



Серия «Науки о Земле»
2026. Т. 55. С. 94–115

Онлайн-доступ к журналу:
<http://izvestiageo.isu.ru/ru>

ИЗВЕСТИЯ

Иркутского
государственного
университета

Научная статья

УДК 552.32:552.11:551.72(571.53/.55)
<https://doi.org/10.26516/2073-3402.2026.55.94>

Параметры формирования и кристаллизации раннепротерозойских гранитоидов *I*-типа Могдинской скважины (Непско-Ботуобинская антеклизы, центральная часть Сибирской платформы)

М. О. Сукнёва*

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Т. В. Донская

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. С помощью серии геотермометров и геобарометров дана оценка условий формирования и кристаллизации родоначального для амфиболового граносиенита расплава. Образец раннепротерозойского амфиболового граносиенита был отобран из керна одной из скважин Могдинской группы (скважина Могдинская-11), расположенной в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы. Основными породообразующими минералами граносиенита являются: амфибол, соответствующий по составу магнезиальной роговой обманке, плагиоклаз (олигоклаз и альбит), а также калиевый полевой шпат и кварц. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, титанитом и магнетитом. Граносиенит характеризуется содержанием $\text{SiO}_2 = 64$ мас. % и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 9$ мас. %. Порода относится к группе магнезиальных и металюминиевых гранитов *I*-типа, имеет высокие содержания Sr, Ba и низкие концентрации Nb, Th, фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов ($(\text{La}_n/\text{Yb}_n = 14)$ без европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,06$). В результате проведенных расчетов было установлено, что кристаллизация расплава происходила при литостатическом давлении 2,6–2,8 кбар в условиях высокой фугитивности кислорода. Температура насыщения расплава апатитом составила 901 °С, температура насыщения расплава цирконом – 752–774 °С, а температура кристаллизации амфибола и плагиоклаза – 730–744 °С.

Ключевые слова: гранитоиды *I*-типа, амфибол, геотермобарометрия, Сибирская платформа.

Благодарности. Авторы выражают благодарность профессору А. Г. Вахромееву за предоставленный образец для исследования. Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант № 25-77-30006), <https://rscf.ru/project/25-77-30006/>

Для цитирования: Сукнёва М. О., Донская Т. В. Параметры формирования и кристаллизации раннепротерозойских гранитоидов *I*-типа Могдинской скважины (Непско-Ботуобинская антеклизы, центральная часть Сибирской платформы) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2026. Т. 55. С. 94–115. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2026.55.94>

The Parameters of Formation and Crystallization of Early Proterozoic *I*-type Granitoids of the Mogdinsk Borehole (Nepa-Botuobiya Antecline, Central Part of the Siberian Platform)

M. O. Sukneva*

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russian Federation
Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russian Federation

T. V. Donskaya

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russian Federation

Abstract. In this paper we present the results of detailed petrographic, mineralogical, geochemical studies, as well as estimation of *P-T* parameter of formation and crystallization for the Early Proterozoic granitoids of one the borehole of the Mogdinsk group (Mogdinsk-11) located in the central part of the Nepa-Botuobiya antecline of the Siberian platform. The representative sample of these granitoids corresponds to *I*-type amphibole granosyenite in its mineralogical and geochemical properties. The main rock-forming minerals of the granosyenite are quartz, amphibole, plagioclase, and potassium feldspar. Amphiboles are similar in composition to magnesian hornblende, and plagioclases correspond to oligoclase. Accessory minerals are titanite, apatite, zircon and magnetite. The granosyenite are characterized by $\text{SiO}_2 = 64 \text{ wt.}\%$ and $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 9 \text{ wt.}\%$. The rock have magnesian, metaluminous ($\text{ASI} = 1,0$), and *I*-type granite-like compositions with $\text{Sr} = 1152 \text{ ppm}$, $\text{Ba} = 2629 \text{ ppm}$, $\text{Nb} = 12 \text{ ppm}$, $\text{Th} = 2 \text{ ppm}$. The REE spectra is fractionated, with $(\text{La}/\text{Yb})_n = 14$, and without Eu anomaly, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,06$. We have defined the parameters of formation and crystallization of the parental melt for granosyenite using a series of geothermometers and geobarometers. The apatite saturation temperature obtained for the amphibole granosyenite is $901 \text{ }^\circ\text{C}$. The zircon saturation temperatures are $752\text{--}774 \text{ }^\circ\text{C}$. The amphibole-plagioclase and amphibole geothermometers gave the temperatures of $730\text{--}744 \text{ }^\circ\text{C}$. The Al-in-hornblende, and amphibole-plagioclase geobarometers allowed to calculate pressures as $2,6\text{--}2,8 \text{ kbar}$. The studied granosyenite belong to magnetite series, contains the mineral association titanite-magnetite-quartz and are characterized by low $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratios in amphiboles. This indicates that they could form under high oxygen fugacity conditions. We tested about twenty geothermometers and geobarometers, but the most correct parameters of formation and crystallization of the *I*-type amphibole granosyenite of the Mogdinsk borehole were obtained using apatite and zircon saturation temperature expressions, amphibole-plagioclase and amphibole geothermometers, as well as amphibole geobarometers. The results obtained using these geothermometers and geobarometers are correct mainly due to the mineral composition of the granosyenite and chemical composition of both granosyenite and the amphibole and plagioclase maximally satisfy the conditions under which these geothermometers and geobarometers allow giving correct results for *I*-type amphibole granitoids.

Keywords: *I*-type granitoids, amphibole, geothermobarometry, Siberian platform.

For citation: Sukneva M.O., Donskaya T.V. The Parameters of Formation and Crystallization of Early Proterozoic *I*-type Granitoids of the Mogdinsk Borehole (Nepa-Botuobiya Antecline, Central Part of the Siberian Platform). *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*, 2026, vol. 55, pp. 94-115. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2026.55.94> (in Russian)

Введение

Оценка *PT*-параметров кристаллизации расплавов является одной из важных задач магматической петрологии. Для расчета таких показателей, как температура и давление, используются различные геотермометры и геобарометры, основанные на минеральных фазовых равновесиях. Суще-

ствуется множество геотермометров и геобарометров, которые применяются для оценки PT -параметров кристаллизации расплавов кислого состава, в том числе для амфибол-содержащих гранитоидов. Амфибол является идеальным минералом для установления параметров кристаллизации расплавов, так как состав магматического амфибола контролируется составом расплава и такими физико-химическими показателями, как давление, температура, фугитивность кислорода, что позволяет рассчитать данные величины для магматических пород кислого состава. В частности, для гранитоидов, содержащих амфибол в качестве породообразующего минерала, температуры могут быть рассчитаны по уравнениям, основанным как на химическом составе породы в целом, так и на составе амфибола [Calcic ... , 2015; Putirka, 2016], а также на сочетании составов амфибола и плагиоклаза [Holland, Blundy, 1994; Calcic ... , 2015]. Для этих же гранитоидов оценка давления может быть выполнена с использованием только химического состава амфибола [Hammarstrom, Zen, 1986; Confirmation ... , 1987; Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson, Smith, 1995; An experimental ... , 2016; Ridolfi, 2021]. Кроме того, существуют геотермометры, позволяющие оценить температуры насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983; Zircon saturation revisited ... , 2013; Zircon saturation in ... , 2016; Zircon saturation model ... , 2020] и апатитом [Harrison, Watson, 1984].

Целью данной работы является оценка параметров формирования и кристаллизации раннепротерозойских амфибол-содержащих гранитоидов I -типа из скважины Могдинской группы, расположенной в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы. Кроме того, в статье приводится сравнение температур и давлений, полученных с использованием различных геотермометров и геобарометров, в том числе основанных на составе амфибола, а также валидация полученных результатов и выбор наиболее корректных уравнений для оценки физико-химических параметров кристаллизации гранитоидов I -типа.

Объект и методы исследования

Для детальных исследований был взят представительный образец фундамента, представленный гранитоидом, из керна одной из скважин Могдинской группы (скважина Могдинская-11), расположенной в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы (рис. 1). Данный образец гранитоида № 1994 был предоставлен д-ром геол.-минерал. наук, профессором А. Г. Вахромеевым (ИЗК СО РАН). Для образца гранитоида были выполнены минералогические, петрографические и геохимические исследования. U - Pb возраст по циркону гранитоида из скважины Могдинская-11 был определен ранее и составил 1972 ± 9 млн лет [Раннепротерозойские ... , 2025].

Текстурно-структурные особенности, взаимоотношения минералов, их кристаллооптические свойства исследовались в шлифах петрографическим методом в ИЗК СО РАН при помощи оптического поляризационного микроскопа Olympus VX41, оснащенного цифровой фотокамерой, с 40–500-кратным диапазоном увеличения в проходящем свете.

