

Физико-химические условия формирования Ларинского гранито-гнейсового купола (Южный Урал)

В.И. Сначёв¹, А.В. Сначёв^{1*}, В.Ю. Прокофьев²

¹ Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Ларинский гранито-гнейсовый купол расположен на границе Арамильско-Сухтелинской и Магнитогорской мегазон и представляет собой двуглавую антиклинальную структуру, ядерные части которой сложены гранитоидами Первомайского и Ларинского массивов, а их обрамление – аповулканическими амфиболитами, гранат-сланцевыми, гранат-амфиболовыми плагиосланцами, графитистыми кварцитами и кремнисто-углеродистыми сланцами булатовской толщи (ранний силур–ранний девон, S₁–D₁bl). От гранитоидов к сланцам наблюдается серия концентрических высокоградиентных зон метаморфизма. Минеральные парагенезисы амфиболитовой фации на расстоянии нескольких километров сменяются ассоциациями эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Доказано, что гранитоиды относятся к гранит-мигматитовой формации, близки к трондьемитам внутренних частей континентов (граниты, лейкограниты) и континентальных окраин (огнейсованные, мигматизированные гранитоиды) и сформировались во внутриплитной и коллизионной геодинамических обстановках.

Кристаллизация гранитов проходила при температурах 780–840 °С и давлении 2,1–3,7 кбар, плагиогранитов – 880–940 °С и 2,9–3,3 кбар, что соответствует абиссальной зоне глубинности (7–11 км). Для гранитоидов, сформированных в процессе метасоматической гранитизации (огнейсованные и мигматизированные породы), температуры образования заметно меньше – 650–680 °С, а давление выше – 6,6–7,0 кбар (фация альмандиновых амфиболитов).

Ключевые слова: Южный Урал; Ларинский купол; геодинамика; петрогеохимия; гранито-гнейсы; мигматиты; граниты; расплавные включения; гранат-амфиболовый термобарометр

Для цитирования: Сначёв В.И., Сначёв А.В., Прокофьев В.Ю. (2022). Физико-химические условия формирования Ларинского гранито-гнейсового купола (Южный Урал). *Георесурсы*, 24(1), с. 74–83. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.1.7>

Введение

Проблемой формирования гранито-гнейсовых куполов геологи занимаются еще с середины прошлого века (Eskola, 1949; Салоп, 1971; Миясиро, 1976). В СССР она неоднократно рассматривалась в трудах А.А. Маракушева (1965), Г.А. Кейльмана (1974), С.М. Сеницы (1975), К.К. Сорвачева (1978), В.В. Шевчука (1987) и других исследователей. В последнее время эта проблема стала актуальной и на Южном Урале в связи с проведением научно-исследовательских и геолого-съёмочных работ в пределах Ильменогорско-Сысертского (Пермяков, 2000) и Кочкарского (Сначёв, 2014; Сначёв и др., 1990) антиклинорий. Механизм образования гранито-гнейсовых куполов до сих пор до конца не совсем ясен. В целом он хорошо описан в работе Г.А. Кейльмана (1988, с. 32): «Явления такого рода легче всего представить как следствие одновременного возникновения эвтектоидного расплава во всей массе пород в результате адиабатической декомпрессии при диапироидном перемещении горных масс, содержащих сиалический материал, и подготовленных предшествовавшими метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями. Плавление расплава понижает

плотность и увеличивает тепло- и флюидопроводность среды, способствуя в свою очередь протеканию процесса, продолжению воздымания куполов и дальнейшему уменьшению давления так, что система в определенной мере становится саморазвивающейся». Однако вопросы физико-химических условий кристаллизации гранитоидов в литературе либо освещены слабо, либо, чаще всего, не рассматривались совсем. В данной статье нами сделана попытка восполнить этот пробел на примере Ларинского гранито-гнейсового купола, расположенного на южном продолжении Ильменогорско-Сысертского антиклинория.

Методика исследований

Силикатный анализ выполнен по стандартной методике в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина), нейтронно-активационный – на редкоземельные и малые элементы (РЗЭ, К, Rb, Cs, Ca, Sr, Ba, Sc, Cr, Fe, Co, Ni, Zn, Se, As, Sb, U, Th, Br, Hf, Ta, Zr, Ag, Au – всего 37 элементов) – в испытательном центре ЦЛАВ (г. Москва, ГЕОХИ РАН, аналитик Д.Ю. Сапожников), рентгенофлуориметрический (Ta, Nb, Y) – в испытательном центре ЦЛАВ (аналитик А.Л. Лоренц).

Термогравиметрический анализ пород булатовской толщи проводился на дериватографе Q-1500 (Венгрия) (аналитик Т.И. Черникова, ИГ УФИЦ РАН). Нагрев осуществлялся на воздухе от 20 до 1000 °С со скоростью 10 °С/мин. Для анализа отбирались образцы наименее окварцованных и сульфидизированных пород за

* Ответственный автор: Сначёв Александр Владимирович
e-mail: savant@rambler.ru

© 2022 Коллектив авторов

Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

пределами зон интрузивных экзоконтактов и интенсивной тектонической переработки, что позволило исключить их влияние и реконструировать степень именно регионального метаморфизма.

Для определения P - T условий кристаллизации гранитоидов и степени метаморфизма вмещающих пород изучены гранат-амфиболовые парагенезисы по методике Л.Л. Перчука, И.Д. Рябчикова (1976). Составы гранатов и амфиболов, отобранных из гранитов Первомайского массива, проанализированы В.А. Котляровым (ИМин УрО РАН, г. Миасс) на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионным спектрометром LZ-5 (SiLi детектор, разрешение 140 eV). Ускоряющие напряжения 20 или 30 кВ при токах зонда 4–6 нА, диаметр пучка 1–2 мкм (эталонные для граната – гранат, для амфибола – амфибол).

Для изучения физико-химических условий становления гранитоидов Ларинского и Первомайского массивов в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН (г. Москва) выполнены исследования расплавных включений в кварце. В нем обнаружены мелкие (3–15 мкм) включения силикатного расплава, содержащие анизотропные кристаллы силикатов (кварц, полевые шпаты), газовые пузырьки (0,2–5,6 об. %) и водный раствор в интерстициях.

Гомогенизация расплавных включений осуществлялась методом закалки в муфеле конструкции В.Б. Наумова (1969) с точностью определения температуры ± 10 °С. Метод предполагает долгие (1–3 часа) выдержки препаратов при стабильной температуре, закалку на воздухе и наблюдение при комнатной температуре фазовых превращений при ступенчатом нагреве. Величина «ступеньки» (т.е. увеличения температуры между опытами) при приближении к фазовым переходам уменьшалась, что позволило с достаточной степенью точности определить не только температуру гомогенизации, но и начало плавления силикатных фаз. Микротермометрические исследования водного флюида проводились в микротермокамере

ТНMSG-600 фирмы “Linkam”. Флюидное давление и концентрация воды в расплаве оценивались по методике В.Б. Наумова (1979). Для каждой пробы исследовались три группы включений с одинаковыми фазовыми соотношениями с целью получения представительной информации.

Использованные в статье характеристические диаграммы: Rb–Sr (Ферштатер, 2013), $P3Э - C_{P33}/C_N$ (Арт, 1983) и Nb–Y, Ta–Yb, Rb–(Y+Nb), Rb–(Yb+Ta) (Pearce et al., 1984) предназначены для выяснения формационной принадлежности и палеогеодинамических условий образования гранитоидов, в том числе и гранит-мигматитовой формации, что доказывается, во-первых, выделением на диаграмме Rb–Sr отдельного поля А для гранит-мигматитовой формации, а во-вторых, точным её попаданием на других перечисленных диаграммах в области гранитоидов внутренних частей континентов, внутриплитных и коллизионных интрузий, что ранее установлено различными исследователями для других массивов гранит-мигматитовой формации Южного Урала (Кейльман, 1988; Пермьяков, 2000; Ферштатер, 2013).

