

УДК 552.321.6+553.46

Хромититы Аккаргинского массива (Южный Урал)

Д.Е.Савельев^а, И.И. Мусабилов^б^аИнститут геологии УНЦ РАН, 450077, Уфа, ул.К.Маркса, 16/2

E-mail: sav171@mail.ru

^бИнститут проблем сверхпластичности РАН, 450001, Уфа,

ул. Ст. Халтурина, 39. E-mail: irekmusabirov@mail.ru

(Статья поступила в редакцию 8 июня 2017 г.)

Рассмотрены особенности геологического строения массива и месторождений хромовых руд. Показано, что все изученные месторождения относятся к подформным телам, типичным для офиолитовых комплексов. Приведено описание морфологии и состава акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из ультрамафитов массива. Акцессорные хромшпинелиды ультрамафитов относятся к средне- и высокохромистым (>42% Cr₂O₃). Рудные хромшпинелиды месторождений Главной рудной зоны высокохромистые (54-63% Cr₂O₃), в Восточной рудной зоне встречены среднехромистые рудообразующие хромшпинелиды (48% Cr₂O₃). Приведены аргументы в пользу тектонического генезиса современной структуры массива и месторождений хрома.

Ключевые слова: *хромититы, офиолиты, ультрамафиты, хромшпинелиды, Южный Урал*

DOI: 10.17072/psu.geol.17.1.61

Введение

Аккаргинский хромитоносный массив расположен в юго-восточной части Южного Урала, на востоке Оренбургской области, непосредственно вблизи Государственной границы РФ с Казахстаном. Он представляет собой северную часть группы ультраосновных массивов, окаймляющих со всех сторон дифференцированный магматический комплекс, включающий ряд пород от гранитов до габбро (рис. 1).

Ультраосновные породы района изучались И.И. Эдельштейном (1968), А.С. Варлаковым (1978), М.Е. Кулиджаняном, В.Е. Вдовиной (1969), К.К. Никитиным (1962), Э.Е. Арутюняном, И.П. Устиновым, О.С. Нестояновой, М.И. Грабовской, З.М. Григорьевой, Б.А. Шкуропатом (1969, 1992). Геолого-съёмочные работы в районе проводились В.С. Дубининым (1962),

которым были изучены магматические формации и их металлогения. Последняя версия геологического строения рассматриваемой территории отражена в геологической карте, составленной коллективом авторов под руководством А.С. Лисова (2008).

В пределах массива в 1930-е гг. поисковые работы на хромовые руды проводили С.С. Горланов, М.И. Алешин (1938), Ю.Г. Полуренко (1936) и другие исследователи (Вахромеев и др. 1936). Сохранились карьеры 1930-х гг., а также фрагменты поисково-разведочных горных выработок и скважин (рис. 2, а, б). Несмотря на значительные объёмы геологоразведочных работ, в литературе крайне скудно представлены сведения о геологическом строении месторождений массива. Целью данной работы является восполнение существующего пробела.

