

полосчатые сланцеватые текстуры, лепидогранобластовые и лепидонематогранобластовые структуры. Полосчатость обусловлена распределением чешуйчатых минералов, кварц-альбитовых ассоциаций. Амфибол светло-зеленой окраски (в глаукофановых сланцах фиолетовой окраски), местами корродирован кварцем и альбитом. Гранат также замещается чешуйками хлорита. Акцессорный минерал представлен титанитом; рудные минералы представлены пиритом и магнетитом.

В районе устья р. М. Харбей встречаются эпидот-амфибол-альбит-хлоритовые (108-08), хлорит-амфиболовые (109-08) и амфиболовые сланцы (100-8, 16-12). Они переслаиваются со сланцеватыми амфиболитами и имеют мощность от 20 см до 2-3 м. Структура нематогранолепидобластовая, лепидонематобластовая и нематобластовая, текстура сланцеватая неяснополосчатая. В хлорит-амфиболовом сланце хлорит обособляется в прослой до 0,2 -0,5 мм и обуславливает сланцеватость породы. Амфибол практически бесцветный, слагает пространство между прослоями хлорита и не имеет определенной ориентировки. Амфиболовые сланцы практически полностью состоят из тускло зеленого амфибола. В качестве второстепенных минералов встречаются эпидот и гранат (до 1-3%). Рудный минерал представлен пиритом.

На диаграмме А.А. Предовского эпидот-амфибол-альбит-хлоритовый сланец попал в поле туффитов с основным и ультраосновным и материалом, а хлорит-амфиболовый сланец в поле смешанных продуктов глубокого выветривания основных и ультраосновных пород. Амфиболовые сланцы четко занимают область базитов. Глаукофановый сланец по составу близок к мелкоочковым амфиболитам, поэтому субстратом для них служили одни и те же породы – базиты.

**Гнейсы.** В пределах харбейского комплекса распространены биотит-амфиболовые (116-6), амфибол-биотит-эпидотовые (16-6), хлорит-амфибол-эпидот-мусковитовые (112-5), гранатовые двуслюдяные (16-2) плагиогнейсы. Биотит-амфиболовые гнейсы переслаиваются с массивными и слабосланцеватыми амфиболитами и имеют мощность от 10 см до 2 м. Хлорит-амфибол-эпидот-мусковитовые гнейсы переслаиваются со сланцеватыми амфиболитами.

Биотит – амфиболовые плагиогнейсы на диаграмме А. А. Предовского занимают область граувакк, а на диаграмме А. Симонена – пограничную область между пелитами и псаммитами со средними изверженными породами. Наиболее проблематичными в определении первичного состава являются остальные плагиогнейсы, которые попадают в область перекрытия осадочных и изверженных пород. Предшественники склонялись к их терригенной природе (Душин, 1983).

Таким образом, амфиболиты харбейского комплекса образовались по базитам. Сланцеватость, полосчатость, переслаивание с плагиогнейсами и сланцами, а также распространенность их на большой территории указывают на вулканогенную природу большинства мафитов. Наличие терригенной формации, а также продуктов выветривания основных и ультраосновных пород наталкивают на мысль об образовании пород харбейского комплекса близкое к переходному континент-океан. Различие амфиболитов в химическом составе может указывать их возникновение в несколько отличительных геодинамических обстановках, определение которых требует дальнейшего изучения этих пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. – 213 с. ил.

Душин В. А., Макаров А. Б., Сычева Э. А., Исаков Р. А. О формационной принадлежности метаморфитов харбейского гнейсо-амфиболитового комплекса // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. темат. сб. – Свердловск: СГИ, 1983.

Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970.

Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, early archean suprakrustal rocks in southwestern Finland, Bull, Comm, Geol, Finlande, 160,1953.

