

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство науки и образования РФ
Южно-Уральский
государственный университет

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2015**

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР:
ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**
Материалы Двадцать первой научной молодежной школы

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS–2015**

**MINERAL DEPOSITS OF OCEANIC STRUCTURES:
GEOLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY,
AND FORMATION CONDITIONS**
Proceedings of the XXI Scientific Youth School

Миасс
2015

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. 266 с.

ISBN 978-5-7691-2394-8

В сборник вошли материалы XXI научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования» (20–24 апреля 2015 г.). Первая глава сборника традиционно посвящена общегеологическим и геодинамическим аспектам океанических и палеоокеанических обстановок. Рассмотрены методы оценки условий и модели формирования месторождений полезных ископаемых. Отдельные разделы посвящены месторождениям черных и цветных металлов, а также золоторудным месторождениям Урала, Сибири и Кавказа. Представлены результаты изучения современных гидротермальных построек и марганцевых корок и конкреций на дне Атлантического и Тихого океанов. В разделе актуальных геолого-минералогических исследований даны результаты изучения рудовмещающих комплексов, минералов и месторождений нерудного сырья.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 15-35-10063-мол_г) и ЮУрГУ.

Илл. 56. Табл. 22.

Ответственные редакторы:

профессор, д.г.-м.н. В. В. Масленников, к.г.-м.н. И. Ю. Мелекесцева

Члены редколлегии: к.г.-м.н. Д. А. Артемьев, к.г.-м.н. Н. Р. Аюпова, д.г.-м.н. Е. В. Белогуб, д.г.-м.н. В. В. Зайков, к.г.-м.н. К. А. Новоселов, д.г.-м.н. В. А. Попов, к.г.-м.н. Н. П. Сафина

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans–2015. Mineral Deposits of Oceanic Structures: Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Formation Conditions. Scientific edition. – Miass: IMin UB RAS, 2015. 266 p.

ISBN 978-5-7691-2394-8

Proceedings of the XXI Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2015. Mineral Deposits of Oceanic Structures: Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Formation Conditions” (April 20–24, 2015) include abstracts dedicated to the geology, metallogeny, geodynamics, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleoceanic structures. The individual chapters are devoted to research methods and estimation of formation conditions of the deposits, gold deposits and deposits of ferrous and base metals of Urals, Siberia, and Caucasus including black smoker systems and Mn crusts and nodules from the Atlantic and Pacific oceans. A special chapter consists of abstracts, which present the results of study of ore-hosting complexes, minerals, and non-metallic deposits.

Holding of the School and abstract publishing is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 15-35-10063-мол_г) and South-Urals State University.

Figures 56. Tables 22.

Editors-in-Chief:

Professor V. V. Maslennikov and I. Yu. Melekestseva

Editorial board: D. A. Artem'ev, N. R. Ayupova, E. V. Belogub, Professor V. V. Zaykov, K. A. Novoselov, Professor V. A. Popov, N. P. Safina

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXI научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования». Школа проводится ежегодно с 1995 г. Институтом минералогии Уральского отделения Российской академии наук (ИМин УрО РАН) и Южно-Уральским государственным университетом (ЮУрГУ, филиал в г. Миассе).

Цель Школы – знакомство студентов и аспирантов с современными принципами металлогенического анализа разновозрастных структур океанического происхождения, достижениями морской и континентальной геологии и геологоразведочного дела. Школа предназначена для координации и повышения эффективности многоуровневой подготовки научных специалистов в области полезных ископаемых из различных вузов и научных организаций геологического профиля России и зарубежных стран. Главной социальной задачей Школы является формирование творческих связей состоявшихся и будущих молодых специалистов и привлечение в науку талантливой молодежи.

За 1995–2014 гг. в Школе участвовало более 1000 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского), Казахстана (Рудненского индустриального).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии: академики РАН А. П. Лисицын и В. А. Коротев, член-корреспонденты РАН В. Н. Анфилов, В. Н. Пучков, Е. В. Скляр, академики РАЕН Е. К. Мархинин и Ю. А. Богданов. Из иностранных ученых в работе Школы принимали участие профессора С. Скотт (Канада, Университет Торонто), А. Малахов (США, Университет Гонолулу), Р. Китагава (Япония, Университет Хиросимы), Ф. Баррига (Португалия, Лиссабонский университет), П. Герциг (Германия, Фрайбергская горная академия), П. Нимис (Университет г. Падуа, Италия), Ж.-Ж. Оржеваль (Бюро геологических исследований, Орлеан, Франция).

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся рецензируемое издание). Данный выпуск содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов разнообразной тематики: от глобальных проблем тектоники, магма- и рудообразования до тонких минералогических исследований с использованием современных методик и аппаратуры. В разделе «Краткие сообщения» опубликованы реферативные сообщения по различным тематикам, в том числе подготовленные юными геологами. Особенностью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в сети Интернет, что позволяет заочным участникам выступать в режиме *on-line*, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях. В программу Школы входит полевая экскурсия на месторож-

дения палеоокеанических структур. Неизменным объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений мира.

Финансовая поддержка Школе в 2015 г. оказана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 15-35-10063-мол_г) и Южно-Уральским государственным университетом.

**Оргкомитет XXI научной молодежной школы
«Металлогения древних и современных океанов–2015»**

Масленников В. В., проф., Институт минералогии УрО РАН – *председатель*
Зайков В. В., проф., Институт минералогии УрО РАН – *почетный председатель*
Анфилогов В. Н., чл.-корр. РАН, Институт минералогии УрО РАН
Аюпова Н. Р., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Баррига Ф., проф., Лиссабонский университет (Португалия)
Белогуб Е. В., д.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН – *зам. председателя*
Бортников Н. С., акад. РАН, ИГЕМ РАН
Вотьяков С. Л., акад. РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН
Жуков И. Г., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Зайкова Е. В., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Коротеев В. А., акад. РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН
Кривовичев В. Г., проф., Санкт-Петербургский государственный университет
Лисицын А. П., акад. РАН, Институт океанологии РАН
Мелекесцева И. Ю., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН – *ученый секретарь*
Новоселов К. А., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Пучков В. Н., чл.-корр. РАН, Институт геологии УНЦ РАН
Симонов В. А., д.г.-м.н., Институт геологии и минералогии СО РАН
Синяковская И. В., доц., Миасский филиал Южно-Уральского государственного университета
Скотт С., проф., Университет Торонто (Канада)
Теленков О. С., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Херрингтон Р., проф., Музей Естественной истории (Лондон, Великобритания)
Моисеев И. Б., к.г.-м.н., Учалинский ГОК
Юминов А. М., к.г.-м.н., Миасский филиал Южно-Уральского государственного университета

Часть 1. ГЕОЛОГИЯ, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ И ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

**В. В. Масленников^{1,2}, С. П. Масленникова¹, В. А. Котляров¹,
А. Ю. Леин³, Д. Ишияма⁴, Т. Урабе⁵, Р. Р. Ларж⁶, Л. В. Данюшевский⁶**

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
maslennikov@mineralogy.ru

³ – Институт океанологии РАН, г. Москва

⁴ – Университет Акита, г. Акита, Япония

⁵ – Университет Токио, г. Токио, Япония

⁶ – Университет Тасмании, центр CODES, г. Хобарт, Австралия

Древние и современные гидротермальные «курильщики» Западно-Тихоокеанского островодужного пояса

В последние годы в Институте минералогии УрО РАН, благодаря сотрудничеству с научными сотрудниками Института океанологии РАН, университетов Акиты, Токио и Тасмании, проводится изучение минералого-геохимических особенностей миоценовых (рудный район Хокуроко) и современных гидротермальных «курильщиков» Западно-Тихоокеанского островодужного пояса (рис.). Кроме традиционной микрозондовой диагностики минералов в Институте минералогии УрО РАН, авторами в университете Тасмании получены данные по типохимизму сульфидов гидротермальных труб методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС).

Сульфидные трубы, собранные нами на медноколчеданно-полиметаллических месторождениях района Хокуроко, образуют ряд от халькопиритовых и сфалерит-халькопиритовых разновидностей к сфалерит-баритовым и баритовым. Оболочка многих халькопиритсодержащих труб (месторождения Матсумайн, Матсуки, Ханава, Фурутобе) состоит из сфалерита или барита с примесью галенита, тетраэдрита и эвгедрального пирита. Каналы последовательно сложены халькопиритом, сфалеритом и баритом в ассоциации с галенитом, теннантитом или борнитом. Вместо изокубанита, характерного для современных «черных курильщиков» СОХ, встречаются халькопирит-борнитовые решетчатые сростания. Характерная особенность сульфидных труб из месторождений куроко типа – широкое развитие электрум-галенит-блекловорудной ассоциации, иногда с сульфосолями Ag, сульфидами Ag и Bi. Баритовые трубы, обнаруженные среди пиритовых руд рудника Тсутсумизава (Ханаока) и Ушинотаи-Ниши (Косака) [Shimazaki, Horikoshi, 1990; Shikazono, Kusakabe, 1999], образованы пластинчатыми агрегатами барита, содержащего микровключения фрамбоидального пирита, сфалерита и галенита, а также эвгедральных кристаллов кварца. Гораздо реже встречаются ангидрит и халькопирит.

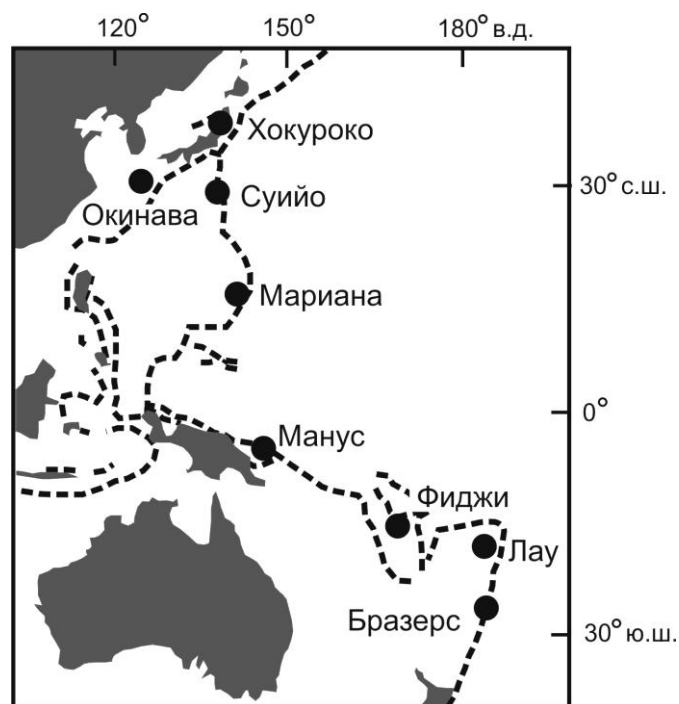


Рис. Схема расположения гидротермальных районов и полей в Западно-Тихоокеанском поясе.

По геологической позиции гидротермальные поля современных «курильщико» Западно-Тихоокеанского островодужного пояса подразделяются на четыре типа: 1) на базальтовом основании в задуговых бассейнах; 2) на дацит-андезит-базальтовом основании в околодуговых рифтах; 3) на дацитах в кальдерах внутридуговых вулканов центрального типа; 4) на осадочно-риолитовом основании в задуговых окраинно-континентальных рифтах [Богданов и др., 2006].

К *первому* типу относятся гидротермальные поля задуговых бассейнов Марианского трога, Северный Манус, Северный Лау и Центральный Лау, а также Северный Фиджи. Несмотря на то, что гидротермальные трубы этих полей образованы на островодужных толеитах, по составу они подразделяются на две минеральные разновидности. К первой разновидности относятся ангидрит-пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы бассейнов Северный Фиджи и Центральный Лау. По последовательности минералообразования, присутствию пирротина и ангидрита эти трубы напоминают «черные курильщико» СОХ за исключением более высоких содержаний свинца и золота [Бортников и др., 1993]. Вторая разновидность представлена халькопирит-барит-сфалеритовыми трубами гидротермального поля Венский Лес (Северный Манус) и полей бассейна Северный Лау и Марианского трога. Основными рудными минералами, слагающими гидротермальные отложения полей бассейна Северный Манус, являются сфалерит, вуртцит, барит, пирит, марказит и халькопирит, реже встречаются галенит и сульфосоли серебра и сурьмы.

Типичными представителями гидротермальных полей *второго* типа, сформированных в проксимальных задуговых центрах спрединга, являются поля хребтов Валу-Фа (поля Ваи Лили, Уайт Черч, Хине Хина) и Пуал (поле Пакманус). В пределах полей развиты вулканы среднего и кислого составов. В южной части бассейна Лау, в пределах хребта Валу-Фа, обнаружены три формирующиеся халькопирит-барит-сфалеритовые, пирит-марказитовые и сфалерит-баритовые трубы, обогащенные самородным золотом, борнитом, теннантитом, галенитом и сульфосолями Pb-As [Fouquet et al., 1993].

