DOI: 10.30911/0207-4028-2025-44-3-33-45

УДК 552.321.1+550.4+552.11

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ГАМОВСКОГО БАТОЛИТА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

А.А. Вельдемар, Г.М. Вовна

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; e-mail: Veldemar@fegi.ru, gala1367@mail.ru

Поступила в редакцию 27 декабря 2023 г.

Приведена петрогеохимическая характеристика позднепермских гранитоидов Гамовского батолита. Выделены гранитоиды двух петролого-геохимических типов (S, I). Породы относятся преимущественно к магнезиальным, известковым и известково-щелочным, умеренно- и высокоглиноземистым образованиям. Характеризуются повышенным содержанием несовместимых элементов – Rb, Ba, Th, U, K, Pb и LREE и пониженным – Nb, Sr, P, Ti. Распределение редкоземельных элементов умеренно фракционированное. Топология спектра распределения редких элементов сходна для всех типов пород, различается лишь по размерам аномалий отдельных элементов. Оценка PT параметров кристаллизации главной фазы – биотит-амфиболовых гранитов и гранодиоритов – показала, что их формирование происходило при температуре 666–818 °C и давлении 2.1–2.8 кбар. Nd-изотопный состав гранитов свидетельствует об участии в магмообразовании корового и мантийного материала, вклад последнего достигает 50 %. Формирование батолита связано с закрытием в поздней перми Солонкерского океана.

Ключевые слова: граниты, гранодиориты, геохимия, условия кристаллизации, Южное Приморье.

введение

Гамовский батолит располагается в пределах Лаоелин-Гродековского террейна позднепалеозойской активной окраины позднедокембрийской—раннепалеозойской Бурея-Ханкайской сруктуры [4, 7] (рис. 1, врезка).

Проведенные в последние годы в западном Приморье геологические исследования [1, 2, 7, 15] показали широкое распространение позднепалеозойских гранитоидов, которые слагают Гамовский батолит, включающий и выходы на сопредельных территориях Китая и Кореи, что позволяет относить его к крупнейшим батолитам данного региона. Однако геологические особенности слагающих его пород оставались слабо изученными.

Целью проведенных авторами исследований было выявление основных геохимических особенностей позднепалеозойских гранитоидов Гамовского батолита, установление источников их расплавов и определение Р-Т условий их формирования.

Полученные результаты будут использованы для суждений о геодинамической природе гранитоидов

Гамовского батолита, которая в настоящее время является дискуссионной [4, 7, 12].

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализы химического состава проб проводились в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Определения H_2O^- и SiO₂ были выполнены методом гравиметрии. Содержания петрогенных элементов определялись методом ICP-OES на спектрометре iCAP 6500 Duo (ThermoScientific, USA) с добавлением в качестве внутреннего стандарта раствора кадмия (концентрация 10 ppm).

Определение примесных элементов выполнено методом ICP-MS на спектрометре Agilent 7500с (AgilentTechnologies, USA) с использованием в качестве внутренних стандартов ¹¹⁵In и ²⁰⁹Bi при конечной концентрации их в растворе 10 ppb.

Правильность результатов подтверждена анализом международных и российских стандартных образцов JG-3, JB-3, JA-2 (Япония) и СГ-3 (ГСО №3333-85, Россия). Значения относительного среднеквадратичного отклонения при определении петрогенных элементов составляют 2–5 %, а для большинства элемен-



Рис. 1. Геологическая схема района исследований, по [1], с упрощениями и изменениями (а).

I – пермские осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (решетниковская, владивостокская и барабашская свиты) (Р); *2* – мезозойские осадочные и вулканогенные образования позднего триаса, ранней юры и мела (Мz); *3* – палеоген- неогеновые осадочные, туфогенные породы, базальты, андезиты (₽-N); *4* – четвертичные осадочные аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения (Q); *5*–*6* – рязановский позднепермский магматический комплекс: *5* – габбро, габбродиориты, *6* – гранитоиды; *7* – разломы.

Геотектоническая схема Южного Приморья, по [7] (б).

I – Лаоэлин-Гродековский (ЛГ) террейн – фрагмент позднепалеозойской активной окраины; 2 – террейны раннепалеозойского Бурея-Ханкайского орогенного пояса: МН – Матвеевско-Нахимовский, СП – Спасский, ВЗ – Вознесенский; 3 – Сергеевский террейн – фрагмент палеозойской и мезозойской пассивной окраины, включенный в структуру мезозойского орогенного пояса; 4 – террейны позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса; 5 – разломы; 6 – положение района исследований.

тов-примесей – 5–10 %, для таких элементов как Hf, Ta – 20–25 %, что соответствует критериям качества выполнения элементного анализа, принятым в геохимических исследованиях [8].

Определения составов минералов выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA8100, производства фирмы JEOL (Япония), с энергодисперсионным спектрометром INCAx-sight, OXFORDInstruments, Англия. Для исследования образец напылялся слоем углерода. Анализ проводился при следующих условиях – ускоряющее напряжение 15 kV, ток зонда 10 нА, угол отбора излучения 45°; с использованием библиотеки эталонов пользователя.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Район исследований располагается в пределах Лаоелин-Гродековского террейна (рис. 1). Лаоелин-Гродековский террейн находится южнее оз. Ханка, на границе Приморья с Китаем. На российской территории он сложен осадочными породами с примесью основных вулканитов (кордонкинская свита, ранний силур) и вулканогенно-осадочными породами (казачкинская и решетниковская свиты, от ранней до поздней перми) с вулканитами различного состава. Пермские интрузии Лаоелин-Гродековского террейна дунит-клинопироксеновых габбро зонального типа, а

