

нии Березовского мезотермального золото-кварцевого месторождения, Урал // Доклады РАН. 1998. Т. 363. № 1. С. 82-85.

4. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 228-243.

5. Викентьева О.В., Бортников Н.С., Мурзин В.В., Наумов В.Б. Флюидный режим минералообразования на Березовском золоторудном месторождении // Ежегодник-1999. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 224-227.

6. Мурзин В.В., Волченко Ю.А., Мамин Н.А. Типоморфизм золотой минерализации в ультрабазитах Урала // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 40-49.

7. Мурзин В.В., Сустанов С.Г., Мамин Н.А. Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верхнейвинского массива альпийского типа гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: Изд. УГГА, 1999. 93 с.

8. Мурзин В.В., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Новые данные о золото-антигоритовой формации Урала // Доклады РАН. 2007. Т. 417. № 6. С. 810-813.

9. Мурзин В.В., Шанина С.Н. Флюидный режим формирования и происхождение золотоносных рудингитов Карабашского массива альпийского типа гипербазитов на Южном Урале // Геохимия. 2007. № 10. С. 1085-1099.

10. Сначев В.И., Рыкус М.В., Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по золотоносности западного склона Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1996. 29 с.

КОРСИТЫ УЗБЕКИСТАНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Мусаев А.А.*, Рафиков Я.М.**

**Национальный университет Узбекистана, Ташкент, Узбекистан*

***Институт геологии и геофизики АН РУз, Ташкент, Узбекистан*

e-mail: rafikov_yalkin@mail.ru

CORSITES OF UZBEKISTAN (MEDIAN TIEN-SHAN)

Musaev A.A.*, Rafikov Ya.M.**

**National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan*

***Institute of Geology and Geophysics UzAS, Tashkent, Uzbekistan*

e-mail: rafikov_yalkin@mail.ru

One of the rare in the nature of intrusive rocks – corsites are described. Geological, petrographic, petrochemical, geochemical characteristics are given. Analysis of the results allowed to reveal the leading role of segregation processes. Probably, at the process of massif formation and crystallization of gabbroid magma happened mixing of non mixing silicate and silicate-ore-fluid parts from main melt, which were still at liquid state. Portions enriched by ore-fluid components were separated. They were accumulating at the top part of the silicate melt in the form of water-saturated «bubble», from which ball-isolations were formed.

Выделенный авторами в Кураминской зоне шавазский интрузивный (габбро-анортозитовый) комплекс [2] объединяет Акчинский, Шавазский, Беляутинский, Актепинский, Джавлочинский, Булакбашинский, Текели, Кудукские тела и др. Нами обоснован возраст комплекса и охарактеризован петрографический, химический, геохимический облик его пород; дано обоснование самостоятельности этих образований, так как отдельные тела комплекса относились к разным комплексам (C_2 , P_1).

Рассматриваемый Булакбашинский массив расположен на южном склоне Кураминского хребта в пределах Гавасайского грабена на левом борту р. Гава. Он представляет неправильное штокообразное тело, вытянутое в северном направлении. Массив в северной части прорван гранитоидами карамазарского комплекса (C_2), а на востоке, юге и юго-востоке перекрыт вулканитами

шурабсайского C_3 - P_1 и оясайского P_1 комплексов. В прорывающих гранодиоритах карамазарского комплекса наблюдаются обильные ксенолиты габброидов, в т.ч. корситов, которые напоминают типические агматиты, состоящие из обломков габбро, цементированных гранитоидным материалом.

Возраст пород массива определяется как C_1 , так как в других массивах габброиды шавазского комплекса прорывают карбонатные породы D_2 - C_1 и содержат их в виде ксенолитов, а сами прорываются гранодиоритами C_2 . Интрузив сложен в различной степени измененными пироксен-роговообманковыми шаровыми габбро и корситами. Количество шаров в корситах увеличивается снизу вверх интрузива. Сами корситы в текстурном и структурном отношении проявились в виде шаровидного строения. Размер шаров колеблется от 1 до 5-7 см в поперечнике. Они имеют зональное строение и цементированы габброидным материалом. Шаровидные обособления приурочены к верхней части интрузива и связаны с обогащением расплава рудными и флюидными компонентами. Вероятно, они образовались в результате «вскипания» обогащенного рудно-флюидными компонентами расплава, в виде пузырьков поднимающегося в верхнюю часть, область пониженных давления и температуры, где кристаллизационная смесь формировалась в новых термодинамических условиях. Габброидная матрица Булакбашинского интрузива характеризуется переменным составом. По данным микрозондовых исследований, главными минералами являются плагиоклазы, представленные анортитом, битовнитом (около 50%), встречается небольшое количество олигоклаза. Темноцветные минералы представлены пироксеном (%): диопсид – 25-26, авгит – 6, геденбергит – 7-8. Акцессорные минералы – магнетит, ильменит, сульфиды.