Гидротермальные поля *третьего* типа, формирующиеся в кальдерах внутридуговых вулканов, по ассоциации с дацитами и составу «черных курильщиков» напоминают предыдущий тип. Типичными представителями являются поля вулканов Суйо и Бразерс.

Вулкан Суйо располагается в пределах внутридугового бассейна Идзу-Бонинской океанической островной дуги. Характерная особенность сульфидных труб – обилие не только пирита, но и халькопирита и барита при подчиненном количестве сфалерита. Электронно-микроскопический анализ выявил минералы мышьяка: реальгар, аурипигмент и миметезит ($Pb_5(AsO_4)_3Cl$), при повышенных содержаниях золота (до 162 г/т) [Magumo et al., 2008]. В изученной нами трубе, наряду с этими минералами, в незначительном количестве присутствуют теннантит, галенит, аурипигмент, ангидрит и борнит. Гидротермальные трубы вулкана Бразерс подразделяются на барит-ангидрит-халькопиритовые, барит-борнит-халькопиритовые, халькопирит-барит-сфалеритовые и барит-сфалеритовые. В этом же ряду нарастает роль барита, второстепенных реальгара и аурипигмента, исчезают теллуриды висмута и золота, самородные висмут и теллур, пирротин, гематит и иорданит. Во всех трубах широко представлены теннантит и галенит. В борнит-халькопиритовых трубах присутствует энаргит [Berkenbosch et al., 2012]. Восточнее поля Пакманус на гидротермальном поле Сюзетта, сформированном на вершине околосреднего вулкана Сусу Нол, встречаются аналогичные разновидности труб, богатые халькопиритом и борнитом. В трубах, кроме пирита, барита, марказита, сфалерита, галенита, теннантита и самородного золота, нами обнаружены многочисленные микровключения теллуровисмутита, гессита и самородного теллура.

Типичным представителем обстановок *четвертого* типа является трог Окинава, который возник в результате субдукции Филиппинской океанической плиты под Евразийский континент. Считается, что трог Окинава представляет собой тектонически активный межконтинентальный задуговой бассейн [Halbach et al., 1993]. Наиболее известными являются поля Джейд и Хакурей, расположенные в 3 км друг от друга в кальдере Изена. Сульфидные постройки формируются на алевропелитовом осадочном основании, содержащем дотретичные карбонатно-черносланцевые комплексы, а также молодые вулканы бимодальных серий, представленные базальтовыми андезитами, дацитами и риолитами [Shinjo, Kato, 2000; Kawagucci et al., 2010]. На полях распространены барит-колчеданно-полиметаллические постройки «черных курильщиков» и диффузеров. Минеральная зональность сульфидных труб поля Джейд наиболее детально изучена П. Хальбахом и др. [Halbach et al., 1993]. Во внешнем кольце труб мощностью 1–10 см с относительно широкими концентрическими полосками развиты барит и аморфный кремнезем. Вблизи центра канала рудный материал более плотный и состоит из мелко- и крупнозернистого сфалерита с галенитом, иногда образующих тонкие прорастания (что свидетельствует об одновременном осаждении), при подчиненном количестве пирита и халькопирита (в виде «халь-

копиритовой болезни»). Барит, сфалерит и, в меньшей степени, халькопирит, преобладают над другими сульфидными минералами. В качестве второстепенных и редких встречаются стибнит, реальгар, аурипигмент, колломорфный марказит и фрамбoidalный пирит, ковеллин, галенит, Pb-As сульфосоли, киноварь, пирротин, замещенный марказитом, теннантит-тетраэдрит, дендриты серебра. В опал-баритовой оболочке изученного нами халькопирит-барит-сфалеритового диффузера из постройки поля Хакурои доминируют включения марказита, колломорфного реальгара и радиально-лучистого аурипигмента, серебристого тетраэдрита в сростании с галенитом. Количество друзовых агрегатов и сростаний галенита, халькопирита и тетраэдрита возрастает к каждому из многочисленных каналов.

По данным ЛА-ИСП-МС халькопирит изученных современных и древних «курильщиков» Западной Пацифики отличается от халькопирита «черных курильщиков» СОХ на один-два порядка меньшими содержаниями Se (3–147 г/т) и Co (0.02–8 г/т) при гораздо более высоких содержаниях Ag (до 254 г/т и более). В халькопирите некоторых труб района Хокуроко и Восточного Мануса (поле Сюзетта), в отличие от «черных курильщиков» СОХ, концентрируется Вi. Однако в трубах поля Сюзетта появление Вi связано с теллурувисмутитом, тогда как в «палеокурильщиках» района Хокуроко носителем Вi является, в основном, виттихенит.

В сфалерите изученных «курильщиков» на порядок меньше Fe (0.5–2 мас. %) и на два-три порядка ниже содержания Co (0–35 г/т) и Sn (1–3 г/т) по сравнению с вюртцитом современных «черных курильщиков» СОХ.

Таблица

Средние содержания элементов-примесей в колломорфном пирите гидротермальных труб «курильщиков» Западно-Тихоокеанского пояса (г/т)

Поле		n	V	Mn	Co	Ni	As	Ag	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi
Лау Центр	Б	7	1	109	0.05	6	120	65	5	0.03	2.2	77	483	0.001
		σ	0	33	0.04	6	84	41	6	0.03	1.7	68	367	0.000
Лау Север	Б	17	12	9955	0.10	27	1199	60	37	0.07	0.5	1271	1399	0.002
		σ	19	3695	0.06	22	897	13	32	0.12	0.2	841	869	0.002
Венский лес	Б	20	3	2186	0.30	11	770	76	2	0.09	4.4	655	1496	0.002
		σ	1	1371	0.48	3	676	113	3	0.12	5.5	787	1322	0.002
Пакманус	Д	11	1	492	25	12	10322	87	65	0.08	3.4	2346	1327	0.002
		σ	1	309	36	6	5299	255	97	0.10	7.6	1661	1132	0.003
Сюзетта	А	36	1	263	7	11	6756	268	204	0.32	25.7	1488	3111	0.85
		σ	1	165	22	10	5742	491	471	0.49	43.5	3431	5681	3.50
Суйо	Д	7	3	2624	7	70	4250	123	12	0.12	3.9	1512	1155	0.16
		σ	1	1622	7	56	1276	212	4	0.13	2.0	432	350	0.09
Хокуроко	Д	16	4	568	21	34	7991	2304	675	0.64	10.9	1372	10889	244
		σ	5	482	38	53	6773	3048	1037	0.85	10.3	1652	13799	556

Примечание. А – андезиты, Б – базальты, Д – дациты; n – количество проб; σ – стандартное отклонение.

Колломорфный пирит из оболочки труб содержит гораздо больше Pb, Tl, Ag, Au, Sb и As по сравнению с колломорфным пиритом «черных курильщиков» СОХ. Содержания этих элементов возрастают по мере увеличения количества кислых вулканитов относительно базальтов. Максимальные содержания этих элементов установлены для колломорфного пирита гидротермальных труб района Хокуроко и поля Сюзетта (табл.).

Несмотря на разнообразие локальных геологических обстановок, большинство изученных труб характеризуется близкими минералого-геохимическими особенностями, которые можно объединить в единую группу барит-полиметаллических «курильщиков» вне зависимости от состава вмещающих пород. Вместе с тем, следует отметить, что обнаружение теллуридов в трубах «курильщиков» полей Сюзетта и Бразерс наводит на мысль о сходстве их с «курильщиками» колчеданных месторождений уральского или, скорее всего, понтийского типов, также сформированных на вулканиках энсиматических островных дуг. Теллуриды в трубах месторождений Хокуроко пока не обнаружены. Другие «курильщики» (поля бассейна Северный Лау) по присутствию пирротина и низким содержаниям Tl напоминают «черные курильщики» СОХ. «Курильщики» поля Хакурей по составу и геологической позиции сопоставимы с барит-полиметаллическими трубами колчеданных месторождений алтайского типа.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (№ 14-05-00630).

Литература

- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевиц А. М., Гурвич Е. Г.* Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Бортников Н. С., Федоров Д. Т., Муравьев Г. К.* Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (юго-западная часть Тихого океана) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 6. С. 528–543.
- Berkenbosch H. A., de Ronde C. E. J., Gemmel B. J. B. et al.* Mineralogy and formation of black smoker chimneys from Brothers submarine volcano, Kermadec Arc // *Economic Geology*. 2012. Vol. 107. P. 1613–1633.
- Fouquet Y., Von Stackelberg U., Charlou J.-L. et al.* Metallogenesis in back-arc environments: the Lau Basin example // *Economic Geology*. 1993. Vol. 88. P. 2154–2181.
- Halbach P., Pracejus B., Marten A.* Geology and mineralogy of massive sulphide ores from the Central Okinawa Trough, Japan // *Economic Geology*. 1993. Vol. 88. P. 2210–2225.
- Kawagucci S., Shirai K., Lan T. F., Takanata N., Tsunogai U., Sano Y., Gamo T.* Gas geochemical characteristics of hydrothermal plumes at the Hakurei and Jade vent site, the Izena Cauldron, Okinawa Trough // *Geochemical Journal*. 2010. Vol. 44. P. 507–518.
- Marumo K., Urabe T., Gamo A. et al.* Mineralogy and isotope geochemistry of active submarine hydrothermal field at Suiyo Seamount, Izu-Bonin ARC, WEST Pacific Ocean // *Resource Geology*. 2008. Vol. 58. No. 3. P. 220–248.
- Shikazono N., Kusakabe M.* Mineralogical characteristics and formation mechanism of sulfate-sulfide chimneys from Kuroko area. Mariana Trough and Mid-Ocean ridges // *Resource Geology Special Issue*. 1999. № 20. P. 1–11.
- Shimazaki H., Horikoshi E.* Black ore chimney from the Hanaoka Kuroko deposits, Japan // *Mining Geology*. 1990. Vol. 40. № 5. P. 313–321.
- Shinjo R., Kato Y.* Geochemical constrains on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough. An incipient back arc basin // *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 117–137.

В. А. Симонов, А. В. Котляров, С. И. Ступаков
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
kotlyarov@igm.nsc.ru
simonov@igm.nsc.ru

**Особенности формирования базальтовых комплексов,
вмещающих колчеданно-полиметаллическое месторождение
Кызыл-Таштыг, Восточная Тува**

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Кызыл-Таштыг (Восточная Тува) привлекает внимание многих исследователей и в последние годы является фактически эталонным объектом при выполнении совместных проектов СО РАН (Институт геологии и минералогии) и УрО РАН (Институт минералогии). Во время экспедиционных работ 2014 г. были рассмотрены геологические особенности базальтовых комплексов, залегающих в непосредственной близости с телами сульфидных руд. Собраны также новые коллекции пород, позволившие рассмотреть условия формирования вмещающих Кызыл-Таштыгское месторождение эффузивных толщ.

Детальные исследования юго-восточного борта карьера выявили преобладание базальтовых комплексов среди вмещающих сульфидные руды пород (рис. 1). Особый интерес представляет мощный (до 30 м) горизонт слабоизмененных базальтов (часто со столбчатой отдельностью), падающий под небольшим углом на юго-запад и располагающийся либо несколько выше сульфидных руд, либо фактически с ними на одном уровне (рис. 1). Этот горизонт перекрывается туфами (преимущественно базальтового состава) мощностью до 10 м. Далее вверх по разрезу наблюдается субгоризонтальный «слой» (до 30 м) измененных базальтов, сменяющийся туфами и тектонизированными базальтами и диабазами. К юго-западу все породы интенсивно тектонизированы и разбиты на отдельные блоки. Здесь преобладают туфы (с отдельными фрагментами базальтов), углисто-кремнистые породы и хлорит-серицитовые сланцы.

Наибольший интерес среди базальтовых комплексов вызвали слабоизмененные породы со столбчатой отдельностью, представленные базальтами и диабазами, часто с мелкими вкрапленниками клинопироксенов. Исследования этих пород с сохранившимися магматогенными клинопироксенами дает возможность выяснить палеогеодинамические и физико-химические условия формирования базальтовых комплексов, тесно ассоциирующих с рудными телами Кызыл-Таштыгского месторождения.

Особое значение при изучении древних месторождений имеет установление палеогеодинамической обстановки, в которой формировались рудообразующие структуры. Палеотектоническая позиция Кызыл-Таштыгского колчеданно-полиметаллического месторождения в одних случаях связывается с палеорифтовой зоной Тувино-Байкальского линеамента, заложенной на склоне зачехленного срединного массива в условиях зрелой континентальной коры [Кузубный и др., 2001]. По данным других исследователей [Дистанов и др., 1998] формирование месторождения связано с кембрийскими островодужными комплексами. Существует мнение о развитии колчеданоносных зон Тувы в рифтах Саяно-Тувинского окраинного моря [Зайков, 2006]. Проведенные нами ранее исследования [Симонов и др., 1999б] говорят о формировании Кызыл-Таштыгского месторождения в палеогеодинамических условиях системы, состоявшей из островной дуги и развивающегося задугового бассейна.