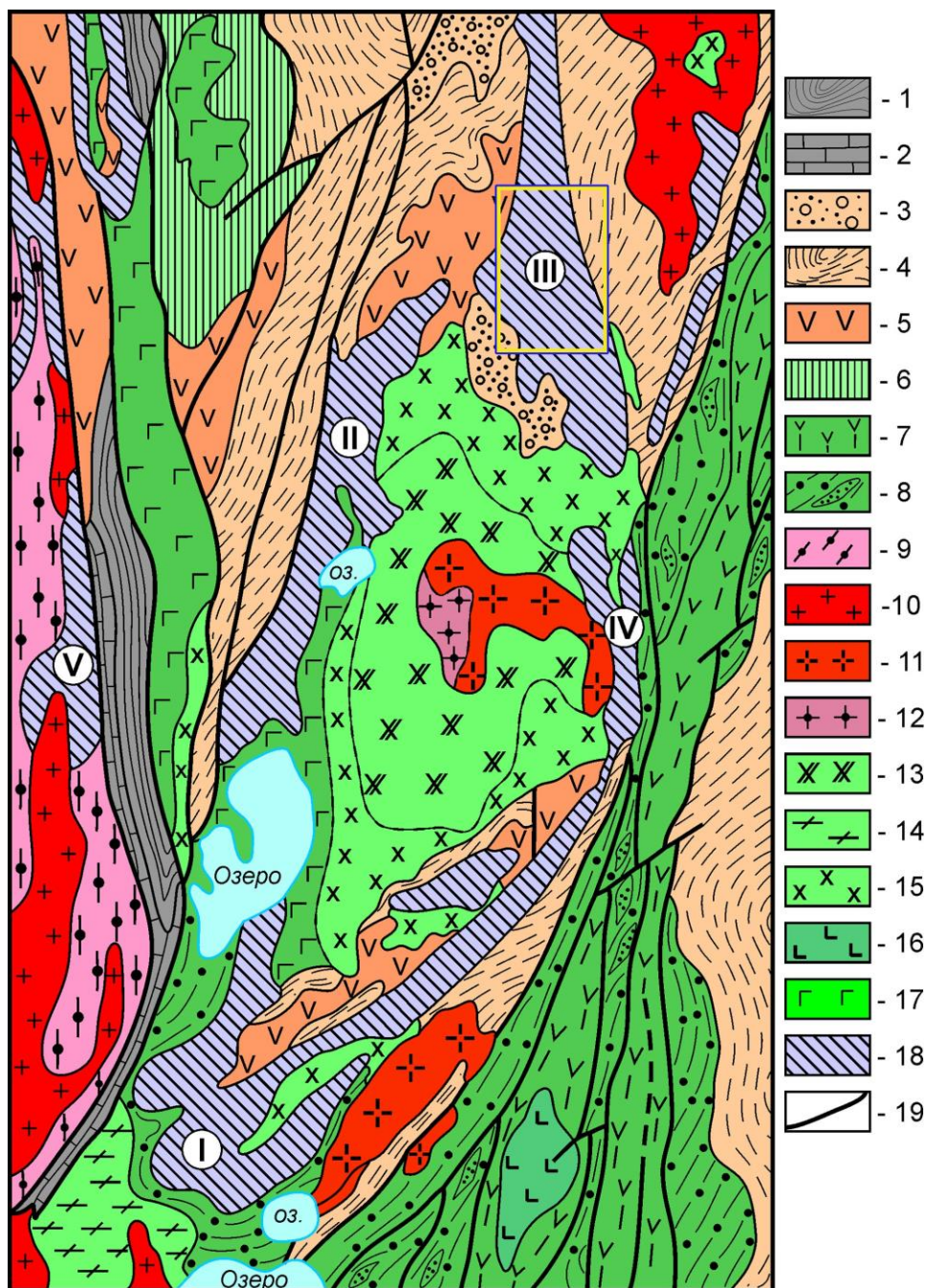


Рис. 1. Геологическое строение Аккаргинско-Буруктальского района по А.С. Варлакову (1978): 1 – углеродистые сланцы нижнего карбона; 2 – мраморы нижнего карбона; 3 – песчаники и конгломераты верхнего девона; 4 – глинистые сланцы и песчаники верхнего девона; 5 – андезитовые, андезит-дацитовые порфириты и лавобрекчии среднего девона; 6 – отложения ордовика и нижнего силура нерасчлененные; 7 – зелёные сланцы ордовика и нижнего силура; 8 – кристаллические сланцы и гнейсы ордовика и нижнего силура с линзами кварцитов; 9 – докембрийские гнейсы и амфиболиты; 10 – граниты; 11 – плагиограниты; 12 – кварцевые монзониты; 13 – кварцевые диориты; 14 – гранодиориты; 15 – диориты, диоритовые порфириты, габбро-диориты; 16 – габбро-диабазы; 17 – габбро-диориты; 18 – ультрамафитовые массивы (I – Буруктальский, II – Карашакольский, III – Восточно- и Средне-Аккаргинский, IV – Коскольский, V – Карасуйский); 19 – разрывные тектонические нарушения. Рамкой выделено Главное рудное поле Аккаргинского массива

Геологическое строение массива и локализация хромититов

Согласно данным геолого-съемочных и геофизических работ, Аккаргинский массив представляет собой пластовую залежь с пологим ($25\text{--}30^\circ$) западным падением восточного контакта и более крутым, в том же направлении ($63\text{--}75^\circ$), западного (Лисов и др., 2008). В строении массива преимущественным распространением пользуются антигоритовые и хри-

зотиловые серпентиниты апогарцбургитовой природы (рис. 2, в). В серпентинитах, как правило, сохраняется реликтовая структура первичных перидотитов, на что указывает наличие многочисленных недеформированных псевдоморфоз по ортопироксену и зерен хромшпинелидов, просвечивающих в тонких срезах в красновато-коричневых тонах (рис. 2, д, е). Кроме минералов группы серпентина, в породах широко распространены хлорит, карбонаты, брусит.