Геологическое строение Ларинского купола

Ларинский гранито-гнейсовый купол расположен на границе Арамилско-Сухтелинской и Магнитогорской мегазон и представляет собой двуглавую антиклинальную структуру, ядерные части которой сложены гранитоидами Первомайского и Ларинского массивов (варшавский комплекс, $\rho C_{1-2}v$), а их обрамление – аповулканическими амфиболитами, гранат-слюдистыми, гранат-амфиболовыми плагиосланцами, графитистыми кварцитами и кремнисто-углеродистыми сланцами булатовской толщи (ранний силур–ранний девон, S_1-D_1bl) (рис. 1). В трех километрах южнее Первомайского массива картируется небольшая, вытянутая в широтном направлении Приданниковская интрузия, сложенная преимущественно гнейсовидными породами и являющаяся, судя по геофизическим данным, сателлитом гранитоидов Первомайского массива. Купол

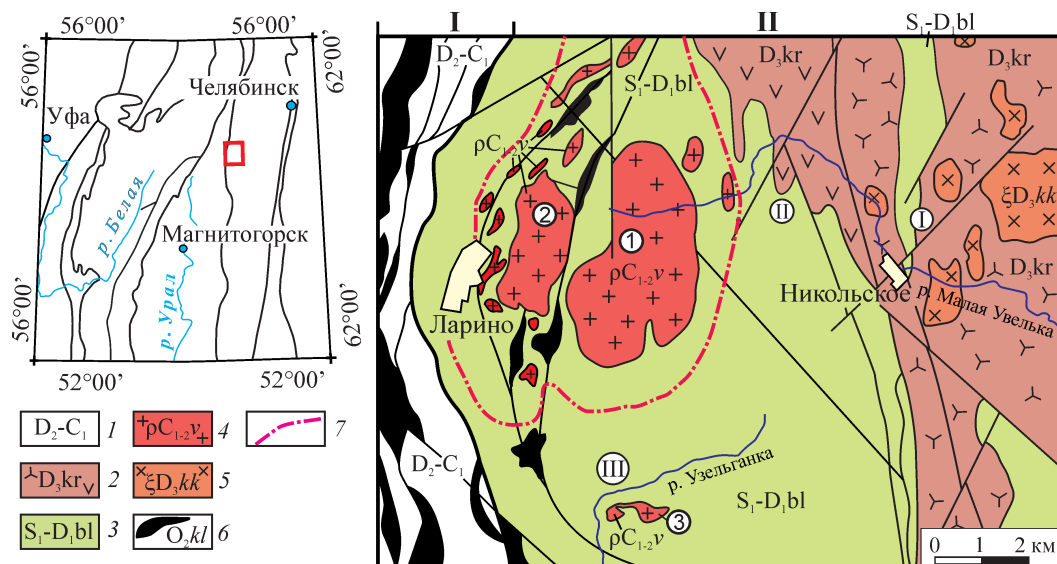


Рис. 1. Геологическое строение Ларинского купола (по Б.А. Пужакову и др. (2018), А.В. Жданову и др. (2018) с упрощениями авторов). Структурно-формационные зоны: I – Уйско-Новооренбургская, II – Кочкарско-Адамовская. 1 – вулканогенно-осадочные комплексы, нерасчленённые; 2 – краснокаменная толща, вулканомиктовые песчаники и алевролиты, туфы кислого состава, трахибазальты и их туфы; 3 – булатовская толща, углеродистые сланцы и алевролиты; 4 – варшавский комплекс, граниты мусковитовые с гранатом, гранито-гнейсы; 5 – краснокаменный комплекс, слениты, кварцевые монцодиориты; 6 – куликовский комплекс, серпентиниты аподунитовые, апогарцбургитовые; 7 – граница амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

осложнен поперечными, диагональными и дугообразными нарушениями, трассирующимися согласными телами метагипербазитов. От гранитоидов к сланцам наблюдается серия концентрических высокоградиентных зон метаморфизма. Минеральные парагенезисы амфиболитовой фации на расстоянии нескольких километров сменяются ассоциациями эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Примечательно, что во вмещающих Ларинские гранитоиды плагиосланцах геологами-съемщиками описаны явления мигматизации, многочисленные мало-мощные апофизы кварц-полевошпат-слюдистого состава и сложные дислокации, связанные со становлением купола (Пушakov и др., 2018). Кроме того, переход между огнейсованными, мигматизированными гранитоидами и вмещающими породами постепенный.

Первомайский массив ($7 \times 2,5$ км) в восточном ядре Ларинского гранито-гнейсового купола полого погружается под вмещающие породы: западный контакт – под углом 30° , восточный – 35° , северный – 20° , южный – под углом 45° . Мощность массива по количественным расчетам около 4 км (Пушakov и др., 2018). Размеры отрицательной аномалии поля силы тяжести (-8 мГл с эпицентром к юго-востоку от пос. Ларино) значительно превышают площади выходов гранитоидов, что служит важным доводом в пользу их структурного единства. По расчетам мощность этого единого массива (при средней плотности $2,64$ г/см³) не менее 5 км (Пушakov и др., 2018).

Магматические гранитоиды в Ларинском куполе неразрывно связаны с продуктами метасоматической гранитизации (теневыми плагиомигматитами и очковыми гранито-гнейсами I фазы), состав которых в большей или меньшей степени отвечает гранитному, иногда плагиогранитному. Контакт между породами обеих фаз, по данным различных исследователей, как интрузивный (Пушakov и др., 2018; Жданов и др., 2018), так и постепенный (Пушakov и др., 2013).

Гнейсовидные граниты представляют собой серые, желтовато-серые породы со среднезернистой структурой. В их составе: плагиоклаз (20–35 %), микроклин (20–40 %), кварц (25–35 %), биотит (3–8 %). Плагиоклаз по составу отвечает альбит-олигоклазу № 8–12 и олигоклазу № 28–30, образует полисинтетически сдвойникованные призматические зерна. Микроклин решетчатый, иногда содержит тонкие микропертитовые вроски, среднее количество которых достигает 5–15 %. Биотит двух видов: бурый мелкошешуйчатый, ориентированный в одном направлении, с которым часто совпадает ориентировка удлиненных зерен кварца, и широколистный, замещающийся мусковитом. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, часто лепидогранобластовая.

Магматические гранитоиды (II фаза) представлены в основном мелко- и среднезернистыми лейкократовыми гранитами, состоящими из альбит-олигоклаза (40–50 %), микроклина (20–35 %), кварца (15–30 %), биотита и замещающего его мусковита (3–7 %). Акцессорные минералы: гранат, сфен, циркон, ортит обычно зональный в оторочке из эпидота. Структура гранитовая, иногда слабо порфировидная. Характерны реакционные взаимоотношения калиевого полевого шпата с плагиоклазом (мирмекиты на границе полевых шпатов, тонкие пертитовые вроски альбита в калиевом полевошпате).

Среди жильных пород отмечены: лейкограниты, гранит-порфиры, аплиты и пегматиты, несущие небольшие количества мелких пластинок мусковита. Жилы гранулированного кварца распространены преимущественно в эндо- и экзоконтактах Первомайского массива.

Предшественниками приводятся следующие цифры абсолютного возраста гранитоидов Ларинского купола: К-Аг методом по гранитам Первомайского массива – 285 ± 6 млн лет (артинский ярус, ранняя пермь) (Пушakov и др., 2018), Уг-Pb методом по гранитам Ларинского массива – 314 ± 7 млн лет (московский ярус, средний карбон) (Жданов и др., 2018). Последний автор отмечает и пермские значения датировок по тем же образцам, но Rb-Sr изохронным методом. Согласно уральской серийной легенде, возраст гранитоидов принят раннепермским.

Обрамление Ларинского купола сложено преимущественно кремнисто-углеродистыми сланцами булатовской толщи. В низах разреза иногда встречаются прослои базальтов и туфоалевролитов. Общая ее мощность около 900 м. Возраст толщи принят на основании находок у д. Булатово фауны граптолитов, которые позволяют датировать ее как поздний лландовер-венлок. У пос. Мирный В.Н. Пучковым и К.С. Ивановым (1989) найдены конодонты, характерные для позднего силура. К нижнему девону относятся отложения с граптолитами и конодонтами, обнаруженными в результате работ тех же авторов на данной территории (Пучков, Иванов, 1989).

