

## Часть 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

*А. И. Брусницын<sup>1</sup>, Е. В. Старикова<sup>2</sup>, И. Г. Жуков<sup>3,4</sup>*

<sup>1</sup> – Санкт-Петербургский государственный университет,  
г. Санкт-Петербург  
*brusspb@yandex.ru*

<sup>2</sup> – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А. П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

<sup>3</sup> – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

<sup>4</sup> – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

### **Минералогия марганцевоносных метаосадков Урала: петрологические и геологические приложения**

**Введение.** На Урале известно несколько десятков небольших по запасам стратиформных месторождений марганца осадочного или гидротермально-осадочного генезиса (рис., табл.). В большинстве случаев марганцевоносные отложения образованы процессами регионального метаморфизма при *PT*-параметрах пренит-пумпеллиитовой или зеленосланцевой фаций. Марганцевые породы еще сохраняют реликты осадочного протолита, но вместе с тем в них уже происходит кристаллизация типично метаморфогенных минералов. Изучение таких «переходных» пород дает хорошую возможность проследить изменения фазового состава марганцевоносных отложений при постепенном повышении температуры и давления, то есть, при переходе от осадочной породы к метаморфической. Подобные генетические реконструкции стали одной из главных задач данной работы.

**Результаты исследований.** В составе марганцевых метаосадков Урала диагностировано 108 минералов [Брусницын, 2000; 2013; 2015; Старикова, 2014]. По набору главных минералов породы делятся на три типа: I) карбонатные, II) оксидно-карбонатно-силикатные и III) оксидно-силикатные. В первом типе главными носителями марганца являются карбонаты, во втором – разнообразные силикаты  $Mn^{2+}$  в ассоциации с оксидами и карбонатами, в третьем – силикат  $Mn^{3+}$  браунит. Каждый из трех типов объединяет несколько минералогических разновидностей пород, между которыми возможны взаимные переходы. Так, в первом типе выделяются: а) родохрозитовые, б) сидерит-родохрозитовые и в) кутнагоритовые породы. Оксидно-карбонатно-силикатные породы удобно разделить на пять групп (г–з). Породы группы (г) сложены преимущественно гаусманнитом, родохрозитом и тефроитом. Здесь же могут присутствовать пирохроит, яacobсит, гуммиты (аллеганит, риббеит, сонолит), кариопилит, кальцит, кутнагорит и др. минералы. В группу (д) включены породы, состоящие из силикатов (тефроита, родонита, пироксмангита, кариопилита и/или фриделита, минералов групп гумита, граната и эпидота и др.), кварца, родохрозита и кальцита. Породы группы (е) близки породам группы (д), но не содержат кариопилита и/или фриделита. В породах групп (ж) и (з) отсутствуют оксиды марганца и тефроит, а родохрозит наблюдается в виде редкого минерала. В группе (ж) доминирующими

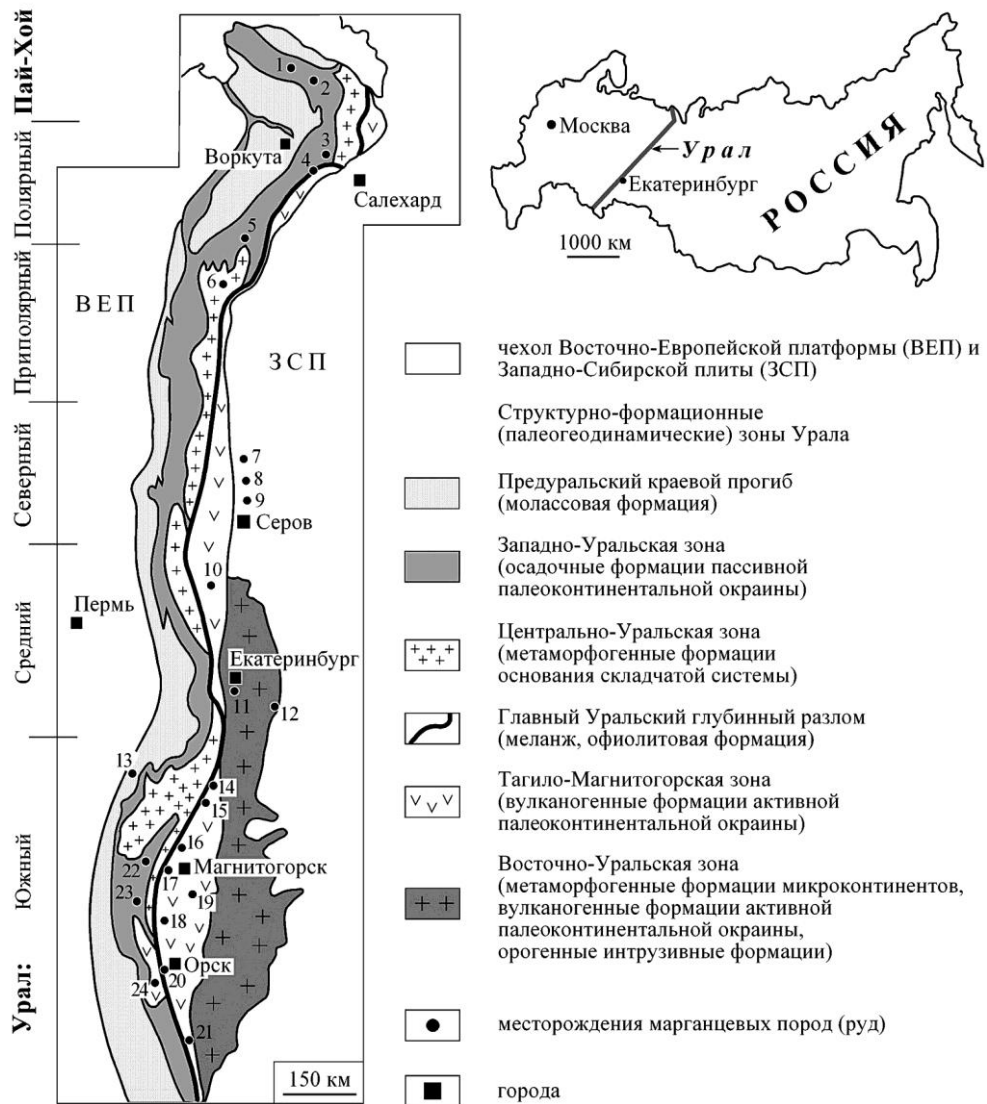


Рис. Схема размещения главных месторождений марганцевых пород Урала. Составлена по материалам [Михайлов, 2001; 2011; Контарь и др., 1999; Брусницын, Жуков, 2010; Брусницын, 2013; Старикова, 2014].

Месторождения: 1 – Хэйяхинское, Сибирчатаяхинское; 2 – Карское, Надейяхинское-1 и -2, Нижнесиловское, Силовыхинское; 3 – Собское; 4 – Верхнетышорское; 5 – Парнокское; 6 – Вэраю; 7 – Бурмантовское; 8 – Полуночное, Тыньинское, Березовское и др.; 9 – Екатеринбургское; 10 – Сапальское; 11 – Малоседельниковское, Кургановское, Бородулинское; 12 – Клевакинское; 13 – Улу-Телякское; 14 – Кожавское; 15 – Уразовское; 16 – Биккуловское, Казгант-Таш, Кусимовское, Ниязгуловское-1 и -2, Аюсазовское, Габдимовское; 17 – Кызыл-Таш; 18 – Южно-, Средне- и Северо-Файзулинское; 19 – Бахтинское, Кипчарское; 20 – Аккермановское; 21 – Шуулдакское; 22 – Шигрышское; 23 – Зилаирское; 24 – Губерлинское, Харьковское.

Т а б л и ц а

## Характеристика месторождений марганцевых пород Урала

№ на карте	Месторождение	Вмещающие породы	Возраст	Мета-морфизм	Минеральный состав марганцевых пород	
					Тип	Главные минералы
1	2	3	4	5	6	7
<i>Локализованные в осадочных толщах пассивной палеоконтинентальной окраины (месторождения Пай-Хоя и Полярного Урала)</i>						
1	Хяяхинское, Сибирчатаяхинское	Яшмы, углеродистые глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы	D <sub>3</sub>	PP-GS	Iв	Кварц, кутнагорит
2	Карское	Яшмы, углеродистые кремнистые сланцы	D <sub>3</sub>	PP-GS	Ia	Кварц, родохрозит
2	Нижнесиловское	Яшмы, углеродистые глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы	D <sub>3</sub>	PP-GS	Iв	Кварц, кутнагорит
2	Силоваяхинское	Глинисто-кремнистые сланцы	D <sub>3</sub>	PP-GS	IIδ	Кварц, родонит, пироксмангит, фриделит, родохрозит
2	Надейяхинское-1	Глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы	D <sub>3</sub>	PP-GS		Кварц, тефроит, сонолит, пироксмангит, фриделит, родохрозит, кутнагорит
2	Надейяхинское-2	Яшмы	D <sub>3</sub>	PP-GS	IIж	Кварц, гематит, родонит, ортоклаз
3	Собское	Углеродистые кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	PP-GS	Iб	Кварц, родохрозит, сидерит, шамозит
					IIδ	Кварц, спессартин, пироксмангит, фриделит, родохрозит
5	Парнокское <sup>1</sup>	Углеродистые глинисто-кремнисто-карбонатные сланцы и известняки	O <sub>2-3</sub> (D <sub>2</sub> ?)	PP	Ia	Родохрозит
					IIz	Гаусманнит, пирохроит, тефроит, кальцит, родохрозит
					IIδ	Тефроит, сонолит, аллеганит, риббеит, спессартин, родонит, кариопилит, фриделит, кальцит, родохрозит

Продолжение табл.

1	2	3	4	5	6	7
<i>Локализованные в вулканогенно-осадочных толщах активной палеоконтинентальной окраины (месторождения Среднего и Южного Урала)</i>						
11	Малоседельни- ковское	Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы, кварциты	S <sub>1</sub>	GS	Пе	Кварц, тефроит, сонолит, аллеганит, спессартин, родонит, пироксмангит, родохрозит
11	Кургановское	Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы	S <sub>1</sub>	GS		Кварц, тефроит, спессартин, родонит, родохрозит
11	Бородулинское	Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы, кварциты	S <sub>1</sub>	GS		Кварц, тефроит, сонолит, аллеганит, спес- сартин, родонит, родохрозит, кальцит
14	Кожаевское	Джаспериты, яшмы	D <sub>2-3</sub>	PP	Пз	Гаусманнит, тефроит, кариопилит, ро- дохрозит
					Пд	Гематит, тефроит, спессартин, андрадит, гроссуляр, родонит, альбит, родохрозит
15	Уразовское	Джаспериты, яшмы, вулканомиктовые породы	D <sub>2</sub>	PP	Пж	Андрадит, эпидот, родонит, кариопилит, кальцит
					Пз	Кварц, эпидот, пьмонтит
16	Казган-Таш	Джаспериты, яшмы	D <sub>2-3</sub>	PP	Пд	Кварц, гематит, тефроит, андрадит, гроссуляр, эпидот, родонит, кариопилит, кальцит
16	Биккуловское	Джаспериты, яшмы, вулканомиктовые породы	D <sub>2-3</sub>	PP	Пз	Гаусманнит, тефроит, кариопилит, ро- дохрозит
					Пд	Кварц, гематит, тефроит, андрадит, эпи- дот, пьмонтит, пумпеллиит-Mg, родо- нит, кариопилит, парсеттенсит, кальцит, родохрозит
					Пз	Кварц, эпидот, пумпеллиит-Mg, пум- пеллиит-Mn, парсеттенсит, кальцит

Окончание табл.