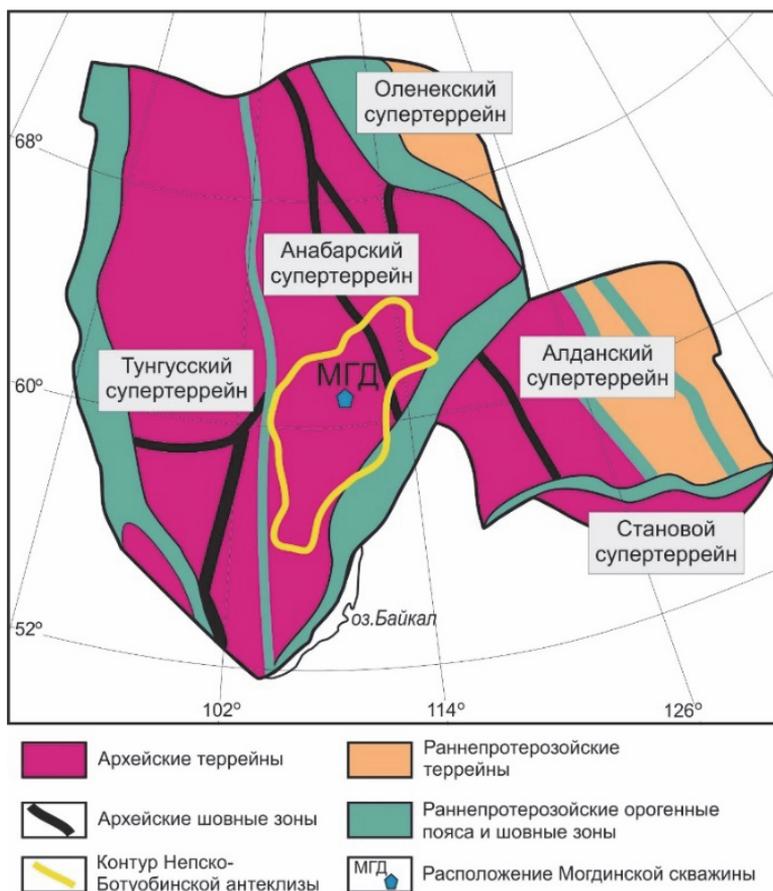


Рис. 1. Схема строения фундамента Сибирской платформы и место расположения Могдинской скважины (модифицирована по [Donskaya, 2020])

Определение содержаний петрогенных оксидов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН по методике [Major ... , 2019]. Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Концентрации элементов в образце гранитоида рассчитаны относительно международных стандартов BHVO-2, BCR-2, G-2, GSP-2. Ошибка определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла не более 5 %.

Изучение минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMN TESCAN в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН, г. Иркутск (аналитик ст. науч. сотр., канд. хим. наук О. Ю. Белозерова). Элементный состав минералов определен с помощью системы микроанализа AztecLive Advanced Ultim Max 40 с безазотным энергодисперсионным спектрометром (Oxford Instruments Analytical Ltd., Англия) при ускоряющем напряжении 20 кВ, интенсивности пучка 18,50 имп., по-

глющенном токе 4,5 нА, диаметре пучка 100 нм. Спектры обработаны с помощью программного обеспечения аналитического комплекса Aztec.

Расчет кристаллохимических формул проводился на 23 атома кислорода для амфибола, на 8 – для плагиоклаза и калиевого полевого шпата и на 4 – для магнетита. Пересчет Fe на Fe^{2+} и Fe^{3+} в амфиболах осуществлялся по методике Г. Друп [Droop, 1987]. Аббревиатуры минералов приводятся по [Warr, 2021].

Петрографическая и петрогеохимическая характеристика породы

Изученный гранитоид Могдинской скважины состоит из кварца (до 10 об. %), амфибола (до 15 об. %), олигоклаза (35 об. %) и калиевого полевого шпата (45 об. %). Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, цирконом и магнетитом. Структура породы неравномернoзернистая, мелко-среднезернистая, текстура – массивная, такситовая. В породе отмечаются частичные вторичные изменения, а именно плагиоклаз серицитизирован и сосюритизирован, калиевый полевой шпат пелитизирован и серицитизирован, а роговая обманка на некоторых участках замещена хлоритом и карбонатом.

Гранитоид по своему химическому составу соответствует граносиениту ($SiO_2 = 63,8$ мас. %, $(Na_2O+K_2O) = 9,1$ мас. %) (табл. 1). Согласно классификации Б. Р. Фрост с соавторами [A Geochemical ... , 2001] он относится к группе магнезиальных ($FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO) = 0,59$) и метаглиноземистых образований ($ASI = 1,0$) (см. табл. 1).

Таблица 1

Химический состав гранитоида Могдинской скважины (обр. 1994)
(оксиды в мас. %, редкие и редкоземельные элементы в г/т)
[Раннепротерозойские ... , 2025]

Компонент	Значение	Элемент	Значение	Элемент	Значение	Индекс	Значение
SiO ₂	63,75	Rb	82	La	23,72	<i>f</i>	0,59
TiO ₂	0,43	Sr	1152	Ce	45,41	ASI	1,0
Al ₂ O ₃	15,82	Y	12	Pr	5,23	La_n/Yb_n	13,6
Fe ₂ O ₃	1,85	Zr	175	Nd	19,20	Eu/Eu*	1,06
FeO	2,16	Nb	12	Sm	4,08		
MnO	0,03	Ba	2629	Eu	1,12		
MgO	2,62	Hf	3,94	Gd	2,59		
CaO	1,95	Ta	0,69	Tb	0,36		
Na ₂ O	4,32	Th	1,97	Dy	2,10		
K ₂ O	4,77	Y	1,35	Ho	0,42		
P ₂ O ₅	0,19			Er	1,15		
H ₂ O	0,15			Tm	0,18		
CO ₂	0,10			Yb	1,13		
п.п.п.	1,42			Lu	0,18		
Сумма	99,56						

Примечание. $f = FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)$, $FeO^{tot} = FeO+0,8998 \times Fe_2O_3$; $ASI (mol.) = Al_2O_3/(CaO-1,67 \times P_2O_5+Na_2O+K_2O)$; $Eu/Eu^* = Eu_n/\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)}$; n – значения нормализованы по составу хондрита [Wakita, Schmitt, Rey, 1970].

Граносиенит обнаруживает очень высокие содержания Ba (2629 г/т) и Sr (1152 г/т), но при этом низкие концентрации Y (12 г/т), Nb (12 г/т), Th (2 г/т) (см. табл. 1). Порода характеризуется фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 14$) и отсутствием европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 1,06$) [Раннепротерозойские ... , 2025]. В соответствии с алфавитной классификацией гранитов [Chappell, White, 1992] изученный граносиенит на основании повышенных содержаний в нем CaO, Sr, Ba (см. табл. 1) может быть отнесен к гранитам *I*-типа. На диаграмме (FeO^{tot}/MgO) – ($Zr+Nb+Ce+Y$) [Whalen, Currie, Chappell, 1987] (не показана) точка его состава попадет в поле нефракционированных гранитов *M*-, *I*-, *S*-типов, что также подтверждает соответствие изученного граносиенита к гранитам *I*-типа.

Характеристика и составы породообразующих и акцессорных минералов

Амфибол встречается в виде аллотриоморфных и гипидиоморфных призм и табличек размером $3,75 \times 1,75$ мм. В значительной степени амфибол замещен вторичными минералами: хлоритом и карбонатом (рис. 2, *a–z*). Для целей геотермобарометрии выбирались участки с сохранившимся неизменным амфиболом (рис. 2, *д*).

Амфиболы в граносиените удовлетворяют условию $Ca_B > 1,50$, $(Na+K)_A < 0,50$ (табл. 2) и относятся к группе кальциевых амфиболов по классификации [Nomenclature ... , 1997] (рис. 3, *в*). По своему составу амфиболы соответствуют магнезиальным роговым обманкам: отношение $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ варьируется в них от 0,56 до 0,59, а Al ф.е. изменяется от 1,2 до 1,3 (Al^{IV} ф.е. = 1,1–1,2). По классификации Ф. С. Хоторна с соавторами [Nomenclature ... , 2012] амфиболы также относятся к магнезиальным роговым обманкам (рис. 3, *а*). Исследуемые амфиболы имеют низкие концентрации TiO_2 (0,33–0,47 мас. %) и высокие содержания MnO (0,54–0,65 мас.%) (см. табл. 2). Точки составов амфиболов попадают в поле «раннемагматических» амфиболов на диаграмме $(Ca+Al^{IV}) - (Si+Na+K)$ [Giret, Bonin, Leger, 1980], располагаясь выше линии $(Ca+Al^{IV}) = 2,5$ (рис. 3, *б*).