Как уже было отмечено выше, по периферии гранито-гнейсового купола вулканогенно-осадочные породы булатовской толщи подверглись метаморфическим преобразованиям и превращены в биотит-амфиболовые и амфиболитовые плагиосланцы с прослоями графитистых кварцитов, количество которых увеличивается с приближением к границе зеленосланцевой фации, что и понятно, учитывая антиклинальность Ларинской структуры и обнажение непосредственно по ее периферии низов разреза булатовской толщи, где отмечены прослои базальтов, а, возможно, и верхов подстилающей шеметовской существенно базальтовой толщи.

Результаты исследований и их обсуждение

Химический состав гранитоидов приведен в таблице 1. Преобладают двуслюдяные, двуполевошпатовые граниты умеренно-щелочного ряда, встречаются и плагиограниты. Предшественниками отмечалась закономерная приуроченность плагиогранитоидов к южной и западной части Ларинского массива, а гранитоидов с повышенными содержаниями оксида калия – к северной и восточной.

По химическому составу породы комплекса отвечают гранитам нормальнощелочного ряда ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,3\text{--}8,5$ %), реже умереннощелочного ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,6\text{--}9,2$ %) калиево-натриевой серии. Они содержат 70–73 % кремнезема, возрастающего в лейкократовых разностях до 76 %. На вариационных диаграммах ареалы составов пород достаточно компактны и образуют единые тренды: уменьшение содержаний TiO_2 (с 0,47 до 0,01 %) с ростом кремнезема, а также рост железистости и глиноземистости пород.

По результатам полуколичественного спектрального анализа граниты имеют вышекларковые содержания ($n \times 10^{-3}$ %): Ni (0,7–5), Co (0,7–2), Cr (20–70), Cu (3–15),

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ
1	72,52	0,15	15,50	0,49	0,78	0,01	0,36	1,36	6,90	1,08	0,10	0,74	99,99
2	71,80	0,13	15,00	0,22	1,16	0,04	0,31	1,71	5,25	4,00	0,07	0,24	99,93
3	72,84	0,13	15,00	0,27	0,75	0,03	0,36	1,43	4,75	4,00	0,05	0,20	99,81
4	70,88	0,33	14,39	0,62	1,14	0,03	0,51	1,71	4,41	4,78	0,11	0,40	99,31
5	73,16	0,23	15,40	0,60	0,56	0,01	0,62	0,71	4,29	2,66	0,05	0,40	98,69
6	70,62	0,29	14,88	0,50	1,07	0,04	0,82	1,57	4,58	4,17	0,11	0,40	99,05
7	69,50	0,32	15,90	1,00	0,62	0,03	1,09	1,98	4,67	3,93	0,10	0,68	99,80
8	69,11	0,39	15,50	0,88	1,49	0,03	0,95	1,65	5,00	4,00	0,09	0,64	99,72
9	71,44	0,47	12,98	0,78	2,67	0,06	0,60	1,75	3,96	3,84	0,11	0,67	99,36
10	71,11	0,27	15,13	0,13	1,44	0,03	0,37	1,61	6,10	3,70	0,04	0,30	99,23
11	72,86	0,11	14,36	0,18	1,25	0,03	0,82	1,44	4,40	4,66	0,06	0,34	100,51
12	69,86	0,39	15,75	0,26	1,75	0,01	1,36	1,94	4,62	4,00	0,09	0,40	100,43
13	71,62	0,13	14,87	0,22	1,18	0,02	0,83	1,44	4,82	4,46	0,04	0,96	100,59
14	68,42	0,39	16,19	0,72	1,92	0,03	0,70	1,88	4,48	3,64	0,14	1,03	99,54
15	76,17	0,01	14,17	0,61	0,05	0,01	0,20	1,01	4,32	3,29	0,05	0,44	100,20
16	76,30	0,10	12,30	0,44	0,63	0,01	0,30	0,65	3,94	4,56	0,05	0,51	99,70
17	73,70	0,09	14,40	0,43	0,44	0,01	0,52	1,22	4,42	4,32	0,05	0,35	99,90
18	74,70	0,01	15,90	0,47	0,30	0,03	0,22	0,87	6,57	0,80	0,05	0,70	100,20
19	74,39	0,27	12,58	0,66	1,68	0,04	0,75	1,44	4,00	4,14	0,06	0,50	100,50
20	74,60	0,08	14,50	0,80	0,30	0,01	0,54	0,29	5,04	3,31	0,05	0,84	99,90
21	75,56	0,02	14,83	0,52	0,35	0,01	0,23	1,78	5,24	1,06	0,05	0,59	100,20
22	71,32	0,21	14,97	0,89	1,63	0,04	0,56	2,94	4,91	1,10	0,06	0,69	99,32

Табл. 1. Химический состав (мас. %) гранитоидов Ларинского купола: 1–6 – огнейсованные, мигматизированные гранитоиды (собственные данные); 7–14 – граниты биотитовые; 15–19 – лейкограниты; 20, 21 – плагиолейкограниты; 22 – плагиогранит (анализы заимствованы из отчета А.В. Жданова и др., (2018)).

Zn (7–10), Pb (3–7), As (до 1), Mo (0,15–0,3), Ba (90–150), Sn (0,5–1), Be (0,15–0,2), Li (5–20).

Для выяснения формационной принадлежности и реконструкции палеогеодинамических условий образования гранитоидов Ларинского купола использовались результаты определения редкоземельных и малых элементов, включая Rb, Sr, Y, Ta, Nb.

По содержанию Rb (150–320 г/т) и Sr (178–239 г/т) (табл. 2) рассматриваемые граниты соответствуют структурам с режимом преобладающих восходящих движений (Солодов и др., 1980). На диаграмме Rb–Sr для интрузивных серий, предложенной Г.Б. Ферштатером (2013) (рис. 2), они четко ложатся в область гранит-мигматитовой формации, занимают поле орогенной андезитовой и толеитовой исходной магмы и резко отделяются от

№ п/п	Rb	Y	Nb	Ta	Yb	Sr
1	150	45	17	3,5	0,4	210
2	259	59	24	6,2	0,7	187
3	173	58	31	6,9	0,4	230
4	198	47	22	5,7	0,6	220
5	264	62	19	7,9	0,7	178
6	217	49	36	11	0,3	212
7	190	57	42	15	0,5	239
8	292	74	59	17	0,5	187
9	241	53	58	20	0,4	230
10	195	59	47	17	0,3	199
11	278	70	60	18	0,3	206
12	320	76	65	19	0,6	180

Табл. 2. Содержания Rb, Y, Nb, Ta, Yb, Sr (г/т) в гранитоидах Ларинского купола: 1–5 – огнейсованные, мигматизированные гранитоиды, 6–12 – граниты, лейкограниты. Y, Ta, Nb – получены рентгенорадиометрическим методом; Rb, Sr, Yb – нейтронно-активационным методом.

