zone). *Lithos* 432–433, 106890. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106890>.

Levashova N.M., Van der Voo R., Abrajevich A.V., Bazhenov M.L., 2009. Paleomagmatism of Mid-Paleozoic Subduction-Related Volcanics from the Chingiz Range in NE Kazakhstan: The Evolving Paleogeography of an Amalgamating Eurasian Supercontinent. *GSA Bulletin* 121 (3–4), 555–573. <https://doi.org/10.1130/B26354.1>.

Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Eyal M., 2015. Mantle-Derived Sources of Syenites from the A-Type Igneous Suites – New Approach to the Provenance of Alkaline Silicic Magmas. *Lithos* 232, 242–265. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.008>.

Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzvilevich A.N., Saunders A., Poulain S., Kuzmin D.V., Reichow M.K., Titov A.V., 2002. Petrogenesis of Syenite-Granite Suites from the Bryansky

Complex (Transbaikalia, Russia): Implications for the Origin of A-Type Granitoid Magmas. *Chemical Geology* 189 (1–2), 105–133. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)0142-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)0142-0).

Liu B., Han B.F., Chen J.F., Ren R., Zheng B., Wang Z.Z., Feng L.X., 2017. Closure Time of the Junggar-Balkhash Ocean: Constraints from Late Paleozoic Volcano-Sedimentary Sequences in the Barleik Mountains, West Junggar, NW China. *Tectonics* 36 (12), 2823–2845. <https://doi.org/10.1002/2017TC004606>.

Lubala R.T., Frick C., Roders J.H., Walraven F., 1994. Petrogenesis of Syenites and Granites of the Schiel Alkaline Complex, Northern Transvaal, South Africa. *Journal of Geology* 102 (3), 307–309. <https://doi.org/10.1086/629673>.

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

Maheo G., Guillot S., Blichert-Toft J., Rolland Y., Pecher A., 2002. A Slab Breakoff Model for the Neogene Thermal Evolution of South Karakorum and South Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 195 (1–2), 45–58. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00578-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00578-7).

McKenzie D.A.N., Bickle M.J., 1988. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. *Journal of Petrology* 29 (3), 625–679. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *American Mineralogist* 73 (9–10), 1123–1133.

Moroz U.A., Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Ivanova A.A., Salnikova E.V., Savatenkov V.M., Plotkina U.V., Khertek A.K., Polyakov N.A., 2026. Composition, Structure and Age of the Naryn Massif of Alkaline Syenites: Towards the Diversity of Sangilen Rare Metal Rocks. *Russian Geology and Geophysics* 67 (in Russian) [Мороз У.А., Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванова А.А., Сальникова Е.В., Саватенков В.М., Плоткина Ю.В., Хертек А.К., Поляков Н.А. Состав, строение и возраст Нарынского массива щелочных сиенитов: к разнообразию редкометальных пород Сангилен // Геология и геофизика. 2026. Т. 67]. <https://doi.org/10.15372/GiG2025206>.

Nédélec A., Stephens W.E., Fallick A.E., 1995. The Pan-african Stratoid Granites of Madagascar: Alkaline Magmatism in a Post-Collisional Extensional Setting. *Journal of Petrology* 36 (5), 1367–1391. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.5.1367>.

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 LiBO<sub>2</sub>. *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<sub>2</sub> // Аналитика и контроль. 2012. Т. 16. № 2. С. 134–142].