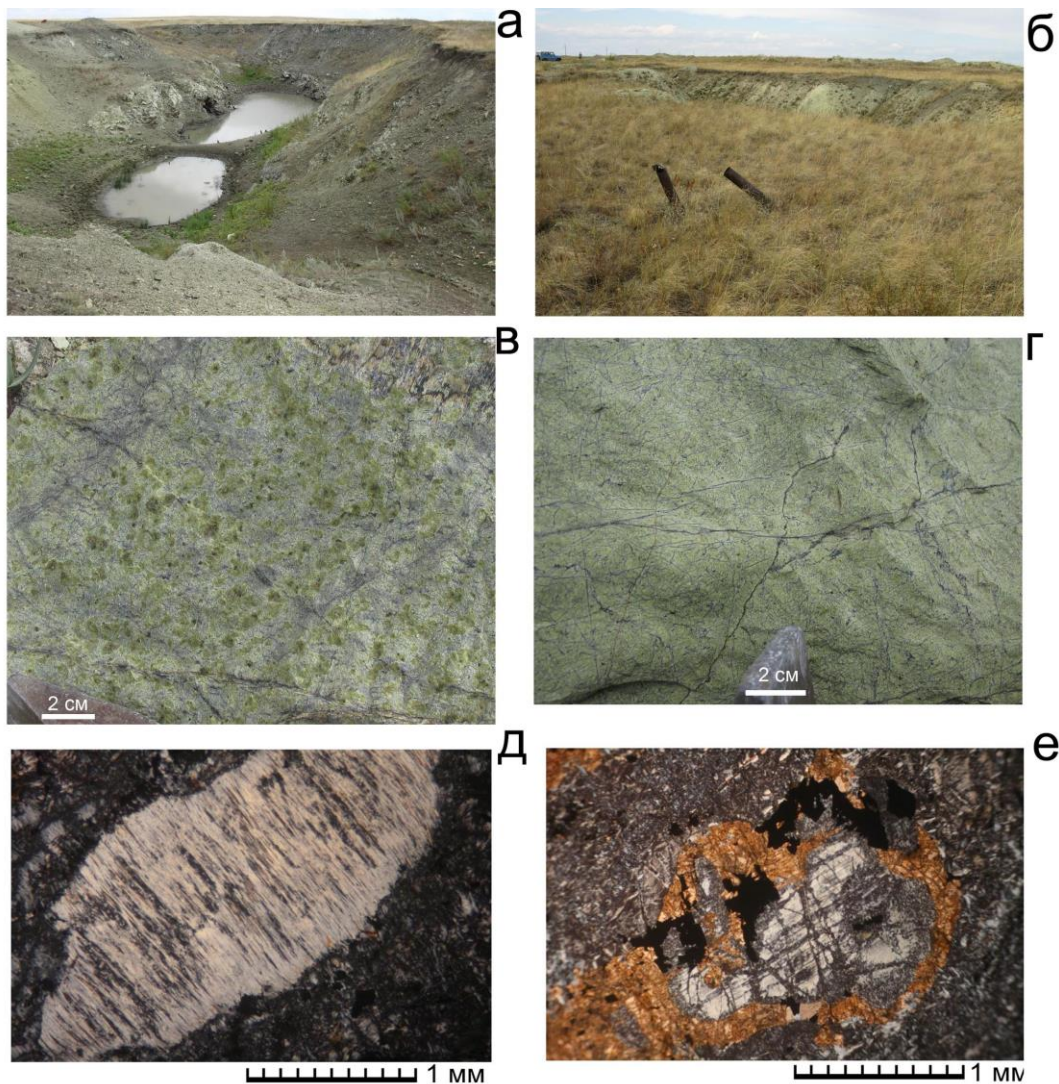


Рис. 2. Ультрамафиты Аккаргинского массива: а – общий вид карьера 1930-х гг. на месторождении «выход 16-20», б – карьер 1930-х гг. и остатки обсадных труб на месторождении «выход 31-32»; в, г – типичные обнажения апоперидотитовых (в) и аподунитовых (г) серпентинитов, д, е – апоперидотитовые «перекристаллизованные» серпентиниты, д – крупная псевдоморфоза по ортопироксену в апооливиновом агрегате хризотила, е – баститовая псевдоморфоза по ортопироксену и ксеноморфные хромшпинелиды, окруженные вторичным карбонатом и апооливиновым хризотилом

