ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья *Геология*

Палеопротерозойский Салтахский плутон (Анабарский щит): вещественный состав, возраст, геодинамическая обстановка формирования

Н.И.Гусев[1, 2], **Л.Ю.Романова**[1, 2]✉

[1] *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*

[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

Как цитировать эту статью: Гусев Н.И., Романова Л.Ю. Палеопротерозойский Салтахский плутон (Анабарский щит): вещественный состав, возраст, геодинамическая обстановка формирования // Записки Горного института. 2025. Т. 272. № 16344. С. 16-39. EDN SRITGO

Аннотация

Салтахский массив расположен в северной части Анабарского щита в Салтахской зоне смятия. Массив сложен двупироксеновыми кристаллосланцами и плагиогнейсами гранулитовой фации метаморфизма, по химическому составу соответствующими дифференцированной серии пород от габбро до тоналитов с многочисленными жилами и телами аляскитовых гнейсогранитов. Большей частью породы калиевые ($K_2O/Na_2O > 0,50$), магнезиальные (mg# 50-70), в метагабброидах нормативный оливин составляет 6-9 %, низкотитанистые (TiO_2 0,35-1,31 мас.%) с низким содержанием TiO_2 в клино- и ортопироксене. Породы характеризуются хорошо выраженными отрицательными аномалиями Ti, Nb, Ta, P, свойственными субдукционному магматизму. Двупироксеновые гнейсы отличаются высокими значениями Sr/Y = 67,6-88, $(La/Yb)_N$ = 24,8-25,6. По индикаторным отношениям Nb/La, La/Yb, Th/Nb, Ce/Yb породы массива относятся к шошонитовой серии. Все породы характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ = 1,9-4,1, $\varepsilon_{Sr}(T)$ = 0,77-17,8, указывающими на мантийный источник магмы, и величиной $T_{(Nd)}DM$ = 2,20-2,26 млрд лет. По данным U-Pb датирования циркона (SHRIMP II) протолиты меланократовых пород массива имеют возраст 2100-2086 млн лет, двупироксеновых плагиогнейсов тоналитового состава – 2025±7 млн лет. Возраст аляскитовых гнейсогранитов 1969±7 млн лет. Изучение редкоэлементного состава циркона показало повсеместную обогащенность LREE. Причинами высокого содержания LREE являются как вторичные изменения циркона, так и шошонитовый характер расплава, высокотемпературные условия кристаллизации и аномальный флюидный режим. Геодинамическая обстановка формирования Салтахского массива соответствовала периконтинентальной магматической дуге. Формирование аляскитовых гнейсогранитов является следствием анатексиса в связи с более поздними коллизионными процессами. Магматические породы Салтахского массива по возрасту синхронны расположенным южнее ранее изученным магматическим образованиям Хапчанского участка (толеитовые метадиориты 2095±10 млн лет, известково-щелочные метатоналиты 2030±17 млн лет) и интерпретируются нами как часть метаморфизованного ювенильного палеопротерозойского надсубдукционного комплекса.

Ключевые слова

Анабарский щит; Салтахский массив; гранулиты; U-Pb метод; геохронология

Финансирование

Исследования выполнены в рамках проекта Российского научного фонда № 23-27-00098.

Поступила: 10.11.2023 ***Принята: 02.05.2024*** ***Онлайн: 26.08.2024*** ***Опубликована: 25.04.2025***

Введение

Сибирский кратон является древней платформой с раннедокембрийским глубокометаморфизованным фундаментом, расположенной в северной части Евразийского континента. В северо-восточной части Сибирского кратона выступом фундамента является Анабарский щит, сложенный гранулитовыми террейнами. В восточной части Анабарского щита проходит граница двух докембрийских провинций фундамента: архейской Анабарской и палеопротерозойской Оленекской, представленной здесь Хапчанским складчатым поясом. В пределах Попигайского террейна Оленекской провинции распространен салтахский габбро-диорит-тоналитовый комплекс, массив которого находится в северной части Салтахской зоны смятия.

Салтахская зона смятия прослеживается на северо-востоке Анабарского щита через верховья рек Старая, Попигай и правобережье р. Налим-Рассоха (рис.1) [1]. Видимая протяженность зоны порядка 130 км, на севере и юге она скрывается под рифейскими песчаниками. В южной части ширина зоны 1-2 км, на север увеличивается до 17-20 км [2].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39
© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

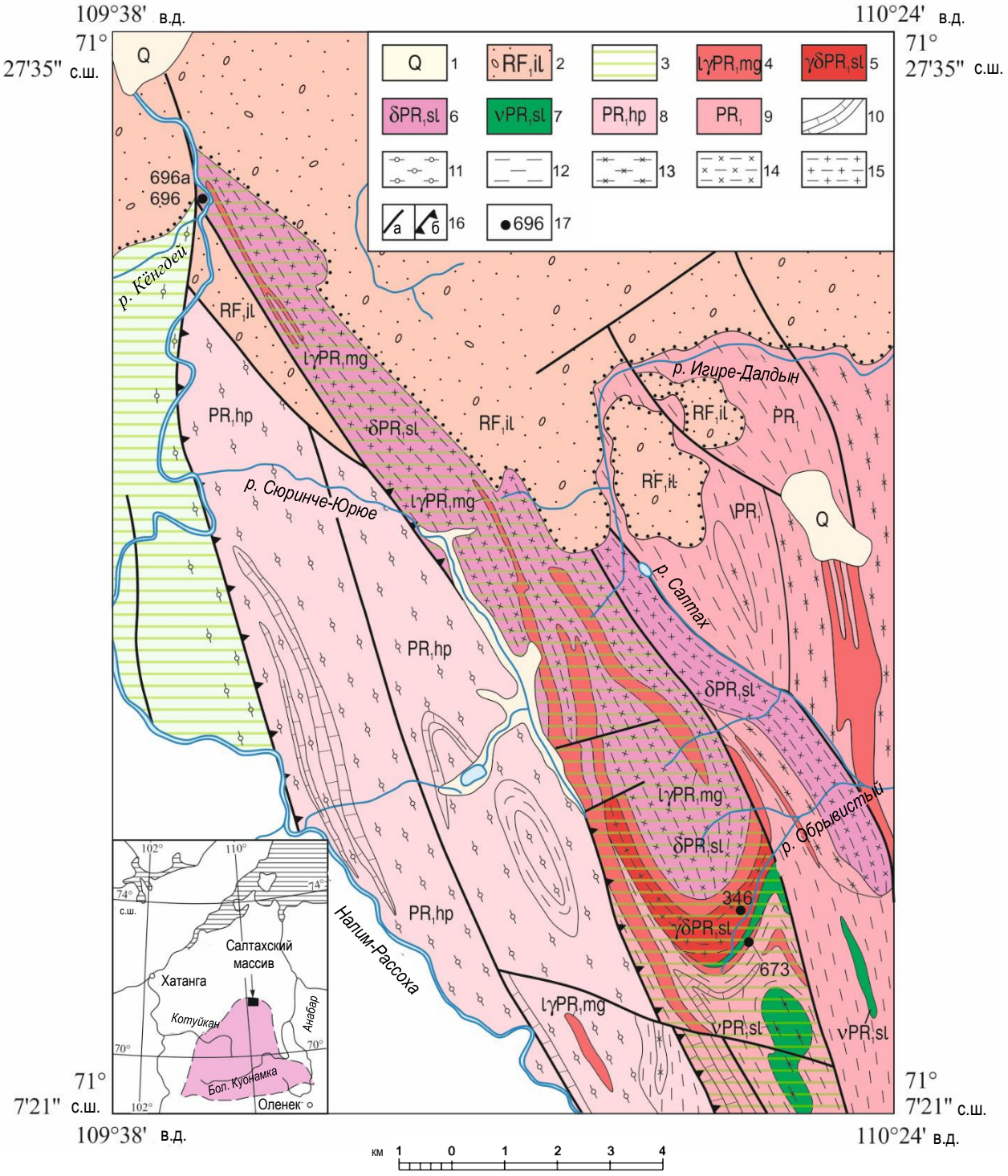


Рис.1. Геологическая карта района Салтахского массива. Составлена по материалам Госгеолкарты-200 (А.И.Трухалев и др., 1972, неопубликованные данные) с уточнениями и дополнениями

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – красноцветные песчаники и гравелиты ильинской свиты (RF_1il); 3 – катаклазированные и диафторированные гранулиты зон смятия; 4 – маганский аляскит-лейкогранит-мигматитовый комплкс ($l\gamma PR_1mg$); 5-7 – салтахский комплекс габбро-диорит-тоналитовый (ν, δ, γδ PR_1sl): 5 – двупироксеновые плагиогнейсы (метатоналиты), 6 – двупироксеновые гнейсы (метадиориты), 7 – двупироксеновые кристаллосланцы (метагабброиды); 8 – хапчанская серия (PR_1hp): гранатовые, биотит-гранатовые, гранат-пироксеновые и силлиманит-гранатовые парагнейсы, силикатные мраморы, карбонатно-силикатные и пироксен-скаполитовые породы; 9 – палеопротерозойские нерасчлененные образования (PR_1): ортопироксеновые и двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы, мезократовые и мафитовые кристаллосланцы; 10 – силикатные мраморы, карбонатно-силикатные и пироксен-скаполитовые породы; 11 – гранатовые, гиперстен-гранатовые гнейсы, плагиогнейсы и их разности с биотитом и графитом; 12 – гиперстеновые, двупироксеновые и амфибол-пироксеновые плагиогнейсы; 13 – клинопироксен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы; 14 – мезократовые ортогнейсы и плагиокристаллосланцы; 15 – двупироксеновые плагиогнейсы; 16 – границы: а – крутопадающие разломы, б – надвиги; 17 – места отбора и номера проб на изотопные анализы

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Салтахский комплекс объединяет два крупных массива: Салтахский (размер вместе с северо-восточным сателитом 10 × 24 км) и Улханский (2 × 20 км), а также более 10 мелких линзовидных интрузивов метагаббронноритов, выделенных в 1971-1972 гг. при составлении Госгеолкарты-200 (А.И.Трухалев и др., 1972, неопубликованные данные). Ареал распространения интрузивов салтахского комплекса вытянут в северо-западном направлении на 100 км при ширине на севере 10 км, на юге – 20 км. Обнажения метаинтрузивных пород отличаются более массивным сложением, но границы массивов весьма условные, так как породы подверглись гранулитовому метаморфизму, переходы к вмещающим гнейсам и сланцам обычно постепенные, вдоль контактов часто развиты зоны катаклаза и милонитизации. Углы падения полосчатости и расслоенности в Салтахском массиве составляют 40-60° и направлены от центра массива к периферии [2].

Породы массива претерпели метаморфизм гранулитовой фации вместе с вмещающими породами. Подавляющая часть пород содержит гиперстен с антипертитовым полевым шпатом. Переходы от вмещающих интенсивно гранитизированных плагиогнейсов и кристаллосланцев к породам массива являются постепенными [3]. По западной границе плутона проходит Салтахская зона диафтореза с полиметаморфическими породами амфиболитовой фации, мигматитами и аляскитами [3]. В массиве широко проявлена мигматизация, он пронизан большим числом линзовидных тел биотитовых и аляскитовых гранитов разной мощности (до 0,5-0,9 км) и протяженностью от нескольких метров до десятков километров. Тела аляскитовых гранитов подчиняются зонам катаклаза, но сами не катаклазированы и конформны западной и южной границам массива. Нами изучены два участка Салтахского массива: один на севере ниже устья р. Кёнгдей, другой в южной части массива по бортам р. Обрывистый (рис.1). На севере массива породы более катаклазированы, в южной части их сохранность лучше.

Методы

Содержание петрогенных элементов в породах определено методами XRF, окисное и закисное железо – методом титриметрии, редких элементов – методом ICP-MS в лаборатории Института Карпинского (Санкт-Петербург).

U-Pb датирование циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ Института Карпинского (Санкт-Петербург, аналитик П.А.Львов) по общепринятой методике [4]. Полученные данные обрабатывались с использованием программы SQUID (К.Людвиг, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668 для стандартного циркона TEMORA с возрастом 416,75 млн лет [5]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ. Построение графиков проводилось с помощью программы ISOPLOT/ET (К.Людвиг, 1999).

Анализ редких элементов в цирконе выполнен методом масс-спектрометрии вторичных ионов на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН, процедура исследования приведена в работе [6]. Данные по редкоэлементному составу циркона позволяют реконструировать условия образования этого минерала [7-9] и корректно проинтерпретировать результаты датирования [10-12].

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования проведены по опубликованной методике [13]. Изотопные измерения осуществлены с помощью масс-спектрометра ThermoFinnigan MAT TRITON (ЦИИ Института Карпинского, аналитик Е.С.Богомолов) в статическом режиме.

При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ использовались следующие значения современных изотопных отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{147}Sm/^{144}Nd = 0{,}1967$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}512638$ [14]. Модельный возраст по одностадийной модели $T_{Nd}(DM)$ рассчитан относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами $^{147}Sm/^{144}Nd = 0{,}2136$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}51315$ [15]. Символы минералов приведены по статье [16].

Результаты исследования

Геолого-петрографическая характеристика. На изученных участках Салтахского массива выделяются три породные группы: двупироксеновые кристаллосланцы (метагабброиды); двупироксеновые и ортопироксеновые гнейсы (метадиориты и метатоналиты); гранитоиды.

Двупироксеновые кристаллосланцы. Текстура пород обычно массивная и хаотично гнейсовидная (свилеватая), в катаклазированных разностях полосчатая. В шлифах преобладает граногетеробластовая структура, местами сохраняется реликтовая габбровая. Выделяются две

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39
© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

разновидности пород, в одной содержание плагиоклаза равно или меньше содержания темноцветных минералов, во второй заметно преобладает плагиоклаз.

Меланократовые разности кристаллосланцев имеют минеральный состав, об.%: Pl (An_{45-58}) 45-50, Cpx 20-25, Opx 5-10, Bt 10-25, Mag 4, Ilm 1, Ap 1. В лейкократовых разностях, об.%: Pl (An_{40}) 55-60, Cpx 15, Opx 5, Bt 18-20, Mag 4, Ilm 1, Ap 1.