N⁰	N⁰	Координаты		Порода,	²⁰⁶ U/ ²³⁸ Pb,	
п.п.	образца	с.ш.	в.д.	минеральный состав	млн лет	
1	9761-2	44°55′	131°22′	Гранит, Ві	266 ± 3	
2	4990	44°54′29"	131°22′26"	Гранит, Ві	265.6 ± 3	
3	5408	45°02′34"	131°53′50"	Гранодиорит, Bi-Hb	260.1 ± 3	
4	TP-21	44°48′	131°52′	Гранит, Ві	$260.1\ \pm 3$	
5	TP-119	44°43′	131°52′	Гранодиорит, Hb-Bi	$268\ \pm 3$	
6	4592-2	45°3′	131°55′	Гранит, Hb-Bi	$261\pm3.247\pm6$	
7	16476	44°54′25"	131°56′30"	Гранит, Hb-Bi	263.8 ± 7.5	
8	16454-1	44°50′10"	131°55′40"	Гранит, Hb-Bi	252.7 ± 2.9	
9	TP-03	44°49′	131°53′	Гранодиорит, Hb-Bi	247.6 ± 2.5	
10	TP-102	44°46′	131°53′	Диорит, Hb-Bi	$248 \pm 2.4.\ 268 \pm 2.0$	
11	16475	44°55′35"	130°24′21"	Гранит, Hb-Bi	260.0 ± 7.5	
12	164495	44°42′	131°50′	Гранит, Hb-Bi	255.7 ± 2.5	
13	16441	44°45′50"	131°52′00"	Гранит, Hb-Bi	254.4 ± 3.0	
14	8-10-30/3	42°36′	131°13′	Тоналит, Hb-Bi	254 ± 4	
15	8-10-33/1	42°35′	131°13′	Лейкогранит, Ві	259 ± 2	

Таблица 1. Возраст гранитоидов Гамовского батолита по U-Pb SHRIMP-датированию цирконов.

Примечание. Обр. 1–13 – по [15], обр. 14–15 – по [7].

также более редких тоналитов и плагиогранитов имеют, вероятно, надсубдукционный генезис. Лаоелин-Гродековский террейн рассматривается [4] как фрагмент позднепалеозойской островной дуги.

Более поздние интрузии представлены гранитами мелового возраста. Перекрывающими являются осадки триаса – терригенные, прибрежно-морские с прослоями континентальных угленосных толщ и локально распространенные юрские терригенные вулканогенно-осадочные образования, а позже – континентальные угленосные отложения раннего мела и кайнозоя. Венчают разрез покровные плато-базальты плиоценового возраста.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

На территории юго-западного Приморья до последнего времени выделялись силурийский шмаковско-гродековский, позднепермский рязановский и юрский гвоздевский гранитоидные комплексы [2]. Однако более поздними исследованиями [15] было показано отсутствие здесь юрских гранитоидов, а для большей части Гродековского батолита был установлен позднепермский возраст.

В районе исследования (рис. 1) распространены позднепермские гранитоиды Гамовского батолита. Его общая площадь составляет около 5000 км² [2, 5, 7, 15]. В силу тектонической нарушенности и перекрытия более поздними образованиями батолит обнажается разрозненными фрагментами (рис. 1). Рвущие контакты плутона с верхнепермскими осадочными толщами известны в бухте Алеут, где наблюдаются обширные поля биотит-мусковит-андалузитовых роговиков. Гамовский комплекс гранитоидов перекрывается верхнетриасовой тальминской толщей [13].

В составе пород батолита выделяются три фазы: первая – габбро, габбродиориты (vP₂), вторая – кварцевые диориты (δ P₂), гранодиориты ($\gamma\delta$ P₂) и граниты, третья – лейкограниты (γ P₂) (рис. 2). Между породами первой и второй фаз наблюдаются рвущие контакты. Основные породы первой фазы образуют синплутонические интрузии в виде штоков, овальных включений различных размеров.

Ранее в пределах распространения гранитоидных пород Гамовского батолита выделялись отдельные интрузии гранитоидов юрского возраста гвоздевского комплекса [1]. Позднее было показано, что эти интрузии имеют не юрский, а позднепермский возраст 254–259 млн лет (метод-SHRIMP [7]) (табл. 1).

Изотопными геохронологическими исследованиями методом SHRIMP [15] (табл. 1) было доказано, что позднепермские гранитоиды широко распространены и севернее района наших исследований, где они ранее выделялись в качестве Шмаковско-Гродековского комплекса гранитоидов Гродековского массива силурийского возраста. Мы полагаем, что эти гранитоиды являются составной частью Гамовского позднепермского батолита.

ПЕТРОГРАФИЯ

Кварцевые диориты и гранодиориты второй фазы среднезернистые, почти постоянно обладающие гнейсовидной текстурой. Особенностью минерального состава являются очень низкие содержания калиевого полевого шпата (обычно не более 5–6%) и повышенная меланократовость пород при высоких содержаниях кварца (в кварцевых диоритах до 10-15 %, в гранодиоритах до 30-35 %). Темноцветные минералы в обеих разновидностях представлены роговой обманкой и биотитом, количество которых составляет от 10 % до 20-25 % в кварцевых диоритах, и от 8 до 10 % в гранодиоритах. Из салических минералов превалирует плагиоклаз, который образует относительно идиоморфные зональные кристаллы, отвечающие по составу основному андезину в центральной части и олигоклазу – по периферии. Зерна кварца часто несут следы катаклаза, трещиноваты или раздроблены до мелкозернистого агрегата. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном (размеры зерен достигают 1-1.5 мм), ортитом, шеелитом и магнетитом.

Роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты второй фазы обычно имеют среднезернистую структуру. Они состоят из кварца (35–45 %), калиевого полевого шпата (25–30 %), плагиоклаза (25–30 %) и темноцветных минералов, преимущественно биотита (3–8 %). Иногда в гранитах кроме биотита присутствует роговая обманка, причем соотношения количеств биотита и роговой обманки непостоянны. Калиевый полевой шпат чаще всего представлен микроклинмикропертитом, плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу или олигоклаз-альбиту, кварц часто обладает волнистым погасанием и несет следы катаклаза. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ортитом, шеелитом и магнетитом, иногда к ним добавляются монацит и ксенотим.

Лейкократовые граниты третьей фазы представляют собой мелкозернистые или порфировидные породы. Особенностью этих пород является широкое распространение в них гранофировых микроструктур от небольших участков до сплошных микропегматитовых срастаний по всей массе породы. Состоят гранофировые граниты из кварца (30–40 %), калиевого полевого шпата (25–35 %) с густой сеткой микропертита, вплоть до образования полос и каемок замещения, и плагиоклаза (30–45 %), представленного альбитом. Биотит либо вообще отсутствует, либо содержится в количестве не более 1–3 %. Из акцессорных минералов наблюдаются магнетит, сфен, циркон, апатит, ортит и монацит.