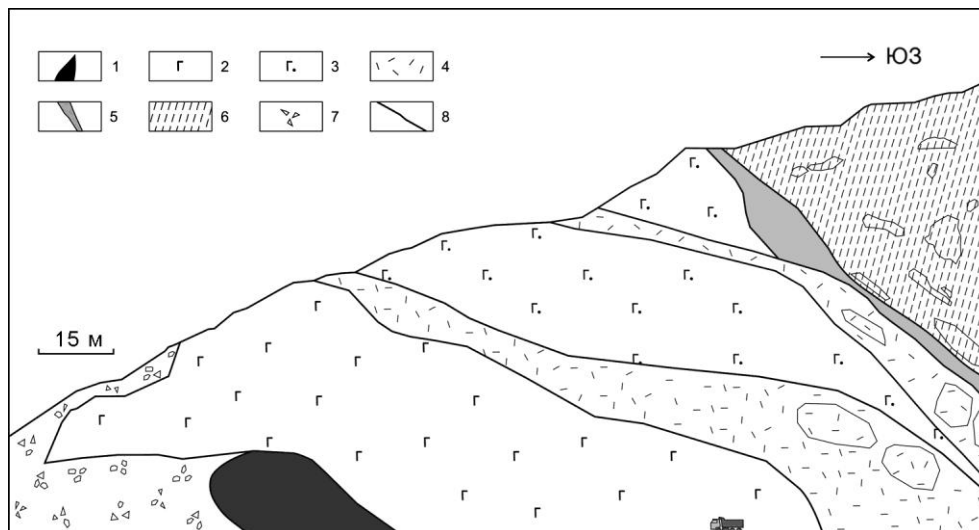


Рис. 1. Схема геологического строения вмещающих Кызыл-Таштыгское месторождение базальтовых комплексов: юго-восточный борт карьера.

1 – сульфидные руды; 2 – слабоизмененные базальты и диабазы со столбчатой отдельностью; 3 – измененные базальты; 4 – туфы, туфобрекчии; 5 – углеродисто-кремнистые породы; 6 – хлорит-серицитовые сланцы, туфы; 7 – осыпи; 8 – геологические границы.

Среди собранных в 2014 г. образцов эффузивных пород наиболее детально изучены слабо измененные базальты и диабазы со свежим клинопироксеном как в виде вкрапленников (до нескольких миллиметров), так и в основной мелкозернистой массе. По соотношению суммы щелочей и SiO_2 породы принадлежат сериям нормальной щелочности, а по отношению $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ они являются толеитами. На диаграмме $\text{TiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ эффузивы располагаются в поле базальтов задуговых бассейнов. По петрохимическим данным устанавливается фракционирование магм с падением алюминия и ростом железистости в остаточных расплавах.

Значительный объем новых данных был получен в результате анализа неизмененных клинопироксенов, которые, несмотря на кембрийский возраст пород, сохраняют первичную информацию об условиях развития магматических систем. Изученные пироксены по соотношению миналов ($\text{En}-\text{Wo}-\text{Fs}$) являются авгитами и близки к данным для клинопироксенов, кристаллизовавшихся в присутствии воды при давлениях около 2 кбар [Gaetani et al., 1993]. Вкрапленники часто зональны: от центра кристалла к краю увеличиваются содержания титана, алюминия, кальция и снижаются количества железа, марганца, магния.

По соотношению TiO_2-FeO (рис. 2) клинопироксены базальтов, вмещающих месторождение, располагаются на границе между океаническими и островодужными минералами и попадают в большинстве случаев в поле пироксенов из эффузивов задугового бассейна Лау (Тихий океан). На тройной диаграмме $\text{SiO}_2/100-\text{TiO}_2-\text{Na}_2\text{O}$ точки клинопироксенов приурочены к полю минералов океанических базальтов типа MORB и островодужных толеитов. Почти все они находятся в области пироксенов задугового бассейна Лау. На диаграмме $(\text{Ti}+\text{Cr})-\text{Ca}$ клинопироксены показывают островодужные характеристики, но часть из них соответствует минералам из базальтов

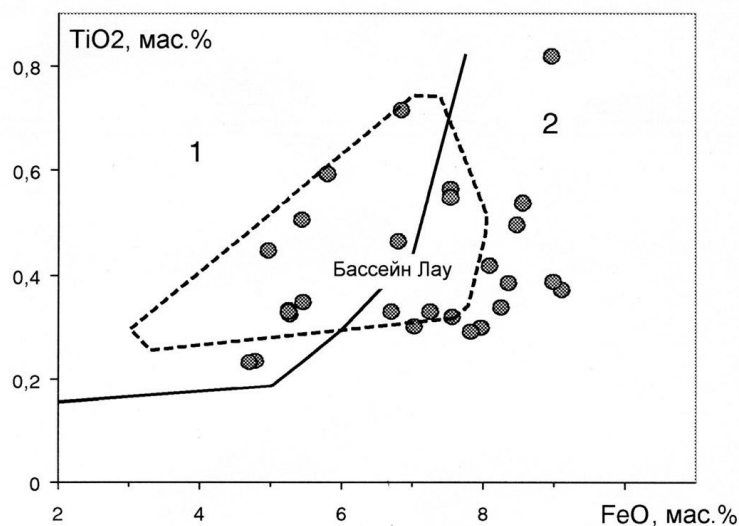


Рис. 2. Диаграмма TiO_2 – FeO для клинопироксенов из базальтов, вмещающих месторождение Кызыл-Таштыг.

Области клинопироксенов из базальтов срединно-океанических хребтов (1) и островных дуг (2). Пунктиром показано поле клинопироксенов из базальтов задугового бассейна Лау в Тихом океане.

спрединговых зон типа MORB. При этом подавляющее большинство данных находится в поле пироксенов бассейна Лау.

На основе полученных данных можно оценить параметры магматических систем, сформировавших вмещающие базальтовые комплексы Кызыл-Таштыгского месторождения. Расчетное моделирование проводилось по программе PETROLOG [Danuyshchevsky, Plechov, 2011] с использованием химического состава слабоизмененного базальта со свежим клинопироксеном. Учтено, что согласно особенностям своего состава (соотношение миналов $Wo-Ep+Fs$) пироксены образовались при давлении до 2 кбар в присутствии воды. Принимая во внимание содержание H_2O 0.94–1.1 мас. % в стеклах расплавных включений в минералах из базальтов современного окраинного бассейна Вудларк (Тихий океан) [Симонов и др., 1999а], содержание воды в базальтовых расплавах Кызыл-Таштыгского рудного поля могло достигать 1 мас. %.

Компьютерное моделирование показало, что ликвидусная кристаллизация клинопироксенов из рассмотренных базальтов (1–2 кбар, 0.5–1 мас. % H_2O) происходила при температурах 1100–1165 °С. Расчетная магнезиальность минерала ($Mg\#$ 80–81.5) близка к реальным измеренным параметрам проанализированных пироксенов ($Mg\#$ 79–80). Расчеты по составу клинопироксенов с использованием минералогических термометров и барометров [Перчук, 1980; Ащепков, 2001] показали сходные результаты (0.7–1.5 кбар, 1100–1145 °С), свидетельствуя одновременно о возможности более высоких параметров кристаллизации пироксенов: 2.5–3.5 кбар, 1200–1260 °С. Расчетные температуры согласуются с установленными ранее по расплавным включениям температурными характеристиками кристаллизации базальтов в районе месторождения Кызыл-Таштыг – 1130–1210 °С [Симонов и др., 1999а].

Таким образом, проведенные исследования показали, что базальтовые комплексы, вмещающие Кызыл-Таштыгское колчеданно-полиметаллическое месторождение в Восточной Туве, сформировались в условиях древнего задугового бассейна. Кристаллизация пород происходила при температурах 1100–1165 °С и давлении до 2 кбар из расплавов, содержащих значительные (до 1 мас. %) количества воды.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ООО «Лунсин» и ТузИКОПР СО РАН (г. Кызыл) за помощь при проведении экспедиционных исследований. Работа выполнена при поддержке Проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.

Литература

Ащепков И. В. Клинопироксеновый барометр для глубинных пород // *Мат. XIV Рос. сов. по эксперимент. мин. Черноголовка, 2001. С. 250.*

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Гаськов И. В. Полиметаллические месторождения палеоостроводужных систем и континентальных окраин юга Сибири // *Мат. конф. «Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления». Иркутск, 1998. С. 233–234.*

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

Кузубный В. С., Макаров В. А., Калеев Е. А. и др. Кызыл-Таштыгский кочеданно-полиметаллический рудный узел Восточной Тувы. Красноярск, 2001. 292 с.

Перчук Л. Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // *Доклады Академии наук СССР. 1980. Т. 233. № 6. С. 1196–2000.*

Симонов В. А., Дриль С. И., Кузьмин М. И. Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // *Доклады Академии наук. 1999а. Т. 368. № 3. С. 388–391.*

Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // *Металлогения древних и современных океанов–1999. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999б. С. 16–23.*

Danyushevsky L. V., Plechov P. Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. Vol. 12. № 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.*

Gaetani G. A., Grove T. L., Bryan W. S. The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks // *Nature. 1993. Vol. 365. P. 332–334.*

Д. Е. Савельев

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
sav171@mail.ru*

О критериях определения роли процессов магматизма, метасоматоза и реоморфизма в петрогенезисе мантийных ультрамафитов

В петрологии глубинных пород общепринято отводить ведущую пороодообразующую роль таким процессам, как 1) кристаллизация магматических расплавов (магматизм); 2) реакционное взаимодействие кристаллических пород с флюидами и/или расплавами (метасоматоз); 3) кристаллизация из гидротермальных растворов и газообразной фазы (гидротермальный петрогенезис); 4) преобразование кристалли-

ческих пород в твердом состоянии без существенного привноса-выноса химических элементов (РТ-метаморфизм) и 5) перераспределение минерального вещества в твердом состоянии при пластическом течении пород без существенного массопереноса во флюидной фазе и химических реакций (реоморфизм, дислокационный метаморфизм).

Применительно к мантийным (офиолитовым) ультрамафитам, обнажающимся в складчатых поясах, наиболее актуальным является рассмотрение трех из пяти указанных процессов: магматизма, метасоматоза и реоморфизма, поскольку именно эти три модели чаще всего предлагаются для объяснения структурно-вещественных особенностей пород [Кравченко, 1969; Москалева, 1974; Савельев, 2013; Чернышов, Юричев, 2013; Lago et al., 1982].

Любое исследование с целью определения генезиса геологического объекта сталкивается с проблемой выявления процесса (событий во времени) на основе изучения статичного материала (горной породы в месте современного залегания). Один из основных путей, ведущих к преодолению данной проблемы в других областях знаний – воспроизведение природных условий в лаборатории (эксперимент) – в петрологии мантийных ультрамафитов в полной мере невозможен. Только отдельные элементарные процессы на уровне зерен и минеральных агрегатов могут быть воспроизведены в эксперименте (плавление, химическое взаимодействие, пластическая деформация).

Другая возможность – выявление в изучаемых однотипных объектах свидетельств различных переходных стадий одного и того же процесса, которой мы и воспользуемся. Примем следующие допущения: 1) рассмотрим ультрамафитовые комплексы складчатых поясов как «однотипные объекты», соответственно, к «однотипным» будем относить все дунитовые образования среди перидотитов этих комплексов; 2) если предполагаемый процесс действительно был при образовании многих однотипных объектов, то маловероятно, что он прошел во всех случаях до конца, т. е. достаточно часто должны наблюдаться его переходные стадии; 3) процесс характеризовался некоторой длительностью, хотя абсолютный временной интервал этой «длительности» не важен, а важно лишь то, что процесс не мог завершиться мгновенно.

К наиболее однозначным признакам, указывающим на кристаллизацию пород из расплава, относятся следующие: 1) порфиновые структуры со стекловатой основной массой в близповерхностных образованиях; 2) наличие первично-магматической зональности в масштабе зерен минералов и скрытой геохимической расслоенности в масштабе геологических тел; 3) наличие зон закалки в краевых частях интрузивов.

Образование дунитов и хромититов в результате кристаллизационной дифференциации должно сопровождаться асимметричной петрографической и геохимической зональностью, подобно таковой, устанавливаемой в расслоенных интрузиях. Для офиолитовых комплексов этот механизм приходится исключить по следующим причинам: 1) холодные тектонические контакты массивов; 2) сложные структурные соотношения между дунит-хромититовой ассоциацией и перидотитами, эпигенетичность дунитовых жил по отношению к перидотитам; 3) отсутствие скрытой геохимической расслоенности; 4) несоответствие состава породообразующего оливина закономерностям кристаллизационной дифференциации: выдержанные высокие содержания магния и никеля в оливине независимо от положения пород в разрезе, тогда как кристаллизация расплава сопровождается постепенным уменьшением концентрации данных элементов в оливине вследствие высокого коэффициента их распределения между оливином и расплавом [Рингвуд, 1981].

