

Геология, физико-химические и геодинамические условия формирования Соколовского и Краснокаменского гранитоидных массивов (Южный Урал)

В.И. Сначёв¹, А.В. Сначёв^{1*}, Б.А. Пужаков²

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

²ООО «Научно-производственное предприятие Челгео», Челябинск, Россия

В статье приводится описание геологического строения Соколовского и Краснокаменского массивов, расположенных в центральной части Западной подзоны Челябинско-Адамовской зоны Южного Урала. Массивы имеют нижнекаменноугольный возраст и прорывают вулканогенно-осадочные отложения краснокаменной (D_3kr) и булагтовской (S_1-D_1bl) толщ. Установлено, что данные интрузии относятся к габбро-сиенитовому комплексу и сложены габброидами (I фаза) и сиенитами, кварцевыми монцонитами, реже монцодиоритами (II фаза). Преобладают породы второй фазы (90–95 %). Габбро относится к нормальнощелочному ряду натровой серии и близки к толеитовым базитам, образование которых связано с рифтогенными структурами; сиениты соответствуют умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Доказано, что по своим петрографическим, петрохимическим, геохимическим и металлогеническим особенностям (содержанию TiO_2 , K_2O , Na_2O , Rb, Sr, распределению редкоземельных элементов, наличию скарново-магнетитового оруденения) породы рассматриваемых массивов, несомненно, принадлежат к габбро-гранитной формации.

Кристаллизация Соколовской и Краснокаменской интрузий происходила при температуре 880–930 °С в мезоабиссальной зоне на глубине порядка 7–8 км ($P = 2,2–2,4$ кбара). На постмагматической стадии параметры преобразования исходно магматических пород составляли соответственно: $T = 730–770$ °С, $P = 4,0–4,2$ кбара. Принадлежность данных массивов к габбро-гранитной формации позволяет включить их, совместно с Большаковским, Ключевским, Куртмакским и Камбулатовским, в состав Челябинско-Адамовского сегмента южноуральской раннекаменноугольной рифтовой системы.

Ключевые слова: Соколовский массив, Краснокаменский массив, Челябинско-Адамовская зона, граниты, сиениты, давление, температура, геодинамика, расплавы включения, биотит-амфиболовый термобарометр

Для цитирования: Сначёв В.И., Сначёв А.В., Пужаков Б.А. (2021). Геология, физико-химические и геодинамические условия формирования Соколовского и Краснокаменского гранитоидных массивов (Южный Урал). *Георесурсы*, 23(1), с. 85–93. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.9>

Введение

Работами В.Н. Пучкова (Пучков, 2000), Г.Б. Ферштатера (Ферштатер, 2013), Д.Н. Салихова и др. (Салихов и др., 2014), А.В. Сначёва и др. (Сначёв и др., 2009) было показано, что в осевой области Магнитогорской и Челябинско-Адамовской мегазон Южного Урала и в Тагильской мегазоне Среднего Урала в раннекаменноугольное время в тыловодужном бассейне девонской островной дуги сформировалась рифтовая система. В ее пределах происходило накопление умереннощелочных и высокотитанистых вулканогенных пород греховской ($C_1t_2-v_1$) и березовской ($C_1t_2-v_2$) свит, а также внедрение интрузий габбро-гранитной формации (Rb-Sr и Sm-Nd возраст – 333 ± 4 и 330 ± 20 млн лет (Ронкин, 1989), для которых характерны надсубдукционные и рифтогенные геохимические признаки (Ферштатер, 2013). На всем протяжении Магнитогорского сегмента рифтовой системы, кроме габброидов, тоналитов, гранитоидов нормальной щелочности, отмечены сиениты, граносиениты, щелочные граниты завершающих фаз становления гранитоидных

массивов. Однако в Челябинско-Адамовском ее сегменте до настоящего времени субщелочные и щелочные породы в составе габбро-гранитной формации установлены не были. Здесь отмечены лишь габбро (Большаковский массив), диориты, гранодиориты (Ключевской массив) и граниты (Куртмакский, Камбулатовский массивы). Вместе с тем, в непосредственной близости от Большаковской интрузии (в 1,8 и 3,7 км западнее) находятся Соколовский и Краснокаменский массивы, принадлежащие габбро-сиенитовому комплексу, и для которых отсутствовали данные по формационной привязке, физико-химическим и геодинамическим условиям образования. Проведенные в 2010–2018 гг. геолого-съёмочные (листы: N-41-VII Миасс и N-41-XIII Пласт, масштаб 1:200 000 (Петров и др., 2003; Пужаков и др., 2018)) и научно-исследовательские работы позволили восполнить этот пробел.

Цель данной статьи – доказать принадлежность Соколовского и Краснокаменского массивов к Челябинско-Адамовскому сегменту южноуральской раннекаменноугольной рифтовой системы. Для её достижения решались следующие основные задачи: 1) дать комплексную петрографическую, геохимическую и металлогеническую характеристику породам Соколовского и Краснокаменского массивов; 2) установить формационную принадлежность

* Ответственный автор: Александр Владимирович Сначёв
e-mail: SAVant@inbox.ru

© 2021 Коллектив авторов

рассматриваемых интрузий; 3) оценить физико-химические условия (температуру, давление и зону глубинности) их кристаллизации; 4) реконструировать геодинамическую обстановку образования массивов. Основой для выполнения поставленных задач послужил ряд аналитических исследований, в том числе: гомогенизация расплавных включений в кварце гранитоидов, микронзондовое изучение химического состава биотит-амфиболовых парагенезисов, петрографическое описание пород, силикатный и нейтронно-активационный анализы всех их разновидностей на петрогенные, редкоземельные и малые элементы.

Методика исследований

Силикатный анализ выполнен по стандартной методике в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина), нейтронно-активационный – на редкоземельные (РЗЭ) и малые элементы (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 Центральной лаборатории анализа вещества (ЦЛАВ) (г. Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, аналитик Д.Ю. Сапожников), рентгенорадиометрический (Ta, Nb, Y) – в испытательном центре ЦЛАВ (аналитик А.Л. Лоренц).

Для определения *P-T* условий кристаллизации гранитоидов изучены биотит-амфиболовые парагенезисы по методикам Л.Л. Перчука, И.Д. Рябчикова (Перчук, Рябчиков, 1976) и С.В. Прибавкина (Прибавкин, 2019). Составы биотитов и амфиболов, отобранных из сиенита Краснокаменского массива, проанализированы В.А. Котляровым (Институт минералогии 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 (эталоны для биотита – биотит, для амфибола – амфибол).

Для изучения физико-химических условий становления гранитоидов Соколовского массива нами в ИГЕМ РАН (г. Москва, аналитик В.Ю. Прокофьев) выполнены исследования расплавных включений в кварце. В нем обнаружены мелкие (7–21 мкм) образования силикатного расплава, содержащие анизотропные кристаллы силикатов (кварц, полевые шпаты), газовые пузырьки (0,4–6,0 об.%) и водный раствор в интерстициях.