### **ЗОНАЛЬНОСТЬ ДУНИТОВОГО БЛОКА И РУДНОЙ ЗАЛЕЖИ СОПЧЕОЗЕРСКОГО ХРОМИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МОНЧЕПЛУТОН)**

Мокрушин А.В.<sup>1</sup>, Смолькин В.Ф.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>-Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, fedotov@geoksc.apatity.ru

<sup>2</sup>-Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского, г. Москва

Дунитовый блок, вмещающий Сопчеозерское месторождение хрома, находится в зоне сочленения северо-восточной и восточной камер Мончеплутона. Он имеет неправильную конфигурацию и сложное внутреннее строение, обусловленное наличием серий тектонических зон. Вертикальная мощность Дунитового блока варьирует по данным бурения от 100 до 700 и более метров, увеличиваясь на юго-восток. В северо-

восточной части значительная часть блока была эродирована и перекрыта мореной. Породы Дунитового блока и руды месторождения представляют собой закономерный член общего разреза Мончеплутона, однако их положение было нарушено в результате многократных постинтрузивных тектонических подвижек (Смолькин и др., 2004).

Хромитовое месторождение расположено в юго-западной части Дунитового блока и представляет собою пологопадающее линзовидно-пластовое тело длиной до 1100 м и шириной от 160 м до 260-280 м и простирается на юго-восток  $140^\circ$  (рис. 1). С глубиной (на юго-восток) вертикальная мощность рудной залежи постепенно увеличивается от 3 до 18 м. Максимальная мощность его достигает 30-34 м, реже почти 50 м. В северо-западной части месторождения наблюдается выход рудного пласта, перекрытый рыхлыми моренными отложениями с корой выветривания в основании. Залежь постепенно погружается в юго-восточном направлении до глубины 250 м, далее залежь расщепляется на два тела, разделенные слоем дунитов мощностью 90 м, и ее погружение сменяется воздыманием. На юго-восточном фланге месторождения часть основной рудной залежи, взброшена по диагональному разлому на 100-200 м, и имеет второй выход хромитов под моренные отложения.

Для вмещающих месторождение пород В.Ф. Смолькиным и Ж.А. Федотовым (Смолькин и др., 2004) установлена четко выраженная зональность: при движении на северо-запад дуниты, залегающие на глубине, сменяются плагиодунитами и, затем, ближе к дневной поверхности, залегают плагиогарцбургиты с участками неправильной формы оливиновых меланократовых норитов. Изменение состава пород связано с постепенным увеличением в них содержания ортопироксена, а также плагиоклаза.

Для изучения вопроса связи между латеральной сменой пород Дунитового блока и составом хромита рудной залежи были исследованы неизменные хромиты (165 анализов) из рудных пересечений ряда скважин. Анализы хромитов были определены на микронзондовом анализаторе «Самеса MS46» в Геологическом институте КНЦ РАН (г.Апатиты). Состав хромитов пересчитаны на формульные, минимальные количества и главные коэффициенты для последующего построения диаграмм и статистической обработки в программе «Statistica 6.0» (табл. 1).

Исследуемые рудные хромиты месторождения относятся к магно-хромиту, однако наблюдаются существенные вариации в изоморфном ряду шпинель – хромит. При переходе от дунитов к гарцбургитам наблюдается смещение состава хромита в сторону увеличения содержания шпинелевого компонента. В первую очередь это обусловлено изоморфным замещением  $Cr^{3+}$  на  $Al^{3+}$  в структуре хромита (рис. 2). Содержание двухвалентных элементов ( $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ ) в хромитах рудной залежи практически остается постоянным, кроме незначительных вариаций, отмеченных для плагиодунитов и плагиогарцбургитов.