габбро-гранитной, тоналит-гранодиоритовой и монцит-гранитной формаций (Ковалев и др., 1995). Вопрос о коровом, островодужном или океаническом происхождении гранитоидов решается в пользу первого из них. Это доказывается, во-первых, попаданием их в поле

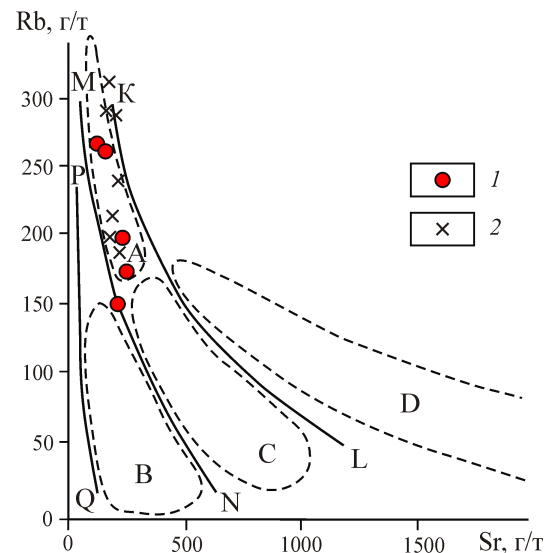


Рис. 2. Диаграмма Rb–Sr по Г.Б. Ферштатеру (2013) для гранитоидов Ларинского купола (1 – огнейсованные, мигматизированные гранитоиды, 2 – граниты, лейкограниты): поля пород – производные различных исходных магм: левее линии PQ – толеитовой океанической; NQPM – толеитовой континентальной островодужной; LNМК – орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; выше линии LK – латитовой, щелочно-базальтовой. Области распространения южноуральских гранитоидных формаций: А – гранит-мигматитовой, В – габбро-гранитной, С – тоналит-гранодиоритовой, D – монцит-гранитной.

континентальных трондземитов и кварцевых диоритов на диаграмме Rb–Sr Р.Г. Колмана, М.М. Донато (1983), а, во-вторых, довольно высокой степенью фракционирования редкоземельных элементов, где легкая группа имеет явное преобладание над тяжелой (рис. 3). Так, графики нормированного по Н. Wakita et al. (1971) распределения РЗЭ в гранитоидах обеих фаз Ларинского купола характеризуется уменьшением содержаний ЛРЗЭ от La ($K_N = 30–85$ для огнейсованных, мигматизированных пород и 90–150 для гранитов) к Ce (соответственно, $K_N = 25–60$ и 80–120) и Sm ($K_N = 10–35$ и 30–60), слабой дифференцированностью ТРЗЭ на уровне $K_N = 1,5–9,0$ ($Eg_N = 3–8$ и 4–9, $Yb_N = 3–6$ и 2–7, $Lu_N = 2,0–5,6$ и 1,5–4,5) и четко выраженной отрицательной Eu аномалией на уровне $K_N = 2,5–7,4$ и 7–12, что, согласно Дж.Г. Арту (1983), соответствует трондземитам внутренних частей континентов (для гранитов и лейкогранитов) и континентальных окраин (для огнейсованных и мигматизированных гранитоидов) (рис. 3). Примечательно, что по содержаниям Rb, Y, Nb, Ta и Yb (табл. 2) породы Ларинского купола на всех диаграммах J.A. Pearce et al. (1984) (рис. 4) располагаются в полях, принадлежащих преимущественно областям внутриплитных гранитов и заметно реже – коллизионных.

Обратимся к рассмотрению физико-химических условий образования гранитоидов Ларинского купола. Результаты термометрических исследований расплавных включений в кварце гранитов (обр. Пл-3142/3, Пл-21/1) Ларинского и плагиигранитов (Пл-22/1) Первомайского массивов приведены в таблице 3 (к сожалению, в кварце огнейсованных и мигматизированных гранитоидов расплавные включения обнаружить не удалось). Начало плавления силикатных фаз во всех пробах происходило в одном и том же интервале температур – 650–680 °С, полная гомогенизация наиболее мелких включений для гранитов составила 780–840 °С (Ларинский массив), а для плагиигранитов – 880–940 °С (Первомайский массив). Температура гомогенизации флюида при переходе в жидкость находится соответственно в пределах 295–365 °С и 308–334 °С. Давление рассчитано согласно методики В.Б. Наумова (1979) для температурного интервала между температурой гомогенизацией водного флюида и температурой появления силикатного расплава (650 °С). Его величина для гранитов – 2,1–3,7 кбар, для плагиигранитов – 2,9–3,3 кбар, что соответствует абиссальной зоне глубинности (7–11 км).

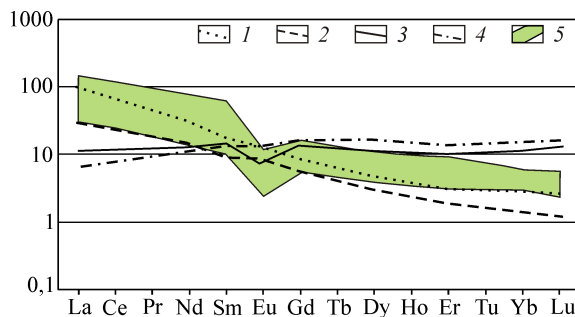


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов, нормализованное по хондритам, в трондземитах различных геодинамических обстановок (Арт, 1983): 1 – внутренние части континентов, 2 – континентальные окраины, 3 – островные дуги, 4 – офиолиты, 5 – гранитоиды Ларинского купола.

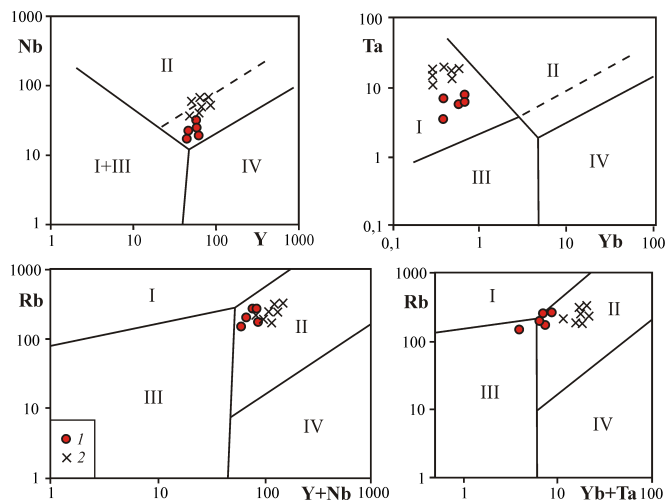


Рис. 4. Диаграммы J.A. Pearce et al. (1984) для гранитоидов Ларинского купола (табл. 2) (условные обозначения см. рис. 2): 1 – огнейсованные, мигматизированные гранитоиды (кружочки), 2 – граниты, лейкограниты (крестики). Поля: I – коллизионные граниты, II – внутриплитные граниты, III – граниты вулканических дуг, IV – граниты океанических хребтов.

Известно (Коваль, Прокофьев, 1998; и др.), что содержания во флюиде хлора и солей, а также флюидонасыщенность расплава являются важными параметрами, которые играют существенную роль при экстракции и переносе многих металлов. Это доказано, в частности, на примере редкометалльных гранитоидов Монголо-Охотской зоны.

Параметры	Ларинский массив						Первомайский массив		
	Пл 3142-3			Пл 21/1			Пл 22/1		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
n	3	5	6	3	5	4	4	2	3
T гомогенизации флюида, °С	365 Ж	357 Ж	348 Ж	312 Ж	303 Ж	295 Ж	334 Ж	328 Ж	308 Ж
T плавления льда, °С	- 3,1	- 3,7	- 4,2	- 5,7	- 5,1	- 4,2	- 5,5	- 5,1	- 4,9
C солей, мас. % экв. NaCl	5,1	6,0	6,7	8,8	8,0	6,7	8,6	8,0	7,7
V флюида, об. %	12,6	13,1	13,8	21,3	19,9	18,6	13,7	12,8	11,1
dP/dT, бар/°С	7,1	7,6	8,1	9,5	9,9	10,1	8,6	8,4	9,6
P, бар	2100	2230	2450	3310	3530	3690	2980	2870	3280
d флюида, г/см³	0,63	0,67	0,70	0,79	0,80	0,80	0,74	0,75	0,73
C (H₂O), мас. %	3,3	3,6	4,0	7,3	6,9	6,3	4,2	3,9	3,3
C(Cl), мас. %	0,10	0,13	0,16	0,39	0,33	0,26	0,22	0,19	0,15
T начала плавления, °С	660	650	650	660	660	660	680	670	650
T гомогенизации расплава, °С	840	820	800	820	810	780	940	910	880

Табл. 3. Результаты исследования расплавных включений в кварце гранитоидов Ларинского и Первомайского массивов: n – количество изученных включений в каждой из трех групп с одинаковыми фазовыми соотношениями

В нашем случае для магматических пород Ларинского купола концентрация хлора в расплаве оценивается в 0,10–0,39 мас. %, а воды – 3,3–7,3 мас. % (расчет проводился для случая, если солевые компоненты флюида представлены только хлоридом натрия). По этим данным рассматриваемые породы близки выше упомянутым редкометальным гранитоидам. Редкометальная их специализация подтверждается и присутствием в обрамлении Первомайского массива ряда проявлений и точек минерализации вольфрама и молибдена, отмеченных нами ранее и для Суондукского массива (Сначёв и др., 2010).