Тем не менее, признаки магматических процессов в ультрамафитовой части офиолитов проявлены довольно широко, но, по-видимому, ограничены поровым и трещинным течением мафитовых расплавов. Первый процесс фиксируется по расплавленным включениям в минералах рестита (оливине, хромшпинелиде). Второй процесс фиксируется дайками и жилами габбро и пироксенитов, пересекающими дунит-гарцбургитовую полосчатость.

В метасоматическом процессе по определению основная роль принадлежит химическому взаимодействию между кристаллическими частицами или между кристаллами и флюидом (расплавом). Можно предположить, что данный процесс не может проходить мгновенно и должен «оставлять следы» в породах в том случае, когда он был остановлен на промежуточной стадии. Петрографически это должно быть отражено в реакционных взаимоотношениях между минералами. Хорошей иллюстрацией реакционных процессов могут служить петельчатая структура не полностью замещенного серпентином оливина или теневая структура в амфиболизированном пироксене, которые можно часто наблюдать в соответствующих породах.

Все «реакционные» модели образования дунитов с хромовых оруденением предполагают постепенный переход существенно ортопироксеновых парагенезисов в мономинеральный оливиновый, но различными способами: «оливинизация» при проработке магнезиальными или «восстановленными» флюидами [Варлаков, 1978; Макеев, Брянчанинова, 1999; Москалева, 1974; Чашухин, Вотяков, 2009 и др.], либо реакция расплава базальтового или бонинитового состава с перидотитом, ведущая к растворению пироксенов [Батанова, Савельева, 2009; Kelemen et al., 1995; Zhou et al., 1996 и др.].

При реализации реакционных моделей должны всегда фиксироваться постепенные переходы от перидотита к дуниту, причем в зоне контакта должны встречаться химически корродированные зерна пироксенов, реакционные взаимоотношения между пироксенами и оливином, кристаллизовавшиеся расплавленные составляющие с выделившимися здесь же мелкими кристаллами хромита и т. д. Однако в реальных дунитах эти признаки обычно не наблюдаются. Часть из них отмечается в плагиоклазовых перидотитах, которые часто сопровождают крупные дунитовые тела [Савельев и др., 2008], однако связь их с дунитами и хромититами не определена. В дунитах же, как правило, отмечается «трещинное» течение расплава, фиксируемое в виде прожилков клинопироксена, занимающих секущее положение по отношению к внутренней структуре пород (струйчатости хромшпинелидов, минеральной сланцеватости) [Савельев и др., 2008]. Кроме того, участие водного флюида или расплава в петрогенезе мантийных ультрамафитов проявляется в виде небольших количеств «амфиболоподобных» фаз в перидотитах, по составу соответствующих паргаситу, обогащенному натрием и хромом [Савельев и др., 2014 и др.], а также в некоторых петроструктурных узорах оливина, соответствующих пластическому течению во «влажных» условиях. Однако роль флюида в вещественных преобразованиях ультрамафитов не доказана.

Рассмотрим факты, которые должны наблюдаться при реализации твердофазного механизма образования дунитов и хромититов. В этом случае переход от перидотитов к дунитам реализуется не химическим, а механическим путем [Савельев, Федосеев, 2011; 2014], что должно быть отражено в постепенном увеличении мощности мономинеральных прослоев поликристаллического оливина. Пироксены, препятствующие пластическому течению, должны мигрировать из центральных частей потока к краям. Неоднородная деформация породообразующих минералов должна

фиксироваться петрографическими и петроструктурными методами. Если твердофазное извлечение хрома из породообразующих минералов действительно было в природных ультрамафитах, то оно должно также фиксироваться петрографическими методами в образцах, где процесс был остановлен на начальной стадии образования дунитовых обособлений.

Все указанные выше признаки действительно наблюдаются в офиолитовых ультрамафитах. Во-первых, во всех разновидностях пород ультрамафитовых частей офиолитовых комплексов отмечаются деформационные структуры и предпочтительная оптическая ориентировка оливина, что говорит о кристаллизации пород в условиях пластической деформации. Во-вторых, наиболее мобильной минеральной ассоциацией комплексов является хромитит-оливиновая (дунитовая), что противоречит магматическому внедрению, но находится в полном соответствии с реоморфической моделью. В-третьих, наряду с постепенными переходами от перидотитов к дунитам, часто отмечаются резкие, когда на контакте с дунитовым телом перидотиты содержат до 30 % пироксенов. Оба типа соотношений хорошо объясняются реоморфической моделью [Савельев, Федосеев, 2011; 2014], вместе с тем последний тип соотношений противоречит постепенному реакционному механизму образования дунитов. Образование новых зерен хромшпинелидов при обособлении мономинерального поликристаллического дунита в зонах пластического течения было показано недавно [Савельев, 2014]. Начальные стадии сегрегации проявляются в образовании нитевидных выделений вдоль границ пластически деформированных зерен оливина, которые в дальнейшем сливаются, формируя ограненные кристаллы. Выявленные в природных образцах структуры по генезису представляют собой аналоги таковых, образующихся в условиях динамического старения металлов, и обусловлены реоморфической сегрегацией примесей. Сегрегация более твердой фазы (хромита) в поликристаллическом оливине также должна способствовать «расслоению» материала со все большим разделением его на высокопластичные существенно оливиновые слои и более прочные, обогащенные сегрегациями хромита.

Таким образом, фактический материал по структурным особенностям, петрографическому и минералогическому составу ультрамафитовых комплексов офиолитов не подтверждает широко распространенных концепций их магматического и/или реакционного происхождения. Породы и руды имеют максимальное количество признаков, свидетельствующих о формировании их в ходе пластического течения мантийного вещества, которое, вероятно, и явилось причиной дифференциации материала в твердом состоянии.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ «р_поволжье_a № 14-05-97001».

Литература

Батанова В. Г., Савельева Г. Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.

Варлаков А. С. Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала // В кн.: Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978. С. 63–82.

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.

Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.

- Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.
- Савельев Д. Е.* Соотношение структур рудоносной дунит-хромититовой ассоциации и перидотитов в офиолитах (на примере массива Крака) // Литосфера. 2013. № 2. С. 76–91.
- Савельев Д. Е.* К вопросу о происхождении пойкилитовых включений оливина в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов // Геологический сборник № 11. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 134–146.
- Савельев Д. Е., Федосеев В. Б.* Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.
- Савельев Д. Е., Федосеев В. Б.* Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах // Вестник Пермского университета. Серия «Геология». 2014. № 4. С. 22–41.
- Савельев Д. Е., Белозуб Е. В., Котляров В. А.* Минералого-геохимическая зональность и деформационный механизм формирования хромитит-дунитовых тел в офиолитах (на примере массива Крака, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 95–98.
- Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А.* Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2008. 320 с.
- Чацухин И. С., Вотяков С. Л.* Поведение элементов семейства железа, оксидометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 140–156.
- Чернышов А. И., Юричев А. Н.* Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.
- Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V. J. M.* Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. 1995. Vol. 375. P. 747–753.
- Lago B. L., Rabinowicz M., Nicolas A.* Podiform chromite ore bodies: a genetic model // Journal of Petrology. 1982. Vol. 23. № 1. P. 103–125.
- Zhou M.-F., Robinson P. T., Malpas J., Li Z.* Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt–rock interaction and chromite segregation in the Upper Mantle // Journal of Petrology. 1996. Vol. 37. № 1. P. 3–21.

Т. С. Якимов, А. В. Малышев, Е. В. Кислов
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
yakimov-timur@mail.ru

Состав и условия образования позднепротерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Западного Забайкалья

Тектоническая позиция, вещественный состав и возраст магматических комплексов, формирование которых происходит в глубинных уровнях земной коры, являются одними из фундаментальных проблем петрологии, геохимии и геодинамики. Понимание петрогенезиса этих магматических образований позволяет не только по-новому взглянуть на рост земной коры в протерозое, но и разработать петрологические индикаторы геодинамических обстановок, отражающих мантийно-коровое

взаимодействие. Изучение этих проблем актуально как для решения фундаментальных задач петрологии и геохимии, так и для конкретных прикладных задач, связанных с геологическим картированием метаморфических и магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Главной целью работы являлся анализ этапов, особенностей и источников ультрамафит-мафитового магматизма протерозойского этапа развития Байкальского региона.

Метешихинский массив расположен на хр. Урлак в междуречье рр. Метешиха и Большая. Массив имеет сложное строение: центральную часть слагают мелкие тела дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов; основной объем массива (~80 %) представлен различными габброидами [Малышев, 2011].

Все породы Метешихинского массива относятся к толеитам нормального ряда и характеризуются высокой магнезиальностью и низким содержанием TiO_2 и K_2O (рис.). Для ультрамафитов устанавливается тренд изменчивости составов пород, обусловленный фракционированием оливина и клинопироксена. Это проявляется в резком возрастании CaO при уменьшении MgO (см. рис.), содержание глинозема при этом меняется незначительно. Среди мафитов расслоенной серии наблюдается фракционирование плагиоклаза, которое определяется по резкому возрастанию содержания глинозема при уменьшении содержания MgO . По мере увеличения содержания SiO_2 в породах этой ассоциации уменьшаются содержания TiO_2 , Al_2O_3 и CaO (см. рис.).

Для пород массива установлены низкие содержания редкоземельных и других некогерентных элементов. Спектры распределения РЗЭ габброидов Метешихинского массива имеют пологий $(\text{La/Yb})_N = 0.24$ положительный наклон и положительную Sr и Eu аномалию ($\text{Eu/Eu}^* = 1.9$). Ярко выражены минимумы Th , Nb и Zr с низкими содержаниями и пологим отрицательным трендом тяжелых редких земель, что характерно для пород островодужной серии.

Ar-Ag возраст роговой обманки из габбро составляет 809 ± 8 млн лет, что согласуется с данными о формировании в это время рифейских активных континентальных окраин [Малышев, 2011].

Массив Острая Сонка располагается в 15 км вверх по течению р. Метешиха от Метешихинского плутона. Массив сложен породами двух фаз, которые образуют самостоятельные, несогласные друг с другом тела в пределах единого массива [Малышев, 2011]. По содержанию кремнезема и щелочей породы массива относятся к основным породам нормального ряда (SiO_2 43–53 мас. %, сумма щелочей 0.43–5.0 мас. %) и характеризуются высокой глиноземистостью (7.14–30 мас. % Al_2O_3) и низкой титанистостью (0.1–1.0 мас. % TiO_2), бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O} > 4$). Магнезиальность пород колеблется от $\text{Mg}\# = 60$ в перидотитах до $\text{Mg}\# = 14$ в лейкогаббро. На вариационных диаграммах MgO –элемент составы пород образуют тренд дифференциации от наиболее меланократовых пород (MgO 14.5 мас. %) до наиболее лейкократовых (MgO 0.4 мас. %). Такие тренды обусловлены как количественным соотношением минералов в породе, так и общим процессом дифференциации в магматической камере.

С уменьшением содержания MgO возрастает содержание SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O (см. рис.), что характерно для пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации. По мере снижения MgO в породе уменьшается доля оливина и его магнезиальность. Содержание CaO с уменьшением MgO в породах массива остается постоянным, а содержание Al_2O_3 возрастает от 12.5 мас. % в оливиновом габбро до 30 мас. % в лейкократовых разностях габбро, что связано с фракционированием плагиоклаза.