Плагиоклаз встречается в виде гипидиоморфных призматических и аллотриоморфных субизометричных зерен размером 1,5 мм и менее (рис. 2, *a–z*, *е*). Местами зерна пелитизированы и сосюритизированы (рис. 2, *а*, *б*). В плагиоклазе наблюдаются антипертиты – аллотриоморфные тонкозернистые зерна калиевого полевого шпата. В виде оторочки по краю крупных зерен плагиоклаза развит альбит (рис. 2, *е*). По своему составу проанализированные плагиоклазы отвечают олигоклазу $Na_{0,82}Ca_{0,13}Al_{1,15}Si_{2,87}O_8 (An_{12-14})$ (рис. 3, *z*, табл. 2).

Калиевый полевой шпат (КПШ) наблюдается в виде ксеноморфных и гипидиоморфных таблитчатых зерен размером от $2,2 \times 2$; $3,7 \times 1,5$ до 4×1 мм и менее (рис. 2, *д*, *е*). КПШ частично серицитизирован. Микроклин наблюдается в виде ксеноморфных зерен, заполняет пространство между более крупными зернами плагиоклаза и ортоклаза. По зернам КПШ иногда развиты пертиты. На границе зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза выделяются мирмециты в виде червеобразных вростков кварца в плагиоклазе.

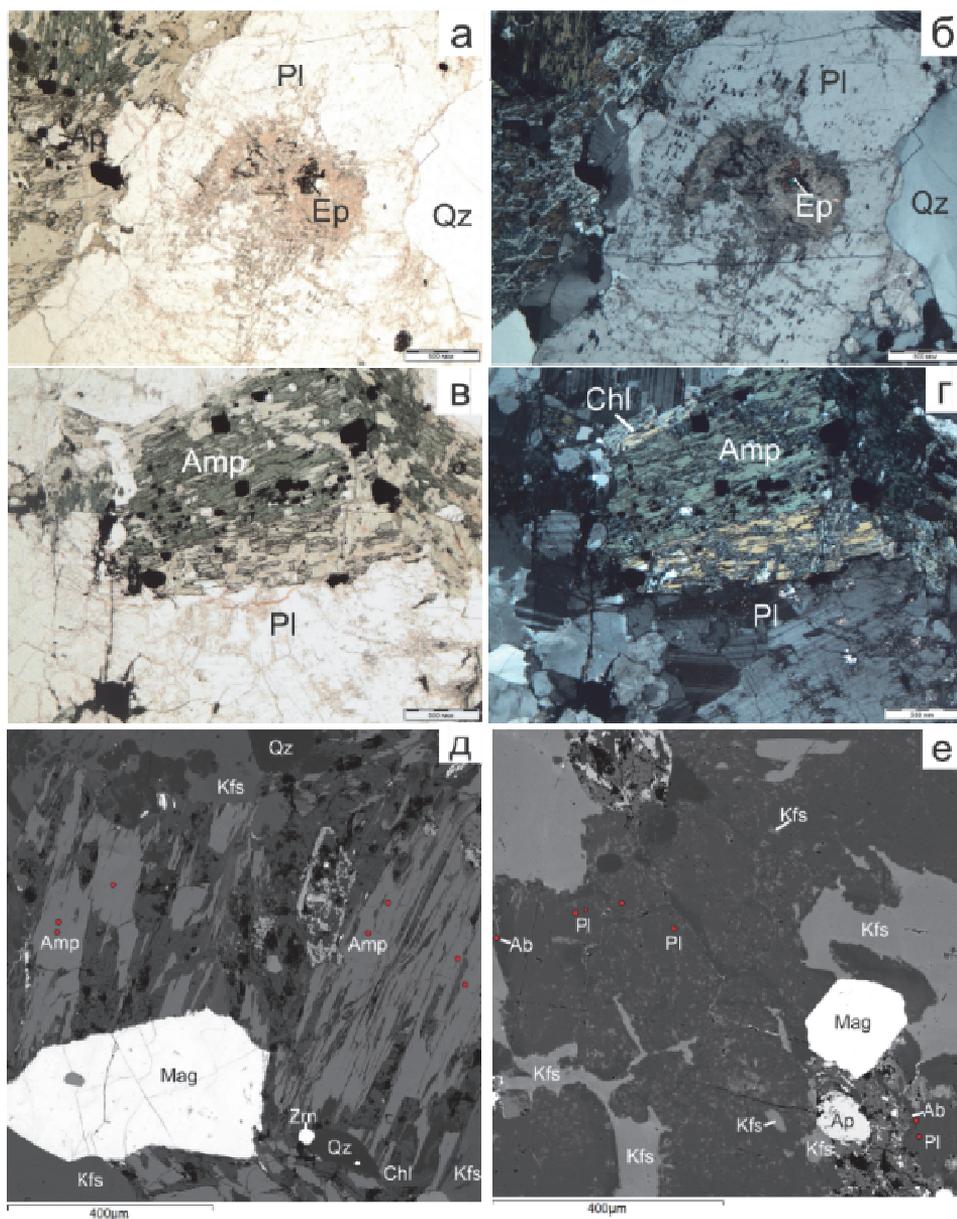


Рис. 2. Микрофотографии шлифа граносиенита в проходящем свете при одном поляризаторе (а, в) и при скрещенных поляризаторах (б, г) и микрофотографии граносиенита, выполненные в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) (д, е). Красные кружки – точки анализа составов амфиболов и плагиоклазов. Amp – амфибол, Ap – апатит, Ab – альбит, Msc – микроклин, Pl – плагиоклаз, Kfs – калиевый полевой шпат, Qz – кварц, Zrn – циркон, Chl – хлорит, Ser – серицит, Ep – эпидот

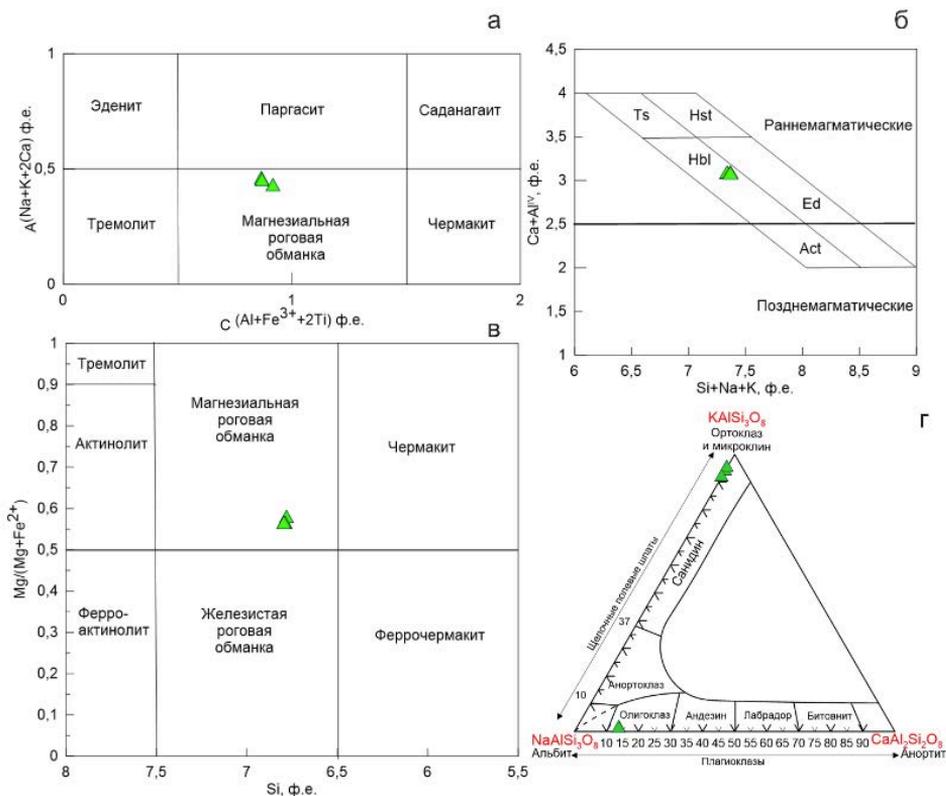


Рис. 3. Классификационные диаграммы A(Na+K+2Ca) – C(Al+Fe³⁺+2Ti) [Nomenclature ..., 2012] (а), (Ca+Al^{IV}) – (Si+Na+K) [Giret, Bonin, Leger, 1980] (б), Mg/(Mg+Fe²⁺) – Si [Nomenclature ..., 1997] (в) для амфиболов; альбит – ортоклаз-микроклин – анортит для полевых шпатов (г) из граносиенита Могдинской скважины.