1	2	3	4	5	6	7
16	Ниязгуловское-2, Аюсазовское, Габдимовское	Яшмы	D <sub>2</sub>	PP	Ши	Кварц, гематит, браунит
16	Кусимовское	Яшмы	D <sub>2</sub>	PP		Кварц, гематит, браунит Браунит, пьомонит, родонит, кариопилит, парсеттенсит, кальцит
17	Кызыл-Таш	Джаспериты, яшмы	D <sub>2-3</sub>	PP	Пз	Гаусманнит, тефроит, кариопилит, родохрозит, кутнагорит
					Пд	Кварц, гематит, тефроит, спессартин, андрадит, гроссуляр, эпидот, родонит, кариопилит, кальцит, родохрозит
18	Южно-Файзулинское (южный участок)	Джаспериты, яшмы, кремнистые сланцы	D <sub>2</sub>	PP	Пз	Гаусманнит, тефроит, аллеганит, риббеит, кариопилит, родохрозит
					Пд	Кварц, тефроит, аллеганит, риббеит, спессартин, пироксмангит, кариопилит, родохрозит
18	Средне-Файзулинское	Джаспериты, яшмы	D <sub>2</sub>	PP	Пж	Кварц, гематит, андрадит, родонит
18	Южно-Файзулинское (северный участок)	Яшмы	D <sub>2</sub>	PP	Ши	Кварц, гематит, браунит
18	Северо-Файзулинское	Яшмы	D <sub>2</sub>	PP		Кварц, гематит, браунит

Примечание. Степень метаморфизма: PP – пренит-пумпеллиитовая фация, GS – зеленосланцевая фация. Минералогические типы марганцевых пород: «восстановленные»: I – карбонатный, II – оксидно-карбонатно-силикатный; «окисленные»: III – оксидно-силикатный (подразделения на группы *a-i* – смотри в тексте).

<sup>1</sup> – для Парнокского месторождения приведены только минералы марганцевых руд, не приведены минералы тесно ассоциирующих с ними железных (магнетитовых) руд.

минералами являются кварц и родонит, а в группе (з) – кварц и марганцевый эпидот и/или пьомонтит. Оксидно-силикатные породы делятся на две группы, состоящие из (и) кварца, гематита и браунита и (к) браунита, родонита, пьомонтита, кариопилита, голландита и кальцита.

**Генетическая интерпретация результатов.** Марганцевоносные отложения большинства изученных месторождений преобразованы в условиях близких температур и давлений. Следовательно, разнообразие минералогии рудных залежей обусловлено не столько вариациями *PT*-условий метаморфизма, сколько различиями в составе исходного субстрата, которые закладывались еще на стадиях седиментации и диагенеза осадка. Независимо от источников марганца и механизмов его аккумуляции, накопление металла, вероятнее всего, изначально происходило преимущественно в форме оксидов  $Mn^{3+}$  и/или  $Mn^{4+}$ , как это имеет место в современном океане. При этом исходные отложения отличались по содержанию кремнистого, обломочного, карбонатного биогенного материалов, а главное – «сапропелевого» органического вещества (ОВ). Наличие или, наоборот, отсутствие ОВ контролировало окислительно-восстановительные условия минералообразования, а также концентрацию углекислоты в поровом растворе. Соединения марганца очень чувствительны к изменению этих параметров.

Образование карбонатов и силикатов  $Mn^{2+}$  происходит в восстановительных условиях на месте осадков, содержащих ОВ. Высокие концентрации углекислоты в поровом растворе способствуют кристаллизации родохрозита, а умеренные и низкие – силикатов. Измененные реликты седиментогенных оксидов наблюдаются в таких породах в виде гаусманнита, якобсита и пирохроита. Следы ОВ регистрируются по изотопному составу углерода карбонатов [Брусницын, 2013; 2015], а иногда (месторождения Полярного Урала и Пай-Хоя) по присутствию рассеянного углеродистого вещества. В отложениях, практически лишенных ОВ, марганец сохраняет высокую степень окисления, давая начало брауниту, голландиту, пьомонтиту и некоторым другим минералам. Показательно, что браунитовые породы характерны для яшм бугульгырского горизонта Южного Урала, которые маркируют глубоководные впадины открытого морского палеобассейна с низкой биологической продуктивностью водной массы и подавленным бентосом.

В составе марганцевых пород Урала широко развиты силикаты. Наблюдения показывают, что образование многих силикатов происходит путем ступенчатой трансформации обводненного Mn-Si субстрата (геля?). На стадии диагенеза Mn-Si фаза преобразовалась в неотокит (гидратированное Mn-Si стекло), затем по неотокиту развился кариопилит (Mn-серпентин) и далее при увеличении температуры кристаллизовались пироксмангит, родонит, тефроит, спессартин и другие силикаты за счет реакций с участием кариопилита. К *PT*-параметрам пренит-пумпеллиитовой фации подавляющее большинство силикатов марганца являются устойчивыми. При увеличении температуры до уровня порядка 250–300 °С кариопилит вытесняется ассоциацией пироксмангита с тефроитом ( $\pm$  родонит). Все эти процессы энергетически более выгодны, чем кристаллизация силикатов путем реакций кремнезема с оксидами и/или карбонатами марганца. Отсюда и возможность появления силикатов марганца уже на самых ранних ступенях метаморфизма или на предметаморфических стадиях литогенеза.

Таким образом, одной из главных предпосылок для массового зарождения силикатов марганца в условиях низких температур и давлений является присутствие в исходном осадке аморфной Mn-Si фазы. Химическая природа такого протолита и условия его накопления пока еще плохо изучены. Вероятнее всего, Mn-Si фаза

образуется при смешении гидротермальных растворов с холодной морской водой. Резкое изменение физико-химических параметров приводит к быстрой («лавинообразной») потере гидротермами растворенных компонентов. При этом марганец и кремний концентрируются не только в составе аморфных или плохо окристаллизованных оксидов, но и в виде метастабильной Mn-Si фазы. Если седиментация марганца и кремния происходит в более спокойной обстановке (на значительном удалении от гидротермальных источников или вообще без участия глубинных растворов), то образование Mn-Si фазы маловероятно. Вместо нее появляются более или менее обособленные минералы кремнезема (опал, кварц) и оксиды марганца. Если это верно, то масштабное появление в слабометаморфизованных породах разнообразных силикатов марганца служит одним из указаний на гидротермально-осадочный генезис исходных металлоносных отложений.

**Выводы.** Минеральный состав марганцевых метаосадков контролировался составом исходных отложений и, прежде всего, распределением в них органического вещества. Тип метаморфических пород (карбонатный, оксидно-карбонатно-силикатный и оксидно-силикатный) закладывался еще на стадии диагенеза. Марганец в осадке мог накапливаться не только в оксидной, но и в силикатной форме (Mn-Si гель, стекло и т. п.). В метаморфизованных марганцевых отложениях целесообразно выделять низкотемпературную кариопилитовую (или тефроит-кариопилит-пироксмангитовую ± родонит) и высокотемпературную бескариопилитовую (или тефроит-пироксмангитовую ± родонит) фации. *PT*-границы первой из них соответствуют цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фациям, второй – зеленосланцевой и более глубоким фациям. Высокие концентрации и большое видовое разнообразие в слабометаморфизованных породах силикатов марганца служит косвенным свидетельством гидротермально-осадочного происхождения металлоносных отложений.

*Исследования поддержаны РФФИ (проект № 16-05-00227) и выполнены в рамках государственной бюджетной темы ИМин УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем».*

## Литература

- Брусницын А. И.* Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
- Брусницын А. И.* Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, ООО «ИПК КОСТА», 2013. 160 с.
- Брусницын А. И.* Парнокское марганцевое месторождение, Полярный Урал: минералогия, геохимия и генезис руд. СПбГУ: Институт наук о Земле, 2015. 116 с.
- Брусницын А. И., Жуков И. Г.* Марганцевые отложения Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал): строение залежей, состав, генезис // Литосфера. 2010. № 2. С. 77–99.
- Контарь Е. С., Савельева К. П., Сурганов А. В., Алешин Б. М., Шишкин М. А., Герасимов Н. Н., Костромин Д. А., Папулова О. Б., Сергеева В. В.* Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург, 1999. 120 с.
- Михайлов Б. М.* Актуальные проблемы прогнозирования марганцевых месторождений на Урале // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 1. С. 3–15.
- Михайлов Б. М.* Марганец // Геология и полезные ископаемые России. Запад России и Урал. Том 1. Книга 2. Урал. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. С. 319–332.
- Старикова Е. В.* Фаменская марганцевоносная формация Пай-Хоя // Литосфера. 2014. № 1. С. 58–80.

*Д. Е. Савельев*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*  
*savl71@mail.ru*

### **Вариации состава аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов массивов Крака (Южный Урал) и их генетическое значение**

Изучению геохимической неоднородности аксессуарной и рудной хромшпинелидовой минерализации в офиолитовых и океанических перидотитах посвящены многочисленные работы. Установлено, что для офиолитовых шпинелидов весьма характерны широкие вариации отношения Cr/Al, небольшие изменения отношения Mg/Fe и в целом низкое содержание TiO<sub>2</sub>. Рудообразующие хромшпинелиды из офиолитов группируются в два контрастных типа – высокохромистый (металлургический) и высокоглиноземистый (тугоплавкий) [Hock et al., 1986; Поиски..., 1987; Перевозчиков и др., 2000]. В настоящей работе приводятся новые данные по составу аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в рудоносных зонах из различных частей офиолитового массива Крака, и рассматривается их взаимосвязь со структурными особенностями пород.