Гомогенизация расплавных включений осуществлялась методом закалки в муфеле конструкции В.Б. Наумова (Наумов, 1969) с точностью определения температуры ± 10 °С (Коваль, Прокофьев, 1998). 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 THMSG-600 фирмы «Linkam». Флюидное давление и концентрация воды в расплаве оценивались по методике В.Б. Наумова (Наумов,

1969). Для каждой пробы исследовались три группы включений с одинаковыми фазовыми соотношениями с целью получения представительной информации.

Геологическое строение гранитоидных массивов

Краснокаменский габбро-сиенитовый комплекс, в состав которого кроме Краснокаменского и Соколовского массивов входят мелкие тела в их обрамлении, расположен в западной части Челябинско-Адамовской зоны и представлен сиенитами, кварцевыми монцонитами, реже монцодиоритами и габбро (рис. 1). Преобладают сиениты и кварцевые монцониты.

Краснокаменский массив имеет изометричную в плане форму и диаметр около 3 км. Согласно материалам поискового бурения и данным гравиметровых работ, его максимальная вертикальная мощность составляет около 1 км. Массив прорывает вулканогенно-осадочные породы краснокаменной толщи (D_3kr), а на востоке тектонически сочленяется с булатовскими (S_1-D_1bl) углеродистыми отложениями, представляющими собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичного накопления Au, Mo, W, Pt, Pd и других элементов (Юдович, Кетрис, 2015; Шумилова и др., 2016; Маслов и др., 2017; Gadd et al.,

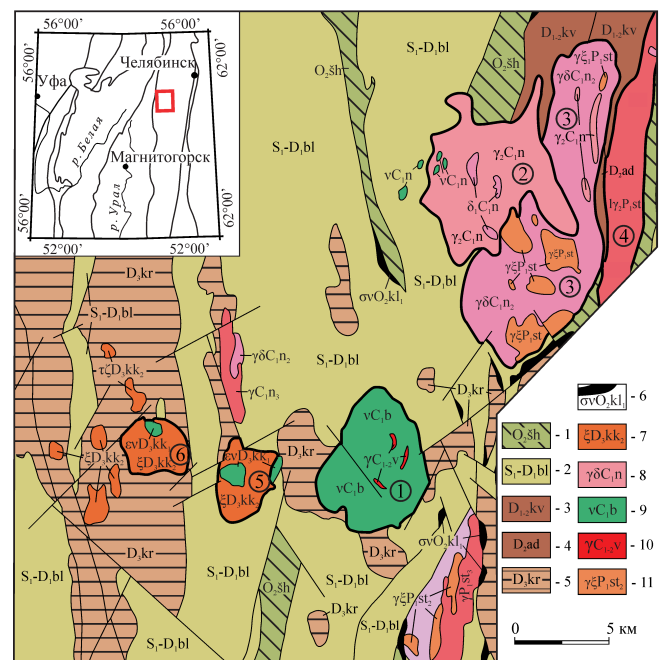


Рис. 1. Схематическая геологическая карта обрамления Соколовского и Краснокаменского массивов. 1 – шиметовская толща – афировые и мелкопорфировые базальты; 2 – булатовская толща – углеродистые сланцы и алевролиты; 3 – кулуевская свита – лавы и лавобрекчии базальтов; 4 – аджатаровская толща – базальты, андезиты и их туфы; 5 – краснокаменная толща – трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 6 – куликовский комплекс – серпентиниты аподунитовые, апогарцибургитовые; 7 – краснокаменский комплекс – габбро, сиениты; 8 – неплюевский (кукушкинский) комплекс – габбро (v), диориты (d), граниты (γ); 9 – большаковский комплекс – габбро, габбро-диабазы; 10 – варшавский комплекс – граниты, лейкограниты; 11 – степнинский комплекс – граниты. Цифры в кружках массивы: 1 – Большаковский, 2 – Ключевской, 3 – Куртмакский, 4 – Калиновский, 5 – Соколовский, 6 – Краснокаменский.

2019). На Южном Урале в черносланцевых толщах в последнее время открыто несколько золоторудных объектов (Рыкус и др., 2009; Сначёв, Сначёв, 2014). Вмещающие породы вблизи контакта ороговикованы. Зона ороговикования на некоторых участках имеет ширину до 1 км и является областью выноса некоторых металлов и в первую очередь золота (Lecomte et al., 2017; Parnell et al., 2017).

Массив имеет двухфазное строение: габброиды первой фазы слагают тело (0,8×1,0 км) в его северной части, а основу составляют сиениты второй фазы. Все разновидности пород второй фазы связаны между собой постепенными переходами. По распространенности габброиды составляют 7 %, монцодиориты и кварцевые монцониты до 34 %, сиениты до 59 %. Под микроскопом габбро на 50 % состоит из эпидотизированного плагиоклаза, густоокрашенного сине-зеленого амфибола (45 %), хлорита (2 %), рудного минерала (2 %), апатита (2 %), с амфиболом постоянно ассоциирует магнетит. Обычно сиениты – массивные, средне- и крупнозернистые породы, иногда порфириовидные. Их состав: калиевый полевой шпат (40–60 %) с частыми пертитовыми вростками (микроклин-микротеррит низкой степени упорядоченности), плагиоклаз (30–50 %), биотит (5–10 %), роговая обманка (до 5 %), кварц (до 5 %); вторичные минералы – эпидот (5–20 %) и серицит (до 10 %); акцессорные – апатит, сфен; рудные – магнетит, лейкоксенизированный титаномагнетит. Калиевый полевой шпат содержит многочисленные пертитовые вростки альбита, как правило, он пелитизирован. Плагиоклаз соответствует по составу олигоклазу и олигоклаз-андезину № 27–30, по нему развивается тонкочешуйчатый агрегат эпидота, серицита и биотита. Роговая обманка имеет железистость ниже чем у биотита и обычно замещается эпидотом. Акцессорные минералы в породах представлены апатитом, сфеном, магнетитом, титаномагнетитом и лейкоксеном. Монцодиориты отличаются от сиенитов несколько большим содержанием темноцветных минералов и более основными плагиоклазами, а в кварцевых монцонитах возрастает доля кварца. Жильная серия комплекса представлена сиенит-порфирами, слагающими жильобразные тела по периферии Краснокаменского массива. Структура пород порфириовая, среди вкрапленников отмечены калиево-натриевый полевой шпат и плагиоклаз; в основной массе – плагиоклаз, калиево-натриевый полевой шпат, единичные зерна кварца и биотита.

Соколовский массив слабо обнажен и имеет площадь порядка 4,5×3,0 км. Он прорывает породы тех же толщ, что и Краснокаменский, и характеризуется более глубоким эрозионным срезом, а также более меланократовым составом. В северо-западной части массива выделено тело габброидов площадью около 1 км². Габбро относится к первой фазе, а монцодиориты, кварцевые монцониты и сиениты – ко второй. По результатам интерпретации поля силы тяжести, западный его контакт падает на запад под углом 60°, а восточный, вскрытый горными выработками, имеет восточное падение (70–75°). Вблизи контакта сиениты содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород. Мощность зоны, насыщенной ксенолитами составляет 200–250 м.

