

А. А. Алексеев, Г. В. Алексеева

### СФЕНОВЫЕ ЭКЛОГИТЫ В МАКСЮТОВСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ

В широко известном высокобарическом максютовском эклогит-глаукофансланцевом комплексе на Южном Урале типично представлены рутиловые эклогиты (среди которых выделяются умереннотитанистые и относительно высокотитанистые разновидности), эклогиты, содержащие в качестве первичного минерала роговую обманку типа барруазита или каринтина, хлоромеланитовые эклогиты, глаукофанизированные эклогиты, турмалинсодержащие и лавсонитсодержащие эклогиты [1, 4, 5, 6, 8]. Среди редких типов эклогитов нами были отмечены также графитовый эклогит, обнаруженный в некоренном залегании, сфеновые (безрутиловые) эклогиты и магнетитсодержащий эклогит [1, 2]. Описанию необычного графитового эклогита посвящена пока еще не опубликованная отдельная статья, магнетитовый эклогит из района д. Шубино отчасти охарактеризован в нашей публикации о реликтах структур распада титаномагнетита в эклогитах [3]. Настоящая статья посвящена описанию сфеновых эклогитов максютовского комплекса.

Сфеновые эклогиты как особый и самостоятельный тип рассматриваются нами в связи с отсутствием в них рутила, вместо которого в породе оксид титана «связан» в сфене (титаните). В обычных рутиловых эклогитах сфен присутствует в виде вторичного минерала по рутилу в породах, испытавших зеленокаменное перерождение, то есть регрессивный метаморфизм. В сфеновых же эклогитах сфен является первичным метаморфогенным минералом этих пород, равновесным с гранатом и омфацитом, что доказывается полным отсутствием реликтов рутила в агрегатах сфена, нередко имеющего скелетные формы выделений, и, главным образом, иногда сохраняющимися в сфене реликтовыми признаками структуры распада первичного магматического титаномагнетита в виде параллельных тонких полосок с разной густотой окраски или остаточных пластиночек не полностью замещенного магнетита.

Сфеновые эклогиты представляют собой светло-зеленые и зеленоватые от тонко- и мелкозернистых до среднезернистых породы; в тонкозернистых разновидностях по общему виду они приближаются к плотным и прочным серпентинитовидным или нефритоподобным породам. Общей особенностью сфеновых эклогитов является низкое содержание граната в относительно мелких и редких идиоморфных кристаллах размером в 1–2 мм и чаще меньше, составляющее обычно не более 5–7% от общего объема породы. Омфацит чаще всего представлен агрегатом мелкопризматических (0,05–0,1), сноповидных (до 0,5 мм) и реже относительно крупных призматических

(до 1,5–2 мм) кристаллов, составляющих не более 90% от общего объема породы.

Судя по показателям преломления ( $N=1,775-1,780$ ) и по одному анализу монофракции (табл. 1), гранат в сфеновых эклогитах представлен в основном гроссуляр-альмандиновой разновидностью. В образце 12196 в гранате от центра к периферии кристалла содержание Mg почти не изменяется или к периферии незначительно увеличивается, в то время как содержание Fe заметно возрастает, что можно рассматривать, видимо, как зональность, отражающую в этом случае прогрессивную направленность метаморфизма. Моноклинный пироксен чаще всего представлен агрегатом сноповидных выделений размером в десятые доли мм, мелкозернистых (от 0,05–0,1 мм) или реже среднезернистых (до 1,0–1,5 мм) кристаллов с плеохроизмом в светло-зеленых тонах и как по оптическим свойствам, так и по химизму определяется как омфацит, содержащий 31–47% жадеита.

Сфен в описываемых эклогитах чаще всего представлен в мелких (0,03–0,05 мм) выделениях без кристаллографических очертаний, реже более крупных, но также ксеноморфных выделениях и иногда в их «скоплениях», напоминающих скелетные агрегаты замещенного им титаномагнетита. Нередко в сфеновых эклогитах в небольших количествах наблюдаются также мусковит, клиноцоизит и хлорит, являющиеся наложенными в регрессивный этап метаморфизма минералами. К сфеновым эклогитам относится также и упоминавшийся выше графитовый эклогит с высоким (около 15–18%) содержанием графита, в котором сфен также является минералом прогрессивного этапа метаморфизма.

По химическому составу сфеновые эклогиты отличаются от типичных рутилсодержащих эклогитов максютовского комплекса пониженной глиноземистостью и относительно повышенными содержаниями кремнезема, извести и натрия (табл. 2), с чем и связаны, видимо, некоторые особенности минералогии породы (например, низкое содержание граната и высокое — омфацита) и состава минералов (значительное содержание в гранате гроссуляра и в омфаците жадеита или эгирина и жадеита). По химизму в целом сфеновые эклогиты соответствуют магматическим породам основного состава.

Сфеновые эклогиты образуют небольшие выходы, которые чаще всего определяются как дайки, небольшие штокообразные или нектообразные тела. Пространственно они приурочены к периферии полей развития рутиловых эклогитов. В метаморфической зональности они занимают переходное положение между зонами типичных рутиловых эклогитов и лавсонитсодержащих сланцев.

Таблица 1

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (МАС. %) ОМФАЦИТА И ГРАНАТА  
ИЗ СФЕНОВЫХ ЭКЛОГИТОВ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА**

Оксиды	1	2	3	Компонентный состав		
SiO <sub>2</sub>	56,33	54,61	39,32	Омфацит		
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,40	0,25	Жадеит	46,75	31,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,20	10,40	20,50	Эгирин	0,45	15,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,04	5,72	2,60	Чермакит	2,75	6,39
FeO	5,03	2,81	15,68	Геденбергит	16,94	9,36
MnO	0,05	0,27	4,60	Диопсид	28,49	30,16
MgO	4,81	6,85	1,07	Энстагит	—	6,89
CaO	12,41	11,81	15,00	Волластонит	4,62	
Na <sub>2</sub> O	6,86	6,66	0,03	Гранат		
K <sub>2</sub> O	—	0,03	0,05	Альмандин		38,31
П.п.п.	0,72	0,47	0,48	Пироп		4,65
Сумма	99,50	100,03	99,58	Спессартин		11,38
				Гроссуляр		37,52
				Андрадит		8,14
Количество ионов в пересчете на 12 (O) для граната и 6 (O) для омфацита						
Si	2,034	1,967	3,086	<b>Примечание:</b> 1 – омфацит, обр. 5664; 2 – омфацит, обр. 12196; 3 – гранат, обр. 12196. Анализы выполнены в химлаборатории ИГ УНЦ РАН З. В. Евдокимовой.		
Al	0,476	0,441	1,897			
Ti	0,001	0,011	0,015			
Fe <sup>3+</sup>	0,055	0,155	0,153			
Fe <sup>2+</sup>	0,152	0,085	1,030			
Mn	0,002	0,008	0,306			
Mg	0,259	0,368	0,125			
Ca	0,480	0,456	1,261			
Na	0,480	0,465	0,002			
K	—	0,004	0,002			

Если P–T-условия формирования типичных рутиловых эклогитов и жадеитсодержащих пород максютовского комплекса определяются в пределах 500–520°C и от 13–15 кбар до 25 кбар в коэситсодержащих эклогитах [5], то условия образования сфеновых эклогитов по клинопироксен-гранатовому геотермобарометру Л. Л. Перчука [7] оцениваются примерно в 9–10 кбар и 350–360°C. Оценка температуры образования обр. 12196 по формуле Эллиса–Грина [9] дает более высокую цифру 490°C при 10 кбар, а при учете суммарного железа — 460°C. В минералогическом и петрографическом и метаморфическом аспекте сфеновые эклогиты представляют промежуточное, переходное звено между рутиловыми эклогитами и зеленокаменными ортопородами, соответствуя, видимо, стадии эклогитизации при более низких термобарических условиях. При этом в одном и том же теле метабазитов можно иногда наблюдать ортопороды, в различной степени подвергшиеся эклогитизации — от локальных участков развития омфаци-

та или граната и омфацита в хлорит-эпидот-амфибол-альбитовых ортопородах через сфеновые эклогиты с реликтовыми участками или небольшими пятнами сосюритизированного плагиоклаза и хлоритизированного пироксена исходных диабазов до однородных сфеновых эклогитов. Но часто подобные процессы прогрессивной эклогитизации маскируются или полностью уничтожаются при наложении регрессивного метаморфизма с развитием более низкотемпературной и низкобарической минеральной ассоциации мусковит-эпидот (клиноцоизит)-хлорит-альбит.

Выявление сфеновых эклогитов как самостоятельного и полноправного вида в максютовском метаморфическом комплексе свидетельствует как о большом минералогическом разнообразии эклогитов метаморфических комплексов, обусловленном составом протолитов и различиями термобарических условий метаморфизма, так и проявлении в высокобарических метаморфических комплексах метаморфической зональности.

Таблица 2

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (МАС. %) СФЕНОВЫХ ЭКЛОГИТОВ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	47,06	50,25	50,26	55,38	53,30	45,00
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,68	0,67	0,69	0,70	1,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,77	12,37	14,53	11,19	11,52	11,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	2,34	3,30	2,64	5,88	1,50
FeO	10,65	5,74	6,22	5,17	3,23	7,18
MnO	0,15	0,14	0,14	0,20	0,34	0,31
MgO	6,57	9,32	7,60	3,73	6,57	5,01
CaO	11,78	11,59	8,57	12,21	11,43	8,48
Na <sub>2</sub> O	3,04	4,92	5,01	6,75	6,75	4,22
K <sub>2</sub> O	0,24	Сл.	0,66	0,50	Сл.	Сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,05	0,04	0,06	0,04	0,11
П.п.п.	1,33	2,07	2,41	0,79	0,35	0,79
Сумма	100,17	99,47	99,41	99,31	100,11	99,73 <sup>(*)</sup>

**Примечания:**

1 – эпидотизированный сфеновый эклогит с реликтами альбитизированного плагиоклаза, обр. 6589, руч. Маскырт; 2 – эпидот- и хлоритсодержащий сфеновый эклогит, обр. 6593, там же; 3 – диафторированный сфеновый эклогит, обр. 7046, р. Сакмара ниже ручья Карамала; 4 – сфеновый эклогит, обр. 5664, р. Сакмара; 5 – сфеновый эклогит, р. Сакмара в районе урочища Караяново, обр. 12196; 6 – графитовый эклогит, там же, обр. 7458.

(\*) – В том числе 14,92 % С.

Анализы выполнены в химлаборатории ИГ УНЦ РАН Л. В. Жилкиной (ан. 1, 3), З. В. Евдокимовой (ан. 2, 4, 6), С. А. Ягудиной (ан. 5).

**Литература:** 1. *Алексеев А. А.* Типы и генезис эклогитов максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) в связи с некоторыми вопросами петрологии эклогитов гнейсово-сланцевых комплексов // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. № 6. С. 1402–1405. 2. *Алексеев А. А.* Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. М.: Наука, 1976. 170 с. 3. *Алексеев А. А.* Реликты нетрансформированных структур распада титаномагнетита в эклогитах и генезис эклогитов метаморфических комплексов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 4. С. 953–955. 4. *Добрецов Н. Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука,

1974. 429 с. 5. *Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Шацкий В. С.* Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 236 с. 6. *Ленных В. Н.* Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с. 7. *Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с. 8. *Чесноков Б. В.* Эклогиты Южного Урала и их практическое значение // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3. Свердловск: УФАН СССР, 1963. С. 257–263. 9. *Ellis G. J., Green D. H.* An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 71, N1. Pp. 13–22.

## К ПРОБЛЕМЕ ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ МАКСЮТОВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЗОНЫ УРАЛТАУ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Максютовский метаморфический комплекс является ярким представителем эклогит-глаукофановых формаций мира и на протяжении многих десятилетий является интереснейшим объектом геологических исследований, результаты которых изложены в многочисленных публикациях. В сложившихся в 40–80-е годы представлениях на геологию и петрологию максютовского комплекса можно отметить следующие главные направления исследований зоны Уралтау, разработка которых основывалась на принятых в то время методологических принципах.

Первое — стратиграфическое направление, согласно которому метаморфический комплекс сложен стратифицируемыми подразделениями, принципиально не отличающимися от осадочного субстрата и сохранившими порядок его напластования, тектоническую структуру и вещественный состав; при этом полагалось, что кристаллизационная сланцеватость метаморфитов соответствует первично-осадочной слоистости. В зависимости от вариации пороодообразующего минерального состава метаморфитов в максютовском комплексе выделялись стратиграфические горизонты любой дробности (вплоть до мощностью в 1–3 сантиметра). Характерными примерами исследований этого направления являются работы С. С. Горохова, В. М. и Д. Д. Криницких, В. И. Козлова и других.

Основополагающим результатом этих работ явилась разработка стратиграфической схемы, утвержденной МСК (Екатеринбург, 1991), согласно которой максютовский метаморфический комплекс расчленен на четыре согласно залегающих свиты, имеющих среднерифейский возраст и слагающих ядро Уралтауского антиклинория.

Второе направление — изучение процессов и продуктов метаморфических преобразований осадочного и магматогенного субстрата максютовского комплекса. По представлению А. А. Алексеева, региональный метаморфизм зоны Уралтау был изохимическим, он не вызвал изменения вещественного состава пород субстрата, что позволяет, по его мнению, по конечным продуктам метаморфизма реконструировать их исходный химический и петрографический состав [1, 2]. В. И. Ленных [16] большое внимание уделил изучению метаморфизма в условиях эклогитовой и глаукофансланцевой фаций; обширные проявления низкотемпературных эпигенетических процессов отнесены им к зеленосланцевому диафторезу продуктов более высоких ступеней метаморфизма.

Третье направление — геодинамическое, основной задачей которого явилось установление особенностей геологического строения и петрологии зоны Уралтау в связи с последовательными геодинамическими процессами, разработка генетической модели формирования максютовского метаморфического комплекса и его сравнение с другими эклогит-глаукофансланцевыми поясами мира. Исследователями этого направления зона Уралтау рассматривается как сложнопостроенный метаморфи-

ческий пояс, возникший во фронтальной части линейного надвига — Главного Уральского разлома [3, 15, 18].

В 90-е годы произошел значительный прогресс в развитии геодинамического направления и в изучении петрологии, генезиса и возраста максютовского комплекса, в определенной мере благодаря проводимым ПГО «Башкиргеология» в зоне Уралтау среднemasштабным геологическим съемкам и иному методологическому принципу изучения метаморфических комплексов [5, 20]. Установлено, что максютовский комплекс, как и зона Уралтау в целом, представляет собой тектонический блок антиформного строения и сложной чешуйчатонадвиговой структуры [10, 15]; благодаря обнаруженным в нем В. Н. Пучковым, К. С. Ивановым, В. В. Радченко, Ю. В. Родионовым, О. А. Захаровым, Ю. В. Казанцевым остаткам палеозойской фауны, установлен раннепалеозойский (силурийско?-раннедевонский) возраст субстрата метаморфитов верхней части разреза максютовского комплекса [11]; выделены две стратифицируемые метаморфические серии: нижняя — юмагузинская, представленная фенгит-кварцевыми, фенгит-глаукофан-кварцевыми, гранат-глаукофан-кварцевыми сланцами и кварцитами; верхняя — карамалинская, метаофиолитовая, сложенная графит-мусковит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми сланцами, переслаивающимися с ортосланцами альбит-актинолитового состава [15].

В целом, формирование сложнодислоцированных метаморфических комплексов Уралтау в их современном виде происходило на протяжении всего палеозоя, в три основных геодинамических стадии.

В **рифтовую стадию** (ранний ордовик?) началось отложение вулканогенно-осадочного субстрата карамалинской серии, продолжавшееся, по данным фауны конодонтов, в силуре и раннем девоне.

В **аккреционную стадию**, в конце раннего силура — среднем девоне режим растяжения сменился режимом сжатия, в результате чего палеозойские океанические толщи пришли в соприкосновение с докембрийскими комплексами окраины Восточно-Европейской платформы — субстратом юмагузинской метаморфической серии. Мощное динамическое сжатие вызвало региональный РТ-метаморфизм осадочного и магматогенного субстрата в условиях высокобарической эклогит-глаукофансланцевой и зеленосланцевой фаций и обусловило образование максютовского и суваянского метаморфических комплексов. Тектонический шов между субплатформенной и океанической пластинами проходит по максютовскому комплексу и выражен линейными структурно-метаморфическими зонами, насыщенными телами эклогитов, ортопород основного состава и серпентинитами (Иткуловская, Баракальская структуры; Максютовский тектонический узел; Караяновская пластина и другие).

Современный структурно-вещественный облик зоны Уралтау окончательно сформировался в позднепалеозойскую (поздний карбон – ранняя пермь) **коллизийную стадию**, в течение которой происходила активизация тектонической системы Главного Уральского разлома (ГУР) и надвигание океанических комплексов с востока. В условиях интенсивного сжатия усложнились все ранее сформированные пликативные и разрывные структуры, образовались сопряженные с ГУРОм тектонические зоны и дислокации чешуйчато-надвигового характера. С этой геодинамической стадией сопряжены протрузии серпентинитов, неоднократный динамометаморфизм в связи с каждым тектоническим импульсом: макро- и микро- складчатость, катаклаз, брекчирование, рассланцевание, милонитизация; блоки метаморфических толщ и будины ортопород смещались относительно друг друга.

Каждой геодинамической стадии соответствовали метаморфические, метасоматические процессы, которые суммарно обусловили современный вещественный состав пород зоны Уралтау, что особенно ярко проявилось в пределах максютовского комплекса и в его тектоническом контакте с суваянским комплексом.

При составлении карты метаморфизма-метасоматизма зоны Уралтау масштаба 1 : 100 000 в комплексе с геологосъемочными работами последнего десятилетия, на основе нового обширного фактологического материала и с применением парагенетического анализа породообразующих минеральных ассоциаций авторами на площади развития максютовского комплекса были установлены полихронные и полигенные минеральные парагенезисы — продукты последовательных метаморфо-метасоматических преобразований исходного субстрата, связанных с определенными эпигенетическими и геодинамическими процессами, осуществлявшимися в период с раннего силура (?) – раннего девона до позднего палеозоя [14]. Из них обоснованно установлены следующие.

1. Постдиагенетические и поствулканические изменения осадочного и вулканогенного субстрата карамалинской серии; минеральные парагенезисы этих изменений обнаруживаются в виде реликтовых макро- и микроучастков в метаморфитах верхней части ее разреза.

2. Постмагматический метасоматизм раннедевонских интрузивных комплексов; метасоматические формации: зеленокаменная, хлоритолитовая (рудоносная на восточном склоне Ю. Урала) [6]. Метасоматиты этих формаций сохранились лишь в виде реликтовых участков в среднепалеозойских апоинтрузивных метаморфитах: амфиболитах и зеленых сланцах.

