



**PETROGENESIS OF S-TYPE GRANITOID MAGMATISM ON THE MARGIN
OF THE TUVA-MONGOLIAN MASSIF (WESTERN SANGILEN, SOUTHEASTERN TUVA):
SETTINGS, AGE, AND FORMATION STAGES**

I.V. Karmysheva , V.G. Vladimirov , O.V. Shemelina , D.V. Semenova , V.A. Yakovlev ,
E.A. Pronyakin, A.E. Smolyakova

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

ABSTRACT. This study integrates the isotope-geochronological (zircon U-Pb dating), petrogeochemical and structural-petrological data, as well as the data on garnet composition and fluid inclusions in leucogranite quartz, to characterize S-type granitoid magmatism on the margin of the Tuva-Mongolian massif (Western Sangilen, Southeastern Tuva). The S-type granites form small garnet-, garnet-cordierite-bearing granite and leucogranite vein bodies. Their formation occurred during two stages of tectono-magmatic activity. The first stage (517 ± 3 Ma) relates to the initiation of a tectonic zone and is characterized by migmatization and garnet-cordierite granite formation at $T=730\text{--}790$ °C and $P=5.3$ kbar. The second stage (490–483 Ma) of local extension involved repeated heating to ~ 680 °C, which led to rheomorphism of the Early Cambrian migmatite-granites. The leucogranite veins (480 ± 6 Ma) represent neosomes of migmatites, formed at $T=760\text{--}830$ °C via low-degree melting (<20 %) of cordierite-garnet-biotite migmatites.

KEYWORDS: rheomorphism of granite; S-type granites; leucogranites; petrogenesis; fluid inclusions; geothermobarometry; U-Pb geochronology; Tuva-Mongolian massif

FUNDING: The study was carried out on the state assignment of the Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (No. FWZN-2026-0009).



EDN: YTQJKU

RESEARCH ARTICLE**Correspondence:** Irina V. Karmysheva, iri@igm.nsc.ru

Received: September 5, 2025

Revised: November 12, 2025

Accepted: November 14, 2025

FOR CITATION: Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Shemelina O.V., Semenova D.V., Yakovlev V.A., Pronyakin E.A., Smolyakova A.E., 2026. Petrogenesis of S-Type Granitoid Magmatism on the Margin of the Tuva-Mongolian Massif (Western Sangilen, Southeastern Tuva): Settings, Age, and Formation Stages. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (1), 0873. doi:10.5800/GT-2026-17-1-0873

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА S-ТИПА НА ОКРАИНЕ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА): ОБСТАНОВКИ, ВОЗРАСТ И СТАДИИ СТАНОВЛЕНИЯ

И.В. Кармышева, В.Г. Владимиров, **О.В. Шемелина**, Д.В. Семенова, В.А. Яковлев,
Е.А. Пронякин, А.Е. Смолякова

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

АННОТАЦИЯ. В настоящей работе на основе изотопно-геохронологических (циркон, U-Pb метод), петрогеохимических, структурно-петрологических данных, а также исследований составов граната и распределения флюидных включений в кварце из лейкогранитов приводится характеристика гранитоидного магматизма S-типа на конвергентной окраине Тувино-Монгольского массива (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува). Граниты S-типа слагают небольшие тела гранатовых, гранат-кордиеритовых гранитов и жильные тела лейкогранитов. Их образование происходило на двух этапах тектономагматической активности. Первый этап (517±3 млн лет) связан с заложением тектонической зоны и характеризуется мигматизацией и образованием гранат-кордиеритовых гранитов при T=730–790 °C и P=5.3 кбар. На втором этапе (490–483 млн лет) в обстановках локального растяжения произошел повторный прогрев до ~680 °C, что привело к реоморфизму раннекембрийских мигматитовых гранитов. Жилы лейкогранитов (480±6 млн лет) представляют собой неосомы мигматитов, образовавшиеся при T=760–830 °C на низкой степени плавления (<20 %) кордиерит-гранат-биотитовых мигматитов.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: реоморфизм гранитов; S-граниты, лейкограниты; петрогенезис; флюидные включения; геотермобарометрия; U-Pb геохронология; Тувино-Монгольский массив

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено в рамках госзадания ИГМ СО РАН (№ FWZN-2026-0009).

1. ВВЕДЕНИЕ

Гранитоидный магматизм коллизионных орогенов характеризуется широким разнообразием составов кислых пород. Для многих орогенов отмечается смена петрогеохимического характера гранитоидного магматизма от S-типа к A- и I-типу, которая маркирует различные геодинамические обстановки (от коллизионной до постколлизионной) [Jahn et al., 2000; Gonzalez-Menendez et al., 2017; Zhu et al., 2020; Moyen et al., 2021; и др.]. Актуальными остаются вопросы происхождения в пределах одного орогена нескольких типов разновозрастных высокоглиноземистых гранитов. Это может быть связано с вариациями состава первичного протолита, PT-параметров плавления, эволюцией магматического расплава внутри камеры и взаимодействием с вмещающими породами, а также тектоническими факторами, контролирующими локализацию зон плавления и сегрегации расплава [Srivastava et al., 2024; Huang et al., 2024; и др.].

В данной работе вопросы проявления гранитоидного магматизма S-типа в коллизионной обстановке рассматриваются на примере северо-западной окраины Тувино-Монгольского массива. Появление для этого региона новых геохронологических и петрогеохимических данных, исследование цирконов и гранатов из разных типов гранитов потребовало пересмотра и дополнения ранее опубликованных данных [Kozakov et al., 1999; Salnikova et al., 2001; Ponomareva et al., 2001; Karmysheva et al., 2021] по вопросам образования высокоглиноземистых гранитов.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты исследований опираются на химико-аналитические и U-Pb изотопно-геохронологические данные, а также изучение флюидных включений в комплексе со структурно-петрологическими подходами. Все аналитические исследования выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Содержания петрогенных элементов определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific Ltd) [Karmanova, Karmanov, 2011]. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов выполнено методом ИСП-МС на аппарате высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Германия) [Nikolaeva et al., 2008]. Состав минералов определен методом сканирующей электронной микроскопии на электронном микрозонде JEOL JXA-8100 Superprobe (аналитик Е.Н. Нигматулина).

U-Pb изотопно-геохронологические исследования циркона выполнены методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II согласно методике [Semanova et al., 2024].

Морфология и состав флюидных и твердых включений проанализированы в структурно-ориентированных пластинках лейкогранитов. КР-спектроскопия отдельных включений проводилась с помощью спектрометра Horiba Scientific LabRam HR800 system. В качестве

источника возбуждения использовался твердотельный лазер с длиной волны 532 нм. Спектры измерены со спектральным разрешением 2.5 см^{-1} при щели 200 мкм. Спектры записывались в диапазоне от 50 до 3800 см^{-1} , время накопления составило от 7 с для твердых включений до 15 с для газовых, число накопленных 6–8.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Геологическая ситуация

Северо-западная окраина Тувино-Монгольского массива в пределах нагорья Сангилен представляет собой коллизионный ороген, сложенный породами метаморфических и магматических комплексов [Kozakov et al., 2001; Ponomareva et al., 2001; Vladimirov et al., 2017; и др.] (рис. 1). Для метаосадочных комплексов предполагался единый источник вулканогенно-осадочного материала, однако возраст метаморфизма пород пересматривался с появлением новых данных от докембрийского до раннепалеозойского [Kozakov et al., 1999, 2001; Salnikova et al., 2001; Gibsher et al., 2017; Karmysheva et al., 2021].

Проявление основного магматизма в регионе было на различных стадиях эволюции коллизионного орогена – от раннего кембрия (~524 млн лет) до раннего силура (~440 млн лет) [Shelepaev et al., 2018]. Кислый магматизм типичен для коллизионных обстановок, характеризуется широким разнообразием составов [Ponomareva et al., 2001; Karmysheva et al., 2017, 2022] и полистадийным проявлением в период от 520 до 460 млн лет [Semenova et al., 2024; Vladimirov et al., 2017]. Наиболее распространенными являются высококальциевые гранитоиды ухадагского комплекса, относящиеся к А-типу (~485 млн лет), и нерасчлененные граниты S-типа. Последние приурочены к линейным тектоническим зонам и слабо деформированным метаморфическим комплексам, где образуют мелкие некартируемые тела (рис. 1). Разнообразие составов кислых пород предшествующими исследователями объяснялось изменением степени плавления метапелитового субстрата и привнесом отдельных элементов из базитовых расплавов [Kozakov et al., 1999; Vladimirov et al., 2000; Ponomareva et al., 2001; Karmysheva et al., 2017].

3.2. Структурно-петрологическая характеристика

Гранатсодержащие граниты (Qz – 30–35 %, Pl – 40–45 %, Kfs – 15–20 %, Bt – 5 %, \pm Grt, \pm Crld, \pm Sil) образуют мелкие тела до нескольких квадратных метров. В обнажениях наблюдаются взаимопроникающие контакты с вмещающими метаморфическими породами, что указывает на автохтонный характер гранитов (рис. 2, а).

Гранатсодержащие граниты прорываются более молодыми гранитами ухадагского комплекса и мелкозернистыми дайками, относящимися к тому же комплексу (рис. 2, б, в).

Структура гранатсодержащих гранитов средне- и мелкозернистая, текстура варьируется от массивной

со слабой директивностью до линейной. В породах с массивной текстурой наблюдаются внутрикристаллические деформации в калиевом полевоом шпате, а также скольжение по границам зерен с образованием многочисленных субзерен и необласт кварца (рис. 2, д). Граниты с отчетливо выраженной директивностью визуально отличаются от мигматитов по увеличению количества кварца и полевых шпатов, а также по менее выраженному разделению на лейко- и меланосому (рис. 2, г). В шлифах полосчатость фиксируется по линейному расположению агрегатов биотита и граната с прослоями высокоглиноземистых метаморфических минералов – шпинели и кордиерита (рис. 2, е).

Гранат-кордиеритовые лейкограниты (Qz – 30–40 %, Pl – 30–40 %, Kfs – 10–25 %, Bt – 1–3%, \pm Grt, \pm Crld) слагают крупные жильные тела мощностью до 300 м в пределах Эрзинской тектонической зоны. Их залегание конформно линейности растяжения в мигматитах эрзинского комплекса (рис. 3, а). На контактах отсутствуют признаки прогрева или срезания метаморфических структур.

Лейкограниты характеризуются субгоризонтальными директивными структурами, фиксируемыми по расположению биотита, линейным зонам растяжения с мелкими агрегатами граната и кордиерита (рис. 3, б, в). В шлифах лейкогранитов отмечается межзерновое скольжение агрегатов кварца и полевого шпата, деформационные двойники плагиоклаза (рис. 3, в). Внутрикристаллические деформации для кварца не характерны.

3.3. Петрогеохимический состав

По содержанию аксессуарных минералов гранатсодержащие граниты можно разделить на две группы: 1) граниты с гранатом в качестве единственного аксессуарного минерала; 2) граниты с гранатом, кордиеритом и силлиманитом. Содержания главных и редких элементов гранатсодержащих гранитов и лейкогранитов приведены в табл. 1, состав гранат-кордиеритовых гранитов опубликован в работе [Karmysheva et al., 2017].

Граниты обоих типов и лейкограниты на основных классификационных диаграммах образуют перекрывающие поля (рис. 4). Исключением является #Fe, по значениям которого лейкограниты и гранатсодержащие граниты относятся преимущественно к железистым разновидностям, а гранат-кордиеритовые – к магнезиальным (рис. 4, в). Все группы гранитоидов являются высокоглиноземистыми (рис. 4, д). Для лейкогранитов характерен большой разброс содержания K_2O (1.19–6.14 мас. %), чем в гранатовых и гранат-кордиеритовых гранитах (2.42–5.41 и 1.84–4.60 мас. %, соответственно) (рис. 4, г).

Спектры распределения RЭ для всех типов гранитов также очень близки: в гранатсодержащих гранитах и лейкогранитах (La/Yb)_n варьируется в очень широких пределах: 5.24–79.76 и 5.32–37.06 соответственно.