Среди дайковых и жильных пород преобладают мелкозернистые биотитовые граниты, аплиты и аплитовидные граниты, иногда обладающие порфировидной структурой и переходящие в гранит-порфиры. По составу, а в отдельных случаях и по структуре, они близки к вышеописанным лейкократовым гранитам. Реже отмечаются дайки и жилы диоритовых порфиритов с вкрапленниками андезина на фоне амфибол-полевошпатовой мелкозернистой основной массы и спессартиты, состоящие из игольчатых зерен роговой обманки и плагиоклаза примерно в равных соотношениях.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Химические составы пород Гамовского плутона приведены в таблице 2.

В породах первой фазы содержание SiO₂ варычрует в пределах от 52.74 до 56.3 мас. % при почти постоянном преобладании Na₂O над K₂O (K₂O/Na₂O = 0.25-0.54 мас. %). Для пород характерно низкое суммарное содержание щелочей Na₂O + K₂O = 2.5-4.3 мас. %, при относительно высоких концентрациях CaO 7.85–10.14 мас. %. Породы обладают низкой железистостью (0.57–0.68), недосыщенностью глиноземом (A/CNK = 0.77-0.91), умеренно повышенным содержанием TiO₂ – 0.71-0.87 мас. %, снижающимся с ростом SiO₂, так же как Fe₂O₃, CaO, MgO.

Рассматриваемые породы по соотношению суммы щелочей к SiO₂ относятся к породам нормального ряда и соответствуют габбро и диоритам (рис. 2, *a*) известковой серии (рис. 2, *г*). Согласно классификации Фроста с соавторами [18], породы относятся к магнезиальным разновидностям (рис. 2, *в*), при этом они характеризуются принадлежностью к умеренноглиноземистой серии (индекс глиноземистости ASI = 0.62-0.97) (рис. 2, *б*).

Изученные породы характеризуются умеренно дифференцированными редкоземельными спектрами $(La/Yb)_N = 3.35-4.15$, отрицательная европиевая аномалия проявлена слабо (Eu/Eu* = 0.63–0.87).

Породы отличает повышенное содержание Sr (225–350 ppm) и Ва (106–271 ppm) и пониженное содержание высокозарядных элементов (Zr – 46–216 ppm, Nb – 2.3–4.6 ppm) и иттрия (14–27 ppm) (табл. 2).

Мультиэлементные спектры демонстрируют повышенные содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) – Rb, Ba. В топологии спектров наблюдаются резко проявленные минимумы по Nb, Ti, и более слабые по Ba, Nd, P.

На диаграмме соотношения Na₂O и K₂O к SiO₂ составы пород <u>второй фазы</u> располагаются в полях кварцевых диоритов, кварцевых монцодиоритов, тоналитов, гранодиоритов, трондьемитов, гранитов (рис. 2, *a*). Для них характерны содержания SiO₂ в пределах 58.15–71.89 мас. % при постоянном преобладании Na₂O над K₂O (K₂O/Na₂O = 0.31–1.00 мас. %). Содержание щелочей Na₂O + K₂O = 4.79–6.78 мас. %, CaO – 1.54–6.27 мас. %. Породы характеризуются

Таблица 2. Химический состав пород Гамовского плутона.

N⁰	Гд- За	Гт- 5а	Гд- 3	Гд- 2	Гд- 2а	Гак-7	Гак-11-2б	Гак-11-2а	Гт- 6
п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52.74	53.00	55.57	55.76	56.12	56.30	58.15	59.50	60.81
TiO ₂	0.83	0.80	0.71	0.87	0.82	0.86	0.85	0.86	1.04
Al_2O_3	17.80	17.68	16.50	17.57	17.83	17.42	18.72	18.73	17.68
Fe ₂ O ₃	9.71	9.47	8.62	8.56	8.34	8.54	5.00	5.07	7.76
MnO	0.13	0.13	0.12	0.12	0.11	0.13	0.07	0.07	0.08
MgO	5.36	5.24	5.80	3.81	3.60	3.84	2.19	2.26	1.25
CaO	10.14	9.87	9.86	7.85	7.89	7.18	6.27	5.78	3.26
Na ₂ O	1.81	2.24	1.62	3.01	3.08	3.23	4.20	4.06	4.62
K ₂ O	0.80	0.56	0.88	1.30	1.03	0.79	1.72	1.49	2.16
P_2O_5	0.10	0.13	0.07	0.13	0.14	0.16	0.19	0.18	0.03
H_2O^-	0.08	0.12	0.09	0.07	0.12	0.05	0.09	0.02	0.30
ппп	0.62	0.87	0.38	1.14	1.04	1.22	2.26	1.78	1.13
Σ	100.13	100.11	100.21	100.19	100.12	99.72	99.72	99.79	100.12
Sc	31.60	28.60	30.40	26.30	25.50	26.80	9.10	8.70	12.60
Ga	16.74	16.51	15.11	19.01	18.26	22.34	22.50	21.80	27.72
Rb	25.78	15.41	28.52	40.88	33.15	24.41	54.97	48.60	171.10
Sr	251.10	288.80	225.10	248.80	256.40	350.00	474.80	570.00	273.80
Y	15.18	14.18	16.88	18.79	19.09	26.67	7.30	6.91	19.76
Zr	46.20	72.08	50.48	83.09	83.77	216.00	136.80	137.70	584.10
Nb	2.63	2.90	2.28	4.60	4.06	4.26	2.45	2.65	14.85
Cs	0.71	1.35	1.01	1.86	1.63	2.25	1.37	1.51	5.00
Ba	118.10	106.40	123.80	219.70	209.60	271.50	455.30	415.40	617.70
La	9.60	9.61	8.86	14.38	13.75	11.79	16.62	15.65	99.21
Ce	19.77	21.62	20.05	30.35	30.57	25.17	34.00	32.08	195.80
Pr	2.56	2.62	2.77	3.73	3.49	3.42	3.82	3.68	21.14
Nd	10.28	11.45	11.05	16.18	14.88	15.55	14.44	14.41	68.00
Sm	3.11	2.90	2.97	3.32	3.46	3.63	2.49	2.30	9.67
Eu	0.75	0.83	0.66	1.02	0.87	0.81	1.02	1.00	1.67
Gd	3.78	2.89	3.39	3.98	3.75	3.85	2.32	2.36	10.31
Tb	0.49	0.45	0.51	0.57	0.57	0.55	0.31	0.29	0.88
Dy	3.27	2.91	3.43	3.94	3.91	3.78	1.46	1.28	4.63
Но	0.64	0.55	0.74	0.80	0.76	0.75	0.32	0.27	0.77
Er	1.90	1.75	2.31	2.52	2.67	2.26	0.68	0.66	2.18
Tm	0.30	0.28	0.32	0.34	0.36	0.30	0.08	0.09	0.31
Yb	1.98	1.87	1.90	2.64	2.38	2.05	0.66	0.61	2.36
Lu	0.29	0.28	0.27	0.39	0.34	0.25	0.08	0.09	0.36
Hf	1.54	2.36	1.52	2.37	2.87	4.65	3.56	3.55	17.02
Та	0.70	0.26	0.26	0.45	0.39	0.31	0.12	0.13	1.06
Pb	11.85	18.75	11.84	12.96	13.68	7.25	11.72	10.50	21.77
Th	4.37	5.07	4.63	6.78	6.43	1.72	2.21	2.07	41.14
U	1.13	1.40	1.34	1.47	1.59	0.68	0.78	0.64	3.78
A/CNK	0.80	0.80	0.77	0.85	0.87	0.91	0.93	1.00	1.12
ASI	0.80	0.80	0.77	0.86	0.88	0.92	0.94	1.01	1.12