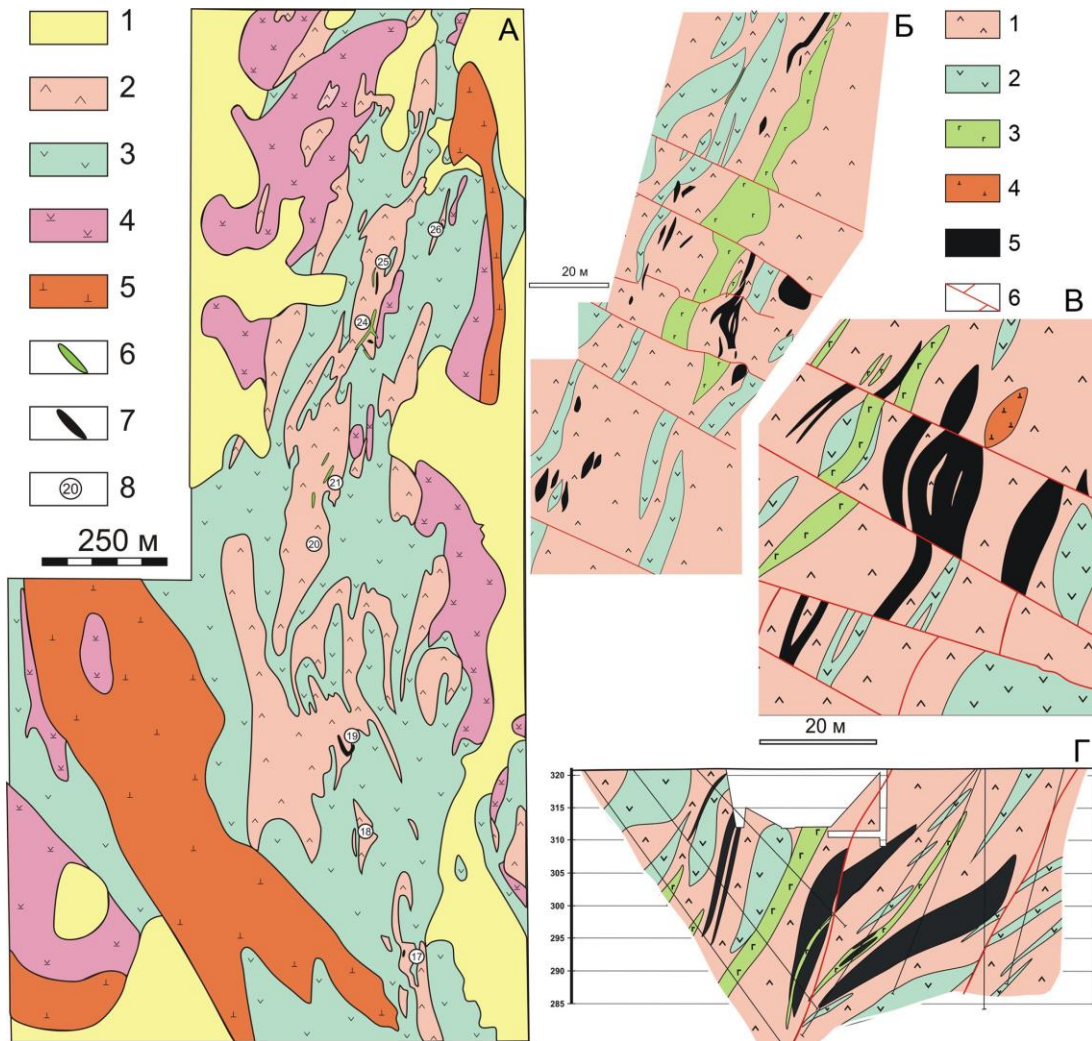


Рис. 3. Геологическое строение Главной хромитоносной зоны и отдельных месторождений: А – схема геологического строения Главной рудной зоны по данным М.И. Алёшина (1938); Б – план поверхности месторождения «выход 3-4-5» (Полуренко, 1937); В – строение горизонта 300 м на месторождении «выход 3-4-5» (Полуренко, 1937); Г – поперечный геологический разрез через месторождение «выход 3-4-5», профиль I (Полуренко, 1937). Условные обозначения: А – 1 – современные отложения, 2 – 4 – серпентиниты, в том числе 2 – аподунитовые, 3 – апоперидотитовые, 4 – перекристаллизованные, 5 – листвениты, 6 – жильные тела габбро и диоритов, 7 – хромититы, в кружках – номера точек с аббревиатурой «АК»; Б – Г – 1 – серпентиниты аподунитовые, 2 – серпентиниты апоперидотитовые, 3 – габбро и диориты, 4 – листвениты, 5 – хромититы, 6 – разрывные нарушения

Подчиненное значение имеют аподунитовые хризотилитовые и лизардитовые разновидности, в обнажениях обычно обладающие однородной текстурой и светло-зеленой окраской (рис. 2 г). Последние наиболее широко распространены вблизи хромититовых тел. В аподунитовом матриксе серпентинитов широко распространен вторичный магнетит, как образующий отдельные зерна, так и в виде пылеватых агрегатов.

Основными типами пород, распространенными в пределах Главного рудного поля массива, являются апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты, резко подчиненное значение имеют жильобразные тела основного и среднего состава, а также листвениты (рис. 3). Между перидотитовыми и дунитовыми разновидностями серпентинитов отмечаются как резкие, так и постепенные переходы с преобладанием последних. В плане и разрезе

наблюдается их частое чередование в виде протяженных полос неправильной формы с примерно параллельным положением контактов (аз.пад. $250-290^\circ \angle 50-80^\circ$) (Полуренко, 1938). При этом фиксируется постепенное изменение простирания: от северо-западного на юге через меридиональное в центре к северо-восточному на севере территории, что почти согласно с изменением простирания западного контакта массива.