3. Среднепалеозойский (среднедевонский) региональный динамотермальный метаморфизм, обусловленный аккрецией субплатформенных и океанических комплексов субстрата. Фации: эклогитовая, глаукофансланцевая, амфиболитовая, зеленосланцевая; последняя включает мусковит-кварцевую и альбит-актинолитовую субфации и более высокотемпературную альмандин-кварцевую субфацию.

4. Позднепалеозойский коллизийный динамометаморфизм (неоднократные брекчирование, рассланцевание, милонитизация, катаклаз) и сопутствующий метасоматизм, обусловленные также активизацией тектонических систем

Главного Уральского и Янтышевско-Юлукского разломов. Метаморфо-метасоматические формации: зеленосланцевых blastomylonitов, родингитовая, околотрещинных метасоматитов. Главнейшей особенностью позднепалеозойского динамометаморфизма и метасоматизма является деструктуризирующее и реакционное наложение этих процессов на минеральные парагенезисы всех более ранних метаморфо-метасоматических преобразований и, что особенно ярко проявилось, — на структуру и минеральные парагенезисы среднедевонского регионального РТ-метаморфизма.

Как уже отмечалось, главными структурными элементами, определяющими современное геологическое строение максютовского комплекса и зоны Уралтау в целом, являются позднепалеозойские чешуйчато-надвиговые дислокации [9]. По существу, он представляет собой мегамеланж, наблюдаемый на макро- и микроуровне. Поэтому в метаморфитах комплекса широко распространены позднепалеозойские околотрещинные метасоматиты, гидротермально-метасоматические жилы, частичные околотрещинные метасоматические изменения. Минеральные парагенезисы этих образований качественно тождественны тем, что наблюдаются в позднепалеозойских (послераннекаменноугольных) тектонических зонах, секущих среднепалеозойские образования на восточном склоне Южного Урала [6, 7, 9].

Во всех структурных зонах региона они характеризуются широкой вариацией количественных соотношений типоморфных минералов, в определенной мере зависимой от вещественного состава метасоматизируемых тектонизированных пород. Главными минералами парагенезисов являются: кварц, альбит, хлорит, мусковит; реже наблюдается биотит, гранаты, калишпат, минералы группы эпидота (в том числе редкий пьемонтит), амфиболы (редко глаукофан), пренит, сфен, апатит; в заключительную стадию околотрещинного метасоматизма кристаллизовались стильпномелан, кальцит, редко — цеолиты, барит. В зависимости от состава тектонизированных метаморфитов в них формировались гидротермальные существенно кварцевые жилы и околотрещинные метасоматиты переменного состава: альбит-мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые, хлорит-мусковит-кварцевые, эпидот-хлорит-альбит-кварцевые, альбит-мусковит-кварцевые, биотит-хлорит-кварцевые, кварц-микроклиновые, микроклин-мусковит-альбит-кварцевые, кварц-актинолит-гранатовые и т.д.

Минеральные комплексы околотрещинных изменений ранее исследователями рассматривались как продукты регрессивной стадии регионального РТ-метаморфизма. Однако текстурно-структурные формы их выделений, тождество состава во всех структурных зонах региона, очевидная связь парагенезисов с разрывными нарушениями неоднократных тектонических импульсов, в том числе и с секущими каменноугольные дислоцированные осадочные отложения, позволяет отнести их к иной, позднепалеозойской стадии минералообразования в зоне Уралтау. Продукты позднепалеозойского околотрещинного метасоматизма в значительной мере определяют современный вещественный состав, металлогению мета-

интрузивов и вмещающих их метаморфических образований максютовского комплекса [8, 9, 12, 13].

Ниже рассматриваются особенности позднепалеозойского петрогенеза в метаморфических сериях максютовского комплекса — юмагузинской и карамалинской.

Образования юмагузинской серии наиболее широко развиты в междуречье рр. Сакмара и Крепостной Зилаир, в бассейне руч. Магаш, к юго-западу и югу от д. Иткулово I. Серия сложена фенгит-кварцевыми, гранат-глаукофановыми сланцами и кварцитами с гранатом, фенгитом, глаукофаном; глаукофансланцевый метаморфизм является важнейшей геологической особенностью максютовского комплекса и зоны Уралтау в целом, определяющей их положение в общем ряду глаукофансланцевых поясов мира. Контакт юмагузинской серии с вышележащей карамалинской тектонической; метаморфические сланцы интенсивно рассланцованы, деформированы в изоклиналильные, плейчатые складки, несут следы тектонического течения, местами превращены в милониты переменного альбит-цоизит-мусковит-хлорит-актинолит-кварцевого состава. Тектонический контакт насыщен разрозненными будинами метаэколитов, мощностью от нескольких сантиметров до 20–40 м; контакты метаэколитов согласны с рассланцеванием вмещающих их парасланцев; в приконтактных участках метаэколиты тонко рассланцованы и местами превращены в гранат-актинолитовые, мусковит-актинолит-хлорит-альбитовые сланцы и милониты.

Авторами детально изучен геологический разрез по р. Крепостной Зилаир в окрестностях д. Максютково, который принято считать «стратотипическим разрезом юмагузинской свиты». Здесь гранат-фенгит-глаукофан-кварцевые сланцы смяты в изоклиналильные, плейчатые, гофрированные микро- и макроскладки, выразительно подчеркнутые изогнутостью в замках кристаллов глаукофана, фенгита, с размахом крыльев до 10–50 см; местами сланцы превращены в какириты, разбиты на микро- и макроблоки. В блоках массивных, слабо- или метасоматизированных сланцев наблюдаются исходные порообразующие минералы: гранат (5–10%), глаукофан (кроссит) (15–35%), фенгит (15–35%), кварц (50–75%); второстепенные минералы — сфен, рутил, циркон, апатит. Крупные порфиробласты граната содержат включения кварца, мусковита, глаукофана, рутила.

При тектоническом сжатии сланцев произошло образование разновеликих полостей отщепления вдоль сланцеватости и в замках складок, которые были заполнены жильными парагенезисами полно раскристаллизованных, чистых минералов: альбит (1–25%) + кварц (20–25%) + мусковит (2–5%) + хлорит магнезиальный + минералы группы эпидота + биотит + рудный минерал (1–2%) + пренит (0 – ед. пл.); повсеместно наблюдаются более поздние звездчатые выделения стильпномелана, кальцит. Следует подчеркнуть, что минералы этого парагенезиса в полостях отщепления ориентированы перпендикулярно плоскостям исходной сланцеватости метаморфитов или выполняют секущие ее трещины.

Процессы околотрещинного метасоматизма ярко проявились в основании Баракальской структуры, пред-

ставляющей собой тектонический останец метаморфитов юмагузинской серии, площадью 3×4 км, мощностью около 200 м, надвинутый на метаморфиты карамалинской серии. Здесь гранат-фенгит-глаукофан-кварцевые сланцы также интенсивно брекчированы, рассланцованы, местами превращены в blastomylonites с обильным развитием по глаукофану сосюрит-цоизитовых агрегатов; они смяты в гофрированные складочки, в полостях расщепления которых кристаллизовался парагенезис: альбит (до 25%) + хлорит магнезиальный + кварц + мусковит + биотит + минералы группы эпидота + сфен + рудный минерал (до 1–2%); стильпномелан, кальцит, светлая гидрослюда являются более поздними образованиями.

Характерно, что в отличие от находящегося в сланцах в качестве второстепенного, исходного альбита — микрозернистых, изометричных, ксеноморфных выделений, корродированных сосюритом, хлоритом — гидротермально-метасоматический альбит образует крупносланцеватые кристаллы с полисинтетическими двойниками, ориентированными перпендикулярно к общей сланцеватости; они часто включают реликтовые фрагменты основной ткани сланца: глаукофана, фенгита, микрозерен сосюритизированного альбита.

Непосредственно на участках тектонического контакта образований юмагузинской и карамалинской серий брекчированные, рассланцованные, смятые гранат-фенгит-глаукофановые сланцы местами превращены в околотрещинные метасоматиты переменного состава: эпидот-кварц-альбитовые с хлоритом, мусковитом, биотитом; мусковит-эпидот-альбит-хлоритовые с лавсонитом, биотитом и т.д. Распространены кварцевые жилы, в том числе пьезооптического кварца.

Альбит-актинолитовые ортосланцы и графит-мусковит-кварцевые парасланцы карамалинской серии в зоне тектонического контакта, во фронтальной части Баракальского надвига, были смяты в гофрированные, плейчатые макро- и микроскладки, гидротермально переработаны в метасоматиты сходного с вышеописанными переменного состава: минералы группы эпидота (10–30%) + хлорит магнезиальный (до 25%) + альбит (крупнокристаллический с полисинтетическими двойниками, 10–15%) + мусковит (10–15%) + кварц (5–30%) + биотит (5–10%) + сфен (крупнокристаллический, клиновидный, 5–10%) + (гранат).

Особенно ярко и интенсивно околотрещинный метасоматизм проявился в зонах многочисленных позднепалеозойских тектонических нарушений в ядре максютовского комплекса, сложенного переслаиванием мусковит-кварцевых, графит-мусковит-кварцевых, альбит-актинолитовых сланцев карамалинской серии. Здесь метаморфиты так же были смяты в плейчатые, гофрированные макро- и микроскладки со структурами течения; местами они были раздроблены и превращены в тектонические брекчии, в которых обломки сланцев повернуты относительно друг друга различным образом и сцементированы гидротермальным цементом. В полостях расщепления пара- и ортосланцев, в цементе брекчий, в секущих трещинах сформировался следующий парагенезис минералов: плагиоклаз (крупнокристаллический, с полисинтетическими

двойниками) + кварц + хлорит магнезиальный + мусковит + минералы группы эпидота + биотит + сфен + (амфибол, гранат, микроклин) + апатит + рудный минерал — в различных количественных сочетаниях вплоть до формирования полнопроявленных метасоматитов. Характерно, что новообразования плагиоклаза как бы «прорастают» из микрозернистого пелитизированного альбита основной ткани метаморфитов и ориентированы вкрест их сланцеватости. В заключительную стадию гидротермального процесса реакционно развивались стильномелан, кальцит.

Среди описанных метаморфо-метасоматических образований наблюдаются гидротермальные жилы, сложенные тем же парагенезисом крупнокристаллических минералов. В единичных случаях обнаружены жилы родингитов, сложенные моноклинным пироксеном, роговой обманкой, пренитом, сфеном.

Особый интерес представляет присутствие в минеральных парагенезисах околотрещинных метасоматитов и гидротермальных жил графитистого вещества, как продукта углеродного метасоматизма. Проявления его обнаружены: в зонах ранне-среднедевонской аккреции, испытавших позднепалеозойскую коллизию; в позднепалеозойских тектонических контактах (чешуйчато-надвиговых дислокациях) между метаморфитами юагузинской и карамалинской серий максютовского комплекса.

Проявления углеродного метасоматизма детально изучены в Иткуловской тектонической зоне, входящей в систему Главного Уральского разлома. Мощность зоны, переburенной структурными скважинами достигает 3 км, по простиранию она прослежена до 10 км; падение восточное под углами 30–40°; в ней метаморфиты карамалинской серии надвинуты с востока на гранат-глаукофан-кварцевые сланцы юагузинской серии. Строение тектонической зоны очень сложное: пачки метаморфитов обеих серий находятся в частом переслаивании, интенсивно перемяты в прихотливые макро- и микроскладки, несут следы пластического течения, участками брекчированы и милонитизированы; зона интенсивно инъецирована будинами брекчированных, рассланцованных, милонитизированных серпентинитов, метаэклогитов, гранатовых амфиболитов, мощностью от нескольких сантиметров до 40 м. Здесь максимально проявились позднепалеозойские гидротермально-метасоматические процессы вплоть до формирования околотрещинных метасоматитов и существенно кварцевых, карбонатных жил.

В Иткуловской структуре тектонизированные ортопороды и метаморфические сланцы замещались минеральным парагенезисом: гранат + альбит + кварц + хлорит + графит + мусковит + (биотит, эпидот), с локальным развитием линз массивных графит-гранат-кварц-плагиоклазовых, графит-кварцевых, графит-мусковит-альбит-кварцевых, графит-кварц-эпидот-хлорит-альбитовых метасоматитов, а также мусковит-кварцевых, графит-кварцевых, графитовых прожилков и жил. В брекчированных, рассланцованных гранатовых амфиболитах, метаэклогитах, сланцах графит наблюдается в виде вкрапленно-прожилковых выделений линейной, «струйчатой» ориентировки; нередко в парагенезисе с микроскопической «сыпью» граната графит выполняет разно-

ориентированные трещины в породе и трещины спайности в амфиболах (глаукофане, актинолите), мусковите; в парагенезисе с кварцем, альбитом, мусковитом графит частично или псевдоморфно замещает изогнутые, изломанные кристаллы амфиболов, порфиробласты гранаты, лавсонит.

В западной части Иткуловской тектонической зоны на площади сопряжения ее с ГУРом интенсивно деформированные, смятые в прихотливые складки метаморфиты карамалинской серии: графит-мусковит-кварцевые с линзами рассланцованных гранатовых амфиболитов, секутся серией субпараллельных прожилков графита; последний также образует в амфиболитах линзовидные скопления.

В зоне Баракальского надвига, сопряженного с востока с Янтышевско-Юлукской меланжевой зоной, в тектоническом контакте гранат-глаукофан-кварцевых сланцев юагузинской серии с графит-мусковит-кварцевыми сланцами карамалинской серии бластомилониты секутся «струями» и прожилками графита мощностью до миллиметров.

Прожилки, гнезда графита изометричной, угловатой формы обнаружены и в других зонах позднепалеозойской тектонической активизации Уралтау.

После стадии формирования прожилков графита тектонизированные и метасоматизированные метаморфиты вновь подверглись сильному сжатию, рассланцеванию, с которыми сопряжено образование кварц-карбонатных, стильномелан-карбонатных жил, включающих обломки смятых пара- и ортосланцев, раздробленных зерен амфиболов, мусковита, граната, графита. Вне этих жил гнезда и прожилки графита были смяты, местами перетерты, катаклазированы; микротрещины в них залечены кварцем.

Проявления углеродного метасоматизма в зонах позднепалеозойской коллизии обусловлены, вероятно, сдвиговыми деформациями, вызвавшими частичный вынос с флюидами углерода из графитистых сланцев карамалинской серии и переотложение его в околотрещинных метасоматитах в виде линз и секущих прожилков. Последующие с новым тектоническим импульсом сдвиговые деформации: сжатие, дробление и перетирание графитовых прожилков, могли привести к перестройке углеродных молекул в алмазную решетку — возможность этого процесса подтверждена большим количеством опубликованных экспериментальных данных [19].

В настоящее время возможная алмазоносность метаморфического пояса Уралтау связывается с: 1) эклогитами; 2) с графитистыми сланцами максютовского комплекса, сформировавшимися при региональном метаморфизме углеродсодержащих осадочных пород.

На основании вышеизложенного представляется более перспективным иной подход к решению проблемы алмазоносности Уралтау. Эклогиты и другие регионально метаморфизованные образования Уралтау не являются потенциально алмазоносными. Алмазы могли возникнуть в результате динамометаморфизма позднепалеозойских графитовых прожилков и графитсодержащих околотрещинных метасоматитов, которые формировались по различным петрографическим разностям пород, подвергшимся воздействию обогащенных углеродом флюидов.

Источником переотложенного углерода, кроме ремобилизации его из графитистых сланцев, также могли быть рассланцованные, милонитизированные основные и ультраосновные породы.

Исходя из предполагаемого петрогенеза потенциальной алмазоносности метаморфических комплексов Уралтау в качестве минерагенических критериев следует рассматривать наличие позднепалеозойских надвиговых зон и локализованных в них продуктов околотрещинного углеродного метасоматизма; это в значительной степени сокращает площади и объем поисковых работ.

Изложенные данные в значительной мере согласуются с фактологическим материалом по алмазоносности Кокчетавского массива, в котором метаморфогенное месторождение алмазов Кумдыколь локализовано в зонах линейно вытянутых разломов и приурочено к тектонобластам и метасоматитам [4, 17].

**Литература:** 1. *Алексеев А. А.* Магматические комплексы зоны хребта Уралтау. М.: Наука, 1976. 167 с. 2. *Алексеев А. А.* Типы и фации метаморфизма в максютовском комплексе на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов / СГИ. Свердловск. 1990. С. 50–54. 3. *Добрецов Н. Л.* Глаукофансланцевые, эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 423 с. 4. *Екимова Т. Е., Лаврова Л. Д., Надеждина Е. Д. и др.* Новый тип коренных месторождений алмазов // Руды и металлы. 1992. № 1. С. 69–80. 5. *Жданов В. В., Дуденко Л. Н., Жуков Р. А.* Метаморфо-метасоматическая зональность и принципы ее картирования // Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1980. С. 58–63. 6. *Захарова А. А.* Метасоматические формации и оруденение восточного склона Южного Урала: Препринт. Уфа, 1986. 44 с. 7. *Захарова А. А.* Метаморфизм и метасоматизм орогенных надвиговых зон на Южном Урале: Препринт. Уфа, 1987. 36 с. 8. *Захарова А. А., Захаров О. А.* Условия формирования сульфидного оруденения в метаморфитах зоны Уралтау на Южном Урале: Пре-

принт. Уфа, 1994. 38 с. 9. *Захарова А. А., Захаров О. А.* Петрогенетическая и рудообразующая роль позднепалеозойских тектоно-метасоматических процессов на Южном Урале // Проблемы петрогенеза и рудообразования / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург. 1998. С. 65–68. 10. *Захаров О. А.* Структура зоны Уралтау // Ежегодник–1994 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1995. С. 12–13. 11. *Захаров О. А.* Проблема возраста субстрата метаморфических комплексов зоны Уралтау // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. С. 93–98. 12. *Захаров О. А., Захарова А. А.* Геология, петрология и металлогения Кириябинского метаморфо-метасоматического комплекса // Ежегодник–1994 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1995. С. 50–53. 13. *Захаров О. А., Захарова А. А.* Петрогенез «гранитоидов» Мазаринско-Барангуловского метайнтрузивного комплекса зоны Уралтау // Ежегодник–1995 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1996. С. 163–171. 14. *Захаров О. А., Захарова А. А.* Геодинамика и метаморфизм зоны Уралтау (Южный Урал) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 266–269. 15. *Захаров О. А., Пучков В. Н.* О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау: Препринт. Уфа, 1994. 29 с. 16. *Ленных В. И.* Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с. 17. *Печников В. А., Лаврова Л. Д., Екимов Т. Е., Петрова М. А.* Были ли «грубые просчеты» в оценке алмазоносности метаморфического комплекса Кокчетавского массива? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 5. С. 11–14. 18. *Пучков В. Н.* Коллизионная модель формирования эклогит-глаукофансланцевого метаморфического пояса Урала // Новые данные по геологии Урала. Информационные материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 154–162. 19. *Симаков С. К.* К вопросу образования алмаза в метаморфитах породах земной коры // Докл. РАН. 1995. Т. 340, № 6. С. 809–811. 20. *Эз В. В.* Проблемы геологической съемки метаморфических образований // Советская геология. 1988. № 9. С. 43–51.



## ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НОВОВОРОНИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ПО СКВАЖИНЕ 5502 (ВОСТОЧНЫЙ БОРТ МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА)

Скважина 5502 глубиной 1197 м, пробуренная по рекомендации Ю.С. Емельянова восточнее Верхнеуральского водохранилища в районе поселка Нововоронинский [Купцов, Ямщикова, 1983 г.] вскрывает уникальный разрез верхнедевонских вулканогенных отложений (рис. 1). Отложения представлены переслаиванием грубообломочной и среднеобломочной вулканокластичности и лавовых потоков. Мощность обломочных прослоев 50–100 м, лавовых тел — 25–50 м. В разрезе отмечено три лавовых горизонта мощностью до 75 м. Толща прорывается субвулканическими телами долеритов и риодацитов.

Отложения выделены в нововоронинскую толщу [Мосейчук, 1990 г.; Штейнберг, 1990 г.] и залегают на кремнистых сланцах мукасовской толщи. По возрасту нововоронинская толща сопоставляется с колтубанской свитой западного борта Магнитогорского мегасинклинория [3, 4].

Вулканиды нововоронинской толщи относятся к слабодифференцированной базальт-андезито-базальтовой формации и совместно с комагматичными породами Погорельского габбрового массива и Паршивых гор [5, 6, 7] образуют позднедевонский вулканоплутонический комплекс. Он входит в состав Магнитогорской палеоостровной дуги. По геодинамической позиции нововоронинский комплекс отнесен к стадии развитой островной дуги [8].

В основании разреза скважины (инт. 1110–1050 м) преобладают лавы миндалекаменных пироксеновых базальтов (рис. 1). Базальты имеют порфиристую структуру. Вкрапленники представлены клинопироксеном и плагиоклазом, составляют от 15 до 25 % породы; преобладает клинопироксен, образующий две генерации вкрапленников. Размер фенокристов клинопироксена достигает 0,5 см. Изредка встречается оливин (?), псевдоморфно замещенный хлоритом и распознаваемый только по форме выделения. Породы характеризуются гиалопилитовой, пилотакситовой и интерсергальной структурой основной массы. Плагиоклаз альбитизирован, образует микролиты, магнетит встречается в виде вкрапленников в интерстициях. Вторичные минералы — эпидот, хлорит. Выше по разрезу (925–913 м) появляются лавы афировых и плагиопорфиристых базальтов. Для плагиоклазовых базальтов характерны серийно-порфиристые выделения альбитизированного плагиоклаза, мелкие вкрапленники клинопироксена и сыпь магнетита в пилотакситовой основной массе. В интервале 800–725 м и 280–145 м наблюдаются лавовые тела, дифференцированные от афировых до пироксен-порфиристых и плагиоклазовых пород. В интервале 800–725 м пироксеновые порфириды тяготеют к нижней части лавовой толщи, плагиоклазовые к средней, афировые к верхней. В интервале 300–145 м наблюдается обратная последовательность: афировые базальты рас-

положены в нижней части лавовой толщи, пироксен-порфиристые и плагиоклазовые, чередуясь, занимают верхнюю часть лавового разреза. Возможно, часть плагиопорфиристых пород является субвулканическими телами (глубина 220 м, 759 м, 921 м).

Обломочные породы представлены тефрогенными вулканокластическими образованиями — отложениями грязекаменных потоков на склонах вулканов (debris flow). Размер обломков колеблется от 0,5–2 см до 10 см. Форма угловатая, округлая и неправильная. Состав базальтовый и андезитобазальтовый, преобладают афировые гиалопилитовые базальты, плагиофировые андезитобазальты, фрагменты гематитизированного шлака. Обломки различаются по структуре, текстуре и цвету: красновато-бурые гематитизированные обломки представлены афировыми и плагиопорфиристыми породами, серовато-зеленые — эпидотизированными и хлоритизированными миндалекаменными афировыми базальтами. Некоторые зеленые обломки плагиоклазовых интерсергальных порфиритов и гиалопилитовых афировых базальтов содержат перлитовые трещинки, которые подчеркиваются точечными непрозрачными выделениями землистого эпидота. Это свидетельство того, что часть обломков могла быть сформирована в подводных условиях при растрескивании лавовых фрагментов. Матрикс базального типа сложен более мелкими обломками тех же пород, сцементированными пренит-эпидот-кремнистым агрегатом. Породы не сортированы, наблюдается чередование среднеобломочных и грубообломочных прослоев. В средней части разреза наблюдаются редкие маломощные (до 1 м) прослои мелкозернистых и грубозернистых вулканокластических песчаников (туфопесчаников), состоящих из обломков гематитизированных базальтов, диабазов и порфиритов. В основании разреза в составе обломков не встречаются пироксеновые порфириды, хотя обломочные породы переслаиваются с миндалекаменными лавами пироксенового состава. Это подтверждает тефрогенную природу обломочного материала. Выше по разрезу с глубины 892 м в составе обломков начинают преобладать пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириды, что может указывать на разрушение и переотложение ранее сформированных лавовых потоков. Крупные глыбы представлены миндалекаменными плагиоклазовыми базальтами с интерсергальной структурой основной массы (лавокласты), более мелкие обломки сложены гематитизированными пироксеновыми порфиритами, афировыми базальтами, шлаком и стекловатыми обломками, вероятно, гиалокластической или гидроэксплозивной природы. Условия вулканизма — субаэральные, на границе вода — воздух. Ювенильный материал в результате эксплозий или гидроэксплозий мог соприкасаться с воздушной средой, гематитизироваться и падать в воду в горячем состоянии,

быстро растрескиваться, затем перемещаться по склону вулкана в виде масс обломочных потоков. Этот процесс объясняет разнообразие обломков. На подводные условия вулканизма указывают прослои кремнистых тонкослоистых алевропелитов серо-зеленого цвета, наблюдаемые на глубине 791 м среди густоиндалекаменных базальтов. Кремнистые алевропелитовые осадки также установлены в составе нововоронинской толщи в обнажениях на восточном берегу Верхнеуральского водохранилища. Аналогичные наблюдения кремнистых прослоев были сделаны А. Д. Штейнбергом. При сравнении с обломочными отложениями нижнедевонской ирендыкской свиты западного борта Магнитогорского прогиба [2] описываемые обломочные образования отличаются обилием бурых гематитизированных и шлаковых обломков в составе отложений, что является показателем мелководных условий вулканизма.

По петрогеохимическим особенностям пироксеновые базальты нововоронинского комплекса характеризуются (табл. 1) умеренным содержанием  $K_2O$  (0,5–1,5%),  $TiO_2$  (менее 1%), Sr (до 370 г/т), Rb (5 г/т), Zr (до 80 г/т) и относятся к известково-щелочной серии средней калиево-сти. Афировые и плагиопорфировые базальты характеризуются более высокой глиноземистостью и калиево-стью (до 2,5%) и повышенным содержанием литофильных элементов (Rb до 38 г/т, Zr около 100 г/т), тяготея к субщелочной серии пород. Образование разных типов пород в составе комплекса рассматривается как результат кристаллизационной дифференциации магмы в промежуточных очагах.

По данным Т. Н. Сурина [6] клинопироксены из базальтов нововоронинского комплекса являются типичными для известково-щелочной островодужной серии, и формирование пород комплекса объясняется кристаллизационной дифференциацией первичных расплавов, осуществляемой на разных уровнях при различных РТ-параметрах: интервал температур кристаллизации от 1000 до 1120°C при давлении 3–5 кбар. Составы клинопироксенов из пироксен-порфировых базальтов скв. 5502, которые, по мнению Т. Н. Сурина, близки бонинитоподобным базальтам, отличаются повышенной хромистостью (до 0,8%  $Cr_2O_3$ ) и пониженной магниезильностью, в них установлены расплавные включения кислого состава. По нашим представлениям магниезильные базальты нововоронинского комплекса относятся к типичным высокомагниезильным базальтам островных дуг. Петрохимически (табл. 1) они сходны с магниезильными базальтами Северного прорыва Толбачинского извержения 1975–1976 гг. [1], отличаясь меньшими содержаниями титана и фосфора.

Вулканогенная толща прорвана субвулканическим телом долеритового состава, мощностью около 100 м (интервал 400–500 м). Отдельные апофизы долеритов отмечаются на глубине 773,5 м и 184 м. Порода имеет свежий облик, интерсертальную структуру, содержит клинопироксен, плагиоклаз и вкрапленность раннего титаномагнетита. По химическому составу (табл. 1) резко отличается от описанных базальтов повышенным содержанием  $TiO_2$  (> 1%) и  $P_2O_5$ . В верхней части разреза

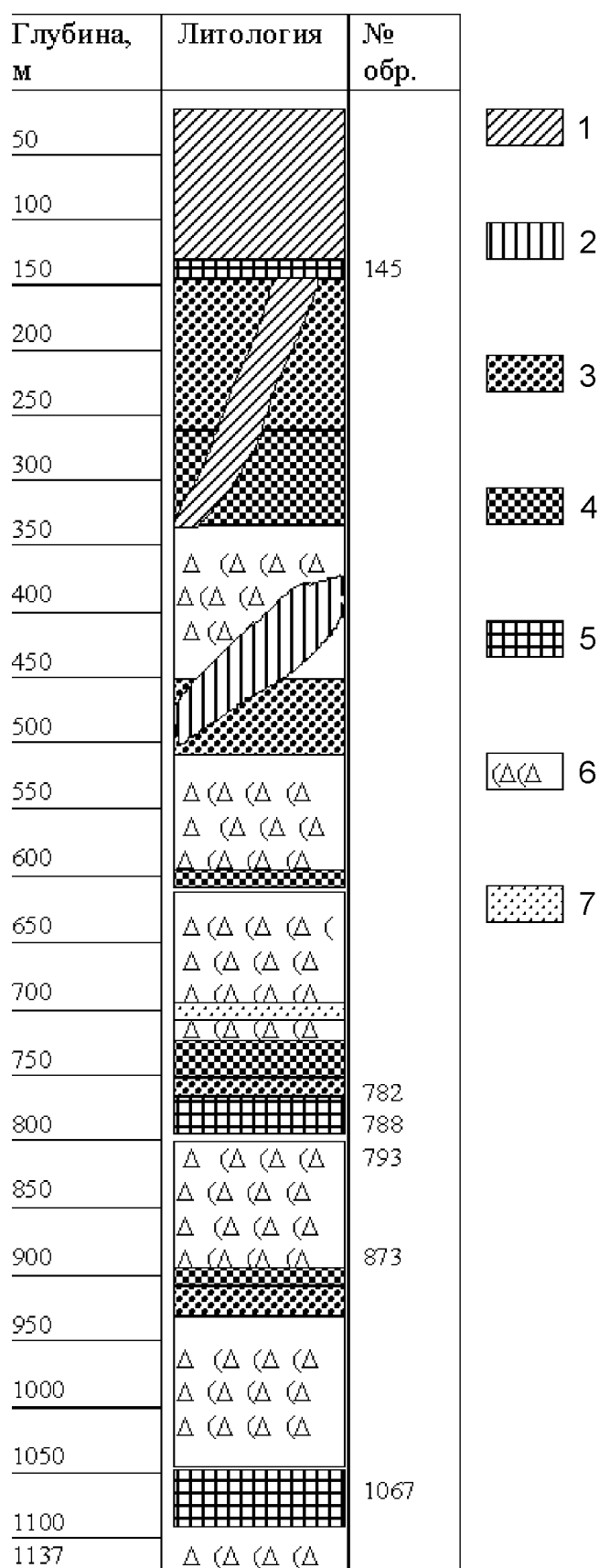


Рис. 1. Разрез нововоронинской толщи по скважине 5502

1 – риодациты субвулканические  $D_3fm$ ; 2 – долериты  $D_3fm$ ; 3–5 – базальты (3 – плагиопорфировые, 4 – афировые, 5 – пироксеновые); 6–7 – вулканокластика (6 – грубая, 7 – псаммитовая)

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ ПОРОД ИЗ СКВАЖИНЫ 5502

Таблица 1

№ образца	Базальты нововоронинского комплекса														Долериты D <sub>3</sub> fm			Дацинты D <sub>3</sub> fm			Базальты БГТИ [1]	
	145	184	220	782	788	793	873	1046	1067	438	731	759	73	282	501	Средние						
	П	П	Пл	П-Пл	Пл	Пл	А	П	П	П-Пл	Пл	А			Пл	П	Пл					
Тип породы	49,53	47,97	50,39	49,56	49,49	49,60	50,83	47,5	47,10	49,50	50,57	50,92	66,18	66,20	68,02	49,95	50,77					
SiO <sub>2</sub>	0,76	0,69	0,80	0,62	0,70	0,85	0,67	0,80	0,72	1,30	1,25	1,27	0,23	0,43	0,40	1,22	1,54					
TiO <sub>2</sub>	15,97	12,48	19,07	16,96	17,35	17,22	17,44	15,00	15,37	16,00	17,72	17,63	14,74	15,00	15,20	14,41	17,34					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,84	3,96	2,57	2,86	2,64	2,87	3,27	3,90	2,71	3,50	2,59	2,53	0,09	0,81	1,25							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,32	6,46	4,74	5,54	5,82	7,04	6,03	6,42	7,18	4,30	6,11	6,50	1,44	1,80	1,29	10,18*	10,20*					
FeO	0,18	0,22	0,16	0,13	0,13	0,15	0,18	0,01	0,18	0,01	0,14	0,14	0,07	0,01	0,04	0,19	0,18					
MnO	7,92	11,32	4,20	5,61	7,04	7,04	5,96	10,60	9,40	7,00	6,40	6,28	0,54	1,6	0,94	9,44	4,92					
MgO	8,08	12,43	7,11	7,50	4,70	7,50	9,52	9,50	9,24	8,00	9,91	9,18	4,90	3,00	2,60	10,14	8,70					
CaO	2,85	1,02	4,43	4,29	5,65	3,36	1,98	2,30	2,52	5,00	2,27	3,55	2,28	4,00	3,86	2,62	3,44					
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,12	0,62	1,04	2,52	1,02	1,09	0,60	1,40	0,40	0,92	0,90	3,15	2,80	2,59	1,22	1,88					
K <sub>2</sub> O	0,13	0,08	0,11	0,06	0,05	0,06	0,15	0,04	0,05	0,35	0,25	0,26	0,05	0,14	0,10	0,30	0,42					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	5,09	3,68	5,90	5,06	4,37	3,91	3,87	3,50	3,82	5,00	2,80	1,70	5,56	3,57	3,41	–	–					
ппп	100,17	100,4	99,60	99,23	100,46	100,62	100,99	100,17	99,69	100,36	100,88	100,82	99,27	99,36	99,58	–	–					
сумма	5	5	–	–	5	38	5	–	10	–	5	5	56	–	56	–	–					
Rb	372	121	–	–	300	332	372	–	365	–	227	260	120	–	146	–	–					
Sr	70	59	–	–	106	98	80	–	67	–	99	101	150	–	232	–	–					
Zr	–	–	–	286	–	–	–	–	535	–	–	–	–	–	–	–	–					
Cr	–	–	–	92	–	–	–	–	78	–	–	–	–	–	–	–	–					
Ni	–	–	–	135	–	–	–	–	35	–	–	–	–	–	–	–	–					
Cu	–	–	–	82	–	–	–	–	94	–	–	–	–	–	–	–	–					
Zn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–					

**Примечание к табл. 1:** Номер образца соответствует глубине отбора пробы в м. П – пироксеновый базальт, Пл – плагиоклазовый базальт, П-Пл – пироксен-плагиоклазовый, А – афирмовый базальт. Химический состав (метод «мокрой» химии) – в вес. % (аналитик С. А. Ягудина), содержание микроэлементов – в г/т. Определения элементов выполнены в Институте геологии УНЦ РАН: Rb, Sr, Zr – рентгено-флуоресцентным методом (аналитик Р. Н. Салихова), Cr, Ni, Cu, Zn – методом атомной абсорбции (аналитик Н. Г. Христофорова).

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.** Петрологическо-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.

Наличие самородного железа в породах машакской свиты свидетельствует о восстановительной обстановке, существовавшей либо в момент формирования данных отложений либо при их преобразовании. Сохранение железа в восстановленной форме при осадкообразовании и последующей литификации маловероятно, так как эти процессы реализуются в резко окислительных условиях. Зеленосланцевый метаморфизм, в условиях которого изменены машакские конгломераты, также вероятнее всего характеризовался преобладанием окислительных условий, так как в них широко распространены такие минералы как магнетит и гематит.

По нашему мнению, генезис самородного железа обусловлен воздействием на первично осадочный субстрат восстановленных мантийных флюидов в начальные этапы заложения машакской палеорифтогенной структуры. Проникновение базальтового расплава в верхние горизонты коры по системам глубинных разломов сопровождалось опережающей «пропиткой» субстрата интрателлурическими флюидами, имеющими резко восстановительный, водородный состав [1,2]. При последующей инверсии окислительно-восстановительного режима самородные формы отдельных элементов могли сохраниться в виде единичных зерен. Одним из косвенных доказательств справедливости таких выводов служит наличие в составе обнаруженного нами самородного железа примесей платины и золота.

Как известно, данная благороднометалльная ассоциация не может формироваться при осадочном породообразовании, а возникает в процессе метаморфо-метасоматических изменений пород при P-T-условиях, соответствующих зеленосланцевой фации, железо не могло выступать в качестве эффективного сорбента Au и Pt. То есть Fe<sub>самор.</sub> обнаруженное нами в породах машакского комплекса, является «реликтовым» минералом, сохранившимся в неизменном виде. Факт его присутствия позволяет

предполагать существование восстановительной обстановки в породах субстрата на начальных этапах развития машакской палеорифтогенной структуры, которая была обусловлена воздействием на него глубинных интрателлурических флюидов.

