

УДК 550.84 + 551.22

**В.И. Сначёв<sup>1</sup>, А.В. Сначёв<sup>2</sup>, Б.А. Пужаков<sup>3</sup>, М.А. Романовская<sup>4</sup>****ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ САРСАНГИНСКОГО КОМПЛЕКСА ПОГРАНИЧНОЙ  
ЗОНЫ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА**

Институт геологии УФИЦ РАН, 45077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2  
ООО НПП «Челгео», 454048, Челябинск, ул. Омская, 61а  
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences,  
450077, Ufa, Karl Marx st., 16/2  
Open Company NPP "Chelgeo", 454048, Chelyabinsk, Omsk st., 61a  
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Приводится описание геологического строения сарсангинского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса, расположенного в пограничной зоне Среднего и Южного Урала. Становление его массивов произошло в позднесилурийское время в абиссальной зоне на глубине ~6,5–7,0 км. Температурный интервал кристаллизации гранодиоритов составил 900–990 °С, а для габбро — 1180–1280 °С. Давление системы в этот момент соответствовало 190–200 МПа. Габброиды, слагающие рассматриваемые массивы, образовались в условиях растяжения на коре океанического типа. По петрогеохимическим особенностям они отвечают породам основания островных дуг и принадлежат офиолитовой формации.

**Ключевые слова:** сарсангинский комплекс, Южный Урал, Средний Урал, граниты, габбро, массив, давление, температура, петрогеохимия, геодинамика.

The article describes the geological structure of the Sarsanginsky gabbro-diorite-plagiogranite complex located in the border zone of the Middle and South Urals. The formation of its massifs took place in the late Silurian time in the abyssal zone at depths of about 6,5–7,0 km. The temperature range of crystallization of granodiorites was 900–990 °C, and for gabbro 1180–1280 °C. The system pressure at this moment corresponded to 190–200 MPa. The gabbro that make up the massifs under consideration were formed under stretching conditions on the oceanic crust. In terms of petrogeochemical features, they correspond to rocks at the base of island arcs and belong to the ophiolite formation.

**Key words:** sarsanginsky complex, South Urals, Middle Urals, granites, gabbro, massif, pressure, temperature, petrogeochemistry, geodynamics.

**Введение.** Пограничная зона между Южным и Средним Уралом уже давно привлекает внимание исследователей в силу своего ключевого значения для понимания истории формирования всей складчатой области [Пучков и др., 1986; Ферштатер, 2013]. Обусловлено это большим разнообразием развитых здесь магматических формаций, на основе изучения петрогеохимических особенностей которых можно восстановить геодинамическую обстановку их образования [Shervais, 1982; Pearce et al., 1984; Орлов и др., 1991; Rollinson, 1993; Wang et al., 2017; Zaitsev et al., 2019]. Большой интерес представляет и изучение расплавных включений в породообразующих минералах гранитоидов [Наумов, 1979; Frezzotti, 2001; Мельников и др., 2008]. Так, микротермометрические исследования позволяют определить

*P-T* условия кристаллизации кислых интрузий, выяснить фациальные особенности и ориентировочную глубину их становления. Кроме того, ряд данных о расплавных включениях, в частности концентрация хлора, воды и растворенных в ней солей, обеспечивающих экстракцию и перенос рудообразующих компонентов [Коваль, Прокофьев, 1998; Бортников, 2006], имеют важное значение для оценки потенциальной рудоносности гранитоидных массивов и уровня эрозионного среза связанных с ними гидротермальных месторождений [Zhu et al., 2011; Прокофьев, Пэк, 2015; Vikent'eva et al., 2018].

**Материалы и методы исследований.** Силикатный анализ выполнен по стандартной методике в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина).

<sup>1</sup> Институт геологии Уфимского ФИЦ РАН, гл. науч. с., док. геол.-минер. н.; *e-mail*: SAVant@inbox.ru

<sup>2</sup> Институт геологии Уфимского ФИЦ РАН, вед. науч. с., заведующий лабораторией, канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: SAVant@rambler.ru

<sup>3</sup> ООО НПП «Челгео», главный геолог, канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: pujakov.b@yandex.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: maria\_roman@mail.ru

Для изучения физико-химических условий становления гранитоидов сарсангинского комплекса нами в ИГЕМ РАН (Москва, аналитик В.Ю. Прокофьев) выполнены исследования расплавных включений в кварце. В нем были обнаружены многофазовые включения, среди дочерних минералов установлены два полевых шпата и кварц, а также пузырьки и водный флюид в интерстициях. Анализ состава стекла после закалки включений не проводился в силу их мелких размеров. Гомогенизация расплавных включений осуществлялась методом закалки в муфеле конструкции В.Б. Наумова [1969] с точностью определения температуры  $\pm 10^\circ\text{C}$  [Коваль, Прокофьев, 1998]. Метод предполагает долгую (1–3 ч) выдержку препаратов при стабильной температуре, закалку на воздухе и наблюдение при комнатной температуре за фазовыми превращениями при ступенчатом нагреве. Величина «ступеньки» (т.е. увеличение 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 концентрацию воды в расплаве оценивали по методике В.Б. Наумова [1979]. Для каждой пробы исследованы три группы включений с одинаковыми фазовыми соотношениями с целью получения представительной информации.

Давление «кристаллизации кварца» оценивали по изохоре, которая определяется температурой гомогенизации и величиной солёности водно-солевого флюида в многофазовом расплавном включении. Величина давления рассчитана для температурного интервала между температурой гомогенизации водного флюида и температурой  $650^\circ\text{C}$  (температура появления силикатного расплава) согласно методике В.Б. Наумова [1979]. Концентрацию воды в расплаве рассчитывали на основе данных о соотношениях объемов водной фазы в расплавном включении и плотности водной фазы, а также общего объема включения. Объем вакуоли измеряли оптически, по трем осям (с использованием столика Федорова), и рассчитывали по формуле объема эллипсоида вращения. При этом вводилась поправка на увеличение объема вакуоли за счет растворения кварца стенок включения, рекомендованная Ф.Г. Рейфом и Е.Д. Бажеевым [1982] и равная 70 об.%. Концентрацию хлора в расплаве оценивали по величине солёности водного флюида, предполагая состав флюида  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ . Объем флюида вычисляли по объему газовой фазы, величине температуры ее гомогенизации и солёности водной фазы флюида [Леммлейн, Клевцов, 1956]. Это сделано из-за сложной формы фазы водного флюида, заключенной между силикатными минералами, и входит в

методику В.Б. Наумова. Пузырек обычно круглый или овальный, и его объем оценить проще (также с использованием столика Федорова).