Поля на диаграмме (б): Ts – чермакит, Hst – гастингсит, Hbl – роговая обманка, Ed – эденит, Act – актинолит

Циркон наблюдается в виде единичных гипидиоморфных (размером 0,08×0,06 мм), дипирамидальных призматических (0,02 мм) и эллипсоидных зерен (0,025 мм и менее). Зерна циркона трещиноваты, края зерен неровные. Циркон часто зональный. Встречается в виде включений в амфиболе, калиевом полевом шпате, кварце и в апатите (рис. 4). Цирконы характеризуются неравномерным распределением Zr/Hf от центра к краю зерен, поэтому для целей геотермометрии были выбраны центральные участки крупных зерен цирконов с наиболее высоким значением Zr/Hf отношения [Аранович, Бортников, 2018] (рис. 4, з).

Апатит наблюдается в виде призматических и изометричных зерен в качестве включений в кварце, амфиболе, калиевом полевом шпате и плагиоклазе (рис. 2, а, б, рис. 4).

Магнетит наблюдается в виде гипидиоморфных удлинённых и изометричных зерен размером до 0,02 мм (рис. 2, д, е). Состав магнетитов приведен в табл. 2 и описывается эмпирической формулой Fe_{2,98}Cr_{0,01}V_{0,01}O₄.

Таблица 2

Представительные анализы амфибола, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и магнетита и их формульные количества

Минерал	Амфибол						Полевой шпат							Магнетит	
	5	6	7	13	14	15	8	9	2	11					
Номер спектра	45,74	45,23	44,31	63,20	64,33	64,59	64,54	64,54	SiO ₂	-					
SiO ₂	0,43	0,47	0,33	-	-	-	-	-	Cr ₂ O ₃	0,22					
TiO ₂	7,48	7,44	7,39	21,60	21,60	21,97	19,12	19,33	FeO	87,93					
Al ₂ O ₃	19,64	19,46	19,03	-	-	-	-	-	V ₂ O ₅	0,16					
FeO	0,65	0,56	0,54	-	-	-	-	-							
MnO	10,63	10,41	10,15	-	-	-	-	-							
MgO	11,78	11,70	11,45	2,80	2,66	2,66	-	-							
CaO	1,33	1,42	1,35	9,37	9,45	9,58	0,67	0,54							
Na ₂ O	0,94	0,88	0,88	0,11	0,19	0,19	15,94	15,94							
K ₂ O	98,63	97,56	95,42	97,07	98,23	99,00	101,63	101,65	Сумма	88,31					
Сумма	Расчет на 8 О атома														
	На 4 О атома														
Si T	6,78	6,78	6,79	2,86	2,88	2,87	2,96	2,96	Fe ²⁺	0,99					
Al T	1,22	1,21	1,20	1,15	1,14	1,15	1,03	1,04	Fe ³⁺	2,00					
SUM T	8,00	8,00	8,00	4,01	4,02	4,03	3,99	4,00	V ³⁺	0,01					
Al C	0,08	0,10	0,13	0,14	0,13	0,13	-	-	Cr ³⁺	0,01					
Ti C	0,04	0,05	0,03	0,82	0,82	0,82	0,06	0,05	SUM	3,01					
Fe ³⁺ C	0,73	0,65	0,66	0,01	0,01	0,01	0,93	0,93							
Mn C	0,08	0,07	0,07	4,98	4,97	4,98	5,02	5,01							
Mg C	2,34	2,32	2,32	14	13	13	0	0							
Fe ²⁺ C	1,69	1,78	1,77												
SUM C	5,00	5,00	5,00												
Ca B	1,87	1,88	1,88												
Na B	0,12	0,11	0,11												
SUM B	2,00	2,00	2,00												
Na A	0,25	0,29	0,28												
K A	0,17	0,16	0,17												
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,58	0,56	0,56												
Fe/(Fe+Mg)	0,51	0,51	0,51												
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0,30	0,27	0,27												

Примечание. Расчет формул амфиболов проводился на 23 атома кислорода, полевых шпатов – на 8 атомов кислорода, магнетитов – на 4 атома кислорода. Пересчет Fe на Fe²⁺ и Fe³⁺ осуществлялся по методике [Droop, 1987]. Прочерк – компонент в анализе не обнаружен. An – анортитовая составляющая (Ca×100/(Ca+Na+K)).

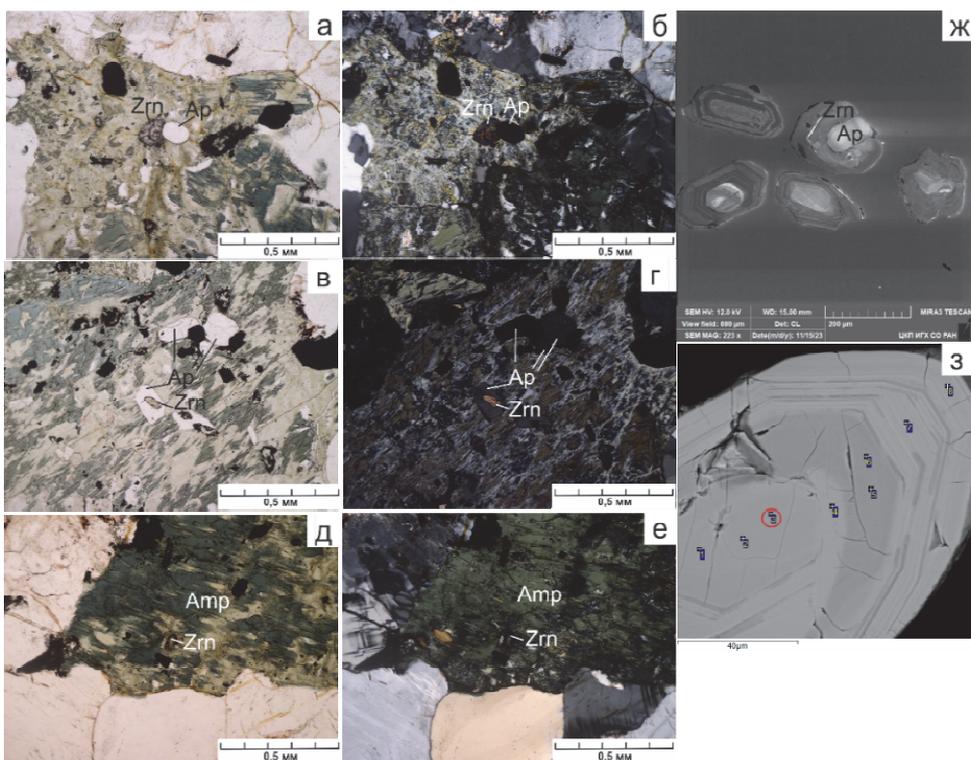


Рис. 4. Взаимоотношения циркона и апатита в граносиените: а, б – микрофотографии шлифа в проходящем свете; а, б – сросток циркона и апатита; в, з – включение циркона в апатите; д, е – включение циркона в амфиболе; а, в, д – при одном поляризаторе; б, з, е – при скрещенных поляризаторах; ж – сросток циркона и апатита (изображение выполнено в режиме катодолюминесценции); з – кристалл циркона (изображение выполнено в BSE), красный кружок – точка анализа для Zr/Hf геотермометрии. Zrn – циркон, Ap – апатит, Amp – амфибол

PT-параметры формирования амфиболового граносиенита

На рис. 5 приведены результаты расчетов температур и давлений, полученные с помощью различных геотермометров и геобарометров. Данные, полученные с помощью различных геотермометров и геобарометров, сведены в табл. 3.

Оценки температур формирования и кристаллизации гранитоидного расплава

Ликвидусные температуры (температуры расплава) рассчитывались с помощью уравнения (3) из работы К. Путирка [Putirka, 2016] и калибровки из статьи Дж. Ф. Молина и др. [Calcic ... , 2015], которые основаны на химическом составе магматических пород, содержащих амфибол. Температуры, полученные по геотермометру К. Путирка [Putirka, 2016], составили 998 °С, а по геотермометру Дж. Ф. Молина и др. [Calcic ... , 2015] – 1078 °С.

Оценка температуры ранних стадий кристаллизации расплава была выполнена с помощью геотермометра Т. М. Харрисона и Э. Б. Уотсона

[Harrison, Watson, 1984], определяющего температуру кристаллизации апатита (температура насыщения расплава апатитом), и составила 901 °С.

Оценка температур кристаллизации циркона (температура насыщения расплава цирконом) была выполнена по серии геотермометров [Watson, Harrison, 1983; Zircon saturation re-revisited..., 2013; Zircon saturation in ... , 2016; Zircon saturation model ... , 2020], которые фиксируют зависимость насыщения расплава цирконом от температуры и состава этого расплава. Температуры, рассчитанные по уравнению Э. Б. Уотсона и Т. М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983], показали значения 774 °С, а по уравнениям Т. Шао и др. [Zircon saturation model ... , 2020] – 761 и 752 °С (табл. 3). Температуры насыщения расплава цирконом по калибровкам П. Бенке и др. [Zircon saturation re-revisited ... , 2013] и Ф. Гервасони и др. [Zircon saturation in ... , 2016] дали значения 717 и 571 °С (рис. 5, а, табл. 3).