Абсолютный возраст сиенитов Соколовского массива, полученный В.Ф. Турбановым в 1975 году К-Аг методом, составляет 323±16 млн лет. С рассматриваемым

габбро-сиенитовым комплексом пространственно и генетически связано скарново-магнетитовое и медно-молибденовое оруденение. Краснокаменское скарново-магнетитовое проявление расположено в зоне северо-западного контакта одноименного массива и связано со скарнами и полевошпатовыми метасоматитами предположительно по трахибазальтам и их туфам. По структурно-текстурным особенностям здесь выделяются два основных типа руд: массивные и прожилково-вкрапленные. Среднее содержание железа в сплошных рудах, залегающих на глубинах порядка 1 км, – от 46 % до 61 %, во вкрапленных – от 26 % до 44 %. Прогнозные ресурсы железной руды, подсчитанные Ю.Н. Павлениным в 1980 году, составляют 80–100 млн т. Зауральское медно-молибденовое проявление также расположено в зоне западного экзоконтакта Краснокаменского массива и представлено вкрапленностью молибденита (до 0,48 %) и сульфидов меди. Примечательно, что с гранитоидными интрузиями магнитогорского комплекса связаны крупные титаномагнетитовые и скарново-магнетитовые месторождения, а сами породы имеют отчетливую специализацию на молибден (Ферштатер, 2013).

Результаты исследований и их обсуждение

По химическому составу габбро Соколовского и Краснокаменского массивов относятся к нормальнощелочному ряду натриевой серии. Они обладают средними содержаниями TiO₂ (0,92–1,78 %), низкими – суммарного железа (7,90–9,03 %), CaO (6,71–9,82 %) и повышенными – Na₂O (3,75–5,57 %) и P₂O₅ (0,23–0,59 %) (табл. 1). Сиениты соответствуют умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Им свойственны низкая титанистость (0,20–0,60 % TiO₂) и высокая глиноземистость (17,26–19,38 % Al₂O₃). В породах комплекса отмечаются вышекларковые содержания (n×10⁻³ %): Co (1–3), Cr (15–50), V (12–18), Sc (0,5–0,7), Cu (7–10), Zn (7–13), Pb (2–5), Ba (70–100).

Для выяснения формационной принадлежности и реконструкции палеогеодинамических условий образования интрузий краснокаменского комплекса нами использовались преимущественно габброиды. Связано это с известным фактом, что они зарождаются на больших глубинах, чем легкоплавкие гранитоиды, и лучше всего отвечают исходному расплаву (Ферштатер, 2013; Сначёв и др., 2019). По перечисленным выше петрохимическим характеристикам они относятся к толеитовым базитам, образования которых связано либо с рифтогенными структурами, либо с океаническими островами (Геодинамические реконструкции, 1989).

Рассмотрим диаграмму 2А (рис. 2), на которой в координатах TiO₂ – (K₂O+Na₂O) вынесены габброиды Соколовского и Краснокаменского массивов, а также магнитогорского и неплюевского (Большаковский и Ключевской массивы) комплексов. Хорошо видно, что все основные породы вышечисленных интрузий образуют единую область в поле габбро-гранитной формации. Подтверждение тому находим и при анализе в габброидах содержаний Rb, Sr и P3Э. Так, графики нормированного по Н. Wakita и др. (Wakita et al., 1971) распределения P3Э в габброидах краснокаменского комплекса (табл. 2, рис. 2Б) характеризуются накоплением содержаний легких P3Э

№ 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	51,24	0,92	17,82	3,82	4,11	0,21	5,60	9,82	3,75	0,23	0,59	2,58	100,60
2	51,08	1,56	16,81	2,27	5,63	0,17	5,73	9,64	4,70	0,34	0,36	1,40	99,69
3	50,60	1,63	16,25	3,41	5,62	0,09	5,18	8,06	5,57	0,28	0,23	2,61	99,23
4	51,96	1,78	15,49	4,16	4,08	0,15	6,36	6,71	4,06	0,64	0,56	3,51	99,46
5	49,11	1,60	18,53	4,07	4,28	0,12	6,07	8,00	5,30	0,17	0,32	2,30	99,87
6	56,82	0,57	18,03	4,60	2,71	0,08	1,71	5,67	3,77	5,06	0,33	0,12	99,46
7	57,04	0,41	18,43	1,30	4,17	0,09	1,44	2,96	4,00	6,30	0,22	3,24	99,40
8	57,28	0,60	18,82	4,80	2,05	0,11	1,87	3,68	5,00	5,27	0,36	1,06	100,45
9	57,94	0,50	17,58	3,30	3,12	0,12	2,60	4,77	3,75	4,90	0,37	1,00	99,95
10	59,39	0,20	19,38	2,16	2,47	0,08	0,71	3,26	4,12	6,50	0,18	1,16	99,51
11	59,46	0,28	18,51	1,49	3,21	0,10	0,71	3,40	4,06	6,44	0,22	1,70	99,48
12	59,55	0,45	17,26	0,86	6,13	0,13	2,20	3,41	3,60	4,90	0,20	1,82	100,46
13	60,01	0,46	17,86	2,38	2,47	0,14	1,34	4,73	4,30	5,00	0,23	0,90	99,72
14	61,24	0,47	18,10	3,82	1,08	0,09	1,06	3,44	3,96	5,92	0,29	0,96	100,37
15	65,56	0,28	17,71	1,87	0,51	0,05	0,92	2,70	5,00	5,13	0,20	1,02	100,50

Табл. 1. Химический состав (мас. %) интрузивных пород краснокаменского комплекса. 1–5 – габбро; 6–13 – сиенит; 14, 15 – кварцевый сиенит.