- Niu Y., 2017. Slab Breakoff: A Casual Mechanism or Pure Convenience? *Science Bulletin* 62 (7), 456–461. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2017.03.015>.
- Nurylbaev A.N., 1973. Alkaline Rocks and Rock-Hosted Mineral Resources of Kazakhstan. Nauka, Alma-Ata, 296 p. (in Russian) [Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973. 296 с.].
- O'Neil J.R., Shaw S.E., Flood R.H., 1977. Oxygen and Hydrogen Isotope Composition as Indicators of Granite Genesis in the New England Batholith, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62 (3), 313–328. <https://doi.org/10.1007/BF00371018>.
- 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 Palecontinent: Results of a Petro-Geochemical Study of Sedimentary and Volcanogenic-Sedimentary Rocks of the Zharmasaur Island Arc Zone. *Geotectonics* 58 (3), 321–343. <https://doi.org/10.1134/S0016852124700274>.
- Riishuus M.S., Peate D.W., Tegner C., Wilson J.R., Brooks C.K., Waight T.E., 2005. Petrogenesis of Syenites at a Rifted Continental Margin: Origin, Contamination and Interaction of Alkaline Mafic and Felsic Magmas in the Astrophyllite Bay Complex, East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149 (3), 350–371. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0655-x>.
- Samygin S.G., Kheraskova T.N., 2019. Geological Structure and Stages of Tectonic Evolution of the Paleozooids of Kazakhstan. *Lithosphere* 19 (3), 347–371 (in Russian) [Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозоид Казахстана // Литосфера. 2019. Т. 19. № 3. С. 347–371]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-3-347-371>.
- Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukharenko E.A., 2013. TAS Diagram of the Sum of Alkalis – Silica for Chemical Classification and Diagnosis of Plutonic Rocks. *Regional Geology and Metallogeny* 56, 40–50 (in Russian) [Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма суммы щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики plutонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50].
- Shellnutt J.G., Lee T.-Y., Iizuka Y., Lee H.-Y., Pham C.T., Suga K., 2024. Petrogenesis of the Early Paleogene North Island Syenite Complex, Seychelles. *American Journal of Science* 324, 4. <https://doi.org/10.2475/001c.94773>.
- Sheppard S., 1995. Hybridization of Shoshonitic Lamprophyre and Calc-Alkaline Granite Magma in the Early Proterozoic MT. Bundey Igneous Suite, Northern Territory. *Australian Journal of Earth Sciences* 42 (2), 173–185. <https://doi.org/10.1080/08120099508728190>.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar 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>.
- 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>.
- 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].
- Volkert R.A., Aleinikoff J.N., Peck W.H., Feigenson M., Gorrington M.L., 2025. Mesoproterozoic Syenite in the New Jersey Highlands, USA: Petrogenesis and Implications for the Post-Subduction Transition from Calc-Alkaline to Alkaline Magmatism Along the Eastern Laurentian Margin. *Lithos* 512–513, 108117. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2025.108117>.
- Wang B., Cluzel D., Shu L., Faure M., Charvet J., Chen Y., Meffre S., de Jong K., 2009. Evolution of Calc-Alkaline to Alkaline Magmatism Through Carboniferous Convergence to Permian Transcurrent Tectonics, Western Chinese Tianshan. *International Journal of Earth Sciences* 98 (6), 1275–1298. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0408-y>.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G., 2007. Tectonic Models for Accretion of the Central Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society* 164 (1), 31–47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>.
- 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), e2022TC00721. <https://doi.org/10.1029/2022TC007218>.
- Yang J.-H., Chung S.-L., Wilde S.A., Wu F.-Y., Chu M.-F., Lo C.-H., Fan H.-R., 2006. Petrogenesis of Post-Orogenic Syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, Geochemical and Nd-Sr Isotopic Evidence. *Chemical Geology* 214 (1–2), 99–125. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.08.053>.
- Zhao J.-X., Shiraishi K., Ellis D.J., Sheraton J.W., 1995. Geochemical and Isotopic Studies of Syenites from the Yamoto Mountains, East Antarctica: Implication for the Origin of Syenitic Magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (7), 1363–1382. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00050-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00050-A).
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M., 1990. Tectonics of Lithospheric Plates of the USSR. Book 1. Nedra, Moscow, 328 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1. 328 с.].
- Zyryanov V.N., 1969. Petrology of Metasomatized Granites and Alkaline Rocks of the Chingiz Zone. Nauka, Moscow, 265 p. (in Russian) [Зырянов В.Н. Петрология метасоматически-измененных гранитов и щелочных пород Чингизской зоны. М.: Наука, 1969. 245 с.].