Офиолитовые ультрамафиты массивов Крака обнажаются в северном замыкании Зилаирского мегасинклинория на западном склоне Южного Урала. Ультрамафиты относятся к лерцолитовому типу офиолитов [Савельева, 1987; Савельев и др., 2008]. Характер распределения в перидотитах РЗЭ слабо деплетированный: уровень содержания всех РЗЭ близок к хондритовому [Савельев и др., 2008]. Состав оливина в перидотитах Крака изменяется от Fa 10–12 в лерцолитах и гарцбургитах до Fa 6–10 – в околорудных дунитах. Для хромшпинелидов характерны довольно значительные вариации отношения Cr/Al, параметр Cr# (Cr/(Cr+Al)) составляет 0.1–0.5 в лерцолитах и гарцбургитах, возрастая в дунитах до 0.6–0.8 (рис.). Величина Mg# (Mg/(Mg+Fe)) достигает максимальных значений в перидотитах (0.6–0.9) и снижается к дунитам и хромититам (0.4–0.7). Содержание TiO<sub>2</sub> в аксессуарных хромшпинелидах обычно ниже предела обнаружения, но иногда достигает значений 0.1–0.2 мас. %. Другие примеси в хромшпинелидах массива имеют низкие содержания. Таким образом, перидотиты Крака соответствуют весьма слабо деплетированным мантийным ультрамафитам и сопоставляются с фрагментами корневых зон континентов либо континентальных рифтовых зон [Чашухин и др., 2007; Савельев и др., 2008].

По сравнению с этими особенностями ультрамафитов, рудообразующие хромшпинелиды из многочисленных небольших месторождений и рудопроявлений, рассредоточенных в пределах массивов имеют высокохромистый состав. Тела хромититов встречаются на всех четырех массивах Крака (Северном, Узянском, Среднем и Южном), но их наибольшее количество сосредоточено в юго-западной части массива Средний Крака (Саксей-Ключевская площадь) (1) и в западном блоке массива Южный Крака (Апшакская и Башартовская площади) (2) [Савельев и др., 2008].

Все первичные хромититы вмещаются дунитами, но в первом случае они приурочены к мощным и протяженным дунитовым телам на границе мантийного и корового разреза (т. н. палео-Мохо), а во втором – к небольшим по мощности линзовидным и таблитчатым по форме дунитовым телам среди перидотитов. Согласно морфологической классификации [Cassard et al., 1981] большинство тел хромититов относятся к типу «конкордантных месторождений» и характеризуются преобладанием вкрапленных текстур руд.



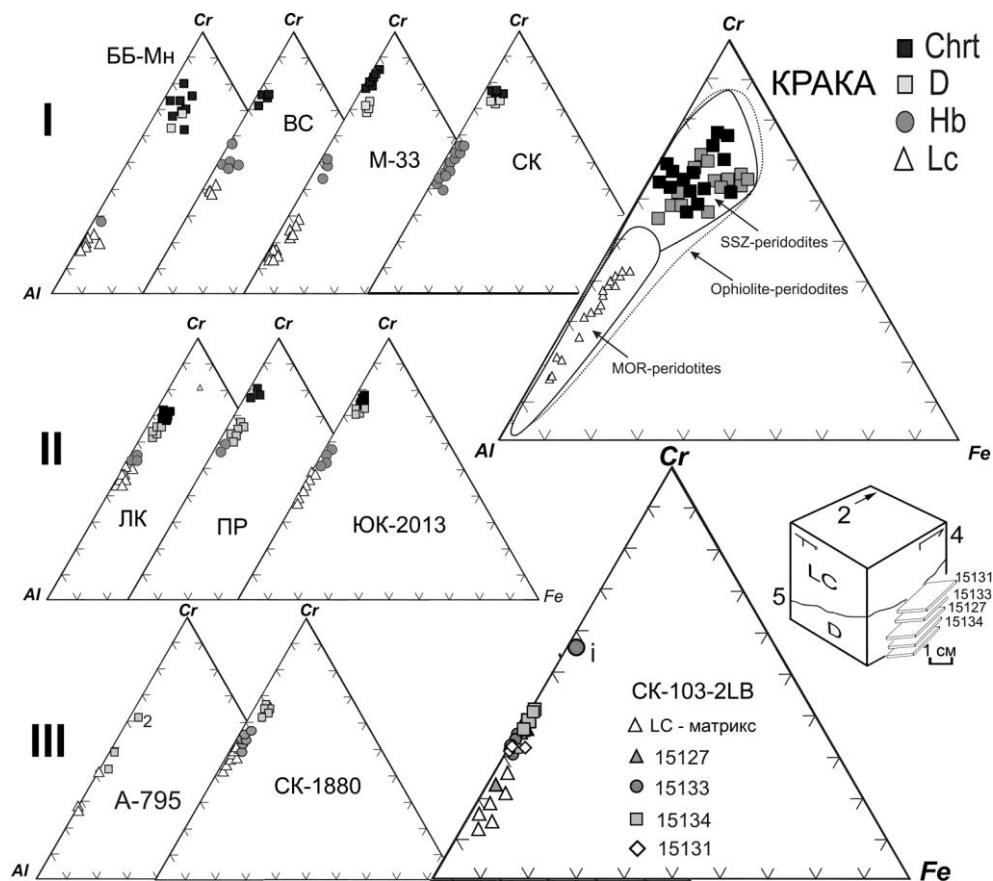


Рис. Состав хромшпинелидов массивов Крака на треугольной диаграмме Al-Cr-Fe<sup>3+</sup>.

Chrt – хромиты, D – дуниты, Hb – гарцбургиты, Lc – лерцолиты; I – месторождения: ББ\_Мн – Большой Башарт и им. Менжинского, BC – Верхне-Сарангинское, M-33 – месторождение № 33, CK – Саксейское; II – дунитовые полосы мощностью 10–50 см с вкрапленными хромититами в перидотитах (ЛК – месторождение Лактыбаш, ПР – месторождение Придорожное); III – инициальные дунитовые прожилки мощностью 1–10 см. На диаграмме «КРАКА» показаны составы рудообразующих хромшпинелидов из месторождений и рудопоявлений и аксессуарных хромшпинелидов из перидотитов вдали от рудоносных зон. YUK-2013, A-795, CK-1880, CK-103-2LB – номера изученных обнажений.

Состав хромшпинелидов вкост рудных зон месторождений значительно варьирует. В перидотитах, обрамляющих рудомещающие дуниты, аксессуарные хромшпинелиды высокоглиноземистые (Cr# 0.2–0.5). В дунитах и хромититах отмечается резкое повышение Cr# (0.70–0.85). По разрезу рудных зон отмечается отрицательная корреляция между Cr# и Mg# шпинелидов, хотя иногда встречаются и отклонения от общего правила. Содержание TiO<sub>2</sub> в перидотитах обычно ниже 0.1 мас. % и лишь в отдельных анализах незначительно превышает эту величину (до 0.25 мас. %). Заметное увеличение концентрации титана отмечается в шпинелидах из дунитов и особенно – хромититах (0.1–0.4 мас. % TiO<sub>2</sub>).

Таким образом, при рассмотрении составов хромшпинелидов в масштабе рудных зон во всех случаях проявлен «разрыв» в величине  $Cr\#$  (см. рис.). Минимальные разрывы характерны для «табулярных тел» вкрапленных руд, а максимальные – для типично подиформных залежей массивного строения. Во всех объектах ультрамафиты обладают хорошо развитой деформационной структурой, выраженной в предпочтительной кристаллографической ориентировке зерен оливина и наличии микроструктурных признаков внутризернового скольжения. Сравнение структурных особенностей ультрамафитов с экспериментальными [Poitier, 1985; Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001], убеждает в том, что изученные породы были подвержены мантийному течению, как и большинство офиолитовых ультрамафитов мира [Nicolas et al., 1971; Щербаков, 1990; Чернышов, Юричев, 2013].

Поскольку хромититовая минерализация в офиолитовых массивах всегда связана с дунитами, важную информацию о начальной стадии рудообразующего процесса может дать изучение дунитовых прожилков в перидотитах. Изучение дунитовых полос мощностью 10–50 см с вкрапленными хромититами показало, что вариации состава хромшпинелидов вкрест последовательности перидотит – дунит – хромитит аналогичны рассмотренным выше (см. рис.). С уменьшением мощности дунитов снижается хромистость шпинелидов ( $Cr\#$ ) и исчезает разрыв в значениях  $Cr\#$  между перидотитами и дунит-хромититовой ассоциацией.

Исследования образцов перидотитов с тонкими (1–5 см) дунитовыми прожилками позволили зафиксировать начальную стадию формирования дунит-хромититовой ассоциации. Согласно данным рентгеновской томографии распределение хромшпинелидов в объеме дунитовых прожилков неравномерное, они часто сгруппированы в ленты, вытянутые в одном направлении, содержание их повышено по сравнению с перидотитом в 2–3 раза. Породообразующий оливин из перидотитов и дунитового прожилка показывает развитую дислокационную структуру, характерную для мантийных тектонитов. Методами окислительного декорирования в зернах выявлены отдельные дислокации, их стенки, полосы скольжения и наклонные полосы, часто отмечаются участки с развитым поперечным скольжением и блоки с различной плотностью дислокаций.

В тонких дунитовых прожилках обнаружены многочисленные зерна хромшпинелидов с различной степенью кристаллографической огранки, размер которых изменяется от субмикронных до макроскопических зерен. Морфология, локализация и ориентировка зерен закономерно изменяются по мере увеличения их размера. Наиболее тонкие зерна имеют игольчатую форму при длине 5–10 мкм и толщине менее 1 мкм. Они расположены в объеме зерен оливина и ориентированы вдоль направления (010) минерала-хозяина. Более крупные зерна хромшпинелидов шириной первые микрометры и длиной 15–20 мкм располагаются вдоль границ зерен оливина, реже – в объеме зерен параллельно оси (100). Такие зерна редко встречаются отдельно и фиксируются как «апофизы» более крупных хромшпинелидов. Размеры зерен варьируют от 50 до 200 мкм, отмечен постепенный переход их в идиоморфные кристаллы. Синдеформационный рост зерен хромшпинелида часто сопровождается захватом ими фрагментов оливинового матрикса. От контакта дунит-перидотит вглубь дунитового прожилка отношение  $Cr\#$  в составе хромшпинелидов постепенно повышается от 0.32 до 0.39 (см. рис.). Наблюдается отрицательная корреляция между  $Cr\#$  и  $Mg\#$ , которая в том же направлении уменьшается. Примесь титана (0.17–0.23 мас. %  $TiO_2$ ) обнаружена в срезах из центральной части дунитового прожилка.

Увеличение значений  $St\#$  в хромшпинелидах как по мере прогрессирования пластического течения в дунитовом теле, так и по мере приближения к хромититам, может быть объяснено, во-первых, более низкой емкостью решетки оливина по отношению к алюминию [Grant, Wood, 2010], а во-вторых, более легким вхождением алюминия в гидроксилсодержащие силикатные фазы (амфибол и хлорит), а также экстракцией его флюидами и/или силикатным расплавом, с которыми он мог выноситься из системы.