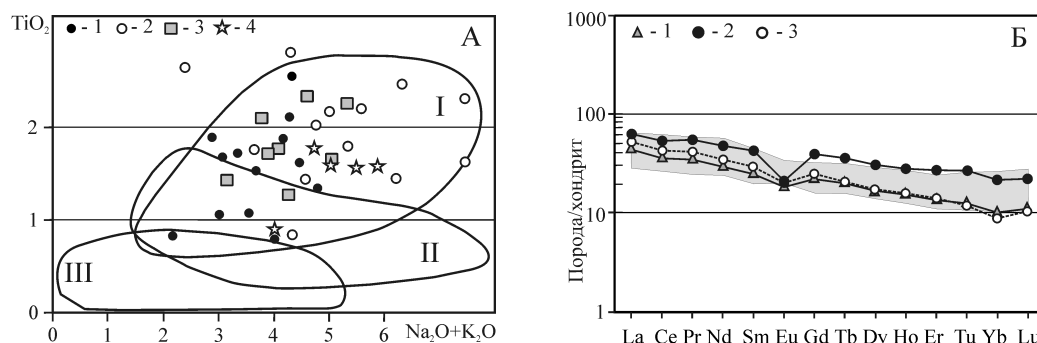


Рис. 2. Диаграммы (Na₂O+K₂O) – TiO₂ (А), по А.В. Сначёву и др. (Сначёв и др., 2009), и PЗЭ–C_{РЗЭ}/C_N (Б) для габброидов габбро-гранитной формации: (А) 1 – Большаковский массив, 2 – магнитогорский комплекс, по Г.Б. Ферштатеру (Ферштатер, 2013), 3 – Ключевской массив, 4 – краснокаменский комплекс (табл. 1). Поля формаций: I – габбро-гранитная, II – дунит-клинопироксенит-габбровая, III – дунит-гарцибургитовая; (Б) 1–3 – габброиды (табл. 2). Серое поле соответствует габброидам габбро-гранитной формации.

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	16,1	35,7	4,50	20,1	5,70	1,58	7,20	1,13	6,01	1,27	3,30	0,48	2,39	0,41
2	22,3	51,6	6,88	32,9	9,87	1,78	12,73	2,00	10,9	2,29	6,58	1,01	5,03	0,80
3	18,3	40,2	5,20	23,0	6,71	1,73	8,00	1,13	6,07	1,30	3,33	0,44	2,07	0,38
4	22,4	49,8	5,77	24,1	5,19	1,24	3,86	0,58	3,05	0,64	1,90	0,29	2,05	0,37
5	28,6	65,2	8,01	34,2	7,39	1,86	6,29	0,82	3,92	0,63	2,10	0,33	2,49	0,34

Табл. 2. Содержание редкоземельных элементов (ррт) в габброидах (1–3) и гранитоидах (4–5) Краснокаменского и Соколовского массивов: Номера образцов по строкам – 4 соответствует № 15 в табл. 1; 5 – соответствует № 8 в табл. 1.

от Sm (K_N = 23,6–33,6) к La (K_N = 47,4–84,1), слабой дифференцированностью тяжелых РЗЭ на уровне K_N = 8,4–14,1 (Er_N = 8,4–14,1; Yb_N = 9,0–11,0; Lu_N = 9,7–11,7) и отсутствием четко выраженной Eu аномалии. А на диаграмме Rb-Sr для интрузивных серий Южного Урала, образовавшихся в различных геодинамических обстановках (Ферштатер и др., 1984), они практически все укладываются в поле, ограниченное интервалами по Rb – 30–120 г/т и Sr – 150–420 г/т, что также соответствует габбро-гранитной формации (рис. 3) и резко отличаются от гранитоидов Степнинского массива (Сначёв и др., 2018). Примечательно, что по содержаниям Rb, Y, Nb, Ta и Yb (табл. 3) породы краснокаменского комплекса на всех диаграммах J.A. Pearce и др. (Pearce et al., 1984) (рис. 4) располагаются в полях, принадлежащих гранитоидам вулканических дуг и внутриплитных геодинамических обстановок.

Обратимся к реконструкции физико-химических условий становления гранитоидных интрузий. Результаты термометрических исследований расплавных включений в кварце сиенитов Соколовского массива приведены в таблице 4. Начало плавления силикатных фаз и полная гомогенизация наиболее мелких включений происходила, соответственно, при T = 610–640 °C и 880–930 °C. Гомогенизация флюида с переходом в жидкость фиксируется при T = 345–365 °C. Величина давления, рассчитанная по методике В.Б. Наумова (Наумов, 1979), для интервала между температурой гомогенизации водного флюида и температурой появления силикатного расплава (610 °C), составляет 2150–2370 бар.

Подобные его значения характерны для глубин около 7–8 км (мезоабиссальная зона). Если солевые компоненты флюида представлены только хлоридом натрия, то

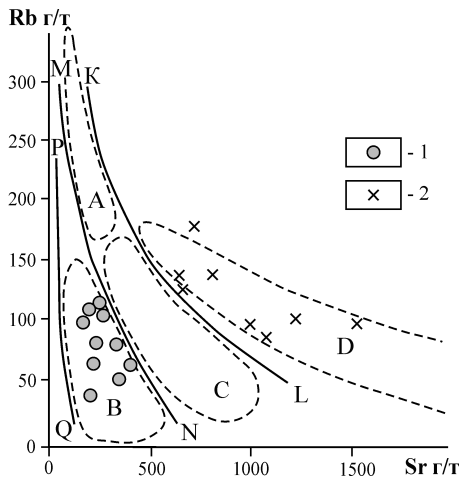


Рис. 3. Диаграмма Rb-Sr по Феритатеру (Феритатер, 2013) для гранитоидов Соколовского, Краснокаменского (1) (собственные данные) и Степнинского (2) (Феритатер, 2013) массивов: поля пород – производные различных исходных магм: левее линии PQ – толеитовой океанической; NQPM – толеитовой континентальной островодужной; LNMK – 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 – монцитит-гранитной.

№ п/п	Rb	Y	Nb	Ta	Yb
1	109	51	17	4	4,7
2	52	10	5	1	2,0
3	65	35	7	3	5,2
4	65	30	5	1	2,5
5	96	40	13	2	4,0
6	115	40	8	3	7,1
7	105	50	10	6	6,2
8	45	9	21	4	4,3
9	73	14	10	3	2,9
10	72	19	14	2	2,2

Табл. 3. Содержания Rb, Y, Nb, Ta, Yb (г/т) в гранитоидах Соколовского и Краснокаменского массивов. Y, Ta, Nb – получены рентгенорадиометрическим методом; Rb, Yb – нейтронно-активационным методом.

концентрация хлора в расплаве оценивается в 0,11–0,15 мас. %, а воды – 2,4–2,9 мас. %. При температурах от (–5,5) до (–4,7) °С происходило плавление льда, что соответствует концентрации 7,5–8,6 мас. % раствора NaCl (Bodnar, Vityk, 1994). Содержания во флюиде хлора и солей, а также флюидонасыщенность расплава являются весьма важными параметрами, которые играют существенную роль при экстракции и переносе ряда металлов (Коваль, Прокофьев, 1998). В сиенитах Соколовского массива концентрация солей во флюиде находится в пределах 7,5–8,6 мас. %, что, по данным вышеуказанных авторов, очень близко к редкометальным гранитоидам Монголо-Охотской зоны.