Плагиоклаз часто образует изометрические зерна, обычно лишенные двойникования, по краям раздробленные, где в гранулированной массе встречаются наложенные кварц и калиевый полевой шпат. Плагиоклаз в основном представлен андезин-лабрадором, в Улханском массиве, где сохранность исходных пород лучше, также встречается битовнит (An_{72}).

Клинопироксен диопсид-геденбергитового ряда образует неправильные изометрические зерна, часто замещает ортопироксен. Кристаллы клинопироксена обычно содержат двойники и структуры распада твердых растворов с тонкими пластинками ортопироксена. В клинопироксене отмечается низкое содержание TiO_2 = 0,06-0,25 мас.% [2].

Ортопирксен представлен плеохроирующим в розовых тонах гиперстеном и бронзитом, образующими неправильные и короткопризматические зерна. Он замещается клинопироксеном, биотитом, амфиболом с выделением зерен магнетита. Для ортопироксена по сравнению с клинопироксеном характерно еще более низкое содержание TiO_2 = 0,02 мас.% [2]. Апатит распределен равномерно и образует идиоморфные зерна часто с гексагональными сечениями.

Двупироксеновые гнейсы в качестве отличительных особенностей содержат антипертитовый плагиоклаз, кварц и ортопироксен, преобладающий над клинопироксеном. Минеральный состав, об.%: Pl (An_{30-35}) 55-70, Qz 10-15, Opx 6-10, Cpx 4-5, биотит 5-10, ортоклаз 0-8, Mag 2, Ilm 1, Ap 0,5.

Гнейсограниты красного цвета (пр. 347) имеют минеральный состав, об.%: Kfs 35, Pl (An_{20-30}) 30, Qz 28-30, Bt 3, Mag 1. В единичных крупных зернах встречаются Ap и Ttn, реже отмечены Zrn, Mnz, Rt. Встречается ортопироксен, замещенный биотитом и иддингситом. Плагиоклаз часто антипертитовый, корродирован кварцем и ортоклазом.

Аляскитовые гнейсограниты (пр. 673) сложены, об.%: Kfs 37, Qz 32, Pl (An_{12}) 27. Выделения микроклина обычно превосходят плагиоклаз, достигая 1-3 мм в поперечнике. Часто содержат реликты мирмекитизированного плагиоклаза и ортоклаза. Темноцветный минерал представлен биотитом, рудные – магнетитом и ильменитом, иногда по ильмениту образуются коленчатые двойники рутила. В единичных зернах встречаются Ap, Zr, Mnz, Aln.

Петро-геохимическая типизация пород. Геохимические особенности пород изучены на основании 13 оригинальных анализов (табл.1). Кроме того, для петрохимической характеристики привлекались материалы предшественников: 18 силикатных анализов двупироксеновых кристаллосланцев и гнейсов (метадиоритов) из Салтахского массива [2] и три анализа кристаллосланцев (метагаббронориты) из Улханского массива. В составе Салтахского массива [2] присутствуют породы от монцогаббро до гранодиоритов, однако повсеместная мигматизация пород ставит под сомнение возможность использования в данном случае диаграммы TAS. В связи с преобладанием пород среднеосновного состава для классификации привлекаются все главные компоненты пород (рис.2, *а*), а также диаграммы, использующие отношения относительно немобильных высокозарядных элементов Zr/Ti-Nb/Yb (рис.2, *д*), эквивалентные диаграмме TAS (Дж.А.Пирс, 1996), и диаграмма Th-Co (рис.2, *е*), равнозначная диаграмме K_2O-SiO_2 [17]. Для классификации пород кислого состава (рис.2, *г*) используется соотношение нормативных полевых шпатов [18].

Двупироксеновые кристаллосланцы имеют химический состав (табл.1, рис.2, *а*), подобный габбро (пр. 672в, 672б), габброноритам (Улханский массив) и монцогаббро (пр. 672, 672а, 696). По содержанию редких элементов (рис.2, *б*) они являются аналогами базальтоидов нормальной щелочности. На диаграмме AFM (рис.2, *в*) породы принадлежат известково-щелочной серии, при этом анализы предшественников демонстрируют более высокую обогащенность железом, что, вероятно, связано с особенностями аналитического определения элементов методом мокрой химии и лабораторной погрешностью.

Тип щелочности калиевый K_2O/Na_2O = 1,0-1,6, за исключением катаклазированных пород, обогащенных плагиоклазом с наложенным кварцем (пр. 694-696, K_2O/Na_2O = 0,2-0,5). На рис.2, *е* в координатах Th-Co все породы относятся к известково-щелочному ряду, однако следует учитывать, что в процессе гранулитового метаморфизма Th выносится. На диаграмме Ce/Yb-Ta/Yb для разделения известково-щелочных и шошонитовых серий с использованием малоподвижных элементов Ce, Yb, Ta (рис.2, *з*) [19, 20] породы однозначно располагаются в поле шошонитовой серии.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

Таблица 1

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (ppm) элементов в породах Салтахского массива

Группы пород	Орх-Срх кристаллосланцы					Срх-Орх плагиогнейсы						Гнейсограниты	
Проба	672в	672б	672	672а	696	696а	695	696б	346	347а	694	347	673
SiO_2	50,9	50,7	51,6	50,8	53,0	62,4	63,4	66,3	62,3	64,6	68,2	70,2	75,2
TiO_2	0,88	0,89	1,29	1,31	1,16	0,92	0,72	0,69	0,49	0,35	0,57	0,23	0,01
Al_2O_3	11,3	11,4	16,3	16,4	18	16,1	15,9	15,3	16,4	16,8	14,9	15,5	13,9
Fe_2O_3	3,82	4,18	3,63	5,32	3,01	2,07	2,06	2,23	2,36	1,44	2,15	1,28	0,48
FeO	4,42	4,61	4.87	3,79	4,06	3,25	2,34	1,39	2,44	2,11	1,39	0,97	0,13
MnO	0,18	0,21	0,13	0,14	0,11	0,09	0,06	0,07	0,09	0,08	0,06	0,03	0,02
MgO	10,5	10,2	6.03	5,99	5,43	3,06	3,05	1,8	2,64	1,89	2,11	0,64	0,18
CaO	11,4	11,7	7,36	7,3	6,86	5,06	4,62	5,62	5,32	4,32	4,96	1,46	0,68
Na_2O	2,0	2,21	3,36	3,47	5,14	4,7	4,46	4,95	3,84	3,61	3,83	2,75	2,65
K_2O	2,89	2,29	3,46	3,41	1,67	1,39	2,13	0,79	2,64	3,60	0,70	6,05	6,27
P_2O_5	0,48	0,50	0,69	0,68	0,34	0,27	0,22	0,2	0,22	0,18	0,18	0,14	0,02
п.п.п.	0,52	0,43	0,47	0.52	0,61	0,3	0,68	0,41	0,76	0,78	0,68	0,55	0,34
Сумма	99,29	99,32	99,19	99,13	99,39	99,61	99,64	99,75	99,50	99,76	99,73	99,80	99,72
Th	1,84	1,67	1,78	2,11	0,69	0,5	0,34	0,97	6,13	2,25	4,55	21,2	0,20
U	0,54	0,46	0,66	0,72	0,20	0,12	0,13	0,18	0,19	0,25	0,71	0,80	0,17
Rb	163	136	133	141	27,4	17,8	55,2	4,46	66,7	74,2	4,14	149	143
Cs	2,03	0,95	1,38	1,71	0,36	0,26	0,37	<0,1	0,27	0,22	0,11	0.27	0,22
Ba	1730	986	2210	2200	292	365	506	255	996	1120	80,9	1960	425
Sr	493	377	997	849	441	494	517	404	646	617	495	498	206
La	20,3	23,9	28,3	30,7	39,6	21,7	23,9	25,6	32,3	25,7	23,7	52,2	5,41
Ce	45,6	53,5	65,3	65	117	48,7	47,4	50,7	64,6	48,9	47,9	94,1	6,27
Pr	5,86	6,72	8,86	8,84	16.6	6,39	5,42	5,88	7,02	5,34	5,54	9,22	0,46
Nd	25	27	38,3	36,1	69.8	25,9	22,4	22,5	25,4	20,2	20,6	32,5	1,37
Sm	5,08	5,29	6.44	6,42	11,5	4,02	3,56	3,52	3,66	3,06	3,63	3,54	0,2
Eu	1,32	1,21	2.12	1,95	2,30	1,30	1,1	1,140	1,08	0,87	0,87	0,91	0,58
Gd	3,84	4,29	5.02	4,89	10	3,25	2,97	3,15	2,94	2,39	2,68	2,17	0,11
Tb	0,62	0,65	0.59	0,66	1,4	0,46	0,42	0,45	0,41	0,29	0,38	0,26	0,019
Dy	3,18	3,17	3,26	3,24	7,26	2,51	2,0	2,4	2,08	1,55	1,94	1,04	0,097
Ho	0,7	0,65	0,55	0,61	1,47	0,47	0,4	0,44	0,33	0,26	0,33	0,14	0,019
Er	1,59	1,74	1,36	1,52	3,99	1,12	1,07	1,12	1,03	0,7	1,06	0,33	0,046
Tm	0,24	0,24	0,21	0,22	0,64	0,2	0,13	0,17	0,14	0,11	0,16	0,064	0,015
Yb	1,67	1,63	1,61	1,43	4,16	1,26	1,01	1,2	0,85	0,7	0,84	0,47	0,091
Lu	0,19	0,26	0,17	0,21	0,57	0,18	0,14	0,15	0,15	0,12	0,15	0,054	0,006
ΣREE	115	130	162	162	286	118	112	118	142	110	110	197	14,7
Zr	117	99,2	132	132	213	165	154	159	110	125	141	241	21,2
Hf	3,61	3,24	3,28	3,3	5,48	3,99	3,42	3,61	2,88	3,09	3,71	5,97	0,88
Ta	0,33	0,41	0,44	0,47	0,92	0,49	0,35	0,9	0,14	0,21	0,91	0,05	0,05
Nb	5,68	6,46	8,32	8,44	16,5	9,19	6,53	9,46	4,13	4,73	8,61	2,05	0,25
Y	16,2	16,5	15,3	15,3	43,4	12,8	10,7	11,6	9,55	7,04	9,69	4,14	0,64
Cr	450	450	59,5	56,1	111	94,8	107	85,8	54,3	40,2	118	42	14,4
Ni	125	127	51,7	42	107	66,8	45,9	32,2	19,6	18,2	32.2	4,65	2,82
Co	44,5	48,6	35,5	36,7	25,5	17,0	15,9	11,8	15,5	10,1	9.83	4,36	1,00
Sc	38,3	46	18,2	17,8	17,1	8,58	9,42	7,76	10,9	7,29	6.24	1,94	0,10
V	217	206	159	177	119	92,7	88	71,9	82,5	58,8	76.8	26	4,47
Pb	8,38	7,75	17,1	13,7	5,64	5,75	6,78	4,24	16	17,50	4.28	32	29,2
Ga	13,9	13,4	17,7	18,6	23	19,2	19,8	17,5	17,1	15,6	17,8	13,8	13,2
mg#	70	69	57	55	59	52	56	49	51	50	53	35	35
Eu/Eu*	0,91	0,78	1,14	1,06	0,66	1,10	1,03	1,05	1,01	0,98	0,85	1,0	12
$(La/Yb)_N$	8,2	9,9	11,9	14,5	6,4	11,6	16	14,4	25,6	24,8	19	75	40
Sr/Y	30	23	65	55	10	38,6	48	35	67,6	88	51	120	322
Nb/Ta	17	16	19	18	18	19	19	11	30	23	10	41	5

Примечание. По химическому составу породы соответствуют в обр. 672в, 672б – габброноритам; 672, 672а – габбро; 696 – габбродиоритам; 696а, 695, 696б – кварцевым диоритам; 346, 347а, 694 – тоналитам; 347, 673 – гранитам. Породы в образцах 694-696 катаклазированы и окварцованы.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39
© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

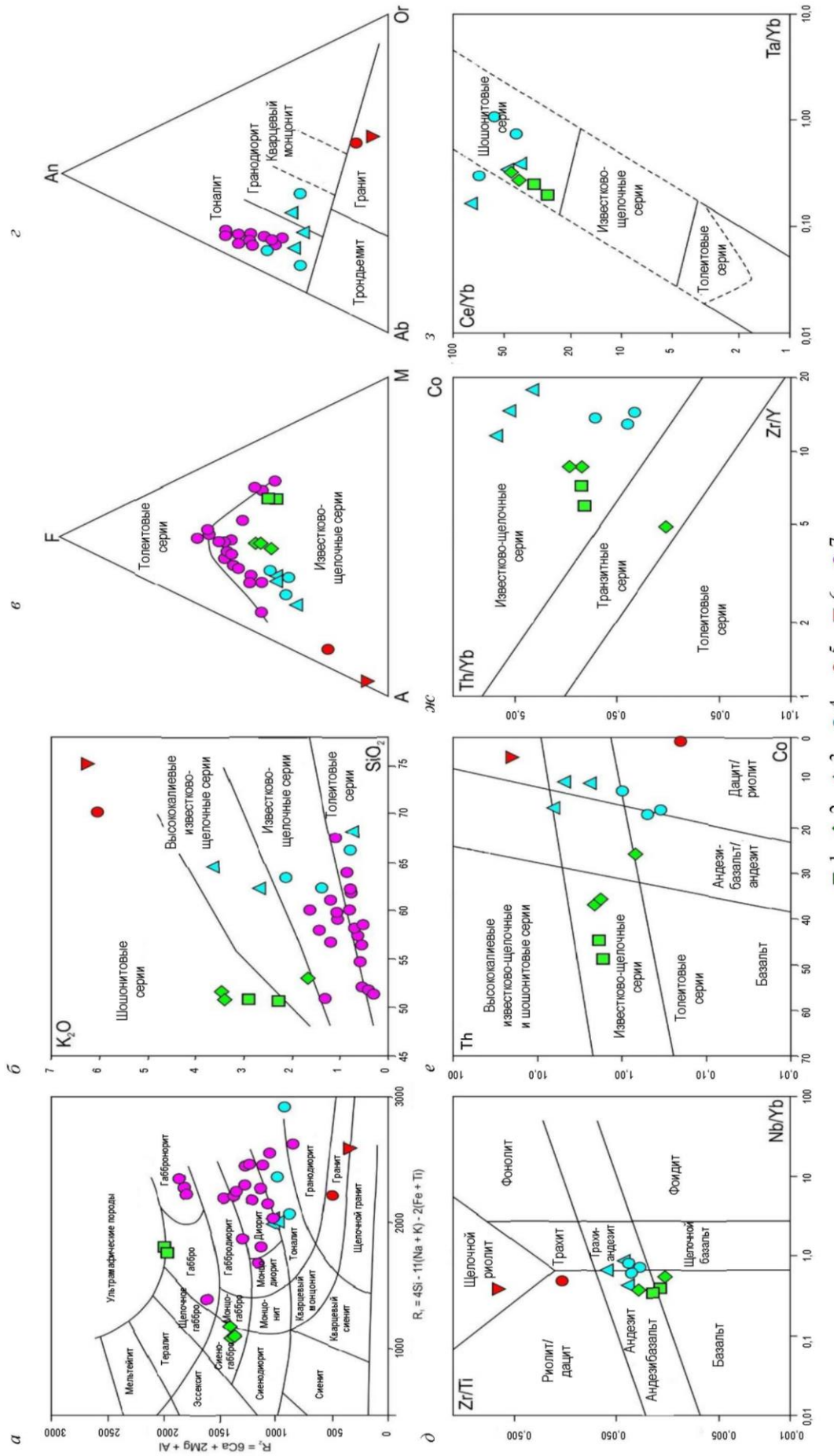


Рис.2. Геохимические диаграммы для пород Салтахского массива по [21] (*а*); [22] (*б*); [23] (*в*); [18] (*г*); [20] (*д*); [17] (*е*); [24] (*ж*); [20] (*з*)