Основные месторождения Аккаргинского массива сосредоточены в Центральной рудной зоне, наряду с которой выделяются еще четыре параллельные ей зоны (две западные и две восточные) (Полуренко, 1938). Тела хромититов располагаются преимущественно в виде цепочек и представляют собой линзы или столбовобразные тела массивного строения с подчиненным распространением нодулярных и вкрапленных руд (рис.3). По данным Реестра хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала (2000) ресурсы месторождений по категории P_1 оцениваются в 89 тыс. т руды со средним содержанием 50% Cr_2O_3 , в 1930-е гг. извлечено из недр около 80 тыс. т хромититов.

Наиболее детально изучены месторождения Центральной рудной зоны (рис.3), большая часть из них эксплуатировалась карьерами. Месторождения именовались «выходами» с соответствующим номером. Наиболее северным объектом зоны является выход «Северный», расположенный в 1000 м от серии компактно расположенных в виде цепочки выходов №3-4-5 (АК-24), № 8-10-12-15 (АК-21), №16-20 (АК-20), № 21-24-25 (АК-19), №31-32 (АК-17). В 3 км южнее последнего объекта, на простирании Центральной рудной зоны расположен выход «Южный».

Во всех случаях хромититовые тела приурочены к полосам аподунитовых серпентинитов, ширина которых может достигать 300 м. Размеры рудных тел по простиранию изменяются от первых десятков метров до 200-300. Протяженность

оруденения по падению составляет 20-50 м, а мощность хромититов – первые метры. Согласно наблюдениям Ю.Г. Полуренко (1938), на месторождениях Центральной рудной зоны обычно встречаются три параллельные рудные залежи – западная, центральная и восточная. Рудные тела повсеместно располагаются конкордантно по отношению к внутренней структуре вмещающих аподунитовых серпентинитов, а также по отношению к контактам последних с апоперидотитовыми серпентинитами. Переходы от вмещающих пород к хромититам могут быть как резкими, так и постепенными через горизонты вкрапленных руд, которые часто обнаруживают полосчатое строение с согласной ориентировкой хромититовых струек по отношению к контактам и к ориентировке баститовых псевдоморфоз в апоперидотитовых серпентинитах (Полуренко, 1938).

Детальные структурные исследования, проведенные М.И. Алёшиным (1938), показали, что направление сланцеватости в песчано-сланцевых отложениях обрамления повторяет линию контакта массива и конкордантно к простиранию полос аподунитовых серпентинитов. По данным Ю.Г. Полуренко (1938), «... направление диаклаз в массиве соответствует меняющемуся направлению простирания песчано-сланцевой толщи, а к самим диаклазам приурочена большая часть жил габбро и диоритов». Он также отмечает, что в самих ультрамафитах большая часть тектонических нарушений имеет меридиональную ориентировку плоскостей смещения, а более поздние разрывы широтного и диагонального направления имеют подчиненное значение. Одной из характерных особенностей месторождений является наличие зон рассланцевания на контактах контрастных по компетентности геологических тел: наиболее часто они встречаются на контакте массивных руд и аподунитовых серпентинитов, реже – вдоль границ шлировых обособлений апоперидотитовых серпентинитов.

Структурно-вещественные особенности хромитов и вмещающих ультрамафитов

Среди текстур хромитов основное значение имеет массивная со значительной вариацией размера рудных зерен – от мелкозернистых (0,1-1 мм) до средне- (1-5 мм) и крупнозернистых (5-10 мм). По морфологическим особенностям и характеру взаимоотношений между зернами преимущественным распространением пользуется аллотриоморфно-зернистая структура хромитов, что является типичной особенностью подиформных залежей офиолитовых массивов (Thayer, 1964).

Вкрапленные руды представлены несколькими текстурными разновидностями. Собственно вкрапленные руды (0,1-2 мм) по содержанию рудных зерен подразделяются на густо-, средне- и бедновкрапленные, последовательность которых характерна для постепенных переходов от массивных хромитов к вмещающим серпентинитам. Наиболее часто в обнажениях и отвалах месторождений встречаются густовкрапленные руды, причем рудный и силикатный материал часто образуют протяженные непрерывные агрегаты неправильной формы (рис. 4, а, б, г, ж). Во вкрапленных рудах хромшпинелиды преимущественно с округлыми очертаниями (рис. 5, б), но иногда встречаются хорошо ограненные зерна октаэдрической формы (рис. 4, ж).

Нодулярные руды чаще всего располагаются в приконтактных частях массивных хромитов с резкими переходами к аподунитовому серпентиниту. Они представлены эллипсоидальными агрегатами зерен хромита (5-10 мм) в серпентинитовом матриксе, иногда постепенно переходят в массивный хромит (рис. 4, д, е). Такситовые руды представляют собой чередующиеся участки массивного и вкрапленного строения (рис. 4, в). Полосчатые (ленточные) руды также описаны на месторождениях Аккаргинского массива. Они характеризуются частым чередовани-

ем полос вкрапленного хромитита с различным содержанием и размером рудных зерен.