Составы орто- и клинопироксенов, отобранных из габбро Сарсангинского 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 эВ); ускоряющие напряжения 20 или 30 кВ при токах зонда 4–6 нА, диаметр пучка 1–2 мкм (эталон для ортопироксена — ортопироксен, для клинопироксена — авгит N122142). Средняя квадратичная погрешность ( $s$ ) и доверительные границы погрешности результатов ( $D$  ( $P=95\%$ )) измерения составили:  $\text{SiO}_2$  — 0,33 и 0,82;  $\text{TiO}_2$  — 0,08 и 0,19;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,13 и 0,31;  $\text{FeO}$  — 1,04 и 2,58;  $\text{MnO}$  — 0,10 и 0,24;  $\text{MgO}$  — 1,12 и 2,79;  $\text{CaO}$  — 0,31 и 0,76;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,08 и 0,19 соответственно.

Редкоземельные элементы определяли инструментальным нейтронно-активационным методом в ЦЛАВ ГЕОХИ РАН (г. Москва, аналитик Д.Ю. Сапожников). Измельченные пробы массой 15 мг облучали в ядерном реакторе ТВР потоком нейтронов 1,2 с в течение 20 ч. После облучения образцы измеряли на гамма-спектрометре с полупроводниковым  $\text{Ge}(\text{Li})$ -детектором и 4096-канальным анализатором амплитуд импульсов NUC-8192. Расчет содержания элементов проводили в сравнении со стандартными образцами (КН, ST-1, SGD-1, FFA, RUS-1) на основе измерения площадей соответствующих фотопиков с учетом времени измерения и массы образца. Ошибка определения La, Ce, Ne, Sm, Eu и Yb составляла  $\pm 5$ –10%, а Tb и Lu —  $\pm 10$ –20%. Остальные элементы получены методом экстраполяции. Детально методика и процесс подготовки проб описан в работе И.А. Бергмана с соавторами [1985].

**Геологическое строение.** В процессе геологосъемочных работ в масштабе 1:200 000 в пределах Кунашакской площади (лист N-41-II), участниками которых были и авторы предлагаемой статьи, установлено, что сарсангинский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс широко развит в пограничной зоне Среднего и Южного Урала. В его состав входят как небольшие самостоятельные интрузии (в частности Сарсангинская), так и отдельные тела в северной и юго-восточной частях Тюбукского массива (рис. 1).

В Сарсангинском и Тюбукском массивах (рис. 1) рассматриваемый комплекс представлен тремя фазами пород: 1-я — габбро, габбродолериты, габбронориты; 2-я — диориты, кварцевые диориты, реже гранодиориты; 3-я — плагиограниты, реже тоналиты, плагиогранит-порфиры. Габброиды установлены лишь во внешней части зонального Сарсангинского массива, а диоритоиды — в центральной. Плагиограниты широко развиты в составе Тюбукского массива. Среди

Таблица 1

**Результаты оценки давления и концентрации воды в расплаве по данным исследования расплавных включений в кварце  
гранодиоритов сарсангинского комплекса**

№ п/п	Параметры	n		T гомогенизации флюида, °C	T плавления льда, °C	C солей, масс.% (NaCl)	V флюида, об. %	P, МПа
1	Ку-78/155	1	15	—	—	—	—	н. о.
2	Ку-18/0	1	4	384 Ж	–1,5	2,6	8,3	190
		2	3	379 Ж	–1,8	3,1	9,8	186
		3	2	373 Ж	–1,9	3,2	11,1	193
№ п/п	Параметры	n		d флюида, г/см <sup>3</sup>	C (H <sub>2</sub> O), масс. %	C (Cl), масс. %	T начала плавления, °C	T гомогенизации расплава, °C
1	Ку-78/155	1	15	—	н. о.	н. о.	750	990
2	Ку-18/0	1	4	0,55	1,8	0,03	690	940
		2	3	0,58	2,3	0,04	670	910
		3	2	0,60	2,7	0,05	670	900

Примечания. 1 — гранодиорит (Тюбукский массив) (точки отбора № 1, 2, см. рис. 1); 2 — гранодиорит (Сарсангинский массив); n — число изученных включений в каждой из трех групп с одинаковыми фазовыми соотношениями. Исследования расплавных включений проведены В.Ю. Прокофьевым (ИГЕМ, Москва). Методика в кратком виде описана в тексте статьи, а подробно — в работе В.Б. Наумова [1979].

габброидов отмечены параллельные дайки [Пужаков и др., 2018].