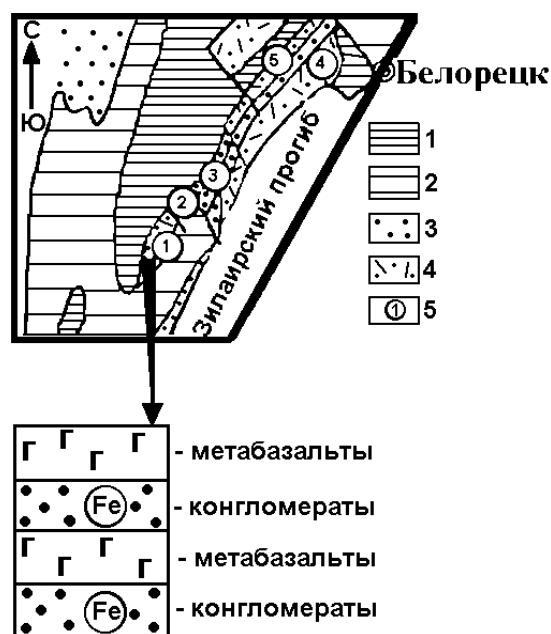


Рис. Геологическая схема части Башкирского мегантиклинория по [4] с изменениями авторов и схематическое строение разреза машакской свиты с находками самородного железа

1 – нижнерифейские отложения, 2 – среднерифейские осадочные отложения, 3 – верхнерифейско-вендские отложения, 4 – среднерифейская вулканогенно-осадочная формация, 5 – структурные комплексы: 1 – шатакский, 2 – кухтурский, 3 – узянский, 4 – белетарский, 5 – ишлинский

Таблица

СОСТАВ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА ИЗ ПОРОД МАШАКСКОГО КОМПЛЕКСА

Элементы	1	1*	2	2*
Fe	92,06	97,62	91,65	99,33
Cr	1,0	1,14	0,28	0,34
Mn	0,5	0,54	сл.	
Au	0,89 (0,87)	0,3	1,08 (0,89)	0,33
Pt	1,32 (0,85)	0,4	—	—
Cu	сл.	—	сл.	—

Примечание: №№ 1–2 – % элемента, цифры в скобках – величина ошибки (< 2 σ); сл. – в случае превышения ошибки над % элемента. №№ 1\*–2\* – атомные %. Определения сделаны на рентгеноспектральном микроанализаторе JSM-840 с приставкой Link-8000 при напряжении 20 Кв и времени накопления 50 сек. в Институте сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа. Расчеты произведены по стандартной программе ZAF.

Литература: 1. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 101 с. 2. Маракушев А. А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источника рудного вещества // Источники вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 145–164. 3. Минералогия

Урала // Под ред. Н. П. Юшкина. Элементы, карбиды, сульфиды. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 390 с. 4. Парначев В. П., Ротарь А. Ф., Ротарь З. М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 105 с.

## КАЛИЙ, УРАН И ТОРИЙ В ВУЛКАНИТАХ ОРДОВИКСКО-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО ФОРМАЦИОННОГО РЯДА В МАГНИТОГОРСКОМ МЕГАСИНКЛИНОРИИ

1. Калий, уран и торий представляют собой элементы с большим ионным радиусом, накапливающиеся в остаточных расплавах и индикаторные при геодинамических реконструкциях. Известно о возрастании количеств К и Th в вулканитах от фронтальных к тыловым частям островных дуг на Камчатке и Курильских островах [9], что связывается с направлением падения сейсмофокальной зоны и коррелируется с расстоянием от земной поверхности до зоны Бенъофа.

Весьма важно также, что в отличие от калия, уран и особенно торий ведут себя весьма инертно в ходе вторичных метаморфических (до зеленосланцевой стадии) и метасоматических процессов [1, 10].

2. В ряду палеозойских вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория, от субокеанической к островодужной и далее коллизионной стадиям, наблюдается возрастание количеств К, U, Th снизу вверх по разрезу (рис. 1). Однако это возрастание не является абсолютным, а несет элемент цикличности в связи с чередованием толеитовых петрогенетических серий с известково-щелочными (баймак-бурибаевская – ирендыкская, карамалыташская – улутауская). Обнаруживаются довольно значительные колебания U, Th, K и внутри

вулканогенных формаций, что связано в основном с процессами магматической дифференциации.

Среди вулканитов *ордовикско-силурийского возраста* Вознесенско-Присакмарской зоны присутствуют 2 типа базальтов: 1 — низкокалийевые с низкими концентрациями U и Th ( $K_2O$ —0,01–0,54%, U—0,2–0,4 г/т, Th—0,1–0,5 г/т); 2 — низко-умереннокалийевые с повышенными концентрациями U и Th ( $K_2O$ —0,01–0,79%, U—0,7–1,7 г/т, Th—0,2–2,8 г/т). Первые по приведенным геохимическим характеристикам близки к базальтам СОХ, вторые — континентальным базальтам трапповой формации.

*Вулканиты баймак-бурибаевской свиты D<sub>1</sub>* (риолит-базальтовая формация) представлены преимущественно низкокалийевым типом с низкими концентрациями U и Th ( $K_2O$ —0,03–0,39%, U—0,1–0,58 г/т, Th—0,2–2,1 г/т). По приведенным характеристикам с учетом предшествующих исследований [6, 7] базальты баймак-бурибаевской свиты сопоставимы с высокомагнезиальными базальтами зон внутридугового и задугового спрединга [4, 15].

*Вулканиты верхнетаналыкской свиты D<sub>1</sub>* слагают базальт-андезит-дацит-риолитовую субформацию риолит-базальтовой формации. Выборка характеризует андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты Макан-Октябрьского рудного поля. По сравнению с баймак-бурибаевской, в вулканогенных породах верхнетаналыкской свиты концентрации  $K_2O$ , U и Th близки и повышены. Анализами установлены следующие содержания: в андезибазальтах и андезитах  $K_2O$ —0,63–1,2%, U—0,2–0,7 г/т, Th—0,0–0,8 г/т; в дацитах и риодацитах  $K_2O$ —0,06–1,67%, U—0,3–1,5 г/т, в единичных случаях достигая 3,2 г/т, Th—0,3–2,0 г/т; в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах  $K_2O$ —1,45–3,01%, U—0,5–1,2 г/т, Th—0,4–1,1 г/т. Содержания U и Th в кремнекислых породах верхнетаналыкской свиты сопоставимы с установленными в низкокалийевых дацитах островной дуги Тонга–Кармадек [3].

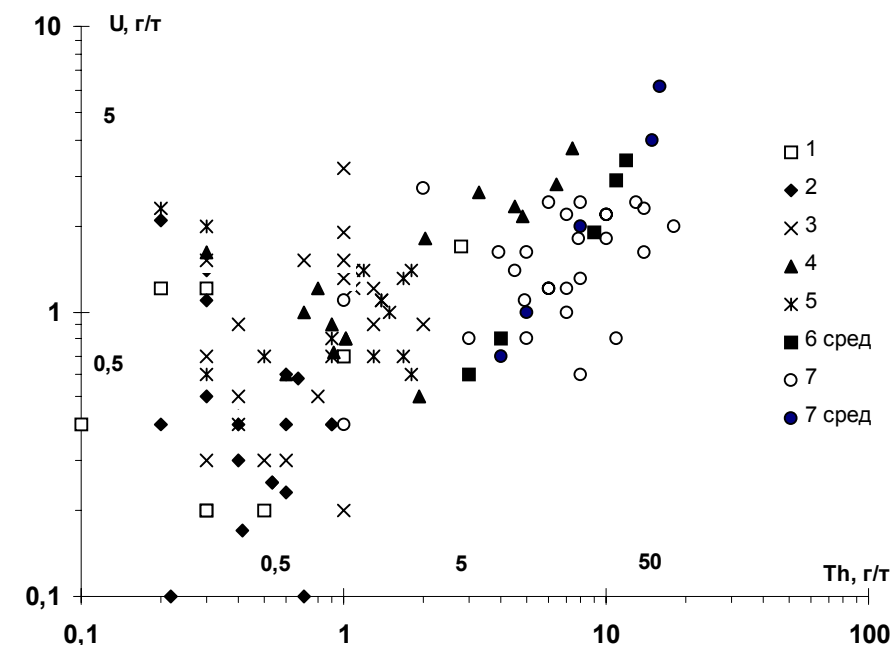


Рис. 1. Соотношения содержаний U и Th в вулканогенных породах (O–C<sub>1</sub>) Магнитогорского мегасинклинория

1 – базальты ордовикско-силурийского возраста Вознесенско-Присакмарской зоны; 2 – вулканиты баймак-бурибаевской свиты (D<sub>1</sub>); 3 – вулканиты верхнетаналыкской свиты (D<sub>1</sub>); 4 – вулканиты ирендыкской свиты (D<sub>1-2</sub>); 5 – вулканиты карамалыташской свиты (D<sub>3</sub>); 6<sub>сред</sub> – вулканиты (D<sub>3</sub>) (средние значения) [12]; 7 – вулканиты березовской и кизильской свит (C<sub>1</sub>); 7<sub>сред</sub> – то же, средние значения

*Вулканогенные породы ирендыкской свиты D<sub>1-2</sub>* представлены двумя выборками. Первая составлена из порфировых базальтов и андезибазальтов Абзелиловского района, вторая характеризует рудовмещающие метасоматиты и

надрудные трахидациты колчеданоносного Подольского рудного поля. Основные породы ирендыкской свиты содержат низкие и умеренные концентрации  $K_2O$  — 0,05–1,17%, умеренные и повышенные концентрации U — 0,6–1,6 г/т и Th — 0,3–0,9 г/т. Повышенные концентрации всех трех элементов обнаружены в трахидацитах сукраковской толщи ( $ir_5$ ) Подольского рудного поля:  $K_2O$  — 1,7–2,9%, U — 2,17–3,7 г/т, Th — 3,3–7,4 г/т. Эти данные подтверждают тезис о генетической неоднородности вулканитов ирендыкской свиты и присутствию в ее составе как мантийных известково-щелочных вулканитов, так и коровых субщелочных кислых пород.

**Вулканогенные породы карамалытаишской свиты  $D_{2-3}$**  образуют риолит-базальтовую формацию. Аналитические данные представлены несколькими выборками, которые характеризуют базальты западного крыла Магнитогорского мегасинклинория Абзелиловского района и участка Муртыкты в Учалинском районе, а также базальты, кремнекислые породы и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты Александринского колчеданоносного рудного поля на восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория. Поле фигуративных точек этой формации лучше всего, хотя и не полностью, совпадает с полем пород верхнетаналыкской свиты.

Концентрации K, U, Th в породах имеют следующие значения. Базальты Абзелиловского района содержат пониженные количества всех трех элементов ( $K_2O$  — 0,1–0,12%, U — 0,6–0,8 г/т, Th — н.о.–0,3 г/т). В базальтах участка Муртыкты разброс значений этих элементов более широк ( $K_2O$  — 0,06–1,46%, U — 0,7–2,0 г/т, Th — 0,3–1,8 г/т), что, скорее всего, связано с рудогенными гидротермально-метасоматическими преобразованиями. В Александринском рудном поле в надрудных базальтах концентрации всех трех элементов близки к предыдущей выборке ( $K_2O$  — 0,19–2,13%, U — 0,7–2,3 г/т, Th — 0,2–1,7 г/т). В кремнекислых надрудных вулканитах Александринского участка диапазон их колебаний близок к базальтам ( $K_2O$  — 0,12–2,53%, U — 0,4–1,3 г/т, Th — 0,4–1,8 г/т). Рудовмещающие метасоматиты участка Муртыкты ( $K_2O$  — 1,85–2,19%, U — 1,1–1,4 г/т, Th — 1,2–1,4 г/т) и Александринского рудного поля ( $K_2O$  — 2,04–2,45%, U — 1,0–1,1 г/т, Th — 1,4–1,5 г/т) близки между собою, несмотря на то, что на участке Муртыкты метасоматиты образовались по базальтам, а на Александринском участке по кремнекислым породам.

**Вулканиты  $D_{2-3}$**  улутауской и колтубанской свит и их возрастных аналогов [12] принадлежат базальт-андезит-дацит-риолитовой и базальт-андезито-базальтовой формациям. Установлены следующие (средние арифметические) содержания элементов в различных типах пород: в базальтах  $K_2O$  — 0,7%, U — 0,6 г/т, Th — 3,0 г/т; в андезито-дацитах  $K_2O$  — 1,2%, U — 1,9 г/т, Th — 9 г/т; в кремнекислых породах  $K_2O$  — 1,6–2,9%, U — 2,9–3,4 г/т, Th — 11–12 г/т. Очевидны повышенные концентрации K, U, Th в вулканитах  $D_{2-3}$  по сравнению со всеми предыдущими более древними формациями, кроме трахидацитов  $ir_5$  Подольского рудного поля. Последние характеризуются пониженными концентрациями Th и близкими с вулканитами  $D_{2-3}$  концентрациями U.

**Вулканогенные и вулканоплутонические комплексы  $C_1$**  зоны завершают латерально-возрастной ряд вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория. При близости концентраций K, U, Th в вулканитах  $C_1$  и  $D_{2-3}$  и частичном перекрытии полей фигуративных точек все же достаточно четко обнаруживается тенденция к повышению количеств этих элементов в вулканогенных породах  $C_1$ . Это связано с «заклиниванием» зоны Беньюфа и дальнейшей консолидацией земной коры [8]. Установлены следующие концентрации K, U, Th в породах: в базальтах и габброидах  $C_1$   $K_2O$  — 0,13–1,78%, U — 0,4–1,6 г/т, Th — 1,0–4,9 г/т; в трахитах  $K_2O$  — 0,8–7,9%, U — 0,8–2,4 г/т, Th — 3–13 г/т; в трахидацитах и трахириолитах  $K_2O$  — 3,1–4,7%, U — 0,6–6,2 г/т, Th — 2–16 г/т.

3. Характер распределения K, U, Th в околорудных метасоматитах отличается своеобразием. Содержания U в них не превышают 1,5 г/т, а Th — 1,4 г/т при концентрациях  $K_2O$ , достигающих 2,8–3,0%, что обычно для полностью замещенных пород. Весьма показательна близость содержаний K, U, Th в апобазальтовых (участок Муртыкты) и аподацитовых (Александринское рудное поле) метасоматитах.

В целом поле фигуративных точек околорудных метасоматитов имеет ориентировку, субпараллельную горизонтальной оси (Th). Размах колебаний Th от 0,4 до 1,5 г/т, возможно, указывает на некоторый вынос этого элемента при метасоматозе. Метасоматиты и рудовмещающие серицитизированные дациты Макан-Октябрьского рудного поля дают локальное сгущение фигуративных точек, свидетельствующее о возникновении при гидротермально-метасоматических процессах отрицательной корреляционной связи между U и Th. Пониженные содержания U и Th обнаружены в пропильтизированных подрудных андезидабазальтах Октябрьского месторождения (U — 0,2–0,7 г/т, Th — 0,0–0,3 г/т), что указывает на частичный вынос радиоактивных элементов из подрудных пропильтитов.

4. На Южном Урале ранее были изучены латеральные вариации концентраций K, Ti, Zr для вулканогенных пород O–S– $D_{1-3}$  и  $C_1$  возраста [2, 5, 8, 11, 13, 14, 16]. Были установлены повышенные содержания K, Zr, Ti в вулканитах девонского возраста Восточно-Уральского палеовулканического пояса по сравнению с Магнитогорским. Вышеприведенные сведения об особенностях распределения K, U, Th в ряду вулканогенных формаций от ордовика до верхнего девона подтверждают прежние геодинамические выводы и позволяют уточнить некоторые положения. Данные о распределении U и Th, также как и Zr и Ti, ценны тем, что при вторичных процессах эти элементы, особенно Th, ведут себя инертно, в отличие от очень подвижного K.

5. В процессе геологического развития Южного Урала и Магнитогорского мегасинклинория в частности, химизм исходных магм и концентрации в вулканитах элементов с большим ионным радиусом контролировались геодинамическими обстановками. На стадии континентального и океанического рифтогенеза содержания K, U, Th определялись положением и энергетическими возможностями поднимающегося мантийного диапира.



На островодужной стадии важное значение приобретала зона Беньофа восточного падения, а на коллизионной стадии — все возрастающая степень консолидированности земной коры. При этом зона магмообразования из мантийного надсубдукционного клина распространялась вверх

в область «базальтового» и «гранитного» слоев земной коры, образуя все более развитые в верхней части коры вертикальные гирлянды магматических очагов.

Работа проводилась при поддержке РФФИ, грант № 97–05–65123.