Ультрамафиты Аккаргинского массива изменены преимущественно в условиях низкотемпературной петельчатой серпентинизации (Варлаков, 1986), поэтому состав протолита может быть восстановлен путем пересчета химических анализов на нормативный состав по методу И.Д. Соболева (Малахов, 1966; Савельев и др. 2008). Расчет показал, что протолит апоперидотитовых серпентинитов был представлен гарцбургитами при довольно высоком среднем содержании нормативного энстатита (19-25%).

Из первичных минералов в ультрамафитах Аккаргинского массива сохранились только акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды. Все анализы исследованных шпинелидов можно разделить на две большие группы: 1) составы первичных минералов мантийного происхождения и 2) составы, претерпевшие изменение в результате низкотемпературных коровых процессов, главным образом серпентинизации ультрамафитов. Первая группа подразделена на три подгруппы: 1а) акцессорные хромшпинелиды лерцолитов и гарцбургитов (апоперидотитовых серпентинитов), 1б) акцессорные хромшпинелиды дунитов (аподунитовых серпентинитов) и 1в) рудообразующие хромиты. На диаграмме (рис. 6) показаны все полученные данные, а в таблице представлены средние составы первичных хромшпинелидов.

Первичные шпинелиды характеризуются низким содержанием трехвалентного железа, поэтому на треугольной диаграмме практически все точки располагаются вдоль стороны Al – Cr, что является характерным признаком офиолитовых комплексов. Увеличение концентрации железа происходит при метаморфизме хромшпинелидов с постепенным превращением их в магнетит, что отражает тренд, который образуют точки метаморфизованных шпинелидов на той же диаграмме.