Примечание. 1–6 – породы первой фазы, 7–23 – породы второй фазы, 24–27 – породы третьей фазы. Анализы выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Определение содержания H₂O⁻, ППП, SiO₂ выполнено методом гравиметрии – аналитики Алексеева Л.И., Авдевнина Л.А. Определение содержания петрогенных элементов выполнено методом ICP-OES – аналитики Горбач Г.А., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В. Определение содержания петрогенных элементов выполнено методом ICP-MS – аналитик Д.С. Остапенко. Содержания петрогенных элементов приведены в мас. %, примесных – в ppm. ASI = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO – 1.67P₂O₅), A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O).

38	

Таблица 2. (Продолжение).

№ п/п	T-53	Гак-11-1б	Гд- 4	Гс- 7а	A-54	A-55a	К-7-9	3-56a	Лук-3б
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	61.57	62.69	63.70	64.50	65.68	66.43	67.98	68.20	68.39
TiO ₂	0.79	0.64	0.57	0.51	0.56	0.52	0.51	0.53	0.39
Al_2O_3	17.49	17.86	15.37	16.84	15.47	15.18	14.83	15.63	15.96
Fe ₂ O ₃	5.88	4.50	6.42	3.89	5.03	4.90	4.60	5.10	3.21
MnO	0.08	0.06	0.08	0.04	0.09	0.08	0.07	0.07	0.06
MgO	2.21	2.00	2.39	1.34	1.97	1.72	1.43	1.02	1.14
CaO	5.41	5.29	4.74	5.35	4.59	4.19	3.10	3.25	3.11
Na ₂ O	3.40	3.44	2.80	4.13	2.97	2.98	3.29	3.44	4.39
K_2O	1.76	1.35	2.62	1.99	2.32	2.70	3.28	2.01	1.36
P_2O_5	0.16	0.15	0.09	0.11	0.08	0.08	0.08	0.11	0.10
H_2O^-	0.08	0.13	0.22	0.14	0.14	-	0.27	0.25	0.02
ппп	0.87	1.65	1.17	1.34	0.90	0.86	0.42	0.51	1.43
Σ	99.69	99.75	100.16	100.19	99.79	99.63	99.85	100.11	99.55
Sc	10.90	2.90	19.40	4.70	16.40	15.30	13.50	16.10	6.70
Ga	27.26	19.06	15.63	18.77	17.56	17.70	17.51	19.34	24.38
Rb	61.22	51.67	81.45	51.21	74.97	90.37	191.44	73.74	34.94
Sr	409.20	448.80	199.10	374.90	192.30	195.30	169.90	205.30	460.80
Y	14.65	4.21	22.60	7.73	25.49	28.53	31.62	40.53	7.69
Zr	167.50	129.90	140.60	164.60	169.30	179.90	151.00	203.20	154.80
Nb	5.13	3.47	4.19	2.91	4.89	5.17	6.46	7.08	4.57
Cs	1.84	1.36	1.28	1.68	1.59	1.76	12.76	2.47	1.07
Ba	366.9	386.30	342.50	341.20	366.90	525.70	393.90	397.20	336.00
La	57.78	19.14	18.49	38.31	16.49	29.68	31.52	51.63	50.33
Ce	109.99	40.45	40.73	77.35	36.45	62.84	49.10	117.63	99.82
Pr	10.94	4.51	4.59	7.84	4.33	6.66	6.46	13.61	11.18
Nd	35.40	16.48	18.20	26.85	16.35	24.69	24.94	52.25	35.21
Sm	5.00	2.41	3.98	3.62	3.34	4.23	4.68	9.95	5.18
Eu	0.94	0.70	0.73	0.74	0.87	0.76	0.95	1.09	0.87
Gd	3.95	1.66	4.83	2.96	3.96	4.72	4.99	9.20	3.14
Tb	0.52	0.21	0.73	0.36	0.65	0.79	0.86	1.31	0.33
Dy	2.39	0.83	4.46	1.61	4.31	4.75	5.66	6.96	1.44
Ho	0.58	0.17	0.88	0.32	0.94	0.99	1.23	1.50	0.17
Er	1.42	0.52	2.91	0.99	2.69	2.83	3.83	4.39	0.50
Tm	0.19	0.04	0.48	0.13	0.36	0.44	0.51	0.65	0.00
Yb	1.49	0.55	2.72	1.04	2.44	3.02	3.44	4.29	0.31
Lu	0.20	0.06	0.42	0.15	0.38	0.42	0.47	0.54	0.02
Hf	4.97	3.82	4.59	5.00	4.75	5.11	4.86	6.17	3.96
Та	0.37	0.17	0.43	0.29	0.48	0.49	0.56	0.72	0.28
Pb	6.70	12.36	43.41	11.72	9.41	9.39	19.40	11.54	8.38
Th	20.78	10.32	11.35	19.01	8.37	8.84	22.27	18.66	10.73
U	1.40	1.38	2.16	2.66	1.38	1.51	3.02	2.63	0.64
A/CNK	1.01	1.07	0.96	0.90	0.98	0.98	1.02	1.14	1.11
ASI	1.02	1.08	0.96	0.91	0.99	0.99	1.02	1.15	1.12

преимущественно низкой железистостью (0.67–0.85), метаалюминиевым характером (A/CNK = 0.90–1.15), повышенным содержанием $\text{TiO}_2 - 0.2-1.04$ мас. %, снижающимся с ростом SiO_2 , так же как Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO, MgO.