1 – меланократовые двупироксеновые кристаллосланцы; 2 – высокоглиноземистые двупироксеновые кристаллосланцы; 3, 4 – клинопироксен-ортопироксеновые плагиогнейсы: 3 – кварцеводиоритового состава, 4 – тоналитового и гранодиоритового состава; 5 – гнейсограниты; 6 – аляскитовые гнейсограниты; 7 – анализы предшественников из работ [2] и неопубликованных данных (А.И.Трухалев и др., 1972)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Меланократовые кристаллосланцы наиболее магнезиальные (mg# = 69-70), отмечаются высокие содержания Cr, Ni, V, на спайдерграммах (рис.3, *а, б*) проявлены положительные аномалии по Ba, Rb, Pb, отрицательные по Ta, Nb, Zr. Породы обогащены REE (ΣREE = 115-130 ppm), проявлен слабый Eu-минимум (Eu/Eu* = 0,78-0,91), распределение REE фракционированное $(La/Yb)_N$ = = 8,2-25. В обогащенных плагиоклазом кристаллосланцах по сравнению с мафическими уменьшается величина mg# = 55-57, характер спайдерграмм аналогичный, но установлено более высокое содержание Ba 2200 ppm. Появляется положительная аномалия Sr, в результате увеличивается величина отношения Sr/Y. Если в меланократовых кристаллосланцах она составляет 23-30, то в плагиокристаллосланцах возрастает до 55-65. Увеличивается содержание REE (ΣREE = 162 ppm) в основном за счет легких лантаноидов, вследствие чего возрастает величина $(La/Yb)_N$ = 11,9-14,5 и проявлена положительная аномалия Eu (Eu/Eu* = 1,06-1,14). Катаклазированные и окварцованные кристаллосланцы (пр. 696) наиболее обогащены REE (ΣREE = 286 ppm), проявлен Eu-минимум (Eu/Eu* = 0,66), спектр REE выпуклый в области LREE.

Двупироксеновые плагиогнейсы, петрохимически эквивалентные диоритам-кварцевым диоритам, по соотношению нормативных полевых шпатов размещаются в поле тоналитов (см. рис.2, *г*), в двух случаях – в поле гранодиоритов (пр. 346 и 347а, K_2O/Na_2O = 0,7-1,0). В большинстве пород этой группы отмечаются положительные аномалии по Rb, Ba, Pb, отрицательные аномалии фиксируются для Ti, P, Nb, Ta, иногда по Th и U. Спайдерграммы REE асимметричные, распределение фракционированное в области L- и MREE и плоское для HREE, начиная с Ho $(Ho/Yb)_N$ = 1,07-1,15. Eu-минимум проявлен слабо или отсутствует (Eu/Eu* = 0,85-1,10).

Породы с повышенным содержанием K_2O (пр. 346 и 347а) выделяются положительными аномалиями по Rb, Ba, Pb, Sr, наибольшей деплетированностью по Ta и Nb, высокими величинами отношений Sr/Y = 68-88, Nb/Ta = 23-30, $(La/Yb)_N$ = 24,8-25,6. В катаклазированных разностях двупироксеновых гнейсов (пр. 694, 695) отмечаются низкие содержания K, Cs, Rb, Ba, но повышенные U и Th. Отношения Zr/Y = 5-17,8 и La/Yb = 9-38 существенно превышают индикаторные значения для разделения толеитовой и известково-щелочной серии (> 4,5 и > 5,3 соответственно) [24] и подтверждают принадлежность рассматриваемых пород к известково-щелочной серии (рис.2, *ж*).

Гранитоиды магнезиальные, щелочно-известковистые, плюмазитовые (ASI = 1,12-1,14), с высокими содержаниями калия, как у шошонитов. Гнейсограниты (пр. 347) имеют спектры редких и редкоземельных элементов, подобные двупироксеновым гнейсам: проявлены положительные аномалии по Rb, Ba, Th, Pb, отрицательные по Ti, Ta, Nb, P. Отмечаются высокое отношение Sr/Y = 120 и самое высокое – Nb/Ta = 41. Спектр REE подобен двупироксеновым гнейсам, Eu-минимум отсутствует (Eu/Eu* = 1,0), но распределение REE более фракционированное $(La/Yb)_N$ = 75.

Аляскитовые граниты (пр. 673) характеризуются положительными аномалиями по Rb, U, Pb, Sr, Eu, имеют наиболее высокое отношение Sr/Y = 322 и самое низкое отношение Nb/Ta = 5. Породы обеднены REE (ΣREE = 14,7 ppm), распределение которых фракционированное $(La/Yb)_N$ = 40, спектр REE в области Er-Lu выпуклый и резко проявлена положительная аномалия Eu (Eu/Eu* = 12).

U-Pb возраст. Определение возраста по циркону (табл.2) проведено в пяти пробах: двупироксеновых кристаллосланцах (пр. 672, 696), двупироксеновых плагиогнейсах (пр. 696а, 346), аляскитовых гнейсогранитах (пр. 673). Из пробы 672 был получен только метаморфический циркон с дискордантными значениями U-Pb возраста, верхнее пересечение линии дискордии по шести анализам дает возраст 1991±23 млн лет.

В *Opx-Cpx кристаллосланцах* (пр. 696) метагаббродиоритового состава циркон представлен скругленными короткопризматическими зернами серого цвета длиной 50-100 мкм, коэффициент удлинения (КУ) 1-2 с отчетливо различимыми в катодолюминесцентном изображении (рис.4, *а, б*) ядерными частями с секториальной и осцилляционной зональностью и оболочками двух типов: тонкими белыми, светло-серыми и более широкими – темно-серыми до черных. Ядра имеют среднее содержание Th 156 ppm, U 237 ppm, Th/U 0,65. Два зерна с аналитическими точками 1.1 и 6.1 характеризуются более высоким содержанием Y 1198-1593 ppm и ΣREE = 959-1345 ppm (табл.3). На спектрах REE (рис.5, *а*) хорошо выражены положительные аномалии Ce (Ce/Ce* = 8,38-33,4) и отрицательные

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

Таблица 2

Результаты U-Pb (SHRIMP II) анализов циркона

Точка анализа	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$^{206}Pb^*$, ppm	Возраст $^{206}Pb/^{238}U$, млн лет	Возраст $^{207}Pb/^{206}Pb$, млн лет	*D*, %	(1) $^{238}U/^{206}Pb$	±, %	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±, %	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±, %	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±, %	Rho
Opx-Cpx кристаллосланцы (пр. 696)																	
1.1	0,03	381	292	0,79	124	2071±17	2096±8	1	2,639	0,93	0,12982	0,44	6,783	1,0	0,3790	0,9	0,906
2.1	0,02	412	301	0,75	128	1984±16	2016±8	2	2,774	0,95	0,12410	0,45	6,167	1,0	0,3604	0,9	0,904
3.1	0,04	252	167	0,68	81,9	2066±17	2097±9	1	2,646	0,97	0,12993	0,53	6,769	1,0	0,3779	1,0	0,878
4.1	0,13	129	64	0,52	42,5	2093±19	2074±14	–1	2,606	1,10	0,12830	0,81	6,784	1,3	0,3836	1,1	0,799
5.1	0,01	183	92	0,52	59,0	2050±18	2077±11	1	2,670	1,00	0,12843	0,65	6,631	1,2	0,3745	1,0	0,841
5.2	0,10	367	80	0,22	108	1892±16	1964±9	4	2,930	0,95	0,12050	0,53	5,669	1,1	0,3412	1,0	0,874
6.1	0,03	245	170	0,72	79,3	2060±18	2066±10	0	2,656	1,00	0,12762	0,56	6,625	1,1	0,3765	1,0	0,874
6.2	0,04	584	188	0,33	179	1965±15	1973±7	0	2,806	0,91	0,12116	0,39	5,953	1,0	0,3563	0,9	0,921
7.1	0,12	119	70	0,61	39,4	2103±19	2085±14	–1	2,592	1,10	0,12900	0,81	6,864	1,4	0,3857	1,1	0,801
8.1	0,21	94	96	1,06	28,7	1959±19	1980±19	1	2,815	1.10	0,12160	1,00	5,955	1,6	0,3551	1,1	0,739
8.2	0,05	202	99	0,51	63,2	2000±18	2059±11	3	2,748	1,00	0,12719	0,63	6,380	1,2	0,3638	1,0	0,855
9.1	0,07	211	151	0,74	69,1	2081±18	2090±11	0	2,624	1,00	0,12940	0,61	6,799	1,2	0,3811	1,0	0,858
Cpx-Opx плагиогнейсы (пр. 696а)																	
1.1	0,05	222	143	0,67	70,8	2035±17	2112±9	4	2,693	0,96	0,13102	0,53	6,707	1,1	0,3713	1,0	0,877
2.1	0,00	163	83	0,53	52,8	2063±18	2092±11	1	2,652	0,99	0,12958	0,60	6,737	1,2	0,3771	1,0	0,856
3.1	0,01	162	100	0,64	51,1	2020±17	2094±11	4	2,718	10,0	0,12974	0,61	6,583	1,2	0,3680	10	0,853
4.1	0,13	206	126	0,63	67,6	2086±18	2095±10	0	2,617	10,0	0,12977	0,57	6,835	1,2	0,3820	10	0,867
5.1	0,09	89	30	0,35	29,7	2118±20	2083±15	–2	2,570	1,10	0,12890	0,83	6,917	1,4	0,3891	1,1	0,795
6.1	0,08	139	64	0,47	45,5	2077±23	2101±12	1	2,630	1,30	0,13019	0,71	6,820	1,5	0,3801	1,3	0,876
7.1	0,01	212	123	0,60	67.6	2032±20	2104±9	4	2,698	1,10	0,13047	0,53	6,668	1,3	0,3706	1,1	0,905
8.1	0,07	364	27	0,08	112	1980±18	1981±8	0	2,780	1,10	0,12166	0,45	6,032	1,2	0,3596	1,1	0,921
8.2	0,08	82	40	0,50	27,0	2097±22	2099±17	0	2,600	1,20	0,13000	0,98	6,890	1,6	0,3845	1,2	0,775
9.1	0,27	17	19	1,13	5,39	1986±26	1979±36	0	2,770	1,50	0,12150	2,00	6,050	2,5	0,3608	1,5	0,601
9.2	0,00	144	63	0,45	46,8	2064±19	2072±12	0	2,649	1,10	0,12809	0,69	6,666	1,3	0,3774	1,1	0,839
10.1	0,03	539	97	0,19	162	1937±16	1988±8	3	2,853	0,93	0,12218	0,46	5,905	1,0	0,3505	0,9	0,897
10.2	0,10	208	102	0,51	67,5	2064±17	2104±10	2	2,649	0,97	0,13045	0,57	6,789	1,1	0,3775	1,0	0,864

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39
© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024
EDN SRITGO