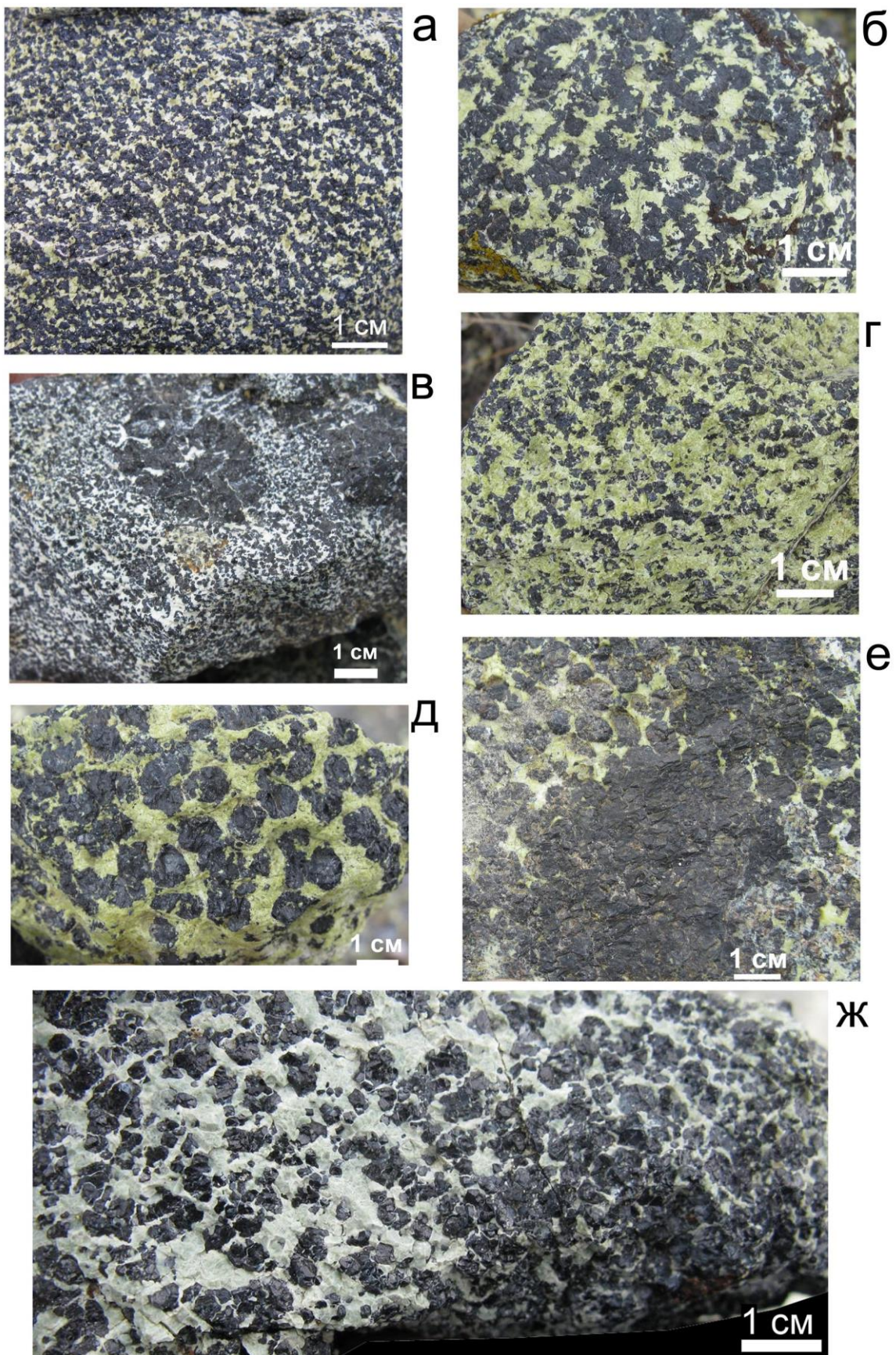


Рис. 4. Текстурно-структурные особенности хромититов Аккаргинского массива

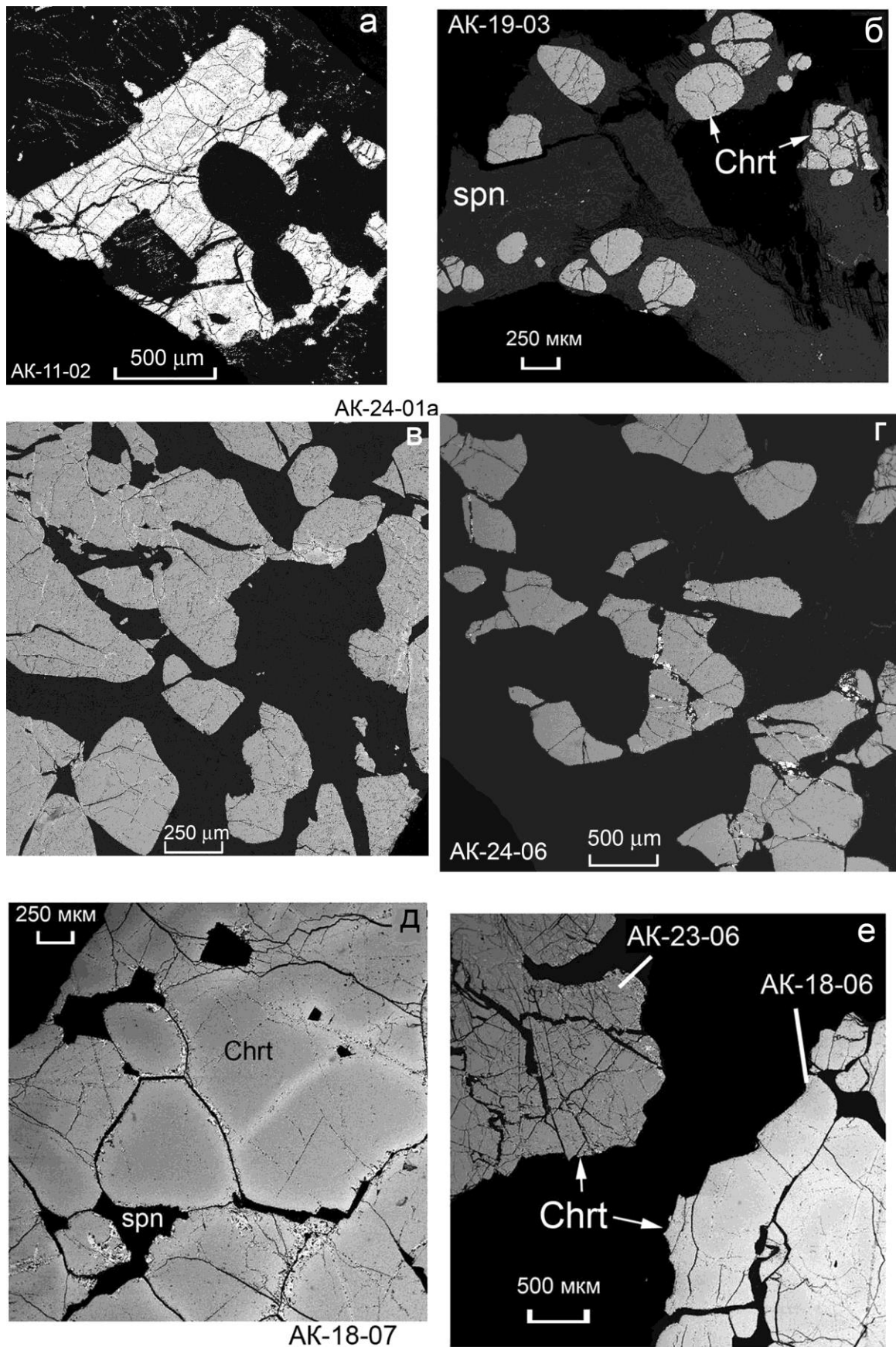


Рис. 5. Акцессорные и рудообразующие хромитинелиды Аккаргинского массива (снимки в обратно-рассеянных электронах, Chrt – хромитинелид, spn – серпентин)