Температуры по Zr/Hf геотермометру Л. Я. Арановича и Н. С. Бортникова [2018] показали температуры насыщения расплава цирконом 1007 °С, при концентрациях в породе Zr = 175 г/т и Hf = 3,94 г/т (табл. 1) и оптимальном (высоком) Zr/Hf отношении в цирконе, равном 60,76.

Оценка субсолидусных температур кристаллизации гранитоидного расплава была выполнена с использованием амфибол-плагиоклазового геотермометра Т. Холланда и Дж. Бланди [Holland, Blundy, 1994] и амфиболовой калибровке К. Путирка [Putirka, 2016]. Для расчетов температуры по геотермометру Т. Холланда и Дж. Бланди [Holland, Blundy, 1994] был использован эденит-тремолитовый термометр (термометр А), применяемый для ассоциаций с кварцем. При расчетах по этому геотермометру были приняты значения давления, полученные на основе амфиболового геобарометра Е. Матча с соавторами [An experimental ... , 2016]. Рассчитанные температуры показали значения в пределах 730–742 °С. Расчеты субсолидусных температур, выполненные по амфиболовой калибровке (уравнение 5) К. Путирка [Putirka, 2016], показали значения 740 и 744 °С, сопоставимые с расчетными температурами по уравнению Т. Холланда и Дж. Бланди [Holland, Blundy, 1994] (рис. 5, а, табл. 3).

Оценки литостатического давления

Оценки значений давления были выполнены с использованием геобарометров, учитывающих концентрацию Al в амфиболе [Hammarstrom, Zen, 1986; Confirmation ... , 1987; Johnson, Rutherford, 1989; Anderson, Smith, 1995; Schmidt, 1992; An experimental ... , 2016]. Расчеты по большинству этих геобарометров показали сопоставимые друг с другом значения давления, варьирующиеся от 2,1 до 2,8 кбар (рис. 5, б, табл. 3). Более высокие значения (3,2–3,3 кбар) были получены по геобарометру М. Шмидта [Schmidt, 1992]. Расчеты по амфибол-плагиоклазовому геобарометру Дж. Ф. Молина и др. [Calcic ... , 2015] показали значения в диапазоне 1,5–2,5 кбар (табл. 3) при температурах 730–740 °С. Низкие значения давления (0,6–0,7 кбар) были получены по калибровке амфибол–расплав (уравнение 7а) К. Путирка [Putirka, 2016]. Низкие давления (около 1 кбар) были рассчитаны также с помощью геобарометра Ф. Ридольфи [Ridolfi, 2021].

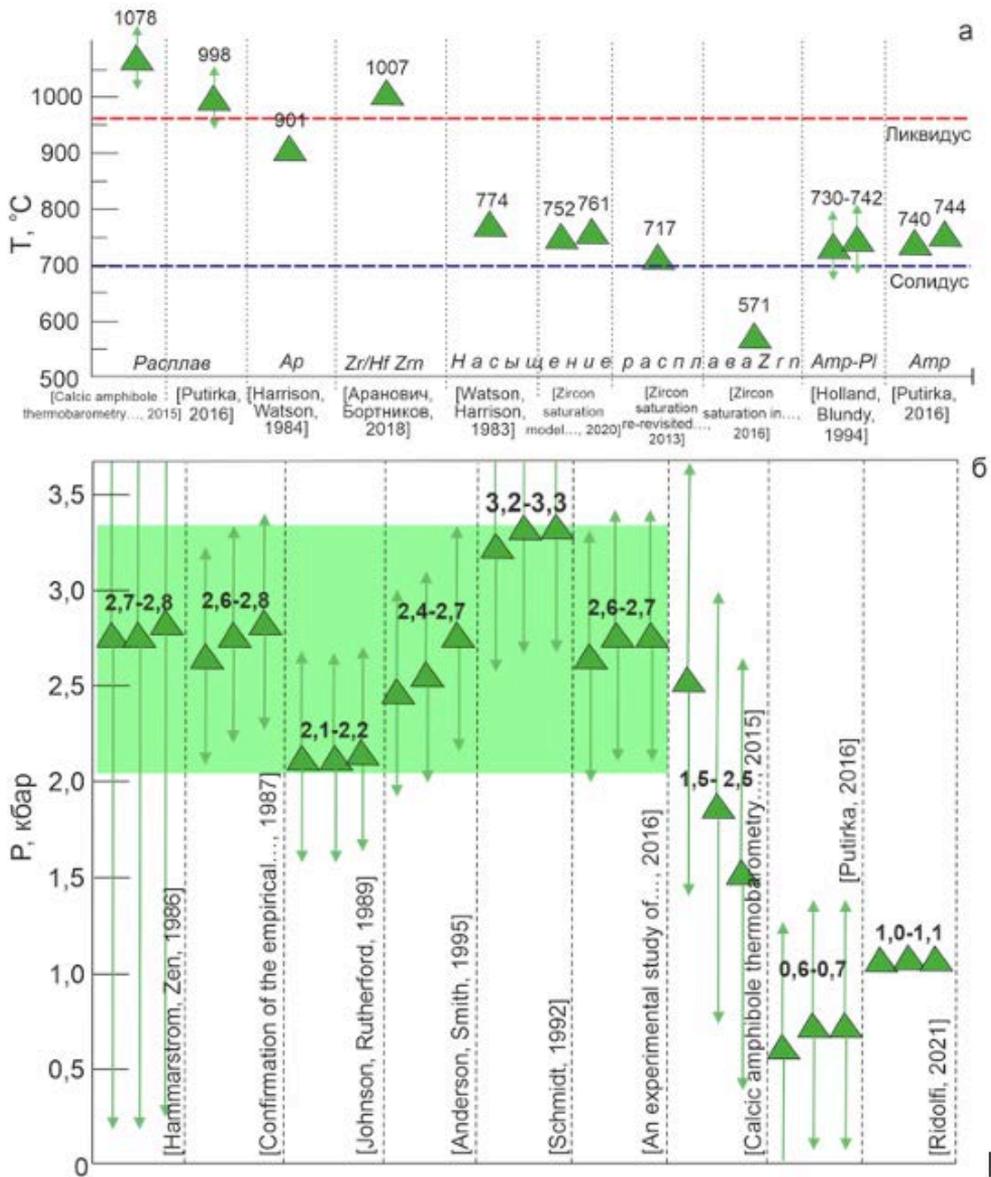


Рис. 5. Температуры формирования и кристаллизации родоначального для граносиенита расплава, полученные с помощью различных геотермометров (а), и оценки давления – плагиоклазовых геобарометров (б). Стрелками показаны величины погрешности. Зеленым прямоугольником выделено поле наиболее перекрывающихся значений. Потенциальная температура ликвидуса – 960 °C [Maximum ... , 2001; Nedelec, Bouchez, 2015], средняя температура солидуса – 700 °C [Piwinskii, 1968; McDowell, Willye, 1971].

Таблица 3

Основные характеристики и *PT*-параметры формирования амфиболового граносиенита

Расчетные показатели	Значения
Fe/(Fe+Mg), амфибол	0,51
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺), амфибол	0,27–0,30
Ап, плагиоклаз	13–14
Zr/Hf, порода	44,42
Zr/Hf, Zrn	60,76
<i>T</i> (°C), расплав [Calcic ... , 2015]	1078
<i>T</i> (°C), расплав [Putirka, 2016, уравнение 3]	998
<i>T</i> (°C), насыщение апатитом [Harrison, Watson, 1984]	901
<i>T</i> (°C), распределение Zr и Hf между расплавом и Zrn [Аранович, Бортников, 2018]	1007
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом [Watson, Harrison, 1983]	774
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом [Zircon saturation model ... , 2020, уравнение 1]	761
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом [Zircon saturation model ... , 2020, уравнение 2]	752
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом [Zircon saturation re-revisited ... , 2013]	717
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом [Zircon saturation in ... , 2016]	571
<i>T</i> (°C), амфибол–плагиоклаз [Holland, Blundy, 1994, термометр A] ⁽¹⁾	730–742
<i>T</i> (°C), амфибол [Putirka, 2016, уравнение 5]	740, 744
<i>P</i> (кбар), Al в амфиболе [Hammarstrom, Zen, 1986]	2,7–2,8
<i>P</i> (кбар), Al в амфиболе [Confirmation of the empirical ... , 1987]	2,6–2,8
<i>P</i> (кбар), Al в амфиболе [Johnson, Rutherford, 1989]	2,1–2,2
<i>P</i> (кбар), Al в амфиболе [Anderson, Smith, 1995] ⁽²⁾	2,4–2,7
<i>P</i> (кбар), Al в амфиболе [Schmidt, 1992]	3,2–3,3
<i>P</i> (кбар), Al в амфиболе [An experimental ... , 2016]	2,6–2,7
<i>P</i> (кбар), амфибол–плагиоклаз [Calcic ... , 2015] ⁽²⁾	1,5–2,5
<i>P</i> (кбар), амфибол–расплав [Putirka, 2016, уравнение 7a]	0,7
<i>P</i> (кбар), амфибол [Ridolfi, 2021]	1,1

Примечание. Использованы: ⁽¹⁾давления по [An experimental ... , 2016], ⁽²⁾температуры по [Holland, Blandy, 1994]. Курсивом отмечены геотермометры и геобарометры, по которым были получены невалидные значения.