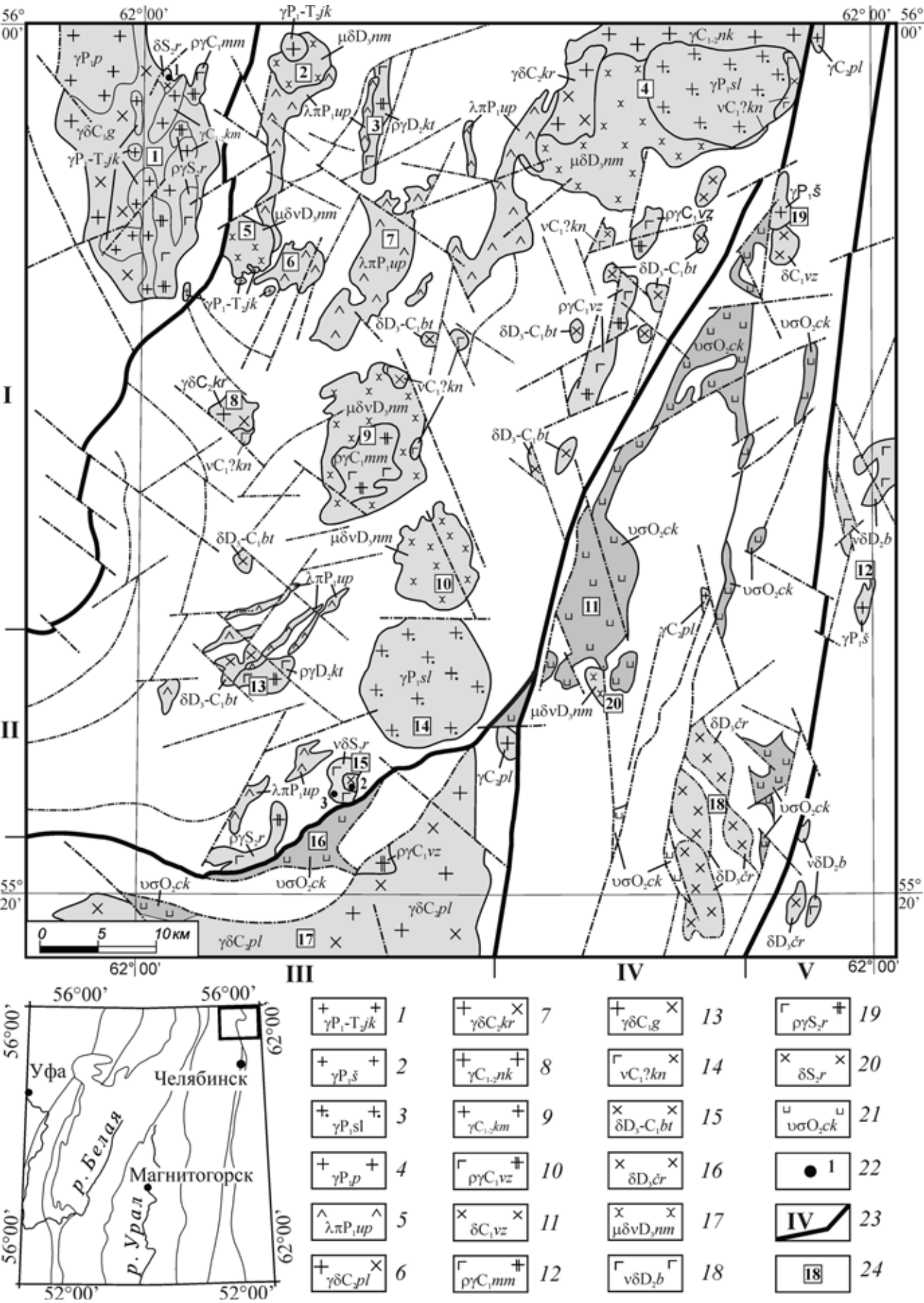
Габбро — темнозеленые крупно-, среднезернистые массивные породы, состоящие из моноклинного пироксена (40%) и плагиоклаза № 48–50 (40%). Вторичные минералы — эпидот (20%), хлорит (10%). Клинопироксен образует идиоморфные таблитчатые зерна размером в среднем 0,2–0,3 мм и последовательно замещается роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, эпидотом. Структура габбровая, реже офитовая. Среди габбро встречаются габбронориты. В их составе выявлен: плагиоклаз — 35%, ортопироксен — 45%, клинопироксен — 20%. Ортопироксен представлен таблитчатыми изометричными зернами. По клинопироксену развиты амфибол и хлорит, по плагиоклазу — эпидот и альбит.

Диориты и кварцевые диориты 2-й фазы — среднезернистые мезократовые породы, состоящие из плагиоклаза № 35 (60%), амфибола и биотита (25%), кварца (12%) с незначительным количеством микроклина. Структура пород гипидио-

морфнозернистая. Плагиоклаз сосюритизирован, серицитизирован или альбитизирован. Обыкновенная роговая обманка замещается хлоритом, эпидотом, магнетитом, выявлена в виде вростков в плагиоклазе. Биотит образует иногда сростки с роговой обманкой. Для кварца характерны угловатые ксеноморфные зерна, которые развиты в промежутках между плагиоклазом и роговой обманкой.

Плагиограниты 3-й фазы широко представлены в составе Тюбукского массива. Это мезократовые неравнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, биотита, кварца и калиевого полевого шпата в переменном количестве. Плагиоклаз зональный, по составу отвечает андезину № 31–33, в краевых зонах — олигоклазу № 22. Его доля в породе — 45–55%, калиевого полевого шпата — 3–16%, биотита (частично хлоритизированного) — до 5–7%, кварца — 19–25% (последний выполняет угловатые промежутки между зернами плагиоклаза или перекристаллизован в мелкозернистые агрегаты), роговой обманки — до 5%. Акцессорные минералы представлены апатитом,

Рис. 1. Схема интрузивного магматизма Кунашакского листа N-41-II (составлена на основе данных Б.А. Пужакова с соавторами [2018]): 1–21: интрузивные комплексы: 1 — югоконёвский (гранит-лейкогранитный), 2 — шалкарский (гранитный), 3 — султаевский (умеренно щелочно-гранитовый), 4 — петуховский (монодиорит-гранитовый), 5 — урукульско-покровский (трахириолит-риолитовый), 6 — полетаевский (гранодиорит-гранитовый), 7 — курайский (гранодиорит-гранитовый), 8 — не-красовский (гранодиорит-гранитовый), 9 — каменский (гранодиорит-гранитовый), 10–11 — вознесенский (габбро-диорит-плагиогранитовый), 12 — маминский (плагиогранитовый), 13 — газетинский (гранодиорит-гранитовый), 14 — канзафаровский (габбро-диоритовый), 15 — биргильдинско-томинский (диоритовый), 16 — черкасовский (диоритовый), 17 — надыровомостовский (монцогаббро-монодиорит-граносиенитовый), 18 — баклановский (габбро-диорит-гранодиоритовый), 19–20 — сарсангинский (габбро-диорит-плагиогранитовый): 19 — плагиограниты, 20 — диориты; 21 — чебаркульско-казбаевский (габбро-дунит-гарцбургитовый); 22 — точки отбора проб (1 — гранодиорит Ку-78/155, 2 — гранодиорит Ку-18/0, 3 — габбро, из которого отобраны орто- и клинопироксены), 23 — главные структуры и их номера: I — Шилово-Конёвская антиформа, II — Касаргино-Рефтинский синклиний, III — Челябинское поднятие, IV — Айбукульско-Копейская грабен-синклиналь, V — Красногвардейский антиклиний; 24 — интрузивные массивы и их номера: 1 — Тюбукский, 2 — Татарско-Карабольский, 3 — Кульмяковский, 4 — Буринско-Карабольский, 5 — Куяшский, 6 — Теренкульский, 7 — Урукульский, 8 — Шарыкульский, 9 — Калдинский, 10 — Надыровомостовский, 11 — Муслюмовский, 12 — Ветроудыйский, 13 — Тептяргинский, 14 — Султаевский, 15 — Сарсангинский, 16 — Касаргинский, 17 — Челябинский, 18 — Черкасовская группа массивов, 19 — Кубагушевский, 20 — Сураковский