Выяснение *P-T* условий образования огнейсованных гранитоидов I фазы Первомайского массива и степени метаморфизма пород булатовской толщи проведено нами на основе изучения амфибол-гранатового парагенезиса (Перчук, Рябчиков, 1976; Термо- и барометрия..., 1977). Монофракции амфибола и граната проанализированы на растровом электронном микроскопе (табл. 4). Их кристаллохимические формулы рассчитывались по методике И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Анализ таблицы 4 позволяет сделать несколько выводов: 1) гранаты принадлежат альмандиновому типу, доля спессартитового и андрадитового миналов в них не велика (MnO = 4,03–5,46 %; CaO = 1,54–4,33 %); 2) содержания MgO и CaO в гранатах гранитоидов (2,60–2,85 и 3,73–4,33 %) несколько выше, чем в плагиосланцах (1,94–2,23 и 1,54–3,21 %), но меньше MnO и FeO (4,03–4,77 и 30,00–30,54 % против 5,32–5,46 и 31,76–33,13 %); 3) магнезиальность амфибола гранитоидов (MgO = 7,77–8,56 %) заметно ниже, чем в плагиосланцах (MgO = 9,71–9,84 %) (проба Amf-3, соответствующая куммингтониту, не в счет, так как отражает этап регрессивного метаморфизма).

Из рисунка 5, на котором в координатах $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$ (значения мольных долей компонентов в амфиболе и гранате) вынесены точки составов трех пар указанных минералов в плагиосланцах булатовской толщи (Amf-1 – Amf-3, Gr-1 – Gr-3) (проба отобрана в верховье р. Мал. Увелька, в 1,0 км к востоку от контакта Первомайского массива из углеродистых сланцев с высокими содержаниями золота (рис. 1)) и огнейсованных гранитоидов Первомайского массива (Amf-4 – Amf-6, Gr-4 – Gr-6). Хорошо видно, что рассматриваемые ассоциации образуют два компактных поля (точки 1-2 и 4-6;

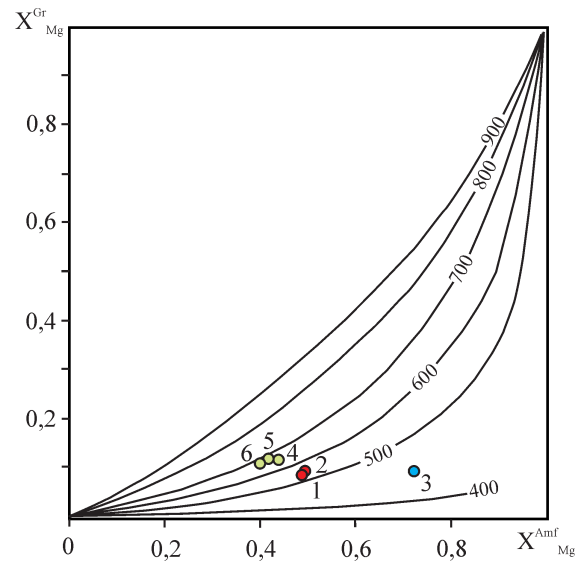


Рис. 5. Диаграмма фазового соответствия для пары гранат-амфибол (Термо- и барометрия..., 1977) (обозначения 1–6 см. табл. 4)

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg} ^{Amf,Gr}
Amf-1	44,50	0,35	12,01	18,14	0,29	11,78	9,71	1,33	0,26	98,35	0,48
Amf-2	44,08	0,30	12,42	17,78	0,29	11,27	9,84	1,54	0,28	97,81	0,49
Amf-3	55,74	-	1,97	11,50	0,37	12,32	17,40	0,35	-	99,65	0,72
Amf-4	42,87	0,49	14,10	19,13	0,41	10,53	8,56	2,06	0,24	98,38	0,44
Amf-5	41,96	0,64	15,64	18,58	0,39	10,67	7,85	2,39	0,20	98,33	0,42
Amf-6	41,77	0,57	14,60	19,33	0,36	10,54	7,77	2,17	0,27	97,40	0,41
Gr-1	37,39	-	21,12	31,76	5,42	3,21	1,94	-	-	100,83	0,08
Gr-2	36,99	-	21,18	32,76	5,46	1,59	2,23	-	-	100,20	0,09
Gr-3	36,22	-	20,70	33,13	5,32	1,54	2,11	-	-	99,02	0,09
Gr-4	37,56	-	20,92	30,41	4,77	4,33	2,60	-	-	100,59	0,12
Gr-5	37,28	-	21,29	30,00	4,59	3,97	2,85	-	-	99,98	0,13
Gr-6	37,02	-	21,16	30,54	4,03	3,73	2,75	-	-	99,25	0,12

Amf-1 – (Ca_{1,85}Na_{0,38}K_{0,05})_{2,28}(Fe_{2,22}Mg_{2,12}Mn_{0,04}Ti_{0,04}Al_{0,59})₅(Si_{6,52}Al_{1,48})₈O₂₂[O_{0,34}(OH)_{1,66}]₂
 Amf-2 – (Ca_{1,77}Na_{0,44}K_{0,05})_{2,26}(Fe_{2,18}Mg_{2,15}Mn_{0,04}Ti_{0,03}Al_{0,60})₅(Si_{6,46}Al_{1,54})₈O₂₂[O_{0,15}(OH)_{1,85}]₂
 Amf-3 – (Ca_{1,83}Na_{0,09}K_{0,00})_{1,92}(Fe_{1,33}Mg_{3,59}Mn_{0,04}Ti_{0,00}Al_{0,05})₅(Si_{7,72}Al_{0,27})₈O₂₂[O_{0,51}(OH)_{1,49}]₂
 Amf-4 – (Ca_{1,65}Na_{0,58}K_{0,04})_{2,27}(Fe_{2,34}Mg_{1,86}Mn_{0,05}Ti_{0,05}Al_{0,70})₅(Si_{6,27}Al_{1,73})₈O₂₂[O_{0,99}(OH)_{1,01}]₂
 Amf-5 – (Ca_{1,68}Na_{0,68}K_{0,04})_{2,40}(Fe_{2,28}Mg_{1,72}Mn_{0,05}Ti_{0,07}Al_{0,88})₅(Si_{6,17}Al_{1,83})₈O₂₂[O_{0,27}(OH)_{1,73}]₂
 Amf-6 – (Ca_{1,68}Na_{0,62}K_{0,05})_{2,35}(Fe_{2,40}Mg_{1,72}Mn_{0,05}Ti_{0,06}Al_{0,77})₅(Si_{6,21}Al_{1,79})₈O₂₂[O_{0,13}(OH)_{1,87}]₂
 Gr-1 – (Ca_{0,27}Fe_{2,13}Mg_{0,23}Mn_{0,37})₃Al₂Si₃O₁₂
 Gr-2 – (Ca_{0,14}Fe_{2,21}Mg_{0,27}Mn_{0,37})₃Al₂(Si_{2,99}Al_{0,01})₃O₁₂
 Gr-3 – (Ca_{0,14}Fe_{2,23}Mg_{0,26}Mn_{0,37})₃(Al_{1,97}Fe_{0,03})₂(Si_{2,97}Al_{0,03})₃O₁₂
 Gr-4 – (Ca_{0,37}Fe_{2,00}Mg_{0,31}Mn_{0,32})₃(Al_{1,97}Fe_{0,03})₂Si₃O₁₂
 Gr-5 – (Ca_{0,34}Fe_{2,01}Mg_{0,34}Mn_{0,31})₃Al₂(Si_{2,99}Al_{0,01})₃O₁₂
 Gr-6 – (Ca_{0,32}Fe_{2,06}Mg_{0,33}Mn_{0,28})₃Al₂(Si_{2,99}Al_{0,01})₃O₁₂

Табл. 4. Состав амфибола (Amf) и граната (Gr) из огнейсованных, мигматизированных гранитоидов и пород обрамления Ларинского купола (мас. %): Amf-1 – Amf-3, Gr-1 – Gr-3 – составы минералов из пород обрамления Ларинского купола; Amf-4 – Amf-6, Gr-4 – Gr-6 – составы минералов из огнейсованных, мигматизированных гранитоидов.