Соотношение кальция и щелочей определяет принадлежность пород второй фазы к известковой и известково-щелочной сериям (преобладают известковые разновидности) (рис. 2, z). На диаграммах SiO₂ – FeO^t/(FeO^t + MgO) [18] и ASI-A/NK [23] точки составов пород второй фазы отвечают преимущественно магнезиальным (рис. 2, b), умеренно- и высокоглино-земистым гранитоидам (ASI = 0.91–1.16) (рис. 2, b), соответственно.

Породы имеют сильно фракционированное распределение редкоземельных элементов $(La/Yb)_{N} =$

Таблица 2. (Окончание).

N⁰	З-58в	Лук-2а	Ал-18	Ал-20	Гак-11-4	T-50	К-26а	К-7-8	К-25а
п/п	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	69.07	69.62	71.27	71.89	72.15	74.20	75.15	75.75	75.84
TiO ₂	0.48	0.44	0.41	0.20	0.30	0.20	0.12	0.12	0.19
Al_2O_3	15.53	15.07	13.82	13.64	14.54	13.26	13.57	13.34	12.35
Fe_2O_3	4.42	2.96	3.31	2.68	2.24	1.92	1.68	1.43	2.95
MnO	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02	0.06
MgO	0.90	1.13	1.25	0.68	0.91	0.46	0.18	0.16	0.18
CaO	2.97	3.03	1.78	1.54	2.56	1.26	0.76	0.99	1.27
Na_2O	3.53	4.43	4.32	4.11	4.03	3.23	3.63	3.56	3.28
K ₂ O	2.16	1.62	2.32	2.09	1.78	3.79	4.19	4.32	3.08
P_2O_5	0.10	0.10	0.09	0.05	0.06	0.04	0.04	0.02	0.02
H_2O^-	0.07	0.02	0.05	0.27	-	-	-	0.14	0.15
ППП	0.52	1.48	1.22	2.62	1.25	1.25	0.46	0.30	0.49
Σ	99.82	99.95	99.89	99.83	99.85	99.65	99.79	100.14	99.86
Sc	13.70	4.20	7.90	4.00	3.50	4.50	4.10	3.10	11.30
Ga	18.67	22.10	14.84	16.74	16.89	16.93	16.31	14.65	17.20
Rb	69.24	66.87	49.11	53.27	45.25	105.02	117.49	138.34	76.39
Sr	184.20	340.70	346.70	216.10	357.50	209.40	126.90	98.30	59.20
Y	51.44	8.21	13.78	16.44	16.99	26.08	31.62	22.45	28.87
Zr	195.30	151.70	197.70	123.30	59.98	110.00	119.60	77.11	235.80
Nb	6.71	5.10	4.15	3.31	4.89	5.95	6.55	7.32	4.16
Cs	2.31	1.02	1.28	1.89	2.32	1.89	1.65	3.40	1.12
Ba	408.40	297.70	850.70	402.60	319.70	521.90	693.30	711.80	941.60
La	22.48	16.71	24.84	19.52	11.00	25.05	32.97	24.84	23.20
Ce	47.89	33.72	43.55	34.15	25.90	51.34	68.68	45.03	44.06
Pr	5.67	4.40	4.52	3.62	3.19	5.57	7.84	4.69	5.56
Nd	22.21	14.65	15.32	12.28	12.01	20.99	27.86	16.90	21.40
Sm	6.00	3.04	2.33	2.58	2.63	3.66	6.81	3.40	4.45
Eu	1.13	0.95	0.81	0.61	0.47	0.47	0.72	0.48	0.82
Gd	6.09	2.09	2.59	2.57	2.28	4.25	5.65	3.53	5.26
Tb	1.22	0.24	0.34	0.42	0.33	0.68	0.97	0.59	0.94
Dy	8.14	1.18	1.99	2.65	2.17	3.79	5.34	3.64	5.85
Ho	1.92	0.17	0.55	0.57	0.54	0.75	1.20	0.81	1.19
Er	6.00	0.68	1.45	1.76	1.64	2.45	3.16	2.21	2.97
Tm	0.86	0.03	0.18	0.27	0.26	0.39	0.50	0.32	0.40
Yb	6.20	0.57	1.41	1.98	2.02	2.72	3.38	2.00	2.85
Lu	0.99	0.05	0.25	0.35	0.35	0.40	0.47	0.31	0.40
Hf	5.40	3.42	5.16	3.24	2.80	3.99	4.05	2.78	7.01
Та	0.62	0.30	0.33	0.36	0.69	0.61	0.72	0.77	0.26
Pb	15.05	8.43	3.09	4.45	22.76	16.19	16.02	23.06	9.71
Th	12.81	4.36	10.50	9.01	15.94	17.56	18.51	15.08	6.86
U	2.87	2.06	1.72	1.17	2.41	2.40	2.80	2.70	1.52
A/CNK	1.15	1.04	1.07	1.15	1.10	1.13	1.14	1.08	1.12
ASI	1.16	1.04	1.08	1.16	1.11	1.14	1.15	1.08	1.12

2.6–115.51 и слабую отрицательную или положительную европиевую аномалию (Eu/Eu* = 0.34-1.3) (рис. 3, *a*).

Гранитоиды характеризуются повышенным содержанием Sr (170–570 ppm) и Ba (298–851 ppm) и пониженным содержанием высокозарядных элементов (Zr – 123–198 ppm, Nb – 2.4–7.1 ppm) и иттрия (4.2–51 ppm) (табл. 2). На мультиэлементных спектрах отмечаются повышенные содержания крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba), а также отрицательные аномалии Nb, P, Ti, и более слабая Ba (рис. 3, δ).

Рассматриваемые породы <u>третьей фазы</u> на диаграммах (рис. 2, a, δ) образуют компактную группу в полях высокоглиноземистых лейкогранитов. На классификационных диаграммах [18] гранитоиды отно-



Рис. 2. Петрохимические диаграммы для пород Гамовского батолита (табл. 2).