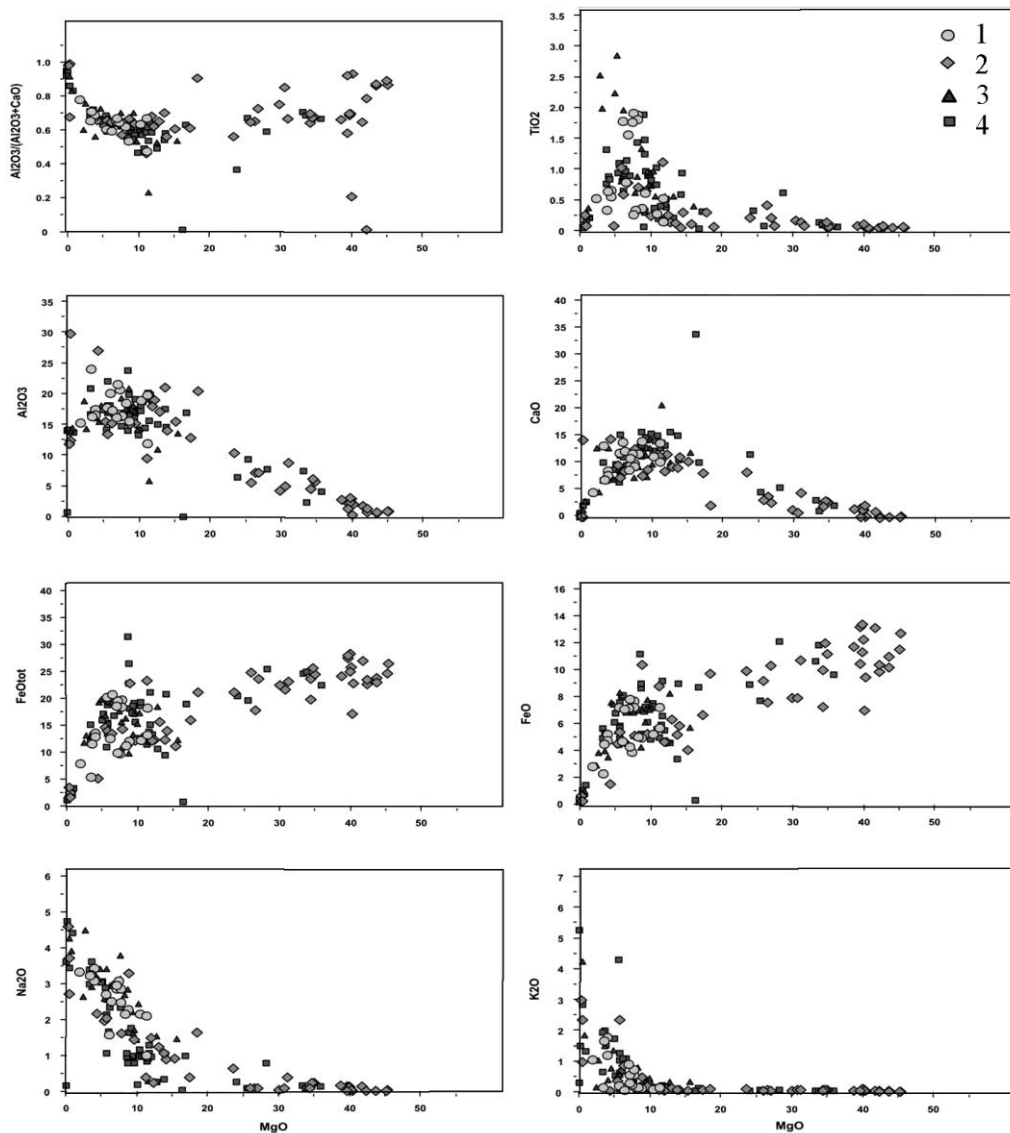


Рис. Особенности петрохимии позднепротерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Западного Забайкалья.

1 – Острая Сопка, 2 – Маринкин, 3 – Урбикан, 4 – Метехишинский.

Для всех пород массива характерны низкие содержания РЗЭ, не превышающие 10 хондритовых единиц, с пологими отрицательными спектрами. Нормализованное к хондриту $(La/Yb)_N$ отношение варьирует от 2.5 до 6.4, отражая обогащение пород легкими лантаноидами. Для всех проанализированных образцов установлена положительная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*)_N = 1.7-2.4$, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. На мультиэлементных диаграммах, нормированных на состав примитивной мантии, выделяются минимумы Ta, Hf, Ti и Zr, а также

обогащение пород крупноионными литофильными элементами и Sr, что, наряду с обогащением легкими лантаноидами, характерно для остороводужных базальтов.

Возраст пойкилитового магматического амфибола в габбро составляет 844 ± 6 млн лет [Малышев, 2011]. В целом, ряд геологических и близких петролого-геохимических особенностей позволяет утверждать о генетической близости к Метешихинскому массиву, кроме того, как показывают геохронологические данные, pluton Острая Сопка формировался на позднепротерозойском этапе закрытия Палеоазиатского океана.

Урбиканский интрузивный комплекс прослеживается в субмеридианальном направлении в среднем течении рр. Кабанья и Урбикан на протяжении около 30 км. Массивы залегают в осадочно-вулканогенной толще пород (амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые микрогнейсы с редкими прослоями и линзами мраморов), метаморфизованной в условиях эпидот-амфиболитовой фации, прорваны гранитоидами баргузинского комплекса и часто представляют собой останцы среди гранитоидов.

Восточная часть Урбиканского комплекса сложена дифференцированной серией пород от плагиовестеритов до габброноритов. Вкрапленность магнетита и ильменита неравномерная, иногда прожилковая. Также широко распространена сульфидная минерализация, представленная мелкой сингенетичной пирротин-халькопиритовой вкрапленностью и эпигенетическими обособлениями пирита. Западная часть отделена от восточной разломом с бластомилонитами и полосой вмещающих пород, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами.

Северо-западная эндоконтактная часть и отдельные фрагменты юго-восточной представлены габбро, ближе к центру располагаются пироксениты, а центральная часть сложена перидотитами, имеющими друг с другом постепенные взаимные переходы. Габбро и пироксениты в массиве сильно амфиболитизированы. В них наблюдается редкая вкрапленность сульфидов. Юго-западнее в эрозионном врезе руч. Якшакан вскрыты амфиболитизированные габбро и габбро-пегматиты, где отмечена сульфидная минерализация, приуроченная к контакту массива с вмещающими амфиболитами [Цыдыпов и др., 2006].

Породы Урбиканского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу, судя по средним значениям $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$ для основных групп пород комплекса $\tau = 7.6-36.4$ [Цыдыпов и др., 2006].

Получены новые данные по Rb-Sr изотопии: исходя из возраста 700 млн лет, были вычислены первичные изотопные отношения, варьирующие от 0.70171 до 0.70878. Возраст 750 ± 6 млн лет принят за базовый, поскольку пироксениты в ходе кристаллизации комплекса формировались раньше, чем оливинное габбро.

Предположительно, эти структурно-вещественные комплексы сформировались в северо-восточном сегменте Палеоазиатского океана, который представлял собой цепочку окраинных морей разного типа: от островных дуг, до узких задуговых бассейнов.

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив расположен в бассейне руч. Маринкиного в правом борту долины верхнего течения р. Тулдуни (левый приток р. Витим) против устья р. Ирокинда. Он находится в южной части Келяно-Иракиндинской структурно-формационной зоны в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы и контролируется зоной Келяно-Ирокиндинского глубинного разлома. Это типоморфный интрузив маринкиного комплекса [Kislov et al., 2009].

Маринкин массив имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Его центральную часть составляют дуниты и плагиодуниты [Kislov et al., 2009]. Ультраосновные породы зачастую преобразованы в аподунитовые, апоплагиодунитовые серпентиниты и серпентин-актинолитовые породы. Периферийные части интрузива интенсивно изменены постмагматическими процессами и, по-видимому, воздействием гранитоидов, превращены в цоизитовые, цоизит- и сосюрит-актинолитовые породы. Рвущие взаимоотношения между ультрамафитами и габброидами не отмечены, на основании чего можно сделать вывод, что все разновидности пород представляют собой внутрикамерные дифференциаты единого расплава.

В пределах дунитового блока преобладают плагиоклазсодержащие дуниты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в дунитах возрастает. Наиболее контрастная расслоенность с варьированием состава прослоев от плагиодунитов до анортозитов свойственна ближайшему окружению дунитового ядра. Наряду с ритмичным переслаиванием пород имеются участки с незакономерным чередованием дунитов, троктолитов, анортозитов с флексуорообразным изгибом прослоев, асимметричным строением и частым выклиниванием слоев различного состава.

Остальная часть массива, за исключением полей развития измененных под воздействием гранитоидов пород, сложена преимущественно равномернозернистыми лейкотроктолитами [Kislov et al., 2009]. К мафитовой группе пород относятся также габбро, габбронориты и оливиновые нориты, обнаруженные в северо-западной части плутона среди цоизитовых пород. В троктолитах имеются дайки субультрамафитового и ультрамафитового состава, мало отличающиеся от ультраосновных пород центральной части массива. Sm-Nd возраст Маринкинского плутона составляет 825 ± 12 млн лет [Изох и др., 1998]; плутон отнесен к островодужной ассоциации [Цыганков, 2005].

В целом, плутоны имеют общее концентрически-зональное внутреннее строение с ультрамафитовым ядром, причем взаимоотношения ультрабазитов и базитов дают основания полагать о двух фазах становления массивов. Первой фазе соответствуют дуниты, перидотиты и пироксениты, представляющие, по-видимому, кумуляты расплава. Вторая фаза сложена габброидами, относящимися к более поздним дифференциатам. Первичный расплав соответствовал по составу высокомагнезиальному базальту. Все рассмотренные петролого-геохимические критерии позволяют отнести их к островодужным комплексам, что сочетается с геохронологическими данными закрытия в позднем протерозое Палеоазиатского океана с образованием активных континентальных окраин. Остается открытым вопрос: была ли это единая система островных дуг?

Литература

Изох А. Э., Гибшер А. С., Журавлев Д. З. и др. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.

Мальшев А. В. Новые петролого-геохимические данные по ультрамафит-мафитовым комплексам Западного Забайкалья (Метешихинская группа массивов) // Мат. Всерос. молодеж. конф. «Геология Западного Забайкалья». Улан-Удэ: БГУ, 2011. С. 82–95.

Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.

Цыдыпов Ж. Н., Мехоношин А. С., Кислов Е. В. и др. Геохимия и геохронология ультрамафит-мафитовых пород Урбиканского комплекса // Мат. сов. «Геодинамическая эволюция

литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: ИГ СО РАН, 2006. Т. 2. С. 206–209.

Kislov E. V., Malyshev A. V., Orsoev D. A. Marinkin massif – platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia Northwestern Geology. // Sup. Proc. of XIth International Ni-Cu (Pt) Deposit Symposium. 2009. Vol. 42. P. 185–188.

А. Ю. Альбеков, М. В. Рыборак
Воронежский государственный университет, г. Воронеж
sashaalb@list.ru

Металлогения Хоперского тектонического блока (Воронежский кристаллический массив, Центральная Россия)

Хоперский тектонический блок составляет восточную часть Воронежского кристаллического массива и располагается в пределах Воронежской, Липецкой, Тамбовской, Волгоградской и Ростовской областей. Современные представления о металлогенической специализации слагающих его структурно-вещественных комплексов базируются на результатах многолетнего труда сотен полевых геологов и научных работников, приведенного в многочисленных публикациях и научных отчетах Н. М. Чернышова, С. П. Молоткова, В. М. Богданова, М. Д. Бердникова, В. И. Лосицкого, В. Д. Шобанова и многих других. Согласно современным представлениям, начало палеопротерозойского этапа становления Хоперского блока связано с формированием мощных терригенных флишоидных толщ (воронцовская серия) в условиях пассивной континентальной окраины на коре океанического типа. Предполагается, что основным механизмом, обуславливающим закономерную смену геодинамических обстановок западной части Волго-Уралии после формирования терригенного комплекса в палеопротерозое, является движение Хоперского блока в направлении с востока на запад с погружением под восточную окраину палеократона Сарматия.

С обстановками рассеянного спрединга связывается образование значительного количества мафит-ультрамафитовых массивов (мамонский и еланский комплексы), контролирующих сульфидное кобальт-медно-никелевое платиносодержащее оруденение. В коллизионных условиях формировались гранитоиды бобровского комплекса с неясной металлогенической специализацией. В платформенных условиях происходило формирование трапповых интрузий новогольского комплекса (сульфидное платиноидно-медно-никелевое, платинометальное малосульфидное, платино-ванадийсодержащее титаномагнетитовое малосульфидное оруденение), а также интрузий и покровов щелочного состава, перспективных на редкометальное оруденение (артюшковский комплекс, панинская толща).

Значительные объемы мафит-ультрамафитов мамонского и еланского комплексов, выявленные в связи с ними месторождения и многочисленные проявления сульфидной медно-никелевой золото-платинометальной, малосульфидной платинометальной, платиносодержащей хромитовой и сульфидной платино-золотосодержащей кобальт-медно-никелевой рудных формаций, обуславливают высокий металлогенический потенциал Хоперской провинции.

Рис. Положение Хоперского тектонического блока в структуре Восточно-Европейского кратона.

1–3 – границы: 1 – Евразийского континента; 2 – Восточно-Европейского кратона (ВЕК); 3 – между сегментами ВЕК – Фенно-скандией, Волго-Уралией, Сарматией; 4 – Воронежский кристаллический массив (ВКМ); 5 – контуры Днепровско-Донецкой впадины; 6 – границы Лосевской шовной зоны в пределах ВКМ; 7 – контуры Хоперского тектонического блока; 8 – границы между металлогеническими зонами Хоперского блока: Н-Ж – Новогольско-Жердевская, Н-А – Новохоперско-Архангельская, М-Ш – Мамонско-Шишовская.