точка 3 по причине, оговоренной выше, не учитывается) с температурами образования 530–550 °С (для плагиосланцев) и 650–680 °С (для гранитоидов). Расчет давления по известной температуре и коэффициенту $\ln K$, где $K = X_{Mg}^{Gr} / X_{Mg}^{Amf}$ (Термо- и барометрия..., 1977) (рис. 6) показал его значения в 8,0–8,4 кбар (точки 1, 2) и 6,6–7,0 кбар (точки 4–6) (абиссальная зона глубинности). Положение гранат-амфиболовых пар плагиосланцев и гранитоидов на петрогенетической диаграмме (Термо- и барометрия..., 1977) (рис. 7) указывает на эпидот-амфиболитовую фацию контактового метаморфизма для первых из них и фацию альмандиновых амфиболитов – для вторых. Пара Amf-3, Gr-3 с куммингтонитом позволяет говорить о фации цоизит-кианит-кварцевых сланцев регрессивного метаморфизма.

Для оценки степени влияния зонального термоградиентного теплового поля в период формирования Ларинского гнейсо-гранитного купола в 102 образцах

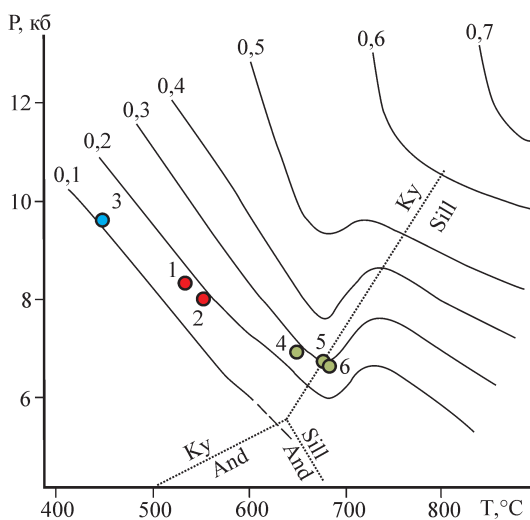


Рис. 6. Положение линий равных значений K_{Mg}^{Gr-Amf} на диаграмме T-P (Термо- и барометрия..., 1977) (обозначения 1–6 см. табл. 4)

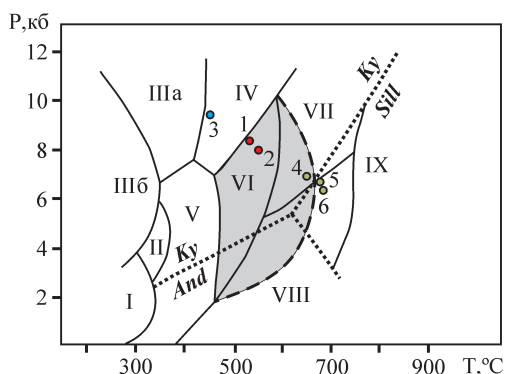


Рис. 7. Положение гранат-амфиболовых пар пород обрамления Ларинского купола и огнейсованных гранитоидов на петрогенетической диаграмме (Термо- и барометрия..., 1977) (обозначения 1–6 см. табл. 4): сплошные линии – границы фаций, серое поле – поле устойчивости ставролита, точками показана тройная диаграмма And-Sill-Ky. Римскими цифрами обозначены фации: I – цеолитовая или пумпеллит-пренитовая, II – пумпеллит-актинолитовая, IIIa – глаукофан-лавсонитовая, IIIб – глаукофан-цоизитовая, IV – цоизит-кианит-кварцевых сланцев, V – зеленых сланцев, VI – эпидотовых амфиболитов, VII – альмандиновых амфиболитов, VIII – куммингтонитовых амфиболитов, IX – гранулитовая.

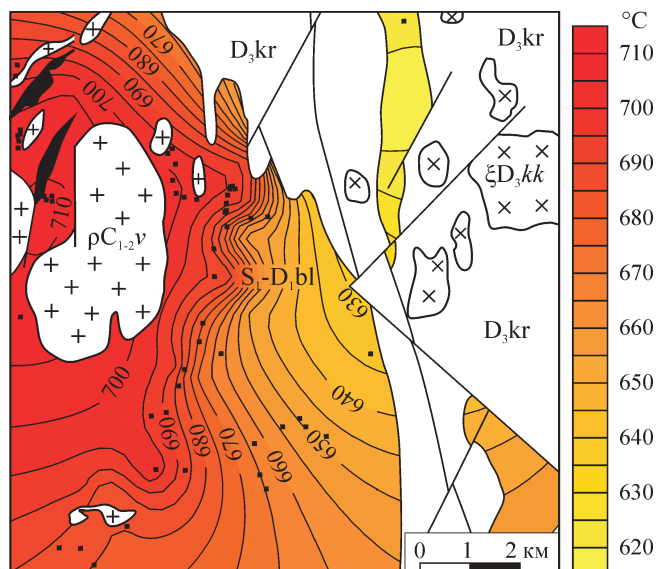


Рис. 8. Карта изолиний температур экзотермического эффекта (ДТА) для углеродистых сланцев булатовской толщи восточного обрамления Ларинского купола (метод интерполяции Kriking)

кремнисто-углеродистых сланцев булатовской толщи проведено изучение экзотермического эффекта. На этой основе составлена карта изолиний значений температур выгорания углерода (рис. 8). По изотермам 600 и 500 °С, соответствующим температурам выгорания углерода в 700 и 650 °С, проведены границы между амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой, а также между эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациями. Разница в 100 и 150 °С образуется из-за того, что температура экзотермического эффекта (температура выгорания углерода) определяется по пику на термограмме, а реальная температура метаморфизма по началу подъема пика. Считается, что процесс графитизации необратим (Блюман и др., 1974; Buseck, Veysac, 2014). Эта разница не является величиной постоянной – с увеличением температуры она уменьшается. Так, для температуры выгорания углерода в 650 °С она составляет около 150 °С, для T = 700 °С – в интервале 90–110 °С, для T = 800 °С – около 70 °С. Примечательно, что границы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, проведенные по петрографическим (рис. 1) и термогравиметрическим (рис. 8) данным, удовлетворительно соответствуют друг другу.

Заключение

Приведенный в данной статье геологический, петрогеохимический и аналитический материал позволил сделать ряд следующих основных выводов.

1. Ларинский гранито-гнейсовый купол сформировался в раннепермское время в коллизионный этап развития Южного Урала. Аналогичные структуры отмечены также севернее и восточнее его в пределах Ильменогорско-Сысертского (Чашковская, Еланчиковская, Кисегачская) (Пермяков, 2000) и Кочкарского (Варламовская, Борисовская, Санарская, Еремкинская) (Сначёв и др., 2015) антиклинориев. Отличительными их особенностями являются наличие постепенного перехода с вмещающими породами и присутствие в строении продуктов метасоматической гранитизации – огнейсованных и

мигматизированных гранитоидов (I главная фаза), а также нормальных магматических гранитов (II фаза).

2. Обрамление Ларинского и Первомайского массивов сложено аповулканическими амфиболитами, гранат-слюдистыми, гранат-амфиболовыми плагиосланцами, графитистыми кварцитами и кремнисто-углеродистыми сланцами булатовской толщи. От гранитоидов к сланцам наблюдается серия концентрических высокоградиентных зон метаморфизма. Минеральные парагенезисы амфиболитовой фации на расстоянии нескольких километров сменяются ассоциациями эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Для пород эпидот-амфиболитовой фации параметры метаморфизма составили: $T = 530\text{--}550\text{ }^\circ\text{C}$ и $P = 8,0\text{--}8,4$ кбар.