Таким образом, изложенный фактический материал свидетельствует о том, что образование дунитовых тел в перидотитовом матриксе сопровождается кооперативным изменением структуры и вещественного состава. Структурные преобразования выражены в развитии предпочтительной кристаллографической ориентировки зерен оливина, наличии субзерен, полос деформации, кинк-бандов, взаимосогласованных минеральной сланцеватости и линейности в перидотите и дуните. Вещественные преобразования выражены в возникновении, коалесценции и сфероидизации новых зерен хромшпинелидов, химический состав которых варьирует в зависимости от морфологии зерен и, возможно, поля напряжений, действовавшего в момент закрытия высокотемпературных процессов в данной системе. Закономерности вариаций состава хромшпинелидов и их взаимосвязь со структурными особенностями ультрамафитов наиболее логично могут быть увязаны с реоморфической моделью образования дунитов и связанного с ними хромитового оруденения. Основным пусковым механизмом для выделения и коалесценции хромшпинелидов в оливине могла являться пластическая деформация, сопровождавшая подъем мантийного вещества в зонах декомпрессии.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект «р\_поволжье\_a № 14-05-97001») и госконтракта «Модель образования месторождений хрома в офиолитовых комплексах Южного Урала». Автор благодарит И. А. Блинова (ИМин УрО РАН, г. Миасс) за проведение электронно-микроскопических исследований.*

## Литература

Гончаренко А. И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.

Перевозчиков Б. В., Булыкин Л. Д., Попов И. И., Орфаницкий В. Л. и др. Реестр хромитопроявлений в альпинотипных гипербазитах Урала. Пермь, 2000. 474 с.

Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / Под ред. Т. А. Смирновой, В. И. Сегаловича. М.: Недра, 1987. 166 с.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2008. 320 с.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Щапова Ю. В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 310 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 215 с.

Чернышов А. И., Юричев А. Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.

Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

*Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A.* Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia // *Economic Geology*. 1981. Vol. 76. P. 805–831.

*Grant K. J., Wood B. J.* Experimental study of the incorporation of Li, Sc, Al and other trace elements into olivine // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. Vol. 74. P. 2412–2428.

*Hock M., Friedrich G., Plueger W. L., Wichowski A.* Refractory- and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines // *Mineralium Deposita*. 1986. Vol. 21. P. 190–199.

*Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F., Mercier J. C.* Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics*. 1971. Vol. 12. P. 55–86.

*Poirier J.-P.* Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 1985. 287 p.

**Е. А. Бажин, Д. Е. Савельев**  
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа  
*bazhin\_evgeniy@mail.ru*

### **Особенности гранулометрического состава вкрапленных хромовых руд массива Средний Крака, Южный Урал**

Для мировой практики характерен повышенный интерес к обогащению бедных хромовых руд, увеличению извлекаемости полезных компонентов из хвостов обогащения и отвалов, а также комплексному использованию руд [Nafziger, 1982; Murthy et al., 2011]. В качестве примеров успешного использования низкоградных руд для получения высококачественных концентратов можно указать на опыт Китая, Турции или проект «Тяжелые пески Орегона» (США) [Elci, Malazgirt, 2013; Yorukoğlu, Delibaş, 2012].

Месторождения и рудопроявления хромовых руд массивов Крака на Южном Урале относятся к категории бедных (5–25 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Они представлены протяженными рудными зонами, сложены высокохромистыми рудообразующими хромитами и могут представлять интерес как дополнительный источник хрома. Вместе с тем, проведение полноценных поисково-разведочных работ на хромитовых объектах массивов Крака сдерживается по причине отсутствия определенного ответа об их обогатимости.

В предыдущих работах нами предложена двухступенчатая схема обогащения руд Саксей-Ключевской площади массива Крака, включающая предварительную рентгено-радиометрическую сепарацию фракции –100+50 мм с получением промежуточного продукта, содержащего, в среднем, 15–20 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , измельчение промпродукта до размерности –1 мм и гравитационное обогащение на концентрационных столах и винтовых сепараторах [Савельев и др., 2008]. Апробация данной схемы успешно проведена на объектах Северо-Апшакской площади, где в результате обогащения сырых руд с содержанием 10–13 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  получен концентрат с содержанием 45–48 % мас.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (данные ЗАО «ГДК Хром»).

Целью данной работы является определение гранулометрического состава руд Саксей-Ключевской площади петрографическими методами с использованием полученных данных в лабораторных экспериментах по гравитационному обогащению руд. Исследовались вкрапленные хромититы Ключевского и Саксейского

рудопроявлений и Шатранского месторождения, расположенных в пределах массива Крака, суммарные ресурсы которых определены примерно в 15 млн т руды при среднем содержании 5–11 % мас.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  [Шумихин и др., 1979ф].

Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в первичных рудах и концентратах определялось рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре VRA-30 (Германия) в ИГ УНЦ РАН (аналитики С. В. Мичурин, А. М. Мусина, Ф. Р. Валиева). Условия измерения: напряжение на аноде 30 кВ, ток 30 мА, материал анода – хром. Измерение проводили в вакууме с использованием кристалла  $\text{LiF}$  220, на аналитической линии хрома  $K\alpha_1$ . Предел обнаружения  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  составил 0.1 мас. %. Анализируемые пробы (5 г) предварительно истирали со связующим (ПВС-8) и прессовали при давлении 25–27 т на подложке из борной кислоты. Для измерения морфологических и размерных показателей зерен хромитов использована программа «Image Tool», которая позволяет в автоматическом режиме провести измерения ряда параметров [Белогуб, 2013]. Перед финальной обработкой изображений структуры в программе проведена их «подготовка»: выполнены серии снимков в отраженном свете на микроскопе «Полам Р-311», проведено их масштабирование, приведение к требуемому формату и разрешению. Получена таблица результатов измерений с указанием следующих параметров: площадь, периметр, длина по длинной и короткой оси и т. д. в пикселях. Далее рассчитывался масштаб и обрабатывались полученные данные.

Всего было изучено около 7000 зерен (Шатранское – 2400, Ключевское – 1000, Саксейское – 3500). По результатам измерений составлены два вида гистограмм. По оси абсцисс на диаграммах обоих типов отложены интервалы среднего диаметра окружностей, занимающих равную площадь с измеряемым зерном. По оси ординат в первом типе гистограмм была нанесена доля зерен той или иной размерности по отношению к общему количеству зерен (%). На гистограмме второго типа по оси ординат нанесена доля площади, занимаемой зернами той или иной размерности по отношению к суммарной площади зерен (%).

На гистограммах первого типа (рис. а) все объекты характеризуются резким преобладанием класса 0.05–0.2 мм (около 80 %) при почти равной доле классов 0.05–0.1 мм и 0.1–0.2 мм. На Ключевском преобладает класс 0.1–0.2 мм (38.7 %) против 34.5 % для класса 0.5–0.1 мм, далее от класса 0.3 до 0.6 мм уменьшается количество зерен от 13 до 1 %, более крупные хромиты встречаются в виде единичных зерен. На Шатранском месторождении зерна со средним сечением 0.05–0.1 мм незначительно доминируют, далее резко уменьшается содержание хромитов более крупных классов. В пределах Саксейского проявления распространены зерна 0.05–0.1 мм (50 %), класс 0.1–0.2 мм составляет >40 %, на зерна размером 0.2–0.3 мм приходится 9 %, а класс 0.3–0.6 мм составляет не более 2.5 %; более крупные хромиты во вкрапленных рудах не встречаются.

На гистограммах второго типа фракционный состав рудных минералов существенно меняется (рис. б). Самые распространенные зерна размером 0.05–0.1 мм на Шатранском месторождении и Ключевском проявлении слагают не более 4.5 % от общей площади хромитов в аншлифе, 95 % площади сложено зернами классов 0.2–1.0 мм при незначительном доминировании зерен размером 0.3 мм. В образцах Шатранского месторождения два зерна диаметром 1.6 мм по площади равны почти 1000 зерен класса 0.05–0.1 мм. На Саксейском месторождении почти 85 % площади хромитов сложено зернами размером 0.2–0.6 мм, зерна класса 0.05–0.1 мм занимают 15 % от общей площади хромитов.

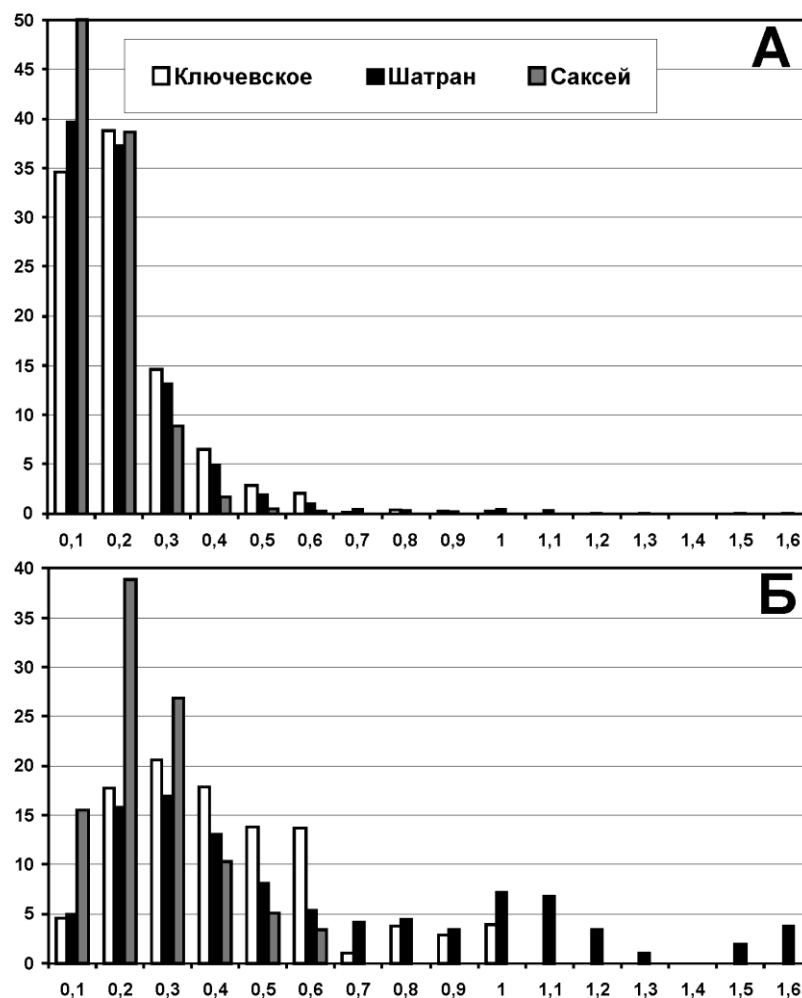


Рис. Распределение рудообразующих хромитов по фракциям на месторождениях и рудопроявлениях Саксей-Ключевской площади массива Средний Крак.