Точка анализа	$^{206}Pb_c$,%	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$^{206}Pb^*$, ppm	Возраст $^{206}Pb/^{238}U$, млн лет	Возраст $^{207}Pb/^{206}Pb$, млн лет	*D*, %	(1) $^{238}U/^{206}Pb$	±, %	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±, %	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±, %	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±, %	Rho
Срх-Орх плагиогнейсы (пр. 346)																	
1.1	0,13	348	219	0,65	110	2018±16	2040±10	1	2,720	1.0	0,12583	0,59	6,378	1,1	0,3676	1,0	0,849
2.1	0,04	558	288	0,53	170	1958±18	1945±8	–1	2,818	1.1	0,11924	0,43	5,834	1,2	0,3548	1,1	0,929
3.1	0,06	362	151	0,43	114	2014±16	2019±9	0	2,726	0.9	0,12429	0,51	6,286	1,0	0,3668	0,9	0,870
4.1	0,03	326	136	0,43	105	2048±16	2027±9	–1	2,675	0.9	0,12487	0,50	6,437	1,0	0,3739	0,9	0,879
5.1	0,00	942	328	0,36	274	1879±14	2023±6	8	2,955	0.9	0,12461	0,36	5,814	0,9	0,3384	0,9	0,922
6.1	0,38	502	200	0,41	162	2052±16	2033±11	–1	2,668	0,9	0,12529	0,64	6,475	1,1	0,3748	0,9	0,811
7.1	0,06	482	315	0,68	153	2023±15	2025±9	0	2.712	0,9	0,12471	0,48	6,340	1,0	0,3687	0,9	0,877
8.1	0,04	361	160	0,46	115	2029±16	2002±9	–1	2,703	0,9	0,12313	0,50	6,281	1,0	0,3699	0,9	0,875
9.1	0,03	424	247	0,60	133	2006±16	2031±15	1	2,739	0,9	0,12510	0,83	6,298	1,2	0,3650	0,9	0,741
10.1	0.08	247	104	0,44	79.3	2043±17	2025±11	–1	2,682	1,0	0,12470	0,63	6,410	1,1	0,3728	1,0	0,832
Аляскитовые гнейсограниты (пр. 673)																	
1.1	0,52	171	134	0,81	49,5	1861±8	1909±27	3	2,985	0,52	0,11690	1,50	5,393	1,6	0,3347	0.5	0,323
2.1	0,00	401	146	0,38	123	1969±6	1964±10	0	2,799	0,37	0,12054	0,58	5,939	0,7	0,3573	0.4	0,533
3.1	0,00	98	89	0,94	30,2	1970±11	1975±21	0	2,797	0,63	0,12120	1,20	5,976	1,4	0,3575	0.6	0,467
4.1	0,00	72	94	1,35	22,2	1968±12	1984±24	1	2,801	0,72	0,12190	1,40	5,999	1,5	0,3570	0.7	0,470
5.1	0,19	131	119	0,94	39,7	1948±9	1970±22	1	2,834	0,56	0,12090	1,30	5,882	1,4	0,3527	0.6	0,407
6.1	1,17	109	48	0,46	32,1	1884±15	1916±69	2	2,938	0,92	0,11730	3,90	5,490	4,0	0,3395	0.9	0,231
7.1	0,06	583	201	0,36	175	1935±5	1962±10	1	2,856	0,32	0,12037	0,56	5,811	0,7	0,3501	0.3	0,498
8.1	0,00	85	121	1,48	25,9	1964±12	1979±23	1	2,808	0,69	0,12160	1,30	5,970	1,5	0,3561	0.7	0,469
9.1	0,00	77	84	1,12	23,4	1939±12	1948±24	0	2,849	0,72	0,11950	1,40	5,783	1,5	0,3510	0.7	0,467
10.1	0,25	152	155	1,05	46,8	1970±9	1971±24	0	2,796	0,54	0,12100	1,40	5,965	1,5	0,3575	0.5	0,370

Примечание. Pb_c и Pb* – общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта 0,35 %. (1) – коррекция по ^{204}Pb. *D* – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции ошибок. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных возрастов – на уровне 2σ.

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39
© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

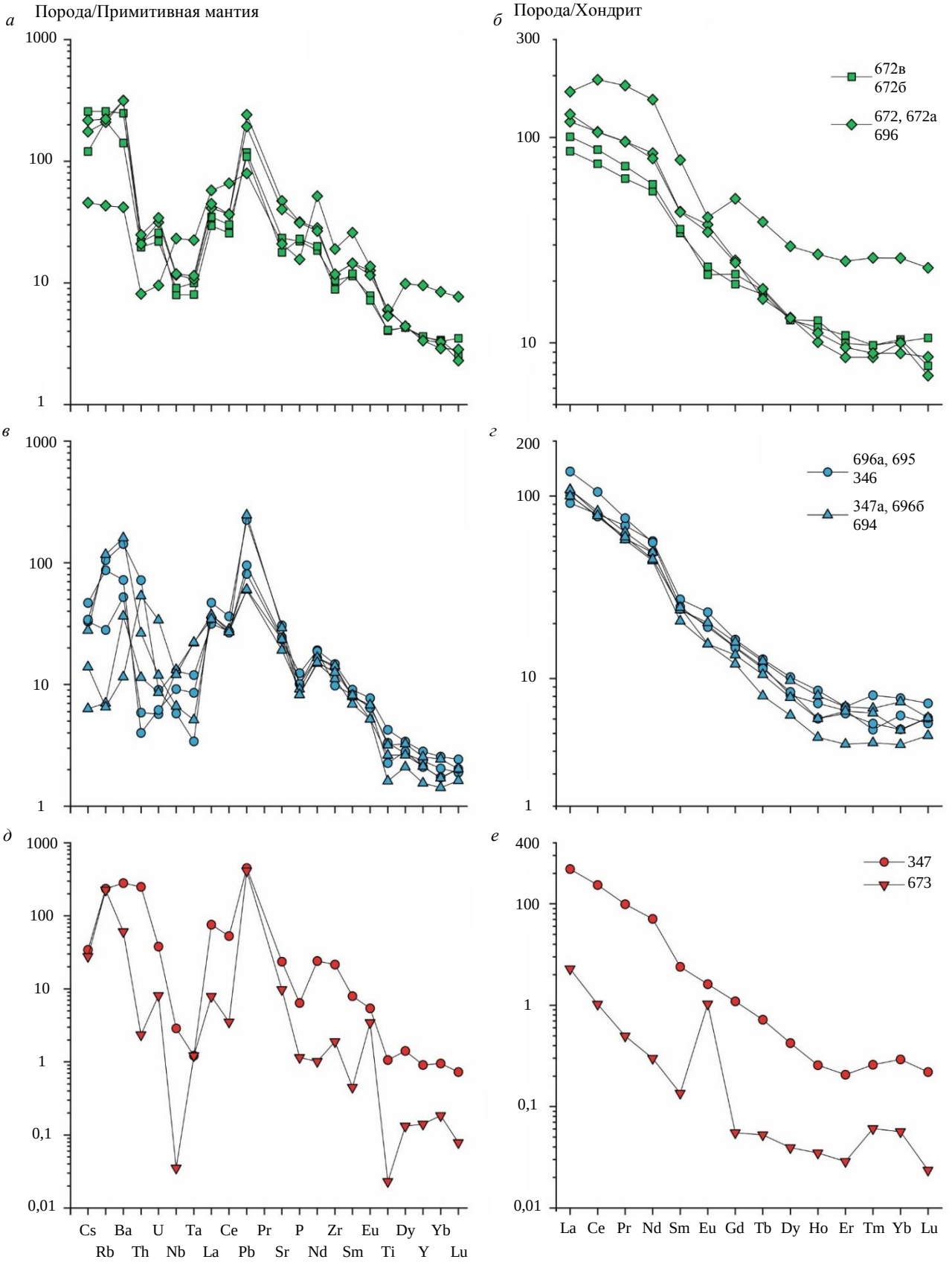


Рис.3. Мультиэлементные диаграммы для пород Салтахского массива: *а, б* – Орх-Срх кристаллосланцы; *в, г* – Срх-Орх плагиогнейсы; *д, е* – гнейсограниты.
Нормализация содержаний проведена на состав примитивной мантии и хондрита CI по [25]. Номера проб см. в табл.1

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

аномалии Eu (Eu/Eu* = 0,38-0,80). Характер распределения REE в целом соответствует спектру в цирконе магматического генезиса, который характеризуется крутым наклоном от La к Lu с положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями. В области HREE спектры не выходят за пределы поля магматического циркона, тогда как по LREE циркон более обогащен относительно магматического типа (рис.5, *а*). По соотношению REE (рис.5, *ж*) весь циркон отклоняется от магматического типа и размещается в поле пористого циркона, при этом содержания U и Ca невысокие (рис.5, *з*).

Оболочки имеют более низкое отношение Th/U = 0,16-0,23, содержание Th 85,2-206 ppm, U 528-917 ppm, содержание P ниже – 108-136 ppm; слабее, чем в ядрах, проявлены аномалии Ce (Ce/Ce* = 4,87-7,65), присутствуют положительные аномалии Eu (Eu/Eu* = 1,08-1,18). Содержание REE в оболочках ниже, чем в ядрах (ΣREE = 164-378 ppm), спектры распределения REE более сглаженные и с низким отношением $(Sm/La)_N$ = 1,44-2,67. Метаморфический циркон с низким содержанием Th и Th/U отношением кристаллизуется вблизи солидуса одновременно с монацитом и алланитом – основными концентраторами Th [26]. Но здесь снижение отношения Th/U происходит из-за роста содержания U в цирконе, при этом понижается содержание P, Y и ΣREE, возможно, в связи с одновременной кристаллизацией циркона и апатита.

Положительная аномалия Ce указывает на окислительные условия при кристаллизации циркона. Редуцированность Ce-аномалии в оболочках циркона свидетельствует о понижении активности кислорода. Отрицательная аномалия Eu в ядрах циркона предполагает, что вместе с цирконом кристаллизовался плагиоклаз, в оболочках положительная аномалия Eu указывает на растворение плагиоклаза и обогащение европием среды кристаллизации циркона. Максимальные значения $^{207}Pb/^{206}Pb$-возраста в ядрах достигают 2103±19 млн лет, верхнее пересечение линии дискордии по семи измерениям дает возраст 2086±8 млн лет (см. рис.4, *б*). Серые в катодолюминесценции (CL) оболочки более высокоурановые и характеризуются средним содержанием Th 134 ppm, U 456 ppm, Th/U 0,28. Кластер измерений, выполненных по оболочкам, дает верхнее пресечение линии дискордии по трем измерениям 1971±10 млн лет и отражает время проявления наложенных процессов анатексиса. Тонкие белые оболочки не изучены из-за малой мощности.

Cpx-Opx плагиогнейсы (пр. 696а), петрохимически эквивалентные кварцевым метадиоритам, содержат циркон, аналогичный пробе 696 (рис.4, *в*, *г*), причем здесь белые в CL оболочки более широкие и дают возможность оценить их возраст. Ядерные части зерен характеризуются средним содержанием, ppm: Th 134, U 317, Th/U 0,40, Y 624, Nb 25; ΣREE = 524. Увеличение содержания REE сопровождается уменьшением Eu-минимума, обычно величина Eu/Eu* = 0,33-0,66, в точках 1.1 и 4.1, где ΣREE увеличивается до 564-598 ppm, аномалия Eu возрастает и становится положительной (Eu/Eu* = 1,03-2,89). Ядра циркона, как и в пробе 696, обогащены LREE (рис.5, *б*), часть из них обогащена Ca (рис.5, *з*). Линия дискордии, построенная по девяти измерениям в ядрах циркона, дает верхнее пересечение 2100±7 млн лет (рис.4, *г*), которое принимается как время кристаллизации циркона в магматическом протолите двупироксеновых плагиогнейсов.

Белая в CL оболочка с аналитической точкой 9.1 имеет возраст 1986±26 млн лет, характеризуется низкими содержаниями, ppm: Th 24, U 48, но отношение Th/U = 0,51 – подобно таковому магматическому циркону. Хорошо проявлены отрицательная аномалия Eu (Eu/Eu* = 0,65) и положительная аномалия Ce (Ce/Ce* = 19,8). В этой точке ниже, чем в ядрах, содержание REE (рис.5, *в*), уменьшается Eu-минимум (Eu/Eu* = 0,65). По сравнению с белой, более поздние темные в CL оболочки (точки 8.1 и 10.1) имеют повышенное содержание, ppm: Th 56-100, U 701-786 и низкое отношение Th/U 0,08-0,13, свойственное метаморфическому циркону. Характеризуются наиболее низким содержанием REE (ΣREE = 192-239 ppm), Y 156-238 ppm, Ce/Ce* 3,22-3,58, однако обогащены Eu (Eu/Eu* = 1,54-2,92), Li 9,72-11,36 ppm и Hf 15124 ppm. Линия дискордии по трем измерениям в метаморфических оболочках дает верхнее пересечение с возрастом 1984±11 млн лет, указывающее на время проявления метаморфизма.

Cpx-Opx плагиогнейсы (пр. 346), петрохимически эквивалентные метатоналитам, содержат кристаллы серого циркона с желтым и розовым оттенком, полупрозрачные, субидиоморфные с хорошо выраженными тонкими зонами роста в оптическом изображении (рис.4, *д*, *е*). Длина кристаллов 100-220 мкм, КУ = 2-4. В CL-изображении цирконы имеют темную окраску, зональность осцилляционная либо ее реликты.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39
© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