Таблица 1

СОДЕРЖАНИЕ K<sub>2</sub>O, U, Th в вулканогенных породах МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНИОРИЯ

	№ обр	K <sub>2</sub> O,%	U, г/т	Th, г/т	Название породы	Возраст	Привязка
	1	2	3	4	5	6	7
I	692	0,01	0,2	0,3	базальт	S ?	д. Байгускарово
	700	0,31	0,4	0,1	—	—	—
	701	0,05	0,2	0,5	—	—	—
	707/1	0,49	н.о.	н.о.	—	—	д. Казанка
	707/2	0,15	0,2	0,3	—	—	—
	707/3	0,54	н.о.	н.о.	—	—	—
	208/1	0,01	1,2	0,3	—	O	д. Поляковка
	226/1	0,79	0,7	1,0	—	—	д. Вознесенка
	238/1	0,45	1,7	2,8	—	—	—
	201/4	0,1	1,2	0,2	—	O-S ?	д. Мансурово
II	SU398	0,39	0,1	0,22	базальт	D <sub>1</sub> b-br	Бурибайский рудный р-н (P. Spadea)
	SU386	0,06	0,17	0,41	—	—	—
	SU407	0,03	0,58	0,67	—	—	—
	SU406	0,13	0,25	0,53	—	—	—
	SU403	0,55	0,25	0,53	андезибазальт	—	—
	SU374	0,27	0,48	0,40	андезит	—	—
	SU409	0,83	0,23	0,60	дацит	—	—
	2904	0,33	0,3	0,0	базальт	—	месторождение Юбилейное
	2908	0,03	1,1	0,3	—	—	—
	2915	0,08	1,4	0,3	—	—	—
	2922	0,08	2,1	0,2	—	—	—
	2877	0,12	0,5	0,3	—	—	—
	2895	0,23	0,6	0,6	—	—	—
	685/1	0,04	0,1	0,7	базальт	D <sub>1</sub> b-br	с. Самарское
	4340/400	0,12	0,4	0,2	—	—	—
	4340/450	0,02	0,4	0,9	—	—	—
	681	0,17	0,3	н.о.	габбро дайка	—	—
	682/6	0,49	0,4	0,9	габбро-диаб. дайка	—	—
	680	0,08	0,4	0,6	риодацит дайка	—	—
	673	0,09	0,4	0,4	габбро-диаб. дайка	—	пос. Бурибай
677/1	0,96	1,2	1,2	туф риодацитов	—	—	
678	0,06	0,3	0,3	туф аглом. риодац.	—	—	
319	0,95	0,3	0,5	—	D <sub>1</sub> b-br?	д. Юлдашево	
328/1	0,52	0,3	0,4	—	—	Абзелиловский район	
III	122/188	1,18	1,4	1,1	дацит	D <sub>1</sub> th	Макан-Октябрьское рудное поле
	122/206	1,20	0,5	0,8	андезит	—	—
	122/263	1,04	0,9	2,0	дацит	—	—
	122/263	1,04	0,9	2,0	дацит	—	—
	122/295	3,01	1,2	1,1	сер.-хлор.-кварцевые породы по дацитам	—	—
	122/371	1,23	1,5	0,7	дацит	—	—
	122/430	0,98	1,2	1,3	—	—	—
	122/514	1,21	1,3	1,0	—	—	—
	122/576	0,55	0,3	0,6	—	—	—
	122/606	0,79	3,2	1,0	—	—	—
	115/136	1,09	1,9	1,0	—	—	—
	115/175	1,05	1,5	0,3	—	—	—
	115/214	2,79	0,9	0,4	сер.-хл.-кварцев. порода	—	—

	1	2	3	4	5	6	7
	115/269	1,67	1,5	1,0	дацит	—	—
	115/353	0,72	0,7	0,3	андезибазальт	—	—
	115/404	0,44	0,2	0,0	—	—	—
	115/601	0,21	0,9	1,3	дацит	—	—
	687/3	0,06	0,2	1,0	риодацит эфф.	D <sub>1</sub> th	—
	687/2	1,18	0,3	0,5	андезит	D <sub>1</sub>	—
	687/4	0,63	0,3	0,3	—	—	—
	687/5	1,45	0,5	0,4	сер.-хл.-кв. сланец	—	—
IV	245/1	0,76	0,6	0,0	базальты пироксен- плагиофировые	D <sub>1-2</sub> ir	Учалинский и Абзелиловский р-ны
	245/2	0,5	0,6	0,6	—	—	—
	168/1	0,34	1,6	0,3	—	—	—
	285/2	0,05	1,0	0,7	—	—	—
	287/1	0,31	1,2	0,8	—	—	—
	275/1	1,17	0,9	0,9	—	—	д. Юлдашево
	812/216	2,6	0,5	1,94	туфогравелит	D <sub>1-2</sub> ir <sub>5</sub>	Подольское рудное поле
	812/254	2,6	2,6	3,3	—	—	—
	812/324	0,15	1,08	2,03	туф риодацитовый	—	—
	812/379	1,7	2,77	6,41	трахидацит	—	—
	812/441	2,9	2,35	4,51	—	—	—
	812/520	1,8	2,17	4,77	—	—	—
	812/582	2,3	3,72	7,41	туф трахидацитов.	—	—
	812/705	1,6	0,72	0,91	сер.-хл.-кварц. порода	—	—
	812/852	0,9	0,8	1,01	с сульфидами	—	—
812/953	1,2	0,8	1,02	—	—	—	
272/1	0,12	0,6	0,3	базальт	D <sub>2</sub> krm	Абзелил. р-н д. Юлдашево	
272/2	0,1	0,8	н.о.	—	—	—	
V	7168	0,19	0,7	0,9	базальт надр.	D <sub>2</sub> krm	Восточный борт Магнитог. син- клин. Александринское рудное поле
	7175	2,13	0,7	1,7	—	—	—
	7185	0,35	2,3	0,2	—	—	—
	7190	1,47	0,8	0,9	—	—	—
	7197	0,12	0,4	0,4	андезитодацит	—	—
	7201	2,12	0,6	1,8	дацит	—	—
	7207	2,53	1,3	1,7	—	—	—
	7209	2,45	1,1	1,4	сер.-хл.-кв. пор. по дацитам	—	—
	7211	2,04	1,0	1,5	—	—	—
	244/1	2,19	1,4	1,2	сер.-хл.-кв. метасомати- ты по базальтам	—	Учалинский р-н, м-ние Икдавлят
	244/2	1,85	1,1	1,4	с сульфидами	—	—
	244/3	0,0	0,7	0,5	базальт	—	—
	3007/218	1,46	1,4	1,8	—	—	м-ние Муртыкты
	3047/64	1,0	0,7	1,3	—	—	—
	3059/55	0,54	1,0	0,0	—	—	—
3059/279	0,06	2,0	0,3	—	—	—	
VI	ср	0,7	0,6	0,3	базальт	D <sub>2,3</sub>	Салтыков, Рихтер [12]
	ср	—	0,8	4	диаб., габбродиаб.	—	—
	ср	1,2	1,9	9	андезито-дациты	—	—
	ср	1,6	2,9	11	риодациты	—	—
	ср	2,9	3,4	12	риолиты	—	—
	ср	0,9	0,7	4	базальтовые порфириты	C <sub>1</sub>	Магнитогорская структурная зона (Салтыков, Рихтер [12])
ср	1,6	1,0	5	габбро-диабазы, диабазы	—	—	
ср	2,0	2,0	8	трахидациты, дациты	—	—	
ср	3,2	4,0	15	риодац., риолиты, трахи- риолиты	—	—	

	1	2	3	4	5	6	7
	1	3,2	6,2	16	субвулканич. риолиты	—	—
	1295-a	1,6	0,8	3	трахит	C <sub>1</sub>	—
	1291-a	7,9	2,4	13	—	—	—
	31/75/c	2,06	2,2	10	комендит	—	участок Куйбасовский
	144/1	3,5	2,4	8	дацит	—	—
	253/1	4,69	1,8	7,9	риодацит	—	—
	253/75-c	3,45	2,0	18	комендит	—	—
	68-a-A	3,46	2,2	10	липарит щел.	—	г. Мохнатая
	68-A	1,86	1,3	8	—	—	—
	61a-A	3,36	1,6	5	—	—	пос. Муравейный
	67-A	0,8	1,2	6	трахит	—	г. Жосовская
	934	3,74	1,8	10	трахидацит	—	пос. Желтинский
VII	70-A	0,61	0,8	5	дацит щел.	—	—
	69-A	2,12	1,2	7	риолит	—	—
	22/75-c	3,45	2,7	2	трахириолит	—	г. Салихова
	74/74-c	314	0,8	11	гранит	—	—
	77/74-c	3,05	1,6	14	—	—	г. Б. Чека
	86/74-c	2,21	1,2	6	—	—	—
	377/75-c	0,09	1,0	7	комендит	—	с. Бриент
	457/75-c	3,39	0,6	8	трахилипарит	—	д. Тригипункт
	716/76/c	3,79	2,4	6	—	—	г. Мултак-Тау
	715/76-c	3,11	2,2	7	—	—	—
	1032/76-c	3,26	2,3	14	—	—	г. Грань
	136/1	0,25	1,6	3,9	диабаз	—	пос. Харьковский
	137/1	1,78	1,4	4,5	—	—	—
	139/1	1,02	1,1	4,9	—	—	—
	151/1	0,62	0,4	1,0	—	—	—
	252/1	0,13	1,1	1,0	—	—	—

**Литература:** 1. *Белевцев Я. Н., Комаров А. Н.* Уран в метаморфических породах и процессах // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 133–140. 2. *Бобохов А. С.* Эндеогенная динамическая система Южноуральской палеоостровной дуги. М.: Наука, 1991. 80 с. 3. *Брайан У. Б.* Низкокальциевые дациты островной дуги Тонга–Кермадек: петрография, химизм, петрогенезис // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 418–432. 4. *Закариадзе Г. С., Шараськин А. Я., Пархоменко В. С., Аношкин Г. Н.* Особенности эволюции южной части Филиппинского моря в свете данных по геохимии вулканизма островных дуг и внутридуговых впадин // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан–континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 126–144. 5. *Косарев А. М.* Петрохимические и геохимические особенности базальтов Южного Урала и их значение для металлогенических построений // Металлогения Южного Урала / БФАН СССР. Уфа. 1986. С. 47–62. 6. *Косарев А. М., Серавкин И. Б., Родичева З. И.* О серийной принадлежности базальтов колчеданоносной баймак-бурибаевской свиты (Южный Урал) // Ежегодник–1995 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1996. С. 143–149. 7. *Косарев А. М., Горожанина Е. Н., Сазонова Л. В., Носова А. А.* Клинопироксены из базальтов баймак-бурибаевской формации (Магнитогорский прогиб) и некоторые вопросы петрогенезиса // Минералогия Урала: Мат-лы / III региональное совещание. Миасс, 1998. Т. 1.

С. 154–156. 8. *Косарев А. М., Пучков В. Н.* Особенности распределения К, Ti и Zr в силурийско-каменноугольных формациях Южного Урала в связи с поведением палеозойской зоны субдукции // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 186–191. 9. *Пискунов Б. Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с. 10. *Плющев Е. В.* Уран и торий при гидротермальном метаморфизме пород // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 161–166. 11. *Салихов Д. Н.* Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мега-синклинория: Дисс. ... д-ра г.-м. наук в форме научн. докл. Екатеринбург, 1997. 85 с. 12. *Салтыков В. Ф., Рихтер Я. А.* Сравнительный анализ поведения радиоактивных элементов в магматических формациях Южного Урала // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 121–125. 13. *Серавкин И. Б.* Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. №1. С. 32–47. 14. *Серавкин И. Б., Косарев А. М., Салихов Д. Н. и др.* Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с. 15. *Флеров Г. Б., Андреев В. Н., Будников В. А., Цюрупа А. И.* Петрология продуктов извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 223–276. 16. *Язева Р. Г.* Андезитоидный магматизм Урала: Автореф. дисс. ... д-ра г.-м. наук. Свердловск, 1989. 32 с.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Район исследований включает южную часть Ильменогорско-Сысертской зоны, Арамилско-Сухтелинскую зону и частично Челябинский горстообразный выступ западнее одноименного гранитного массива. Разрезы углеродистых сланцев охватывают широкий возрастной диапазон, предположительно, от докембрия до позднего палеозоя.

По составу главных петрогенных окислов черные сланцы всех возрастных уровней попадают в группу кремнисто-углеродистых (вулканогенно-кремнисто-углеродистых) отложений, а по величине некоторых петрохимических модулей эти породы, согласно известной классификации Я. Э. Юдовича [3] могут быть отнесены к единому классу силитов с выделением в нем нескольких стандартных подтипов: 1) породы с высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (гиперсилиты) при весьма незначительных концентрациях остальных окислов (кундравинская толща); 2) породы с высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (суперсилиты), умеренными концентрациями большинства окислов и повышенными содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (игишская толща); 3) породы с умеренными содержаниями  $\text{SiO}_2$  (нормосилиты), повышенным глиноземом и фосфором (саитовская толща); 4) породы с низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (миосилиты) при повышенных значениях концентрации глинозема, закисного железа, магния, калия и, особенно, фосфора (игишская, саитовская толщи).

Для большинства черносланцевых отложений присущ однотипный характер нормированных по хондриту кривых, концентраций РЗЭ — преимущественное накопление легких лантаноидов с отчетливым Eu минимумом и слабым фракционированием тяжелых РЗЭ. При высоких концентрациях цериевых земель отмечается значительное накопление La по отношению к Sm и Yb. Степень обогащенности всего спектра РЗЭ хорошо коррелируется с содержаниями в черных сланцах  $\text{K}_2\text{O}$  и суммарной щелочности — с возрастанием концентраций щелочей отмечается увеличение содержания РЗЭ.

Вариации в распределении содержания РЗЭ по отдельным толщам стратиграфического разреза свидетельствуют о периодически меняющихся источниках питания и различном вкладе в осадок вулканогенного и кластогенного материала. Особенно показательными в этом отношении являются некоторые разновидности углеродистых сланцев из кыштымской, саитовской и игишской толщ Ильменогорско-Сысертской зоны, для которых характерен явный дефицит легкой группы РЗЭ (особенно La и Ce), отчетливый европиевый трог и плоский характер фракционирования тяжелых лантаноидов при их невысокой (в 2–3 раза больше нормы) концентрации. Подобный эффект явно указывает на иной минеральный состав материала, поступавшего в бассейн седиментации. Эти нормощелочные осадки с явным преобладанием в их составе слюдистых минералов над полевыми шпатами, возможно, маркируют дистальные части осадочного

бассейна, удаленные от центров вулканизма с очень слабым привнесом полевошпатовой кластики, либо областями их питания служили высокостарые коры выветривания, при формировании которых происходила значительная потеря основных носителей лантаноидов.

Другая группа пород — гиперщелочные углеродистые сланцы из палеозойских разрезов Арамилско-Сухтелинской зоны — с высокими суммарными содержаниями РЗЭ и показательными трендами фракционирования лантаноидов, позволяет предполагать значительное участие в их образовании вулканогенного материала кислого и основного состава. Добавим к этому, что углеродистые сланцы, содержащие примесь глинистого материала, обычно более обогащены как легкими, так и, в особенности, тяжелыми РЗЭ, что находит объяснение в известном высоком сорбционном эффекте пелитовой фракции осадочных пород.

Большинство элементов-примесей в углеродистокремнистых отложениях не достигает кларковых значений, лишь некоторые из них — P, Zr, Sr, Ni — показали устойчивые надкларковые и аномально высокие концентрации.

**Фосфор.** В Ильменогорско-Сысертской зоне углеродистые кварциты саитовской и игишской толщ обладают аномально высокими и рудными ( $>7\% \text{P}_2\text{O}_5$ ) содержаниями фосфора, стабильными на большом интервале разрезов, что придает им четкую геохимическую специализацию.

Аномально-фосфатоносные кварциты представлены тонко-рассеянным апатитом в тесной ассоциации с графитистым веществом, слюдами и полевыми шпатами. Среди них есть и настоящие фосфориты, описанные В. П. Парначевым [1] в окрестностях оз. Иткуль и наблюдаемые нами в разрезе черных сланцев игишской толщи по скв. 42. Это обычно сферические конкрециевидные образования размером от нескольких миллиметров до первых сантиметров, слагающие серию маломощных горизонтов, достаточно устойчиво прослеживающихся на большой площади в сланцевом обрамлении Ильменогорского блока. Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в конкрециевидных обособлениях достигает 23%, в их составе отмечается постоянное присутствие примеси карбонатов [1]. Высокие концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  приходится на умеренно-кремнистые и низкокремнистые нормосилиты с отчетливой прямой корреляционной связью между  $\text{P}_2\text{O}_5$  и CaO, что обычно характерно для карбонатно-кремнистых конкреций, каковыми первоначально и являлись эти породы. Петрохимические особенности фосфатоносных углеродистых сланцев, указывающие на примесь в них вулканогенного материала, допускают поступление фосфора в осадочный бассейн преимущественно из вулканических источников.

**Цирконий.** В основном характерен для палеозойских черносланцевых отложений Арамилско-Сухтелинской зоны. Его надкларковые и аномально высокие концентрации (до 500 г/т), установленные в целом ряде проб, очевидно объясняются присутствием в осадках вулкано-

генного материала кислого состава. Это еще раз подчеркивает близость углеродистого осадконакопления к центрам вулканической активности в палеозойских бассейнах седиментации. Для некоторых Zr-содержащих углеродистых кварцитов характерны повышенные концентрации железа и его прямая корреляция с надкларковым цирконием. Такая закономерность, известная для металлоносных осадков современных океанических бассейнов [2], может указывать на еще один, гидрогенный, источник циркония в черных сланцах с фиксацией его в гидроокислах железа.

**Стронций.** В надкларковых количествах стронций накапливается на отдельных уровнях стратиграфического разреза по всей изученной площади. Однако типовым элементом он является в основном для кремнисто-углеродистых отложений игишской толщи. Здесь стронций обычно ассоциирует с повышенным рубидием, цирконием, а иногда и барием, образуя локальные комплексные аномалии. Считается [2], что стронций в осадочном процессе генетически не связан с накоплением  $S_{орг.}$ , а его основными формами в углеродистом осадке являются карбонатная и фосфатная. Это в полной мере подтверждается на примере углеродистых силитов игишской толщи, которым свойственна прямая корреляционная связь стронция с фосфором и кальцием.

**Никель.** Большая группа углеродисто-кремнистых отложений имеет либо околочларковые концентрации Ni, либо в 2–3 раза превышающие его норму. Особенно высокие содержания Ni присущи углеродисто-глинистым сланцам игишской и кундравинской толщ. Обращает внимание, что именно углеродистые сланцы, а не кремнисто-углеродистые их разновидности обладают отчетливой геохимической специализацией на Ni. Это подчеркивает преимущественно терригенную природу его повышенных концентраций. В ряде случаев никеленосные черные сланцы сопровождаются повышенными содержаниями Fe, Cr, Co, а нередко обогащены и таким типично терригенным элементом как Zr. Схожесть в поведении названных элементов подтверждает единство их источников, каковыми являлись скорее всего коры выветривания по базит-гипербазитовым породам.

**Литература:** 1. *Парначев В. П., Петров В. И., Лукошков В. Н. и др.* Фосфат-содержащие породы Сысертско-Ильменогорской структуры на Южном Урале // Геохимия зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 119–129. 2. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с. 3. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Проблемы литохимии: Препринт. Сыктывкар, 1997. 27 с.

**А. М. Косарев, И. Б. Серавкин, А. А. Бородулин, К. Р. Мунбаева**

## **МЕДЬ, ЦИНК И НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В ВУЛКАНИТАХ БАЙМАК-БУРИБАЕВСКОЙ СВИТЫ НА ЮБИЛЕЙНОМ КОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ И ЕГО ФЛАНГАХ**

1. Рудовмещающая баймак-бурибаевская свита ( $D_{1ems\ b-br}$ ) в Бурибайском рудном районе делится на три толщи: нижнюю — диабазовую ( $b-br_1$ ), среднюю — спилито-вариолитовую ( $b-br_2$ ) и верхнюю — риолит-базальтовую ( $b-br_3$ ). Рудные тела Юбилейного месторождения залегают в верхах разреза  $b-br_2$  и низах разреза  $b-br_3$ . Стратиграфически выше баймак-бурибаевской залегают верхнетаналькская ( $D_{1vtn}$ ) и ирендыкская ( $D_{1-2ig}$ ) свиты.

Авторами составлены 3 выборки метабазальтов, характеризующие особенности распределения Cu, Zn, Co, Ni, Cr в подрудной, рудовмещающей и надрудной частях разреза на месторождении Юбилейном, на фланге метасоматического ореола и в 6–10 км юго-восточнее месторождения — в разрезе по р. Таналык. Используются результаты количественного атомно-абсорбционного анализа (96 проб), выполненного Н. Г. Христофоровой в химической лаборатории ИГ (г. Уфа). Основная задача работы — анализ латеральных и вертикальных вариаций перечисленных элементов с целью определения параметров конвективной рудогенерирующей системы.