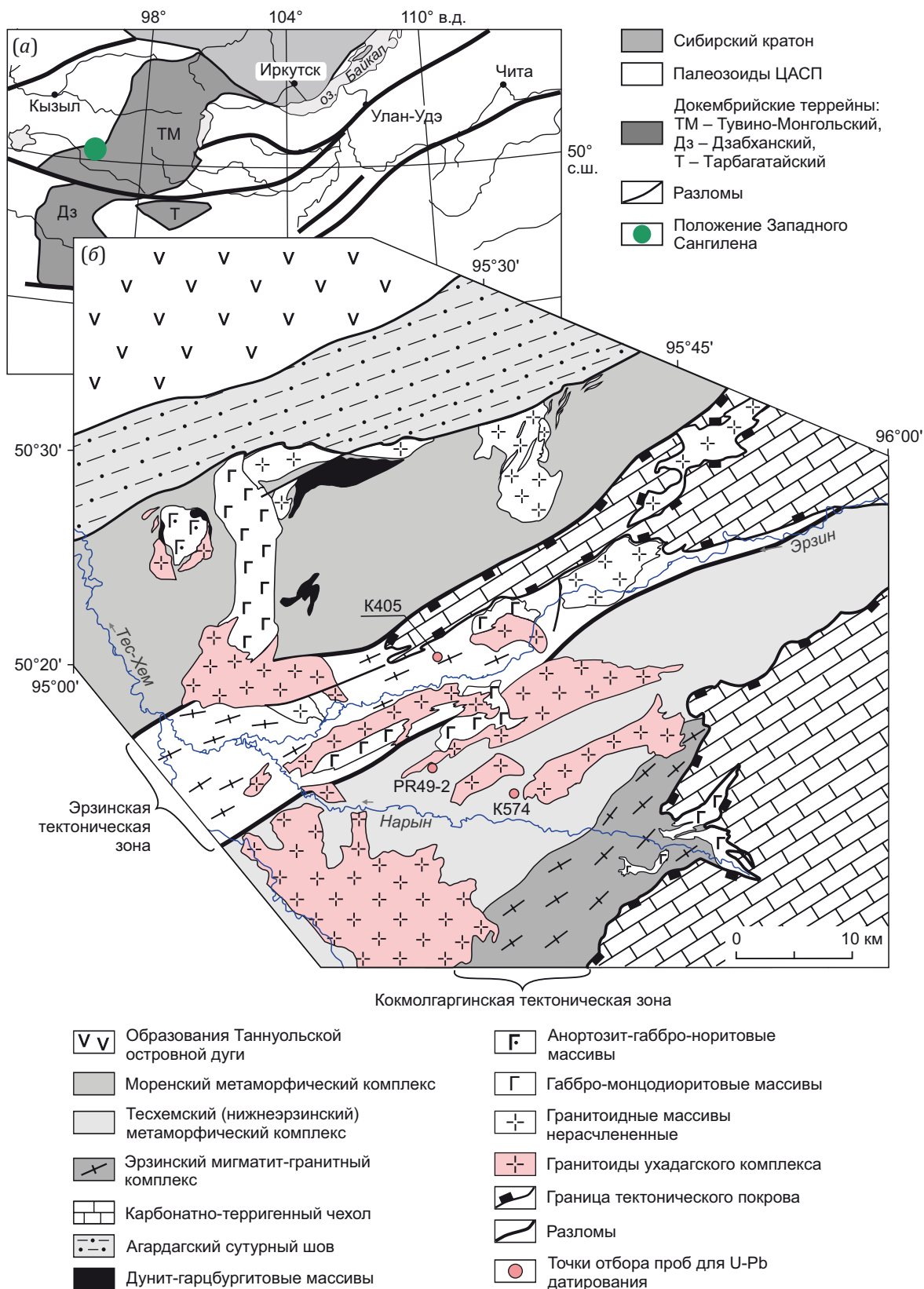


Рис. 1. Геологическая схема Западного Сангилен.

(a) – положение Западного Сангилен в структурах южного обрамления Сибирской платформы (по [Kuzmichev, 2004]); (б) – структурно-геологическая схема Западного Сангилен (составлена по материалам [Kozakov et al., 1999; Vladimirov et al., 2017; Karmysheva et al., 2017]).

Fig. 1. Geological map of the Western Sangilen.

(a) – location of the Western Sangilen in the structures bordering the Siberian craton in the south (after [Kuzmichev, 2004]); (б) – structural-geological map of the Western Sangilen (after [Kozakov et al., 1999; Vladimirov et al., 2017; Karmysheva et al., 2017]).

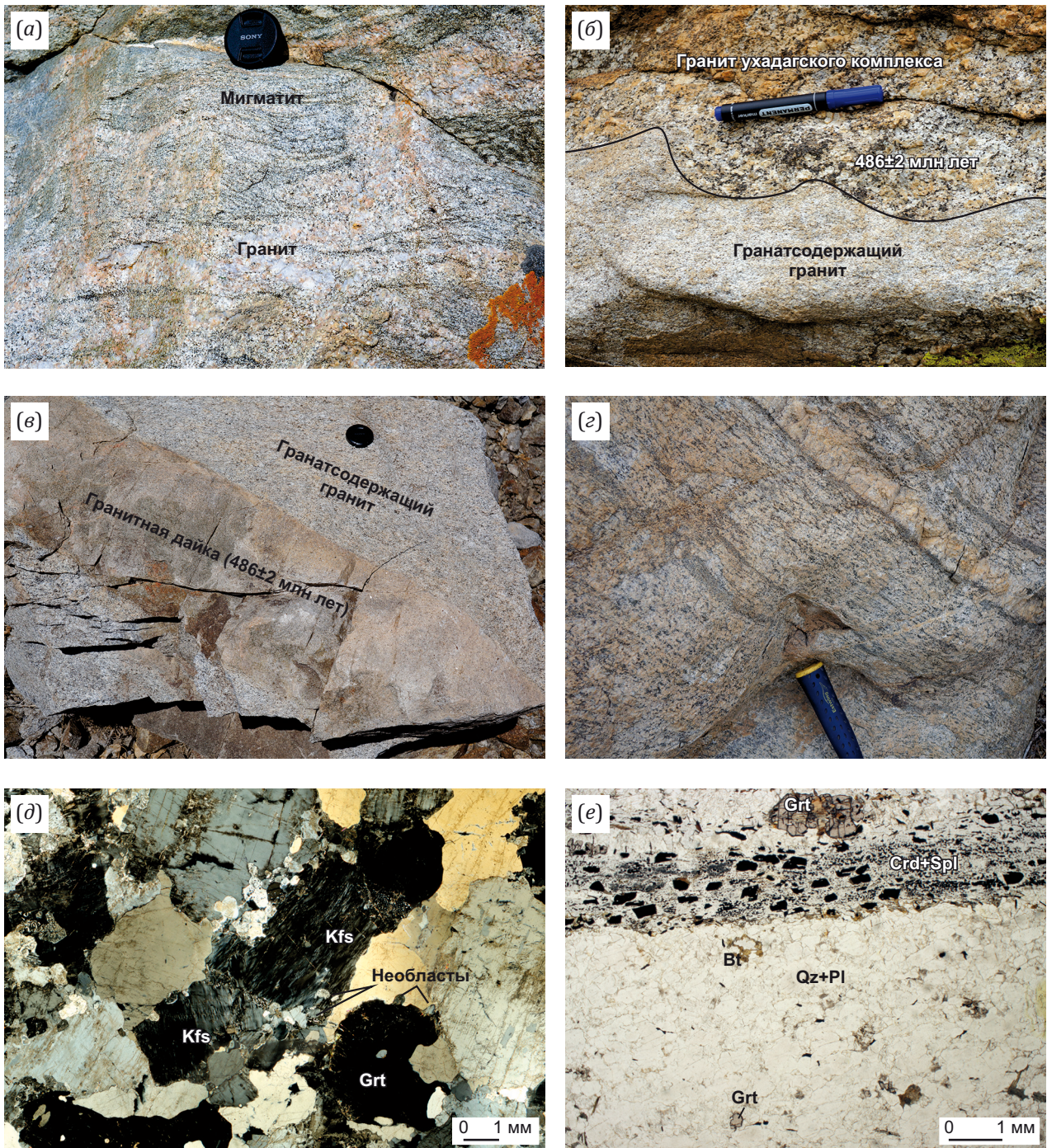


Рис. 2. Структурно-петрологические характеристики гранатсодержащих гранитов.

(a) – сегрегация гранитного материала и теньевые структуры мигматитов; (б) – интрузивный контакт гранатсодержащих гранитов и гранитов ухадагского комплекса (486±2 млн лет [Karmysheva et al., 2022]); (в) – дайка (486±2 млн лет [Karmysheva et al., 2021]), секущая гранатсодержащие граниты; (г) – линейные текстуры гранатовых гранитов с реликтами меланосом; (д) – скольжение на границах зерен, субзерна и необласты кварца, внутрикристаллические деформации в калиевом полево шпате; (е) – кордиерит-шпинелевый прослой в граните.

Fig. 2. Structural and petrological characteristics of garnet-bearing granites.

(a) – granite segregation and shadowy migmatite structures; (б) – intrusive contact of the garnet-bearing granites and Ukhadag complex granites (486±2 Ma [Karmysheva et al., 2022]); (в) – 486±2 Ma dike ([Karmysheva et al., 2021]) running through garnet-bearing granite; (г) – linear textures of garnet granites with melanosome relics; (д) – grain boundary sliding, subgrains and quartz neoblasts, intracrystalline deformations in potassium feldspar; (е) – a cordierite-spinel interlayer in granite.

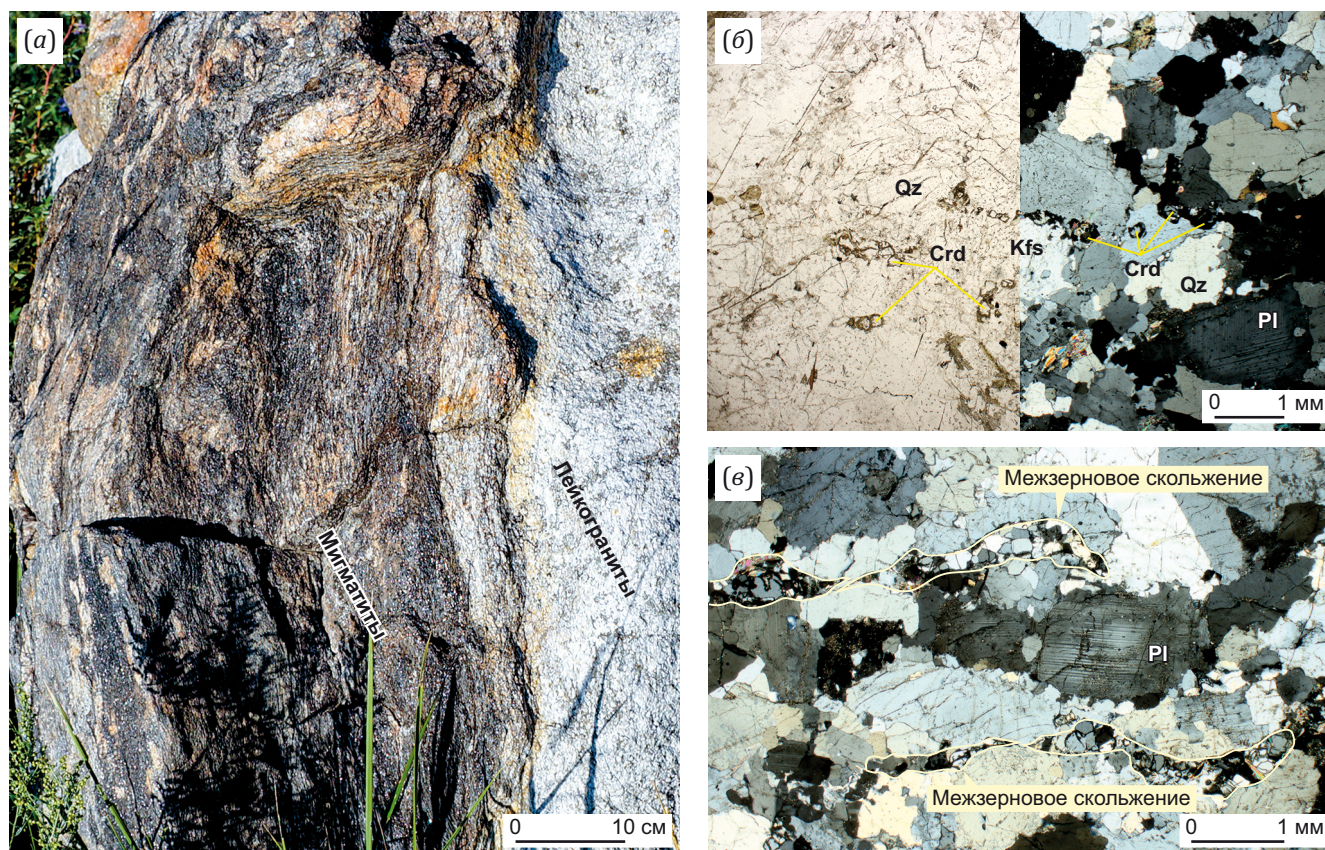


Рис. 3. Структурно-петрологические характеристики лейкогранитов. (а) – согласный контакт мигматитов и лейкогранитов; (б) – реликтовые агрегаты кордиерита в зонах растяжения; (в) – внутрикристаллические деформации в плагиоклазе и межзерновое скольжение кварца и полевых шпатов.

Fig. 3. Structural and petrological characteristics of leucogranite. (a) – conformable contact of migmatites and leucogranites; (b) – relic cordierite aggregates in extension zones; (c) – intracrystalline deformations in plagioclase; quartz and feldspar grain boundary sliding.