Диаграмма SiO₂ – (Na₂O + K₂O) [3] (*a*); диаграмма ASI – A/NK, где ASI = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO – 1.67P₂O₅), A/NK = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) [23] (*b*); диаграмма SiO₂ – FeOⁱ/(FeOⁱ + MgO) [18] (*b*); диаграмма SiO₂ – (Na₂O + K₂O - CaO) [18] (*b*).

Поля пород: І – габбро; ІІ – монцогаббро; ІІІ – диориты, IV – монцодиориты; V – монцониты; VI – кварцевые диориты; VII – кварцевые монцодиориты; VIII – сиениты; IX – тоналиты; X – гранодиориты; XI– кварцевые сиениты; XII – граносиениты; XIII – трондьемиты; XIV – субщелочные граниты; XV – граниты; XVI –лейкограниты; XVII – аляскиты.

I – первая фаза – габбро, габбродиориты и диориты, *2* – вторая фаза – кварцевые диориты, биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты, *3* – третья фаза – лейкограниты.

сятся преимущественно к железистым разновидностям (рис. 2, *в*) известковой и известково-щелочной серий (рис. 2, *г*). Породы отличаются метаалюминиевым характером (A/CNK = 1.08-1.14), высокими содержаниями SiO₂ в пределах 74.2–75.84 мас. % и щелочей Na₂O + K₂O = 6.36-7.88 мас. %, при пониженных концентрациях CaO – 0.76-1.27 мас. %, TiO₂ – 0.12-0.20 мас. %, P₂O₅ – 0.02-0.04 мас. %, MgO – 0.16-0.46 мас. %.

Распределение редкоземельных элементов умеренно фракционированное $(La/Yb)_N = 5.85-8.92$, с отчетливым европиевым минимумом (Eu/Eu* = 0.35-0.52) (рис. 3, *a*).

Гранитоиды этой группы обладают умеренно повышенным содержанием Sr (59–209 ppm) и Ba (522– 942 ppm) и пониженным содержанием высокозарядных элементов (Zr – 77–236 ppm, Nb – 4.2–7.3 ppm) и иттрия (22.4–31.6 ppm) (табл. 2).



Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ (*a*) и мультиэлементные диаграммы (*б*) для гранитоидов Гамовского батолита. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [26], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [26].

Мультиэлементные спектры элементов-примесей характеризуются общим трендом обогащения крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных. Наблюдаются резко проявленные минимумы по Nb, Ti, P и более слабые по Ba, Sr (рис. 3, δ).

Р-Т УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ

Для определения условий давления и температур формирования гранитоидных расплавов были использованы химические составы амфиболов. Микрозондовые анализы амфиболов были выполнены для одного образца гранита (К-7-7) и двух образцов гранодиорита (А-54, Гс-7) Гамовского батолита, результаты анализов представлены в таблице 3.

Все проанализированные амфиболы относятся к группе кальциевых амфиболов.

Для оценки давлений магматической кристаллизации гранитоидов Гамовского батолита был использован барометр, основанный на содержании Al_2O_3 в роговой обманке [25] (P = -3.01 + 4.76A1^{tot}, r² = 0.99, где r² – коэффициент корреляции). Полученные данные указывают на кристаллизацию роговой обманки при давлении, варьирующем от 2.4 до 3.1 кбар для гранита (среднее – 2.8) и от 2.1 до 3.4 кбар для гранодиорита (среднее – 2.8), результаты расчетов представлены в таблице 3. Сопоставимые результаты были получены и по другим барометрам [19] и [20] от 1.8 до 2.6 кбар (среднее – 2.2) и от 1.6 до 2.5 кбар (среднее – 2.1) для гранита; от 1.5 до 2.9 кбар (среднее – 2.2) и от 1.3 до 2.8 кбар (среднее – 2.1) для гранодиорита, соответственно.

Для оценки температуры кристаллизации был использован амфиболовый термометр [24] (T = -151.487Si* + 2.041, где Si* – коэффициент корреляции) на основе содержания Al_2O_3 в амфиболах. Полученные значения температуры находятся в интервале от 735 до 766 °C для гранитов, и от 666 до 818 °C для гранодиоритов, результаты расчетов приведены в таблице 3.

Образец	К-7-7			A-54			Гс-7			
SiO ₂	48.18	47.4	48.09	44.32	47.53	47.01	49.08	48.4	50.83	
TiO ₂	0.92	0.76	0.83	1.61	0.3	0.29	1.09	1.11	0.85	
Al_2O_3	6.73	7.44	6.81	7.18	5.06	5.09	6.67	7.54	5.54	
FeO	20.72	19.84	19.31	20.08	19.56	19.91	18.3	18.95	18.34	
MnO	0.74	0.74	0.65	0.25	0.39	0.56	0.72	0.5	0.49	
MgO	9.8	9.71	9.54	9.95	11.04	10.76	11.38	10.94	11.89	
CaO	11.05	11.37	11.45	10.69	10.78	10.35	11.59	11.58	11.59	
Na ₂ O	1.24	0.98	1.05	1.64	1.18	1.06	0.85	0.95	0.66	
K ₂ O	0.57	0.8	0.71	0.98	0.51	0.59	0.44	0.42	0.41	
Сумма	99.95	99.04	98.45	96.7	96.36	95.63	100.12	100.37	100.6	
Si	7.01	6.97	7.13	6.71	7.11	7.07	7.04	6.94	7.22	
Al^{IV}	0.99	1.03	0.87	1.28	0.89	0.90	0.96	1.06	0.77	
Al^{VI}	0.16	0.26	0.32	0.00	0.006	0.00	0.17	0.21	0.15	
Ti	0.10	0.08	0.09	0.18	0.03	0.03	0.12	0.12	0.09	
Fe ³⁺	0.73	0.60	0.29	0.79	0.92	1.12	0.68	0.72	0.66	
Fe ²⁺	1.79	1.84	2.11	1.76	1.53	1.38	1.51	1.56	1.52	
Mn	0.09	0.09	0.08	0.03	0.05	0.07	0.09	0.06	0.06	
Mg	2.12	2.13	2.11	2.25	2.46	2.41	2.43	2.34	2.52	
Ca	1.72	1.79	1.82	1.73	1.73	1.67	1.78	1.78	1.76	
Na	0.35	0.28	0.30	0.48	0.34	0.31	0.24	0.26	0.18	
Κ	0.11	0.15	0.13	0.19	0.10	0.11	0.08	0.08	0.07	
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.54	0.54	0.50	0.56	0.62	0.64	0.62	0.60	0.62	
Fe/(Fe+Mg)	0.50	0.50	0.50	0.49	0.44	0.45	0.43	0.45	0.42	
(Ca+Na)b	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	1.95	
(Na+K)a	0.18	0.22	0.26	0.41	0.17	0.11	0.10	0.12	0.07	
				•		•				
	min	max	среднее	min	max	среднее	min	max	среднее	
Р [25]. кбар	2.4	3.1	2.8	2.1	3.3	2.8	2.1	3.4	2.8	
Р [19]. кбар	1.8	2.6	2.2	1.5	2.8	2.2	1.5	2.9	2.2	
Р [20]. кбар	1.6	2.5	2.1	1.3	2.8	2.1	1.3	2.8	2.1	
T [24]. °C	735	766	753	666	818	758	742	791	764	