3. По петрогеохимическим характеристикам гранитоиды Ларинского купола соответствуют таковым структур с режимом восходящих движений, относятся к гранит-мигматитовой формации, близки к трондjemитам внутренних частей континентов (граниты, лейкограниты) и континентальных окраин (огнейсованные, мигматизированные гранитоиды) и сформировались во внутриплитной и коллизионной геодинамических обстановках.

4. Кристаллизация гранитов проходила при температурах $780\text{--}840\text{ }^\circ\text{C}$ и давлении 2,1–3,7 кбар, плагиогранитов – $880\text{--}940\text{ }^\circ\text{C}$ и 2,9–3,3 кбар, что соответствует абиссальной зоне глубинности (7–11 км). Для гранитоидов сформированных в процессе метасоматической гранитизации (огнейсованные и мигматизированные породы), температуры образования заметно меньше – $650\text{--}680\text{ }^\circ\text{C}$, а давление выше – 6,6–7,0 кбар (фация алмандиновых амфиболитов).

Финансирование

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН, тема № FMRS-2022-0011.

Литература

Арт Дж.Г. (1983). Некоторые элементы-примеси в трондjemитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий. *Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы*. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, с. 99–105.

Блюман Б.А., Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н., Павлов М.Г. (1974). Использование термо- и рентгено-графических характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма. *Записки Всесоюзного Минералогического общества*, 103(1), с. 95–103.

Борнеман-Старынкевич И.Д. (1964). Руководство по расчёту формул минералов. М.: Наука, 224 с.

Жданов А.В., Ободов В.А., Макарьев Л.Б., Матюшков А.Д., Молчанова Е.В., Стромов В.А. (2018). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000, 2-е изд. Серия Южноуральская. Лист N-40-XVIII (Учалы), Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 386 с.

Кейльман Г.А. (1974). Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 200 с.

Кейльман Г.А. (1988). Гранитизация и тектоника. Свердловск: изд. СГИ, 36 с.

Ковалёв С.Г., Сначёв В.И., Романовская М.А. (1995). Новые геолого-петрогенетические аспекты формирования Кусинско-Копанского комплекса. *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*, 4, с. 81–85.

Коваль П.В., Прокофьев В.Ю. (1998). Т-Р условия кристаллизации гранитоидов Монголо-Охотской зоны по данным исследования расплавов и флюидных включений. *Петрология*, 6(5), с. 497–511.

Колман Р.Г., Донато М.М. (1983). Еще раз об океанических плагиогранитах. *Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы*. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, с. 118–130.

Маракушев А.А. (1965). Проблемы минеральных фаций метаморфических пород. М.: Наука, 327 с.

Миясиро А. (1976). *Метаморфизм и метаморфические пояса*. М.: Мир, 535 с.

Наумов В.Б. (1969). Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров. *Геохимия*, 4, с. 494–498.

Наумов В.Б. (1979). Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах. *Геохимия*, 7, с. 997–1007.

Пермяков Б.Н. (2000). Чашковско-Еланчикковский мигматит-гнейсогранитный массив (Южный Урал). Научное издание. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 187 с.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. (1976). Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 287 с.

Пужаков Б.А., Савельев В.П., Кузнецов Н.С., Шох В.Д., Шулькин Е.П., Шулькина Н.Е., Жданов А.В., Долгова О.Я., Тарелкина Е.А., Орлов М.В. (2013). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская, Лист N-41 (Челябинск), Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 415 с.

Пужаков Б.А., Шох В.Д., Шулькина Н.Е., Шулькин Е.П., Долгова О.Я., Орлов М.В., Попова Т.А., Тарелкина Е.А., Иванов А.В. (2018). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Серия Южноуральская, Лист N-41-XIII (Пласт). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 205 с.

Пучков В.Н., Иванов К.С. (1989). К стратиграфии черносланцевых толщ на востоке Урала. *Ежегодник-1988*. Свердловск: ИГиГ УФ АН СССР, с. 4–7.

Салоп Л.И. (1971). Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. *Бюллетень МОИП. Отдел геологический*, 4, с. 5–30.

Синица С.М. (1975). Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 138 с.

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. (2015). Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Ларинского купола (Южный Урал). *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*, 2, с. 57–66. <https://doi.org/10.3103/S014587521502009X>

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В. (2010). Перспективы рудоносности углеродистых отложений западного обрамления Суундукского гранитного массива. *Нефтегазовое дело*, 8(2), с. 11–20.

Сначёв В.И. (2014). Условия формирования и зональность пород метаморфического комплекса Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие). *Геологический сборник*, 11, с. 118–122.

Сначёв В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. (1990). Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа: Институт геологии БНЦ УрО АН СССР, 179 с.

Солодов Н.А., Балашов А.С., Кременецкий А.А. (1980). Геохимия лития, рубидия и цезия. М.: Недра, 233 с.

Сорвачев К.К. (1978). Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. М.: Наука, 122 с.

Термо- и барометрия метаморфических пород (1977). Л.: Наука, 207 с. Ферштатер Г.Б. (2013). Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.

Шевчук В.В. (1987). Структурная позиция гранито-гнейсовых куполов Боршевского хребта (Восточное Забайкалье). *Известия ВУЗ. Геология и разведка*, 5, с. 33–36.

Buseck P.R., Beyssac O. (2014). From organic matter to graphite: graphitization. *Elements*, 10, pp. 421–426. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.6.421>

Eskola P.E. (1949). The problem of mantled gneiss domes. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 104(4), pp. 461–476. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1948.104.01-04.21>

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of Petrology*, 25(4), pp. 956–983. <https://doi.org/10.1093/ptrology/25.4.956>

Wakita H., Rey P., Schmitt R.A. (1971). Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. *Proceedings of the Lunar Science Conference*. Oxford: Pergamon Press, 2, pp. 1319–1329.

Сведения об авторах

Владимир Иванович Сначёв (08.11.1955–08.03.2022) – доктор геол.-мин. наук, профессор, главный научный сотрудник, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН
Россия, 450077, Уфа, ул. К.Маркса, д. 16/2

Александр Владимирович Сначёв – кандидат геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией «Рудных месторождений», Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН Россия, 450077, Уфа, ул. К.Маркса, д. 16/2

Всеволод Юрьевич Прокофьев – доктор геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Россия, 119017, Москва, Старомонетный переулок, д. 35

Статья поступила в редакцию 22.06.2021;
Принята к публикации 14.10.2021; Опубликовано 30.03.2022

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Physicochemical conditions of the formation of the Larino granite-gneiss dome (South Ural)

V.I. Snachev¹, A.V. Snachev^{1*}, V.Yu. Prokofiev²

¹Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

²Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Aleksandr V. Snachev, e-mail: savant@rambler.ru

Abstract. The Larino granite-gneiss dome is located on the border of the Aramil-Sukhtelya and Magnitogorsk megazones and is a two-headed anticlinal structure, the nuclear parts of which are composed of granitoids of the Pervomai and Larino massifs, and their framing – apovolcanic amphibolites, garnet-mica-tins, garnet-amphibolites siliceous-carbonaceous schists of the Bulatovo Series (S₁–D₁bl). A series of concentric high-gradient zones of metamorphism are observed from granitoids to shales. Mineral parageneses of the amphibolite facies at a distance of several kilometers are replaced by associations of epidote-amphibolite and greenschist facies.

It has been proven that granitoids belong to the granite-migmatite formation, are close to trondhjemites of the inner parts of the continents (granites, leucogranites) and continental margins (gneissized, migmatized granitoids) and were formed in intraplate and collisional geodynamic settings.