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в гранитах
Table 1. Concentrations of petrogenic oxides (wt. %) and rare (ppm) elements in granite

Обр. Порода	Среднее (n=6)	Гранатсодержащий гранит					Среднее (n=10)	Лейкогранит					
		PR-49-2	K574	K578-1	K440	K450		K405	K426	K441	K455	КТ1427	PR21
SiO ₂	73.36±1.22	63.61	73.46	72.78	75.22	74.30	72.87±1.27	72.84	70.66	71.78	72.88	72.28	74.95
TiO ₂	0.22±0.14	0.58	0.09	0.46	0.10	0.14	0.17±0.16	0.07	0.59	0.23	0.21	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	14.23±1.57	17.00	14.45	14.32	13.33	14.01	14.56±1.03	15.77	14.11	14.98	14.59	15.59	13.83
Fe ₂ O ₃ ^T	1.89±0.46	5.77	1.43	2.41	1.40	1.55	1.91±1.17	0.97	4.98	2.54	1.69	1.34	1.43
MnO	0.03±0.01	0.13	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04±0.02	0.02	0.08	0.06	0.03	0.02	0.03
MgO	0.42±0.23	1.68	0.24	0.76	0.16	0.22	0.62±0.14	0.24	0.38	0.58	0.33	0.22	0.17
CaO	1.61±0.82	4.38	0.87	2.30	0.45	1.37	1.31±0.69	2.47	1.74	1.71	0.54	0.62	1.14
Na ₂ O	3.40±0.55	4.44	3.36	3.65	2.62	3.35	3.58±0.82	5.08	3.55	3.82	3.50	2.84	3.69
K ₂ O	3.81±1.32	1.33	5.01	2.66	5.41	4.35	3.91±1.66	1.19	2.32	2.83	4.32	5.37	3.47

Таблица 1 (продолжение)

Table 1 (continued)

Образец	PR-49-2	K574	K578-1	K440	K450	K405	K426	K441	K455	KT1427	PR21		
Среднее	Гранатсодержащий гранит					Среднее	Лейкогранит						
Порода													
P ₂ O ₅	0.07±0.03	0.24	0.10	0.07	0.08	0.02	0.08±0.04	0.05	0.04	0.08	0.11	0.11	0.06
ППП	0.78	0.40	0.50	0.83	0.47	0.38	0.91	0.98	0.80	0.99	0.68		
Сумма	99.96	99.45	99.94	99.63	99.81	99.08	99.36	99.59	99.29	99.46	99.52		
Rb		111	83.8	122	146	25.5	64.0	84.1	117	129	121		
Sr		167	229	158	182	681	236	319	332	306	174		
Y		21.8	14.5	14.8	8.12	11.3	20.7	19.4	8.15	23.3	8.28		
Zr		124	374	142	123	76.2	650	104	105	59.99	57.4		
Nb		1.59	108.	2.59	5.31	4.40	19.1	7.78	6.82	12.7	9.19		
Cs		0.65	1.41	1.05	4.61	0.76	1.46	1.76	2.67	4.58	8.31		
Ba		837	977	725	834	392	1175	753	1561	676	527		
La		23.9	96.0	15.5	22.8	8.29	103	21.3	17.5	12.5	11.9		
Ce		42.3	186	29.8	40.5	17.0	199	39.4	32.1	25.5	24.6		
Pr		4.32	20.9	3.24	4.48	2.12	24.1	4.54	3.41	2.89	2.46		
Nd		15.0	77.7	12.4	15.9	7.87	94.9	16.6	12.0	10.6	9.20		
Sm		3.02	13.7	2.39	2.65	1.87	16.0	3.48	2.31	2.68	1.90		
Eu		0.86	1.13	0.79	0.55	0.22	2.54	0.71	0.39	0.55	0.48		
Gd		2.70	9.67	2.02	2.13	1.60	11.0	3.02	1.74	2.93	1.65		
Tb		0.46	1.00	0.36	0.27	0.27	1.09	0.51	0.27	0.56	0.26		
Dy		3.06	3.55	2.21	1.30	1.71	4.55	3.06	1.47	3.62	1.37		
Ho		0.75	0.50	0.50	0.23	0.37	0.76	0.58	0.26	0.70	0.23		
Er		2.43	1.01	1.66	0.68	1.10	2.14	1.69	0.73	1.68	0.57		
Tm		0.43	0.13	0.26	0.10	0.17	0.31	0.27	0.12	0.23	0.09		
Yb		3.07	0.81	1.78	0.63	1.05	1.87	1.66	0.78	1.47	0.55		
Lu		0.46	0.12	0.27	0.09	0.16	0.28	0.26	0.12	0.21	0.08		
Hf		3.83	9.32	3.48	3.88	2.03	13.8	2.99	2.80	2.33	1.93		
Ta		0.09	0.56	0.17	0.67	0.34	0.79	0.57	0.49	1.13	1.11		
Th		9.59	44.0	6.73	13.6	7.36	20.0	8.72	7.69	4.67	4.88		
U		1.14	1.72	4.93	2.07	1.34	1.41	1.46	1.05	2.10	0.89		
La/Yb _N		5.24	79.76	5.87	24.4	5.32	37.0	8.66	15.21	5.72	14.71		
Gd/Yb _N		0.71	9.61	0.91	2.71	1.23	4.76	1.47	1.81	1.60	2.43		
δEu		0.90	0.29	1.07	0.69	0.38	0.55	0.65	0.58	0.60	0.81		

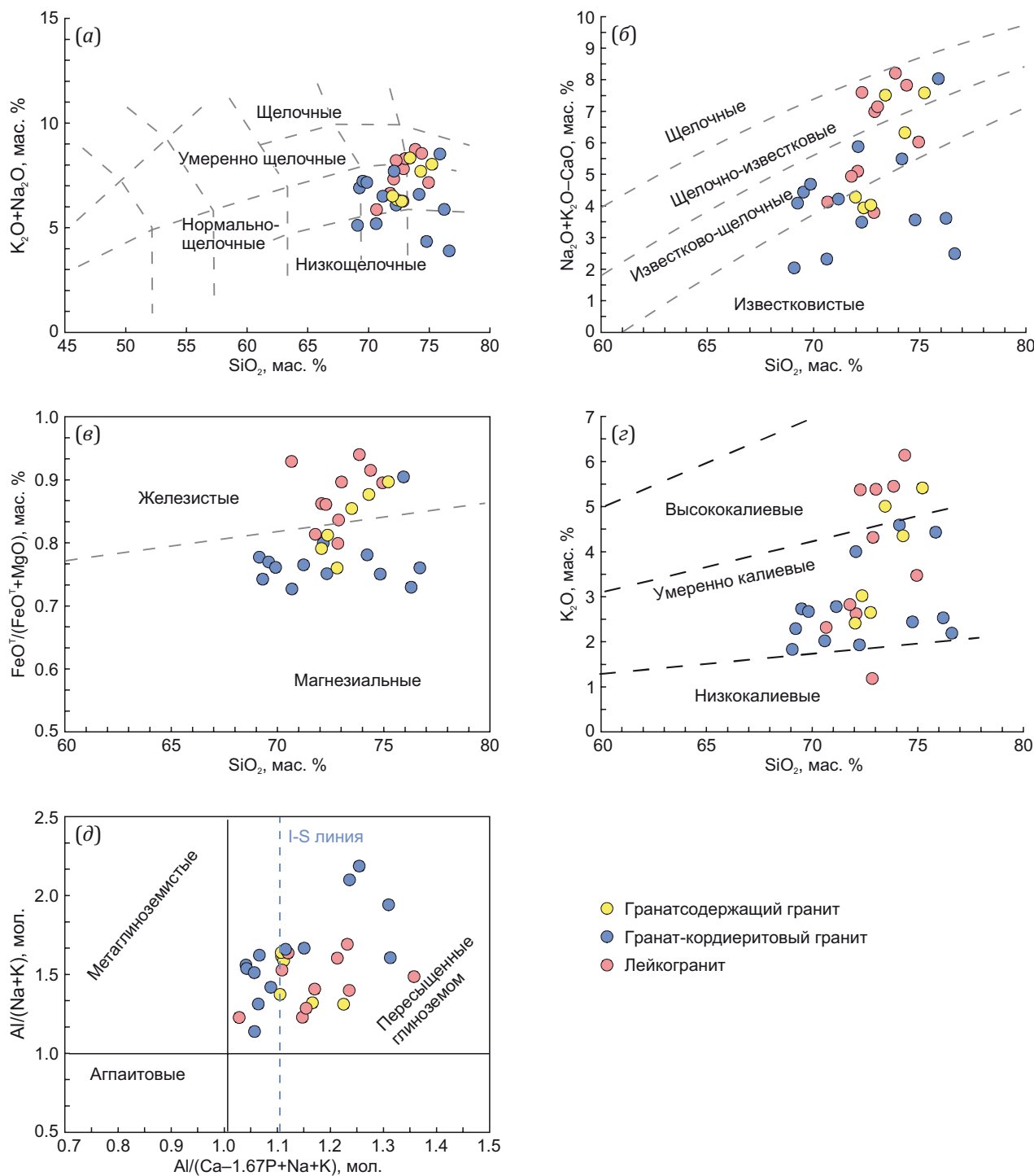


Рис. 4. Классификационные диаграммы: (а) – классификационные границы по [Middlemost, 1994]; (б, в) – по [Frost et al., 2001]; (г) – классификационные границы по [Le Maitre, 1989]; (д) – по [Maniar, Piccoli, 1989], I-S линия по [Chappell, White, 2001].

Fig. 4. Classification diagrams: (а) – classification boundaries after [Middlemost, 1994]; (б, в) – after [Frost et al., 2001]; (г) – classification boundaries after [Le Maitre, 1989]; (д) – after [Maniar, Piccoli, 1989], I-S line after [Chappell, White, 2001].

Для гранат-кордиеритовых гранитов спектры распределения РЗЭ более выдержанные ((La/Yb)_n=5.83–21.55) (рис. 5, а, в). Вариации значений в содержании НРЭЕ в гранатых и гранат-кордиеритовых гранитах значительно больше (Gd/Yb)_n (0.71–2.71 и 1.23–3.30 соответственно), чем в лейкогранитах ((Gd/Yb)_n –

1.23–2.43). При этом значение (Gd/Yb)_n в отдельном образце из гранатсодержащих гранитов достигает 4.76, а в лейкограните в одном из образцов наблюдается очень значительная дифференциация в распределении высокозарядных элементов – (Gd/Yb)_n – 9.61 (рис. 5, а, в). По петрографическому составу данные

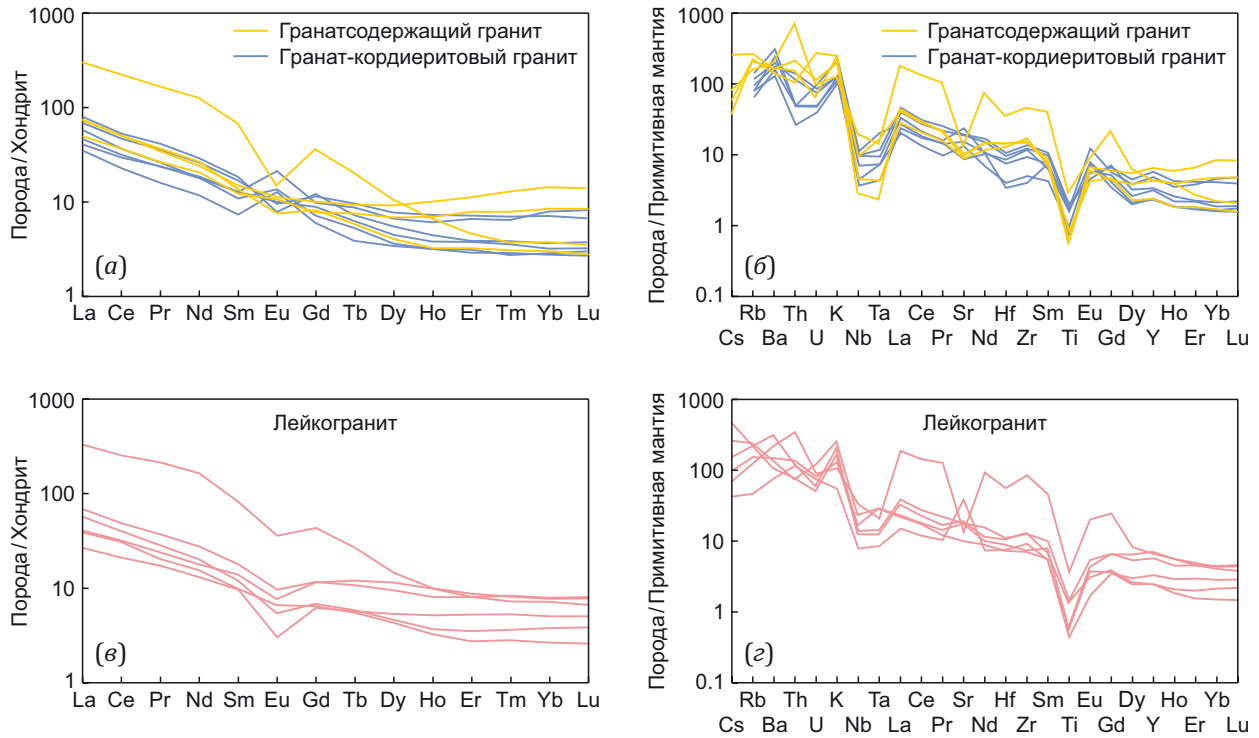


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ (а, в) (нормированы по хондриту CI [Boynnton, 1984]) и спайдер-диаграммы (б, д) (нормированы по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]).

Fig. 5. The REE distribution spectra (a, c) (CI chondrite-normalized [Boynnton, 1984]) and spider diagrams (b, d) (primitive mantle-normalized [Taylor, McLennan, 1985]).

пробы никак не отличаются от остальной выборки. В гранатосодержащих гранитах и в гранат-кордиеритовых гранитах европиевая аномалия от ярко выраженной отрицательной до положительной: $Eu/Eu^* = 0.29-1.07$ и $0.51-1.91$ соответственно (рис. 5, а). В лейкогранитах наблюдается устойчивый по всем образцам минимум ($Eu/Eu^* = 0.38-0.81$) (рис. 5, в).

3.4. Морфология и состав гранатов

Гранаты в гранатовых и гранат-кордиеритовых гранитах имеют различия по морфологии: округлые, изометричные кристаллы в первом типе и потерявшие кристаллографическую огранку зерна во втором (рис. 6).

В гранатосодержащих гранитах с отчетливо выраженной директивностью гранаты очень мелкие и сконцентрированы согласно общей минеральной линейности (рис. 6, а). В гранитах с массивной текстурой и более крупнозернистой структурой гранаты образуют более крупные агрегаты – до 5 мм (рис. 6, б). Они сохраняют общую округлую форму, местами с сохранением кристаллографических граней, но резорбированы и частично растворены по краям. В отдельных шлифах зерна граната сильно трещиноватые с признаками растворения. Трещины и зоны растворения «залечены» биотитом и кварцем с отсутствием внутрикристаллических деформаций (рис. 6, б).

Ксеноморфные гранаты в гранат-кордиеритовых гранитах имеют трещиноватость по разным направле-

ниям и признаки частичного растворения. Скопления зерен гранатов расположены согласно линейности растяжения в породе (рис. 6, в, г). Кордиерит также не имеет четко выраженной огранки и образует либо сплошные массы с плагиоклазом и кварцем, либо отдельные обломочные трещиноватые агрегаты.