Оценка фугитивности кислорода

Качественная оценка фугитивности кислорода (fO_2) в амфибол-содержащем граносиените была выполнена по наличию в породе таких акцессорных минералов, как магнетит и титанит, а также с использованием составов проанализированных амфиболов. Наличие магнетита как единственного Fe–Ti оксида в граносиените, а также ассоциация титанит–магнетит–кварц в этой породе свидетельствуют о высоких значениях fO_2 при кристаллизации граносиенита [Ishihara, 1977; Wones, 1989; Anderson, 1996]. Амфиболы в граносиените характеризуются низкими значениями отношения Fe/(Fe+Mg), равными 0,51, что также возможно только при их кристаллизации в условиях высокой фугитивности кислорода [Anderson, Smith, 1995].

Обсуждение результатов

В результате проведенных расчетов по серии геотермометров и геобарометров (см. табл. 3) удалось дать оценку параметров формирования и кристаллизации расплава, родоначального для амфиболового граносиенита

I-типа, отобранного из керна одной из скважин Могдинской группы, а именно из скважины Могдинская-11, расположенной в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы.

Наиболее высокие температуры были получены по геотермометрам К. Путирка [Putirka, 2016] и Дж. Ф. Молина с соавторами [Calcic ... , 2015], которые основаны на химическом составе амфибол-содержащих гранитоидов. Полученные температуры соответствуют значениям 998 и 1078 °С соответственно (см. табл. 3). Согласно К. Путирка [Putirka, 2016] и Дж. Ф. Молина с соавторами [Calcic ... , 2015] данные геотермометры позволяют оценить температуру формирования расплава. Рассчитанные значения оказались очень высокими, даже выше, чем температуры, допускаемые при формировании расплавов, родоначальных для гранитов *A*-типа в условиях дегидратационного плавления, которые принимаются как ≥ 950 °С [Creaser, Price, Wormald, 1991; Gao, Zheng, Zhao, 2016]. Изученный граносиенит имеет геохимические характеристики гранитов *I*-типа, а присутствие в породе минеральной ассоциации титанит–магнетит–кварц свидетельствует о формировании родоначального расплава в присутствии флюидной фазы и, вероятно, при температуре ≤ 900 °С [Gao, Zheng, Zhao, 2016]. Соответственно, температуры, рассчитанные по «ликвидусным» геотермометрам К. Путирка [Putirka, 2016] и Дж. Ф. Молина с соавторами [Calcic ... , 2015], нельзя считать валидными для оценки температуры формирования расплава, родоначального для граносиенита Могдинской скважины.

Температуры, близкие ликвидусным, удалось получить по апатитовому геотермометру Т. М. Хэрисона и Э. Б. Уотсона [Harrison, Watson, 1984]. Этот геотермометр откалиброван для метаглиноземистых пород, имеющих значение $ASI \leq 1$, что позволяет с надежностью относиться к значению температуры, рассчитанному для исследованного граносиенита. Кроме того, согласно петрографическим исследованиям (см. рис. 4), апатит в изученном граносиените является первым кристаллизующимся минералом, поэтому полученную температуру в 901 °С по геотермометру Т. М. Хэрисона и Э. Б. Уотсона [Harrison, Watson, 1984] можно рассматривать как ликвидусную температуру и температуру насыщения расплава апатитом.

Температуры насыщения расплава цирконом для изученного граносиенита, рассчитанные по уравнениям Э. Б. Уотсон и Т. М. Хэрисон [Watson, Harrison, 1983] и Т. Шао и др. [Zircon saturation model ... , 2020], оказались равны 774 °С, а также 761 и 752 °С соответственно (табл. 3). Полученные значения по калибровке Э. Б. Уотсона и Т. М. Хэрисона [Watson, Harrison, 1983] и уравнению (1) Т. Шао и др. [Zircon saturation model ... , 2020] оказались вполне сопоставимы друг с другом, но при этом показали значения ниже, чем температура, полученная по апатитовому геотермометру [Harrison, Watson, 1984], указывая, что циркон, наиболее вероятно, кристаллизовался после апатита.

Следует отметить, что температуры, полученные по уравнению (1) Т. Шао и др. [Zircon saturation model ... , 2020] – 761 °С оказались несколько выше, чем по уравнению (2) этих же авторов – 752 °С. Как отметили Т. Шао

и др. [Zircon saturation model ... , 2020], уравнение (1) больше подходит для метаглиноземистых и перглиноземистых пород, а уравнение (2) – для щелочных и перщелочных пород. В связи с тем, что изученный граносиенит представляет собой метаглиноземистую породу, валидным можно считать значение, полученное по уравнению (1) Т. Шао и др. [Zircon saturation model ... , 2020].

Температуры насыщения расплава цирконом, рассчитанные по геотермометрам П. Бенке и др. [Zircon saturation re-revisited ... , 2013] и Ф. Гервасони и др. [Zircon saturation in ... , 2016] – 717 и 571 °С, оказались не только ниже, чем по другим «цирконовым» геотермометрам [Watson, Harrison, 1983; Zircon saturation model ... , 2020], но даже ниже, чем температуры, рассчитанные по амфибол-плагноклазовому геотермометру Т. Холланда и Дж. Бланди [Holland, Blundy, 1994], что не соответствует петрографическим данным, так как циркон встречается в виде включений в амфиболе (рис. 4, *д*, *е*), т. е. он кристаллизовался раньше, чем амфибол, и поэтому температуры насыщения расплава цирконом не могут быть ниже температур кристаллизации амфибола. В связи с этим температуры, полученные по калибровкам [Zircon saturation re-revisited ... , 2013; Zircon saturation in ... , 2016], следует рассматривать как некорректные для изученного граносиенита.

Детальное петрографическое изучение взаимоотношений между цирконом и апатитом в граносиените показало, что в шлифах циркон и апатит отмечаются в виде отдельных зерен (рис. 4, *в–е*), наблюдаются в виде сростков (рис. 4, *а, б*), апатит наблюдается в виде включения в цирконе и обрастает цирконом (рис. 4, *ж*), но изредка также циркон можно наблюдать в виде мелких единичных включений в апатите (рис. 4, *в, з*). В большинстве случаев петрографические данные позволяют сделать вывод, что апатит кристаллизовался раньше циркона и температуры, полученные по апатитовому геотермометру, соответствуют начальным стадиям кристаллизации расплава, а по «цирконовым» геотермометрам – более поздним стадиям. В то же время отмечающиеся включения циркона в апатите свидетельствуют о том, что в породе присутствует и более ранний, захваченный циркон, что подтверждается геохронологическими исследованиями [Раннепротерозойские ... , 2025].

Расчеты по Zr/Hf геотермометру Л. Я. Арановича и Н. С. Бортникова [2018] показали завышенную оценку температуры – 1007 °С, даже при выбранном самом высоком значении Zr/Hf отношения в цирконе (60,76), что не позволяет рассматривать полученное значение температуры как адекватную оценку температуры для изученного граносиенита.