Crystallization of granites took place at temperatures of 780–840°C and a pressure of 2.1–3.7 kbar, plagiogranites – 880–940°C and 2.9–3.3 kbar, which corresponds to the abyssal depth zone (7–11 km). For granitoids formed in the process of metasomatic granitization (gneissized and migmatized rocks), formation temperatures are noticeably lower – 650–680°C, and the pressure is higher – 6.6–7.0 kbar (almandine amphibolite facies).

Keywords: South Ural, Larino dome, geodynamics, petrogeochemistry, granite-gneisses, migmatites, granites, melt inclusions, garnet-amphibole thermobarometer

Acknowledgements

This work was carried out as part of the State Assignment of the IG UFRC RAS, topic No. FMRS-2022-0011.

Recommended citation: Snachev V.I., Snachev A.V., Prokofiev V.Yu. (2022). Physicochemical conditions of the formation of the Larino granite-gneiss dome (South Ural). *Georesursy = Georesources*, 24(1), pp. 74–83. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.1.7>

References

Art J.G. (1983). Some trace elements in trondhjemites: their importance for elucidating the genesis of magma and paleotectonic conditions.

Trondhjemites, dacites and related rocks. Ed. F. Barker. Moscow: Mir, pp. 99–105. (In Russ.)

Bluman B.A., Dyakonov Y.S., Krasavina T.N., Pavlov M.G. (1974). Using thermal and X-ray graphite characteristics to determine the level and type of metamorphism. *Zapiski RMO = Proceedings of the Russian Mineralogical Society*, 103(1), pp. 95–103. (In Russ.)

Borneman-Starynkevich I.D. (1964). Guide for the calculation of the formulas of minerals. Moscow: Nauka, 224 p. (In Russ.)

Buseck P.R., Beyssac O. (2014). From organic matter to graphite: graphitization. *Elements*, 10, pp. 421–426. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.6.421>

Coleman R.G., Donato M.M. (1983). Once again about oceanic plagiogranites. *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Ed. F. Barker, Moscow: Mir, pp. 118–130. (In Russ.)

Eskola P.E. (1949). The problem of mantled gneiss domes. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 104(4), pp. 461–476. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1948.104.01-04.21>

Fershtater G.B. (2013). Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Yekaterinburg: RIO UB RAS, 368 p. (In Russ.)

Keilman G.A. (1974). Migmatite complexes of mobile belts. Moscow: Nedra, 200 p. (In Russ.)

Keilman G.A. (1988). Granitization and tectonics. Sverdlovsk: SGI publ., 36 p. (In Russ.)

Koval P.V., Prokofiev V.Yu. (1998). P–T conditions of crystallization of granitoids in the Mongolia–Okhotsk Zone: evidence from studies of melt and fluid inclusions in minerals. *Petrology*, 6(5), pp. 451–465. (In Russ.)

Kovalev S.G., Snachev V.I., Romanovskaya M.A. (1995). New geological and petrogenetic aspects of the formation of the Kusinsko-Kopan complex. *Moscow University Geology Bulletin*, 4, pp. 81–85. (In Russ.)

Marakushev A.A. (1965). Problems of mineral facies of metamorphic rocks. Moscow: Nauka, 327 p. (In Russ.)

Miyashiro A. (1976). Metamorphism and metamorphic belts. Moscow: Mir, 535 p. (In Russ.)

Naumov V.B. (1969). Thermometric study of melt inclusions in quartz phenocrysts of quartz porphyry. *Geokhimiya*, 4, pp. 494–498. (In Russ.)

Naumov V.B. (1979). Determination of concentration and pressure of volatiles in magmas from inclusions in minerals. *Geokhimiya*, 13, pp. 33–40. (In Russ.)

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of Petrology*, 25(4), pp. 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>

Perchuk L.L., Ryabchikov I.D. (1976). Phase correspondence in mineral systems. Moscow: Nedra, 287 p. (In Russ.)

Permyakov B.N. (2000). Chashkov–Elanchik migmatite-gneiss-granite massif (South Urals). Miass: IGZ UB RAS, 187 p. (In Russ.)

Puchkov V.N., Ivanov K.S. (1989). On the stratigraphy of black shale strata in the east of the Urals. *Ezhgodnik-1988*. Sverdlovsk: IGG UrO RAN, pp. 4–7. (In Russ.)

Puzhakov B.A., Saveliev V.P., Kuznetsov N.S., Shokh V.D., Shchulkin E.P., Shchulkina N.E., Zhdanov A.V., Dolgova O.Ya., Tarelkina E.A., Orlov M.V. (2013). State geological map of the Russian Federation. Scale

1:1 000 000 (3rd ed.). Ural series, Sheet N-41 (Chelyabinsk), Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI, 415 p. (In Russ.)

Puzhakov B.A., Shokh V.D., Schulkina N.E., Shchulkin E.P., Dolgova O.Ya., Orlov M.V., Popova T.A., Tarelkina E.A., Ivanov A.V. (2018). State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000 (2nd ed.) South Ural series, Sheet N-41-XIII (Plast). Explanatory note. Moscow: VSEGEI, 205 p. (In Russ.)

Salop L.I. (1971). Two types of Precambrian structures: gneiss folded ovals and gneiss domes. *Bulletin MOIP. Geological department*, 4, pp. 5–30. (In Russ.)

Shevchuk V.V. (1987). Structural position of granite-gneiss domes of the Borshchevich ridge (Eastern Transbaikal). *Proceedings of HEE. Geology and exploration*, 5, pp. 33–36. (In Russ.)

Sinita S.M. (1975). Gneiss domes of the Nerchin ridge in Eastern Transbaikal. Novosibirsk: Nauka, 138 p. (In Russ.)

Snachev A.V., Snachev V.I., Romanovskaya M.A. (2015). The geology, petrogeochemistry, and ore content of carbonaceous deposits from the Larinsky dome (South Urals). *Moscow University Geology Bulletin*, 70(2), pp. 131–140. <https://doi.org/10.3103/S014587521502009X>

Snachev A.V., Snachev V.I., Rykus M.V. (2010). Prospects for ore-bearing carbonaceous deposits in the western framing of the Suunduk granite massif. *Neftegazovoe delo*, 8(2), pp. 11–20. (In Russ.)

Snachev V.I. (2014). Formation conditions and zoning of rocks of the metamorphic complex of the Kochkar anticlinorium (East Ural uplift). *Geologicheskii sbornik*, 11, pp. 118–122. (In Russ.)

Snachev V.I., Shchulkin E.P., Murkin V.P., Kuznetsov N.S. (1990). Magmatism of the East Ural belt of the South Urals. Ufa: Institute of Geology, BNTs, UrO of the USSR AS, 179 p. (In Russ.)

Solodov N.A., Balashov A.S., Kremenetsky A.A. (1980). Geochemistry of lithium, rubidium and cesium. Moscow: Nedra, 233 p. (In Russ.)

Sorvachev K.K. (1978). Plastic deformations in granite-gneiss structures. Moscow: Nauka, 122 p. (In Russ.)

Thermo- and barometry of metamorphic rocks (1977). Leningrad: Nauka, 207 p. (In Russ.)

Wakita H., Rey P., Schmitt R.A. (1971). Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. *Proceedings of the Lunar Science Conference*. Oxford: Pergamon Press, 2, pp. 1319–1329.

Zhdanov A.V., Obodov V.A., Makariev L.B., Matyushkov A.D., Molchanova E.V., Stromov V.A. (2018). State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200,000, 2nd ed. Yuzhnouralskaya series. Sheet N-40-XVIII (Uchaly), Explanatory note. Moscow: VSEGEI, 386 p. (In Russ.)

About the Authors

Vladimir I. Snachev (08.11.1955–08.03.2022) – DSc (Geology and Mineralogy), Professor, Chief Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

Aleksandr V. Snachev – PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Head of the Ore Field Laboratory, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

e-mail: Savant@rambler.ru

Vsevolod Yu. Prokofiev – DSc (Geology and Mineralogy), Professor, Leading Researcher, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences

35, Staromonetny lane, Moscow, 119017, Russian Federation

Manuscript received 22 June 2021;

Accepted 14 October 2021; Published 30 March 2022