В лейкогранитах гранат характеризуется угловатым обликом со следами частичного плавления или растворения. Встречаются единичные очень мелкие агрегаты размером до 0.3 мм, расположенные в трещинах и зонах скалывания (рис. 6, д, е).

Изучение состава гранатов разной морфологии и из всех разновидностей гранитов показало отсутствие зональности в краевых и центральных частях зерен. Все гранаты высокожелезистые. В ксеноморфных гранатах отмечаются широкие вариации соотношения MgO и MnO ($X_{Prp} = 8.56-27.68$ и $X_{Sps} = 2.16-16.67$). Состав крупных изометричных гранатов из гранатосодержащих гранитов по всем основным компонентам не отличается от резорбированных низкомарганцевых агрегатов с умеренной железистостью. Мелкозернистые гранаты из гранитов с отчетливой выраженной директивностью (рис. 6, а) резко отличаются по составу от остальных гранатов. Они относятся к альмандин-спессартиновому ряду ($X_{Alm} = 58.9$ и $X_{Sps} = 27.44$), тогда как для остальных гранатов содержание спессартинового компонента не превышает 20%. Гранаты из лейкогранитов и гранитов аналогичны по составу, однако гранаты лейкогранитов содержат меньше пиропового

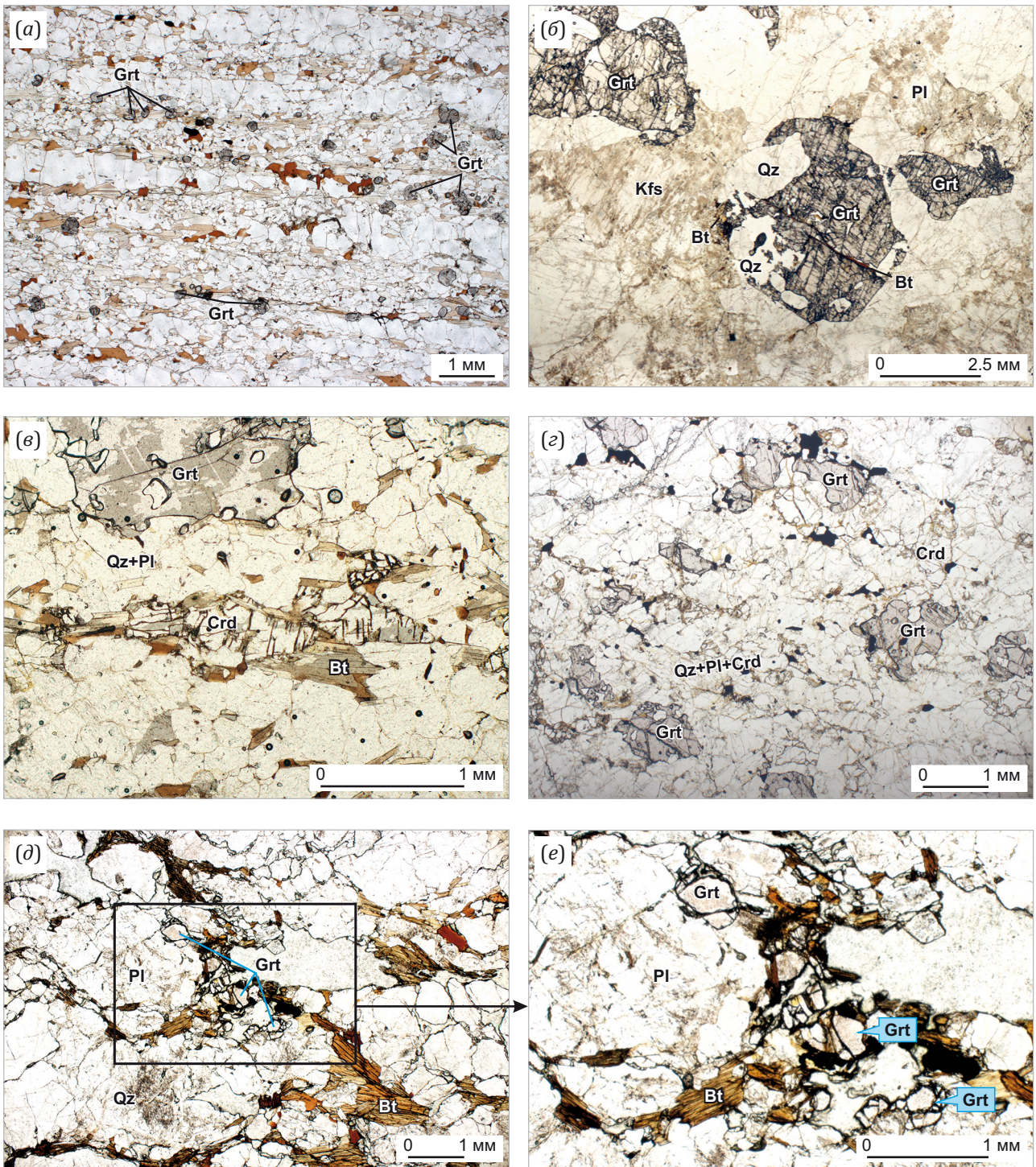


Рис. 6. Морфология агрегатов граната в гранатосодержащих гранитах (а-с) и лейкогранитах (д-е). (а) – мелкие округлые агрегаты в гранатосодержащих гранитах; (б) – крупные округлые трещиноватые и частично растворенные гранаты в гранатосодержащих гранитах; (в) – ксеноморфные и резорбированные агрегаты граната и кордиерита; (г) – линейно вытянутые агрегаты гранатов в гранат-кордиеритовых гранитах; (д) – биотит и гранат в зонах скалывания в лейкогранитах; (е) – увеличенный фрагмент с агрегатами граната в лейкогранитах.

Fig. 6. Morphology of garnet aggregates in garnet-bearing granite (a-c) and leucogranite (d-e). (a) – small rounded aggregates in garnet-bearing granite; (b) – large rounded fractured and partially dissolved garnets in garnet-bearing granite; (c) – xenomorphic and resorbed garnet and cordierite aggregates; (g) – linearly elongated garnet aggregates in garnet-bearing granite; (d) – biotite and garnet in leucogranite-hosted shear zones; (e) – enlarged fragment with garnet aggregates in leucogranite.

и больше спессартинового минала ($X_{Spss} = 8.05-15.30$), чем в мелких округлых агрегатах из гранатовых гранитов (рис. 7; табл. 2, 3).

Для гранатсодержащих гранитов температура кристаллизации была рассчитана по гранат-биотитово-

му термометру [Bhattacharya et al., 1992]. Для расчета использовались составы гранатов с высокими содержаниями спессартинового минала. Температура кристаллизации составила 550–640 °C при давлении 5–7 кбар (составы минералов приведены в табл. 2, 3, 4).

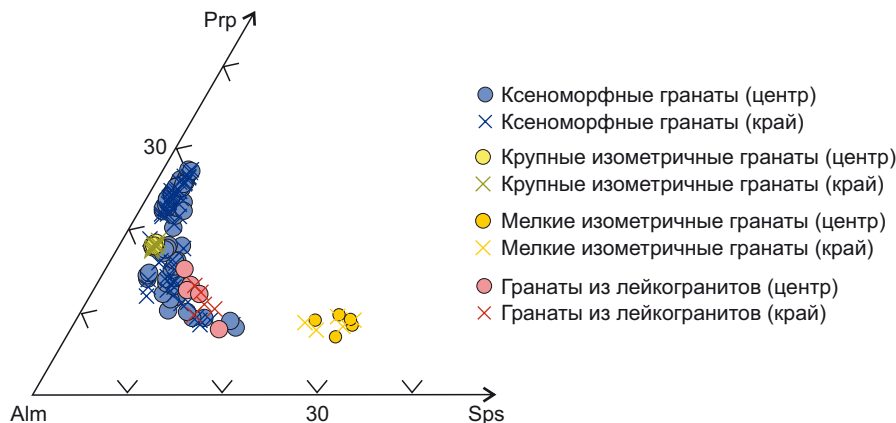


Рис. 7. Состав гранатов в каймах и центрах агрегатов различной морфологии из лейкогранита и гранатсодержащего гранита.

Fig. 7. The garnet compositions in rims and centers of morphologically different aggregates from leucogranite and garnet-bearing granite.

Таблица 2. Состав гранатов из гранатсодержащих гранитов и лейкогранитов

Table 2. Garnet-bearing granite and leucogranite garnet composition

Элементы	Ксеноморфные гранаты из гранатсодержащих гранитов		Крупные изометричные гранаты из гранатсодержащих гранитов		Гранаты из лейкогранитов	
	Центр (n=66)	Край (n=60)	Центр (n=6)	Край (n=9)	Центр (n=5)	Край (n=5)
	мин-макс среднее	мин-макс среднее	мин-макс среднее	мин-макс среднее	мин-макс среднее	мин-макс среднее
SiO ₂	32.80–39.81 37.92	36.39–38.72 37.91	37.84–38.09 37.94	37.74–38.09 37.92	36.89–37.65 37.36	37.37–37.66 37.46
Al ₂ O ₃	18.27–22.09 21.16	20.35–21.82 21.14	20.91–21.23 21.04	20.95–21.15 21.03	20.29–20.91 20.65	20.59–20.77 20.70
FeO	30.26–35.49 32.68	30.88–35.18 32.88	30.82–34.14 33.91	33.69–34.49 33.94	30.07–33.35 32.85	32.36–33.35 32.81
MgO	2.14–7.16 5.44	2.19–7.16 5.21	4.61–4.77 4.67	4.50–4.83 4.66	2.05–3.94 3.18	2.47–3.36 2.91
MnO	0.97–7.50 1.94	0.97–7.28 2.20	1.58–1.64 1.61	1.56–1.65 1.61	3.58–6.62 4.76	4.65–6.15 5.33
CaO	0.71–1.21 0.87	0.74–1.04 0.86	0.73–1.17 1.01	0.84–1.11 0.97	0.99–1.08 1.03	1.03–1.10 1.07
Si	9.915–3.042 3.004	2.977–3.026 3.005	3.007–3.027 3.017	3.013–3.026 3.017	3.012–3.025 3.017	3.010–3.024 3.017
Al	1.914–2.007 1.976	1.927–2.018 1.975	1.962–1.987 1.973	1.968–1.978 1.973	1.958–1.974 1.965	1.962–1.971 1.965
Fe ²⁺	1.991–2.494 2.166	2.021–2.397 2.180	2.249–2.266 2.255	2.246–2.290 2.259	2.199–2.237 2.218	2.181–2.254 2.210
Mg	0.261–0.832 0.641	0.263–0.829 0.614	0.546–0.565 0.554	0.532–0.574 0.552	0.250–0.471 0.382	0.297–0.402 0.349
Mn	0.064–0.520 0.131	0.065–0.504 0.148	0.107–0.111 0.108	0.105–0.111 0.109	0.243–0.460 0.326	0.316–0.420 0.364
Ca	0.062–0.105 0.074	0.064–0.088 0.073	0.062–0.100 0.086	0.071–0.095 0.083	0.085–0.095 0.089	0.089–0.095 0.092
Fe/(Fe+Mg)	70.86–89.42 77.32	70.90–89.48 78.24	80.05–80.47 80.28	79.68–81.14 80.35	82.44–89.79 85.39	84.53–88.35 86.37

Таблица 3. Состав изометричных мелких гранатов из гранитов (проба PR49-2)**Table 3.** Composition of isometric small garnets in granite (sample PR49-2)

Элементы	1		2		3		4		5	
	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край
SiO ₂	37.14	36.93	36.78	36.83	36.78	37.12	36.99	36.95	37.04	36.65
Al ₂ O ₃	20.03	19.85	19.98	19.82	20.11	20.23	19.91	20.09	20.04	19.80
FeO	26.75	25.37	27.46	26.42	25.57	27.96	26.50	26.80	26.31	26.36
MgO	2.43	1.99	2.22	2.10	1.79	2.32	2.33	2.47	2.14	2.31
MnO	12.23	11.48	10.74	12.64	12.66	11.23	12.85	12.21	13.05	13.03
CaO	1.45	3.40	2.05	1.52	2.85	1.39	1.10	1.23	1.24	1.11
Si	3.017	3.019	3.010	3.018	2.997	3.012	3.020	3.010	3.022	3.011
Al	1.918	1.913	1.927	1.914	1.931	1.935	1.917	1.929	1.927	1.918
Fe ²⁺	1.818	1.735	1.879	1.811	1.742	1.897	1.810	1.826	1.795	1.811
Mg	0.295	0.243	0.271	0.257	0.217	0.280	0.283	0.300	0.260	0.282
Mn	0.842	0.795	0.744	0.878	0.874	0.772	0.888	0.842	0.902	0.907
Ca	0.126	0.298	0.179	0.133	0.249	0.121	0.096	0.108	0.109	0.097
Fe/(Fe+Mg)	86.05	87.73	87.39	87.59	88.92	87.13	86.47	85.90	87.34	86.52

Таблица 4. Состав биотита в гранатосодержащих гранитах (проба PR49-2)**Table 4.** Composition of biotite in garnet-bearing granite (sample PR49-2)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	35.706	35.471	35.052	35.270	34.950	35.313	35.157	35.235	35.056
TiO ₂	2.492	2.691	2.167	2.494	2.661	2.270	2.302	2.145	2.309
Al ₂ O ₃	19.371	19.340	18.694	19.464	19.199	19.130	19.400	19.588	19.698
Cr ₂ O ₃	0.044	0.053	0.050	0.050	0.123	0.048	0.036	0.026	0.068
FeO	19.587	19.678	20.307	20.378	20.907	18.969	19.666	19.175	19.541
MnO	0.452	0.414	0.406	0.368	0.478	0.349	0.384	0.328	0.380
MgO	8.719	8.436	8.365	8.070	7.938	8.768	8.593	8.608	8.485
CaO	0.000	0.011	0.001	0.015	0.028	0.002	0.000	0.004	0.002
Na ₂ O	0.216	0.227	0.128	0.156	0.119	0.178	0.200	0.183	0.191
K ₂ O	9.576	9.485	9.602	9.573	9.426	9.510	9.637	9.572	9.684
Сумма	96.16	95.80	94.77	95.84	95.83	94.54	95.37	94.86	95.41
Si	2.699	2.693	2.705	2.686	2.672	2.709	2.685	2.695	2.675
Ti	0.142	0.154	0.126	0.143	0.153	0.131	0.132	0.123	0.132
Al	1.726	1.730	1.701	1.747	1.730	1.730	1.746	1.766	1.772
Cr	0.003	0.003	0.003	0.003	0.007	0.003	0.002	0.002	0.004
Fe ²⁺	1.238	1.249	1.311	1.298	1.337	1.217	1.256	1.227	1.247
Mn	0.029	0.027	0.027	0.024	0.031	0.023	0.025	0.021	0.025
Mg	0.982	0.954	0.962	0.916	0.905	1.002	0.978	0.981	0.965
Ca	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.032	0.033	0.019	0.023	0.018	0.026	0.030	0.027	0.028
K	0.923	0.919	0.946	0.930	0.919	0.931	0.939	0.934	0.943
Fe/(Fe+Mg)	55.76	56.69	57.67	58.63	59.64	54.83	56.22	55.56	56.38

Граничные значения давления выбраны на основании общей геологической ситуации, когда процессы магматизма происходили на уровне средней коры (~490 млн лет) [Vladimirov et al., 2017]. РТ-параметры для гранаткордиеритовых гранитов были рассчитаны по ассоциации Qz+Pl+Bt+Crd+Grt с использованием программы TWQ 2.02 и составляют T=730–790 °C и P=5.3 кбар [Karmysheva et al., 2021].