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы амфиболов и расчетные температуры и давления для гранитоидов Гамовского батолита.

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова. Амфиболы: К-7-7 – из гранита, A-54, Гс-7 – из гранодиорита. a = [K, Na, вакансия], b = [Na, Ca, Mg, Fe2+, Mn] – кристаллохимические параметры.

ИСТОЧНИКИ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ

Согласно классификации Уолена [28] и Чаппелла [17], составы гранитоидов Гамовского батолита отвечают S и I типам (рис. 4).

В соответствии с современными представлениями, граниты S типа образуются при плавлении осадочных коровых пород. Происхождение гранитов I типа объясняется двумя различными путями: первый – плавление магматических субстратов, второй предполагает участие корово-мантийного взаимодействия в гранитообразовании [9, 14].

Потенциальными источниками гранитов S типа могут быть средне-позднепалеозойские осадки Лаоелин-Гродековского террейна, содержащие материал размыва, метатерригенные рифейские толщи, известные в Вознесенском и Нахимовском террейнах [1, 10, 11, 13]. Ранее в работе [7] для Гамовского батолита на основе анализа фазовых диаграмм форстерит-анортит-кварц, форстерит-диопсид-кварц, диопсид-альбит-анортит показана невозможность формирования кварцевых диоритов второй фазы за счет дифференциации габброидов первой фазы. По мнению авторов работы [7], их геохимические особенности могут свидетельствовать о контаминации мантийных базитовых расплавов породами континентальной коры. По нашему мнению, производными этой коры могут являться коллизионные граниты петрохимического S типа, выделенные нами в составе Гамовского батолита.

Для S гранитов Гамовского батолита мантийнокоровое происхождение подтверждается диаграммой Al₂O₃/TiO₂ – CaO/Na₂O (рис. 5), на которой точки их составов лежат в поле разновидностей, образованных из смеси корового и мантийного материала.



Рис. 4. Составы гранитоидов Гамовского батолита на дискриминационных диаграммах (*a*-*z* – [28], *d* – [17], с изменениями, [22]).

Условные обозначения: см. рис. 2. FG – фракционированные фельзические граниты, OGT – нефракционированные граниты M, S и I типа (орогенные граниты), А-граниты – анорогенные граниты.

Для определения вклада корового и мантийного вещества применяется модель бинарного смешения. Расчет доли мантийного компонента в смеси расплавов выполнен для биотит-амфиболовых гранодиоритов, являющихся главной фазой в составе Гамовского батолита, по уравнению, предложенному в работе [21]:

$$X = \frac{[(E_c - E_{mx})]Nd_c}{[E_{mx}(Nd_m - Nd_c) - (E_mNd_m - E_cNd_c)]}$$

 E_{mx}, E_c и E_m – значения єNd для результирующей смеси (гранитоидов), корового и мантийного компонентов, соответственно, Nd_c и Nd_m – содержание Nd в коровом и мантийном компонентах, X_m – доля мантийного компонента.

Nd изотопные данные для гранитоидов Гамовского батолита и осадочных палеозойских пород Лаоелин-Гродековского террейна приведены в таблице 4. Для мантийного компонента использован параметр ϵ Nd = +9, соответствующий базальтам – производным деплетированной мантии с возрастом 250 млн лет. Содержание Nd = 38.6 ppm в мантийном компоненте (Nd_m) принято по среднему составу базитов первой



Рис. 5. Диаграмма $Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Na_2O$ [27] для гранитоидов Гамовского батолита.

Условные обозначения: см. рис. 2.

№ Образец	Ofmanau	Sm	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	tDM	$\epsilon Nd(0)$	εNd	t
	Образец	(ppm)			INU/ INU	(Ma)		(250)	млн лет
1	T-50	4.238	20.33	0.1260	0.51264 ± 3	884	0.1	2.8	250
2	8-10-30/3	5.51	31.13	0.1064	0.512593 ± 2	793	-0.9	2.0	250
3	8-10-33/2	2.92	14.3	0.1229	$0.512647 \ \pm 4$	847	0.2	2.5	250
4	8-10-23/1	8.26	46.9	0.1064	0.511896 ± 2	1778	-14.5	-6.0	733
5	8-10-24/5	12.1	57.6	0.1269	0.512046 ± 2	1934	-11.5	-7.8	733

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов Гамовского плутона и метаосадочных рифейских пород Ханкайского террейна.

Примечание. 1–3 – гранитоиды Гамовского батолита: 1 – лейкогранит, 2 – биотит-амфиболовый гранодиорит, 3 – биотитовый лейкогранит; 4, 5 – метаморфические породы нахимовского комплекса: 4 – биотитовый плагиогнейс, 5 – биотитовый гнейс. Анализы 2, 3 – по [16], 4, 5 – по [6].

фазы Гамовского батолита. Содержание Nd в коровом компоненте (Nd) принято по среднему содержанию Nd в рифейских гнейсах нахимовского террейна [6].