2. По результатам предшествующих исследований (В. А. Прокин, И. Б. Серавкин, Ш. Н. Кац и др.) известно, что мощные линзы серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов, сопровождающих колчеданное оруденение,

располагаются на границе эпидот-актинолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций регионального метаморфизма.

На Юбилейном месторождении рудоносные метасоматиты мощностью до 400 м локализованы между эпидот-актинолитовой (снизу) и хлорит-пумпеллиитовой (сверху) метаморфическими зонами. В геологическом разрезе по р. Таналык граница между актинолит-эпидотовой и эпидот-пумпеллит-гидрослюдистой метаморфическими зонами проходит внутри верхней части спилито-вариолитовой толщи ( $b-br_2$ ).

3. По данным выборок (табл. 1–3) были составлены гистограммы и определены значения интервалов моды (табл. 4); при анализе материала учитывались также: характер асимметрии гистограмм, кларки и данные о содержаниях микроэлементов в слабо измененных вулканиках. Показателями выноса того или иного элемента являются отрицательные геохимические аномалии, соответствующие ультранизким концентрациям, не свойственным неизменным вторичными процессами породам данного геохимического типа. Свидетельством активного выноса элемента является также смещение моды в область ультранизких концентраций (10–30% кларка) и, соответственно, правая асимметрия гистограмм.

4. Анализ геохимических материалов (табл. 1–4) позволяет сделать следующие выводы: наиболее активный вынос Cu происходил на дальнем фланге месторождения в разрезе по р. Таналык, из пород, соответствующих подрудному ( $b-br_1$ ,  $b-br_2^1$ ) и рудовмещающему ( $b-br_2^2$ ) стратиграфическим уровням, и на периферии метасоматического ореола, из вулканитов рудовмещающих толщ ( $b-br_2$ ); Zn частично выносился лишь из подрудных толщ  $b-br_{1,2}$  на фланге метасоматического ореола, тогда как на месторождении происходили его привнос и вынос; Co заметно выносился из рудовмещающих толщ на месторождении, менее интенсивно — из подрудных толщ на месторожде-

нии и на фланге метасоматического ореола; Ni активно выносился из рудовмещающих толщ ( $b-br_2$ ) на месторождении, на фланге метасоматического ореола и в разрезе по р. Таналык ( $b-br_2^2$ ), в подрудной части разреза вынос Ni обнаружен лишь на фланге метасоматического ореола; Cr выносился очень активно из подрудных и рудовмещающих толщ на месторождении и на фланге метасоматического ореола, менее интенсивен вынос Cr в разрезе по р. Таналык из тех же толщ ( $b-br_{1,2}$ ). В надрудных толщах можно предполагать некоторое перераспределение элементов внутри формаций и привнос Cu и Zn в локальные тектонические зоны на месторождении.

**Таблица 1**

**КОНЦЕНТРАЦИИ CU, ZN, NI, CO, CR В ВУЛКАНИТАХ ПОДРУДНЫХ ТОЛЩ БАЙМАК-БУРИБАЕВСКОЙ СВИТЫ**

№№ проб	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Название породы	Индекс свиты, тощи, фации
1	2	3	4	5	6	7	8
Подрудные толщи Юбилейного месторождения							
620/18	62	100	8	32	30	МБ	b-br
620/21	78	150	78	150	120	—	—
620/23	21	150	21	150	64	—	—
620/25a	56	140	56	140	36	—	—
638/41	730	240	730	240	66	—	—
638/42	92	120	18	58	130	—	—
638/54	28	76	20	54	48	—	—
Подрудные толщи периферии метасоматического ореола							
275/17	460	120	66	190	196	Б	b-br <sub>1</sub>
275/36a	199	52	20	11	44	—	—
275/40	42	340	24	46	70	Д	π
275/42	43	59	22	32	44	—	—
275/51	74	76	18	12	14	Б	b-br <sub>1</sub>
284/33	30	13	12	20	48	—	—
427/16	42	54	16	28	30	Д	π
427/2	190	110	16	40	42	—	—
512/1	40	87	32	70	32	Б	b-br <sub>1</sub>
520/1	13	20	13	20	28	—	—
603/15	74	230	14	28	30	Д	π
Подрудные толщи b-br в разрезе по р. Таналык							
T-1a	7	72	43	47	170	Б	b-br <sub>1</sub>
T-2в	9	410	27	76	73	—	—
T-4a	38	100	40	20	10	—	—
T-5	14	130	27	55	18	—	—
T-6a	27	79	37	210	430	—	—
T-6б	16	85	41	98	42	—	—
P-20A	830	50	16	179	360	—	—
P-20 Б	18	61	52	232	411	—	—
P-21A	20	48	12	32	48	—	b-br <sub>2</sub>
P-21Д	36	48	20	176	570	—	—
T-7a	14	93	40	170	330	—	—
T-8a	11	57	33	130	280	—	—
T-9a	310	66	31	67	53	—	—
T-9б	8	71	36	160	470	—	—
T-10a	10	57	42	210	650	—	—
T-11	8	58	38	140	420	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8
T-11б	9	82	40	150	390	—	—
T-12a	65	110	38	27	390	—	—
T-12б	8	56	31	120	410	—	—
T-24	5	91	8	10	14	Д	π

**Примечания к табл. 1–3:** Б – основные породы; МБ – метасоматиты по основным породам Д – кремнекислые породы; π – субвулканическая фация.

**Таблица 2**

**КОНЦЕНТРАЦИИ CU, ZN, NI, CO, CR В ВУЛКАНИТАХ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ БАЙМАК-БУРИБАЕВСКОЙ СВИТЫ**

№ проб	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Названия пород	Индекс свит, толщ, фаций
Рудовмещающие толщи Юбилейного месторождения							
619/10	450	250	24	42	64	Д	b-br <sub>3</sub>
619/14	130	330	14	44	60	—	—
620/6	310	230	17	42	56	МБ	b-br <sub>2</sub>
620/9	110	99	6	30	30	—	—
620/15	550	100	4	31	32	—	—
620/16a	70	90	13	48	40	—	—
638/34	96	1240	34	58	100	Б	—
638/35	150	130	44	94	210	—	—
638/40	120	680	22	64	220	МБ	—
Рудовмещающие толщи Юбилейного месторождения на периферии метасоматического ореола							
284/11	16	29	54	50	52	Б	b-br <sub>2</sub>
284/14	58	47	34	42	42	—	—
284/17	28	46	42	70	44	Д	π
284/18	39	45	22	50	52	—	—
284/19	73	32	26	44	32	Б	b-br <sub>2</sub>
284/22	18	82	96	78	56	Д	π
522/1	530	120	26	44	46	МБ	b-br <sub>2</sub>
522/2	20	110	28	140	290	—	—
524/3	37	100	50	340	400	Б	—
524/4	110	150	26	54	58	—	—
603/16	130	480	4	32	38	Д	π
603/18	200	340	38	170	310	Б	b-br <sub>2</sub>
603/20	61	190	22	88	170	—	—
603/23	57	200	24	90	150	Д	π
603/24	77	120	22	50	58	—	—
Рудовмещающая пачка b-br <sub>2</sub> <sup>2</sup> в разрезах по р. Таналык							
T-17a	29	76	8	4	12	РД	b-br <sub>2</sub> <sup>2</sup>
T-19	24	43	25	71	340	Б	—
T-21	4	130	41	200	470	—	—
T-21б	6	92	50	280	570	—	—
T-24	5	91	8	10	14	Д	—
T-25	69	100	29	37	18	Б	—
T-25a	230	82	40	340	400	—	—
T-25б	10	53	27	160	240	—	—
T-26б	9	92	40	140	370	—	—
T-27	33	79	41	290	430	—	—
T-27a	62	83	30	220	340	В	—
T-28	93	93	31	69	160	Б	—
T-29	11	53	22	42	66	—	—
T-30	83	57	29	41	52	—	—
T-31	190	100	32	19	12	—	—
T-32	59	120	26	19	15	А	—

Таблица 3

## КОНЦЕНТРАЦИИ CU, ZN, CO, NI, CR В ВУЛКАНИТАХ НАДРУДНЫХ ТОЛЩ

№ проб	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Названия пород	Индекс свит, толщ, фаций
Надрудные толщи Юбилейного месторождения							
619/3	49	110	21	62	94	А	ir
619/5	200	160	12	40	46	А	ir
620/3	160	930	54	265	460	ТАБ	ir
620/4	180	3540	30	70	110	М	tn
Надрудные толщи Юбилейного месторождения на периферии метасоматического ореола							
507/3	41	220	32	30	072	Б	tn
511/1	280	77	50	210	220	Б	tn
534/2	9380	83	24	58	110	Т	ir
538/3	210	92	22	46	78	Т	ir
603/10	400	250	37	15	56	Т	ir
603/12	190	200	25	34	70	Т	ir
Надрудные толщи b-br в разрезе по р. Таналык							
P-50	73	53	30	140	300	Б	b-br <sub>3</sub>
P-51	74	73	35	140	270	—	—
P-54в	48	51	28	68	210	—	—
T-43	77	66	36	32	100	—	—
T-43a	110	93	32	53	110	—	—
T-45	40	80	29	46	100	—	—
T-45a	87	63	28	85	190	—	—
T-35	8	69	14	6	4	Д	—
T-39	12	100	16	5	17	АД	—
T-54	38	45	6	11	12	РД	—

Таблица 4

## ЗНАЧЕНИЯ ИНТЕРВАЛОВ МОДЫ В Г/Т В ВЫБОРКАХ БАЗАЛЬТОВ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ ЮБИЛЕЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РАЗРЕЗА ПО Р. ТАНАЛЫК

Элемент и его кларк	Толщи	Месторождение	Фланг метасоматического ореола	Геологический разрез по р. Таналык
Cu 100	надрудная			60–80 (b-br <sub>3</sub> )
	рудовмещающая	100–120 (b-br <sub>2</sub> )	0–20 (b-br <sub>2</sub> ) (–) 60–80	0–20 (b-br <sub>2</sub> <sup>2</sup> ) (–)
	подрудная	20–80 (b-br <sub>1,2</sub> )	20–40 (b-br <sub>1,2</sub> )	0–20 (b-br <sub>2</sub> <sup>1</sup> ) (–) 0–20 (b-br <sub>1</sub> ) (–)
Zn 130	надрудная			60–80 (b-br <sub>3</sub> )
	рудовмещающая	80–100 (b-br <sub>2</sub> )	20–40 (b-br <sub>2</sub> ) 100–120	80–100 (b-br <sub>2</sub> <sup>2</sup> )
	подрудная	140–160 (b-br <sub>2</sub> <sup>2</sup> )	0–20 (b-br <sub>1,2</sub> ) (–)	40–60 (b-br <sub>2</sub> <sup>1</sup> ) 60–80 (b-br <sub>1</sub> )
Co 45	надрудная			20–30 (b-br <sub>3</sub> )
	рудовмещающая	0–20 (b-br <sub>2</sub> ) (–)	20–30 (b-br <sub>2</sub> )	20–30 (b-br <sub>2</sub> <sup>2</sup> )
	подрудная	10–20 (b-br <sub>1,2</sub> )	10–20 (b-br <sub>1,2</sub> )	30–40 (b-br <sub>2</sub> <sup>1</sup> ) 20–50 (b-br <sub>1</sub> )
Ni 160	надрудная			50–100 (b-br <sub>3</sub> )
	рудовмещающая	0–50 (b-br <sub>2</sub> ) (–)	0–50 (b-br <sub>2</sub> ) (–)	0–50 (b-br <sub>2</sub> <sup>2</sup> ) (–)
	подрудная	50–100 (b-br <sub>1,2</sub> )	0–50 (b-br <sub>1,2</sub> ) (–)	100–150 (b-br <sub>1,2</sub> <sup>1</sup> ) 50–100 (b-br <sub>1</sub> )
Cr 200	надрудная			50–100 (b-br <sub>3</sub> ) 250–300
	рудовмещающая	0–50 (b-br <sub>2</sub> ) (–)	0–50 (b-br <sub>2</sub> ) (–)	0–100 (–) (b-br <sub>2</sub> <sup>2</sup> ) 350–400
	подрудная	0–50 (b-br <sub>1,2</sub> ) (–)	0–50 (b-br <sub>1,2</sub> ) (–)	350–450 (b-br <sub>2</sub> <sup>1</sup> ) 0–50 (b-br <sub>1</sub> ) (–)

**Примечание:** Кларки основных пород даны по А. Н. Виноградову (в г/т). Знак (–) поставлен после значений моды, свидетельствующих об активном выносе элемента из породы.



Таким образом, в пределах Юбилейного рудного поля намечаются геохимические зоны с различной подвижностью рассмотренных элементов. В целом данную зональность можно считать соответствующей модели конвективной системы: Cu, Ni, Sr выщелачиваются нисходящими нагревающимися морскими водами; в центральной части ячейки процессы выщелачивания сочетаются с привносом и перераспределением вещества восходящими гидротермами. Можно предполагать, что область выноса Cu, охватывающая подрудные и рудовмещающие толщи (b-br<sub>1-2</sub>), имеет субрегиональный характер. Зоны выноса, возникающие в связи с формированием колчеданных месторождений и рудопоявлений, видимо сливаются между собою. Низкие концентрации Cu (1–16 г/т) в эффузивных базальтах b-br<sub>1-2</sub>, безрудной Самарской антиклинали, расположенной между Бурибаевском и Юбилейном рудными полями, установлены

П. Спадея (P. Spadea) [2]. Вполне вероятно, что эффективность выноса усиливается мелкими и недолго живущими конвективными ячейками, связанными с внедрением субвулканических интрузий. Это находит подтверждение в наличии вокруг субвулканических тел ореолов эпидотизации [1] и в пониженных концентрациях Cu, Co, Ni, Sr в субвулканических кислых породах в разрезе по р. Таналык, по сравнению с таковыми Юбилейного месторождения (табл. 1–3).

**Литература:** 1. *Захарова А. А.* Типы метаморфизма эвгеосинклинальных толщ западного борта Магнитогорского мегасинклинория // Магматизм и метаморфизм Южного Урала. Уфа, 1980. С. 27–36. 2. *Spadea P., Kabanova L., Scarrow J. H.* Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // *Ofioliti*. 1998. V. 23. N 1. P. 17–36.

**Г. Н. Пшеничный, Н. Г. Рыкус, Н. В. Панова**

## К ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В РУДАХ УЗЕЛЬГИНСКОГО МЕДНО-ЦИНКОВОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Являясь неизменными спутниками колчеданного оруденения, золото и серебро постоянно присутствуют во всех минеральных типах сульфидных руд Узельгинского месторождения, где ведут себя как типичные халькофильные элементы. В связи с этим, для выяснения основных геохимических особенностей золота и серебра на всем протяжении процессов рудообразования Узельгинского месторождения, целесообразно рассматривать содержания этих элементов лишь в сплошных сульфидных рудах. Это обусловлено тем, что содержание сульфидной составляющей во вкрапленных рудах может колебаться в очень широких пределах. Поэтому истинные закономерности распределения в прожилково-вкрапленных рудах золота и серебра могут оказаться в значительной степени затуманенными или даже искаженными. В объемах рудных тел

и колчеданных залежей оба элемента распределяются очень неравномерно, отражением чего являются большие диапазоны колебаний их содержаний в пробах рядового опробования (табл. 1).

Как следует из табл. 1, эта неравномерность проявляется по месторождению в целом и в пределах каждого из сортов (минеральных типов руд). При этом диапазоны вариаций содержаний золота и серебра (в рядовых пробах) последовательно расширяются в следующем ранжированном ряду сортов (минеральных типов) руд: СК → МК → ЦК → МЦК (расшифровка аббревиатур дана в таблице 1). Средние содержания золота и серебра в рудах и их максимальные концентрации в пробах рядового опробования увеличиваются от СК к МЦК в таком же ранжированном ряду сортов руд.

**Таблица 1**

### СОДЕРЖАНИЯ AU И AG В Г/Т, AG/AU В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И В ОТДЕЛЬНЫХ СОРТАХ (МИНЕРАЛЬНЫХ ТИПАХ) КОЛЧЕДАННЫХ РУД

Сорт руды	Содержание золота, г/т			Содержание серебра, г/т			Ag/Au		
	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
МЦК	0,1	15,7	2,91	1,0	286,5	46,94	0,3	365,0	16,1
ЦК	0,1	9,5	2,66	1,5	184,9	40,19	0,4	74,8	15,1
МК	0,07	3,6	1,12	0,5	78,2	14,68	0,8	236,0	13,1
СК	0,1	3,1	0,93	1,0	53,3	12,00	0,4	91,0	12,9
МЦВ	0,1	8,4	2,21	1,8	200,5	56,96	4,0	416,0	49,4
ЦВ	0,07	9,5	1,47	3,3	119,9	30,88	0,7	186,5	31,7
МВ	0,1	5,9	0,99	0,7	112,3	12,90	1,3	701,0	37,6
м-с	0,07	15,7	1,97	0,5	286,5	29,42	0,3	701,0	26,0

**Примечание.** Сорта руд: СК – серный, МК – медистый, ЦК – цинковистый и МЦК – медисто-цинковистый колчеданы; МВ – медистый, ЦВ – цинковистый и МЦВ – медисто-цинковистый вкрапленники.

Это свидетельствует о пространственной и временной связи накопления в рудах золота и серебра с формированием различных продуктивных минеральных ассоциаций.

При этом коэффициенты концентрации золота ( $K_{Au}$ ) и серебра ( $K_{Ag}$ ) в МЦК по сравнению с раннепиритовыми рудами (СК) достигают, соответственно 3,13 и 3,91 (табл. 2).

Таблица 2

**КОЭФФИЦИЕНТЫ КОНЦЕНТРАЦИИ (К) AU И AG В ПРОДУКТИВНЫХ СОРТАХ РУД ПО СРАВНЕНИЮ С СЕРНЫМ КОЛЧЕДАНОМ**

Сорт	СК	МК	ЦК	МЦК	МВ	ЦВ	МЦВ	М-е
$K_{Au}$	1	1,2	2,86	3,13	1,06	1,58	2,38	2,12
$K_{Ag}$	1	1,22	3,35	3,91	1,07	2,57	4,74	2,45

Анализ данных по содержаниям Au и Ag в рудах месторождения, частично представленный в табл. 1 и 2 (см. также Ag/Au), позволяет сделать вывод о том, что от начала рудного процесса (отложение сингенетических раннепиритовых руд) к завершающим его стадиям (формирование поздних эпигенетических продуктивных минеральных ассоциаций) наблюдается опережающее более интенсивное накопление в рудах серебра по сравнению с золотом.