Наиболее перспективным в отношении обнаружения промышленно значимых проявлений оруденения является Калачско-Эртильский макроблок, слагающий западную часть Хоперского тектонического блока и характеризующийся наименьшей мощностью фанерозойского осадочного чехла. В его пределах выделяют Мамонско-Шишовскую, Новохоперско-Архангельскую и Новогольско-Жердевскую тектоно-магматические структуры и соответствующие им одноименные металлогенические зоны с характерным соотношением петрографических разновидностей магматитов и пород рамы в каждом из них (рис.).

Мамонско-Шишовская металлогеническая зона расположена в юго-западной части Хоперского блока и включает четыре рудных района (Мамонский, Ширяевский, Песковатский и Казанский) с мелкими месторождениями и рудопроявлениями сульфидных медно-никелевых золото-платиносодержащих руд мамонского типа. Преобладающие в них ликвационные вкрапленные руды ассоциируют с наиболее магниезальными дифференциатами (дунитами, перидотитами и серпентинитами по ним) с содержанием (мас. %) Ni до 0.5–0.7, Cu 0.71 %, Co 0.04 %, ЭПГ 0.54 г/т при ограниченном развитии богатых густовкрапленных, массивных и брекчиевидных (мас. %, Ni 1.67–5.93, Cu до 4.01 %, Co 0.08–0.19 %, ЭПГ до 1.5 г/т). В составе месторождений мамонского типа богатые (мас. %, Ni 1.25–14.50, Cu 0.44–10.0 %, Co 0.13–2.2 %, Au до 0.9 г/т, ЭПГ 0.6–2.7 г/т) платиноидно-медно-никелевые и никель-кобальтовые руды ассоциируют с широко развитым (до 10–12 % объема формации) разновозрастным дайковым комплексом [Чернышов, 2004].

В пределах **Новохоперско-Архангельской металлогенической зоны** выделяются Анненский, Еланско-Уваровский, Артюшковский, Панинский, Демьяновский и Краснопольский рудные районы.

Анненский район включает проявления сульфидной медно-никелевой платиноносодержащей и хромитовой платиноносной рудных формаций (Садовское рудопроявление, мамонский комплекс).

Садовское рудопроявление никеля, меди, кобальта и хрома располагается в эндоконтактовой части Анненского лополитообразного базит-гипербазитового интрузива мамонского комплекса. Протяженность интрузива 1 км, площадь выхода на поверхность фундамента 0.6 км² с падением на юго-восток под углом 70–75°. Внутри интрузии через 70–80 м чередуются перидотиты (до 50 % объема массива) как гарцбургитового, так и лерцолитового ряда, дуниты и серпентиниты. Рудная зона имеет мощность 80–200 м, при этом наиболее богатые тела приурочены к серпентинизированным ультрамафитам. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные, участками окисленные. Минералы: главные – пирротин, пентландит, халькопирит, виоларит, пирит; второстепенные – хромит, пирит, магнетит, ильменит, бравит, халькозин, ковеллин, гематит, гидроокислы железа. Отдельные медно-никелевые рудные тела обогащены хромшпинелидами. Они тяготеют к серпентинизированным гарцбургитам и экзоконтактам даек пироксенитов в лежащем боку интрузии. Минералы хромитовых руд: главные – хромшпинелиды, пирит, магнетит; второстепенные – пирротин, ильменит, пентландит, халькопирит.

Еланско-Уваровский район включает месторождения, рудопроявления и пункты минерализации сульфидной платино-золотосодержащей кобальт-медно-никелевой рудной формации еланского типа, а также многочисленные незначительные по масштабам проявления вышеуказанных типов (еланский и мамонский комплексы).

Еланское месторождение никеля приурочено к выходу площадью 5 км² в плане на поверхности докембрийского фундамента норит-диоритовой фазы еланского комплекса на северо-восточном фланге Елань-Коленовского крупного (120 км²) многофазного мафит-ультрамафитового плутона. По геолого-геофизическим данным плутон имеет кольцевое строение. В центральной части преобладают диориты с реликтами кровли, периферия массива сложена норитами. Южный фланг еланских норитов перекрыт габроноритами мамонского комплекса. Мощность осадочного чехла около 250 м. Месторождение состоит из ряда уплощенных столбообразных залежей, имеющих субширотное простирание и падающих под углом 75–89°. Рудные тела оконтуриваются только по данным опробования, внутри них выделяются безрудные блоки норит-порфириров и дайки диоритов. Протяженность рудных тел по простиранию 400–650 м, по падению – более 1300 м при средней мощности 25.6–77.3 м. Типы руд вкрапленные, вкрапленно-мелкогнездовые, вкрапленно-прожилково-пятнистые, брекчиевидные и массивные с типичным маломедистым высоконикелевым (с повышенным содержанием Со) составом с возрастающей концентрацией ЭПГ по мере перехода от вкрапленных (мас. %, Ni 0.87–1.45, Cu 0.11 %, Со 0.04–0.42 %, ЭПГ 0.30 г/т) к более медистым вкрапленно-прожилковым (мас. %, Ni 6.66, Cu 0.23 %, Pt 0.68 г/т, Pd 1.3 г/т) и ограниченно развитым брекчиевидным и массивным (мас. %, Ni 8.01–14.35, Cu 0.28–1.17 %, Со 0.25–0.32 %, ЭПГ от 0.510 до 1.43 г/т, в отдельных случаях ЭПГ до 12.5 г/т, Au до 2.5 г/т) [Чернышов, 2004]. Минералы руд: главные – пирротин, пентландит, халькопирит; второстепенные и редкие – никелин, герсдорфит, кобальтин, сфалерит, молибденит, галенит, арсенопирит, пирит, марказит, виоларит, аргентопентландит, хромшпинелиды, ильменит, титаномагнетит, магнетит, золото и платина.

Центральное рудопроявление никеля, меди, кобальта локализовано в центральной части Еланского мафит-ультрамафитового массива среди габроноритов. Зона

минерализации имеет северо-западное простирание, размеры в плане 750×1600 м. Ортопироксениты и перидотиты прорваны дайками мощностью до 1 м мезократовых норитов. В рудоносной зоне, прослеженной тремя скважинами по простиранию на 200 м и по падению на 500 м, вскрыто несколько крутопадающих ($65-80^\circ$) рудных тел мощностью 0.3–1.5 м. Оруденение приурочено преимущественно к мелкозернистым пироксенитам. Типы руд вкрапленные и прожилково-шиповые. Главные рудные минералы – пирротин, пентландит, халькопирит, хромшпинелиды.

Елкинское рудопроявление никеля, меди, кобальта размещается в одноименном интрузиве, который имеет форму цилиндра, падающего под углом 80° в северном направлении. Выходы интрузива на поверхность докембрия имеют в плане изометричную форму, площадь выходов около 6 км^2 . Центральная часть массива сложена диоритами, периферия – норитами, прорванными дайками норит-порфиритов и кварцевых диоритов. Рудовмещающими породами являются нориты. Рудная залежь в северо-западной части массива простирается по азимуту $65-76^\circ$ на 450 м с падением на северо-запад под углом $80-85^\circ$. Истинная мощность залежи 35–45 м. Типы руд: вкрапленно-мелкогнездовые, тонковкрапленные, вкрапленно-пятнистые, массивные и брекчиевидные. Главные рудные минералы – пирротин, пентландит, халькопирит. В никелевых рудах присутствует молибденит.

В пределах Новохоперско-Архангельской металлогенической зоны, помимо упомянутых рудопроявлений и месторождений, установлено более 100 потенциально рудоносных массивов мафит-ультрамафитов нескольких формационных типов. Среди последних первоочередное значение имеет крупный (до 120 км^2) Уваровский массив еланского типа, расположенный в Поворинском и Борисоглебском районах Воронежской области.

Новогольско-Жердевская металлогеническая зона находится в северо-восточной части Хоперской металлогенической провинции и совпадает по контурам с платообразным выступом докембрийского фундамента, что обусловлено широким развитием проявлений троктолит-габбродолеритов новогольского траппового комплекса. В настоящее время к новогольскому комплексу достоверно отнесены и заверены бурением лишь два крупных массива – Новогольский (191.3 км^2) и Козловско-Жердевский (около 405 км^2), а Новохоперско-Борисоглебская группа интрузий (около 805 км^2) и расположенные севернее мелкие интрузивы выделяются лишь на основе геофизической информации. Массивы предположительно имеют углы падения от сравнительно пологих ($15-30^\circ$) на бортах до более крутых (60°) ближе к центральной части и сложены сингенетическим рядом пород – от оливиновых габбродолеритов и габбродолерит-троктолитов через оливинсодержащие и безоливиновые разности до долерит-пегматитов.

Рудно-петрологический анализ позволяет обосновать наличие трех формационно-генетических подтипов платинометалльных рудопроявлений: 1) сульфидных платиноидно-медно-никелевых в нижних высокомагнезиальных дифференциатах контактовых зон массивов; 2) платинометалльных малосульфидных проявлений в габбродолеритах (Pt 0.05 г/т; Pd до 0.13 г/т; Au до 0.38 г/т) и в фации долерит-пегматитов (Pt+Pd до 0.04 г/т); 3) платино-ванадийсодержащих титаномагнетитовых малосульфидных в габбродолерит-пегматитах [Альбеков, 2002].

Металлогения бобровского, артюшковского комплексов и панинской толщи изучена в значительно меньшей мере. Отдельным направлением металлогении Хоперского блока является исследование продуцентов взаимодействия магматических и

гидротермальных систем мамонского и еланского комплексов с высокоуглеродистыми образованиями воронцовской серии.

Таким образом, при нынешней степени изученности, наибольший интерес в пределах Хоперского тектонического блока представляют проявления сульфидной кобальт-медно-никелевой платиносодержащей формации, в частности, Еланское и Елкинское рудопроявления, на которых в настоящее время ведутся геологоразведочные работы поисково-оценочной стадии, и ряд интрузий: Уваровский массив, группа проявлений в пределах Мамонского рудного района, траппы новогольского комплекса.

Литература

Альбеков А. Ю. Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации Воронежского кристаллического массива // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 2002. 24 с.

Чернышов Н. М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: ВГУ, 2004. 448 с.

И. Н. Колбасин

*Российский государственный геологоразведочный университет
(МГРИ-РГГРУ), г. Москва
nestle88@bk.ru*

Магматическая брекчия по перидотиту в районе гидротермального сульфидного поля Семенов-2 (Центральная Атлантика)

(научный руководитель А. Н. Перцев)

В медленно-спрединговых обстановках, таких как Срединно-Атлантический хребет (САХ), магматическое формирование базитовой коры чередуется с зонами тектонического растяжения, которое проявляется асимметрично, в виде высокоамплитудных пологих разломов растяжения (детачментов) [Cannat et al., 1995; Smith et al., 2008]. Морфологической особенностью такого тектонического спрединга является то, что вдоль одного из бортов рифтовой долины хребта, в лежащих боках детачментов обнажаются мантийные перидотиты с телами габбро, и эти габбро-перидотитовые массивы (но не ассоциации пород) получили название внутренних океанических комплексов (ВОК) [Karson, Lawgense, 1997]. Другой важной особенностью тектонического спрединга является значительная гидротермальная активность, а также гидротермально-магматическое взаимодействие, непосредственно приуроченные к проницаемым зонам детачментов и ВОК [Силантьев и др., 2011; Jöns et al., 2009 и др.].

В сегменте САХ между трансформными разломами Марафон (12°45' с.ш.) и Зеленого Мыса (15°20' с.ш.) выходы ВОК прослеживаются на 70 % протяженности хребта, а магматическая и тектоническая активность обнаруживают обратную корреляцию [Escartín et al., 2003]. Одним из наиболее интересных объектов этого сегмента является субширотное поднятие к западу от оси САХ на 13°30' с.ш. (рис. 1), описанное

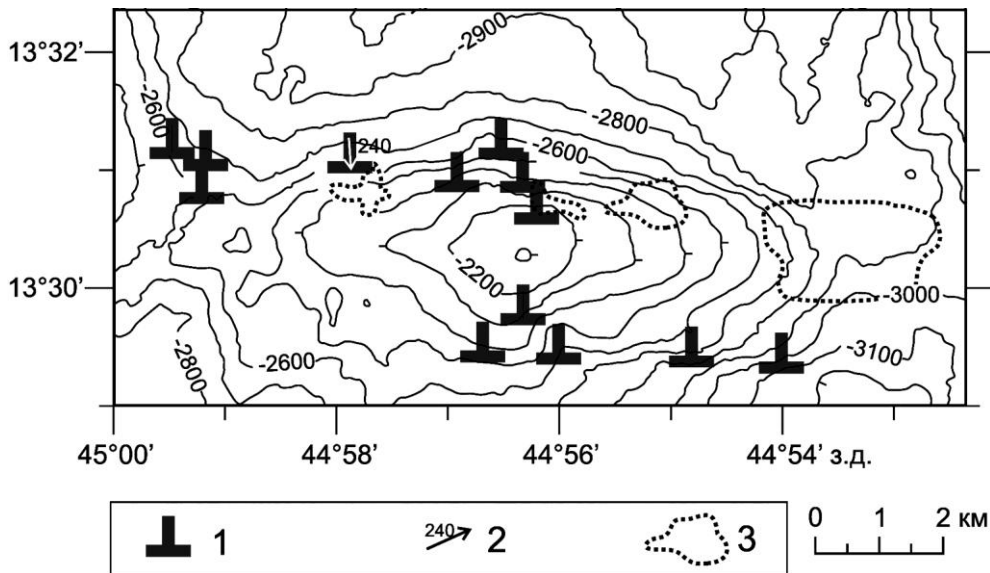


Рис. 1. Батиметрическая схема района поднятия 13°30' с.ш. (модифицировано по [Аранович и др., 2015]).