3.5. Флюидные и твердофазные включения в лейкогранитах

Флюидные включения в кварце из лейкогранитов представлены многочисленными мелкими одно- и двухфазными образованиями. Размерность включений (до 0.1 мкм) не позволила изучить их термо- и криометрическими методами, поэтому преимущественно проанализирована морфология включений. Выделено два типа распределения газовой-жидких включений: 1 – концентрация вдоль криволинейных, иногда винтовых линейных зон (рис. 8, а); 2 – концентрация в областях пониженного давления на границах зерен кварца и полевых шпатов (рис. 8, б).

Замкнутые контуры, маркируемые включениями, характеризуются очертаниями с выраженными кристаллографическими формами пинакоидов и призм, характерных для кристаллов плагиоклаза, однако сложены эти агрегаты кварцем. Формирование подобных образований возможно на начальных стадиях плавления породы, когда мелкие зерна кварца и полевых шпатов (до 5–10 мкм) переходят в расплав. Окружающий жесткий каркас минералов позволяет сохранить прежнюю форму кристаллов, которая заполняется новообразованными минеральными фазами. Флюидные включения, насыщающие эвтектический расплав, распределяются на краях зерен за счет сил поверхностного натяжения на границе жидкой и твердой среды. В кварце, оконтуренном флюидными включениями, не наблюдается зон скалывания со шнуровидными включениями и «облачного» погасания зерен. Это обстоятельство указывает на кристаллизацию агрегатов кварца в отсутствие стрессового давления.

Эвтектическое плавление метаморфических пород сопровождается кристаллизацией силлиманита. Это небольшие, до 8–10 мкм в длину, зерна силлиманита,

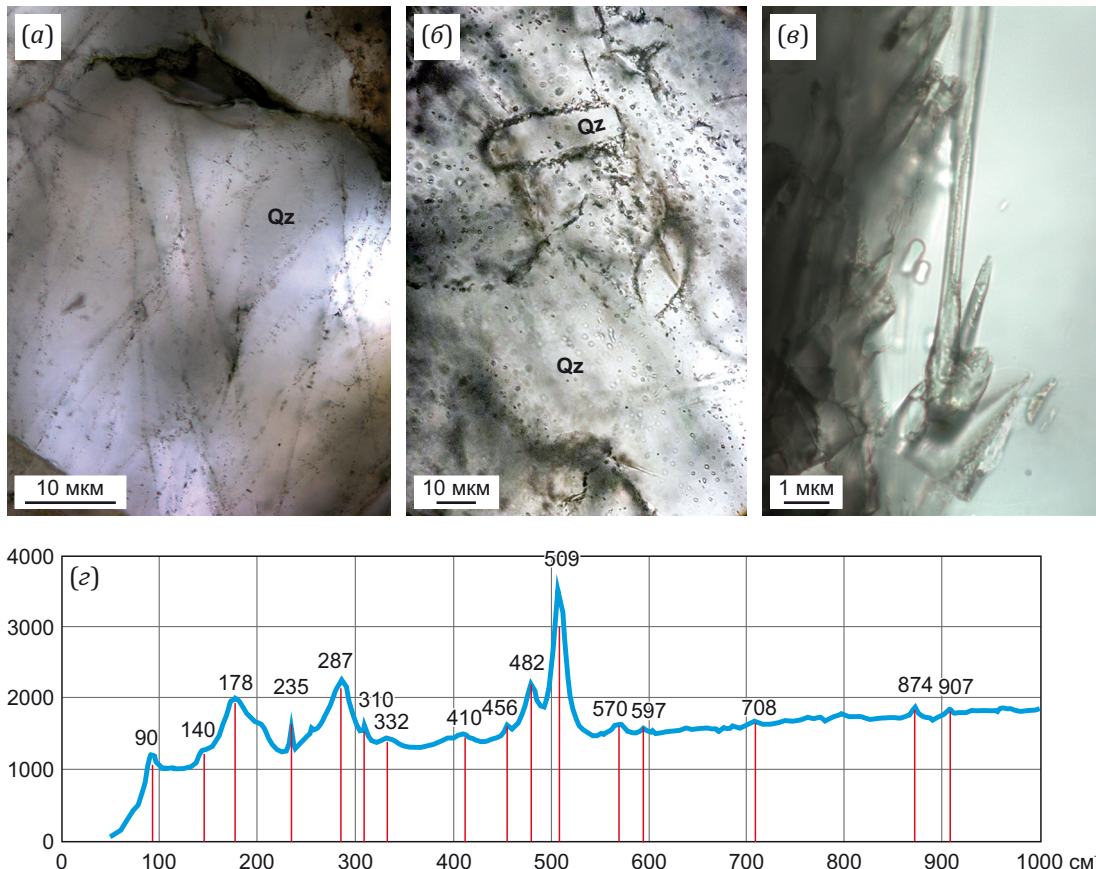


Рис. 8. Газово-жидкие и твердофазные включения в кварце. (а) – цепочки флюидных включений по линейным зонам и трещинам растяжения; (б) – флюидные включения, маркирующие контур призмы и пинакоидов; (в) – зерна силлиманита; (г) – КР-спектр твердофазного включения с преобладающими линиями силлиманита.

Fig. 8. Fluid and solid inclusions in quartz. (а) – chains of fluid inclusions along linear zones and tensile cracks; (б) – fluid inclusions along the contour of prism and pinacoids; (в) – sillimanite grains; (г) – Raman spectrum of solid inclusion dominated by sillimanite lines.

встречающиеся в породе в незначительных количествах. Чаще всего они приурочены к границам зерен биотита и кварца. Минерал определяется оптически и верифицирован рамановской спектроскопией (рис. 8, в, г).

3.6. Результаты U-Pb геохронологических исследований

Для U-Pb геохронологических исследований были отобраны три пробы. Точки отбора проб показаны на рис. 1.

Проба K405 отобрана из центральной части жильного тела лейкогранитов. Аналитические исследования (Прил. 1, табл. 1.1) проводились по десяти наиболее представительным кристаллам циркона (11 локальных точек). Конкордантное значение возраста (по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) составляет 480 ± 6 млн лет (СКВО = 0.47) (рис. 9). Четыре полученных значения отвечают более древнему возрасту – 554, 734 и 2445 млн лет (Прил. 1, табл. 1.1; рис. 9, наиболее древнее значение не показано на конкордии). Циркон из монофракции со значением ~480 млн лет представляет собой полу-

прозрачные кристаллы с бледно-желтой окраской, неявно выраженными ребрами и ровной поверхностью граней. Зерна преимущественно изометричные: 60–80 мкм по удлинению и 40–80 мкм по ширине. В режиме катодолюминесценции (CL) исследуемые цирконы характеризуются широкой осцилляторной зональностью (рис. 10). Соотношение Th/U составляет 0.74–1.02, что позволяет говорить об их магматической природе (рис. 11). Ксеногенные цирконы с более древними значениями возраста с неявными, сглаженными ребрами имеют более удлиненный габитус (соотношение ширины и длины 1:2) и по морфологии отличаются от цирконов со значением возраста 480 млн лет. Природа происхождения данных цирконов в настоящей статье не рассматривается.

Проба K574 отобрана из мелкозернистых гранатосодержащих гранитов на правом берегу р. Нарын. Циркон из монофракции представляет собой полупрозрачные кристаллы с коричневатой окраской, ярко выраженными гранями призмы {100}. Зерна удлиненной формы: 170–210 мкм по удлинению и 70–100 мкм по ширине. Во внутреннем строении цирконов в CL режиме

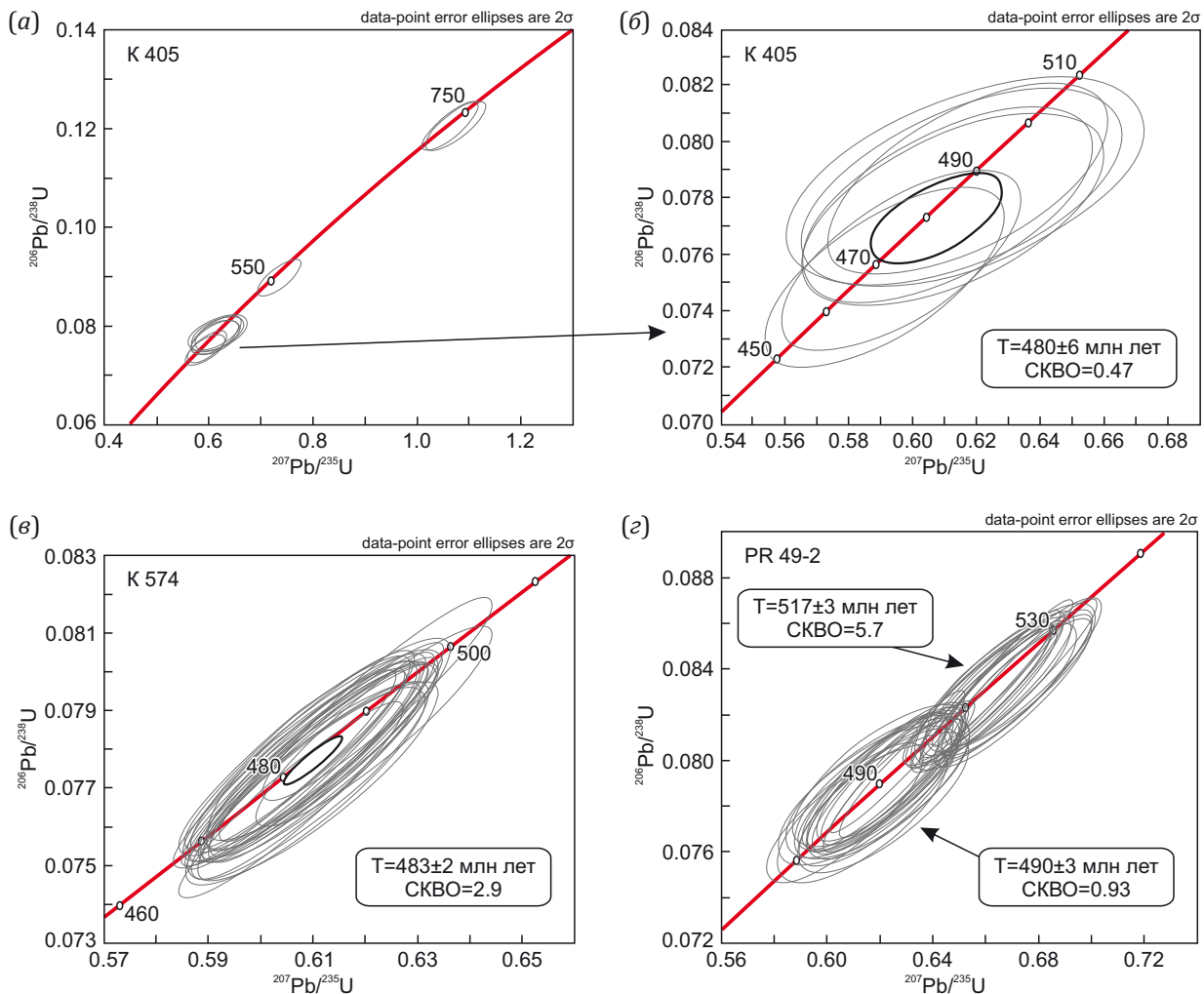


Рис. 9. Диаграммы с конкордиями и возрастом ($\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$).
Fig. 9. Concordia and $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ diagrams.