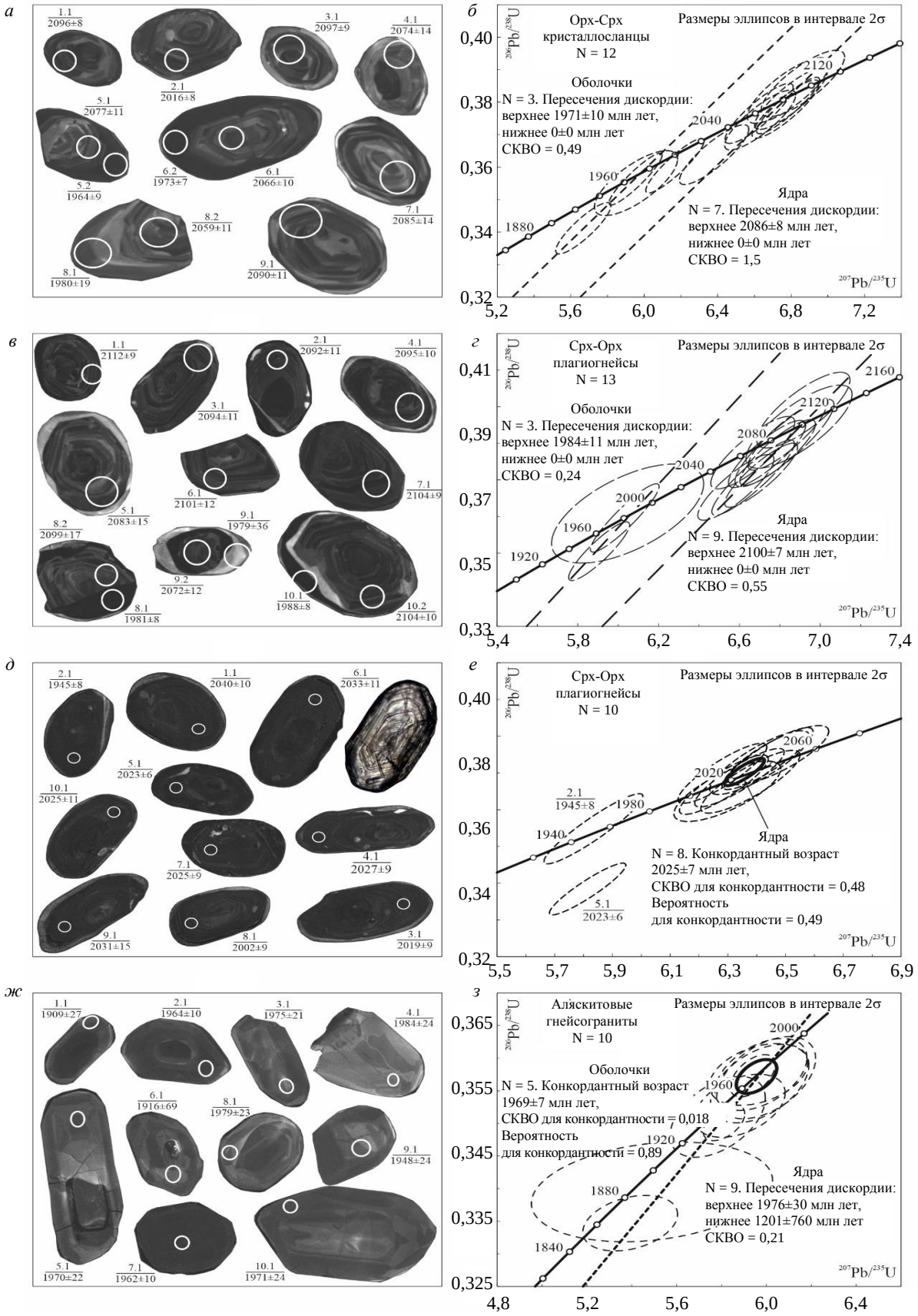


Рис.4. Катодолюминесцентные изображения и возраст циркона из Орх-Срх кристаллосланцев (пр. 696) (*а*, *б*); Срх-Орх плагиогнейсов (пр. 696а) (*в*, *г*); Срх-Орх плагиогнейсов (пр. 346) (*д*, *е*); аляскитовых гнейсогранитов (пр. 673) (*ж*, *з*). Здесь и далее белыми окружностями обозначены аналитические кратеры, в числителе номер анализа, в знаменателе $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст. Диаметр кратера составляет около 20 мкм

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39

© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

EDN SRITGO

Таблица 3

Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконе, ppm

Компонент	Орх-Срх кристаллосланцы (пр. 696)									Срх-Орх плагиогнейсы (пр. 696а)									
	1.1	3.1	4.1	5.1	5.2	6.1	6.2	7.1	9.1	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	8.2	9.1
La	2,06	0,31	0,13	1,28	0,73	1,08	2,75	0,64	0,30	2,04	0,06	0,35	0,62	1,36	0,50	0,35	1,60	1,61	0,30
Ce	67,7	27,1	21,8	27,4	17,8	38,3	36,4	27,8	34,2	39,6	25,4	27,5	31,4	15,8	21,2	31,4	16,4	31,4	25,1
Pr	1,53	0,36	0,19	0,49	0,43	1,11	1,19	0,58	0,31	1,64	0,12	0,43	1,23	0,43	0,58	0,27	0,77	0,89	0,31
Nd	11,3	2,20	1,63	2,32	2,42	8,11	5,95	3,52	2,77	10,3	1,24	3,16	9,94	2,01	4,40	2,97	3,95	6,04	1,42
Sm	10,8	3,16	2,58	1,96	1,23	8,30	2,47	3,03	2,90	4.90	2,07	2,64	5,35	1,03	2,99	3,08	1,22	6,22	1,24
Eu	3,92	0,91	0,63	1,11	0,66	2,40	1,64	0,79	0,86	8,11	0,52	0,56	3,01	0,25	1,36	1,22	1,83	2,47	0,63
Gd	43,3	14,3	9,93	9,05	2,83	32,7	7,28	10,0	14,3	15,0	9,00	9,83	14,7	3.76	12,0	12,4	3,02	23,4	6,98
Dy	140	61,5	46,7	36,0	12,2	102	29,8	35,3	55,5	54,2	38,8	35,6	53,8	14,6	48,8	48,0	12,0	72,4	28,3
Er	299	149	110	86,7	29,4	216	70,6	82,9	125	125	91,6	86,6	120	37,6	123	119	35,0	157	63,8
Yb	651	370	267	205	80,4	467	185	184	284	285	218	199	273	97,6	291	262	97,0	325	138
Lu	115	69,5	47,0	37,2	15,9	81,9	34,7	34,0	51,0	52,8	42,2	36,0	50,4	18,2	57,2	47,2	19,4	57,1	24,9
Li	3,61	5,08	2,94	6,85	12,9	1,19	13,5	2,99	7,58	5,53	3,07	7,10	5,01	2,58	3,98	6,57	9,72	2,46	1,96
P	220	275	158	292	136	175	108	88,4	158	139	118	111	177	208	207	165	66,9	93,8	188
Ca	10,7	31,5	6,74	34,6	123	11,1	6,42	4,36	10,0	173	2,27	27,5	27,3	191	29,8	2,77	4,03	7,13	52,5
Ti	13,6	6,75	8,98	10,9	9,79	7,48	10,8	16,0	7,25	35,5	8,00	13,8	8,88	5,91	9,08	7,16	6,88	7,55	8,51
Sr	0,67	0,46	0,50	0,65	0,83	0,62	0,39	0,45	0,65	2,29	0,34	0,66	0,81	0,77	1,20	0,51	0,57	0,55	0,72
Y	1593	806	576	480	170	1198	402	444	710	711	506	521	679	203	650	621	156	859	315
Nb	83,4	60,9	50,0	61,6	46,9	29,9	34,9	35,7	36,4	29,3	36,4	22,3	20,4	24,1	12,4	20,6	12,4	27,5	30,1
Ba	1,46	1,10	2,15	2,58	3,60	1,98	2,06	2,49	2,21	10,2	1,72	2,73	1,47	1,14	1,83	1,71	1,29	1,03	3,18
Hf	13762	10718	10525	11602	9958	11246	12595	11482	10775	8544	11389	11819	11338	12507	12034	12266	15124	13708	13436
Th	418	171	65,7	153	85,2	217	206	85,0	354	154	104	137	161	34,6	85,3	306	56,2	95,4	24,3
U	708	384	192	392	528	418	917	200	523	300	271	289	345	133	264	488	701	375	48
Th/U	0,59	0,44	0,34	0,39	0,16	0,52	0.23	0,42	0,68	0,51	0.38	0,47	0,47	0,26	0,32	0,63	0,08	0,25	0,51
Eu/Eu*	0,55	0,41	0,38	0,80	1,08	0,44	1.18	0,44	0,40	2,89	0.37	0,33	1,03	0,39	0,69	0,60	2,92	0,62	0,65
Ce/Ce*	9,23	19,7	33,4	8,38	7,65	8,49	4.87	11,0	27,0	5,23	72.7	17,1	8,71	5,02	9,55	24,7	3,58	6,36	19,8
ΣREE	1345	699	507	408	164	959	378	383	571	598	429	401	564	193	563	528	192	684	291
ΣLREE	82,6	30,0	23,7	31,4	21,4	48,6	46.3	32,6	37,6	53,5	26.8	31,5	43,2	19,6	26,7	35,0	22,7	39,9	27,1
ΣHREE	1248	665	480	374	141	900	327	346	530	532	400	367	512	172	532	489	166	635	262
$(Lu/La)_N$	538	2148	3450	281	209	734	122	509	1643	249	6551	989	781	129	1097	1316	116	343	804
$(Lu/Gd)_N$	21,5	39,4	38,3	33,3	45,6	20,3	38.6	27,4	28,9	28.5	37,9	29,6	27,7	39,1	38,7	30,7	51,9	19,8	28,8
$(Sm/La)_N$	8,41	16,2	31,5	2,46	2,67	12,4	1.44	7,55	15,5	3.85	53,5	12,1	13,8	1,21	9,53	14,3	1,21	6,19	6,65
T(Ti),°C	771	710	734	751	741	718	750	786	715	869	724	772	733	699	735	714	711	719	729

Окончание табл.3

Компонент	Срх-Орх плагиогнейсы (пр. 696а)			Срх-Орх плагиогнейсы (пр. 346)								
	9.2	10.1	10.2	1.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1
La	2,42	2,03	0,64	10,4	5,58	6,64	22,7	7,59	7,07	2,89	28,7	14,0
Ce	35,6	15,5	37,4	88,4	56,9	65,4	106	80,7	49,1	38,9	301	87,1
Pr	2,13	0,67	0,41	10,2	5,83	4,44	14,0	6,28	3,48	2,54	31,4	17,8
Nd	14,6	3,15	3,13	76,1	43,7	30,8	65,8	46,8	23,9	16,5	198	130
Sm	4,87	1,15	3,75	28,0	12,3	12.2	11,6	14,7	9,38	8,67	32,4	24,2
Eu	1,52	1,05	1,14	5,23	2,67	1,82	4,07	3,47	2,62	1,45	16,6	7.00
Gd	11,6	3,73	16,2	48,8	17,9	20,8	29,4	21,9	22,0	16,8	41,8	42,2
Dy	35,6	17,0	75,4	85,9	40,6	39,3	82,2	33,2	54,7	31,3	40,7	55,9
Er	96.1	45,3	205	169	79,8	88,3	200	71,1	128	78,5	115	109
Yb	238	124	472	381	206	224	580	168	304	196	306	267
Lu	43,9	24,6	93,1	69,5	40,9	41,6	126	32,9	55,3	33,8	51,4	54,0
Li	4,14	11,4	2,61	2,55	9,32	6,12	27,5	9,51	2,98	5,28	6,07	9,78
P	913	66,0	268	96	185	135	205	15	61	164	97	124
Ca	1273	20,4	61,2	99	76	82	3558	240	96	122	220	577
Ti	8,38	8,74	10,0	19,5	15,7	12,0	28,6	10,8	12,2	9,97	22,5	24,5
Sr	3,46	0,63	0,65	1,80	1,09	1,33	123	5,01	3,43	2,37	7,17	2,90
Y	476	236	1018	937	500	487	1 198	333	711	421	482	702
Nb	33,8	18,6	25,1	100	63,1	54,9	35,8	56,2	48,8	42,0	81,0	64,9
Ba	2,90	2,05	1,56	3,28	2,59	1,54	11,8	8,23	6,64	6,27	11,7	9,56
Hf	12532	13032	11668	13227	15900	12755	19615	14366	11381	10908	12556	15979
Th	86,4	100	176	284	225	186	494	262	265	149	312	189
U	252	786	453	613	687	567	2 903	709	564	453	713	589
Th/U	0,34	0,13	0,39	0,46	0,33	0,33	0,17	0,37	0,47	0,33	0,44	0,32
Eu/Eu*	0,61	1,54	0,44	0,43	0,55	0,35	0,67	0,59	0,56	0,37	1,37	0,67
Ce/Ce*	3,79	3,22	17,7	2,08	2,41	2,91	1,43	2,83	2,39	3,48	2.42	1,33
ΣREE	487	239	909	972	512	535	1241	486	660	428	1162	809
ΣLREE	54,7	21,4	41,5	185	112	107	208	141	84	61	558	249
ΣHREE	425	215	862	754	385	414	1017	327	564	357	555	529
$(Lu/La)_N$	175	117	1408	64,4	70,6	60,3	53,2	41,8	75,3	113	17,2	37,1
$(Lu/Gd)_N$	30,5	53,3	46,4	11,5	18,5	16,2	34,6	12,2	20,4	16,3	9,90	10,4
$(Sm/La)_N$	3,22	0,91	9,42	4,31	3,52	2,93	0,82	3,09	2,12	4,81	1,81	2,76
T(Ti),°C	728	731	743	805	785	759	845	750	761	743	820	829

Примечание. Номера точек соответствуют показанным на рис.4; T(Ti); °C – температура кристаллизации циркона по [27].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