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

**Таблица 1.1.** Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов Абайского массива  
**Table 1.1.** Results of U-Pb isotope dating of zircons from the Abai massif

№ п/п	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения		Rho коэф. корр.	Возраст, млн лет		D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\pm 1\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\pm 1\sigma$	
Проба K21-87, нефелиновый сиенит; зерна группы 1							
1	0.18	0.5100±0.011	0.0673±0.001	0.90	418.4±7.2	419.7±7.7	-0.3
2	0.41	0.5145±0.010	0.0676±0.001	0.96	421.4±6.8	421.9±7.7	-0.1
3	0.53	0.5070±0.010	0.0669±0.001	0.94	416.4±6.8	417.2±7.6	-0.2
4	0.29	0.6373±0.013	0.0663±0.001	0.94	500.6±8.0	413.8±7.6	21.0
5	0.23	0.5085±0.010	0.0669±0.001	0.95	417.4±6.9	417.2±7.6	0.0
6	0.18	0.5013±0.010	0.0665±0.001	0.96	412.6±6.7	414.8±7.6	-0.5
7	0.20	0.5281±0.012	0.0687±0.001	0.82	430.5±8.2	428.1±8.0	0.6
8	0.28	0.5131±0.011	0.0671±0.001	0.92	420.5±7.1	418.5±7.7	0.5
9	0.18	0.5122±0.010	0.0672±0.001	0.95	420.0±6.9	419.5±7.7	0.1
10	0.30	0.5129±0.010	0.0671±0.001	0.95	420.4±6.9	418.6±7.7	0.4
11	0.11	0.5206±0.011	0.0676±0.001	0.94	425.5±7.0	421.5±7.7	0.9
12	0.04	0.5057±0.010	0.0663±0.001	0.92	415.6±7.1	413.5±7.6	0.5
13	0.34	0.5788±0.012	0.0655±0.001	0.92	463.7±7.6	409.1±7.5	13.3
Проба K21-87, нефелиновый сиенит; зерна группы 2							
14	0.36	0.5055±0.010	0.0647±0.001	0.96	415.4±6.7	403.9±7.4	2.8
15	0.22	0.4888±0.010	0.0647±0.001	0.94	404.1±6.7	404±7.4	0.0
16	0.70	0.5641±0.011	0.0445±0.001	0.96	454.2±7.2	280.8±5.2	61.8
17	0.25	0.4908±0.010	0.0646±0.001	0.93	405.5±6.8	403.3±7.4	0.5
18	0.50	0.4830±0.009	0.0643±0.001	0.96	400.1±6.5	401.5±7.4	-0.3
19	0.28	0.4801±0.009	0.0639±0.001	0.96	398.2±6.5	399±7.3	-0.2
20	0.33	0.4841±0.010	0.0639±0.001	0.96	400.9±6.6	399.2±7.3	0.4
21	0.34	0.4877±0.010	0.0640±0.001	0.94	403.3±6.7	400±7.3	0.8
22	0.22	0.4859±0.010	0.0644±0.001	0.93	402.1±6.8	402.2±7.4	0.0
23	0.13	0.4813±0.010	0.0638±0.001	0.96	398.9±6.4	398.7±7.3	0.1
24	0.22	0.4850±0.010	0.0644±0.001	0.95	401.5±6.6	402.4±7.4	-0.2
25	0.26	0.4788±0.010	0.0634±0.001	0.91	397.2±6.9	396.5±7.3	0.2
26	0.21	0.4815±0.010	0.0638±0.001	0.91	399.1±6.9	398.7±7.3	0.1
27	0.15	0.4813±0.010	0.0641±0.001	0.94	399.0±6.6	400.4±7.4	-0.3
28	0.39	0.5245±0.011	0.0644±0.001	0.94	428.2±7.1	402.4±7.4	6.4
29	0.12	0.4776±0.010	0.0636±0.001	0.89	396.4±7.0	397.4±7.3	-0.3
30	0.33	0.5237±0.011	0.0650±0.001	0.91	427.6±7.3	405.7±7.5	5.4
31	0.39	0.5282±0.011	0.0585±0.001	0.94	430.6±7.1	366.8±6.8	17.4
32	0.11	0.5508±0.011	0.0544±0.001	0.94	445.5±7.2	341.2±6.3	30.6
33	0.20	0.4885±0.010	0.0644±0.001	0.91	403.9±6.9	402.3±7.4	0.4
34	0.13	0.4926±0.011	0.0651±0.001	0.88	406.7±7.3	406.3±7.5	0.1
35	0.15	0.4859±0.010	0.0639±0.001	0.94	402.1±6.7	399.2±7.3	0.7
36	0.38	0.5092±0.010	0.0638±0.001	0.94	417.9±6.9	398.9±7.3	4.8
37	0.82	0.5434±0.011	0.0400±0.001	0.94	440.6±7.2	252.6±4.7	74.4
38	0.10	0.4840±0.010	0.0639±0.001	0.91	400.8±6.9	399.3±7.4	0.4
39	0.12	0.5055±0.013	0.0636±0.001	0.77	415.4±8.6	397.3±7.5	4.6
40	0.39	0.4883±0.010	0.0645±0.001	0.93	403.8±6.8	402.9±7.4	0.2

