

скважины развиты субвулканические тела дацит-риолитового состава (глубины 400 м, 320 м, 125 м, интервал 105–15 м). Маломощные дайки дацитов наблюдаются на глубине 501 м. Породы содержат вкрапленники кварца и биотита. Формационно субвулканические образования могут относиться к фаменской трахибазальт-трахидацитовой вулканоплутонической ассоциации [5, 6].

Особенность описываемых отложений заключается в том, что разновозрастные образования колтубанской свиты западного борта Магнитогорского прогиба и бугодакской толщи северной части представлены грубообломочными и глыбовыми отложениями олистостромового типа и, по сути, не являются собственно вулканогенными. Нововоронинский вулканогенный комплекс, судя по характеру разреза, отсутствию ксеногенного материала (обломков кислых вулканитов и известняков) рассматривается как образованный на месте в результате деятельности вулканического центра. Эти данные указывают на синхронность процесса олистостромообразования, фиксирующего процесс коллизии Магнитогорской дуги с Евразийским континентом [9, 10] и вулканических извержений островодужного типа в этой дуге.

Литература: 1. **Большое трещинное** Толбачинское извержение (1975–1976 г., Камчатка) / Под ред. С. А. Федотова. М.: Наука, 1984. 637 с. 2. **Горжанина Е. Н.**

Генетические типы вулканогенно-обломочных пород ирендыкского островодужного комплекса на Южном Урале // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С. 99–112. 3. **Маслов В. А., Черкасов В. Л., Тищенко В. Т. и др.** Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала / УИЦ РАН. Уфа. 1993. 217 с. 4. **Плюснина А. А.** Стратиграфия верхнедевонских отложений северной части Магнитогорского синклинория // Сов. геология. 1974. № 5. С. 76–87. 5. **Салихов Д. Н., Яркова А. В., Салихова Р. Н., Мосейчук В. М.** Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклинория: Препринт. Уфа, 1987. 33 с. 6. **Сурин Т. Н.** Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 1997. 310 с. 7. **Фролова Т. И., Бурикова И. А.** Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с. 8. **Язева Р. Г., Бочкарев В. В.** Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с. 9. **Puchkov V. N.** Structure and geodynamics of the Uralian orogen // Burg J.-P., Ford M., eds. Orogeny through time: Geological Society of London Special Publication 121. 1997. P. 201–236. 10. **Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marron J. e. a.** Crustal-scale structure and evolution of an arc-continental collision zone in the southern Urals, Russia // Tectonics. 1998. V. 17. N 2. P. 158–171.

А. Н. Грицук

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТАЛОВСКОГО ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

Таловский габбро-гипербазитовый массив находится в Челябинской области близ г. Миасс. Он входит в состав Кемпирсайского ультрабазитового пояса и расположен в северном замыкании Магнитогорского мегасинклинория между Уралтауским и Вишневогорско-Ильменогорским антиклинориями. Протяженность массива порядка 20 км, ширина 5–6 км.

Таловский массив сложен ультраосновными и основными породами. Восточная часть представлена в основном апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами. В западной части значительное развитие имеют габброиды и пироксениты, контактирующие с тальк-карбонатными метасоматитами. Габбро-пироксенитовая часть характеризуется слабо проявленной зональностью.

Для изучения петрогеохимических особенностей пород массива нами были получены данные силикатного (30 шт.), нейтронно-активационного (30 шт.) и атомно-абсорбционного (25 шт.) анализов. В результате анализа полученных материалов можно сделать следующие предварительные выводы:

1. На диаграмме $MgO-TiO_2-CaO$ видно, что породы Таловского массива относятся к низкотитанистому типу. Содержание этого компонента понижено как в гипер-

базитах (0,01–0,15%), так и в пироксенитах и габбро (до 0,35%). Небольшая разница в содержании TiO_2 между разновидностями пород говорит, по-видимому, о слабом разделении вещества в процессе частичного плавления мантийного субстрата. Наряду с низкотитанистым габбро, несколько анализов показали присутствие габброидов с повышенным содержанием титана, характерным для габбро-пироксенит-дунитовой формации. Магний же, как наиболее тугоплавкий компонент, накапливается в рестите (дунит, серпентинит), а максимальные содержания кальция наблюдаются в пироксенитах.

2. На диаграмме $MgO/FeO^* - Cr_2O_3/TiO_2$ хорошо разделяются гипербазиты магнезиального и железистого типов [2]. Дуниты и серпентиниты попадают в поле магнезиальных гипербазитов, характерных для рестита, а пироксениты, верлиты и дуниты, ассоциирующие с габбро, укладываются в поле железистых гипербазитов, характерных для выплавки базальтоидной магмы.