А) по оси ординат отложено относительное количество зерен (%) определенной фракции, Б) по оси ординат отложена относительная площадь (%), занимаемая зернами определенной фракции.

Данные по гранулометрическому составу руд, полученные петрографическим методом, сопоставлены с результатами обогащения сырых бедных руд на винтовом шлюзе ВШ-5. Для хромитовых концентратов был установлен фракционный состав, представленный в таблице, из которой видно, что более 50 % концентратов представлено фракцией 0.10–0.25 мм. Фракции <0.1 и 0.25–0.5 играют равную роль либо преобладают более крупные, что вполне согласуется с результатами гранулометрических измерений в аншлифах.

Т а б л и ц а

**Фракционный состав хромитовых концентратов, %**

Объект	№ пробы	менее 0.1 мм	0.1–0.25 мм	0.25–0.5 мм
Саксейское	СК-423-Б (02)	16.61	68.49	14.90
Саксейское	СК-1870-Б (02)	17.27	59.01	23.72
Саксейское	СК-1108-Б (02)	9.13	67.65	23.22
Ключевское	СК-1881-Б (02)	12.20	54.30	33.50
Шатранское	СК-1114-Б (02)	5.95	56.51	37.54
Шатранское	СК-1872-Б (02)	6.36	51.74	41.91

Содержание оксида хрома в исходных пробах составляло от 4.55 до 8.1 мас. %. Концентраты наиболее высокого качества были получены из руд Шатранского месторождения и Ключевского рудопроявления. В обоих вариантах (фракции –1.0 мм и –0.5 мм) содержание  $Cr_2O_3$  в концентрате составило 43.79–48.51 мас. % [Савельев и др., 2014; Савельев, Бажин, 2015] при значительной вариации извлечения полезного компонента (45.05–76.86 %). Более низкие содержания  $Cr_2O_3$  получены в концентратах из проб, отобранных на участке Саксейского рудопроявления (26.05–43.55 мас. %) при извлечении  $Cr_2O_3$  37.72–72.51 %. Отношение  $Cr/Fe$  в концентратах составляет 2.5–4, в хвостах обогащения содержание оксида хрома варьирует от 1.8 до 4.8 мас. %.

Таким образом, во вкрапленных хромовых рудах Саксей-Ключевской площади массива Крака на Южном Урале значительный объем хромитов сложен фракцией +0.1–0.5 мм, фракция –0.1 мм составляет около 5 % от общего объема. Вместе с тем, лабораторные исследования по обогащению на винтовом шлюзе показали, что измельчение руды до размерности –0.5 мм приводит к высвобождению значительной части рудных зерен из силикатной матрицы. В результате лабораторных исследований по гравитационному обогащению вкрапленных руд получены мелкозернистые концентраты с высоким содержанием оксида хрома (до 47–48 мас. %). Наилучшие результаты получены по рудам Шатранского месторождения и Ключевского рудопроявления.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект «р\_поволжье\_а № 14-05-97001») и госконтракта «Модель образования месторождений хрома в офиолитовых комплексах Южного Урала». Авторы признательны Т. Ф. Меньшиковой и руководству ЗАО «ГДК Хром» за содействие в полевых исследованиях и предоставленную информацию по кусковой РРС сепарации хромовых руд.*

**Литература**

Белогуб Е. В. Современные методы количественного минералогического анализа // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 228–231.

Савельев Д. Е., Бажин Е. А. Состав и текстурные особенности вкрапленных хромовых руд Саксей-Ключевской площади (массив Средний Крака, Южный Урал) // Известия АН РБ. Геология. 2015. № 21. С. 83–95.

Савельев Д. Е., Илалтдинов И. Я., Бажин Е. А. Перспективы освоения вкрапленных хромовых руд Саксейского участка (массив Средний Крака, Южный Урал) // Геологический сборник № 11. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 215–224.

*Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А.* Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2008. 320 с.

*Шумихин Е. А., Радченко В. В., Фаткуллин Н. А.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на известных проявлениях вкрапленных хромитовых руд по объекту «Участок Средний Крака». БТГФ. Уфа, 1979.

*Elci B., Malazgirt A.* Turkish progress and recent trends in chrome beneficiation // Mining Turkey Magazine. 2013. Is. 5. <http://www.miningturkeymag.com/arsiv/makalegoruntule/68>

*Murthy Y. R., Tripathy S. K., Kumar C. R.* Chrome ore beneficiation challenges and opportunities – A review // Minerals Engineering. 2011. Vol. 24. P. 375–380.

*Nafziger R. H.* A review of the deposits and beneficiation of lower-grade chromite // Journal of the South African Institute of Mining and Metallurgy. 1982. P. 205–226.

*Yorukoğlu A., Delibaş O.* Mineral potential of Turkey // Mining Turkey Magazine. 2012. Vol. 2. [www.madencilik-turkiye.com](http://www.madencilik-turkiye.com)

**К. С. Поздеева, А. И. Чернышов**

*Национальный исследовательский*

*Томский государственный университет, г. Томск*

*ksupoz1992@gmail.com*

### **Геохимические особенности ультрамафитов и хромититов Харчерузского массива (Полярный Урал)**

Харчерузский ультрамафитовый массив является фрагментом офиолитовой ассоциации Полярного Урала [Шмелев, 1991]. Он располагается южнее ультрамафитового массива Сьум-Кеу, от которого отделен метаморфизованными габбро-амфиболитами. Массив сложен преимущественно рестирированными дунитами и их серпентинизированными разностями. Среди дунитов редко встречаются реликтовые участки гарцбургитов. Целью настоящего исследования является выявление геохимической неоднородности дунитов, гарцбургитов и хромититов массива в образцах, отобранных в процессе проведения полевых работ.

Дуниты неравномерно пластически деформированы. С возрастанием степени их деформации происходит уменьшение размеров зерен оливина, они приобретают неоднородное погасание, появляются полосы пластического излома, возрастает роль синтетектонической рекристаллизации, нередко происходит раскалывание зерен оливина по спайности (010). По совокупности и интенсивности проявления признаков пластической деформации в Харчерузском массиве выделяются следующие главные петроструктурные типы ультрамафитов: мезогранулярный → порфирукластовый → мозаичный, которые неоднократно отмечались в перидотитах офиолитовых комплексов [Nicolas, Poigier, 1976; Гончаренко, 1989; Шмелев, 1991; Чернышов, 2001]. Наибольшим распространением пользуются порфирукластовые дуниты, которые возникают за счет исходных протогранулярных, результаты исследования которых приводятся ниже.

Неоднородность состава ультрамафитов и ассоциирующих с ними хромититов, выявленная по петрографическому составу, подтверждается распределением в них редкоземельных элементов на бинарных диаграммах (рис.). При построении диаграмм



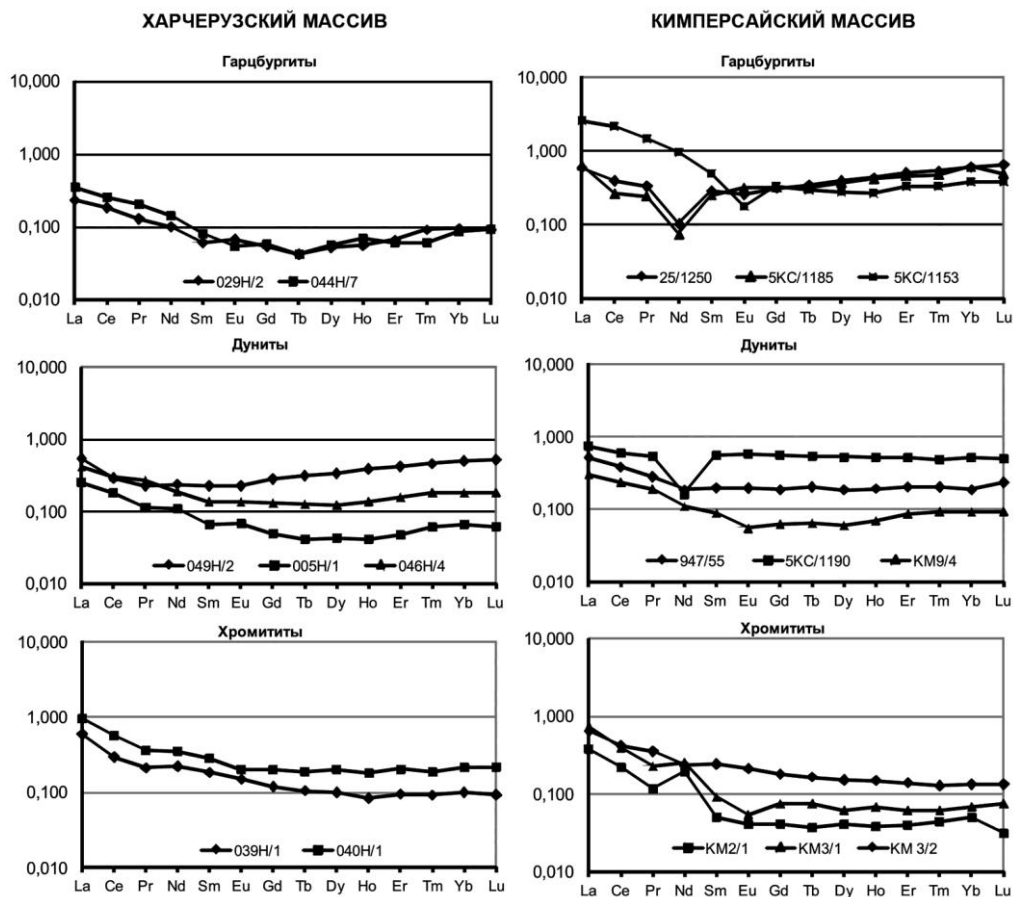


Рис. Распределение содержаний редкоземельных элементов в дунитах, гарцбургитах и хромититах Харчерузского и Кимперсайского массивов.

Образцы Харчерузского массива, гарцбургиты: 029Н/2 – мезогранулярные, 044Н/7 – порфиро-клас-то-вые; дуниты: 049Н/2 – протогранулярные, 005Н/1 – мезогранулярные, 046Н/4 – мозаичные; хромититы: 039Н/1 – вкрапленные, 040Н/1 – сливные. Образцы Кимперсайского массива, гарцбургиты: 25/1250, 5КС/1185, 5КС/1153 – порфиро-клас-то-вые; дуниты: 5КС/1190 – мезогранулярные, 947/55 – порфиро-клас-то-вые, КМ 9/4 – мозаичные; хромититы: КМ 2/1 – вкрапленные, КМ 3/1, КМ 3/2 – сливные. Концентрации элементов нормированы к хондриту по [Boyn-ton, 1984].