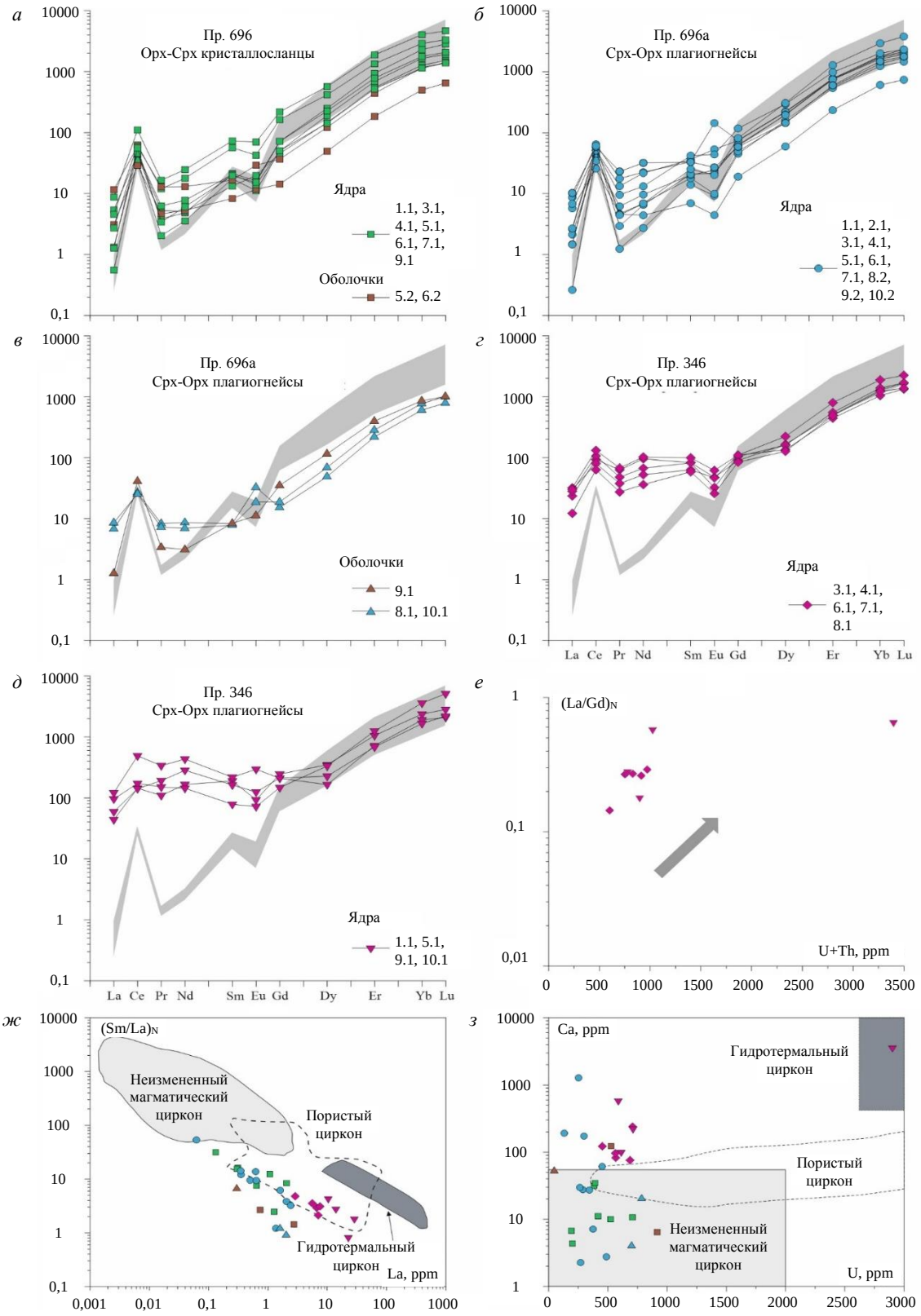


Рис.5. Геохимические диаграммы для циркона из пород Салтахского массива: *а-д* – диаграммы распределения REE в цирконе из пр. 696, 696а, 346. Нормализация содержаний на состав хондрита CI по [25]. Серое поле – состав магматического циркона по [28]. Номера спектров соответствуют номерам точек анализов на рис.4 и в табл.2; *е* – типизации циркона на диаграммах $(La/Gd)_N$-U+Th (по [29], стрелкой показан тренд концентрации LREE, вызванной повреждением кристаллической решетки вследствие радиоактивного излучения); *ж*, *з* – диаграммы $(Sm/La)_N$-La и Ca-U по [30]. Пористый циркон рассматривается как измененный магматический циркон, возникший посредством процессов растворения-переотложения в присутствии водного флюида [31]

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39
© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

Содержание в цирконе, ppm: Th 149-494, U 453-713, Th/U 0,17-0,46. Отличительной особенностью является высокое содержание LREE (рис.5, *г*, *е*), спектры, наиболее обогащенные (ΣLREE = 185-558 ppm), показаны на рис.5, *д*. По обогащенности LREE минерал размещается в поле пористого циркона (рис.5, *ж*), также фиксируется высокое содержание Ca (рис.5, *з*). Положительная аномалия Ce (Ce/Ce* = 1,33-2,91) и Eu-минимум (Eu/Eu* = 0,35-0,67) проявлены слабо, положительная величина Eu/Eu* = 1,37 фиксируется в цирконе с точкой 9.1. Характерно высокое содержание Hf = 10908-19615 ppm.

Большинство фигуративных точек циркона образует компактное поле на линии конкордии, для восьми из них получен конкордантный возраст 2025±7 млн лет (см. рис.4, *д*, *е*). Исключениями являются зерно с анализом 5.1 с дискордантностью 8 % и зерно с анализом 2.1, для которого получен возраст 1945±8 млн лет. Дискордантное зерно с анализом 5.1 имеет аномально высокие содержания Ca, Sr, P, Y, REE, Th, U, Hf.

Для циркона из пробы 346 наблюдается невысокая величина отношения $(Lu/Gd)_N$ = 16,3-34,6, причем у зерен, наиболее обогащенных LREE (аналитические точки 1.1, 6.1, 9.1, 10.1), низкая величина $(Lu/Gd)_N$ = 9,9-12,2 указывает на возможное присутствие граната в парагенезисе при кристаллизации циркона.

В *аляскитовых гнейсогранитах* (пр. 673) циркон представлен серыми прозрачными и полупрозрачными призматическими и округлыми идиоморфными и субидиоморфными кристаллами. Длина кристаллов 200-400 мкм, 1-2 КУ. В CL-изображении зерна циркона полигенные, иногда различаются ядра и оболочки. Многие зерна имеют грубую концентрическую и пятнистую зональность. Светлые в CL участки характеризуются низкими содержаниями Th 97 ppm, U 83 ppm и отношением Th/U 1,22. Краевые части зерен обычно черные в CL и более обогащены Th 258 ppm, U 134 ppm, имеют отношение Th/U = 0,67. Линия дискордии по 10 анализам дает верхнее пересечение с возрастом 1969±7 млн лет, которое совпадает с возрастом 1971±10 млн лет черных оболочек в пробе 696 и, видимо, отражает возраст анатексиса пород в Салтахской зоне и кристаллизации аляскитового анатектического расплава.

Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr системы пород изучены в пяти образцах (табл.4). Для большинства пород характерен узкий диапазон отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0,10-0,11), в целом немного ниже среднекоровой величины этого отношения (0,12). Все породы характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +1,9 до +4,1, точки которых располагаются незначительно ниже линии эволюции Nd в деплетированном мантийном источнике (рис.6, *а*), что указывает на очень короткую коровую предысторию источника магм. Только габброиды пробы 696 находятся в пределах мантийной последовательности эволюции пород (рис.6, *б*), остальные уклоняются в результате обогащения пород радиогенным стронцием. Аномальные изотопные характеристики Nd имеют кристаллосланцы в пробе 672в, что возможно связано с наложенными процессами.

Таблица 4

Изотопный состав Nd и Sr в породах Салтахского массива

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{(Nd)}DM$, млрд лет	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\varepsilon_{Sr}(T)$
346	2025	3,94	24,9	0,0957	0,511397	2,1	2,26	65,9	727	0,2621	0,710767	12,0
672	2100	6,79	37,8	0,1085	0,511515	1,9	2,36	133	1116	0,3454	0,713067	8,37
672в	2100	4,49	18,5	0,1469	0,512868	18	–	148	526	0,8136	0,728116	21,0
696	2100	13,9	73,6	0,1144	0,511683	3,6	2,25	29,5	512	0,1667	0,707128	0,77
696а	2100	4,96	27,7	0,1082	0,511621	4,1	2,20	18,6	545	0,0986	0,706265	17,8

Обсуждение результатов

Салтахский массив сложен двупироксеновыми кристаллосланцами и плагиогнейсами гранулитовой фации, по химическому составу которых реконструируется дифференцированная серия пород от габбро до тоналитов. Несмотря на гранулитовый метаморфизм в породах Салтахского массива фиксируются многие признаки, указывающие на принадлежность их к шошонитовому

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

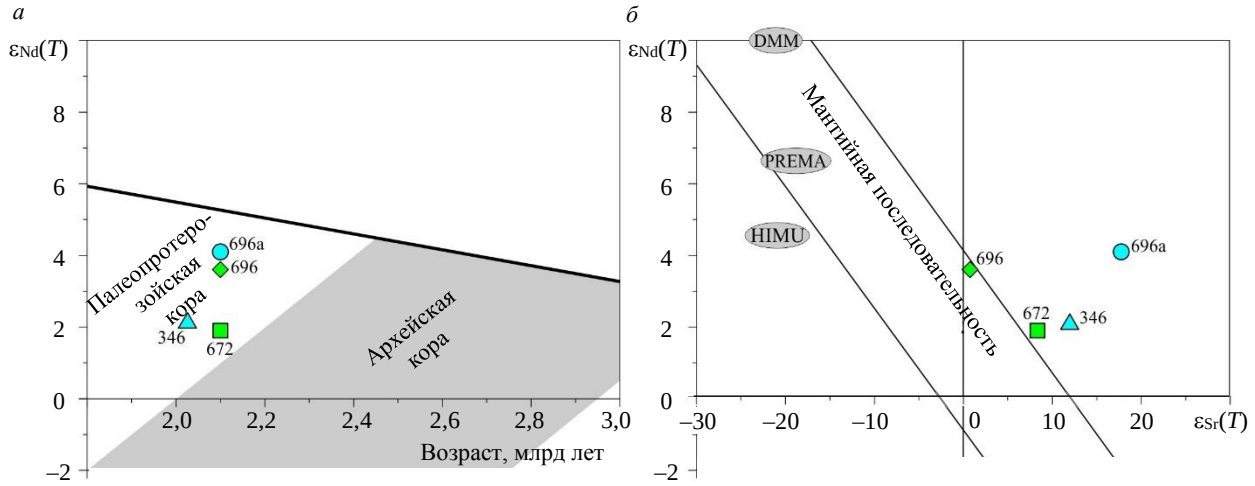


Рис.6. Диаграммы $\varepsilon_{Nd}(T)$ – возраст (*а*) и $\varepsilon_{Nd}(T) - \varepsilon_{Sr}(T)$ (*б*) для пород Салтахского массива. Резервуары DMM, PREMA, HIMU приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами по [33]. При расчете первичных изотопных отношений и величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ и $\varepsilon_{Sr}(T)$ применялись значения для CHUR $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0{,}1967$; UR $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7045$, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0{,}0827$

типу. Шошонитовые серии, согласно [32], кроме высокого $K_2O/Na_2O > 0{,}5$, имеют нормативные гиперстен ± оливин, низкое содержание железа, высокое содержание LILE, высокое, но вариабельное содержание Al_2O_3 (9-20 мас.%) и низкое содержание TiO_2. Особенностью шошонитов является обогащение не только щелочными и щелочноземельными элементами, но также P, Ce, Sm, тогда как содержание других несовместимых элементов Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, Yb остаются низкими [20]. Несмотря на недостаточно высокое преобладание K над Na в некоторых породах, именно повышенное содержание Ce и низкое Yb обеспечили размещение пород Салтахского массива в поле шошонитов (см. рис.2, *з*).

Для Салтахского массива характерна высокая магнезиальность пород: в двупироксеновых кристаллосланцах mg# = 55-70, в двупироксеновых плагиогнейсах 50-56. В протолитах основных гранулитов проявлено кумулятивное накопление плагиоклаза, в результате чего увеличивается содержание Al_2O_3, Sr, Ba, REE и появляется положительная аномалия Eu. По геохимическим признакам ([34]: $MgO/FeO_t < 1{,}39$; $TiO_2 < 0{,}41$ мас.%; Yb < 1,36 ppm; Sc 38-46 ppm; $Eu/Eu^* = 0{,}78\text{-}0{,}91$) протолиты меланокристаллосланцев относятся к некумулятивным породам, лейкокристаллосланцев (Sc < 33 ppm; $Eu/Eu^* = 1{,}06\text{-}1{,}14$) – к промежуточным между кумулятивными и некумулятивными габброидами.

В плагиогнейсах диоритового состава ниже содержание Yb 1,02-1,26 ppm, сильнее фракционированность REE $(La/Yb)_N = 11\text{-}16$. По мере роста кремнекислотности снижается содержание Y от 16,5 до 9,55 ppm и еще больше увеличивается отношение $Sr/Y = 35\text{-}48$. Повышенное отношение Sr/Y > 20 объясняется высоким содержанием воды в расплаве, способствующей кристаллизации и фракционированию водной фенокристовой фазы (амфибола и/или биотита), подавляющей кристаллизацию плагиоклаза [35]. Наиболее отчетливо это проявлено в двупироксеновых гнейсах тоналитового состава (пр. 346, 347а), $Sr/Y = 67{,}6\text{-}88$. Тоналиты также более деплетированы HREE $(La/Yb)_N = 24{,}8\text{-}25{,}6$, вероятно в связи с фракционированием граната. Присутствие граната в рестите подтверждается содержанием редких элементов в цирконе с низкой величиной $(Lu/Gd)_N$ (циркон пр. 346, $(Lu/Gd)_N = 9{,}9\text{-}12{,}2$), указывающей на присутствие граната в парагенезисе при кристаллизации циркона. На фракционирование граната указывает рост в цирконе отношения $(Dy/Yb)_N$ [36]: от пород основного состава $(Dy/Yb)_N = 1{,}23\text{-}1{,}26$ до 1,43-1,58 в кислых разностях.

В целом геохимические особенности тоналитов указывают на глубинное образование расплава в равновесии с гранатсодержащей ассоциацией. В аналогичных условиях высокого давления в водной среде происходит фракционирование гранатсодержащих разностей пород, что приводит к образованию пород TTG-ассоциации в нижней части островодужной коры [37].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39
© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

Обращают на себя внимание различия в геохимии калиевых гранитов (см. рис.3, *д*, *е*). Гнейсограниты (пр. 347) образуют полосы в тоналитах и по распределению REE отличаются от анатектических гнейсогранитов пр. 673 с возрастом 1967±7 млн лет и ближе к тоналитам пр. 346, 347а с возрастом 2025±7 млн лет. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов конформны, незначительно выше содержание Rb, Ba, Th, Pb, Zr, LREE, но более проявлена деплетированность Ti, Ta, Nb, P, HREE. Возможно, граниты пр. 347 относятся к импульсу магматизма с возрастом 2025±7 млн лет.

Возраст Салтахского массива. Датирование монофракций циркона из метадиоритов в северной части массива показало U-Pb возраст 2100-2086 млн лет. Структура и геохимия ядер датированного циркона указывают на его магматический генезис. В пр. 696 максимальное значение возраста в ядрах достигает 2103±19 млн лет, а значение возраста 2086±8 млн лет получено по верхнему пересечению линии дискордии. Для глубокометаморфизованных пород снижение возраста по линии конкордии может объясняться потерями радиогенного свинца в связи с длительным нахождением пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма [38]. Поэтому значение возраста около 2100 млн лет представляется наиболее достоверным и может приниматься как возраст кристаллизации габбродиоритов и диоритов массива.