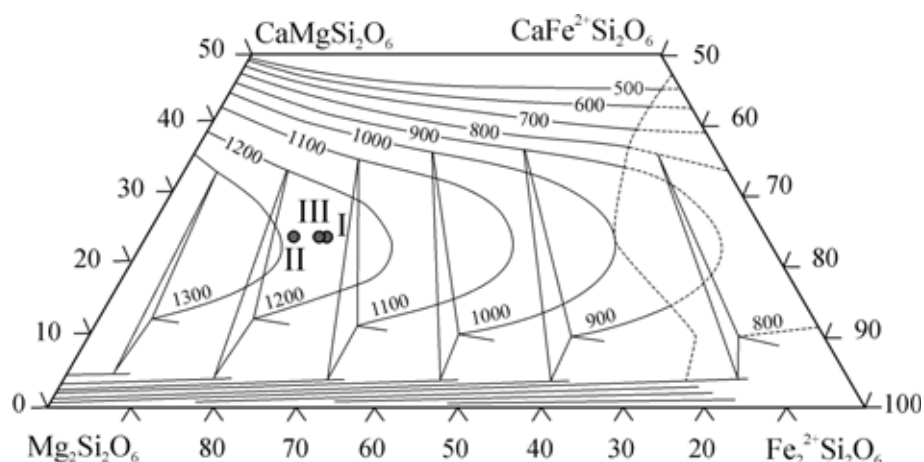


Рис. 2. Оценка температуры образования пироксенов в габброидах Сарсангинского массива по методу Lindsley, [1983] (I, II, III — минеральные пары, см. табл. 2)

цирконом, магнетитом. В южной части массива в плагиогранитах отмечено замещение плагиоклаза мусковитом (серицитом) и альбитом, увеличение содержания калиевого полевого шпата до 20%, биотитизация роговой обманки, перекристаллизация кварца. Здесь встречена серия развалов кварцевых жил с пирит-халькопиритовой минерализацией. Позднесилурийский возраст пород сарсангинского комплекса убедительно доказан как абсолютными, так и геологическими данными [Пужаков и др., 2018].

**Результаты исследований и их обсуждение.** Для реконструкции условий формирования гранитоидов сарсангинского комплекса использованы три основных параметра: температура гомогенизации включений, давление и концентрация воды в расплаве. Кроме того, важную информацию несут дополнительные параметры — концентрация солей и хлора во флюиде, объем и плотность флюида и др. Температуру кристаллизации кварца определяли по моменту гомогенизации расплавных включений, а давление — по давлению воды в системе расплав–включение.

Результаты термометрических исследований кварца гранодиоритов Тюбукского и Сарсангинского массивов приведены в табл. 1. Начало плавления силикатных фаз фиксируется при 670–750 °C. Гомогенизация флюида происходила при 373–384 °C с переходом в жидкость. Плавление льда наступало при температуре –1,9...–1,5 °C, что соответствует концентрации 2,6–3,2 масс.% раствора NaCl [Bodnar, Vityk, 1994]. Полная гомогенизация включений происходила при 900–990 °C, причем до гомогенизации удалось довести только единичные, наиболее мелкие включения. Большинство расплавных включений вскрывалось при нагреве, что свидетельствует о высоком внутривакуольном давлении летучих компонентов. Давление воды, рассчитанное для значений температуры начала плавления, составляет 186–193 МПа.

Если учесть, что давление воды в расплавных включениях гранитов связано прямо пропорциональной зависимостью с давлением системы в

момент кристаллизации расплава [Коваль, Прокофьев, 1998], то глубина становления гранитоидов Сарсангинского и Тюбукского массивов составляла ~6,5–7,0 км, что соответствует верхней части абиссальной зоны. Наличие расплавных включений свидетельствует о первично-магматической природе гранитоидов рассматриваемого комплекса.

Для получения термобарометрических данных для габброидов нами использован ортопироксен-клинопироксеновый парагенезис, довольно широко развитый в Сарсангинском массиве (табл. 2) и всесторонне изученный рядом исследователей [Перчук, Рябчиков, 1976; Термо- и барометрия..., 1977]. Составы орто- и клинопироксена получены микронзондовым методом. Их формулы рассчитывались по известной методике И.Д. Борнеман-Старынкевич [1964]. Разброс магнетиальности для сосуществующих пар небольшой и составил:  $Mg\#Opx=0,67\div0,71$ ;  $Mg\#Cpx=0,71\div0,76$ . Согласно стандартной диаграмме En–Fs–Woll [Poldervaart, Hess, 1951] рассматриваемые клинопироксены относятся к субкальциевому авгиту. С помощью диаграммы, приведенной в [Lindsley, 1983], получены значения температуры образования габбро (1250–1280 °C) (рис. 2), расчетные данные — по [Putirka, Tepley, 2008] — 1180–1260 °C, по [Wood, Banno, 1973] — 1223–1248 °C, которые заметно выше, чем данные термобарометрии (900–990 °C) по гранодиоритам, что и должно быть в магмах с разной кремнекислотностью.