Для Краснокаменского массива определение P–T условий кристаллизации гранитоидов проведено на основе изучения биотит-амфиболового парагенезиса (Перчук, Рябчиков, 1979; Термо- и барометрия..., 1977; Henry et al., 2005; Mutch et al., 2016; Angiboust, Harlov, 2017). Монофракции биотита и амфибола отобраны из трех проб

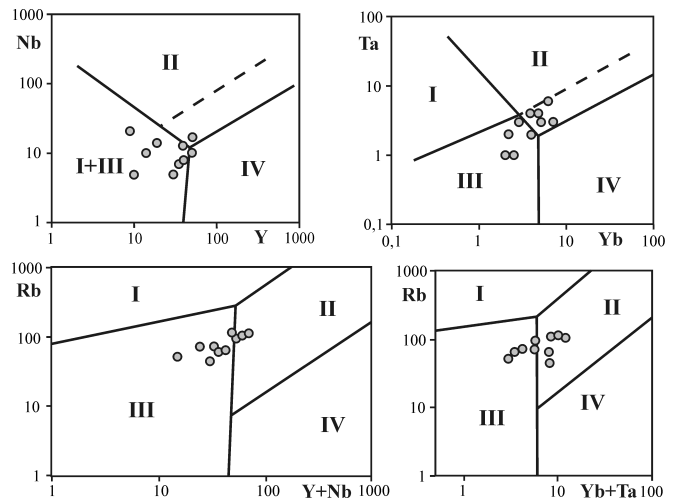


Рис. 4. Диаграммы Pearce J.A. и др. (Pearce et al., 1984) для гранитоидов Соколовского и Краснокаменского массивов (табл. 3): I – коллизионные граниты, II – внутриплитные граниты, III – граниты вулканических дуг, IV – граниты океанических хребтов.

Параметры	Пл 7/3		
	1	2	3
n	3	3	2
T гомогенизации флюида, °С	365 Ж	358 Ж	345 Ж
T плавления льда, °С	–5,5	–4,9	–4,7
С солей, мас. % экв. NaCl	8,6	7,7	7,5
V флюида, об. %	10,6	9,8	8,4
dP/dT, бар/°С	8,6	7,9	8,4
P, бар	2370	2150	2230
d флюида, г/см ³	0,69	0,70	0,71
С (H ₂ O), мас. %	2,9	2,7	2,4
С(Cl), мас. %	0,15	0,13	0,11
T начала плавления, °С	640	630	610
T гомогенизации расплава, °С	930	910	880

Табл. 4. Результаты исследования расплавных включений в кварце гранитоидов Соколовского массива (обр. 7/3). n – количество изученных включений в каждой из трех групп с одинаковыми фазовыми соотношениями. Исследования расплавных включений проведены В.Ю. Прокофьевым (ИГЕМ, г. Москва). Методика в кратком виде описана в тексте статьи, а подробно – в работах В.Б. Наумова (Наумов, 1969; Наумов, 1979).

сиенита и проанализированы на растровом электронном микроскопе (табл. 5).

Кристаллохимические формулы минералов рассчитывались по методике И.Д. Борнеман-Старынкевич (Борнеман-Старынкевич, 1964). Из таблицы 5 следует, что: 1) составы обоих минералов в трех проанализированных пробах очень близки друг другу, вариации оксидов в них незначительны; 2) магнезиальность биотита ниже, чем у амфибола ($X_{Mg/(Mg+Fe+Mn)}^{Bi} = 0,41–0,44$; $X_{Mg/(Mg+Fe+Mn)}^{Amf} = 0,53–0,59$); 3) кристаллохимическая формула амфибола соответствует актинолиту, для которого характерны низкие содержания TiO₂ (0,06–0,28 %), Al₂O₃ (1,36–3,34 %), щелочей (K₂O+Na₂O = 0,38–1,42 %); 4) коэффициент распределения Mg и Fe между биотитом и амфиболом – $K_D = (X_{Mg}^{Bi}/X_{Fe}^{Bi})/(X_{Mg}^{Amf}/X_{Fe}^{Amf})$ – используемый в качестве критерия различия биотитов (Прибавкин, 2019), кристаллизующихся непосредственно из расплава ($K_D > 1$), и тех, которые образуются при замещении роговой обманки ($K_D < 1$), составляет для Краснокаменского массива 0,56–0,64. Всё перечисленное выше указывает на то, что

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg} [*]
Bi-1	38,28	1,74	15,24	22,26	0,32	-	10,06	0,00	8,90	96,79	0,44
Bi-2	37,64	1,44	15,46	22,69	0,29	-	9,75	0,47	8,60	96,33	0,43
Bi-3	37,31	1,46	15,79	23,16	0,31	-	9,04	0,00	8,78	95,85	0,41
Amf-1	54,08	0,06	2,09	16,46	0,43	11,46	13,48	0,20	0,18	98,44	0,59
Amf-2	51,51	0,28	3,34	18,25	0,33	11,04	12,40	1,00	0,42	98,58	0,54
Amf-3	53,73	0,11	1,36	18,57	0,64	10,34	12,35	0,58	0,23	97,91	0,53

Bi-1 – (K_{0,87}Na_{0,00})_{0,87}(Mg_{1,15}Fe_{1,42}Mn_{0,02}Ti_{0,10}Al_{0,30})₃(Si_{2,93}Al_{1,07})₄O₁₀[O_{0,28}(OH)_{1,72}]₂
 Bi-2 – (K_{0,85}Na_{0,07})_{0,92}(Mg_{1,12}Fe_{1,46}Mn_{0,02}Ti_{0,08}Al_{0,32})₃(Si_{2,91}Al_{1,09})₄O₁₀[O_{0,31}(OH)_{1,69}]₂
 Bi-3 – (K_{0,87}Na_{0,00})_{0,87}(Mg_{1,05}Fe_{1,50}Mn_{0,02}Ti_{0,09}Al_{0,34})₃(Si_{2,90}Al_{1,10})₄O₁₀[O_{0,29}(OH)_{1,71}]₂
 Amf-1 – (Ca_{1,76}Na_{0,06}K_{0,03})_{1,85}(Fe_{1,97}Mg_{2,87}Ti_{0,01}Mn_{0,05}Al_{0,10})₅(Si_{7,75}Al_{0,25})₈O₂₂[O_{0,48}(OH)_{1,52}]₂
 Amf-2 – (Ca_{1,72}Na_{0,28}K_{0,07})_{2,07}(Fe_{2,21}Mg_{2,68}Ti_{0,03}Mn_{0,04}Al_{0,04})₅(Si_{7,47}Al_{0,53})₈O₂₂[O_{0,36}(OH)_{1,64}]₂
 Amf-3 – (Ca_{1,61}Na_{0,16}K_{0,04})_{1,81}(Fe_{2,24}Mg_{2,66}Ti_{0,01}Mn_{0,08}Al_{0,01})₅(Si_{7,77}Al_{0,23})₈O₂₂[O_{0,22}(OH)_{1,78}]₂

X_{Mg}^{*} = X^{Bi,Amf}_{Mg/(Mg+Fe+Mn)}

Табл. 5. Химический состав биотита (Bi) и амфибола (Amf) из сиенита (обр. 2126) Краснокаменского массива (мас. %)

рассматриваемый биотит-амфиболовый парагенезис образовался на постмагматической стадии.