1 – измененные перидотиты; 2 – линия драгировки, где была поднята изучаемая порода; 3 – контуры гидротермальных сульфидных полей.

как ВОК [MacLeod et al., 2009], в котором была открыта серия гидротермальных сульфидных полей [Beltenev et al., 2009]. Цель данной работы – исследование особенностей минералообразования в перидотитах при тектоническом спрединге. В задачу входило выяснение природы брекчии по перидотиту в поднятии 13°30' с.ш. Работа основана на петрографическом изучении, а также изучении состава и неоднородности минералов. Личный вклад автора состоит в петрографическом исследовании, обобщении и интерпретации данных микрозондового анализа.

Геологические исследования поднятия на 13°30' с.ш. (батиметрия, сонограммы бокового обзора, глубинная видеосъемка и опробование [MacLeod et al., 2009; Beltenev et al., 2009]) показали его существенно габбро-перидотитовый состав. Сохранившиеся реликты первичных перидотитов представлены гарцбургитами и диопсидсодержащими гарцбургитами с высокомагнезиальным оливином и протогранулярными крупнозернистыми структурами, характерными для океанской литосферной мантии. Значительная часть перидотитов серпентинизирована или превращена в талькиты.

Структура изученного образца брекчиевая с темными красновато-серыми угловатыми обломками размером от нескольких миллиметров до 6 см и светло-зеленовато-серым матриксом в приблизительно равных объемных соотношениях (рис. 2а). В центральных частях наиболее крупных обломков хорошо сохраняются первичный гарцбургитовый состав и протогранулярная структура. Первичный материал обломков сложен изометричными зернами оливина размером до 3 мм (~85 %), зернами энстатита изометричной и удлиненной формы 0.2–1 мм, иногда в сростках с незначительным количеством диопсида (~10 %) и темно-коричневой хромшпинели (~5 %). Серпентинизация проявлена слабо в виде петельчатых агрегатов хризотила с пылевидным магнетитом по оливину. Края крупных обломков и мелкие обломки полностью замещены

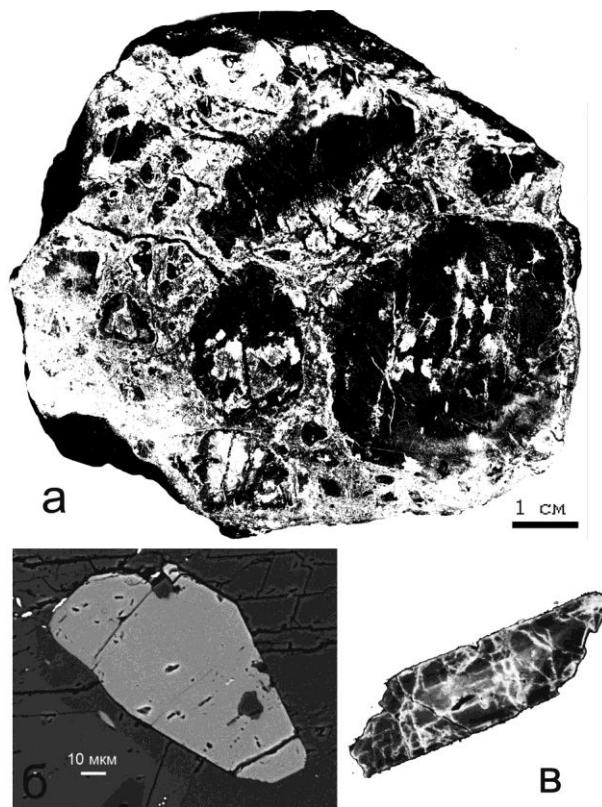


Рис. 2. Минералого-петрографические особенности брекчии по перидотиту: а) общий вид образца; б) включение апатита в титанистом паргасите (фотография в обратно-рассеянных электронах, шлиф); в) зональный циркон (катодоллюминесцентное изображение, шлиф).

магнетит-талковым криптоагрегатом и окаймлены нематобластовым агрегатом бесцветного амфибола. Матрикс имеет хлорит-амфиболовый и тальк-хлорит-амфиболовый состав (\pm титанит) и характеризуется присутствием реликтовых минералов, не имеющих отношения к перидотиту: коричневой роговой обманки, замещаемой нематобластовыми агрегатами неоднородного бесцветного амфибола, крупных (до 0.5 мм)

зерен магнетита и ильменита, единичных включений апатита (до 50×100 мкм) в роговой обманке (рис. 2б), а также многочисленных зерен циркона размером до 0.2×0.6 мм (рис. 2в).

Оливин, энстатит и диопсид в гарцбургитовых реликтах имеют однородный состав: $Mg/(Mg+Fe)$ (мол. %) составляет 0.91, 0.91 и 0.93 соответственно. Хромшпинель характеризуется $Cr/(Cr+Al) = 0.54$ мол. % при содержании магнетитового минала 5 % и TiO_2 0.2–0.3 мас. %. В оливине локально проявлены микромасштабные неоднородности – это линейные зоны многочисленных изометричных расплавных включений диаметром до 5 мкм, вблизи которых проявлены множественные пластинчатые микровключения размером до 0.5×8 мкм с выдержанной общей ориентировкой. Количественный анализ кристаллических микровключений невозможен ввиду их размерности, однако рентгеноспектральная диагностика показала хромшпинелевый состав с содержанием Ti существенно выше, чем в аксессуарной хромшпинели. Кроме того, в этих зонах зафиксировано заметное снижение $Mg/(Mg+Fe)$ оливина до 0.8.

В матриксе реликты коричневого амфибола имеют состав титанистого паргасита/эденита, характерный для магматических роговых обманок океанической коры [Tribuzio et al., 2000]. В нематобластовых агрегатах с хлоритом, замещающих коричневый амфибол и, в основном, слагающих матрикс, состав амфибола значительно варьирует между магнезиальной роговой обманкой, эденитом и актинолитом; также присутствует куммингтонит. В наиболее крупных зернах циркона проявлена концентрическая катодоллюминесцентная зональность (рис. 2в) с ядром, относительно обога-

ценным Y_2O_3 (0.6 мас. %), и наружной зоной с содержанием Y_2O_3 около 0.1 мас. %. Подобная зональность циркона описана в океаническом плагиограните и объясняется магматическо-гидротермальным переходом [Аранович и др., 2015].

Для интерпретации имеющихся данных принципиально важно реконструировать первичную природу матрикса брекчии. Следует отметить его первичное магматическое происхождение ввиду резкой контрастности состава по отношению к обломкам перидотита (несоизмеримо более высокие содержания Al, Ti, Zr, судя по присутствию соответствующих минералов), наличия титанистого паргасита, а также магматического преобразования оливина с появлением расплавных включений и микронных включений титанистой хромшпинели. Из магматических океанических пород, богатых цирконом (не менее десятка зерен на шлиф), известны только плагиограниты, в том числе и в рассматриваемом ВОК. Однако матрикс брекчии не мог быть плагиогранитом из-за полного отсутствия плагиоклаза или каких-либо продуктов его изменения. Можно предположить, что матрикс брекчии формировался как продукт взаимодействия плагиогранитного расплава с перидотитом в сдвиговой зоне detachment с образованием магматической породы типа горнблендита с акцессорными магнетитом, ильменитом, цирконом и апатитом. Дальнейшее интенсивное замещение матрикса магматической брекчии хлорит-амфиболовыми агрегатами и оталькование перидотитовых обломков было обусловлено магматическо-гидротермальным переходом. Аналогичные ассоциации описаны в разбуренной глубинной зоне detachment на $14^{\circ}43'$ с.ш. САХ и объясняются внедрением плагиогранитного расплава, образовавшегося в результате частичного плавления габброидов при взаимодействии с гидротермальными флюидами – производными морской воды [Jöns et al., 2009].

Таким образом, на основе петрографического и минералогического изучения образца брекчии по перидотиту показаны признаки магматического взаимодействия перидотит/расплав, контрастный состав матрикса и обломков, а также присутствие в матриксе магматических минералов, таких как титанистый паргасит и циркон, обогащенный Y. В качестве интерпретации предполагается внедрение водосодержащего расплава, образовавшегося в зоне detachment при глубинном гидротермально-магматическом взаимодействии.

Литература

Аранович Л. Я., Прокофьев В. Ю., Перцев А. Н. и др. Гранитный расплав, обогащенный K_2O , в Срединно-Атлантическом хребте на $13^{\circ}34'$ с.ш.: состав и происхождение по данным анализа расплавных включений и минералов габбро-плагиогранитной ассоциации // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460. № 6. С. 691–696.

Силантьев С. А., Краснова Е. А., Каннат М., и др. Перидотит-габбро-трондьемитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе $12^{\circ}58'$ – $14^{\circ}45'$ с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2011. № 4. С. 339–372.

Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. New data about hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge between 11° – 14° N: 32nd Cruise of R/V Professor Logatchev // InterRidge News. 2009. Vol. 18. P. 14–18.

Cannat M., Mevel C., Maia M. et al. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22 – 24 N) // Geology. 1995. Vol. 23. № 1. P. 49–52.

Escartin J., Mével C., MacLeod C. J., McCaig A. M. Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at $15^{\circ}45'$ N // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4. № 8. 1067, doi: 10.1029/2002/GC 000472.

Jöns N., Bach W., Schroeder T. Formation and alteration of plagiogranites in an ultramafic-hosted detachment fault at the Mid-Atlantic Ridge (ODP Leg 209) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2009. Vol. 157. № 5. P. 625–639.

Karson J. A., Lawrence R. M. Tectonic setting of serpentinite exposures on the western median valley wall of the MARK area in the vicinity of Site 920 // *Proceedings of the ODP Scientific results*. National Science Foundation, 1997. P. 5–22.

MacLeod C. J., Searle R. C., Murton B. J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. Vol. 287. № 3. P. 333–344.

Smith D. K., Escartín J., Schouten H., Cann J. R. Fault rotation and core complex formation: significant processes in seafloor formation at low-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°–15° N) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. Vol. 9 (3). P. 1525–2027.

Tribuzio R., Tiepolo M., Thirlwall M. F. Origin of titanite in gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolites (Italy): insights into the late-magmatic evolution of a MOR-type intrusive sequence // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol. 176. № 3. P. 281–293.

К. Г. Ерофеева

*Российский государственный геологоразведочный университет
(МГРИ-РГГРУ), г. Москва
xenin_erofeeva@ya.ru*

Геохимическая информативность закалочных вулканических стекол на примере 13–14° с.ш. САХ (научный руководитель А. Н. Перцев)

Океаническая кора, слагающая около 60 % поверхности Земли, формируется в глобальной системе срединно-океанических хребтов (СОХ), открытых в конце 50-х гг. XX века, представляющих собой подводные поднятия ложа океанов в зонах дивергенции литосферных плит.

В СОХ верхняя часть коры сложена пиллоу-лавами, которые имеют, в основном, однотипный толеитовый состав и называются MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts). Вариации состава MORB контролируются тремя главными факторами: (1) составом магмогенерирующих источников; (2) степенью и механизмами частичного плавления мантийного материала; (3) кристаллизационным фракционированием. Эти факторы по-разному влияют на параметры состава магм. Кристаллизационные процессы в наибольшей степени сказываются на соотношениях главных породообразующих и накоплении несовместимых элементов. Изотопный состав ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) отражает состав магмогенерирующих источников. Соотношения несовместимых элементов в расплавах ($\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, Nb/Zr, La/Sm, Ce/Yb) слабо зависят от кристаллизационных процессов и характеризуют состав магматических источников, а также степень их частичного плавления [Klein, 2005]. Широкое распространение свежих закалочных стекол в современных лавах позволяет непосредственно проследить вариации состава базальтовых расплавов в различных структурах СОХ.

Цель работы – показать первичные различия базальтовых магм и их связь с сегментацией зоны спрединга. Задачей работы является анализ геохимической неоднородности базальтовых магм и его пространственного выражения в изучаемом сегменте САХ.