отмечаются сильно измененные с залеченной трещиноватостью ядерные части зерен с реликтовой зональностью. Провести аналитические исследования по ядерным частям не удалось. Краевые части кристаллов циркона отличаются более широкой осциллятор-

ной зональностью, отсутствием трещиноватости (см. рис. 10). Соотношения Th/U в зернах циркона варьируются от 0.03 до 0.12, что не позволяет однозначно определить магматическую или метаморфическую природу их происхождения (рис. 11). В Прил. 1, табл. 1.1,

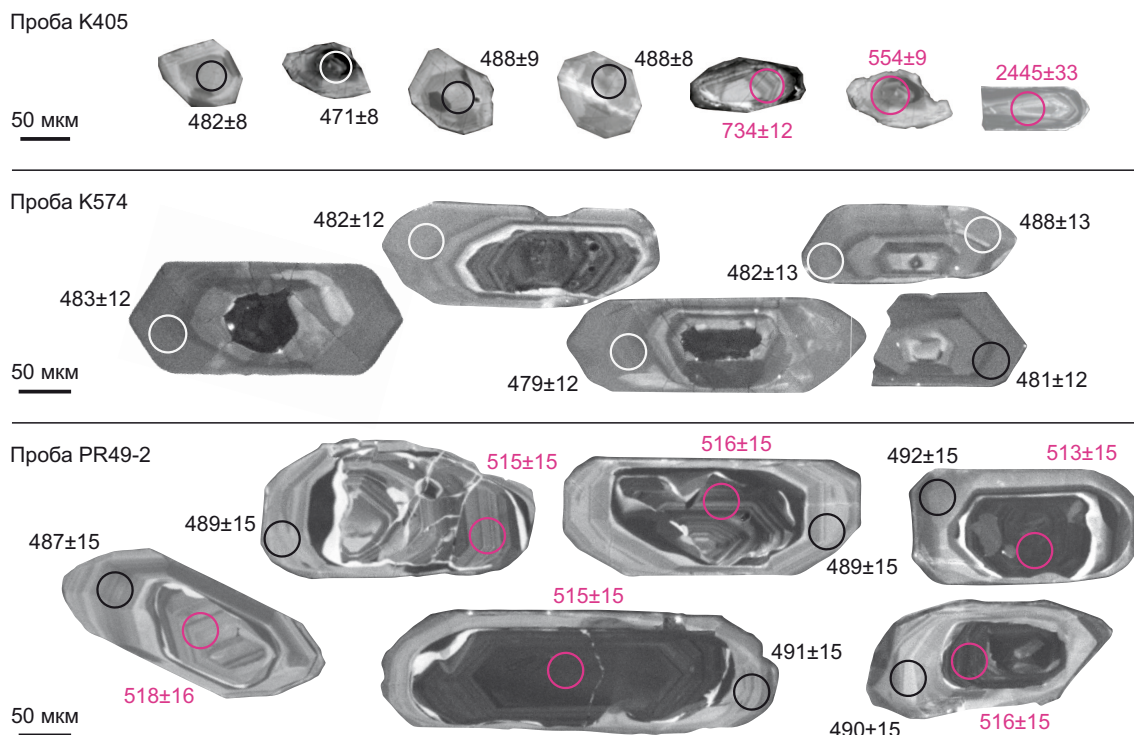


Рис. 10. Катодолюминесцентное изображение зерен циркона из лейкогранитов (проба K405) и гранатсодержащих гранитов (пробы K574, PR49-2) с точками измерений.

Fig. 10. CL-image of zircons from the leucogranite (sample K405) and garnet-bearing granite (sample K574, PR49-2) with the points of measurement.

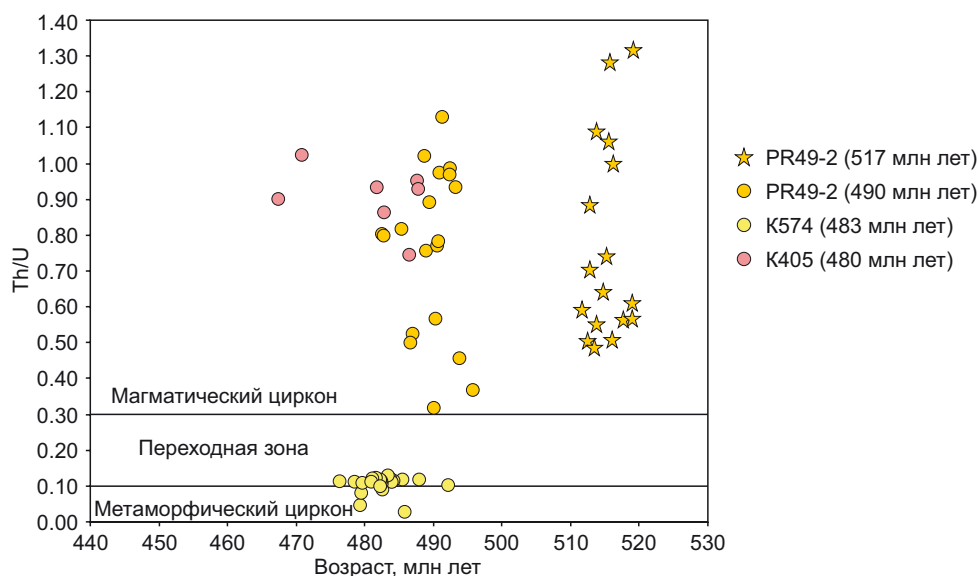


Рис. 11. Диаграмма Th/U соотношения и возраста в цирконах из лейкогранитов и гранатсодержащих гранитов. Th/U-0.3 – нижний предел для магматического циркона; 0.1 – верхний предел для метаморфического циркона [Teipel et al., 2004].

Fig. 11. Th/U ratio vs. age in zircons from leucogranites and garnet-bearing granites. Th/U-0.3 – lower limit for magmatic zircon; 0.1 – upper limit for metamorphic zircon [Teipel et al., 2004].

представлены результаты аналитических исследований по 24 локальным точкам в краевых частях цирконов. Конкордантное значение возраста (по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) составляет 483 ± 2 млн лет (СКВО=2.9) (см. рис. 9).

Мелкозернистые разгнейсованные гранатсодержащие граниты из пробы PR49-2 отобраны на водораздельном хребте в междуречье рек Эрзин и Нарын. По морфологии и внутреннему строению цирконы из данной пробы аналогичны пробе K574. На СЛ изображениях хорошо видно неоднородное строение всех кристаллов циркона: более темные ядерные части, с содержанием $^{206}\text{Pb}=19\text{--}89$ г/т, $U=169\text{--}1186$ г/т, и светлоокрашенная кайма ($^{206}\text{Pb}=11\text{--}71$ г/т, $U=153\text{--}992$ г/т). Во внутренних и внешних частях наблюдается осцилляторная магматическая зональность. Ядерные части цирконов характеризуются трещиноватостью, иногда со смещением отдельных фрагментов зерен относительно друг друга. Во внешней кайме деформации не отмечаются (см. рис. 10). Аналитические исследования (Прил. 1, табл. 1.1; см. рис. 9) проводились в краевых и центральных частях зерен по 32 кристаллам циркона (36 локальных точек). Ядерная и краевая части на диаграмме с конкордией образуют две отчетливые группы с возрастными оценками 517 ± 3 млн лет (СКВО=5.7) и 490 ± 3 млн лет (СКВО=0.93) (см. рис. 9). Соотношение Th/U в цирконах из центральной части варьируется от 0.46 до 1.23, а в краевой – 0.32–1.13, что в целом позволяет характеризовать генезис циркона как магматический (рис. 11).

Анализ внутреннего строения цирконов и полученных оценок возраста в центральной и краевой части однозначно свидетельствует о двух этапах магматических событий – гранитообразовании в раннекембрийское время и более поздних магматических процессах. Более древние оценки возраста единичны и связаны с захватом ксеногенного циркона.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрогенезис лейкогранитов. Образование жильных тел лейкогранитов в мигматитах и кордиерит-гранат-биотитовых сланцах может быть связано как с плавлением *in situ* и незначительным перемещением расплава, так и с внедрением жил гранитного расплава в метаморфические породы. Образование высокоглиноземистых лейкогранитов с содержанием SiO_2 72–74 мас. % и с соотношением нормативных кварца и полевых шпатов, близкими к составу гранитной эвтектики, возможно при анатектическом плавлении коровых источников и при дифференциации кремнекислых магм. Широкие вариации содержания K_2O и, как следствие, разброс значений по $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0.39–4.29) не позволяют однозначно отнести лейкограниты к натровой или калиевой серии, что затрудняет определение их происхождения.

Широкий диапазон значений La/Yb отношения (5.32–15.21) и высокие значения Gd/Yb (1.23–2.43) для большинства исследованных образцов (см. рис. 5, в) указы-

вают на незначительную степень отделения расплава от рестила. В целом петрогеохимические данные указывают на то, что лейкогранитный расплав не прошел стадии длительной сегрегации в камере и был сформирован при низких степенях плавления.

По петрографическому (наличие граната и кордиерита, см. рис. 3) и петрогеохимическому ($A/CNK=1.02\text{--}1.34$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.23\text{--}2.55$, среднее – 1.23, см. рис. 4) составу лейкограниты соответствуют гранитам S-типа. Согласно простиранию жил лейкогранитов относительно минеральной линейности мигматитов, наличие мелких, по морфологии «ксеногенных» агрегатов кордиерита и граната и микровключения силлиманита позволяют предполагать, что тела лейкогранитов представляют собой крупные неосомы эрзинского мигматитового комплекса.

Согласно экспериментальным данным, появление лейкогранитов за счет высокоглиноземистых метапелитов возможно при низких температурах в результате дегидратационного плавления мусковита и/или биотита [Patiño Douce, Harris, 1998; Patiño Douce, 1999]. Экспериментальные исследования (см. обзор в работе [Chen et al., 2021]) показали, что лейкогранитный расплав может образовываться при частичном плавлении метаосадочных пород посредством трех реакций: а) плавления мусковита в присутствии флюида при температуре <750 °C; б) дегидратационного плавления мусковита при температуре 720–770 °C; в) дегидратационного плавления биотита после истощения мусковита при температуре 760–830 °C.

При частичном плавлении с участием воды в большей степени плавится полевой шпат относительно слюды, что приводит к повышенному содержанию Sr, Ba, Ca и отношению Sr/Y при низком содержании Rb и отношении Rb/Sr. Во время дегидратационного плавления слюда плавится в большем количестве относительно полевых шпатов, что приводит к более высокому содержанию Rb и более низкому содержанию Sr, Ba и более высокой величине Rb/Sr [Gao et al., 2017; He et al., 2021]. Корреляции между соотношением Rb/Sr и Ba в лейкогранитах не наблюдается (рис. 12, а), а Rb/Sr соотношение составляет 0.04–0.69 (<2), что соответствует процессам плавления биотита с участием флюида [Inger, Harris, 1993; Visonà, Lombardo, 2002; Gou et al., 2016]. Содержание в лейкогранитах $\text{TiO}_2=0.07\text{--}0.59$ мас. % (в среднем >0.17 мас. %) также свидетельствует о плавлении биотита при образовании нового расплава [King et al., 2011; Liu et al., 2014; Patiño Douce, Harris, 1998].

Скопления мелких флюидных включений, маркирующих контуры реликтовых минералов и концентрирующихся вдоль линейных и винтовых зон скалывания в лейкогранитах, характеризуют начальную стадию процесса плавления в присутствии флюида. Триггером эвтектического плавления могли служить сдвиговые деформации, обеспечившие появление зон мелкозернистых агрегатов с высокой плотностью трещин скалывания, формированием обстановок локального

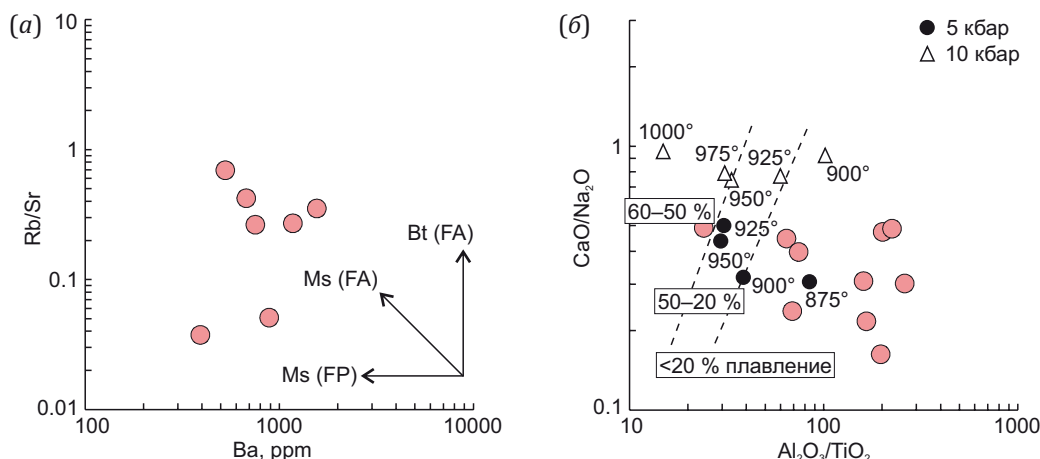


Рис. 12. Диаграммы экспериментального плавления.

(а) – Rb/Sr – Ba – диаграмма для лейкогранитов, Ms (FP) – плавление мусковита в присутствии флюида, Ms (FA) и Bt (FA) – плавление мусковита и биотита в отсутствие флюида [Inger, Harris, 1993]; (б) – CaO/Na₂O – Al₂O₃/TiO₂ отношение по данным экспериментального плавления синтетического биотитового гнейса в отсутствие флюида [Patiño Douce, Beard, 1995].

Fig. 12. Experimental melting diagrams.

(а) – Rb/Sr – Ba for leucogranites; Ms (FP) – fluid-present melting of muscovite, Ms (FA) and Bt (FA) – fluid-absent melting of muscovite and biotite [Inger, Harris, 1993]; (б) – CaO/Na₂O – Al₂O₃/TiO₂ according to fluid-absent melting experiment on synthetic biotite gneiss [Patiño Douce, Beard, 1995].

сброса литостатического давления и привноса перегретого флюида. Процессы плавления и консолидации лейкогранитного расплава происходили относительно быстро, что не позволило объединиться мелким флюидным включениям [Shemelina et al., 2022].