Определенный интерес представляет рассмотрение металлогенических особенностей пород сарсангинского комплекса. Известно [Коваль, Прокофьев, 1998], что флюидонасыщенность и состав флюида, особенно содержание в нем хлора и солей, обеспечивающих экстракцию и перенос многих металлов, — важные характеристики расплава. В указанной работе на большом фактическом материале по Монголо-Охотской зоне определено, что в рудоносных гранитоидах, в частности редкометалльных, довольно высока концентрация хлора, воды и растворенных в ней солей. Для Сарсангинского массива концентрация

Таблица 2

Химический состав ортопироксенов и клинопироксенов из габброидов Сарсангинского массива, вес. %

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub> <sup>ОРх-СРх</sup>
ОРх — I	54,50	0,13	0,90	17,99	0,24	24,54	1,34	0,25	99,89	0,71
СРх — I	52,01	0,79	5,54	12,27	0,09	17,11	11,13	1,10	100,04	0,71
ОРх — II	53,87	0,08	1,09	19,75	0,43	22,49	1,95	0,30	99,96	0,67
СРх — II	53,47	0,02	2,25	11,18	0,15	20,08	12,32	0,00	99,47	0,76
ОРх — III	54,35	0,01	0,85	19,83	0,38	22,72	1,70	0,15	99,99	0,67
СРх — III	51,99	0,79	5,54	12,11	0,09	17,09	11,1	1,02	99,73	0,72
ОРх — I — (Mg <sub>1,34</sub> Fe <sub>0,55</sub> Mn <sub>0,01</sub> Ca <sub>0,05</sub> Al <sub>0,03</sub> Na <sub>0,02</sub> ) <sub>2</sub> (Si <sub>1,99</sub> Al <sub>0,01</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>										
СРх — I — (Ca <sub>0,44</sub> Mg <sub>0,94</sub> Fe <sub>0,38</sub> Al <sub>0,15</sub> Ti <sub>0,02</sub> Na <sub>0,08</sub> ) <sub>2</sub> (Si <sub>1,91</sub> Al <sub>0,09</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>										
ОРх — II — (Mg <sub>1,24</sub> Fe <sub>0,61</sub> Mn <sub>0,01</sub> Ca <sub>0,08</sub> Al <sub>0,04</sub> Na <sub>0,02</sub> ) <sub>2</sub> (Si <sub>1,99</sub> Al <sub>0,01</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>										
СРх — II — (Ca <sub>0,49</sub> Mg <sub>1,10</sub> Fe <sub>0,34</sub> Al <sub>0,07</sub> ) <sub>2</sub> (Si <sub>1,97</sub> Al <sub>0,03</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>										
ОРх — III — (Mg <sub>1,25</sub> Fe <sub>0,61</sub> Mn <sub>0,01</sub> Ca <sub>0,07</sub> Al <sub>0,04</sub> Na <sub>0,01</sub> ) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>										
СРх — III — (Ca <sub>0,44</sub> Mg <sub>0,94</sub> Fe <sub>0,37</sub> Al <sub>0,16</sub> Ti <sub>0,02</sub> Na <sub>0,07</sub> ) <sub>2</sub> (Si <sub>1,92</sub> Al <sub>0,08</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>										

Примечания. К<sub>2</sub>O — не обнаружено. X<sub>Mg</sub> = Mg / (Mg + Fe + Mn), где Mg, Fe, Mn — значения элементов в формулах орто- и клинопироксенов. Положение пробы габбро (точка 3) см. рис. 1.

воды в расплаве оценивается в 1,8–2,7 масс.% (табл. 1), а содержание хлора, рассчитанное в предположении, что солевые компоненты флюида представлены только хлоридом натрия, составляет 0,03–0,05 масс.%. По этим параметрам гранитоиды сарсангинского комплекса далеки от лейкократовых редкометалльных гранитов и не перспективны на этот тип оруденения (табл. 3).

Их металлогеническую специализацию можно оценить с помощью классификационной диаграммы A<sub>c</sub> — (K+Na)/Ca, разработанной Л.С. Боро-

диным [2004], на которую вынесены эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций классических редкометалльных, оловорудных и медных провинций мира (рис. 3). Параметры A<sub>c</sub> и (K+Na)/Ca — расчетные и основаны на данных силикатного анализа (табл. 4). Первый из них, названный универсальным параметром кислотности–основности, учитывает не только содержание, но и химическую активность породообразующих элементов, а второй — характеризует степень щелочности–известковистости.

Рис. 3. Диаграмма (Na+K)/Ca — A<sub>c</sub> для пород сарсангинского комплекса с эталонными трендами рудогенных гранитоидных формаций [Бородин, 2004]: 1 — габбро, 2 — кварцевые диориты, 3 — тоналиты, 4 — плагиограниты (табл. 3). У нескольких анализов габбро параметр (Na+K)/Ca составляет <0,3 и на диаграмме они не показаны. Классификационные поля: I — известковое, II — известково-щелочное (IIa — субизвестковистые, IIб — известково-щелочные, IIв — субизвестково-щелочные граниты); III — субщелочное (IIIa — субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты, IIIб — щелочные агапитовые граниты); IV — щелочное. Эталонные тренды: CA — главный известково-щелочной, LM — латитовый (монцитонитовый). Эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций: Sn — оловянный, Cu — медно-порфировый, Mo—(Cu) — молибденовый, W(Mo) — вольфрам-молибденовый; Li, Ta, Nb, Sn — литий-тантал-ниобий-оловянный