Заслуживают внимания следующие детали. Для 75 % рядовых проб с максимальными в различных сортах руд (см. табл. 1) и ураганными содержаниями золота (всего 14 проб) характерны очень низкие значения  $Ag/Au=0,5-8,1$ , среднее 3,3. И напротив, около 73 % рядовых проб

с максимальными в различных сортах руд (см. табл. 1) и ураганными содержаниями серебра (всего 8 проб) характеризуются резко повышенными значениями  $Ag/Au=32,4-224,6$ . Среднее 83,6. Следовательно, в определенных участках колчеданных руд различного состава на протяжении всего периода колчеданного рудообразования периодически могла проявляться существенно золотая или существенно серебряная сопутствующая минерализация.

Изложенные материалы позволяют сделать следующий вывод. При всей геохимической близости благородных металлов (Au и Ag) в процессе колчеданного рудообразования максимальное накопление в рудах золота по времени происходит несколько раньше, чем максимальное накопление серебра.

**Г. Н. Пшеничный, Н. Г. Рыкус**

**НОМЕНКЛАТУРА И СИСТЕМАТИКА БЛЕКЛЫХ РУД КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА**

В колчеданных рудах блеклые руды являются второстепенными или редкими минералами. Средние содержания их в различных минеральных типах руд отдельных месторождений варьируют в пределах сотых – десятых долей %, достигая 1 %, в отдельных случаях несколько более. В локальных участках рудных тел некоторых месторождений (Новые Учалы, Узельга, им. XIX Партсъезда, Октябрьское, Гай, Барсучий Лог) средние содержания блеклых руд могут достигать нескольких %. В общей истории колчеданного рудообразования региона и отдельно взятых месторождений блеклые руды являются сквозными минералами. Они входят в состав большинства минеральных ассоциаций, сформировавшихся от начальных стадий субмаринного рудообразования до отложения наиболее поздних эпигенетических минеральных парагенезисов. Это делает блеклые руды весьма привлекательным объектом исследования с позиций генетико-информационной минералогии.

По данным микрозондовых исследований (всего 368 определений, в том числе 62 по литературным данным) блеклые руды отличаются большим диапазоном вариаций химического состава основных элементов (Cu, As, Sb, S) и обладают очень большой изоморфной емкостью. В составе блеклых руд установлено 13 элементов-приме-

сей, из которых формулоопределяющими элементами являются Fe и Zn, а в редких случаях и Ag. В блеклых рудах содержания Fe колеблются от 0,19 до 6,13 %, Zn — от 0,54 до 8,83 %. Содержания As варьируют в пределах 0,70–20,94 % и Sb — в пределах 0,17–28,85 %. Обе пары элементов в блеклых рудах образуют непрерывные изоморфные ряды, предопределяя выделение минеральных видов и подвидов в семействе блеклых руд.

Содержания Ag в большинстве южноуральских блеклых руд составляют сотые–десятые доли %, в редких случаях они превышают 1 %, достигая значения 6,14 %. В единичных случаях на Учалинском и Ново-Учалинском месторождениях встречены высокосеребристые блеклые руды с содержаниями серебра от 9,29 до 55,19 %. Для блеклых руд отдельных месторождений установлены зависимости между составами и минеральными парагенезисами. Все это требует дальнейшего совершенствования номенклатурных подразделений и систематики семейства блеклых руд. Подобная попытка предпринята нами по отношению к блеклым рудам, встречающимся на колчеданных месторождениях Южного Урала.

Из наиболее поздних номенклатурных подразделений блеклых руд [1, 2] наиболее удачной и аргументированной к настоящему времени является систематика и номенк-

латура блеклых руд, предложенная Н. Н. Мозговой [1]. Однако по мере накопления фактических материалов по блеклым рудам становится очевидной необходимость в дальнейших дополнениях и уточнениях этой систематики и номенклатуры, — по крайней мере, применительно к блеклым рудам из определенных типов рудных месторождений. Принимая в целом систематику и номенклатуру блеклых руд Н. Н. Мозговой, мы считаем целесообразным уточнить понятие «фрейбергит» и более точно определить его положение в изоморфном ряду сурьмяно-серебряных блеклых руд. Кроме того, мы считаем целесообразным для рода мышьяково-сурьмяных блеклых руд предложить следующие изменения и дополнения.

В номенклатуре более дробных делений минерального рода мы предлагаем употреблять термины *минеральный вид, подвид и разновидность*, отказавшись от употребляемых Н. Н. Мозговой *внутривидовые и межвидовые разновидности*. В частности, мы считаем целесообразным отнести все три члена As–Sb изоморфного ряда: теннантит, смешанные блеклые руды (теннантит–тетраэдрит), тетраэдрит — к «минеральному виду». Для изоморфного ряда двухвалентных металлов (Fe и Zn) — **ввести трехчленное деление** подобно тому, как это предложено Н. Н. Мозговой для изоморфного ряда теннантит–тетраэдрит с сохранением аналогичных количественных критериев разграничения между членами ряда: по 25% содержания компонентов, то есть по 1/4 ряда для крайних членов, что составляет 0,5 атомных количеств. Каждому члену такого ряда присвоить номенклатуру «минеральный подвид»: **Fe, Fe–Zn и Zn блеклые руды**. Название «разновидность» сохранить в тех случаях, когда желательно подчеркнуть в составе блеклых руд присутствие какого-либо металла. При этом название «разновидность» присваивать лишь в тех случаях, когда содержание элемента-примеси превышает 1 вес. %, но менее 0,5 атомных количеств в формуле минерала.

С учетом предложенных изменений и дополнений в систематике изоморфного ряда мышьяково-сурьмяных блеклых руд предлагается выделять три минеральных вида (теннантит, теннантит–тетраэдрит, тетраэдрит), каждый из которых может быть представлен тремя минеральными подвидами: железистым, железисто-цинковистым, цинковистым. Следовательно, мышьяково-сурьмяный род блеклых руд может быть представлен девятью минеральными подвидами. В колчеданных рудах Южного Урала выявлено 8 минеральных подвидов As–Sb блеклых руд. Из теоретически возможных пока не выявлены железистые тетраэдриты.

Изоморфный ряд сурьмяно-серебряных блеклых руд Н. Н. Мозгова [1] предлагает разделить на 3 отрезка со следующими количественными критериями содержания серебра: 1)  $Ag < 1$  ат. кол.; 2)  $1$  ат. кол.  $< Ag < 3,7$  ат. кол.; 3)  $Ag > 3,7$  ат. кол. При этом максимальное установленное количество Ag в высокосеребристом тетраэдрите может достигать более 8 ат. кол. в формуле минерала. Принимая предложенное деление Sb–Ag изоморфного ряда, мы в то же время считаем целесообразным применительно к блеклым рудам южноуральских месторождений колчеданного типа ввести еще одну условную величину —

$0,1\% < Ag < 1\%$ , разделив, таким образом, весь изоморфный ряд на 4 отрезка. Вопрос о целесообразности сохранения этого условного количественного критерия в общей систематике и номенклатуре семейства блеклых руд остается открытым. Для высокосеребристого тетраэдрита (крайний справа член изоморфного ряда) Н. Н. Мозгова предлагает одно из старейших и наиболее признанных наименований серебросодержащих блеклых руд — фрейбергит. Однако, детальный анализ известных в литературе сведений о составе фрейбергита, в том числе и в домикронную эпоху изучения минерального мира, показывает, что пределы содержания Ag в фрейбергите, как правило, укладываются в рамки 6,20–29,0%, что примерно отвечает количеству Ag более 1 и менее 4 ат. кол. в формуле минерала. Следовательно, **минеральный вид с историческим наименованием фрейбергит должен занимать промежуточное положение в Sb–Ag изоморфном ряду, а его крайний справа член (фрейбергит по Н. Н. Мозговой) с количеством  $Ag > 3,7$  ат. кол. правильнее называть аргентотетраэдритом**, что предлагается также Э. М. Спиридоновым [2]. Нами предлагается следующая номенклатура серебросодержащих блеклых руд сурьмяно-серебряного ряда: 1)  $0,1 < Ag < 1\%$  — *серебристый тетраэдрит* — разновидность; 2)  $1\% < Ag < 1$  ат. кол. — *серебросодержащий тетраэдрит* — подвид; 3)  $1$  ат. кол.  $< Ag < 3,7$  ат. кол. — *фрейбергит* — минеральный вид; 4)  $Ag > 3,7$  ат. кол. *аргентотетраэдрит* — минеральный вид. В изоморфном ряду теннантит–высокосеребристый теннантит, который реально установлен в блеклых рудах южноуральских месторождений колчеданного типа, членам ряда целесообразно присвоить следующие наименования: 1)  $Ag < 1\%$  — *серебристый теннантит*; 2)  $1\% < Ag < 1$  ат. кол. — *серебросодержащий теннантит*; 3)  $1$  ат. кол.  $< Ag < 3,7$  ат. кол. — *мышьяковый фрейбергит*; 4)  $Ag > 3,7$  ат. кол. — *аргентотеннантит*.

В соответствии с предлагаемой номенклатурой, встреченные нами высокосеребристые блеклые руды можно охарактеризовать следующим образом. *Высокосурьмяные фрейбергиты* (Учалинское месторождение) с №№ блеклых руд по М. С. Сахаровой [3] 95,3–96,0; *мышьяковые фрейбергиты* (№№ 14,7–21,0); *мышьяково-сурьмяный фрейбергит* (№29); *аргентотеннантиты* (№№ 8,7 и 14,8) и *аргентотеннантит-тетраэдриты* с №№ 35,1 и 43,2. Все мышьяковые и мышьяково-сурьмяные аналоги высокосеребристых блеклых руд установлены в колчеданных рудах Ново-Учалинского месторождения. Следует подчеркнуть, что установленный нами **аргентотеннантит**, вероятно, является **первой находкой в семействе блеклых руд в целом**, так как описанный Э. М. Спиридоновым и др. [4] «новый минерал — аргентотеннантит» соответствует №№ блеклых руд 46,3; 46,9 и 49,1 и при трехчленном делении мышьяково-сурьмяных блеклых руд **должен быть отнесен к аргентотеннантит-тетраэдриту**.

Приведенные данные убеждают нас в необходимости выделения рода *мышьяково-серебряных (теннантит–аргентотеннантит)* блеклых руд дополнительно к ранее выделенным Н. Н. Мозговой шести родам в семействе блеклых руд.

**Литература:** 1. *Мозгова Н. Н., Цепин А. И.* Блеклые руды. Особенности химического состава и свойства. М.: Наука, 1983. 280 с. 2. *Спиридонов Э. М.* О видах и разновидностях блеклых руд и рациональной номенклатуре минералов группы. Некоторые замечания об условиях образования блеклых руд//Новые данные о минералах. АН СССР, Минер.

музей им. А. Е. Ферсмана. М.: Наука, 1985, вып. 32. С. 128–146. 3. *Сахарова М. С.* Основные вопросы изоморфизма и генезиса блеклых руд//Геология рудных месторождений. 1966. № 1. С. 23–40. 4. *Спиридонов Э. М., Соколова Н. Ф., Ганеев А. К. и др.* Новый минерал – аргентотеннантит//Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 1. С. 206–210.

**В. Н. Скуратов**

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ

С целью получения информации о влиянии геологических факторов на изотопный состав серы сульфидных и сульфатных минералов рассмотрены месторождения меди различных генетических типов [2]. Так, изучены данные по изотопии серы медно-порфировых (медных, медно-молибденовых, молибденовых) месторождений Урала и Казахстана. Привлечены к обсуждению данные по

медноколчеданным (колчеданным, медноколчеданным, медно-цинковоколчеданным, барит-полиметаллическим) месторождениям Урала и Рудного Алтая. Обобщены материалы по стратиформным (медным песчаникам, медным сланцам и барит-полиметаллическим) месторождениям меди Урала, Забайкалья и Центрального Казахстана. Всего обработан 3561 анализ изотопного состава серы (табл.).

Таблица

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ( $\delta^{34}\text{S}\%$ ) СУЛЬФИДОВ И СУЛЬФАТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ**

Типы месторождений	Сульфиды				Сульфаты			
	Вариации единичных замеров		Вариации средних		Вариации единичных замеров		Вариации средних	
	от	до	от	до	от	до	от	до
Медно-порфировые	+7,8	-6,8	+3,3	-3,4	+24,0	+3,8	+14,9	+11,4
Медноколчеданные	+19,8	-26,8	+4,5	-5,7	+32,2	+10,4	+18,0	+16,0
Стратиформные	+70,0	-55,2	+16,2	-12,0	+32,8	+9,0	+25,8	+11,8

**Примечание:** обобщен 341 анализ 22 медно-порфировых, 2406 анализов 32 медноколчеданных и 814 анализов 18 стратиформных месторождений; в графе «вариации средних» приводятся пределы колебаний средних значений для месторождений в данной группе.

По изотопным данным в сульфидах четко различаются две генетические группы месторождений. Это медно-порфировые и стратиформные группы. На месторождениях медно-порфирового типа единичные замеры изотопного состава серы сульфидов варьируют от +7,8 до -6,8 %, а на стратиформных — от +70,0 до -55,2 %.

Средние значения изотопного состава серы по каждому месторождению внутри медно-порфировой группы изменяется от +3,3 до -3,4 %, а внутри стратиформной группы — от +16,2 до -12 %. Месторождения медноколчеданной группы по изотопным данным серы занимают место между описанными группами месторождений (см. таблицу). Такое промежуточное положение колчеданных месторождений хорошо объясняется с позиции их гидротермально-осадочного генезиса.

Так, в кровле и флангах колчеданных рудных тел присутствуют слоистые руды. На некоторых месторождениях в слоистых рудах установлены остатки радиолярий и сине-зеленых водорослей. Это указывает на то, что на границе осадок – море в период рудообразования существовали физико-химические условия близкие к тем, в которых формировались руды стратиформных место-

рождений. Такие условия привели к дисперсии изотопного состава серы в сульфидах колчеданных месторождений от +19,8 до -26,8 %. В то же время, наличие в рудных телах минералого-геохимической зональности симметричного и асимметричного типов указывает на то, что в зонах рудоподводящих каналов и приподошвенных частях рудных тел шли метасоматические процессы [3]. Они проходили в условиях высоких температур под действием вновь поступающих рудоносных растворов. В этих зонах существовали физико-химические условия близкие к тем, в которых отлагались руды медно-порфировых месторождений. Это привело к тому, что значительная часть сульфидов колчеданных месторождений имеет изотопный состав, варьирующий в пределах от +4,5 до -5,7 %.

К настоящему времени большинство ученых пришло к выводу о том, что в формировании месторождений стратиформного типа участвует сера эвапоритов или морского сульфата. Приведенные в таблице данные указывают на близость изотопных характеристик серы сульфатов в месторождениях медно-порфирового, колчеданного и стратиформного типов. Это дает дополнительные осно-

вания для вывода о том, что при формировании месторождений медно-порфирирового и колчеданного типов, в рудообразующих растворах присутствовала сера сульфата морских вод.

Расчеты средних значений изотопного состава сульфидов медно-порфирировых и колчеданных месторождений позволили установить, что около 90 % всех определений находятся в пределах от +6,0 до -6,0 ‰. Этот интервал изотопных вариаций характерен для серы глубинного источника или серы пород основного состава [1]. Такие данные дополняют доводы в пользу связи перечисленных типов оруденения с магматизмом. В то же время, изотопный состав сульфатов указывает на то, что в рудообразующих растворах присутствовала сера морского сульфата.

Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов месторождений стратиформного типа характеризуется широким диапазоном единичных и средних значений. Эти данные хорошо согласуются с представлениями о низкотемпературных условиях формирования и удаленности данных руд от зон интенсивного магматизма.

Таким образом, геологические особенности формирования месторождений меди оказывают существенное

влияние на изотопные характеристики серы сульфидов и сульфатов. Однако это влияние бывает чаще всего опосредованным. Оно проявляется в изменении физико-химических условий рудообразования, вовлечении в рудообразование глубинной серы и серы морского сульфата, создании условий необходимых для активной работы сульфат-редуцирующих бактерий. Все это указывает на то, что для получения объективных данных нужно выполнять большой объем изотопных определений из различных минеральных парагенезисов и зон месторождений. Расшифровку изотопных данных по сере необходимо проводить в тесной увязке с минералогическими и геологическими данными.

**Литература:** 1. *Омото Х., Рай Р. О.* Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 405–450. 2. Рудные месторождения СССР / Под ред. В. И. Смирнова: В 3 т. М.: Недра. Т. 2. 1974. С. 99–168. 3. *Скуратов В. Н.* Вещественный состав и зональность рудных тел // Учалинское медно-цинковоколчеданное месторождение уральского типа. Уфа, 1992. С. 45–79.

**В. Н. Скуратов**

## ПУТИ ПОВЫШЕНИЯ КОМПЛЕКСНОСТИ ПЕРЕРАБОТКИ МЕДНОКОЛЧЕДАНЫХ РУД БАШКОРТОСТАНА

Руды медноколчеданных месторождений Башкортостана являются источником поликомпонентного сырья. Однако из этих руд извлекаются преимущественно медь, цинк, сера. Остальные компоненты извлекаются в незначительных количествах. Это обусловлено тем, что значительные количества редких и благородных металлов в ходе селективного разделения руд переводятся в пиритный концентрат. Из него по существующей технологии извлекают серу (для производства серной кислоты) и частично селен и теллур. Такие компоненты как железо, золото, серебро, медь, цинк, свинец, индий, германий, кобальт с пиритными огарками направляются в отвалы и цементную промышленность. Расчеты указывают на то, что стоимость редких и благородных металлов в медноколчеданных рудах составляет более 50 % от стоимости основных металлов. Объемы переведенных в отвалы металлов огромны. Это хорошо видно на примере золота и серебра. От всего объема в рудах в продуктивные концентраты извлекается около 10 % благородных металлов. Остальные количества золота и серебра уходят в отвалы. Но так как золото и серебро из отвальных продуктов не извлекаются, то и обогатительные комбинаты за эти металлы не получают ни рубля. Если добиться увеличения извлечения золота и серебра в нужные продуктивные концентраты только на 1 %, то по существующим на мировом рынке ценам это составит примерно 507200 долларов США.

Такая ситуация обусловлена тем, что технологические схемы переработки медноколчеданных руд разрабатывались в конце 50-х годов. Тогда существовало представление о тонкодисперсном вхождении практически всего золота и серебра в пирит. Делался вывод, что селективными методами флотации медноколчеданных руд невозможно разделять золото и серебро целенаправленно по продуктивным концентратам. Благородные металлы останутся в пирите и в основной своей массе перейдут в пиритный концентрат. В последующие годы было установлено, что значительная часть золота и серебра в медноколчеданных рудах имеет собственные минеральные формы. Отсюда возникает возможность их перераспределения в нужные продуктивные концентраты. Эти выводы получили промышленное подтверждение. Так, на Гайской обогатительной фабрике благодаря небольшим изменениям в технологии переработки медноколчеданных руд извлекали около 50 % золота в медный и цинковый концентраты. На Учалинской обогатительной фабрике из тех же руд и с того же месторождения извлекали в медный и цинковый концентраты около 15 %. Такие примеры можно привести не только по золоту и серебру, но и по другим металлам.