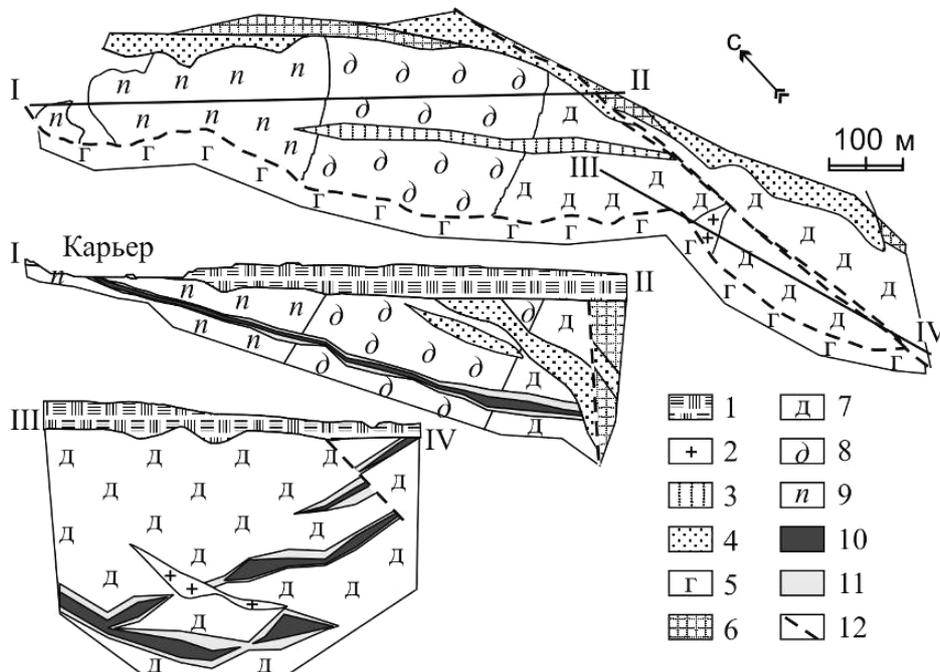


Рис. 1. Геологический план и продольные разрезы Сопчезерского месторождения.

1 – моренные отложения; 2 – жилы микрогранитов; 3 – дайки ортопироксенитов-норитов и крупнозернистых габбро-норитов; 4 – дайки микрогаббро, габбро-диоритов; 5 – габбро-анортозиты Мончетундровского массива; 6 – безрудные ультрабазиты Дунитового блока; 7-9 – рудосодержащие дуниты (7), плагиодуниты (8) и плагиогарцбургиты (9) Дунитового блока; 10-11 – богатые (10) и бедные (11) хромитовые руды; 12 – тектонические нарушения.

Таблица 1. Изменение химического состава рудного хромита Сопчеозерского месторождения по латерали

компоненты	вмещающая руда породы		
	дунит, N=34	пироксеновый дунит, N=82	гарцбургит, N=49
Mg <sup>2+</sup> , ф.к.	<u>0,65</u> 0,43-0,77	<u>0,69</u> 0,48-0,8	<u>0,66</u> 0,51-0,81
Fe <sup>2+</sup> , ф.к.	<u>0,35</u> 0,22-0,56	<u>0,31</u> 0,19-0,51	<u>0,34</u> 0,18-0,47
Cr <sup>3+</sup> , ф.к.	<u>1,54</u> 1,42-1,56	<u>1,48</u> 1,36-1,56	<u>1,43</u> 1,26-1,53
Al <sup>3+</sup> , ф.к.	<u>0,42</u> 0,39-0,45	<u>0,44</u> 0,38-0,46	<u>0,49</u> 0,38-0,59
Fe <sup>3+</sup> , ф.к.	<u>0,03</u> 0,01-0,15	<u>0,07</u> 0,01-0,19	<u>0,1</u> 0,01-0,26
Cr/(Cr+Al), %	<u>78,39</u> 76,22-79,22	<u>77,23</u> 75,87-78,9	<u>74,55</u> 68,17-80,02
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> ), %	<u>64,91</u> 43,57-78,06	<u>69,1</u> 48,78-81	<u>66,41</u> 51,85-81,39
Fe <sup>3+</sup> /(Cr+Al+Fe <sup>3+</sup> ), %	<u>1,38</u> 0,1-7,62	<u>3,37</u> 0,11-9,51	<u>5,07</u> 0,44-13,37
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	<u>794,52</u> 714,81-802,53	<u>774,68</u> 711,18-804,05	<u>735,57</u> 647,1-774,96
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	<u>217,97</u> 192,59-234,8	<u>227,93</u> 201,08-239,82	<u>251,88</u> 193,06-302,1
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	<u>7,59</u> 0,97-39,63	<u>17,51</u> 0,58-49,77	<u>25,97</u> 2,84-70,13
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	<u>6,46</u> 3,98-9,95	<u>7,13</u> 2,63-12,35	<u>11,94</u> 5,03-28,54

Примечание: В числителе указано среднее значение, в знаменателе – предельные значения. N - количество химических анализов. Жирным выделены значения, имеющие статистически достоверное отличие (p уровень <0,05).