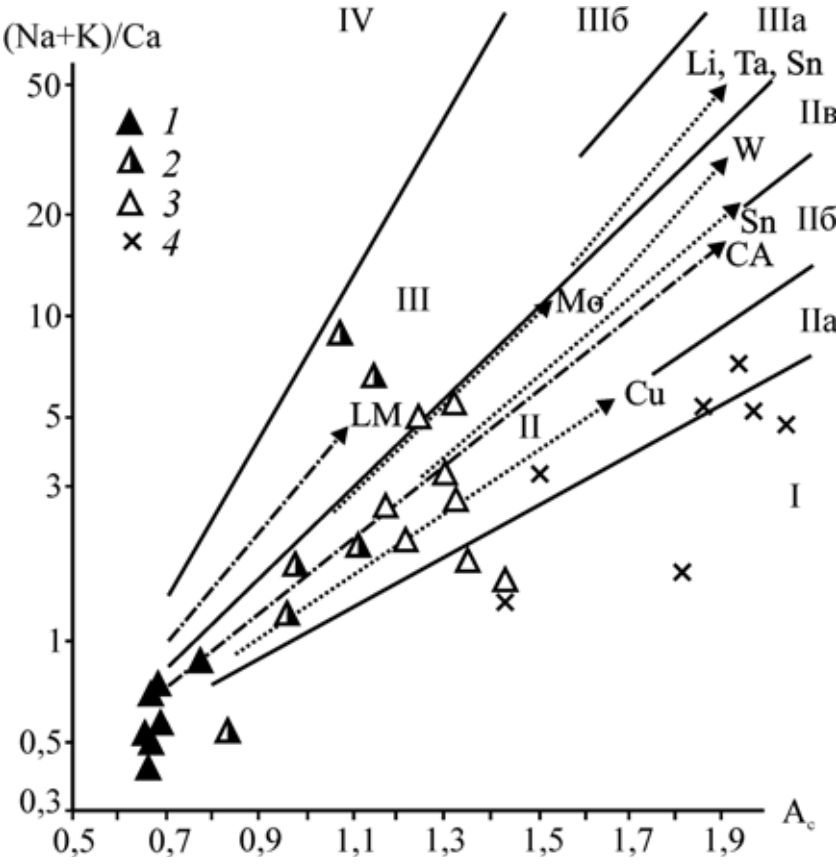


Таблица 3

## Содержание РЗЭ (г/т) в габбро сарсангинского комплекса

Элемент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	1,62	1,13	2,73	1,31	1,23	1,21	3,50	1,35	2,51	1,20
Ce	5,10	2,71	6,89	3,72	3,28	3,42	6,88	3,60	7,00	3,40
Pr	0,96	0,37	1,13	0,60	0,54	0,60	0,81	0,61	1,11	0,62
Nd	6,19	1,82	6,03	3,59	2,79	3,59	2,97	3,20	6,03	3,50
Sm	1,5	0,56	2,05	1,17	1,01	1,30	0,82	1,13	2,21	1,37
Eu	0,33	0,15	0,22	0,40	0,13	0,70	0,12	0,37	0,85	0,40
Gd	3,70	0,78	3,19	2,01	1,42	1,75	1,14	1,86	2,76	1,88
Tb	0,54	0,12	0,49	0,28	0,23	0,26	0,21	0,32	0,41	0,33
Dy	2,97	0,73	2,97	1,59	1,40	1,48	1,23	2,18	2,27	2,17
Ho	0,63	0,19	0,70	0,38	0,33	0,33	0,29	0,53	0,47	0,51
Er	1,70	0,51	2,09	0,98	0,95	0,84	0,94	1,57	1,27	1,44
Tm	0,24	0,07	0,34	0,17	0,17	0,12	0,15	0,25	0,19	0,27
Yb	1,22	0,40	1,68	0,83	0,80	0,64	0,79	1,58	0,93	1,49
Lu	0,18	0,07	0,32	0,13	0,15	0,11	0,18	0,29	0,19	0,20

\* 1-10 — см. табл. 4.

Таблица 4

## Содержание петрогенных элементов (вес.%) и ванадия (г/т) в породах сарсангинского комплекса

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма	V
1	48,54	1,02	13,24	3,79	6,88	0,20	11,69	7,14	2,08	1,12	0,14	3,24	99,08	304
2	48,50	0,31	11,00	2,43	8,62	0,14	15,40	10,80	0,84	0,50	0,01	1,08	99,63	204
3	48,50	0,12	10,50	2,00	6,97	0,23	18,40	10,80	0,50	0,20	0,03	1,50	99,75	150
4	50,00	0,12	7,10	2,00	7,18	0,21	19,00	11,10	0,50	0,30	0,01	2,30	99,82	180
5	50,00	0,18	7,90	1,83	6,82	0,22	19,40	10,80	0,50	0,30	0,01	1,90	99,86	198
6	50,35	0,30	6,00	1,39	8,12	0,22	17,50	14,20	0,80	0,20	0,01	0,50	99,59	191
7	50,70	0,31	13,60	1,82	6,31	0,30	12,60	9,78	2,27	0,50	0,01	1,00	99,20	245
8	50,75	0,30	8,30	2,50	10,20	0,26	16,20	9,08	0,83	0,45	0,01	0,60	99,48	215
9	58,30	0,53	15,76	3,94	6,03	0,12	5,20	1,26	6,00	0,16	0,06	3,00	100,36	-
10	58,50	0,70	17,45	2,95	3,55	0,09	3,69	5,35	3,40	2,36	0,27	1,08	99,39	-
11	61,90	0,60	15,93	3,20	2,41	0,09	4,30	4,42	3,64	1,63	0,13	1,76	100,01	-
12	61,94	0,55	16,51	3,45	2,69	0,07	3,59	1,64	5,50	1,43	0,18	2,26	99,81	-
13	58,50	0,50	16,80	2,34	4,74	0,29	5,80	5,96	3,53	0,54	0,06	0,60	99,66	-
14	65,02	0,47	16,12	2,20	2,05	0,08	2,35	4,14	4,28	2,40	0,22	0,84	100,17	-
15	65,40	0,46	15,94	3,20	1,52	0,09	1,40	5,04	4,65	1,50	0,17	1,48	100,85	-
16	66,14	0,46	16,00	2,54	1,57	0,06	1,89	3,07	3,95	2,49	0,13	1,54	99,84	-
17	66,38	0,49	16,61	2,26	1,82	0,06	2,31	2,34	4,34	2,76	0,15	1,34	100,86	-
18	66,48	0,68	15,10	1,74	3,60	0,18	2,72	3,28	4,41	0,60	0,60	1,56	100,95	-
19	69,06	0,41	12,26	2,22	2,84	0,06	2,40	5,76	4,08	0,07	0,06	1,74	100,96	-
20	71,90	0,18	12,67	2,44	2,06	0,02	2,00	3,16	5,29	0,42	0,01	0,50	100,65	-
21	75,40	0,23	13,14	0,43	1,56	0,01	0,20	4,90	4,09	0,36	<0,01	0,48	100,80	-
22	75,58	0,09	12,71	0,25	1,42	<0,01	1,10	1,87	5,28	0,05	0,02	0,42	98,79	-
23	76,99	0,09	12,47	0,70	0,64	0,02	0,67	1,99	4,83	0,21	0,01	0,58	99,20	-

Примечания. 1–8 — габбро; 9–13 — кварцевые диориты; 14–18 — тоналиты; 19–23 — плагиограниты.