При термомеханическом моделировании порционного режима плавления и подъема расплавов в коре с наличием плотностных границ было показано, что движение и подъем расплава могут происходить при доле расплава свыше 5–7 об. % [Polyansky et al., 2019]. Согласно экспериментальным данным [Sylvester, 1998] лейкограниты образовались при степени плавления <20 % (рис. 12, б). При низких степенях плавления сегрегации и перемещению расплава могли способствовать сдвиговые тектонические движения, индикаторные структуры которых отмечены непосредственно в обнажениях и в петрографических шлифах (см. рис. 3).

Этапы формирования гранатсодержащих гранитов. Граниты с гранатом и кордиеритом входят в состав эрзинского мигматит-гранитного комплекса, сформировавшегося при заложении тектонической зоны 515 млн лет назад [Karmysheva et al., 2021]. Их древний возраст подтверждается прорыванием гранатсодержащих гранитов гранитными дайками и породами ухадагского комплекса (~485 млн лет) (см. рис. 2, б, в).

В цирконах из гранатсодержащих гранитов (K574 и PR49-2) выделяются ядерная и краевая часть (517 ± 3 и 483–490 млн лет соответственно). Для цирконов обеих возрастных групп характерен разброс значений Th/U соотношения (рис. 12). Низкие значения (0.03–0.12), соответствующие метаморфическим цирконам или переходной зоне, выявлены в гранитах с крупными изометричными трещиноватыми и частично растворенными гранатами (проба K574) (см. рис. 6, б). Струк-

туры пород, морфология гранатов и Th/U соотношения в краевой части зерен циркона с возрастным значением 483 млн лет указывают на анатектическое образование гранитов при частичном плавлении метаморфических толщ. Для гранитов с мелкими гранатами алмадин-спессартинового ряда степень плавления протолита была выше, что привело к образованию магматического расплава и росту цирконов с соотношением Th/U=0.32–1.13 в краевой части, соответствующей возрасту 490±3 млн лет.

Петрогеохимический состав гранатовых и кордиерит-гранатовых гранитов полностью идентичен. Исследования составов гранатов (ксеноморфных и крупных изометричных) также показали отсутствие каких-либо значительных изменений. Комплекс всех новых и ранее опубликованных данных однозначно указывает на то, что эволюция мигматит-гранитов эрзинского комплекса включает два этапа. Первый, тектонотермальный, этап (515 млн лет) привел к мигматизации и диатексису с образованием гранат-кордиеритовых гранитов при T=790 °C и P=5.4 кбар [Karmysheva et al., 2021]. Второй этап – наложение тектонических событий в позднем кембрии – раннем ордовике и повторный прогрев при T=550–630 °C – привел к реоморфизму и мобилизации гранитов.

Условия проявления S-гранитов на позднеколлизийном этапе. Коллизийный магматизм характеризуется последовательной сменой петрогеохимических типов гранитоидов, что отражает эволюцию магмогенерирующих субстратов во времени [Kruk, 2015]. Масштабные проявления гранитоидного магматизма приурочены преимущественно к поздне- и постколлизийным стадиям эволюции орогенов, когда образуются гранодиориты, граниты и лейкограниты I- или

А-типа [Bonin, 2004; Gonzalez-Menendez et al., 2017; и др.]. Формирование этих гранитоидов в некоторых случаях является индикатором стабилизации коры после орогенных событий (через 20–50 млн лет), когда утолщение коры и накопление радиогенного тепла приводит к прогреву и образованию магматических камер [Elliot, 2003; Bea, 2012]. Однако для многих коллизионных поясов фиксируется образование гранитов S-типа на позднеколлизионной стадии [Merino Martínez et al., 2014; Huang et al., 2024]. Так, в пределах Гималайского орогена, являющегося «эталонным» примером коллизионного гранитообразования, одновозрастное формирование разных типов гранитов связано с различной температурой плавления в присутствии флюида или при реакциях дегидратации и с участием процессов фракционной кристаллизации граната, калиевого полевого шпата и перитектического захвата граната [Huang et al., 2024].

Выделенные для Западного Сангилен раннеколлизионные (570–535 млн лет), коллизионные (535–495 млн лет) и позднеколлизионные (495–430 млн лет) стадии орогенеза [Vladimirov et al., 2017] характеризуются разными масштабами проявления основного и кислого магматизма. Становление наибольшего объема гранитоидов (граниты А-типа ухадагского комплекса) приходится на позднеколлизионную стадию (~485 млн лет) [Karmysheva et al., 2022]. Проведенные исследования показали, что в этот же период происходило выплавление синтетектонических гранитов S-типа. Образование гранатсодержащих гранитов и лейкогранитов связано с ремобилизацией мигматит-гранитных толщ и их частичным плавлением в результате повторного прогрева в зонах локального растяжения при сдвиговых деформациях, обеспечивших вскрытие тепловых источников.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На северо-западной окраине Тувино-Монгольского микроконтинента образование высокоглиноземистых гранитов S-типа было связано с двумя рубежами тектономагматической активности орогена: 515 млн лет (коллизионная стадия) и 485 млн лет (позднеколлизионная стадия).

Активные сдвиговые деформации в пределах тектонических зон способствовали переносу тепла и транспорту кислых магматических расплавов, что стало основными факторами формирования жильных тел лейкогранитов. Образование лейкогранитного расплава происходило при участии биотита в присутствии флюида в процессе плавления при температуре около 760–830 °C и степени плавления <20 %.

Реоморфизм раннекембрийских мигматит-гранитов эрзинского комплекса был проявлен неравномерно, что контролировалось проявлением зон пониженного давления. Образование новых расплавов (~485 млн лет) связано с низкой степенью плавления метапелитов, температура кристаллизации расплава составляет 550–630 °C.

6. 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.

7. 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.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Bea F., 2012. The Sources of Energy for Crustal Melting and the Geochemistry of Heat-Producing Elements. *Lithos* 153, 278–291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.017>.
- Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., Raith M., 1992. Non-Ideal Mixing in the Phlogopite-Annite Binary: Constraints from Experimental Data on Mg-Fe Partitioning and a Reformulation of the Biotite-Garnet Geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111 (1), 87–93. <https://doi.org/10.1007/BF00296580>.
- Bonin B., 2004. Do Coeval Mafic and Felsic Magmas in Postcollisional to Within-Plate Regimes Necessarily Imply Two Contrasting, Mantle and Crustal, Sources? A Review. *Lithos* 78 (1–2), 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.042>.
- Boynnton W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson, Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, p. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Chappell B.W., White A.J.R., 2001. Two Contrasting Granite Types: 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48 (4), 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.
- Chen X., Zhang G., Gao R., Zhang D., Yang B., 2021. Petrogenesis of Highly Fractionated Leucogranite in the Himalayas: The Early Miocene Cuonadong Example. *Geological Journal* 56 (7), 3791–3807. <https://doi.org/10.1002/gj.4126>.
- Elliot B.A., 2003. Petrogenesis of Post-Kinematic Magmatism of the Central Finland Granitoid Complex II; Sources and Magmatic Evolution. *Journal of Petrology* 44 (9), 1681–1701. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg053>.
- 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>.
- Gao L.-E., Zeng L., Asimow P.D., 2017. Contrasting Geochemical Signatures of Fluid-Absent Versus Fluid-Fluxed Melting of Muscovite in Metasedimentary Sources: The Himalayan Leucogranites. *Geology* 45 (1), 39–42. <https://doi.org/10.1130/G38336.1>.
- Gibsher A.S., Gibsher A.A., Malkovets V.G., Shelepaev R.A., Terleev A.A., Sukhorukov V.P., Rudnev S.N., 2017. Nature and

Age of High-Pressure (Kyanite) Metamorphism in Western Sangilen (South-East Tuva). In: Geodynamic Settings and Thermodynamic Conditions of Regional Metamorphism in the Precambrian and the Phanerozoic. Proceedings of the V Russian Conference on Precambrian Geology and Geodynamics (October 24–26, 2017). Springer, Saint Petersburg, p. 52–53 (in Russian) [Ги́бшер А.С., Ги́бшер А.А., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Терлеев А.А., Сухоруков В.П., Руднев С.Н. Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Санги́лена (Юго-Восточная Тува) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое: Материалы V российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия (24–26 октября 2017 г.). СПб.: Springer, 2017. С. 52–53].

Gonzalez-Menendez L., Gallastegui G., Cuesta A., Montero P., Rubio-Ordóñez A., Molina J.F., Bea F., 2017. Petrology and Geochronology of the Porriño Late-Variscan Pluton from NW Iberia. A Model for Post-Tectonic Plutons in Collisional Settings. *Geologica Acta* 15 (4), 283–304. DOI:10.1344/GeologicaActa2017.15.4.3.

Gou Zh., Zhang Z., Dong X., Xiang H., Ding H., Tian Z., Lei H., 2016. Petrogenesis and Tectonic Implications of the Yadong Leucogranites, Southern Himalaya. *Lithos* 256–257, 300–310. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.009>.

He Sh.-X., Liu X.-Ch., Yang L., Wang J.-M., Hu F.-Y., Wu F.-Y., 2021. Multistage Magmatism Recorded in a Single Gneiss Dome: Insights from the Lhagoi Kangri Leucogranites, Himalayan Orogen. *Lithos* 398–399, 106222. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106222>.

Huang G., Liu H., Guo J., Palin R.M., Zou L., Cui W., 2024. Partial Melting Mechanisms of Peraluminous Felsic Magmatism in a Collisional Orogen: An Example from the Khondalite Belt, North China Craton. *Journal of Metamorphic Geology* 42 (6), 817–841. <https://doi.org/10.1111/jmg.12774>.

Inger S., Harris N., 1993. Geochemical Constraints on Leucogranite Magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology* 34 (2), 345–368. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.345>.

Jahn B.M., Wu F., Chen B., 2000. Massive Granitoid Generation in Central Asia: Nd Isotope Evidence and Implication for Continental Growth in the Phanerozoic. *Episodes* 23 (2), 82–92. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2000/v23i2/001>.

Karmanova N.G., Karmanov N.S., 2011. Universal Method for X-Ray Fluorescence Silicate Analysis of Rocks on the ARL-9900XP Spectrometer. In: Abstracts of the VII All-Russian Conference on X-Ray Spectral Analysis (September 19–23, 2011). Nauka, Novosibirsk, 126 p. (in Russian) [Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // Тезисы докладов VII всероссийской конференции по рентгено-спектральному анализу (19–23 сентября 2011 г.). Новосибирск: Наука, 2011. 126 с.]

Karmysheva I., Vladimirov V., Rudnev S., Yakovlev V., Semenova D., 2021. Syntectonic Metamorphism of a Collisional Zone in the Tuva-Mongolian Massif, Central Asian Orogenic Belt: P-T Conditions, U-Pb Ages and Tectonic Setting. *Journal of Asian Earth Sciences* 220, 104919. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104919>.

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Kuibida M.L., Semenova D.V., Yakovlev V.A., 2022. Petrogenesis and Tectonic Settings of the Formation of High-K Granites (Western Sangilen, Tuva-Mongolian Massif). *Geosphere Research* 1, 6–32 (in Russian) [Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Куйбида М.Л., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Петрогенезис и тектонические обстановки образования высококалиевых гранитов (Западный Санги́лен, Тувино-Монгольский массив) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 6–32]. <https://doi.org/10.17223/25421379/22/1>.

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., 2017. Synkinematic Granitoid Magmatism of Western Sangilen, South-East Tuva. *Petrology* 25 (1), 87–113. <https://doi.org/10.1134/S0869591117010040>.

King J., Harris N., Argle T., Parrish R., Zhang H.F., 2011. Contribution of Crustal Anatexis to the Tectonic Evolution of Indian Crust Beneath Southern Tibet. *Geological Society of America Bulletin* 123 (1–2), 218–239. <https://doi.org/10.1130/B30085.1>.

Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Natman A., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Todt W. et al., 2001. Timing of the Structural Evolution of Metamorphic Rocks in the Tuva-Mongolian Massif. *Geotectonics* 35 (3), 165–184.

Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Kotov A.B., Kovach V.P., 1999. Polychronous Evolution of the Paleozoic Granitoid Magmatism in the Tuva Mongolia Massif: U-Pb Geochronological Data. *Petrology* 7 (6), 592–601.

Kruk N.N., 2015. Continental Crust of Gorny Altai: Stages of Formation and Evolution; Indicative Role of Granitoids. *Russian Geology and Geophysics* 56 (8), 1097–1113. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.07.001>.

Kuzmichev A.B., 2004. Tectonic History of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baikalian, Late Baikalian and Early Caledonian Stages. *Probel*, Moscow, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел, 2004. 192 с.]

Le Maitre R.W. (Ed.), 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 193 p.

Liu Z.-C., Wu F.-Y., Ji W.-Q., Wang J.-G., Liu C.-Z., 2014. Petrogenesis of the Ramba Leucogranite in the Tethyan Himalaya and Constraints on the Channel Flow Model. *Lithos* 208–209, 118–136. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.022>.

Maniar P.D., Piccoli P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *GSA Bulletin* 101 (5), 635–643. <https://doi.org/10.1130/B-101p0635>.

org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2.

Merino Martínez E., Villaseca C., Orejana D., Pérez-Soba C., Belousova E., Andersen T., 2014. Tracing Magma Sources of Three Different S-Type Peraluminous Granitoid Series by in Situ U-Pb Geochronology and Hf Isotope Zircon Composition: The Variscan Montes de Toledo Batholith (Central Spain). *Lithos* 200–201, 273–298. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.013>.

Middlemost E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews* 37 (3–4), 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).