Температура преобразования исходно магматических пород получена с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальностей биотита и амфибола (Перчук, Рябчиков, 1976). Вынесенные на неё составы этих минералов располагаются между изотермами 730 и 770 °С (рис. 5).

Кроме температуры по биотит-амфиболовому термометру можно, используя биотит-гранатовый термометр, чисто теоретически рассчитать давление (хотя в породах рассматриваемых массивов граната нет). Зная температуру и коэффициент X_{Mg/(Mg+Fe+Mn)} для биотита трех образцов, с помощью другой диаграммы (X^{Bi}_{Mg/(Mg+Fe+Mn)} – X^{Gr}_{Mg/(Mg+Fe+Mn)}) (Перчук, Рябчиков, 1976) можно получить коэффициент K = X^{Gr}_{Mg/(Mg+Fe+Mn)} для граната (K = 0,20 для 1-й пары, K = 0,17 – для 2-й, K = 0,16 – для 3-й). Затем рассчитывается коэффициент K* = X^{Gr}_{Mg/(Mg+Fe+Mn)} / X^{Bi}_{Mg/(Mg+Fe+Mn)} (lnK* = –0,79 для 1-й пары; lnK* = –0,93 – для 2-й; lnK* = 0,94 – для 3-й) и выносится на диаграмму P–T, позволяющую определить давление по T и lnK* в биотит-гранатовом парагенезисе (рис. 6) (Термо- и барометрия..., 1977).

Согласно этой диаграмме давление в момент образования темноцветных минералов (биотита и амфибола) на постмагматической стадии составляло около 4,0–4,2 кбара.

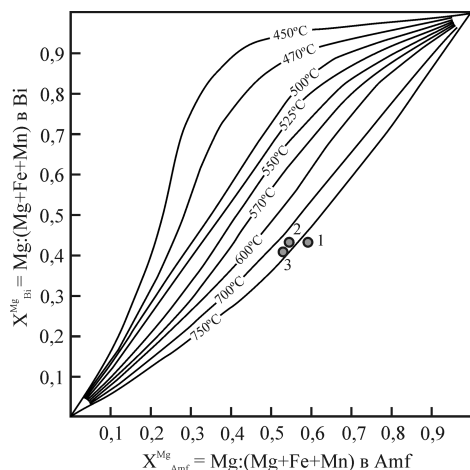


Рис. 5. Состав биотитов и амфиболов из сиенита Краснокаменского массива (табл. 5) на диаграмме фазового соответствия, по Л.Л. Перчуку, И.Д. Рябчикову (Перчук, Рябчиков, 1976): 1 – 1-я пара минералов (Bi-1, Amf-1), 2 – 2-я пара минералов (Bi-2, Amf-2), 3 – 3-я пара минералов (Bi-3, Amf-3).

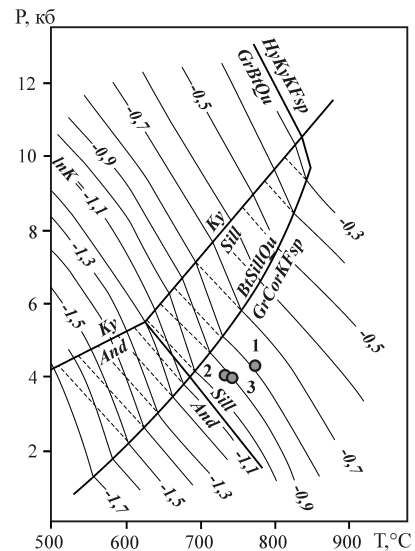


Рис. 6. Диаграмма P–T для определения давления по T и lnK* в биотит-гранатовой ассоциации в сиенитах Краснокаменского массива (Термо- и барометрия..., 1977): точки 1–3 – табл. 5. 1 – 1-я пара минералов (Bi-1, Amf-1, расчетные параметры для граната – X_{Gr}Mg/(Mg+Fe+Mn) = 0,20, lnK_{Gr-Bi}Mg/(Mg+Fe+Mn) = –0,79), 2 – 2-я пара минералов (Bi-2, Amf-2, расчетные параметры для граната – X_{Gr}Mg/(Mg+Fe+Mn) = 0,17, lnK_{Gr-Bi}Mg/(Mg+Fe+Mn) = –0,93), 3 – 3-я пара минералов (Bi-3, Amf-3, расчетные параметры для граната – X_{Gr}Mg/(Mg+Fe+Mn) = 0,16, lnK_{Gr-Bi}Mg/(Mg+Fe+Mn) = –0,94).

Заключение

Приведенный в работе новый геологический и научно-исследовательский материал позволил сделать следующие основные выводы:

1. Соколовский и Краснокаменский массивы расположены в осевой части Западной подзоны Челябинско-Адамовской зоны, входят в состав габбро-сиенитового комплекса и сложены габброидами (I фаза) и сиенитами, кварцевыми монцонитами, реже монцодиоритами (II фаза). Преобладают породы второй фазы (90–95 %). Габбро относятся к нормальнощелочному ряду натровой серии, сиениты соответствуют умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности.

2. По петрографическим, петрохимическим, геохимическим и металлогеническим особенностям (содержанию TiO₂, K₂O, Na₂O, Rb, Sr, распределению РЗЭ, наличию скарново-магнетитового оруденения) породы рассматриваемых интрузий несомненно принадлежат к габбро-гранитной формации.

3. Кристаллизация рассматриваемых интрузий происходила при температуре 880–930 °С в мезоабиссальной зоне на глубине порядка 7–8 км ($P = 2,2\text{--}2,4$ кбара). На постмагматической стадии параметры преобразования исходно магматических пород составляли соответственно: $T = 730\text{--}770$ °С, $P = 4,0\text{--}4,2$ кбара.

4. Совместно с Большаковским, Ключевским, Куртмакским и Камбулатовским массивами (рис. 1) Соколовский и Краснокаменский входят в состав Челябинско-Адамовского сегмента рифтовой системы, прослеженной в субмеридиональном направлении на расстоянии около 400 км и трассирующей цепочкой небольших интрузий, принадлежащих габбро-гранитной формации (магнитогорский, краснокаменский и канзафаровский комплексы). По своим петрохимическим характеристикам габброиды Краснокаменского и Соколовского массивов относятся к толеитовым базитам, образование которых связано с рифтогенными структурами.

На основе полученных в работе данных можно предположить, что формирование рифта происходило в раннекаменноугольное время в тыловодужном бассейне девонской островной дуги. В наступивший затем во второй половине карбона-перми коллизионный этап развития региона северная часть Магнитогорской мегазоны и пограничная область Южного и Среднего Урала оказались в условиях жесткой коллизии, в результате чего образования восточного их фланга, включая и габбро-гранитную формацию (Челябинско-Адамовская зона), были шарьированы на западный край Восточно-Уральского поднятия (Сначёв и др., 2019).