Нами исследовано внутреннее строение самого крупного шаровидного обособления размером в поперечнике около 7 см (рис. 1). Оно описано нами петрографически и исследовано на микрозонде «JEOL»; состоит из пяти чередующихся концентрических зон, из них две светлые, две темные и ядерная часть. Контакты между концентрическими зонами четкие. Ядерная часть (3-3,5 см) по составу и структуре аналогична габброидной цементирующей массе. Вероятно, это фрагменты (обломки) самой габброидной части, которая была захвачена рудно-флюидным пузырьком и поднята вверх. В данном случае они могут быть названы гомеогенными включениями в корситах. Этим, видимо, можно объяснить тождественность состава и структуры ядерной зоны шара и цементирующей массы (габброиды) [3]. Эти гомеогенные включения, вероятно, были центром кристаллизации, сыграли важную роль в образовании шаровидных форм и способствовали возникновению микроликвационного процесса, разделяющего на силикатную и рудно-силикатную концентрические зоны (рис. 1). Промежуточная светлая зона (3) мощностью 8-15 мм сложена преимущественно плагиоклазом (анортит, битовнит) и, в меньшей степени, пироксеном (диопсид, авгит). В ней наблюдается радиальное расположение зерен плагиоклаза и пироксенов, обусловленное, вероятно, кристаллизацией гомеогенного включения в ядерной части, служившей центром кристаллизации минералов структурной части шаров. Плагиоклазы здесь преобладают над пироксенами и составляют свыше 70%. Они представлены битовнитом, анортитом, пироксены – основным диопсидом, в меньшей степени, авгитом и геденбергитом, рудные минералы – магнетитом, ильменитом, халькопиритом.

Узкие меланократовые зоны (рис. 1: 2, 4) мощностью 1,5-2 мм состоят (более 50%) из рудных минералов, в матрице – полосы из пироксенов и, менее, – плагиоклазов. Все минералы в

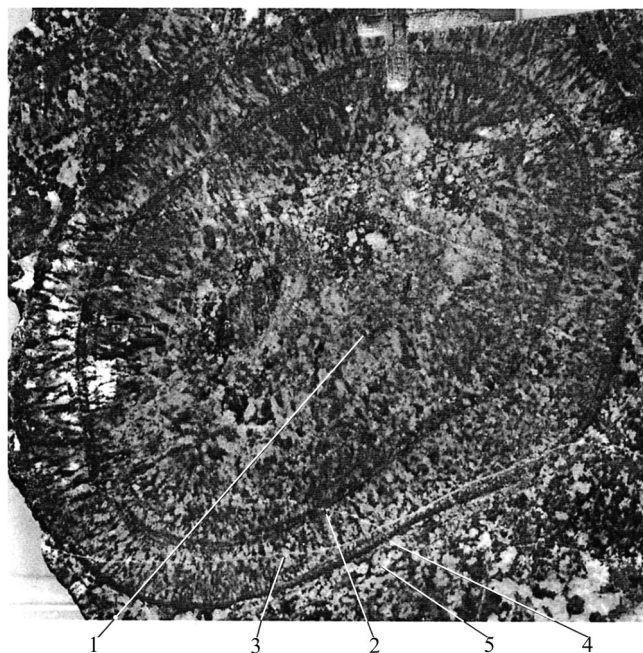


Рис. 1. Внутреннее строение корсита.

Зоны: 1 – ядерная, 3, 5 – лейкократовая, 2, 4 – меланократовая.

выделенных зонах также подверглись микронзондовому изучению. Полевые шпаты представлены анортитом, битовнитом, реже, олигоклазом, моноклинные пироксены – диопсидом, авгитом, феррогеденбергитом. В них отмечаются высокие глиноземистость, железистость, присутствие Ti, Mn, Cr, V, иногда K и Na. Наблюдается четкая корреляция увеличения содержания титана от присутствия в феррогеденбергите алюминия. Выделяются следующие разновидности пироксенов – хром-содержащий диопсид (Cr_2O_3 до 0,48%), железо- (до 9,75%), ванадий-, марганец-, титансодержащие пироксены. Магнетит в корситах присутствует в виде ксероморфных, каплевидных, округлых выделений в межзерновом пространстве среди породообразующих минералов. Размер зерен от 0,001 до 1 мм. Магнетит в корсите представлен окисными и закисными соединениями (от 77 до 91%).