**Таблица 1.1** (продолжение)  
**Table 1.1** (continued)

№ п/п	Изотопные отношения		Rho коэф. корр.	Возраст, млн лет		D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\pm 1\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\pm 1\sigma$	
Проба X-1243, щелочной сиенит						
1	<del>1.4329±0.036</del>	<del>0.0741±0.001</del>	<del>0.41</del>	<del>902.8±15.4</del>	<del>460.9±4.7</del>	<del>95.88</del>
2	0.4815±0.011	0.0636±0.001	0.41	399.2±7.9	397.3±3.8	0.48
3	0.4795±0.013	0.0633±0.001	0.37	397.7±9.4	395.9±4.0	0.45
4	0.4784±0.014	0.0643±0.001	0.35	397.0±9.7	401.8±4.0	-1.19
5	0.4798±0.012	0.0646±0.001	0.38	398.0±8.6	403.8±3.9	-1.44
6	0.4776±0.016	0.0635±0.001	0.33	396.5±11.1	397.1±4.2	-0.15
7	0.4778±0.010	0.0642±0.001	0.46	396.6±6.9	401.2±3.7	-1.15
8	<del>2.4944±0.063</del>	<del>0.1454±0.001</del>	<del>0.39</del>	<del>1270.4±18.3</del>	<del>874.8±8.1</del>	<del>45.22</del>
9	0.4772±0.013	0.0634±0.001	0.36	396.2±9.3	396.1±4.0	0.03
10	0.4802±0.010	0.0628±0.001	0.44	398.2±7.2	392.8±3.7	1.37
11	<del>0.5008±0.017</del>	<del>0.0658±0.001</del>	<del>0.33</del>	<del>412.2±11.5</del>	<del>410.9±4.4</del>	<del>0.32</del>
12	0.4807±0.009	0.0626±0.001	0.48	398.6±6.5	391.6±3.6	1.79
13	0.4821±0.016	0.0641±0.001	0.32	399.6±11.3	400.3±4.3	-0.17
14	0.4800±0.015	0.0644±0.001	0.34	398.1±10.5	402.5±4.2	-1.09
15	0.4796±0.013	0.0646±0.001	0.38	397.8±8.7	403.3±4.0	-1.36
16	0.4793±0.012	0.0631±0.001	0.39	397.6±8.6	394.2±3.9	0.86
17	0.4811±0.013	0.0629±0.001	0.39	398.8±8.7	393.0±3.9	1.48
18	0.4781±0.011	0.0642±0.001	0.42	396.8±7.8	401.2±3.9	-1.10
19	0.4788±0.015	0.0641±0.001	0.35	397.3±10.0	400.2±4.1	-0.72
20	0.4808±0.011	0.0643±0.001	0.45	398.6±7.2	401.8±3.8	-0.80
21	0.4780±0.012	0.0639±0.001	0.41	396.7±8.0	399.3±3.9	-0.65
22	0.4781±0.015	0.0648±0.001	0.34	396.8±10.5	404.9±4.3	-2.00
23	0.4798±0.016	0.0637±0.001	0.33	397.9±11.3	398.3±4.4	-0.10
24	<del>0.4958±0.012</del>	<del>0.0649±0.001</del>	<del>0.42</del>	<del>408.9±8.1</del>	<del>405.2±3.9</del>	<del>0.91</del>
25	0.4773±0.022	0.0638±0.001	0.27	396.3±15.7	398.9±5.0	-0.65
26	0.4810±0.013	0.0635±0.001	0.39	398.8±8.7	397.1±4.0	0.43
27	0.4815±0.017	0.0637±0.001	0.32	399.2±11.6	397.8±4.4	0.35
28	<del>0.4701±0.012</del>	<del>0.0652±0.001</del>	<del>0.40</del>	<del>391.2±8.4</del>	<del>407.0±4.0</del>	<del>-3.88</del>
29	<del>0.5078±0.022</del>	<del>0.0598±0.001</del>	<del>0.29</del>	<del>416.7±15.1</del>	<del>374.4±4.7</del>	<del>11.30</del>
30	0.4803±0.013	0.0632±0.001	0.38	398.3±9.1	395.2±4.0	0.78
31	<del>0.4774±0.012</del>	<del>0.0655±0.001</del>	<del>0.39</del>	<del>396.3±8.5</del>	<del>409.2±4.1</del>	<del>-3.15</del>
32	0.4798±0.015	0.0645±0.001	0.35	397.9±10.2	403.1±4.2	-1.29
33	0.4793±0.013	0.0629±0.001	0.38	397.6±9.0	393.0±4.0	1.17
34	0.4800±0.014	0.0644±0.001	0.36	398.1±9.7	402.6±4.2	-1.12
35	0.4801±0.017	0.0635±0.001	0.32	398.1±11.8	397.1±4.4	0.25
36	<del>0.4947±0.017</del>	<del>0.0654±0.001</del>	<del>0.33</del>	<del>408.1±11.5</del>	<del>408.2±4.5</del>	<del>-0.02</del>
37	0.4810±0.013	0.0634±0.001	0.38	398.8±9.0	396.2±4.0	0.66
38	0.4801±0.015	0.0639±0.001	0.35	398.1±10.3	399.4±4.2	-0.33
39	0.4798±0.014	0.0642±0.001	0.36	397.9±9.7	400.8±4.2	-0.72
40	0.4802±0.014	0.0631±0.001	0.36	398.2±9.6	394.3±4.1	0.99