Для циркона из метатоналитов (пр. 346) в юго-восточной части массива получен существенно меньший конкордантный возраст 2025±7 млн лет. В CL минерал имеет вид магматического циркона, однако его геохимия отличается от типовой для магматического циркона в результате обогащения LREE. Такое обогащение отмечалось для пористого циркона, который характеризуется микропористостью и гидротермально-индикативной геохимией, при этом морфологически не отличается от магматического циркона [31].

Основной особенностью «типичного» распределения REE для магматического циркона является рост содержания REE от La до Lu из-за увеличения в этом направлении совместимости REE с меньшими ионными радиусами в цирконе при La_N обычно > 10. Состав циркона (см. рис.5, *ж*) ближе всего к полю пористого циркона, однако на рис.5, *з* обогащенные LRRE анализы находятся в поле неопределенности. Причинами, вызывающими аномальную обогащенность LREE циркона, может быть также неравновесное распределение REE между породой и расплавом, дефекты/несовершенство кристаллической решетки циркона, радиационный распад U и Th, нарушающий кристаллическую решетку циркона, наложенные гидротермальные процессы [39-41].

Повышенное содержание LREE, связанное с присутствием выделений монацита или ортита вдоль трещин в цирконе, обычно сопровождается повышенным содержанием Th [42], однако содержания U и Th невысокие и в цирконе пробы 346 корреляция Th с LREE отсутствует (рис.5, *е*). В случае включений по трещинам можно было бы ожидать анализы как богатого, так и бедного LREE циркона, однако в пробе 346 весь проанализированный циркон обогащен LREE.

Повреждение кристаллической решетки циркона в результате радиоактивного распада U и Th облегчает обогащение его LREE под действием гидротермальных флюидов [39], которые вызывают катионный обмен в кристаллической решетке. Признаком такого обогащения является положительная корреляция между U+Th и ростом LRRE, выраженным в виде отношения $(La/Gd)_N$ [29]. Такая зависимость отсутствует (рис.5, *е*), поэтому обогащение LREE не связано с радиоактивным облучением.

Влияние флюида фиксируется в цирконе с аналитическим кратером 5.1, где наряду с искажением U-Pb изотопной системы (дискордантность D = 8 %) наблюдаются аномально высокие содержания в цирконе неформульных элементов [43]: Ca, Sr, P, Y, REE, Th, U, Hf. На рис.5, *з* это зерно попадает в поле гидротермального циркона. В остальных случаях дискорданость U-Pb системы низкая, содержания неформульных элементов мало отличаются от циркона с типовым магматическим профилем на других спайдерграммах, но обогащенность Ca циркона с высоким содержанием LREE фиксируется на рис.5, *з*.

По количественной оценке химических изменений циркона (индекс LREE-I по [44], LREE-I = (Dy/Nd) + (Dy/Sm)), весь циркон измененный LREE-I = 1,5-8,3 (для измененного циркона это значение должно быть <10).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Обогащение LREE с нарушением расчетных коэффициентов распределения циркон/расплав отмечалось в цирконе из санукитоидов, что связано с первично несовершенной структурой минерала, возникающей при кристаллизации циркона из расплава в высокотемпературных условиях при аномальном флюидном режиме [6, 30, 45]. Учитывая, что породы Салтахского плутона, как и санукитоиды [46-48], принадлежат или родственны шошонитовой серии, для тоналитов пробы 346 также можно предполагать высокотемпературные условия кристаллизации и аномальный флюидный режим, приводящий к обогащению циркона LREE. Причиной обогащения LREE может быть одновременная с цирконом кристаллизация роговой обманки и клинопироксена, извлекающих MREE и HREE из расплава и вызывая пересыщение расплава LREE [29].

Конкордантный U-Pb возраст пористого циркона 2025±7 млн лет мы не считаем омоложением в результате гидротермальных изменений. На это указывает ненарушенность U-Pb изотопной системы, большинство частных значений возраста конкордантные. Кроме того, близкие результаты изотопного датирования метамагматических пород получены в Хапчанском поясе в 170 км южнее Салтахского массива на Хапчанском участке, где конкордантный U-Pb возраст циркона из диоритового протолита двупироксеновых плагиокристаллосланцев составляет 2095±10 млн лет, тоналитового протолита двупироксеновых плагиогнейсов – 2030±17 млн лет. Исходя из этих соображений, Салтахский массив следует считать полихронным. В его составе присутствуют габбро и диориты с возрастом около 2100 млн лет и тоналиты с более молодым возрастом 2025 млн лет.

Геодинамическая обстановка. Известково-щелочной и шошонитовый магматизм является типоморфным для активных континентальных окраин. Шошонитовый магматизм в субдукционных орогенах обычно проявляется одновременно или вслед за известково-щелочным в процессе посторогенного растяжения [49, 50]. По экспериментальным данным фракционная кристаллизация известково-щелочной магмы под высоким давлением (10 кбар), приводящая к образованию шошонитов, может происходить в основании мощной коры в континентальных или в очень зрелых дугах [51]. Происхождение шошонитового магматизма связано с термальными событиями в мантии, обычно в связи с отрывом слэба или андерплейтингом, обусловленным внедрением в нижнюю часть коры базальтовой магмы в условиях растяжения [49]. Шошонитовые серии известны в обстановках континентальных, океанических, постколлизионных магматические дуг, а также во внутриплитных обстановках [19, 20].

Согласно предложенному алгоритму определения геодинамической обстановки для пород калиевой щелочности ([19], последовательность диаграмм на рис.7, *а-г*), породы Салтахского массива не являются внутриплитными магматическими образованиями (рис.7, *а*, *б*). На рис.7, *в*, *г* они относятся к калиевым магматическим образованиям (производным шошонитовой магмы) континентальных дуг, причем метагабброиды соответствуют породам постколлизионных дуг. Аналогичная геодинамическая обстановка реконструируется при использовании других малоподвижных элементов: Nb, La, Th, Yb (рис.7, *д*, *е*).

Составы пород Салтахского массива располагаются в поле щелочных дуг (рис.7, *д*). Положение габброидов в поле океанических островов на рис.7, *е* связано, по нашему мнению, с обеднением габброидов Th в процессе гранулитового метаморфизма. Тектонотипом щелочных дуг, согласно авторам диаграмм 7, *д*, *е* [34], являются Эолийская [52] и Апеннинско-Магрибская дуги современного Западного Средиземноморья [53], связанные с посторогенным растяжением земной коры.

По геохимии изученный циркон формировался в переделах континентальной коры и концентрируется в поле континентальных дуг (рис.7, *ж*). Поле точек вытянуто вверх, что интерпретируется как формирование магм из обогащенного мантийного источника или привнос корового материала в мантийный источник. На рис.7, *з* состав циркона локализуется в пределах мантийной последовательности пород, в основном по причине низкого содержания Yb в цирконе, что подтверждается для пород Салтахского плутона положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +1,9 до +4,1.

Таким образом, геодинамическая обстановка формирования Салтахского массива, вероятно, соответствовала приконтинентальной магматической дуге, возможно испытывающей посторогенное растяжение. Шошонитовые серии обычно формируются в постколлизионных, внутридуговых и тыловодужных рифтах, когда обстановка сжатия сменяется на режим растяжения.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39
© Н.И.Гусев, Л.Ю.Романова, 2024

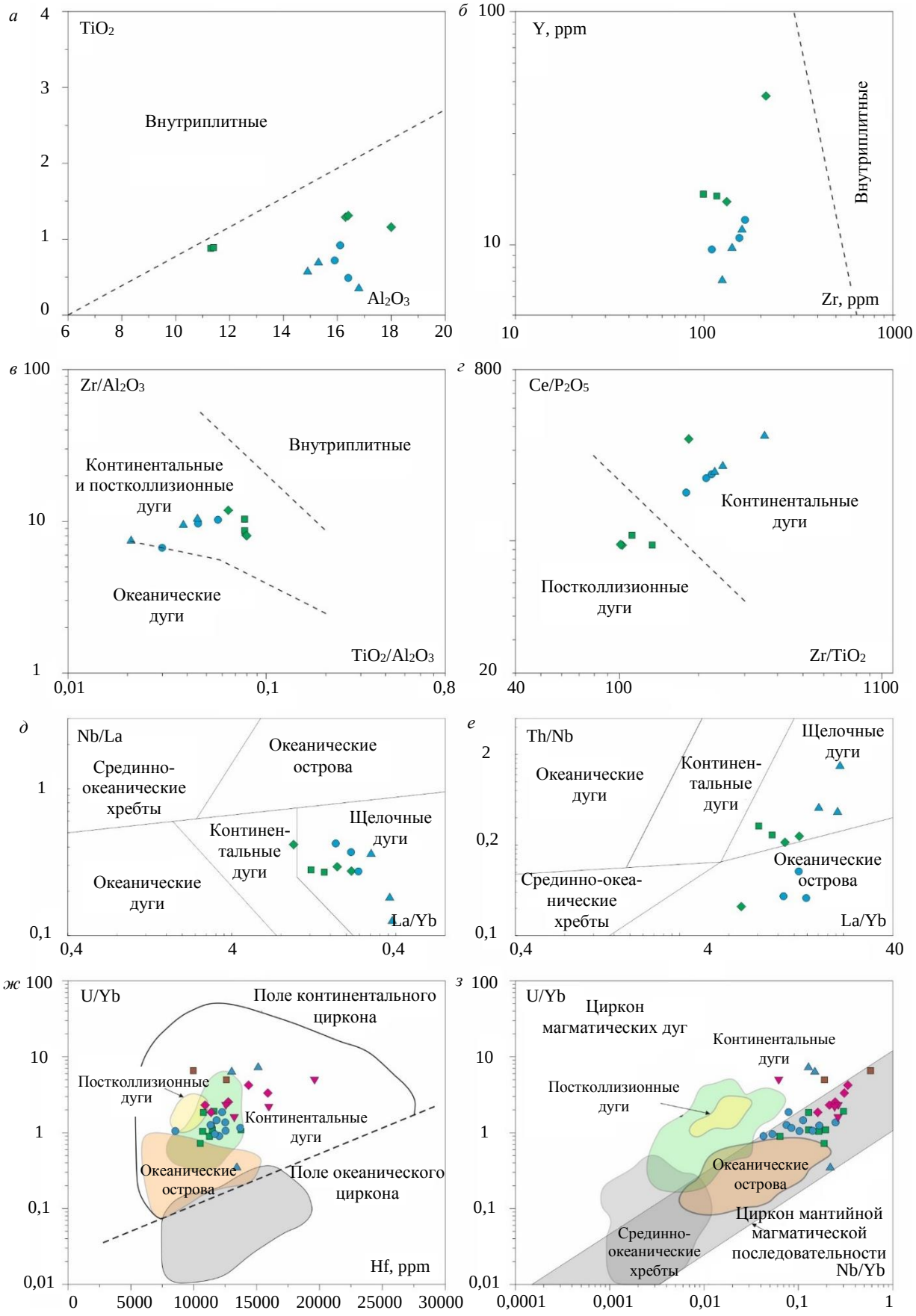


Рис.7. Диаграммы геодинамических обстановок формирования Салтахского массива: *а-г* – по [19]; *д, е* – по [34]; *ж, з* – диаграммы геодинамических обстановок [54] формирования пород Салтахского массива по составу циркона. Условные обозначения см. на рис.5

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Возраст метаморфизма и анатексиса. По данным ранее проведенных исследований в Хапчанском поясе седиментогенные отложения были тотально метаморфизованы 1,97 млрд лет назад, а несколько позднее подверглись ареальному гранулитовому метаморфизму, пик которого приходится на возраст 1,91-1,92 млрд лет [55]. Результаты исследований в Билляхской тектонической зоне [1] позволили авторам прийти к заключению, что коллизия Далдынского и Хапчанского террейнов происходила в диапазоне между 1983±3 и 1971±4 млн лет. Результаты датирования в настоящей работе не позволяют количественно уточнить время коллизионного метаморфизма, но показывают специфику и определенную последовательность метаморфических процессов во время главного этапа метаморфизма.

В цирконе датированных проб метаморфические оболочки представлены двумя типами. Более ранний циркон оболочек (1986±26 млн лет) – белый в CL, сохранился слабо и обычно окружен более поздней каймой (1971±10 млн лет) почти черного в CL циркона. Для этих двух типов циркона наблюдаются контрастные геохимические характеристики отношений Th/U, Eu/Eu*, Ce/Ce*. По данным моделирования [26] основными факторами, влияющими на величину отношения Th/U супрасолидусного метаморфического циркона, являются концентрации Th и U в системе, а также разрушение и рост монацита или алланита, находящихся в равновесии с цирконом. Основная Th-фаза – монацит и алланит, растущие одновременно с собсолидусным цирконом, понижают содержание Th, в результате уменьшается отношение Th/U [26]. Циркон, выросший на ранних этапах около пика метаморфизма, будет иметь повышенные отношения Th/U (в нашем случае это белые оболочки Th/U = 0,51), тогда как циркон, выросший вблизи солидуса, – относительно низкие отношения Th/U (темные каймы Th/U = 0,08-0,13).

Белый в CL циркон имеет более высокое отношение Ce/Ce* = 19,8 и более выраженную отрицательную аномалию Eu (Eu/Eu* = 0,65), свидетельствующие об его образовании в области стабильности плагиоклаза в условиях высокой фугитивности кислорода [56].

Черный в CL циркон характеризуется положительной аномалией Eu (Eu/Eu* = 1,54-2,92), но более слабой аномалией Ce (Ce/Ce* = 3,22-3,58), что характерно для сильно восстановительной обстановки. Положительная аномалия Eu, кроме того, может объясняться разрушением плагиоклаза (замещение его гранатом и пироксеном), обогащающим Eu среду кристаллизации циркона. Следует отметить, что, как и темные оболочки циркона, анатектические аляскитовые гнейсограниты (пр. 673) отличаются резкой положительной породной аномалией Eu. Однако оба типа циркона имеют относительно высокие отношения $(Lu/Gd)_N$: у белого циркона эта величина составляет 28,8 и еще более высокое отношение у черного циркона $(Lu/Gd)_N$ = 51,9-53,3, указывающее на ограниченное участие граната в метаморфическом парагенезисе. Возможно, это связано с характером протолита, представленного мафическими породами, в которых в условиях гранулитовой фации предпочтительно формировался пироксен, а не гранат.