В результате микронзондовых исследований состава магнетита из различных зон шаровидных выделений в корсите установлены зоны (рис. 1: 2, 4), представленные узкими темными участками мощностью 1,5-2 мм, сложенные магнетитом, ильменорутилом, сульфидами и другими составляющими (более 50% от общей массы минералов). Остальные минералы этих зон – реликты пироксенов и плагиоклазов, замещенные актинолитом и хлоритом. Магнетит в этих участках содержит (%): магний – 2,92, алюминий – 2,5, кремний – до 5, кальций – >0,7 в изоморфных и минеральных формах. В магнетите присутствуют (%): титан – до 4,72, ванадий – 1,65, марганец – 0,8 и хром – 0,3. В отличие от темных участков (2, 4) в магнетитах из светлых участков (зоны 3, 5), наиболее раскристаллизованных участках корситов полностью отсутствуют придельные элементы Si, Ca, 3Al. Присутствие Ti, V, Mn объясняется их изоморфным вхождением в кристаллическую структуру магнетита. Температура распада титансодержащих на магнетит и ильменит – 600-700°C, согласно расчету по методу Баддингтона [1].

Последовательность кристаллизации минералов корситов и габбро $\text{Pl}_1 - \text{Cpx} - \text{P}_{\text{II}} - \text{Mt} - \text{Amf}$. Железистость $f = 50,5-58,7$ (среднее из двух анализов). По петрохимическим особенностям на диаграмме А.А. Маракушева породы располагаются в поле толеитовых базальтов и субщелочных пикритов. Они характеризуются пониженным содержанием SiO_2 , повышенной суммой железа, глиноземистости, магнезиальности, а отношение $\text{N}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ принадлежит к калиево-натриевой серии с отклонениями в сторону калиевой. Это характерно для всех пород шавазского комплекса. Химический состав корситов следующий (%): $\text{SiO}_2 - 42,5$, $\text{TiO}_2 - 0,75$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 14,3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 7,6$, $\text{FeO} - 6,1$, $\text{MgO} - 9,69$, $\text{MnO} - 0,22$, $\text{CaO} - 14,16$, $\text{Na}_2\text{O} - 1,0$, $\text{K}_2\text{O} - 1,16$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,02$, $\text{CO}_3 - 0,1$, п.п.п. – 2,34, $\text{H}_2\text{O} - 0,27$, $\text{CO}_2 - 0,38$ (среднее из двух анализов). Для редкоземельных элементов в корситах характерно высокое содержание тяжелых РЭЗ, низкое – La/Yb, что характерно для мантийных магм.

Особенности строения пород и анализ полученных результатов позволяют предполагать ведущую роль процессов ликвации [4] в образовании корситов. По-видимому, в процессе становления массива и кристаллизации габброидов в остаточной магме произошло разделение на несмешивающиеся силикатную и силикатно-рудно-флюидные части, из основного силикатного расплава, находившегося еще в жидком состоянии, отделились порции, обогащенные рудно-флюидными компонентами. Они скапливались в верхней части силикатного расплава в виде водонасыщенных «пузырьков», из которых и образовались шаровидные обособления. В процессе подъема рудно-силикатного расплава в виде пузырьков были захвачены обломки матрицы – цементирующие шары габбро. Эти обособления можно назвать гомеогенными. Включения послужили центром кристаллизации и явились причиной возникновения микроликвации – разделение шаров на лейкократовую часть, состоящую из светлых породообразующих минералов с низким содержанием рудных, а меланократовая, в основном, сложена рудными минералами и, менее, – пироксенами и плагиоклазами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баддингтон А.Ф. Окисные Fe-Ti минералы в концентрических в докембрийских породах штата Нью-Йорк – Нью Джерси (США) // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Мир, 1961. Т. 1. С. 38-56.
2. Мусаев А.А., Рафиков Я.М. Габбро-перидотит-анортозитовый комплекс Кураминской зоны // Узб. геол. журн. 1991. 4. С. 15-23.
3. Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М.: Недра, 1966. Т. 1. 122 с.
4. Реддер Э. Ликвации силикатных магм // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 24-66.