использованы результаты неопубликованных 25 оригинальных анализов пород и руд, полученных в процессе выполнения тематических работ.

*Редкоземельные элементы (РЗЭ).* Исследуемые мезогранулярные и порфиро-клас-то-вые гарцбургиты Харчерузского блока имеют очень близкое распределение редкоземельных элементов (см. рис.). Они характеризуются более высокими концентрациями легких элементов с постепенным уменьшением к средним. Средние и тяжелые элементы имеют примерно равные содержания с незначительным накоплением последних. Исследованные гарцбургиты Кимперсайского массива имеют порфиро-

кластовую структуру и заметно отличаются по распределению РЗЭ. Для них характерны значительные вариации содержаний легких элементов, которые также постепенно уменьшаются к средним с проявлением отчетливого Nd минимума. Минимальные содержания РЗЭ в гарцбургитах Кимперсайского массива близки таковым в гарцбургитах Харчерузского блока. Средние и тяжелые элементы в гарцбургитах Кимперсайского массива отличаются повышенными концентрациями РЗЭ и слабой тенденцией накопления к последним.

Дуниты и гарцбургиты характеризуются близкими концентрациями легких РЗЭ и аналогичным распределением с уменьшением легких элементов (см. рис.). Для средних и тяжелых РЗЭ отмечается близкое распределение со слабым накоплением последних. Концентрации средних и тяжелых элементов в дунитах с разной степенью пластического деформирования заметно отличаются. Их максимальные концентрации отмечаются в протогранулярных дунитах, средние – в мезогранулярных и минимальные – в мозаичных. Таким образом, с увеличением степени пластического деформирования дунитов происходит их обеднение средними и тяжелыми РЗЭ. Аналогичное распределение РЗЭ отмечается и для дунитов Кимперсайского массива. При этом в нем содержания элементов также определяются степенью пластического деформирования дунитов. В ряду деформационных типов мезогранулярный → порфирокластовый → мозаичный уменьшаются концентрации РЗЭ, что, вероятно, связано с их большей степенью рестирования и, возможно, с последующими наложенными пластическими деформациями.

Хромититы имеют близкие концентрации и характер распределения РЗЭ с дунитами мезогранулярного типа (см. рис.). При этом для хромититов характерны одинаковые концентрации средних и тяжелых элементов. Для вкрапленных хромититов отмечаются пониженные концентрации элементов. Для хромититов Кимперсайского массива отмечается аналогичный характер распределения РЗЭ, что и для Харчерузского блока, однако они нередко содержат меньшие концентрации средних и тяжелых элементов. При этом вкрапленные руды также обеднены РЗЭ.

*Редкие элементы.* Анализ спектра редких элементов в исследуемых породах Харчерузского блока показал, что распределение одних, очевидно, отражает различное происхождение пород и их эволюционную направленность, другие – имеют близкие содержания, возможно связанные с низкими их содержаниями на грани чувствительности анализа. Для сравнения приводятся анализы редких элементов из гарцбургитов, дунитов и хромититов Кимперсайского массива (табл.). Наиболее значительные содержания и их вариации отмечаются для Ni. Максимальные содержания Ni установлены для гарцбургитов, они снижаются к дунитам и значительно уменьшаются в хромититах. В Кимперсайском массиве содержания Ni в дунитах и гарцбургитах практически идентичны и соответствуют среднему содержанию элемента в этих породах Харчерузского блока.

Содержания Co в дунитах и гарцбургитах Харчерузского блока и массива Кимперсай близки. В хромититах Харчерузского блока содержание Co снижается незначительно, однако хромититы массива Кимперсай им заметно обеднены. Распределение Ti, V и Zn в исследуемых породах также близко (см. табл.). От гарцбургитов к дунитам возрастают концентрации этих элементов, а их максимальные содержания наблюдаются в хромититах. В дунитах и гарцбургитах Кимперсайского массива содержания этих элементов близки и сопоставимы с их концентрациями в дунитах Харчерузского блока (см. табл.). Хромититы Кимперсайского массива отличаются лишь незначительным возрастанием этих элементов по отношению к дунитам и гарц-

Т а б л и ц а

**Распределение редких элементов в ультрамафитах, хромититах  
Харчерузского и Кимперсайского массивов (мг/т)**

Эле- менты	Кимперсайский массив			Харчерузский массив		
	Гарцбургиты	Дуниты	Хромититы	Гарцбургиты	Дуниты	Хромититы
Ni	$\frac{2703-3111}{2907}$	$\frac{1733-2448}{2167}$	$\frac{1028-1097}{1063}$	$\frac{2495-2657}{2592}$	$\frac{2439-2707}{2564}$	$\frac{431-1927}{1099}$
Co	$\frac{111-121}{116}$	$\frac{103-126}{118}$	$\frac{86-90}{88}$	$\frac{98-111}{107}$	$\frac{102-114}{108}$	$\frac{17-50}{27}$
Ti	$\frac{20-22}{21}$	$\frac{36-181}{118}$	$\frac{524-732}{628}$	$\frac{46-159}{104}$	$\frac{36-217}{106}$	$\frac{66-228}{147}$
V	$\frac{6.5-29}{18}$	$\frac{18-54}{38}$	$\frac{199-243}{221}$	$\frac{24-38}{32}$	$\frac{17-37}{26}$	$\frac{83-218}{147}$
Zn	$\frac{38-41}{39}$	$\frac{40-57}{49}$	$\frac{138-142}{140}$	$\frac{32-42}{36}$	$\frac{29-43}{36}$	$\frac{13-46}{29}$
Cu	$\frac{4.7-5.0}{4.9}$	$\frac{7.1-53}{25.8}$	$\frac{6.6-7.4}{7.0}$	$\frac{6.8-19}{11.5}$	$\frac{8.2-18}{13.7}$	$\frac{2.0-9.1}{4.7}$
Sc	$\frac{3.8-9.4}{6.6}$	$\frac{3.5-11}{8.8}$	$\frac{3.7-3.8}{3.7}$	$\frac{5.3-11}{8.6}$	$\frac{5.6-8.2}{7.0}$	$\frac{1.9-3.2}{2.5}$
Ga	$\frac{0.3-0.7}{0.5}$	$\frac{0.5-0.8}{0.7}$	$\frac{4.1-8.1}{6.1}$	$\frac{0.4-0.8}{0.6}$	$\frac{0.4-0.8}{0.5}$	$\frac{1.3-3.5}{2.4}$
Be	$\frac{0.01-0.05}{0.03}$	$\frac{0.02-0.05}{0.03}$	$\frac{0.01-0.02}{0.02}$	$\frac{0.01-0.07}{0.04}$	$\frac{0.02-0.07}{0.05}$	$\frac{0.01-0.07}{0.03}$
Cs	$\frac{0.02-0.18}{0.10}$	$\frac{0.03-0.05}{0.04}$	$\frac{0.02-0.04}{0.03}$	$\frac{0.02-0.12}{0.06}$	$\frac{0.03-0.12}{0.07}$	$\frac{0.01-0.03}{0.02}$

П р и м е ч а н и е. Числитель – минимальные и максимальные содержания элементов, знаменатель – средние.

бургитам. Cu, Sc, Ga, Be и Cs характеризуются низкими концентрациями и незначительными вариациями (см. табл.). Дуниты и гарцбургиты Харчерузского блока и Кимперсайского массива обнаруживают близкие содержания этих элементов. В хромититах уменьшаются концентрации Cu и Sc и увеличиваются – Ga.

Таким образом, установлены разные содержания большинства редких элементов в гарцбургитах и дунитах Харчерузского блока по сравнению с дунитами и гарцбургитами Кимперсайского массива (в последнем они практически идентичны). Такие различия, очевидно, отражают высокую степень их высокотемпературного пластического деформирования, способствующего перераспределению этих элементов. Хромититы концентрируют редкие элементы по сравнению с вмещающими дунитами и гарцбургитами. При этом отчетливо наблюдаются наиболее высокие концентрации Ti, V и Zn и частично других элементов для хромититов Харчерузского блока, что связано с более интенсивным метаморфизмом их вмещающих пород.

### Литература

Гончаренко А. И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 398 с.

*Чернышов А. И.* Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Изд-во Чародей, 2001. 216 с.

*Шмелев В. Р.* Гипербазиты массива Сыум-Кей (Полярный Урал). Структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург, 1991. 79 с.

*Boynnton W. V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // in: P. Henderson (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.

*Nicolas A., Poirier J. P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks // New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.

**А. Н. Юричев**

*Национальный исследовательский  
Томский государственный университет, г. Томск  
juratur@sibmail.com*

### **Минералогические особенности офиолитовых ультрабазитов как критерии оценки их потенциальной хромитонности**

К настоящему времени известно, что все месторождения и рудопроявления хромитов приурочены непосредственно к ультрамафитовым и частично мафит-ультрамафитовым массивам. Поэтому вопрос о способе формирования и концентрации в них хромитового оруденения, а также разработка критериев хромитонности данных объектов имеет первостепенное практическое значение. Среди геолого-промышленных типов месторождений хрома выделяются: стратиформные месторождения в расслоенных ультраосновных массивах платформенных областей, месторождения подиформных ультраосновных массивов складчатых поясов и, имеющие ограниченное распространение, россыпные месторождения (доля в общем балансе мировых запасов – 0.1 %).

Стратиформные массивы размещаются на древних архейско-протерозойских щитах и приурочены к зонам глубинных разломов, возникающих в этап постплатформенной тектоно-магматической активизации. Они являются ведущими в мировом масштабе: на их долю приходится почти 82 % мировых разведанных запасов хромитовых руд и около 80 % мировой добычи товарной руды. Эти месторождения отличаются значительными запасами, но, в большинстве случаев, руды в них по своему составу являются низкосортными (среднехромистые железистого типа) и характеризуются более низким качеством, чем хромиты из ультрабазитов складчатых областей [Перевозчиков, 2011].

Месторождения подиформного типа пространственно и генетически связаны с офиолитовыми мантийными ультрабазитами, которые располагаются в виде поясов и выявлены в пределах складчатых областей различного возраста (от палеозоя до кайнозоя). В общем балансе мировых запасов хромитовых руд доля их относительно невелика (16.5–17.0 %), однако в России именно они имеют важнейшее значение, являясь объектами добычи высококачественных хромитовых руд, пригодных для использования в металлургической промышленности. Помимо этого, внимание к объектам данного типа резко возросло после распада СССР, когда крупнейшие в мире хромитовые месторождения в офиолитовых комплексах Южного Урала отошли Казахстану, и Россия столкнулась с острым дефицитом хромитового сырья.