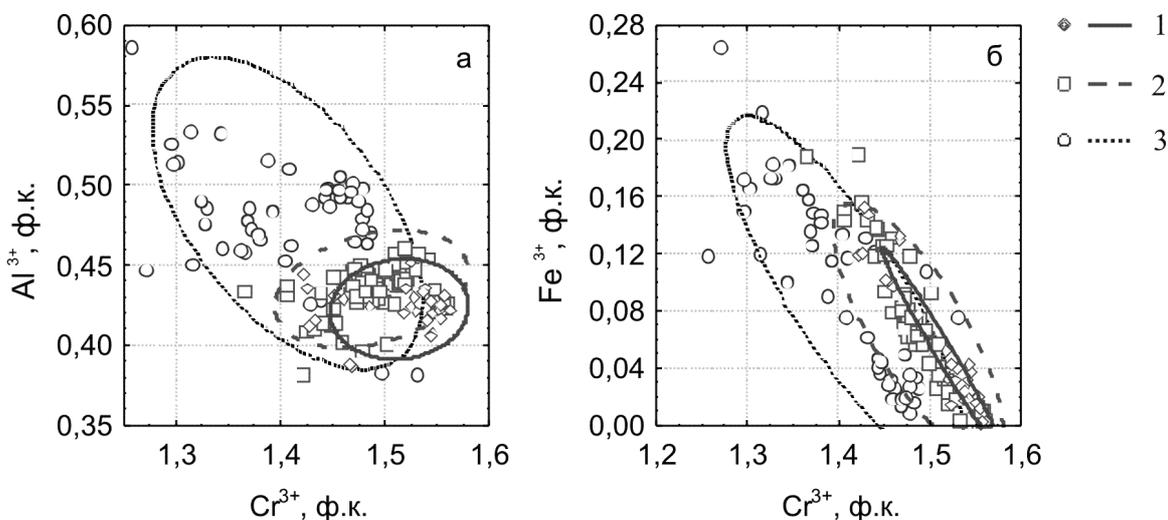


Рис. 2. Изменение состава рудных хромитов Сопчеозерского месторождения по латерали рудной залежи.

1 – дуниты; 2 – пироксеновые дуниты; 3 – плагиодуниты, гарцбургиты. На графиках показаны доверительные эллипсы (95% доверия).

Хромиты рудной залежи, связанные с дунитами, отличаются низким и относительно стабильным содержанием Fe<sup>3+</sup> (магнетитового минала) (табл. 1). На основе изучения содержания элементов-примесей в хромитах статистически значимые вариации по содержанию в хромите были установлены только для Ti<sup>4+</sup>. При переходе от дунитов к гарцбургитам увеличивается содержание ильменитового компонента (табл. 1).

Выявленное изменение состава рудного хромита, согласующееся со сменой вмещающих рудную залежь пород, связано как с изменением состава остаточного расплава в процессе фракционной дифференциации и кристаллизации, так и с температурным и окислительным режимами поро- и рудообразования. О влиянии температуры и фугитивности кислорода на состав кристаллизующихся хромитов можно в какой-то мере судить на основании предложенных Т.Ирвином диаграмм (Irvine, 1965) (рис. 3). Точки составов рудного хро-

мита попадают на линию тренда, который соответствует изменению состава хромита в процессе фракционной кристаллизации оливина. При этом установлено, что содержание форстеритового компонента в сосуществующем оливине варьирует от 90 до 97,5%. Высокая магнизиальность оливина подтверждается авторскими аналитическими данными.