Moyen J.-F., Janoušek V., Laurent O., Bachmann O., Jacob J.-B., Farina F., Fiannacca P., Villaros A., 2021. Crustal Melting vs. Fractionation of Basaltic Magma: Part 1, Granites and Paradigms. *Lithos* 402–403, 106291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106291>.

Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N., 2008. Analysis of Geologic Reference Materials for REE and HFSE by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS). *Geochemistry International* 46 (10), 1016–1022. <https://doi.org/10.1134/S0016702908100066>.

Patiño Douce A.E., 1999. What Do Experiments Tell Us About the Relative Contributions of Crust and Mantle to the Origin of Granitic Magmas? *Geological Society of London Special Publications* 168 (1), 55–75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>.

Patiño Douce A.E., Beard J.S., 1995. Dehydration-Melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibole from 3 to 15 Kbar. *Journal of Petrology* 36 (3), 707–738. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.707>.

Patiño Douce A.E., Harris N., 1998. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis. *Journal of Petrology* 39 (4), 689–710. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.4.689>.

Polyansky O.P., Kargopolov S.A., Izokh A.E., Semenov A.N., Babichev A.V., Vasilevsky A.N., 2019. The Role of Magmatic Heat Sources in the Formation of Regional and Contact Metamorphic Areas in West Sangilen (Tuva, Russia). *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (2), 309–323 (in Russian) [Полянский О.П., Каргополов С.А., Изох А.Е., Семенов А.Н., Бабичев А.В., Василевский А.Н. Роль магматических источников тепла при формировании регионального и контактовых метаморфических ареалов Западного Сангилен (Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 309–323]. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0416>.

Ponomareva A.P., Kargopolov S.A., Kireev A.D., 2001. Granitoid Magmatism of Western Sangilen (to the Problem of Genesis of S- and A-Granites). *Russian Geology and Geophysics* 42 (6), 937–950 (in Russian) [Пономарева А.П., Каргополов С.А., Киреев А.Д. Гранитоидный магматизм Западного Сангилен (к вопросу о генезисе S- и A-гранитов) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 6. С. 937–950].

Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kröner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., 2001. Age of Palaeozoic Granites and Metamorphism in the Tu-

vino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: Loss of a Precambrian Microcontinent. *Precambrian Research* 110 (1–4), 143–164. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00185-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00185-1).

Semenova D.V., Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., 2024. The Age of Early Collisional Granitoids of Western Sangilen (SE Tuva): Implications for Estimating the Duration of Orogeny at the Margin of the Tuva-Mongolian Massif. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (4), 0767 (in Russian) [Семенова Д.В., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Возраст раннеколлизийных гранитоидов Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): значение для оценки длительности орогенеза на окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 4. 0767]. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-4-0767>.

Shelepaev R.A., Egorova V.V., Izokh A.E., Seltmann R., 2018. Collisional Mafic Magmatism of the Fold-Thrust Belts Framing Southern Siberia (Western Sangilen, Southeastern Tuva). *Russian Geology and Geophysics* 59 (5), 525–540. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.04.006>.

Shemelina O.V., Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Zdrokova M.S., 2022. First Data on the Nature of Distribution and Composition of Inclusions in Quartz and Zircon of Leucogranite in the Bayankol Massif (Western Sangilen, South Tuva). In: *Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS* 19, 397–401 (in Russian) [Шемелина О.В., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Здроква М.С. Первые данные о распределении и составе включений в кварце и цирконе лейкогранитов Баянкольского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. № 19. С. 397–401]. <https://doi.org/10.31241/FNS.2022.19.072>.

Srivastava T., Harris N., Mottram C., Joshi K.B., Wanjari N., 2024. From Source to Emplacement: The Origin of Leucogranites from the Sikkim-Darjeeling Himalayas, India. *Geoscience Frontiers* 15 (1), 101733. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101733>.

Sylvester P.J., 1998. Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites. *Lithos* 45 (1–4), 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3).

Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.

Teipel U., Eichhorn R., Loth G., Rohrmüller J., Höll R., Kennedy A., 2004. U-Pb SHRIMP and Nd Isotopic Data from the Western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician Magmatism. *International Journal of Earth Sciences* 93 (5), 782–801. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0419-2>.

Visonà D., Lombardo B., 2002. Two-Mica and Tourmaline Leucogranites from the Everest–Makalu Region (Nepal–Tibet). *Himalayan Leucogranite Genesis by Isobaric Heating?* *Lithos* 62 (3–4), 125–150. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00112-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00112-3).

Vladimirov A.G., Kruk N.N., Vladimirov V.G., Gibsher A.S., Rudnev S.N., 2000. Synkinematic Granites and Collision-Shear Deformations in Western Sangilen (Southeastern Tuva). *Russian Geology and Geophysics* 41 (3), 391–405.

Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Travin A.V., Tsygankov A.A., Burmakina G.N., 2017. Thermochronology of Mingling Dykes in West Sangilen (South-East Tuva, Russia): Evidence of the Collapse of the Collisional System in the North-Western Edge of the Tuva-Mongolia Massif. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 283–310 (in Russian) [Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизионной

системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0242>.

Zhu R.-Z., Lai S.-C., Qin J.-F., Santosh M., Zhao S., Zhang E., Zong C., Zhang X., Xue Y., 2020. Genesis of High-Potassium Calc-Alkaline Peraluminous I-Type Granite: New Insights from the Gaoligong Belt Granites in Southeastern Tibet Plateau. *Lithos* 354–355, 105343. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105343>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов
Table 1.1. Results of U-Pb isotopic dating of zircons

№	Pb, г/г	U, г/г	Th, г/г	Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
					Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	
К 405 (лейкогранит)														
1	6	82	76	0.93	0.61726	0.018	0.07858	0.0014	0.61	488	8	488	11	0.08
2	8	118	88	0.74	0.61543	0.02049	0.07837	0.00143	0.55	486	9	487	13	0.12
3	8	126	113	0.90	0.5913	0.01541	0.07517	0.0013	0.66	467	8	472	10	0.94
4	4	52	49	0.95	0.61649	0.02296	0.07856	0.0015	0.51	488	9	488	14	0.02
5	6	91	93	1.02	0.59634	0.01528	0.07576	0.00131	0.67	471	8	475	10	0.87
6	5	74	68	0.93	0.61285	0.01929	0.07758	0.0014	0.57	482	8	485	12	0.79
7	5	70	60	0.86	0.61128	0.01861	0.07776	0.00139	0.59	483	8	484	12	0.35
8	12	150	140	0.94	0.73437	0.0168	0.08978	0.00153	0.74	554	9	559	10	0.86
9	16	146	55	0.38	1.07361	0.0233	0.12056	0.00204	0.78	734	12	741	11	0.91
10	21	202	95	0.47	1.06346	0.02178	0.12055	0.00202	0.82	734	12	736	11	0.24
11	127	310	144	0.46	10.19371	0.17968	0.46118	0.00759	0.93	2445	33	2453	16	0.31
К 574 (гранатсодержащий гранит)														
1	74	1045	109	0.10	0.62230	1.4	0.0793	1.3	0.93	492	13	491	11	-0.14
2	85	1220	145	0.12	0.61343	1.4	0.07819	1.3	0.93	485	13	486	11	0.08
3	75	1084	87	0.08	0.60874	1.5	0.07719	1.3	0.91	479	12	483	11	0.73
4	86	1237	148	0.12	0.61190	1.5	0.07765	1.3	0.92	482	12	485	11	0.56
5	77	1112	112	0.10	0.61044	1.4	0.07764	1.3	0.93	482	12	484	11	0.37
6	90	1296	159	0.12	0.60461	1.4	0.07748	1.3	0.94	481	12	480	11	-0.17
7	60	863	39	0.05	0.61093	1.5	0.07717	1.3	0.88	479	12	484	12	1.02
8	100	1455	168	0.12	0.60579	1.4	0.07668	1.3	0.93	476	12	481	11	0.97
9	82	1177	131	0.11	0.60664	1.4	0.07747	1.3	0.94	481	12	481	11	0.08
10	87	1252	114	0.09	0.61028	1.4	0.0777	1.3	0.93	482	12	484	11	0.27
11	97	1404	174	0.12	0.60627	1.4	0.07753	1.3	0.94	481	12	481	11	-0.04
12	81	1157	136	0.12	0.61148	1.4	0.07793	1.3	0.92	484	12	485	11	0.14
13	83	1192	136	0.11	0.61211	1.5	0.0778	1.3	0.92	483	12	485	11	0.39
14	90	1298	148	0.11	0.61087	1.5	0.07765	1.4	0.89	482	13	484	12	0.41
15	82	1179	130	0.11	0.60748	1.5	0.07796	1.3	0.92	484	13	482	11	-0.39
16	56	802	22	0.03	0.61319	1.5	0.07825	1.4	0.88	486	13	486	12	-0.02
17	95	1391	154	0.11	0.60859	1.5	0.07703	1.4	0.88	478	12	483	12	0.90
18	78	1126	146	0.13	0.60643	1.5	0.07783	1.3	0.91	483	13	481	11	-0.39
19	88	1282	141	0.11	0.60909	1.5	0.07721	1.3	0.87	479	12	483	12	0.75
20	95	1350	158	0.12	0.62168	1.5	0.07859	1.3	0.91	488	13	491	12	0.66
21	73	1051	120	0.11	0.60761	1.5	0.07768	1.4	0.90	482	13	482	11	-0.02
22	122	1758	194	0.11	0.60836	1.5	0.07769	1.4	0.91	482	13	483	11	0.04
23	87	1250	151	0.12	0.60917	1.5	0.0779	1.3	0.90	484	13	483	12	-0.12
24	106	1519	175	0.11	0.61224	1.5	0.07799	1.3	0.89	484	13	485	12	0.19
PR 49-2 (гранатсодержащий гранит)														
1	71	992	363	0.37	0.62728	1.6	0.07993	1.6	0.95	496	15	494	13	101
2	17	247	278	1.13	0.62206	1.9	0.07918	1.6	0.82	491	15	491	15	99
3	12	168	127	0.76	0.62093	2.2	0.07878	1.6	0.74	489	15	490	17	98
4	20	276	272	0.99	0.62578	1.8	0.07936	1.6	0.87	492	15	494	14	98

Таблица 1.1 (продолжение)
Table 1.1 (continued)

№	Pb, г/г	U, г/г	Th, г/г	Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
					Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	
5	14	191	108	0.57	0.62321	1.9	0.07899	1.6	0.84	490	15	492	15	97
6	21	293	226	0.77	0.62018	1.8	0.07905	1.6	0.86	490	15	490	14	100
7	12	169	137	0.81	0.60719	2.0	0.0777	1.6	0.81	482	15	482	15	100
8	12	167	137	0.82	0.6213	2.1	0.07816	1.6	0.75	485	15	491	17	93
9	11	159	155	0.97	0.6213	2.0	0.07911	1.6	0.80	491	15	491	15	100
10	11	159	163	1.02	0.62341	2.0	0.07874	1.6	0.78	489	15	492	16	96
11	12	174	155	0.89	0.61771	2.2	0.07885	1.6	0.74	489	15	488	17	100
12	11	153	148	0.97	0.62013	2.1	0.07933	1.6	0.74	492	15	490	17	102
13	15	202	189	0.93	0.62451	1.8	0.07949	1.6	0.85	493	15	493	14	100
14	16	218	109	0.50	0.6197	2.0	0.0784	1.6	0.79	487	15	490	15	96
15	32	441	140	0.32	0.62469	1.7	0.07897	1.5	0.90	490	15	493	13	96
16	13	177	138	0.78	0.61751	1.8	0.07907	1.6	0.84	491	15	488	14	102
17	12	171	137	0.80	0.61338	2.1	0.0777	1.6	0.74	482	15	486	17	96
18	16	225	118	0.53	0.61467	2.2	0.07846	1.6	0.73	487	15	487	17	100
19	57	796	365	0.46	0.63048	1.7	0.07962	1.5	0.93	494	15	496	13	97
20	46	602	292	0.48	0.65727	1.7	0.08291	1.5	0.89	514	15	513	14	100
21	19	250	273	1.09	0.67059	1.8	0.08295	1.6	0.88	514	16	521	15	92
22	48	648	358	0.55	0.66239	1.7	0.08294	1.6	0.94	514	15	516	13	97
23	38	505	537	1.06	0.66275	1.7	0.08327	1.6	0.93	516	15	516	14	99
24	78	1055	531	0.50	0.65809	1.6	0.08274	1.5	0.95	513	15	513	13	98
25	82	1099	1409	1.28	0.66222	1.6	0.08331	1.5	0.96	516	15	516	13	99
26	53	705	429	0.61	0.67494	1.7	0.08383	1.6	0.94	519	15	524	14	95
27	89	1186	670	0.57	0.66694	1.6	0.08382	1.6	0.96	519	15	519	13	99
28	49	657	388	0.59	0.65969	1.7	0.08262	1.5	0.92	512	15	514	14	97
29	35	461	607	1.32	0.67465	1.8	0.08386	1.6	0.88	519	16	524	15	95
30	55	728	728	1.00	0.6714	1.8	0.08337	1.6	0.88	516	15	522	15	94
31	23	307	197	0.64	0.6628	1.8	0.08311	1.6	0.85	515	15	516	15	98
32	23	311	275	0.88	0.66339	1.9	0.0828	1.6	0.82	513	15	517	16	96
33	19	258	145	0.56	0.66972	1.9	0.08361	1.6	0.81	518	16	521	16	97
34	56	746	379	0.51	0.66495	1.8	0.08333	1.5	0.88	516	15	518	14	98
35	56	728	539	0.74	0.67172	1.7	0.08322	1.5	0.89	515	15	522	14	93
36	52	683	481	0.70	0.65753	1.7	0.0828	1.5	0.90	513	15	513	14	99

Примечание. Доля обыкновенного свинца ниже предела обнаружения метода.

Note. Normal lead level is lower than the detection limit.