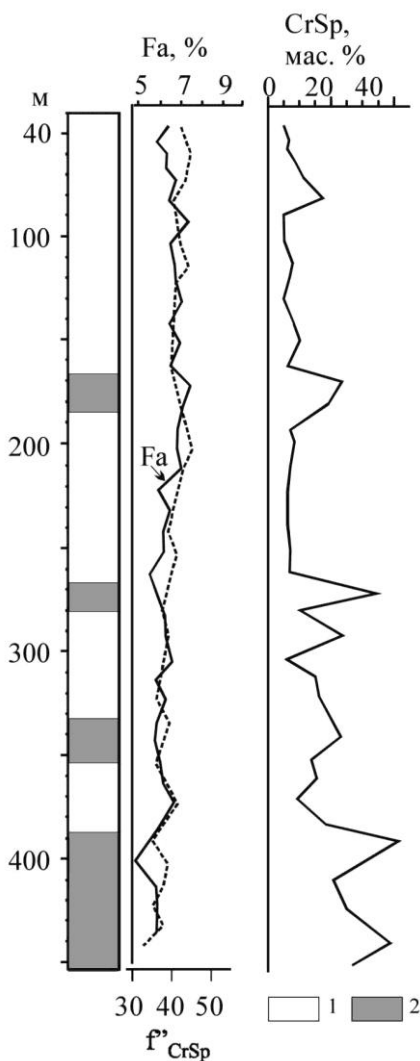


Рис. 1. Вариации состава сосуществующих оливина и хромшпинели в зависимости от концентрации хромшпинелидов и приближения к хромитоносным зонам в хромитит-дунитовой серии Кемпирсайского массива (Казахстан) (по данным [Чашухин, 2009]).

1 – дуниты; 2 – хромититы.

Минералогические критерии являются одними из важнейших среди локальных прогностических критериев, используемых для поисков хромитового оруденения в офиолитовых ультрабазитах. Они заключаются в закономерном изменении химического состава породообразующего оливина дунитов с приближением к рудным телам и изменении состава рудообразующего и аксессуарного хромшпинелида в зависимости от качественного состава месторождений хромовых руд.

В дунитах с повышенной концентрацией хромшпинелида железистость оливина опускается до 2–3 % фаялитовой молекулы. Отмечается тенденция снижения степени железистости оливина по мере приближения к хромитоносным зонам (рис. 1). Подобная минералогическая особенность для массивов Полярного Урала, наряду с показателем преломления  $N_g$  породообразующего оливина, также снижающегося по мере приближения к рудному телу, отмечалась ранее и была выделена в качестве поискового признака для скрытого хромитового оруденения, залегающего в первых десятках метрах от поверхности эрозионного среза [Макеев, Брянчанинова, 1999]. Состав хромшпинелидов законо-

мерно изменяется в зависимости от расстояния до основного рудного тела и густоты вкрапленности (для вкрапленных руд), а также от размеров рудного тела (для массивных и сливных руд).

Критерии сохранности оруденения и его качественного состава определяются характером пострудных процессов, затронувших массив ультрабазитов. К таким преобразующим агентам относятся метаморфизм и тектоническое дробление. С. В. Москалева [1974] рассматривала данные агенты в качестве главнейших факторов прогноза хромитоносности территории, основываясь на том, что при их интенсивном проявлении хромовые руды разубоживаются и уничтожаются. Однако проведенные позднее исследования не позволяют согласиться с таким выводом [Перевозчиков, Набиуллин, 2007; Юричев, 2013; Юричев и др., 2013].

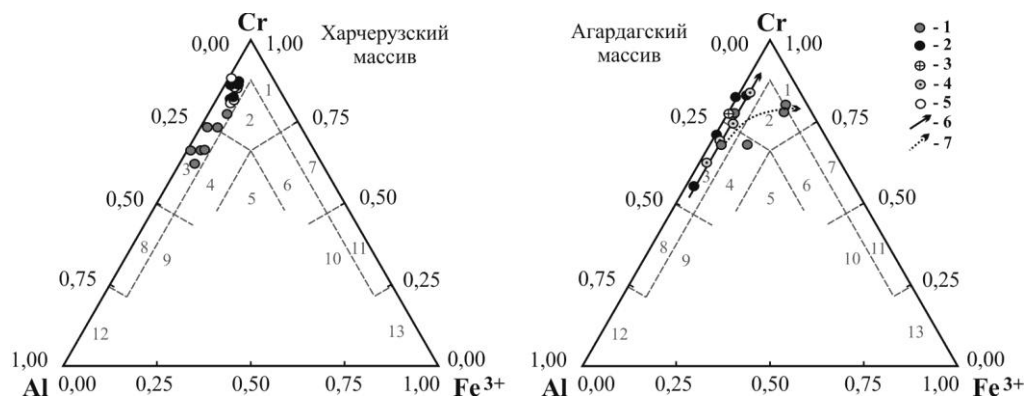


Рис. 2. Состав аксессуарных и рудных хромшпинелидов в породах Харчерузского (Полярный Урал, Россия) и Агардагского (Тыва, Россия) ультрамафитовых массивов и их зависимость от густоты вкрапленности на классификационной диаграмме Н. В. Павлова [1949].

1–5 – хромшпинелиды по степени вкрапленности: 1 – аксессуарные вкрапленные, 2 – густовкрапленные, 3 – нодулярные, 4 – сливные, 5 – густовкрапленные рассланцованные; 6 – тренд преобразования составов хромшпинелидов под действием высокобарического динамометаморфизма; 7 – тренд преобразования составов хромшпинелидов под действием наложенного прогрессивного регионального и локального метаморфизма. Шпинелиды: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит.

В настоящее время доказано, что метаморфизм рудных хромшпинелидов обусловлен, главным образом, кинетическим фактором, выражающимся в сокращении интенсивности и степени завершенности метаморфических процессов при увеличении густоты вкрапленности хромитового оруденения и размеров рудных тел [Пучков, Штейнберг, 1990]. Как показывают практические наблюдения, аксессуарные хромшпинелиды и бедновкрапленные руды интенсивно метаморфизуются [Юричев, 2013, 2015; Юричев и др., 2013]. При увеличении густоты вкрапленности, начиная со средневкрапленных руд, степень воздействия метаморфизма существенно понижается, а метаморфизм густовкрапленных и сливных руд выражается только в незначительном повышении железистости в краевых частях тел, при этом руды практически полностью сохраняют свой качественный состав и промышленные свойства. Данная особенность, с учетом степени воздействия наложенных метаморфических процессов, дает возможность впоследствии спрогнозировать состав и технологическую сортность скрытых рудных залежей по составу неизмененного аксессуарного хромшпинелида, который распространен в ультрамафитах наиболее широко.

Исследование изменения состава шпинелидов от «свежих» образцов к полностью преобразованным, а также изучение их зональных зерен позволяет проследить две эволюционные стадии их преобразования (рис. 2). Первая стадия связана с высокобарическим динамометаморфизмом и включает в себя процессы деформаций, скупывания океанической литосферы и ее аккреции на пассивную окраину континента, в результате чего происходит формирование крупных тектонических пластин, распространение складчато-надвиговых и шарьяжных дислокаций, линейных зон высокобарического метаморфизма. На данной стадии происходит вынос из шпинелидов Al,

Mg и Ti и накопление Cr, Fe и Mn. В результате выноса из рудных хромшпинелидов магния и значительного количества алюминия увеличивается их железистость и хромистость. Содержание хрома в метаморфизованных хромшпинелидах может увеличиваться до 15 мас. % и может достигать в рудах глиноземистого типа 57 мас. %, а в рудах высокохромистого типа – 64 мас. %. Таким образом, на первой стадии происходит естественное «облагораживание» хромшпинелидов.

Вторая стадия связана с процессами наложенного прогрессивного регионального и контактового метаморфизма и приводит к преобразованию, перекристаллизации хромшпинелидов с выносом из них Al, Mg и Cr при накоплении Mn и окислении закисного железа в окисное. Пострудный метаморфизм низких ступеней выражается, как правило, в серпентинизации вмещающих ультрабазитов с образованием лизардита. Качество руд при этом не претерпевает изменения и магнетит не образуется. При проявлении прогрессивного регионального или локального метаморфизма по вмещающим вкрапленное оруденение дунитам образуются серпентиниты антигортитового и хризотилового состава (штубахиты, войкариты и т. д.) с обильным выделением магнетита. Качество вкрапленных руд в зависимости от густоты вкрапленности (о чем говорилось выше) ухудшается вследствие образования на месте хромита его железистых разновидностей (феррохромит, хроммагнетит) и хлорита, вплоть до полной потери их промышленной ценности. При этом степень метаморфизма хромитовых руд будет резко возрастать при интенсивном тектоническом дроблении маломощных рудных тел, особенно, сложенных бедновкрапленными рудами.

Хромовые руды офиолитовых ультрабазитов характеризуются исключительно сложными условиями локализации, что затрудняет прогноз хромитового оруденения и оценку ресурсного потенциала. И хотя научные исследования последних нескольких десятилетий позволили изучить закономерности локализации хромитового оруденения и создать научную методическую основу для оценки ресурсного потенциала путем применения региональных и локальных критериев прогноза, относиться к последним надо с определенной осторожностью. Прогноз хромитового оруденения в любом случае носит вероятностный характер, и исключительное значение для его достоверности имеет степень изученности исследуемых ультрабазитовых массивов.

## Литература

- Макеев А. В., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
- Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Геологического института РАН, 1949. Вып. 103. 91 с.
- Перевозчиков Б. В. Тектоническая позиция хромитонных базит-ультрабазитовых комплексов Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 93–109.
- Перевозчиков Б. В., Набиуллин В. И. Методические основы оценки ресурсного потенциала хромовых руд офиолитовых ультрабазитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2007. № 4. С. 91–105.
- Пучков В. Н., Штейнберг Д. С. Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
- Чащухин И. С. Генетические типы хромитовых руд в альпинотипных ультрамафитах // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Мат. III Междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2009. С. 252–255.

*Юричев А. Н.* Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30–34.

*Юричев А. Н.* Калнинский ультрамафитовый массив Западного Саяна: рудная минерализация и ее генетическая природа // Известия ТПУ. 2015. Т. 326. № 2. С. 61–69.

*Юричев А. Н., Чернышов А. И., Кульков А. С.* Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия ТПУ. 2013. Т. 323. № 1. С. 130–136.

***К. А. Новоселов, Е. В. Белогуб, В. А. Котляров***  
*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*  
*Const31@yandex.ru*

### **Оолитовые железняки Синаро-Теченского месторождения (Зауралье)**

**Введение.** Значительная часть мировых запасов железа представлена стратиформными железными рудами. Возможно, это один из первых типов руд, использованных человечеством. Несмотря на то, что накопление железа в осадках наблюдается в некоторых современных обстановках (например, болотные руды железа), вопрос о генезисе стратиформных месторождений железа продолжает оставаться открытым [Петтиджон, 1981; Мейнард, 1985]. В рамках данного исследования была получена вещественная характеристика оолитовых железняков Синаро-Теченского месторождения (Зауралье). Месторождение было открыто в 1949 г. при поисках бокситов [Геология..., 1973]. В этом же году проведена предварительная разведка. Запасы в пределах разбуренной площади были оценены в 525 млн т.