Примечание. Зачеркнутые строки – результаты измерения изотопных отношений с низкими значениями или дающих при расчете дискордантные значения возраста. Они не включены в расчет значений возраста и не показаны на диаграммах с конкордиями на рис. 5.

Note. The crossed out rows represent low isotope ratios measured or isotope ratios which yielded discordant age values through calculations. They are neither included in age calculations nor shown on concordia diagrams in Fig. 5.

**Таблица 1.2.** Вещественный состав пород Абайского массива**Table 1.2.** Material composition of rocks from the Abai massif

Компонент	Нефелиновые сиениты			Полнокристаллические щелочные сиениты						Порфиroidные щелочные сиениты и щелочные сиенит-порфиры				
	X-1237	K21-84	X-1244	K21-92	X-1243	K21-82	K21-80	X-1242	K21-81	K21-91	K21-86	K21-89	K21-85	X-1241
SiO <sub>2</sub>	58.23	59.07	59.29	59.60	60.04	60.24	60.74	61.08	61.90	58.29	58.32	58.38	58.73	59.07
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.33	0.43	0.16	0.26	0.21	0.24	0.09	0.16	0.23	0.49	0.34	0.74	0.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.60	19.35	18.46	19.09	18.48	18.25	18.65	19.25	19.37	19.13	18.51	18.40	17.82	17.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.00	4.62	5.65	5.36	5.32	5.16	4.33	3.87	3.13	5.21	6.58	6.96	6.16	7.22
MnO	0.08	0.12	0.15	0.14	0.14	0.13	0.12	0.06	0.06	0.14	0.16	0.17	0.13	0.21
MgO	0.09	0.28	0.38	0.12	0.13	0.30	0.21	0.05	0.08	0.18	0.53	0.30	0.59	0.28
CaO	0.66	1.84	1.87	1.66	1.73	1.34	1.46	0.70	0.92	1.54	2.54	2.11	2.47	2.18
Na <sub>2</sub> O	7.26	5.92	5.86	6.34	6.40	6.54	6.09	7.62	6.29	7.37	5.20	5.76	5.92	6.09
K <sub>2</sub> O	5.62	6.09	6.63	6.24	6.36	5.17	6.22	5.80	6.46	5.77	6.01	6.10	5.64	6.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.10	0.08	0.04	0.04	0.09	0.12	0.02	0.04	0.05	0.14	0.08	0.17	0.08
П.п.п.	2.96	1.55	0.71	0.80	0.42	1.87	1.00	0.34	1.38	1.17	1.14	0.98	0.74	0.26