Близкие к субсолидусным температуры, полученные с использованием амфибол-плагноклазового геотермометра Т. Холланда и Ю. Бланди [Holland, Blundy, 1994] и амфиболовой калибровки К. Путирка [Putirka, 2016], оказались сопоставимы друг с другом и показали значения в пределах 730–742 °С, а также 740 и 744 °С соответственно (см. табл. 3, рис. 5, *а*). Близость температур к субсолидусным, более поздним температурам кристаллизации, полученным с помощью амфибол-плагноклазового и амфиболового геотермометров, подтверждается оптическими петрографическими методами, в том чис-

ле наблюдаются включения циркона в амфиболе, т. е. амфибол является более поздним минералом по отношению к циркону (рис. 4, *д*, *е*). Считается, что амфибол-плаггиоклазовый геотермометр Т. Холланда и Ю. Бланди [Holland, Blundy, 1994], откалиброванный экспериментально и применимый для пород с устойчивой ассоциацией плаггиоклаз-амфибол, является одним из самых надежных для оценки субсолидусных температур. Этот геотермометр применим в диапазоне температур 400–900 °С при следующем составе амфибола $Na_A > 0,02$ ф.е., $Al_{VI} < 0,90$ ф.е. и плаггиоклаза $X_{an} < 0,90$ [Holland, Blundy, 1994]. В связи с тем, что составы амфибола и плаггиоклаза в граносиените соответствуют отмеченным критериям, полученные значения температуры можно считать корректными. Температуры, рассчитанные по амфиболовой калибровке К. Путирка [Putirka, 2016], также можно считать валидными, так как соблюдено условие использования данного геотермометра, который применим только для водонасыщенных магм.

Корректные значения оценки литостатического давления при кристаллизации изученного граносиенита были получены по целой серии геобарометров, главным образом на основе геобарометров, основанных на содержании Al в амфиболе (см. табл. 3). Геобарометры, основанные на содержании алюминия в роговой обманке, были экспериментально откалиброваны для пород, имеющих следующую устойчивую ассоциацию минералов: кварц, калиевый полевой шпат, плаггиоклаз, роговая обманка, биотит, оксиды Fe-Ti, титанит [Anderson, Smith, 1995; Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992]. Именно поэтому они надежно могут применяться для оценки давления при кристаллизации изученного граносиенита. Кроме того, все проанализированные амфиболы в граносиените характеризуются низкими значениями отношения $Fe/(Fe+Mg)$ (~0,5) и высокими значениями отношения $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ (~0,3) (табл. 2), что, согласно данным Дж. Андерсона и Д. Смита [Anderson, Smith, 1995], позволяет рассматривать полученные значения по большинству геобарометров как максимально корректные для оценки давления при кристаллизации гранитоидного расплава. Согласно проведенным расчетам с использованием следующих геобарометров, учитывающих содержания Al в амфиболе [Hammarstrom, Zen, 1986; Confirmation ... , 1987; Johnson, Rutherford, 1989; An experimental ... , 2016], значения литостатического давления составили 2,1–2,8 кбар (табл. 3, рис. 5, *б*). Отметим, что уравнения, используемые в процитированных выше геобарометрах, не связаны с температурой кристаллизации расплава.

Дж. Андерсон и Д. Смит [Anderson, Smith, 1995] предложили зависимость от температуры калибровку амфиболового геобарометра, при которой оценка давления корректируется на температуру, которая должна быть рассчитана по амфибол-плаггиоклазовому геотермометру Т. Холланда и Ю. Бланди [Holland, Blundy, 1994]. Этот барометр откалиброван для температур 675–760 °С, что приемлемо для изучаемого граносиенита. Рассчитанные давления по данному геобарометру составили 2,4–2,7 кбар (см. табл. 3), что сопоставимо со значениями, полученными по перечисленным выше геобарометрам.

Немного повышенные величины давления (3,2–3,3 кбар) были получены по геобарометру М. В. Шмидта [Schmidt, 1992], однако в пределах ошибки оценки давления ($\pm 0,6$ кбар) они совпадают со значениями давления, полученными по большинству других амфиболовых геобарометров. Давления, рассчитанные по амфибол–плаггиоклазой калибровке Дж. Ф. Молина с соавторами [Calcic ... , 2015], которая зависит от температуры расплава, составили 1,5–2,5 кбар, что не позволяет дать однозначного ответа на использование данного геобарометра для изученного граносиенита. Низкие давления (около 1 кбар) были рассчитаны с помощью геобарометра Ф. Ридольфи [Ridolfi, 2021], что обусловлено тем, что составы проанализированных амфиболов из граносиенита характеризуются высокими концентрациями MnO (до 0,65 мас. %) и низкими TiO₂ (до 0,47 мас. %) (см. табл. 2) и выходят за рамки диапазона значений калибровочных амфиболов, на основе которых создан данный геобарометр. Также низкие значения давления (0,7 кбар) показали расчеты по геобарометру амфибол–расплав К. Путирка [Putirka, 2016], что, по-видимому, связано с тем, что данный геобарометр сильно зависит от точного определения содержания воды в расплаве, что невозможно оценить для изученного граносиенита.

Минеральный состав граносиенита, а именно присутствие магнетита как единственного Fe-Ti оксида, наличие ассоциации титанит–магнетит–кварц в этой породе, так же как низкие значения отношения Fe/(Fe+Mg) в амфиболе, однозначно указывают на кристаллизацию граносиенита в условиях высокой фугитивности кислорода [Anderson, Smith, 1995].

Заключение

Проведенные расчеты показали, что наиболее корректные оценки *PT*-параметров формирования и кристаллизации амфиболового граносиенита *I*-типа, отобранного из скважины Могдинской группы Непско-Ботуобинской антеклизы, могут быть получены с использованием следующих геотермометров и геобарометров:

- 1) геотермометров, оценивающих температуры насыщения расплава апатитом [Harrison, Watson, 1984] – 901 °C и цирконом [Watson, Harrison, 1983; Zircon saturation model ... , 2020] – 761–774 °C;
- 2) амфибол–плаггиоклазового [Holland, Blundy, 1994] – 730–742 °C и амфиболового [Putirka, 2016] – 740, 744 °C – геотермометров;
- 3) амфиболовых геобарометров – 2,4–2,8 кбар [Hammarstrom, Zen, 1986; Confirmation ... , 1987; Anderson, Smith, 1995; An experimental ... , 2016].

Термодинамические условия формирования родоначального расплава *I*-типа для раннепротерозойского амфиболового граносиенита Могдинской скважины Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы были сведены к следующему:

- 1) расплав формировался при температуре 901 °C (температура насыщения расплава апатитом);
- 2) температура насыщения расплава цирконом составила 752–774 °C;

3) температура кристаллизации амфибола и плагиоклаза составила 730–744 °С;

4) кристаллизация расплава происходила при литостатическом давлении 2,6–2,8 кбар в условиях высокой фугитивности кислорода.

Результаты, полученные по отмеченным в статье геотермометрам и геобарометрам, являются корректными главным образом в связи с тем, что минеральный и химический составы граносиенита, так же как и составы присутствующих в нем амфибола и плагиоклаза, максимально удовлетворяют условиям, которые указаны в публикациях, при которых эти геотермометры и геобарометры позволяют получить корректные результаты именно для амфиболовых гранитоидов I-типа. Таким образом, использование серии различных геотермометров и геобарометров, сравнение и валидация полученных результатов позволяют выбрать наиболее надежные из них и правильно оценить условия формирования родоначальных расплавов.

Список литературы

Аранович Л. Я., Бортников Н. С. Новый Zr-Hf геотермометр для магматических цирконов // Петрология. 2018. Т. 26, № 2. С. 109–115.

Раннепротерозойские гранитоиды Центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы – индикаторы становления Транссибирского орогенного пояса Сибирского кратона / Т. В. Донская, Д. П. Гладкочуб, М. О. Сукнева [и др.] // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 12. С. 1535–1552. <http://doi.org/10.15372/GiG2025155>

A Geochemical Classification for Granitic Rocks / B. R. Frost [et al.] // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048. <http://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>

An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer / E. J. F. Mutch [et al.] // Contribution Mineralogy and Petrology. 2016. Vol. 171. Art. 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>

Anderson J. L. Status of thermobarometry in granitic batholiths // Transactions of the royal society of edinburgh: earth sciences. 1996. Vol. 87. P. 125–138.

Anderson J. L., Smith D. R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // American Mineralogist. 1995. Vol. 80. P. 549–559.

Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning / J. F. Molina [et al.] // Lithos. 2015. Vol. 232. P. 286–305. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>

Chappell B. W., White A. J. R. I- and S-Type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1992. Vol. 83. P. 1–26. <http://doi.org/10.1017/S0263593300007720>

Creaser R. A., Price R. C., Wormald R. J. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model // Geology. 1991. Vol. 19. P. 163–166.

Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons / L. S. Hollister [et al.] // American Mineralogist. 1987. Vol. 72. P. 231–239.

Donskaya T. V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. Vol. 348. Art. 105869. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105869>

Droop G. T. R. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // Mineralogical Magazine. 1987. Vol. 51. P. 431–435.

Gao P., Zheng Y., Zhao Z. Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // Lithos. 2016. Vol. 266–267. P. 133–157. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.005>

Giret A., Bonin B., Leger J. M. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes // The Canadian Mineralogist. 1980. Vol. 18. P. 481–495.

Hammarstrom J. M., Zen E.-A. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer // *American Mineralogist*. 1986. Vol. 76. P. 1297–1313.