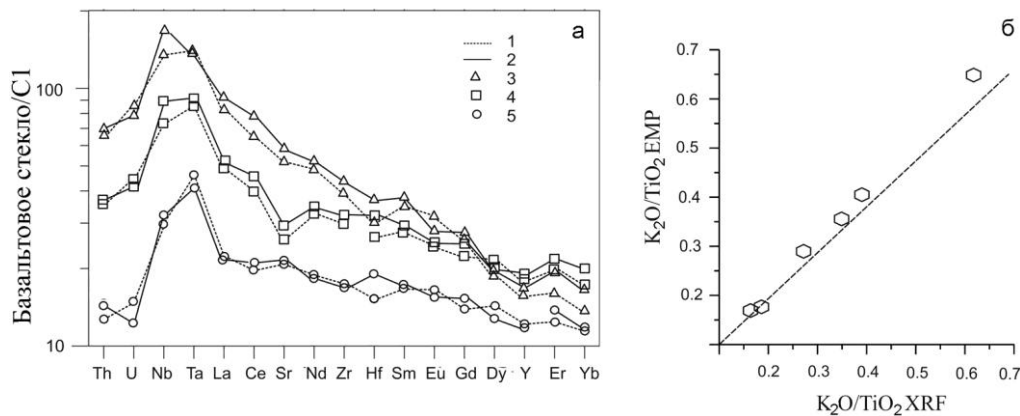


Рис. 1. Спайдер-диаграммы для базальтовых расплавов, нормированных к хондриту, по данным ICP-MS (1) и SIMS (2), где обозначения 3, 4, 5 соответствуют проанализированным образцам (а); корреляция значений K_2O/TiO_2 в закалочных стеклах между полученными данными по EMP и XRF (б).

За несколько лет (с 2005 по 2012 гг.) в ИГЕМ РАН накопилась коллекция закалочных стекол из 54 станций опробования на $13-14^\circ$ с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ). 64 образца стекол были проанализированы на главные и редкие элементы методами электронно- и ионно-зондового микроанализа соответственно. Личный вклад автора состоял в 1) изучении петрографии лав; 2) пробоподготовке образцов вулканического базальтового стекла для проведения ряда контрольных анализов на главные и редкие элементы методами XRF и ICP-MS; 3) отборе проб неизмененного стекла и базальтовых агрегатов для анализа изотопного состава Sr и Nd методом TIMS; 4) обработке аналитических данных и изучении пространственного распределения вещественных групп лав. В результате проделанной работы показана корректность имеющихся аналитических данных по главным и редким элементам (рис. 1а, б). В дополнение к имеющимся петро- и геохимическим данным получены новые данные по изотопному составу Sr и Nd для 27 проб из 25 станций опробования (рис. 2а), что дало принципиально новые представления о вещественных группах базальтовых расплавов и их пространственного проявления.

Изучаемый сегмент САХ ограничен с юга трансформным разломом Марафон ($12^\circ 50'$ с.ш.), а с севера – зоной нетрансформного смещения ($13^\circ 35'-13^\circ 45'$ с.ш.). Данный сегмент имеет многолетнюю историю геолого-геофизических и вещественных исследований. Известна хорошо выраженная асимметрия сегмента, характерная для тектонического спрединга: на протяжении около 75 км вдоль западного фланга хребта в лежачих боках высокоамплитудных пологих разломов растяжения (детачментов) обнажается серия габбро-перидотитовых массивов [Karson, Lawrence, 1997]. Изучение базальтовых лав показало наличие геохимически аномального магматизма, выраженного в обогащении магм несовместимыми элементами при значительных вариациях отношений K_2O/TiO_2 , La/Sm, Ta/Hf, Nb/Zr, соответствующих N- и E-типам MORB, что позволяет предполагать различные мантийные магматические источники, включая высокообогащенные [Bougault et al., 1988; Силантьев, Беляцкий, 1998; Silant'ev et al., 1998; Силантьев и др., 2000]. Недавние исследования [Wilson et al., 2013] показали присутствие в 9 км к западу от осевой рифтовой зоны необычных базаль-

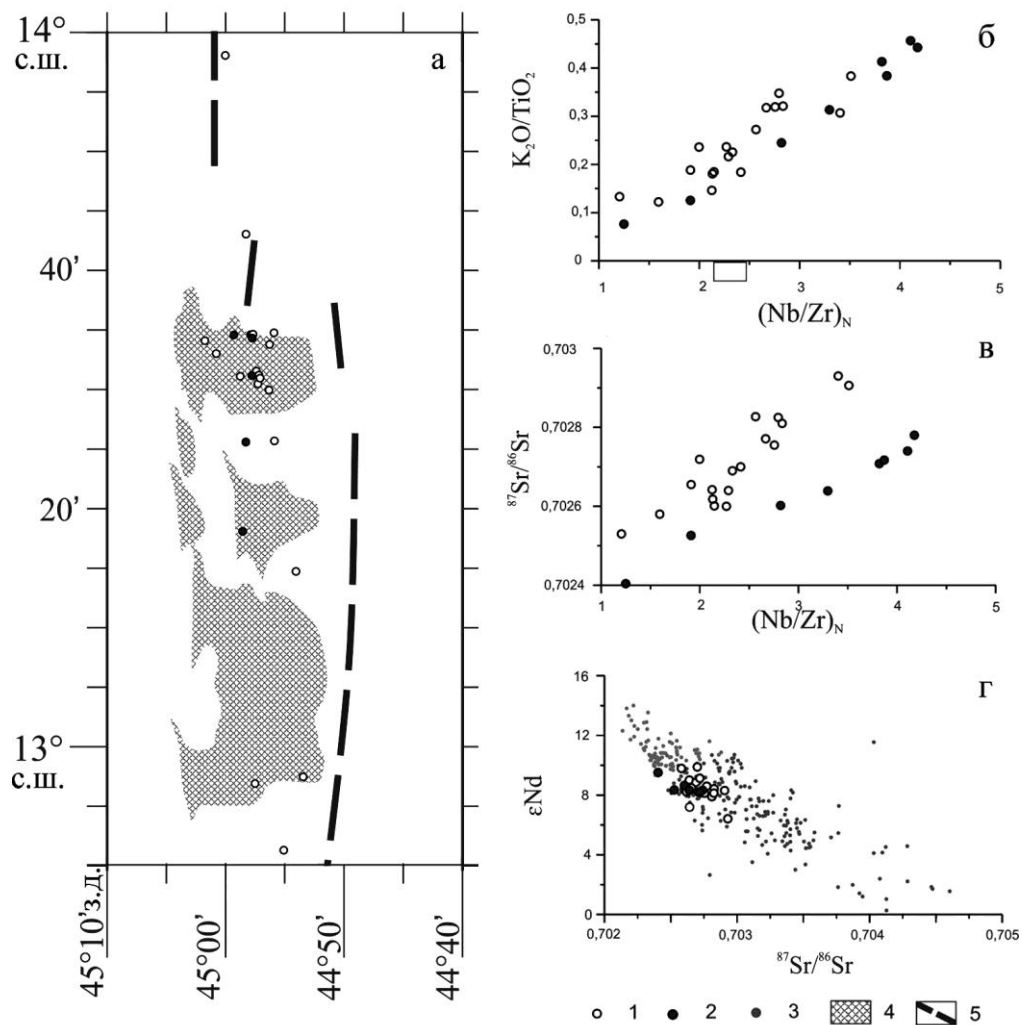


Рис. 2. Станции опробования (а); вариации состава стекол по K_2O/TiO_2 и Nb/Zr (б); вариации состава по $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Nb/Zr (в); сопоставление проб с базальтами САХ (по PetDB) по изотопному составу Nd и Sr (г).

1, 2 – выделяемые группы по составу базальтовых лав; 3 – базальты САХ (по PetDB); 4 – серпентинизированные перидотиты по [Smith et al., 2008]; 5 – осевые зоны САХ по [Smith et al., 2008].

тов, названных M1, экстремально обогащенных несовместимыми элементами без признаков существенного обогащения источника по изотопным характеристикам. Предполагается, что базальты M1 фиксируют этап более раннего осевого вулканизма, который соответствовал аномально низкой степени частичного плавления и началу тектонического спрединга [Wilson et al., 2013].

Значительно более детальное опробование базальтовых лав и, в особенности, закалочных стекол, было проведено в рейсах НИС «Профессор Логачев», в результа-

те чего получены принципиально новые данные о составе и пространственном распределении различных типов магм изучаемого района. Петрографически и петрохимически изучаемые лавы относятся к типичным океаническим толеитовым оливин- и плагиофировым базальтам, за исключением редких субщелочных разностей с самыми высокими отношениями K_2O/TiO_2 , часть которых соответствует М1 (по [Wilson et al., 2013]). Эти разности не содержат плагиоклаз ни во вкрапленниках, ни в основной массе. Вкрапленники представлены только редким оливином, а в раскристаллизованной основной массе преобладает клинопироксен. Обобщение имеющихся аналитических данных по закалочным стеклам показывает единый тренд по соотношениям K_2O/TiO_2 и Nb/Zr, который может соответствовать линии 2-х-компонентного смешения (рис. 2б). Вместе с тем, новые данные по изотопному составу Sr и их корреляция с отношением Nb/Zr позволяют выделить две группы базальтовых магм (рис. 2в). Корреляция изотопного состава Sr и Nd (рис. 2г) хорошо соответствует лавам Атлантики в целом и не позволяет предполагать искажение $^{87}Sr/^{86}Sr$ вследствие контаминации морской водой. Субщелочные базальты, соответствующие М1 (по [Wilson et al., 2013]), близки к наиболее обогащенным членам группы 2. Пространственно точки отбора разностей всей группы 2 располагаются вдоль субмеридиональной линии на протяжении около 30 км (рис. 2а).

В качестве интерпретации полученных данных предполагается, что две вещественные группы магм образовались в результате разных степеней частичного плавления мантийного источника. Так, магмы, аномально обогащенные несовместимыми элементами (судя по отношениям K_2O/TiO_2 и Nb/Zr), могли образоваться при очень низкой степени частичного плавления умеренно обогащенного мантийного источника (судя по отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$) (рис. 2б, в), как это предлагалось ранее для базальтов М1 [Wilson et al., 2013]. Указанные авторы предполагают, что лавы М1 формировались в осевой рифтовой зоне САХ, а затем последовательно отодвигались на запад по мере развития асимметричного спрединга. Однако 30-километровая субмеридиональная линейная зона распространения лав группы 2, установленная в результате более детального опробования, могла быть наложенной внеосевой зоной, поскольку она пересекает структуру перидотитового массива ($13^{\circ}30'$ с.ш.), а также может служить южным продолжением современной осевой зоны на $13^{\circ}40'$ с.ш. (рис. 2а). Дальнейшее изучение петро-, геохимических и изотопных характеристик лав позволит уточнить генезис базальтовых магм и их связи со структурами тектонического спрединга.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 14-05-00958).

Литература

Силантьев С. А., Беляцкий Б. В. Концентрация и изотопный состав стронция, свинца и неодима в мантийных реститах Срединно-Атлантического хребта и их связь с эндогенными и экзогенными факторами аккреции океанской литосферы // Мат. XV Симп. по геохимии изотопов им. акад. А. П. Виноградова. Москва, 1998. С. 260–261.

Силантьев С. А., Карпенко С. Ф., Беляцкий Б. В. Эволюция мантийного субстрата САХ, 14° – 16° с.ш. и $33^{\circ}40'$ с.ш.: временные и вещественные ограничения процессов аккреции океанической литосферы по данным исследования Sm-Nd изотопной системы // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3/4.

Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.-G. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 88. P. 27–36.

Karson J. A., Lawrence R. M. Tectonic setting of serpentinite exposures on the Western median valley wall of the Mark Area in the vicinity of site 920 // In: Karson J. A. et al. (Eds.). Proc. ODP Sci. Results. 1997. Vol. 153. P. 5–21.

Klein E. M. Geochemistry of the igneous oceanic crust // in: The Crust: Treatise on Geochemistry. Rudnick R. L. (ed.). Oxford, Elsevier–Pergamon, 2005. P. 433–464.

Silant'ev S. A., Casey J. F., Dick H. J. B. et al. How many mantle sources involved in formation of residual peridotites from MAR between 14° and 16° N? // European Geophysical Society. Annales Geophysicae, Part 1, Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Geodesy, Supplement 1 to Volume 16, 1998. P. 294.

Smith D. K., Escartín J., Schouten H., Cann J. R. Fault rotation and core complex formation: significant processes in seafloor formation at low-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°–15° N) // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2008. Vol. 9 (3). P. 1525–2027.

Wilson S. C., Murton B. J., Taylor, R. N. Mantle composition controls the development of an oceanic core complex // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2013. Vol. 14 (4). P. 979–995.