Результаты расчета свидетельствуют о том, что вклад мантийного материала на уровне генерации расплава биотит-амфиболовых гранодиоритов составлял от 45 до 50 %. Таким образом, биотит-амфиболовые гранодиориты Гамовского батолита формировались при одновременном существовании базитового мантийного и корового гранитоидного расплавов. Гранитоиды Гамовского батолита характеризуются положительными (+2....+2.8) значениями єNd (табл. 4), что свидетельствует о существенной доле (до 50 %) мантийного компонента в составе их расплавов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованный позднепалеозойский Гамовский гранитоидный батолит является крупнейшим батолитом Бурея-Ханкайского сегмента ЦАСП.

Граниты Гамовского батолита относятся преимущественно к магнезиальным, известковым и известково-щелочным, умеренно- и высокоглиноземистым образованиям. Составы гранитоидов Гамовского батолита отвечают гранитам S и I петрохимических типов.

По геохимическим особенностям средний состав гранитоидов Гамовского батолита обогащен несовместимыми элементами – Rb, Ba, Th, U, K, Pb и LREE и обеднен Nb, Sr, P, Ti. Распределение редкоземельных элементов умеренно фракционированное, с европиевым минимумом.

Реконструкция условий кристаллизации пород показывает, что гранитоиды Гамовского батолита образовались при давлении, варьирующем от 2.1 до 2.8 кбар, и температуре в диапазоне от 666 до 818 °C.

Положительные значения єNd главных разновидностей гранитоидов Гамовского батолита свидетельствуют о том, что в их формировании наряду с коровым расплавом участвовал мантийный компонент. Расчеты по модели бинарного смешения свидетельствуют о том, что доля мантийного компонента достигала 50 %.

Геодинамические условия формирования Гамовского батолита являются дискуссионными [4, 6, 12]. Авторы предполагают, что образование гранитоидов Гамовского батолита связано с коллизионными процессами, сопровождавшими в поздней перми закрытие Солонкерского палеоазиатского океана в соответствии с геодинамической моделью, представленной в работе [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анохин В.М., Рыбалко В.И., Аленичева А.А., и др. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист К-(52), 53. СПб., 2011.
- Белянский Г.С., Рыбалко В.И., Сясько А.А., и др. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (К-52, 53) — оз. Ханка: Объясн. зап. СПб., 2011.
- Богатиков О.А., Попов В.С. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / О.А. Богатиков, В.С. Попов, М.: Логос, 2001. 768 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент–океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
- 6. Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В., и др. Изотопная Ndсистематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России // Докл. АН. 2014. № 1. (455). С. 62–66.
- Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., и др. Гранитоиды Гамовского интрузива, его особенности, индикаторная и геодинамическая роль (Южное Приморье) // Геология и геофизика. 2015. № 12 (56).
- Кузнецова А.И., Петров Л.Л., Финкельштейн А.Л., и др. Оценка качества элементного анализа силикатных горных пород по результатам участия в международной программе профессионального тестирования геоаналитических лабо-

45

раторий – Geopt // Аналитика и Контроль. 2002. № 5 (6). С. 584–592.

- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Направленность изменения химических составов гранитоидных и основных магм в процессе эволюции Монголо-Забайкальского подвижного пояса // Геология и геофизика. 1998. № 2 (39). С. 157–177.
- Мишкин М.А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 194 с.
- Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., и др. Первые данные по Sm-Nd- систематике метаморфических пород Ханкайского массива Приморья // Докл. АН. 2000. № 6 (374). С. 813–815.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Роль широтного сжатия в формировании структур палеозойских интрузивов Южного Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 44–62.
- Сясько А.А., Вржосек А.А., Дубинский А.П., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Листы К-52-XII, XVIII: Объясн. зап. Хабаровск, 2002.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов югозападной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. № 3 (14). С. 282–303.
- 15. Ханчук А.И., Сахно В.Г. Первые U–Pb-SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов юго-западного Приморья // Докл. АН. 2010. № 4 (431). С. 516–520.
- Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., и др. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Докл. АН. 2013. № 4 (451). С. 441–445.
- 17. Chappell B.W., White A.J.R. Two constricting granite types // Pacific Geol. 1974. N 8. P. 173–174.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. N 11 (42). P. 2033–2048.
- 19. Hammarstrom J.M., Zen E.-A. Aluminum in hornblende:An

empirical igneousgeobarometer // American Mineralogist. 1986. N 71. P. 1297–1313.

- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblendewith pressureof solidification of calc-alkalineplutons // American Mineralogist. 1987. N 72. P. 231–2399.
- Jahn B.-M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. N 2 (23). P. 82–92.
- Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. N. 3-4 (174). P. 235-255.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Society of Amer. Bull. 1989. N 5 (101). P. 635–643.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc- alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction- related volcanoes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. N. 1 (160). P. 45–66.
- Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. N. 2–3 (110). P. 304–310.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Society, London, Spetial Publications. 1989. N. 42. P. 313–345.
- Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. N. 1–4 (45). P. 29–44.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib Mineral Petrol. 1987. N. 95. P. 407–419.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 16.10.2024 г.

принята к печати 29.12.2024 г.

LATE PERMIAN GRANITOIDS OF THE GAMOV BATHOLITH (SOUTHWESTERN PRIMORYE): GEOCHEMICAL FEATURES AND PETROGENESIS

A.A. Vel'demar, G.M. Vovna

Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia; e-mail: Veldemar@fegi.ru, gala1367@mail.ru

The present study examines petrogeochemical characteristics of the late Permian granitoids in the Gamov batholith. The petrological and geochemical data indicate the presence of two groups of granitoids: S- and I-type granitoids. The rocks are predominantly magnesian, calcareous and calc-alkaline, moderately and highly aluminous. They display higher concentrations of Rb, Ba, Th, U, K, Pb and LREE and lower concentrations of Nb, Sr, P, and Ti. The distribution of rare earth elements is moderately fractionated. The topology of the distribution spectrum of rare elements is similar for all types of rocks, differing only in the size of anomalies of individual elements. An evaluation of the PT parameters of crystallization of the main phase – biotite-amphibole granites and granodiorites – showed that they formed at a temperature of 666–818 °C and a pressure of 2.1–2.8 kbar. The Nd isotopic composition of granites indicates the involvement of crustal and mantle material in magma formation, the contribution of the latter reaching 50 %. The emplacement of the Gamov batholith is associated with the closure of the Solonker Paleo-Asian Ocean in the Late Permian.

Key words: granites, granodiorites, geochemistry, crystallization conditions, southern Primorye.