С пиком метаморфизма, вероятно, связано формирование аляскитовых гнейсогранитов, образующих лейкосому мигматитов, которые имеют высокое содержание K_2O, большие величины отношений La/Yb, Sr/Y и положительную аномалию Eu (Eu/Eu* = 12). Это дает основание предполагать, что происходило частичное плавление пород под действием калиевых флюидов с кумулятивным накоплением плагиоклаза в лейкосоме мигматитов в равновесии с гранат-гранулитовым реститом. Образование лейкогранитов, равновесных с гранатсодержащим реститом, возможно при температуре 680 °С и давлении 11 кбар в условиях избыточной обводненности [57]. Геохимические особенности аляскитовых гранитов свидетельствуют, что в плавлении участвовал плагиоклаз, в результате чего происходило обогащение расплава Al, Sr u Eu. Формирование аляскитовых гранитов связано с коллизионными процессами, а избыточно водный тип плавления характерен для коллизионных надвигов, когда относительно холодная обводненная пододвинутая плита высвобождает воду в более горячую верхнюю плиту [57]. Палеопротерозойские граниты аляскитового типа, связанные с обширными полями послойных мигматитов, входят в состав маганского алякит-лейкогранит-мигматитового комплекса и пользуются повсеместным развитием в пределах Анабарского щита [55], что указывает на интенсивность аляскит-гранитового магматизма, вероятно связанного с коллизионными процессами. По результатам U-Pb датирования возрастной интервал формирования маганского комплекса – 1984-1952 млн лет [55]. В этом же диапазоне находится конкордантный возраст циркона из аляскитовых гнейсогранитов (пр. 673) 1967±7 млн лет.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Выводы

Салтахский интрузивный массив габбро-диорит-тоналитового состава метаморфизован в гранулитовой фации и представлен двупироксеновыми кристаллосланцами и плагиогнейсами. По геохимическим данным он образовался в результате кристаллизации известково-щелочной и шошонитовой магмы в обстановке растяжения приконтинентальной магматической дуги. Изотопно-геохимические характеристики, включая положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +1,9 до +4,1 и фракционированные HREE, указывают на глубинное образование расплава в равновесии с гранатсодержащей ассоциацией. По данным U-Pb датирования циркона (SHRIMP II) породы массива внедрялись в диапазоне 2100-2025 млн лет из глубинного источника, который имел короткую коровую предысторию ($T_{(Nd)}DM$ = 2,20-2,26 млрд лет). Метаинтрузивные породы Салтахского массива по возрасту близки к ранее изученным ортогранулитам Хапчанского пояса [58] и интерпретируются нами как часть метаморфизованного ювенильного палеопротерозойского надсубдукционного комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и продолжительность формирования билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 315-330.

2. *Суханов М.К., Рачков В.С.* Салтахский массив Анабарского щита // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1986. № 12. С. 47-58.

3. *Лутц Б.Г., Оксман В.С.* Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 259 с.

4. *Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. Vol. 7. P. 1-35. DOI: 10.5382/Rev.07

5. *Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. Vol. 200. Iss. 1-2. P. 155-170. DOI: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7

6. *Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980-997.

7. *Скублов С.Г., Левашова Е.В., Мамыкина М.Е. и др.* Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона // Записки Горного института. 2024. Т. 268. С. 552-575.

8. *Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G. et al.* Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of Zircon from Leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as Indicator of Formation Conditions // Geochemistry International. 2023. Vol. 61. № 13. P. 1323-1339. DOI: 10.1134/S001670292311006X

9. *Skublov S.G., Petrov D.A., Galankina O.L. et al.* Th-Rich Zircon from a Pegmatite Vein Hosted in the Wiborg Rapakivi Granite Massif // Geosciences. 2023. Vol. 13. Iss. 12. P. 1-13. DOI: 10.3390/geosciences13120362

10. *Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ойцева Т.А. и др.* Изотопно-геохимические особенности циркона из постколлизионных гранитов: на примере рибекитовых гранитов Верхнее Эспе, Восточный Казахстан // Геохимия. 2022. Т. 67. № 1. С. 3-18. DOI: 10.31857/S0016752522010083

11. *Румянцева Н.А., Скублов С.Г., Ваништейн Б.Г. и др.* Циркон из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика): U-Pb возраст, соотношение изотопов кислорода и редкоэлементный состав // Записки Российского минералогического общества. 2022. Т. 151. № 1. С. 44-73. DOI: 10.31857/S0869605522010099

12. *Skublov S.G., Rumyantseva N.A., Li Qiuli et al.* Zircon Xenocrysts from the Shaka Ridge Record Ancient Continental Crust: New U-Pb Geochronological and Oxygen Isotopic Data // Journal of Earth Science. 2022. Vol. 33. N 1. P. 5-16. DOI: 10.1007/s12583-021-1422-2

13. *Адамская Е.В., Бадинова В.П., Беляцкий Б.В. и др.* Изотопная геология норильских месторождений. СПб: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.

14. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth and Planetary Science Letters. 1984. Vol. 67. Iss. 2. P. 137-150.

15. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 87. Iss. 3. P. 249-265. DOI: 10.1016/0012-821X(88)90013-1

16. *Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. Vol. 95. № 1. P. 185-187. DOI: 10.2138/AM.2010.3371

17. *Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F.* Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th–Co Discrimination Diagram // Journal of Petrology. 2007. Vol. 48. Iss. 12. P. 2341-2357. DOI: 10.1093/petrology/egm062

18. *O'Connor J.T.* A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // U.S. Geological Survey. Professional Paper 525-B. 1965. P. 79-84.

19. *Müller D., Rock N.M.S., Groves D.I.* Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study // Mineralogy and Petrology. 1992. Vol. 46. Iss. 4. P. 259-289. DOI: 10.1007/BF01173568

20. *Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites. Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley & Sons, 1982. P. 525-548.

21. *de la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M.* A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature // Chemical Geology. 1980. Vol. 29. Iss. 1-4. P. 183-210. DOI: 10.1016/0009-2541(80)90020-0

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

22. *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 58. Iss. 1. P. 63-81. DOI: 10.1007/BF00384745

23. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8. № 5. P. 523-548. DOI: 10.1139/e71-055

24. *Ross P.-S., Bédard J.H.* Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams // Canadian Journal of Earth Sciences. 2009. Vol. 46. № 11. P. 823-839. DOI: 10.1139/E09-054

25. *Sun S.-s., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. Vol. 42. P. 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

26. *Yakymchuk C., Kirkland C.L., Clark C.* Th/U ratios in metamorphic zircon // Journal of Metamorpic Geology. 2018. Vol. 36. Iss. 6. P. 715-737. DOI: 10.1111/jmg.12307

27. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon Thermometer Reveals Minimum Melting Conditions on Earliest Earth // Science. 2005. Vol. 308. Iss. 5723. P. 841-844. DOI: 10.1126/science.1110873

28. *Hoskin P.W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69. Iss. 3. P. 637-648. DOI: 10.1016/J.GCA.2004.07.006

29. *Whitehouse M.J., Kamber B.S.* On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation // Earth and Planetary Science Letters. 2002. Vol. 204. Iss. 3-4. P. 333-346. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)01000-2

30. *Bouvier A.-S., Ushikubo T., Kita N.T. et al.* Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. Vol. 163. Iss. 5. P. 745-768. DOI: 10.1007/s00410-011-0697-1

31. *Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J. et al.* On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2009. Vol. 158. Iss. 6. P. 757-783. DOI: 10.1007/s00410-009-0409-2

32. *Morrison G.W.* Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // Lithos. 1980. Vol. 13. Iss. 1. P. 97-108. DOI: 10.1016/0024-4937(80)90067-5

33. *Zindler A., Hart S.* Chemical Geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. Vol. 14. P. 493-571. DOI: 10.1146/annurev.ea.14.050186.002425

34. *Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D.* Geochemistry of Amphibolite-Facies Volcanics and Gabbros of the Støren Nappe in Extensions West and Southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: A Key to Correlations and Paleotectonic Settings // American Journal of Science. 2012. Vol. 312. Iss. 4. P. 357-416. DOI: 10.2475/04.2012.01

35. *Richards J.P., Spell T., Rameh E. et al.* High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan // Economic Geology. 2012. Vol. 107. № 2. P. 295-332. DOI: 10.2113/econgeo.107.2.295

36. *Ze Liu, Di-Cheng Zhu, Jagoutz O. et al.* Magmatic Evolution following Damp Tholeiitic and Wet Calc-alkaline Liquid Lines of Descent: an Eastern Pontides (NE Turkey) Example // Journal of Petrology. 2021. Vol. 62. Iss. 5. № egaa088. DOI: 10.1093/petrology/egaa088

37. *Jagoutz O., Schmidt M.W., Enggist A. et al.* TTG-type plutonic rocks formed in a modern arc batholith by hydrous fractionation in the lower arc crust // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 166. Iss. 4. P. 1099-1118. DOI: 10.1007/s00410-013-0911-4

38. *O'Brien T.M., Miller E.L.* Continuous zircon growth during long-lived granulite facies metamorphism: a microtextural, U–Pb, Lu–Hf and trace element study of Caledonian rocks from the Arctic // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. Vol. 168. Iss. 4. № 1071. DOI: 10.1007/s00410-014-1071-x

39. *Rayner N., Stern R.A., Carr S.D.* Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. Vol. 148. Iss. 6. P. 721-734. DOI: 10.1007/s00410-004-0633-8

40. *Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A., E.I.M.F.* Correlated microanalysis of zircon: Trace element, $\delta^{18}O$, and U–Th–Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex > 3900 Ma detrital grains // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. Vol. 70. Iss. 22. P. 5601-5616. DOI: 10.1016/j.gca.2006.08.011

41. *Shao-Bing Zhang, Yong-Fei Zheng, Zi-Fu Zhao.* Temperature effect over garnet effect on uptake of trace elements in zircon of TTG-like rocks // Chemical Geology. 2010. Vol. 274. Iss. 1-2. P. 108-125. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2010.04.002

42. *Whitehouse M.J., Kamber B.S.* Assigning Dates to Thin Gneissic Veins in High-Grade Metamorphic Terranes: A Cautionary Tale from Akilia, Southwest Greenland // Journal of Petrology. 2005. Vol. 46. Iss. 2. P. 291-318. DOI: 10.1093/petrology/egh075

43. *Pidgeon R.T., Nemchin A.A., Roberts M.P. et al.* The accumulation of non-formula elements in zircons during weathering: Ancient zircons from the Jack Hills, Western Australia // Chemical Geology. 2019. Vol. 530. № 119310. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2019.119310

44. *Bell E.A., Boehnke P., Harrison T.M.* Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. Vol. 191. P. 187-202. DOI: 10.1016/j.gca.2016.07.016

45. *Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С. и др.* Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Центральной Карелии // Геохимия. 2009. № 9. С. 958-971.

46. *Stevenson R., Henry P., Gariépy C.* Assimilation–fractional crystallization origin of Archean Sanukitoid Suites: Western Superior Province, Canada // Precambrian Research. 1999. Vol. 96. Iss. 1-2. P. 83-99. DOI: 10.1016/S0301-9268(99)00009-1

47. *Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. Vol. 79. Iss. 1-2. P. 107-128. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.04.052

48. *Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P. et al.* Petrology of a Late Archaean, Highly Potassic, Sanukitoid Pluton from the Baltic Shield: Insights into Late Archaean Mantle Metasomatism // Journal of Petrology. 2008. Vol. 49. Iss. 3. P. 393-420. DOI: 10.1093/petrology/egm084

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

49. *Pe-Piper G., Piper D.J.W., Koukouvelas I. et al.* Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The Miocene of Limnos, Greece // GSA Bulletin. 2009. Vol. 121. № 1-2. P. 39-54. DOI: 10.1130/B26317.1

50. *Соловьев С.Г.* Металлогения шошонитового магматизма. В 2 томах. Т. 1. М.: Научный мир, 2014. 528 с.

51. *Meen J.K.* Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. Vol. 97. Iss. 3. P. 333-351. DOI: 10.1007/BF00371997

52. *de Astis G., Ventura G., Vilardo G.* Geodynamic significance of the Aeolian volcanism (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) in light of structural, seismological, and geochemical data // Tectonics. 2003. Vol. 22. Iss. 4. № 1040. DOI: 10.1029/2003TC001506

53. *Carminati E., Lustrino M., Doglioni C.* Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints // Tectonophysics. 2012. Vol. 579. P. 173-192. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.01.026

54. *Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E.* «Fingerprinting» tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015. Vol. 170. Iss. 5-6. № 46. DOI: 10.1007/s00410-015-1199-3

55. *Гусев Н.И.* Анабарский щит Сибирского кратона. Вещественный состав, геохимия, геохронология. Саарбрюкен: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. 188 с.

56. *Trail D., Watson E.B., Tailby N.D.* Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas // Geochimaca et Cosmochimica Acta. 2012. Vol. 97. P. 70-87. DOI: 10.1016/j.gca.2012.08.032

57. *Frost C.D., Swapp S.M., Frost B.R. et al.* Leucogranites of the Teton Range, Wyoming: A record of Archean collisional orogeny // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. Vol. 185. P. 528-549. DOI: 10.1016/j.gca.2015.12.015

58. *Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г.* Свидетельства субдукции палеопротерозойской океанической коры в Хапчанском поясе Анабарского щита Сибирского кратона // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 115-135. DOI: 10.31857/S0869590321020047

***Авторы*: Николай Иванович Гусев,** *начальник отдела, https://orcid.org/0000-0002-3461-0961* (*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*; *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*), **Людмила Юрьевна Романова,** *канд. геол.-минерал. наук, ведущий инженер, sergeeva.luda02@yandex.ru, https://orcid.org/0009-0005-2766-0097* (*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*; *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0