**Опробование и методы.** Изученные пробы были отобраны из керна скважин, пройденных при оценке Коклановского W-Mo месторождения в 2013 г., и характеризуют лишь участок залежи оолитовых железняков. Методы исследования включали в себя рентгенофазовый анализ (Shimadzu XRD-6000, аналитик П. В. Хворов). Количественный пересчет осуществлен методом постоянных коэффициентов с использованием корундовых чисел, полученных в лаборатории Института минералогии УрО РАН при аналогичных условиях съемки. Оптическая и электронная микроскопия (СЭМ РЭММА-202М, аналитик В. А. Котляров) использовалась для характеристики минерального состава и структурно-текстурных особенностей руд. Химический состав рассмотрен на основе ICP-MS анализа (Agilent 7700X, аналитик К. А. Филиппова).

**Геология Синаро-Теченского месторождения.** Район месторождения сложен мезо-кайнозойскими отложениями, залегающими на палеозойском фундаменте. Рудный горизонт прослежен на 22.5 км по простиранию и на 15 км в широтном направлении и залегает почти горизонтально с небольшим пологим наклоном на восток на глубине от 77 до 121.8 м от поверхности. Максимальная мощность рудного пласта 8 м, средняя для месторождения – 2 м. Рудный пласт приурочен к верхней части сантон-компанских морских песчано-глинистых отложений и покрыт мощной толщей верхнего мела и палеогена. Железорудный горизонт, по-видимому, образовался в обширном заливе, открытом на север и северо-восток. На юге и юго-востоке он замещается песчаной (алевритовой) глиной, а западной границей является Колчедано-Коркинский поднятие [Конаныхин и др., 1989ф].



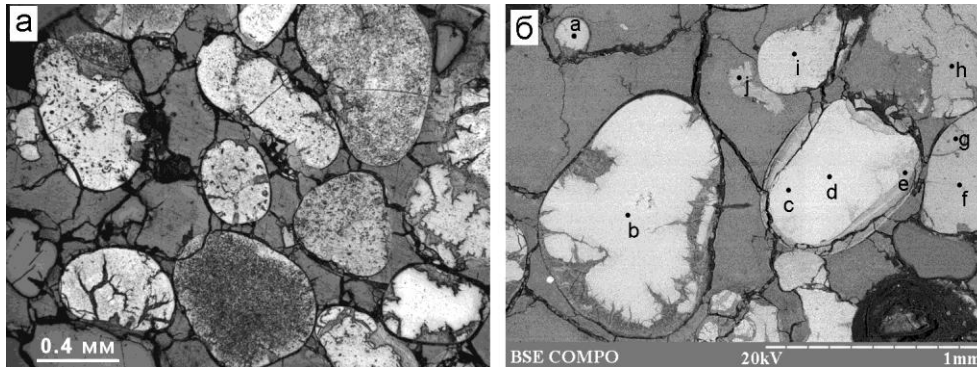


Рис. 1. Структура оолитовых железняков: а) отраженный свет; б) BSE-фото. Зональность ооидов обусловлена увеличением концентрации кремнезема. В матриксе, а также вдоль границы ооидов наблюдается трещиноватость.

В изученном разрезе мощность железорудного горизонта составляет 1.0–4.7 м. Здесь наблюдается следующая последовательность напластования пород (снизу вверх):

- скальные породы в верхней части палеозойского разреза представлены интенсивно выветрелыми серпентинитами (?). Выше них залегает базальный горизонт конгломератобрекчий с песчанисто-известковым цементом (мощность 0.5 м). Обломочный материал (20–30 % объема породы) представлен кристаллическими сланцами (70 % обломочного материала), лейкократовыми гранитами (до 20 %), раковинами и створками моллюсков размером до 1 см (5 %) и жильным кварцем (до 5 %). По краям обломков наблюдаются «оторочки» и пятна тонкозернистого пирита мощностью 2–3 мм. Редко встречаются обломки, полностью пропитанные пиритом;
- кварцевые пески и слабощементированные песчаники мощностью 22 м. На границе с железистым горизонтом отмечается присутствие кальцита;
- горизонт оолитовых железняков мощностью около 2.5 м, границы с боковыми породами нечеткие;
- клиноптилолит-опал-глинистые породы мощностью 20–30 м, в нижней части которых также появляется кальцит. Вышележащие породы представлены глауконит-содержащими осадками [Белогуб и др., 2015].

**Характеристика оолитовых железняков.** На месторождении выделяются три типа руд [Конаныхин и др., 1989ф]: 1) гетитовые, которые состоят на 50–60 % из плохо упорядоченного гетита, 5 % сидерита, опала и глинистых минералов; 2) сидерит-гетитовые, встречающиеся в виде маломощных прослоев, приуроченных преимущественно к кровле и подошве рудного пласта; и гетитовые руды с глауконитом. Месторождение относится к аятскому типу. Ближайшим аналогом является Мугайское месторождение в Свердловской области, где возраст оолитовых железняков датируется как сеноманский [Геология..., 1973].

Текстура гетитовых руд мелкооолитовая. Гидроксидно-железистые ооиды имеют близкую к сферической или овальную форму, редко деформированную, диаметром до 1.5 мм (рис. 1). Цемент характеризуется зеленоватым цветом, скрытокристаллическим строением. Как в ооидах, так и в цементе могут наблюдаться трещины синерезиса. Часто трещины окаймляют ооиды. Породы содержат примесь обломочного

материала (песчинки кварца, полевого шпата). Соотношение ооидов и цемента варьирует, в наиболее «конденсированных» оолитах (без примеси обломочного материала) оно составляет примерно 1:1.

По данным рентгеновского анализа частной пробы породы состоят из гетита (75 %), кварца, рентгеноаморфной фазы (опал+сметит), следов полевого шпата, сидерита и пирита. Электронно-микроскопическое изучение руд показало, что ооиды имеют преимущественно гетитовый состав, в то время как цемент представлен высокодисперсной смесью железистого опала и глинистых минералов. Оптическая зональность в ооидах, как правило, не заметна. Иногда наружная зона может быть промежуточной по составу между гетитом и опалом. Редкие выделения пирита представлены фрамбоидами диаметром до 50 мкм и единичными зёрнами размером до 100 мкм. Также в составе оолитов присутствуют единичные выделения сфалерита, галенита, халькопирита, монацита, оксидов титана размером до 50 мкм.

Химический состав оолитовых железняков следующий (%): Fe 31.66, SiO<sub>2</sub> 32.55, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4.43, TiO<sub>2</sub> 0.21, CaO 2.18, MgO 1.84, P 0.58, S 0.08, п.п.п. 11.48 [Геология ..., 1973]. Породы содержат повышенные (по отношению к кларку глинистых сланцев [Интерпретация..., 2001]) концентрации халькофильных и биофильных элементов (Zn, Ni, Pb, As, Mo, Ge, Sb, Bi, Te и P) и истощены в отношении литофильных (V, Cr, Ba, Sr, Nb, Zr, Li, Sn, Hf), что говорит о незначительной примеси обломочного материала и преимущественно хемогенном генезисе (рис. 2). В распределении химических элементов между ооидами и матриксом намечаются следующие закономерности: в матриксе концентрируются Na<sub>2</sub>O, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, CaO, связанные с глинистыми минералами, карбонатами и сульфидами; ооиды обогащены P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, FeO\*, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; поведение CaO и TiO<sub>2</sub> неоднозначно.

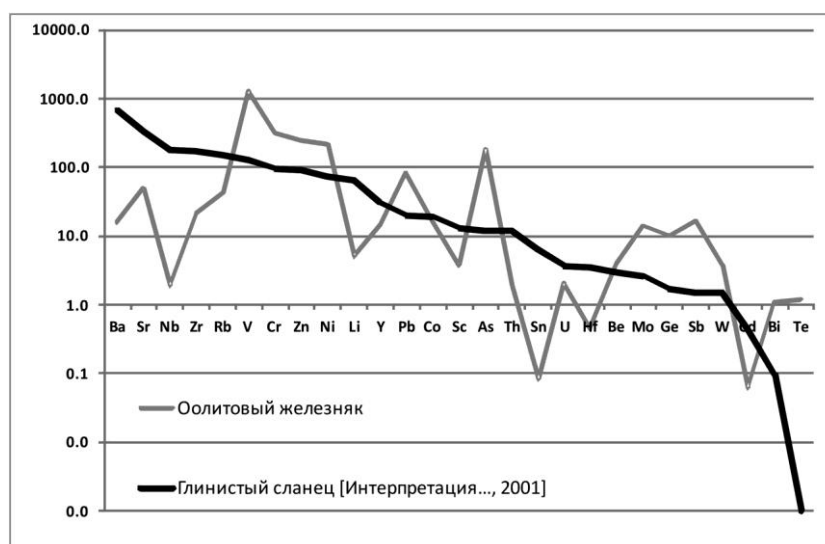


Рис. 2. Геохимический спектр оолитового железняка Синаро-Теченского месторождения. Для сравнения приведен геохимический спектр глинистых сланцев [Интерпретация..., 2001].

**Выводы.** Оолитовые железняки, локализованные в нижней части мощной толщи морских мезо-кайнозойских отложений, в разрезе коррелируют с периодом накопления карбонатного материала; слои, обогащенные глауконитом и клиноптилолитом, залегают выше. В составе железняков преобладают гетит и опал; гетит образует ооиды, опал с примесью глинистых минералов – матрикс; акцессорные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, монацитом, содержание детритового материала незначительно. Тектурно-структурные особенности позволяют предположить образование породы в результате коагуляции геля.

*Работы выполнены по государственной бюджетной теме Института минералогии УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем» и в рамках проекта № 15-11-5-23 Президиума РАН. Авторы благодарны руководству ООО «Уралмедь-союз» за предоставленный керновый материал.*

#### Литература

- Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Паленова Е. Е., Хворов П. В.* Минералогия вскрышных пород Коклановского W-Мо месторождения (Южный Урал) // Минералогия. 2015. № 2. С. 77–84.
- Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская, Курганская области. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1973. 632 с.
- Интерпретация геохимических данных / Складов Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В. и др. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Конаныхин А. С., Бирючева В. В., Семенов А. Л. и др.* Отчет о поисковых работах на вольфрам-молибденовые руды в пределах Улугушской площади в 1987–89 гг. Курган, 1989ф. 160 с.
- Мейнард Дж.* Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 360 с.
- Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.