Большая часть анализов пород рассматриваемого комплекса расположена в левой части диаграммы, где параметр  $A_c < 1,4$ , а также в пределах известково-щелочного поля (II). В субщелочное поле попали всего две пробы гранодиоритов, а в щелочное — ни одной. Хорошо видно, что габбро, кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты последовательно сменяются в направлении от на-

чала к окончанию эталонного медно-порфирового тренда. В связи с этим медная специализация пород сарсангинского комплекса не вызывает сомнений. Наибольший интерес с металлогенической точки зрения представляют кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. В последних, как отмечено выше, установлен ряд проявлений с пирит-халькопиритовой минерализацией.

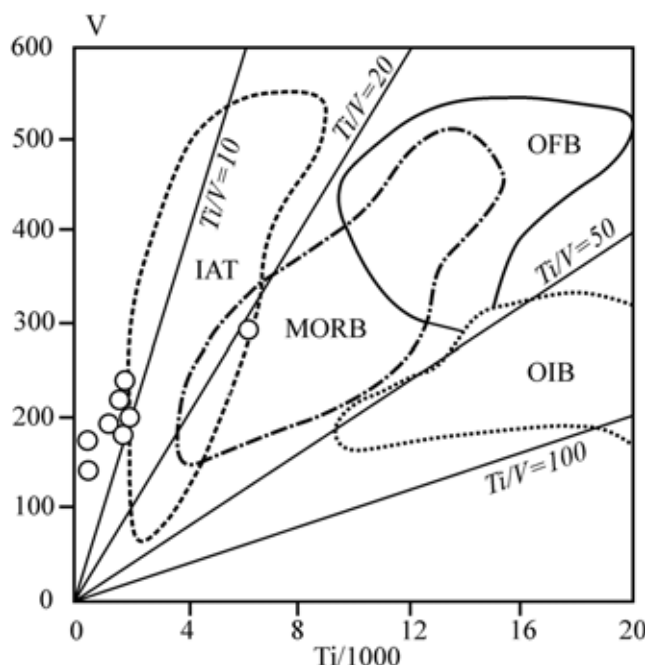


Рис. 4. Диаграмма  $V - Ti/1000$  (г/т), по [Shervais, 1982], для габбро Сарсангинского массива (табл. 3). Геодинамические поля [Rollinson, 1993]: IAT — толеиты основания островных дуг, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OFB — базальты океанического дна, OIB — базальты океанических островов

Обратимся к реконструкции геодинамических условий формирования пород сарсангинского комплекса. Известно, что габбро, габбро-долериты, габбро-нориты зарождаются на больших глубинах, чем легкоплавкие гранитоиды, и наиболее близко отвечают исходному расплаву. Поэтому именно они использованы нами для решения этой задачи.

Для значительной части габбро Сарсангинского массива характерны высокие значения концентрации элементов группы железа (Co, Ni, Cr),  $K_2O$  (0,2–1,0%),  $MgO$  (12,0–19,5%),  $CaO$  (9,0–14,0%), низкие —  $TiO_2$  (0,12–0,31%),  $Al_2O_3$  (6,0–13,0%),  $Na_2O$  (0,5–2,0%) (табл. 3). Судя по первичным отношениям  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в габбро Сарсангинского массива, составляющим 0,7038–0,7052 ед., скорее всего, это обогащенные выплавки верхней мантии.

Подтверждения вышеизложенному находим при анализе диаграмм  $V-Ti/1000$  (рис. 4),  $TiO_2-(Na_2O+K_2O)$  (рис. 5) и  $SiO_2-(FeO+Fe_2O_3)/MgO$  (рис. 6), где рассматриваемые породы Сарсангинского массива укладываются в поля: 1) базальтов IAT (толеиты основания островных дуг) и MORB (базальты срединно-океанических хребтов) (рис. 4), 2) офиолитовой дунит-гарцбургитовой формации (рис. 5) и 3) габброидов срединно-океанических хребтов (рис. 6). По петрогеохимическим особенностям габбро сарсангинского комплекса не похожи ни на породы габбро-гранитной серии [Сначёв и др., 2009], ни на континентально-рифтогенные [Ковалев и др., 1995; Савельев и др., 2009].

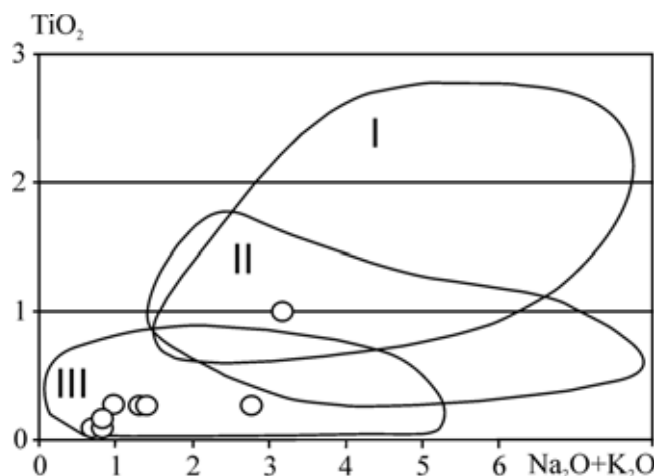


Рис. 5. Диаграмма  $(Na_2O+K_2O)-TiO_2$  (вес.%) для габбро Сарсангинского массива (табл. 3) и габброидов различных формаций Южного Урала (I — габбро-гранитной, II — дунит-клинопироксенит-габбровой, III — дунит-гарцбургитовой), по [Сначев и др., 2009]

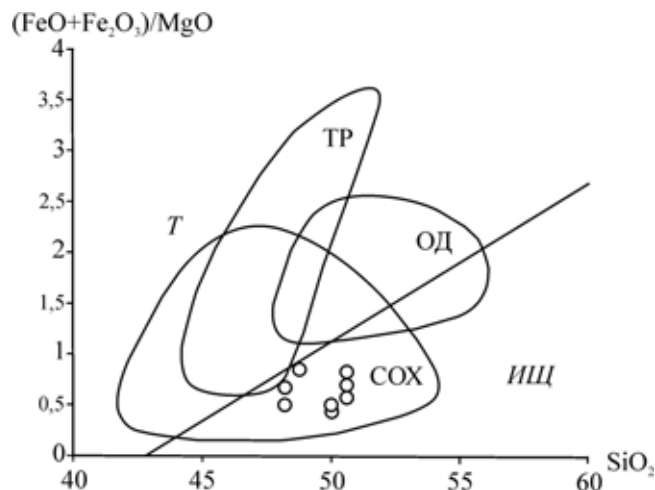


Рис. 6. Классификационная диаграмма  $SiO_2-(FeO+Fe_2O_3)/MgO$ , по [Орлов и др., 1991], для габброидов Сарсангинского массива (табл. 3). Поля составов: OD — островные дуги, COX — срединно-океанические хребты, TR — траппы. Серии пород: T — толеитовая, ИЩ — известково-щелочная