Сумма	99.62	99.46	99.59	99.67	99.49	99.47	99.33	99.11	99.95	99.26	99.81	99.70	99.28	99.48
Cs	5.5	-	1.72	-	2.8	0.55	-	0.97	-	4.4	-	-	-	0.75
Rb	255	-	161	-	173	147	-	182	-	182	-	-	-	166
Ba	3.8	-	17.6	-	3	227	-	3	-	12.4	-	-	-	24
Th	15.7	-	12.6	-	22	23	-	10.1	-	21	-	-	-	27
U	3.9	-	3.5	-	5.7	6.1	-	3	-	6.4	-	-	-	4.4
Nb	51	-	154	-	201	155	-	91	-	201	-	-	-	244
Ta	4.4	-	8.3	-	9.5	8.5	-	6.1	-	11.2	-	-	-	10.2
La	102	-	90	-	122	105	-	55	-	110	-	-	-	192
Ce	182	-	180	-	251	209	-	108	-	227	-	-	-	428
Pr	18.7	-	21	-	30	20	-	11.7	-	23	-	-	-	51
Sr	52	-	48	-	15.4	77	-	12.2	-	52	-	-	-	27
Nd	57	-	76	-	106	69	-	40	-	83	-	-	-	183
Sm	8.7	-	13.5	-	19	11.3	-	7.2	-	15.1	-	-	-	32
Zr	660	-	902	-	1382	965	-	733	-	1417	-	-	-	1082
Hf	15	-	20	-	27	18.2	-	15.1	-	26	-	-	-	25
Eu	0.12	-	1.16	-	0.51	0.38	-	0.12	-	0.56	-	-	-	0.45
Gd	6.5	-	11.8	-	15.6	9.6	-	6.4	-	12.9	-	-	-	25
Tb	0.99	-	1.83	-	2.3	1.42	-	1.02	-	1.88	-	-	-	3.5
Dy	5.2	-	10.8	-	13	8.2	-	6.5	-	10.8	-	-	-	18.5
Y	26	-	54	-	62	44	-	37	-	58	-	-	-	80
Ho	0.94	-	2.01	-	2.4	1.58	-	1.33	-	2.13	-	-	-	3.3
Er	2.7	-	5.5	-	6.5	4.7	-	4	-	6.1	-	-	-	8.4
Tm	0.43	-	0.80	-	0.99	0.69	-	0.66	-	0.91	-	-	-	1.22
Yb	2.8	-	5.3	-	6.4	4.7	-	4.3	-	6	-	-	-	7.5
Lu	0.43	-	0.79	-	0.96	0.66	-	0.60	-	0.75	-	-	-	1.1

Примечание. Содержания петрогенных компонентов приведены в мас. %, редких элементов – в г/т.

Note. Contents of petrogenic components are given in wt. %; contents of trace elements are given in ppm.

**Таблица 1.3.** Изотопный состав Nd и Sr для щелочного сиенита Абайского массива**Table 1.3.** Nd and Sr isotope composition for alkaline syenite from the Abai massif

Проба	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	TDm2st, млн лет
X-1243 (полнокристаллический щелочной сиенит)	398	19.4	104.9	0.111736	0.512649	+0.22	+4.54	752
		Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (T)$	
X-1243 (полнокристаллический щелочной сиенит)	398	172	14	36.17413		0.91450	0.70948	