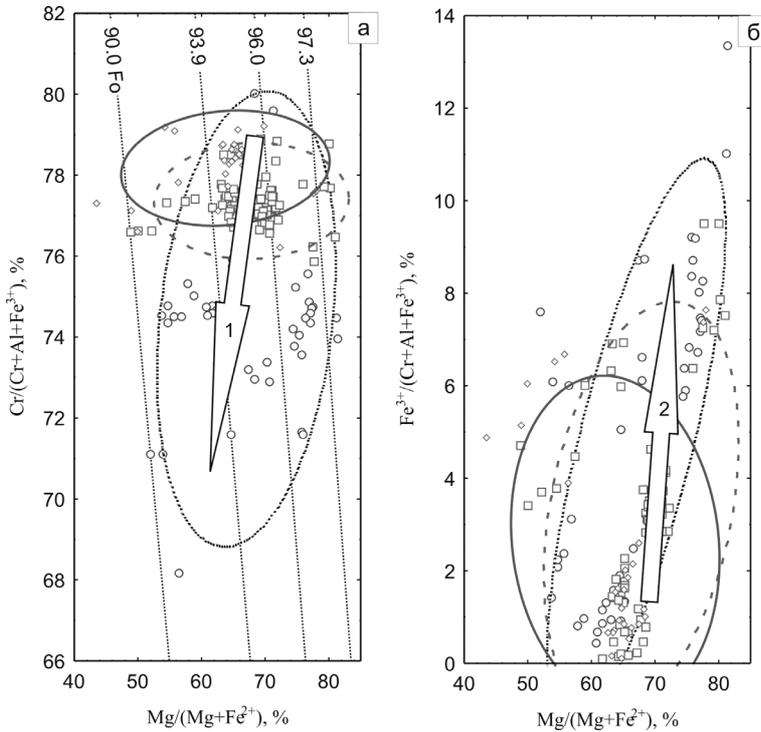


Рис. 3. Состав рудных хромитов Сопчезерского месторождения на диаграмме Т. Ирвайна (Irvine, 1965). Условные обозначения см. рис. 2.

Сторона а: Стрелкой 1 показан тренд соответствующий изменению состава хромита в процессе фракционной кристаллизации оливина; 90.0 Fo – изолинии состава оливина, сосуществующего со шпинелью при номинальной температуре 1200°C. Сторона б: стрелка 2 – тренд фракционирования при постоянной температуре и возрастании фугитивности кислорода.

Незначительное влияние на изменение состава хромита, выражающееся в возрастании содержания  $Fe^{3+}$  за счет  $Fe^{2+}$ , обусловлено увеличением фугитивности кислорода в системе. В целом, процесс формирования хромитового оруденения происходил в условиях пониженной фугитивности кислорода ( $d \log fO_2$  (QFM) = -1,6) (Мокрушин и др., 2005). На диаграмме точки составов хромитов образуют тренд фракционирования при постоянной температуре и возрастании фугитивности кислорода (рис. 3). Таким образом, изменение состава рудного хромита, а также переход от дунитов к плагиодунитам и гарцбургитам, сопровождался увеличением окислительного потенциала кислорода в системе при постоянном температурном режиме.

ЛИТЕРАТУРА

Мокрушин А.В., Смолькин В.Ф. Геотермобарометрия базит-ультрабазитов раннепротерозойской расслоенной интрузии Мончеплутон (Кольский п-ов) // Геология и геоэкология: исследования молодых. М-лы XVI конференции молодых ученых, посвященной памяти чл.-корр., профессора К.О.Кратца. г. Апатиты, 15-18 ноября 2005 г. Апатиты, 2005. С. 282-285.  
 Смолькин В.Ф., Нерадовский Ю.Н., Федотов Ж.А. и др., Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. - В 2-х ч. - Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2004. - 367 с.  
 Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I: Theory // Can. J. Earth Sci. - 1965. - V. 2. - P. 648-672.

**ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИИ СЕРГОВСКОЙ ТОЛЩИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА**

Мудрук С.В.  
 АФ МГТУ, Апатиты

В Кольском регионе широко проявлены сдвиговые зоны палеопротерозойского возраста (Балаганский, 2002). Со структурами данного типа нередко связаны рудопроявления тонкодисперсного золота (Сох, 1999). Геологический институт КНЦ РАН в 2004 г. провел полевые работы в районе среднего течения р. Стрельна (юго-восток Кольского полуострова) с целью изучения потенциальной золотоносности сдвиговых зон в породах серговской толщи. Согласно изотопным данным, серговская толща является гетерогенной, так как в ее составе выявлены палеопротерозойские (Дэйли и др., 2005; Daly et al., 2001) и архейские (Астафьев и др.,