Благодарности/Финансирование

Авторы выражают благодарность профессору, доктору геол.-мин. наук В.Ю. Прокофьеву за проведение исследований расплавных включений в кварце гранитоидов и интерпретации полученных данных; кандидату физ.-мат. наук В.А. Котлярову за микронзондовое изучение состава биотита и амфибола; аналитикам С.А. Ягудиной и Д.Ю. Сапожникову за качественное выполнение силикатного и нейтронно-активационного анализов, на основе которых была написана данная статья.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН, тема № 0246-2019-0078.

Литература

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

Геодинамические реконструкции (1989). Методическое пособие для региональных геологических исследований. Л.: Недра, 278 с.

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

Маслов А.В., Ковалёв С.Г., Гареев Э.З. (2017). Низкотемпературные глинистые сланцы рифея Южного Урала в контексте формирования крупных магматических провинций. *Геохимия*, 7, с. 594–608. <https://doi.org/10.7868/S001675251707007X>

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

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

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

Петров В.И., Шалагинова А.Э., Пунегов Б.Н., Горлова Л.И., Забелкина Л.Г., Григорова Т.Б., Никольский В.Ю., Шалагинова Т.И., Петрова А.С.,

Середа В.В. (2003). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:200 000. 2-е изд. Серия Южноуральская, Лист N-41-VII (Миасс). М.: Московский филиал ФГУП «ВСЕГЕИ», 167 с.

Прибавкин С.В. (2019). Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия. *Литосфера*, 19(6), с. 902–918. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918>

Пушкова 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). М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 205 с.

Пучков В.Н. (2000). Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 145 с.

Ронкин Ю.Л. (1988). Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала. *Ежегодник – 1988*. ИГТ УНЦ АН СССР, с. 107–109.

Рыкус М.В., Сначёв В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначёв А.В. (2009). Рудоносность дунит-гардбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом. *Нефтегазовое дело*, 7(2), с. 17–27.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. (2014). Каменноугольный вулкан-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных. *Литосфера*, 5, с. 33–56.

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Романовская М.А. (2018). Геодинамические и физико-химические условия формирования степнинского моногаббро-граносиенит-гранитного комплекса (Южный Урал). *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*, 6, с. 82–92.

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. (2009). Большаковский габбровый массив – фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта. *Доклады академии наук*, 429(1), с. 79–81.

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. (2019). История формирования раннекаменноугольной габбро-гранитной формации Южного и Среднего Урала. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, 5, с. 10–18.

Сначёв В.И., Сначёв А.В. (2014). Закономерности размещения золоторудных проявлений в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*, 2, с. 79–87.

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.

Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н. (1984). Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 264 с.

Шумилова Т.Г., Шевчук С.С., Исаенко С.И. (2016). Металлоносность и углеродистое вещество в Уральских породах черносланцевого типа. *Доклады Академии наук*, 469(1), с. 86–90. <https://doi.org/10.7868/S086956521619021X>

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2015). Геохимия черных сланцев. М.–Берлин: Директ-Медиа, 272 с. <https://doi.org/10.23681/428042>

Angiboust S., Harlov D. (2017). Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in etagranitoids: Natural observations and experimental results. *American Mineralogist*, 102, pp. 1696–1708. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6064>

Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994). Interpretation of Microthermometric Data for H₂O-NaCl Fluid Inclusions. In: De Vivo B. and Frezzotti M.L., Eds., *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Application*, Pontignosno-Siena. pp. 117–130.

Gadd M.G., Peter J.M., Jackson S.E., Yang Z., Petts D. (2019). Platinum, Pd, Mo, Au and Re deportment in hyper-enriched black shale Ni-Zn-Mo-PGE mineralization, Peel River, Yukon, Canada. *Ore Geology Reviews*, 107, pp. 600–614. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.030>

Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2), pp. 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>

Lecomte A., Cathelineau M., Michels R., Peiffert C., Brouand M. (2017). Uranium mineralization in the Alum Shale Formation (Sweden): Evolution of a U-rich marine black shale from sedimentation to metamorphism. *Ore Geology Reviews*, 88, pp. 71–98. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.021>

Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016). An experimental study of amphibole stability in

low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171:85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>

Parnell J., Perez M., Armstrong J., Bullock L., Feldmann J., Boyce A.J. (2017). A black shale protolith for gold-tellurium mineralisation in the Dalradian Supergroup (Neoproterozoic) of Britain and Ireland. *Applied Earth Science*, 126(4), pp. 161–175. <https://doi.org/10.1080/03717453.2017.1404682>

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.

Статья поступила в редакцию 09.04.2020;

Принята к публикации 16.10.2020;

Опубликована 30.03.2021

Сведения об авторах

Владимир Иванович Сначёв – 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

e-mail: SAVant@inbox.ru

Борис Александрович Пуужаков – кандидат геол.-мин. наук, главный геолог ООО НПП «Челгео»

Россия, 454048, Челябинск, ул. Омская, д. 61а

IN ENGLISH

Geology, physical-chemical and geodynamic conditions for the formation of Sokolovsk and Krasnokamensk granitoid massifs (South Ural)

V.I. Snachev^{1*}, A.V. Snachev¹, B.A. Puzhakov²

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

²Chelgeo NPP LLC, Chelyabinsk, Russian Federation

*Corresponding author: Aleksandr V. Snachev, e-mail: SAVant@inbox.ru

Abstract. The article describes the geological structure of the Sokolovsk and Krasnokamensk massifs located in the central part of the Western subzone of the Chelyabinsk-Adamovka zone of the Southern Urals. They are of Lower Carboniferous age and break through the volcanogenic-sedimentary deposits of the Krasnokamensk (D3kr) and Bulatovo (S1-D1bl) strata. It was found that these intrusions belong to the gabbro-syenite complex and are composed of gabbroids (phase I) and syenites, quartz monzonites, less often monzodiorites (phase II). The rocks of the second phase predominate (90–95%). Gabbros belong to the normal alkaline series of the sodium series and are close to tholeiitic mafic rocks, the formation of which is associated with riftogenic structures; syenites correspond to moderately alkaline series with K-Na type of alkalinity. It has been proved that in terms of their petrographic, petrochemical, geochemical, and metallogenic features (content of TiO₂, K₂O, Na₂O, Rb, Sr, distribution of REE, the presence of skarn-magnetic mineralization), the rocks of the massifs under consideration undoubtedly belong to the gabbro-granite formation. Crystallization of the Sokolovsk and Krasnokamensk intrusions occurred at a temperature of 880–930 °C in the mesoabyssal zone at a depth of about 7–8 km (P = 2.2–2.4 kbar). At the postmagmatic stage, the transformation parameters of the initially igneous rocks were, respectively, T = 730–770 °C, P = 4.0–4.2 kbar. The fact that these massifs belong to the gabbro-granite formation makes it possible to include them, together with Bolshakovsk, Klyuchevsky, Kurtmaksky and Kambulatovo, into the Chelyabinsk-Adamovka segment of the South Ural Early Carboniferous rift system.