3. На диаграмме $CaO-Al_2O_3-MgO$ четко фиксируется накопление глинозема при переходе от пироксенита к габбро, что обуславливает обособленность габбро по химическому составу и может свидетельствовать о раннем разделении базальтоидной выплавки на несмеси-

вающиеся габброидный и пироксенитовый расплавы. Аналогичная картина наблюдается на диаграммах $Al_2O_3-FeO^*-MgO$; $(K_2O+Na_2O)-FeO^*-MgO$.

4. На диаграмме Rb–Sr породы массива образуют довольно компактный «рой» точек вокруг линии, соединяющей средние значения («кларки») ультраосновных и основных пород дунит-гарцбургитовой формации Урала. Причем тренд содержания Rb–Sr в породах Таловского массива параллелен тренду дунит-гарцбургитовой формации.

5. При рассмотрении геохимии РЗЭ в породах Таловского массива выявляются две ассоциации пород. Первая представлена альпинотипными гипербазитами (дуниты и серпентиниты) с W-образными графиками (с положительной аномалией Eu) и средним содержанием суммы РЗЭ 2,5 г/т и комплементарным им по содержаниям (среднее значение суммы 37,5 г/т) и составу габбро-пироксенит-верлитовым комплексом. Для последнего характерны «вложенные» друг в друга Λ-образные графики со значительным разбросом РЗЭ по концентрации от 9,5 г/т — пироксениты до 100 г/т — габбро. Средний валовый состав этой ассоциации соответствует лерцолиту со средним уровнем содержания лантаноидов на уровне 2–3 ед. по отношению к хондритовому при очень небольшой степени разделения элементов. Согласно данным

Ю. А. Балашова, наблюдаемое распределение РЗЭ в породах I ассоциации Таловского массива соответствует пограничным условиям глубинности между плагиоклазовой и шпинелевой фациями, существовавшими при отделении выплавки от рестита, причем средний валовый состав ассоциации согласуется с предполагаемыми содержаниями РЗЭ в верхней мантии [1, 3].

Выделение второй ассоциации по РЗЭ несколько условно и основывается главным образом на наличии в породах незначительной положительной аномалии Eu, в отдельных таких образцах наблюдается преобладание тяжелых РЗЭ над легкими. Скорее всего, незначительное фракционирование отдельных РЗЭ произошло в результате дифференциации габброидов, о чем может свидетельствовать комплементарность состава некоторых габбро и плагиогранита, который, вероятно, является мобилизатором габброидного расплава, что подтверждается очень низкими концентрациями литофильных элементов.

Литература: 1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с. 2. Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 192 с. 3. Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Под ред. Е. Е. Лазько. М. Наука, 1988. 512 с.

С. Г. Ковалев, И. В. Высоцкий

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА В ПОРОДАХ МАШАКСКОГО КОМПЛЕКСА И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Самородное железо не относится к минералам, которые пользуются широким распространением в различных породах западного склона Южного Урала. Поэтому каждые его новые находки вызывают определенный интерес, так как несут большую информацию о генетических условиях формирования и преобразования породных комплексов, в которых они были обнаружены. По данным многих исследователей большинство «старых» находок самородного железа на Урале относятся к проблематичным [3]. С развитием высокоточной аналитической базы и появлением современной аппаратуры локального микроанализа вещества каждое обнаружение нового минерального вида либо «нетипичного» минерала приобретает особое значение. Наиболее полная сводка о «достоверных» находках $Fe_{самор.}$ на Урале приведена в работе [3], согласно которой химический состав этого минерала, обнаруженного в различных породах включает в себя (в %): Fe — 79,6–99,2; Mn — 0,2–9,5; Cr — 0,05–11,38; Cu — 0,17–0,6; Au — 0–0,02.

Единичные знаки самородного железа были обнаружены нами в пробах-протоколках из цемента мелкогалечных конгломератов кузьелгинской подсвиты машакской свиты (R_2) в районе Шатакской структуры. Выделения

серо-стального цвета с металлическим блеском имеют удлиненно-неправильную, «червеобразную» форму и размеры до 2–3 мм по удлинению. Они были обнаружены в двух горизонтах, цемент одного из которых («нижнего», рис.) представлен мелкозернистым серицит-кварцевым агрегатом, а рудные минералы — гематитом и, реже, пиритом. В этом же горизонте пробирным методом были установлены максимальные (для пород машакского комплекса) содержания золота, составляющие 1,2–1,3 г/т (аналитическая лаборатория Миндякского рудника, аналитик Н. М. Кирсанова). Цемент второго горизонта конгломератов выполнен эпидот-хлорит-серицит-кварцевым агрегатом, а из рудных минералов в нем присутствуют халькопирит и магнетит. Значимых содержаний золота в нем не установлено.

Обращает на себя внимание тот факт, что в составе $Fe_{самор.}$, обнаруженного нами в этих горизонтах, присутствуют благородные металлы (Au и Pt), которые по количественным значениям превышают стандартную ошибку метода их определения (табл.). К сожалению, однозначно диагностировать форму вхождения Au и Pt в железо (изоморфная примесь либо собственные минеральные виды?) не представляется возможным.