Наконец рассмотрим геодинамические условия образования сарсангинского комплекса. Так как в процессе геолого-съёмочных работ 2008–2010 гг. [Пужаков и др., 2018] он выделен впервые, геодинамические условия его формирования ранее не установлены. Отнесение этого комплекса к габбро-диорит-плагитогранитной формации позволило нам ответить на этот вопрос. Так, в работе В.Н. Пучкова и др. [1986] отмечено, что породы позднесилурийской габбро-диорит-плагитогранитной формации расположены вдоль тектоно-магматических осей и являются, по-видимому, наиболее четкими следами древних островных дуг. В классической монографии И.И. Абрамовича и др. [Геодинамические..., 1989] магматизм этого типа связывают



с основанием островных дуг, формирующихся на океанической коре, что уверенно указывает на режим растяжения.

**Заключение.** Анализ приведенного выше собственного и компилятивного исследовательского материала позволяет предположить, что становление сарсангинского комплекса произошло в позднесилурийское время в абиссальной зоне на глубине около 6,5–7,0 км. Температурный интервал кристаллизации гранодиоритов составил 900–990 °С, а для габбро — 1180–1280 °С. Давление системы в этот момент соответствовало 190–200 МПа. При этом породы, слагающие

изученные массивы и развитые в пограничной зоне Среднего и Южного Урала, образовались в условиях растяжения на коре океанического типа. По петрогеохимическим особенностям они отвечают породам основания островных дуг и являются составными элементами офиолитовой дунит-гарцбургитовой формации. Приведенные данные находятся в соответствии с предположением В.Н. Пучкова [Puchkov, 2017] о существовании самостоятельной силурийской Трансуральской зоны субдукции на востоке Южного Урала.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках Госзадания по теме № 0246-2019-0078.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бергман И.А., Колесов Г.М., Воробьев В.С. К геохимии редкоземельных элементов в докембрийских железистых формациях в связи с проблемой их генезиса // Геохимия. 1985. № 6. С. 821–833.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
- Бородин Л.С. Модельная система петрогеохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 3–26.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, № 1. С. 3–28.
- Геодинамические реконструкции / Под ред. В.А. Унксова. Л.: Недра, 1989. 278 с.
- Ковалев С.Г., Сначёв В.И., Романовская М.А. Новые геолого-петрогенетические аспекты формирования кузинско-копанского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1995. № 4. С. 81–85.
- Коваль П.В., Прокофьев В.Ю. Т-Р условия кристаллизации гранитоидов Монголо-Охотской зоны по данным исследования расплавных и флюидных включений // Петрология. 1998. Т. 6, № 5. С. 497–511.
- Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Влияние концентрации на температуру гомогенизации систем, состоящих из водных растворов солей // Записки ВМО. 1956. Т. 3. С. 310–320.
- Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. М.: Академический Проект, 2008. 224 с.
- Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах // Геохимия. 1979. № 7. С. 997–1007.
- Наумов В.Б. Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров // Геохимия. 1969. № 4. С. 494–498.
- Орлов Д.М., Липнер Г.Н., Орлова М.П., Смелова Л.В. Петрохимия магматических формаций: Справ. пособие. Л.: Недра, 1991. 299 с.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
- Прокофьев В.Ю., Пэк А.А. Проблемы оценки и глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 1. С. 3–24.
- Пужаков Б.А., Кузнецов Н.С., Шох В.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-II (Кунашак). Объясн. зап. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 181 с.
- Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Аманьева Е.М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 85–95.
- Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.
- Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Ардисламов Ф.Р., Сначёв В.И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. № 4. С. 3–26.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. и др. Большаковский габбровый массив фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 1. С. 79–81.
- Термо- и барометрия метаморфических пород / Под ред. В.А. Глебовицкого. Л.: Наука, 1977. 207 с.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals: methods and applications / Ed. Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena, 1994. P. 117–130.
- Frezzotti M.L. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology // Lithos. 2001. Vol. 55. P. 273–299. DOI: 10.1016/S0024-4937(00)00048-7.
- Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Mineralogist. 1983. Vol. 68. P. 477–493.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonics interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. Vol. 25, N 4. P. 956–983.
- Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallization basaltic magma // J. Geology. 1951. Vol. 59, N 5. P. 472–489. DOI: 10.1086/625891.
- Puchkov V.N. General regularities of localization of mineral deposits in the Urals: what, where, when and why // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 4–29. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>.
- Putirka K.D., Tepley F.J. Minerals, inclusions and volcanic processes // Rev. Mineralogy and Geochemistry. 2008. Vol. 69. 674 p.

*Rollinson H.R.* Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. L.: Longman Group UK Ltd, 1993. 352 p.

*Shervais J.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 101–118.

*Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Y., Gamyagin G.N.* et al. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // *Ore Geol. Rev.* 2018. Vol. 102. P. 240–259.

*Wang T., Guo L., Zhang L.* et al. Granitoid and tectonics // *Acta Petrologica Sinica.* 2017. Vol. 33, N 5. P. 1459–1478.

*Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1973. Vol. 42. P. 109–124. DOI: 10.1007/BF00371501.

*Zaitsev A.I., Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V.* Granitoids of the Ergelyakh Intrusion–Related Gold–Bismuth Deposit (Kular-Nera Slate Belt, Northeast Russia): Petrology, Physicochemical Parameters of Formation, and Ore Potential // *Minerals.* 2019. Vol. 9, N 5. P. 297–332. DOI: org/10.3390/min9050297.

*Zhu Y., An F., Tan J.* Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review // *Geosci. Frontiers.* 2011. Vol. 2. P. 367–374.

Поступила в редакцию 28.11.2021

Поступила с доработки 05.04.2021

Принята к публикации 03.08.2021