Чтобы повысить извлечение всех металлов в продуктивные концентраты, нужно внести коррективы во всю технологическую цепочку от добычи до переработки руд на обогатительной фабрике. В этой технологической схеме необходимо предусмотреть селективную выемку

руд, содержащих высокие концентрации золота и серебра, и их отдельное от других руд обогащение с привлечением отсадочных машин. Необходимо отрегулировать реагентный режим селективного обогащения руд с целью создания благоприятных условий для перевода минеральных форм золота и серебра в медный концентрат. Привлекательность именно этого направления заключается в том, что максимальное извлечение попутных компонентов будет способствовать повышению экономической рентабельности переработки рудного сырья. Самое главное, что это наиболее быстрый и экономичный способ, так как не нужно строить новых фабрик (используется прежнее оборудование). Меняются только идеи, заложенные в технологические схемы, да докупается некоторая часть оборудования, затраты на которое не сравнимы со строительством новых

фабрик. В последующем необходимо внедрить гидрометаллургические методы переработки медноколчеданных руд. Это будет способствовать увеличению комплексности переработки рудного сырья и резкому возрастанию процента извлечения основных, редких и благородных металлов в ценные продукты, позволит переработать большие запасы металлов в хвостохранилищах обогатительных фабрик. Все вместе это приведет к оздоровлению экологической ситуации в районах горнорудных предприятий.

Исследования медноколчеданных руд Башкортостана и продуктов их обогащения позволяют говорить о необходимости и возможности повышения комплексности переработки рудного сырья. Наши утверждения подтверждаются опытом работы многих горно-обогатительных предприятий, как в России, так и в мире.

***И. А. Хайретдинов, О. М. Петров, А. П. Калташев,  
Н. А. Андриянова, Н. П. Кононенко***

## **ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ СЛЕДСТВИЯ ИЗ ЭЛЕКТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ**

С 1990 г. ЭГХ-модели применялись нами при прогнозе и поисках месторождений колчеданной формации. В Зауралье мы изучали рудоконтролирующие кольцевые структуры (РКС) рудных районов: Баймакская, Подольская, Октябрьская, Гайская и Учалинская. Огромный объем проанализированного материала позволил сформулировать систему взаимосвязанных положений, которые мы оцениваем как наиболее существенные следствия фундаментального значения. Они суммируют самое важное для понимания особенностей образования и пространственного размещения месторождений.

Наши материалы получены комплексными исследованиями с использованием сведений о геологии, планов геофизического картирования (с особым вниманием к результатам гравитационной, магнитной съемки и метода вызванной поляризации), геохимического опробования поверхности и керны поисковых и съемочных скважин, планов расположения месторождений и рудных проявлений. К комплексу методов мы предъявляли следующие требования: 1) причинные связи собираемых сведений должны быть понятными, 2) они обязаны дополнять друг друга, и 3) должны контролировать достоверность материалов каждого метода в отдельности.

С формальных позиций наша работа продолжает направление геологии рудных месторождений, возглавляемое И. Н. Томсоном. Однако причины возникновения РКС, методика их выявления, изучения, описания и объяснения нами трактуются в значительной мере иначе.

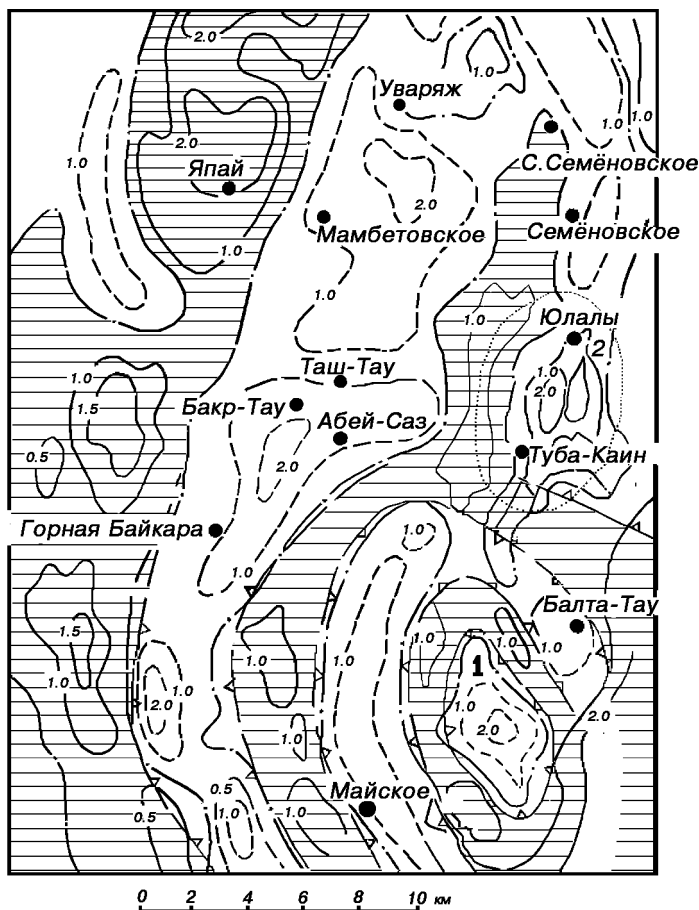
Фундаментальные итоги наших исследований, подкрепленные примерами Первомайского и Ахуново-Верхнеуральского рудообразующих ЕП (рис. 1, 2), можно свести к следующим положениям.

**1. Любые процессы рудообразования, впрочем, как и все иные геологические события, возникают**

**и протекают в естественных силовых полях. Роль их изначально первостепенна.** В геологии учет структуры естественных силовых полей, вскрывающей условия рудообразования, обязателен.

**2. Рудонакопление обусловлено естественным электрическим полем (ЕП).** Это утверждение повторяет положение физики о фундаментальных силовых полях и детально объяснялось в наших публикациях. ЕП возникают не как следствие гипергенеза, а как первопричина образования и изменения пород и руд. ЕП при минерализации во всех деталях своего строения стремилось к достижению равновесия с вмещающими породами. Это означает, что породы подвергались изменениям, метаморфизму соответственно их положению в ЕП: в зоне катодных реакций — в относительно восстановительных условиях, а в анодной — окислительных и т. д. Так ЕП «впечатывает» свою структуру в толщу пород, придавая им свойства составляющих электрохимической ячейки. Последняя при каждой активизации вмещающей среды ЕП «пробуждается» и принимает участие в переносе, перераспределении элементов, формировании зональности. Поскольку ЕП охватывает объем пород, значительно превышающий зону рудоконцентрации, силовые линии обеспечивают электрофоретическое извлечение элементов для рудных минералов из всех пород, охваченных ЕП. Это означает, что в любом виде рудообразования велика, хотя и не равнозначна, роль: процессов латераль-секреционного типа и, как источника металлов, — вмещающих пород на разных глубинных интервалах. Это положение часто фигурирует в публикациях, например, у Дое Виссе, Г. Б. Наумова и других.

**3. Любой тепломассоперенос сопровождается естественным электрическим полем торовидной формы и строения.** Под «тепломассопереносом» имеется



**Рис.1.** Схематическое строение Первомайской кольцевой структуры по данным гравиметрии, геохимическому опробованию и карте месторождений и рудопроявлений

1 — центр Первомайской КС, 2 — центр дочерней Юлалинской КС; горизонтальная штриховка — зоны положительного значения силы тяжести

в виду миграция любых жидких или газообразных сред, в том числе гидротермы, сольфатары, фумаролы и пр. Срезы земной поверхностью тора в изотропной среде выявляют его концентрическое (кольцевое) строение. Если каналы теплопереноса плоские, то и строение их поперечного сечения зональное, линзовидное, концентрическое. Направления, соответствующие в торе меридианам, подобны направлениям силовых линий; положение параллелей сравнимо с изопотенциалами или изоконцентрами элементов (при постоянной форме нахождения последних в миграционных потоках).

**4. Торвидные ЕП возникают задолго до проявлений магматизма и активно существуют значительное время после завершения периода магматических процессов, оказывая влияние на протекающие во вмещающей толще диагенные, катагенные и прочие процессы.** В Ахуновско-Верхнеуральской кольцевой структуре (КС) ЕП начало действовать в период формирования вмещающих пород (в ордовике — девоне) и продолжало активную жизнь, по крайней мере, до карбона — перми при становлении гранитных интрузий. То есть КС образована силовыми полями, по времени проявления в значительной мере вторичными относи-

тельно вмещающей среды, хотя эти поля возникли одновременно с толщей пород, в которой они находятся.

**5. Центральная часть южноуральских КС обычно занята породами, отличающимися аномалиями пониженной плотности; ее окружает кольцевая зона с положительными аномалиями поля силы тяжести.** Далее это чередование может повторяться еще 2–3 раза. Подобное строение КС свидетельствует о попеременном чередовании кольцевых зон, которым свойственны признаки катодных и анодных областей. То есть силовым линиям тора («меридианам») характерно строение, типичное для диполь-дипольных цепочек. В малых размерах продукты работы подобных торов известны геологам как «кольца Лизеганга».

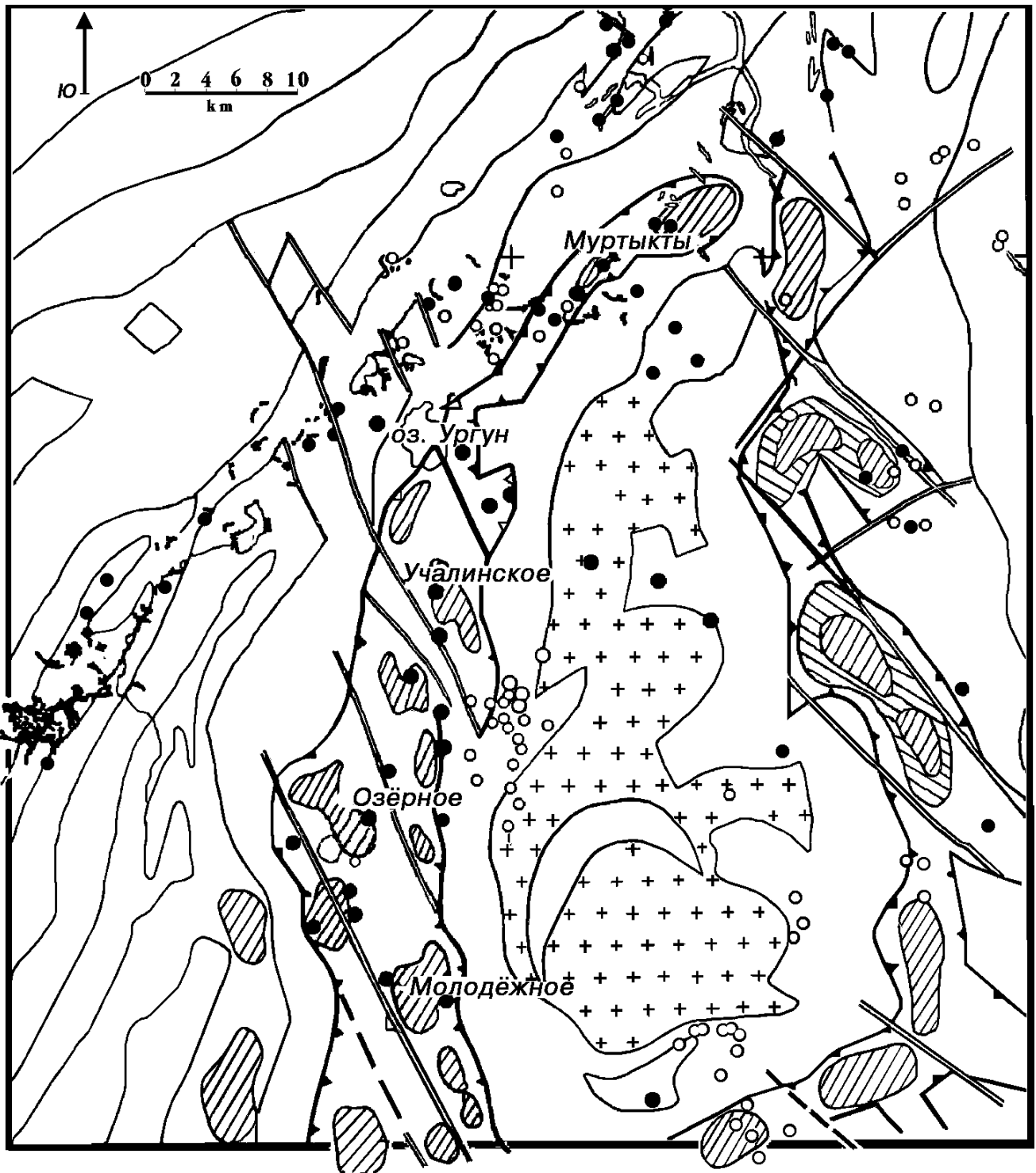
**6. Магнитные и рудные минералы образуются к катодной области.** На колчеданных месторождениях это сульфидные тела. Анодные зоны в процессах становления рудных тел участвуют как источник металлов, а поэтому сохраняют ценность поискового признака, возникая парагенно с рудоносной зоной. В анодных зонах возможно накопление полезных компонентов, мигрирующих в виде анионов. Это касается, в частности, золота, образующего и анионные и катионные комплексы.

**7. Из катодных зон выносятся крупные анионы, а из анодных — в эквивалентных количествах мелкие катионы.** В итоге повышается пористость пород катодных областей и компактность анодных (около колчеданных тел — в виде роговиков и яшмоидов). В учении о скарнах нередко этот процесс называют «биметасоматозом», в сущности же это — электрохимическое взаимодействие между анодной и катодной зонами. Так решается «проблема пространства» и обуславливается возникновение концентрической системы трещин, часть которых может быть занята жильными телами.

**8. В зоне катодных реакций протекают эндотермические, а в анодных областях экзотермические реакции.** Экзотермические реакции питают энергией эндотермические процессы. При этом неизбежны потери, рассеяние тепла. Поэтому зоны анодных реакций должны охватывать значительно большие объемы пород, чем катодные. То есть зоны окорудных изменений (имея в виду расположение части их ниже уровня эрозионного среза) должны быть по площади и объему всегда больше зоны рудной минерализации.

**9. Зонам катодных реакций свойственна более высокая проводимость, чем анодным.** Это положение не требует доказательств.

**10. Тороидальное ЕП ответственно за геохимическую зональность КС и за металлогеническую специализацию кольцевых зон.** Процесс формирования зональности, вероятно, не ограничен периодом рудоконцентрации, зональность «совершенствуется» длительное время позже, вероятно — поныне. Решающая роль ЕП обнаруживает себя единообразным строением геохимической зональности на месторождениях разной металлической



**Рис. 2.** Схема строения Ахуново-Верхнеуральской рудоконтролирующей кольцевой структуры по материалам гравитационной съемки, карты месторождений (•) и рудопроявлений (o)

Центр КС занят гранитами (+++). Косой штриховкой показаны положительные гравитационные аномалии, объединяющая их кольцевая зона вмещает практически все колчеданные месторождения. На западе черным цветом неправильными телами обозначены отработанные россыпные месторождения золота. Жирные линии северо-западного и северо-восточного направления –

специализации («универсальным рядом геохимической зональности»).

**11.** КС, возникая в гетерогенной, позже дислоцированной толще вокруг канала теплопереноса, совпадаю-

щего с пересечением (или утыканием одна в другую) линейных тектонически ослабленных зон, всегда имеет сложное строение. В кольцевых зонах возможно появление КС второго, а вероятно — третьего и более, порядка.



Все это, плюс электрохимическая поляризация между зонами дробления и вмещающими породами, самих зон дробления по простиранию и прочее означает, что форма КС может значительно отличаться от окружности, очертания ее могут быть весьма прихотливыми, а минерализация может быть интенсивно проявлена по одну сторону КС и убого выражена на другом фланге.

**12. Рудная минерализация (медноколчеданная, полиметалльно-колчеданная, золото-колчеданная и прочая) формируется в пределах одной КС одновременно, многостадийно, но на разных расстояниях от центра КС.** То есть рудные месторождения разной специализации следует рассматривать как фации единой колчеданной формации, а саму КС как единый рудный узел.

**13. Крупные КС, расположенные на границе двух разных геодинамических территорий, охватывающие две различающиеся структурно-формационные или структурно-фациальные зоны, обычно включают разные по металлической специализации рудопроявления и месторождения, в составе руд которых отражаются характерные особенности состава и событий в этих геодинамических обстановках.** Приведенное положение теоретически ясное и не требует особых доказательств. Оно представляет одну из причин поляризации процессов в КС. Применительно, например, к КС типа Ахуново-Верхнеуральской это означает, что западная ее половина формировалась на базальтоидном основании, а восточная, вероятно, частично на гранитоидном (террейнового происхождения?), а поэтому эти половины могут отличаться друг от друга по геохимическим свойствам рудной минерализации. Сибайская КС, видимо, захватывает западной половиной площадь развития ультрабазитов, что влечет за собой появление в колчеданных рудах повышенных содержаний кобальта, никеля

и иных элементов, свойственных ультраосновным магмам. Восточная же часть ее остается в толще вулканогенно-осадочных пород и содержит месторождения присущих им «классических» колчеданных руд. Подобные КС перераспределяют элементы разных источников, в роли которых выступают вмещающие породы, что усложняет распознавание формационной принадлежности части месторождений и рудопроявлений КС.

**14. Концентрированная рудная минерализация связана с участками скачкообразного изменения окислительно-восстановительного потенциала среды.** На месторождениях уральского типа горизонт этого скачка Eh-потенциала в субмаринных условиях расположен над дном. Рудный материал в таких условиях успевает покинуть жерловую зону и выпадает в удалении от нее. В вулканических структурах, например, андского типа — обычно на платформе — скачок Eh-потенциала, кладущий начало рудонакоплению, приурочен к более глубоким зонам, и металлы выпадают в жерле. В этом случае в центре КС будет размещена положительная гравитационная аномалия, тогда как в уральском типе центр занят гравитационным минимумом.

**15. Рудообразующие ЕП (РЕП) существуют длительно, градиенты их уменьшаются и эффективность участия в процессах минерализации снижается в спокойные периоды и возрастает при активизации; РЕП охватывает и более молодые породы, не только коренные, но и рыхлого чехла, воздействуя на формирование структуры «экзогенных», «вторичных» геохимических ореолов.** Поэтому особенности строения последних несут сведения об изначальной среде рудообразования, а элементные ореолы в рыхлом чехле могут быть обособлены во вторичные лишь при некоторых условиях и должны использоваться при прогнозной оценке перспектив площади.