Harrison T. M., Watson E. B. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. Vol. 48. P. 1467–1477. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90403-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90403-4)

Holland T. Y. B., Blundy Y. D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 1994. Vol. 116. P. 433–447.

Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geology*. 1977. Vol. 27. P. 293–305.

Johnson M. C., Rutherford M. J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks // *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 837–841.

Major and trace elements in meimechites – rarely occurring volcanic rocks: Developing optimal analytical strategy / G. V. Pashkova [et al.] // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2019. Vol. 19, N 3. P. 233–243. <https://doi.org/10.1144/geochem2017-099>

Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: A reevaluation and implications / F. Holtz [et al.] // *Lithos*. 2001. Vol. 56. P. 1–14. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00056-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00056-6)

Mc Dowell S. D., Willye P. J. Experimental studies of igneous rock series: the Kungnat syenite complex of southwest Greenland // *The Journal of Geology*. 1971. Vol. 79, N 2. P. 173–194. <https://doi.org/10.1086/627607>

Nedelec A., Bouchez J. Granites: Petrology, structure, geological setting, and metallogeny. Oxford University Press, 2015. 335 p. <https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198705611.001.0001>

Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names / B. L. Leake [et al.] // *The Canadian Mineralogist*. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

Nomenclature of the amphibole supergroup / F. C. Hawthorne [et al.] // *American Mineralogist*. 2012. Vol. 97. P. 2031–2048.

Piwinskii A. J. Experimental studies of igneous rock series Central Sierra Nevada Batholith, California // *The Journal of Geology*. 1968. Vol. 76, N 5. P. 548–570. <https://doi.org/10.1086/627359>

Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *American Mineralogist*. 2016. Vol. 101, N 4. P. 841–858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>

Ridolfi F. Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry // *Minerals*. 2021. Vol. 11. Art. 324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>

Schmidt M. W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 1992. Vol. 110. P. 304–310.

Wakita H., Schmitt R. A., Rey P. Elemental Abundances of Major, Minor, and Trace Elements in Apollo 11 Lunar Rocks, Soil and Core Samples // *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, January 5–8, 1970* / ed. A. A. Levinson. New York : Pergamon Press, 1970. Vol. 2. P. 1685–1717.

Warr L. N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. 2021. Vol. 85, N 3. P. 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

Watson E. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth and planetary science letters*. 1983. Vol. 64. P. 295–304.

Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: Geochemical characteristics and discrimination // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 1987. Vol. 95. P. 420–436.

Wones D. R. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks // *American Mineralogist*. 1989. Vol. 74. P. 744–749.

Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts / F. Gervasoni [et al.] // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 2016. Vol. 171. Art. 21. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1227-y>

Zircon saturation model in silicate melts: a review and update / T. Shao [et al.] // *Acta Geochimica*. 2020. Vol. 39. P. 387–403. <https://doi.org/10.1007/s11631-019-00384-4>

Zircon saturation re-revisited / P. Boehnke [et al.] // *Chemical Geology*. 2013. Vol. 351. P. 324–334. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>

References

Aranovich L.Ya., Bortnikov N.S. *Novyy Zr-Hf geotermometr dlya magmaticheskikh tsirkonov* [New Zr-Hf geothermometer for magmatic zircons]. *Petrologia* [Petrology], 2018, vol. 26, no. 2, pp. 115-120. <https://doi.org/10.1134/S0869591118020029> (in Russian)

Anderson J.L. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1996, vol. 87, pp. 125-138.

Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 1995, vol. 80, pp. 549-559.

Boehnke P. et al. Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 2013, vol. 351, pp. 324-334. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>

Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-Type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1992, vol. 83, pp. 1-26. <http://doi.org/10.1017/S0263593300007720>

Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 1991, vol. 19, pp. 163-166.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Research*, 2020, vol. 348, art. 105869. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105869>

Donskaya T.V. et al. Paleoproterozoic granitoids of the central part of the Nepa-Botuobiya anticline as indicators of the formation of the Trans-Siberian orogenic belt of the Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics*, 2025, vol. 66, no. 12, pp. 1507-1522. <http://doi.org/10.2113/rgg20254908>.

Droop G.T.R. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 1987, vol. 51, pp. 431-435.

Frost B.R. et al. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 2001, vol. 42, pp. 2033-2048. <http://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>

Gao P., Zheng Y., Zhao Z. Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis. *Lithos*, 2016, vol. 266-267, pp. 133-157. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.005>

Gervasoni F. et al. Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 2016, vol. 171, 21. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1227-y>

Giret A., Bonin B., Leger J.M. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *The Canadian Mineralogist*, 1980, vol. 18, pp. 481-495.

Hammarstrom J.M., Zen E.-A. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 1986, vol. 76, pp. 1297-1313.

Harrison T.M., Watson E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, vol. 48, pp. 1467-1477. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90403-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90403-4)

Hawthorne F.C. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 2012, vol. 97, pp. 2031-2048.

Holland T.Y.B., Blundy Y.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 1994, vol. 116, pp. 433-447.

Hollister L.S. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 1987, vol. 72, pp. 231-239.

Holtz F. et al. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: A reevaluation and implications. *Lithos*, 2001, vol. 56, pp. 1-14. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00056-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00056-6)

Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 1997, vol. 27, pp. 293-305.

Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 1989, vol. 17, pp. 837-841.

Leake B.L. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 1997, vol. 35, pp. 219-246.

Mc Dowell S.D., Willye P.J. Experimental studies of igneous rock series: the Kungnat syenite complex of southwest Greenland. *The Journal of Geology*, 1971, vol. 79, no. 2, pp. 173-194. <https://doi.org/10.1086/627607>

Molina J.F. et al. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 2015, vol. 232, pp. 286-305. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>

Mutch E.J.F. et al. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 2016, vol. 171, art. 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>

Nedelec A., Bouchez J. *Granites: Petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. Oxford University Press, 2015, 335 p. <https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198705611.001.0001>

Pashkova G.V. et al. Major and trace elements in meimechites – rarely occurring volcanic rocks: Developing optimal analytical strategy. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 2019, vol. 19, no. 3, pp. 233-243. <https://doi.org/10.1144/geochem2017-099>

Piwinskii A.J. Experimental studies of igneous rock series Central Sierra Nevada Batholith, California. *The Journal of Geology*, 1968, vol. 76, no. 5, pp. 548-570. <https://doi.org/10.1086/627359>

Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 2016, vol. 101, no. 4, pp. 841-858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>

Ridolfi F. Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry. *Minerals*, 2021, vol. 11, art. 324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>

Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 1992, vol. 110, pp. 304-310.

Shao T. et al. Zircon saturation model in silicate melts: a review and update. *Acta Geochimica*, 2020, vol. 39, pp 387-403. <https://doi.org/10.1007/s11631-019-00384-4>

Wakita H., Schmitt R.A., Rey P. Elemental Abundances of Major, Minor, and Trace Elements in Apollo 11 Lunar Rocks, Soil and Core Samples. A.A. Levinson (ed.). *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, January 5–8, 1970*. New York, Pergamon Press, 1970, vol. 2, pp. 1685-1717.

Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 2021, vol. 85, no. 3, pp. 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983, vol. 64, pp. 295-304.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: Geochemical characteristics and discrimination. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 1987, vol. 95, pp. 420-436.

Wones D.R. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 1989, vol. 74, pp. 744-749.

Сведения об авторах

Сукнёва Мария Олеговна

лаборант

Институт земной коры СО РАН

Россия, 664033, г. Иркутск,

ул. Лермонтова, 128

инженер

Институт геохимии им. А. П. Виноградова

СО РАН

Information about the authors

Sukneva Maria Olegovna

laboratory Assistant

Institute of the Earth's Crust SB RAS

128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,

Russian Federation

Engineer

Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS

Россия, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а *1a, Favorsky st., Irkutsk, 664033,*
e-mail: masha.sukneva@mail.ru *Russian Federation*
e-mail: masha.sukneva@mail.ru

Донская Татьяна Владимировна
член-корреспондент РАН
доктор геолого-минералогических наук,
главный научный сотрудник
Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033, г. Иркутск,
ул. Лермонтова, 128
e-mail: tanlen@crust.irk.ru

Donskaya Tatiana Vladimirovna
Corresponding Member of RAS
Doctor of Sciences (Geology and Mineralogy),
Chief Research Scientist
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,
Russian Federation
e-mail: tanlen@crust.irk.ru

Код научной специальности: **1.6.3**

Статья поступила в редакцию **07.10.2024**; одобрена после рецензирования **07.12.2025**; принята к публикации **13.03.2026**
The article was submitted **October, 07, 2024**; approved after reviewing **December, 07, 2025**; accepted for publication **March,**
13, 2026