Keywords: Sokolovsk massif, Krasnokamensk massif, Chelyabinsk-Adamovka zone, granites, syenites, pressure, temperature, geodynamics, melt inclusions, biotite-amphibole thermobarometer

Recommended citation: Snachev V.I., Snachev A.V., Puzhakov B.A. (2021) Geology, physical-chemical and geodynamic conditions for the formation of Sokolovsk and Krasnokamensk granitoid massifs (South Ural). *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 85–93. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.9>

Acknowledgments

The authors are grateful to the V.Yu. Prokofiev for conducting studies of melt inclusions in quartz granitoids and for interpreting the data obtained; V.A. Kotlyarov for microprobe studies of the composition of biotite and amphibole; analysts S.A. Yagudina and D. Yu. Sapozhnikov for the high-quality performance of silicate and atomic absorption analyzes on the basis of which this article was written.

This work was carried out as part of the State Assignment of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, topic No. 0246-2019-0078.

References

- Angiboust S., Harlov D. (2017). Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in etagranitoids: Natural observations and experimental results. *American Mineralogist*, 102, pp. 1696–1708. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6064>
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994). Interpretation of Microthermometric Data for H₂O-NaCl Fluid Inclusions. In: De Vivo B. and Frezzotti M.L., Eds., *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Application*, Pontignino-Siena, pp. 117–130.
- Borneman-Starynkevich I.D. (1964). Guide for the calculation of the formulas of minerals. Moscow: Nauka, 224 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B. (2013). Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Yekaterinburg: RIO UB RAS, 368 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Malakhova L.V., Borodina N.S., Rapoport M.S., Smirnov V.N. (1984). Evgeosynclinal gabbro-granitoid series. Moscow: Nauka, 264 p. (In Russ.)
- Gadd M.G., Peter J.M., Jackson S.E., Yang Z., Petts D. (2019). Platinum, Pd, Mo, Au and Re deportment in hyper-enriched black shale Ni-Zn-Mo-PGE

mineralization, Peel River, Yukon, Canada. *Ore Geology Reviews*, 107, pp. 600–614. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.030>

Geodynamic reconstruction (1989). Toolkit for regional geological research. Leningrad: Nedra, 278 p. (In Russ.)

Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2), pp. 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>

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. 497–511.

Lecomte A., Cathelineau M., Michels R., Peiffert C., Brouand M. (2017). Uranium mineralization in the Alum Shale Formation (Sweden): Evolution of a U-rich marine black shale from sedimentation to metamorphism. *Ore Geology Reviews*, 88, pp. 71–98. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.021>

Maslov A.V., Kovalev S.G., Gareev E.Z. (2017). Riphean low-carbonaceous shales of the South Urals in the context of formation of large igneous provinces. *Geochemistry International*, 55(7), pp. 608–620. <https://doi.org/10.1134/S0016702917070059>

Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171:85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>

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. *Geochemistry International*, 16, pp. 33–40.

Parnell J., Perez M., Armstrong J., Bullock L., Feldmann J., Boyce A.J. (2017). A black shale protolith for gold-tellurium mineralisation in the Dalradian Supergroup (Neoproterozoic) of Britain and Ireland. *Applied Earth Science*, 126(4), pp. 161–175. <https://doi.org/10.1080/03717453.2017.1404682>

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.)

Petrov V.I., Shalaginov A.E., Punegov B.N., Gorlova L.I., Zabelkina L.G., Grigorova T.B., Nikolsky V.Yu., Shalaginova T.I., Petrova A.S., Sereda V.V. (2003). State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000 (2nd ed.). South Ural series, Sheet N-41-VII (Miass). Moscow: VSEGEI, 167 p. (In Russ.)

Pribavkin S.V. (2019). Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences. *Lithosphere (Russia)*, 19(6), pp. 902–918. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918> (In Russ.)

Puchkov V.N. (2000). Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa: Dauria, 145 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). Moscow: VSEGEI, 205 p. (In Russ.)

Ronkin Yu.L. (1989). Strontium isotopes – indicators of the evolution of magmatism of the Urals. *Yezhegodnik-1988*. Sverdlovsk: IHG UC AN SSSR, pp. 107–109. (In Russ.)

Rykus M.V., Snachev V.I., Kuznetsov N.S., Saveliev D.E., Bazhin E.A., Snachev A.V. (2009). Ore mineralization of dunite-harzburgerite and black

shale formations in a transitional area between the South and Middle Urals. *Neftegazovoe Delo*, 7(2), pp. 17–27. (In Russ.)

Salikhov D.N., Moseychuk V.M., Kholodnov V.V., Rakhimov I.R. (2014). Carboniferous volcanic-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanov graben in the light of new geological and geochemical data. *Lithosphere (Russia)*, 5, pp. 33–56. (In Russ.)

Shumilova T.G., Shevchuk S.S., Isayenko S.I. (2016). Metal concentrations and carbonaceous matter in the black shale type rocks of the Urals. *Doklady Earth Sciences*, 469(1), pp. 695–698. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16070060>

Snachev A.V., Puchkov, Snachev V.I., Romanovskaya M.A. (2019). The Geodynamic and Physicochemical Conditions of the Formation of the Stepninsky Monzogabbro-Granosyenite-Granite Complex (Southern Urals). *Moscow University Geology Bulletin*, 74(1), pp. 81–92. <https://doi.org/10.3103/S0145875219010113>

Snachev V.I., Snachev A.V. (2014). Patterns of distribution of gold manifestation in carbon deposits Beloretsk metamorphic complex (the South Urals). *Bulletin of the Voronezh State University*, 2, pp. 79–87. (In Russ.)

Snachev V.I., Snachev A.V., Romanovskaya M.A. (2019). The History of the Early Carboniferous Gabbro-Granite Formation (Southern and Middle Urals). *Moscow University Geology Bulletin*, 74(6), pp. 540–548. <https://doi.org/10.3103/S0145875219060103>

Snachyov A.V., Puchkov V.N., Snachyov V.I., Savel'ev D.E., Bazhin E.A. (2009). Bol'shakovskii gabbro massif as a fragment of the Southern Urals zone of early carboniferous rift. *Doklady Earth Sciences*, 429(8), pp. 1267–1269. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09080066>

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.

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2015). Geochemistry of black shale. Moscow-Berlin: Direct Media, 272 p. <https://doi.org/10.23681/428042> (In Russ.)

About the Authors

Vladimir I. Snachev – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Chief Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences 16/2, Karl Marks st., Ufa, 450077, Russian Federation

Aleksandr V. Snachev – Cand. Sci. (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 Marks st., Ufa, 450077, Russian Federation
e-mail: SAVant@inbox.ru

Boris A. Puzhakov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Geologist, Chelgeo NPP LLC

61a, Omskaya st., Chelyabinsk, 454048, Russian Federation

Manuscript received 9 April 2020;

Accepted 16 April 2020; Published 30 March 2021