Средние химические составы аксессуарных и рудообразующих хромитинелидов Аккаргинского массива, мас. %

№ п/п	Образец	n	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	TiO ₂	MnO	V ₂ O ₅	#Cr	#Mg
1	AK-20-14	5	19,88	49,19	11,56	19,23	–	–	0,13	0,62	0,54
2	AK-21a-08	6	24,16	46,85	13,92	14,71	–	–	0,35	0,57	0,63
3	AK-14	2	21,89	44,05	6,96	26,64	–	0,29	0,17	0,57	0,33
4	AK-32-01	3	27,61	42,72	13,72	15,84	–	–	0,10	0,51	0,62
5	AK-32-02	6	15,32	55,33	11,24	18,05	–	–	0,06	0,71	0,54
6	AK-32-03	6	25,78	42,83	11,55	19,79	–	–	0,05	0,53	0,53
7	AK-33-04	7	15,72	52,93	10,42	20,56	–	–	0,36	0,69	0,50
8	AK-44-03	3	21,90	42,39	7,54	26,50	–	1,67	–	0,56	0,37
9	AK-20-15	10	13,61	56,25	9,59	20,51	–	–	0,04	0,73	0,47
10	AK-28-02	4	13,45	54,85	8,44	23,07	–	–	0,19	0,73	0,41
11	AK-17-03	4	22,41	46,25	11,92	19,13	–	–	0,29	0,58	0,56
12	AK-19-03	3	24,01	45,43	13,35	17,04	–	0,17	0,00	0,56	0,61
13	AK-20-13	3	9,74	61,15	9,20	19,80	–	–	0,12	0,81	0,45
14	AK-21a-02	3	8,09	65,61	8,68	17,62	–	–	–	0,84	0,47
15	AK-21a-03	7	8,66	63,36	9,74	18,15	–	0,09	–	0,83	0,49
16	AK-21a-07	7	9,39	61,00	11,22	18,38	–	–	–	0,81	0,55
17	AK-17-12	4	9,46	61,45	10,51	18,58	–	–	–	0,81	0,52
18	AK-17-шт-01	4	8,94	62,67	13,07	15,32	–	–	–	0,82	0,63
19	AK-17-шт-03	5	9,09	63,05	12,17	15,71	–	–	–	0,82	0,59
20	AK-17-шт-07	4	9,81	62,64	14,94	12,62	–	–	–	0,81	0,71
21	AK-17-шт-08	4	9,96	62,37	14,14	13,44	–	–	–	0,81	0,68
22	AK-18-06	3	9,60	62,69	14,11	13,60	–	–	–	0,81	0,68
23	AK-18-07	16	8,92	62,92	13,41	14,75	–	–	–	0,83	0,65
24	AK-19-04	4	9,00	62,54	14,24	14,23	–	–	–	0,82	0,69
25	AK-19-шт-01	5	9,73	59,10	7,46	23,64	0,07	–	–	0,80	0,38
26	AK-20-11	3	11,83	59,59	11,47	17,11	–	–	–	0,77	0,56
27	AK-20-12	7	16,76	54,91	12,48	15,68	–	0,13	0,05	0,69	0,59
28	AK-20S-02	3	9,33	62,79	14,43	13,44	–	–	–	0,82	0,69
29	AK-21a-01	3	9,32	62,21	11,82	16,64	–	–	–	0,82	0,58
30	AK-21-шт-02	8	10,12	60,86	12,79	16,23	–	–	–	0,80	0,62
31	AK-21-шт-04	5	9,28	62,35	14,34	14,03	–	–	–	0,82	0,69
32	AK-23-06	4	21,59	48,23	14,22	15,84	0,12	–	–	0,60	0,64
33	AK-24-01a	7	9,77	61,08	11,88	17,23	–	–	0,05	0,81	0,57
34	AK-24-016	10	9,34	62,46	13,27	14,93	–	–	–	0,82	0,64
35	AK-24-06	6	11,09	59,69	13,21	16,01	–	–	–	0,78	0,63
36	AK-33-01	4	10,58	62,46	13,78	13,18	–	–	–	0,80	0,67
37	AK-33-02	4	10,56	60,54	11,94	16,91	0,05	–	–	0,79	0,58

Примечание: 1 – 8 – апоперидотитовые серпентиниты, 9-10 – аподунит-гарцбургитовые серпентиниты, 11 – 16 – аподунитовые серпентиниты, 17-37 – хромититы: 19, 21, 34 – нодулярные, 20, 27, 35, 37 – вкрапленные, остальные – массивные; состав минералов приведен к 100%; прочерк означает, что содержание оксида ниже предела обнаружения; #Cr = Cr/(Cr+Al), #Mg = Mg/(Mg+Fe²⁺) в атомных количествах. Состав минералов определен методом энергодисперсионного анализа на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 SBH в ИПСМ РАН (Уфа).

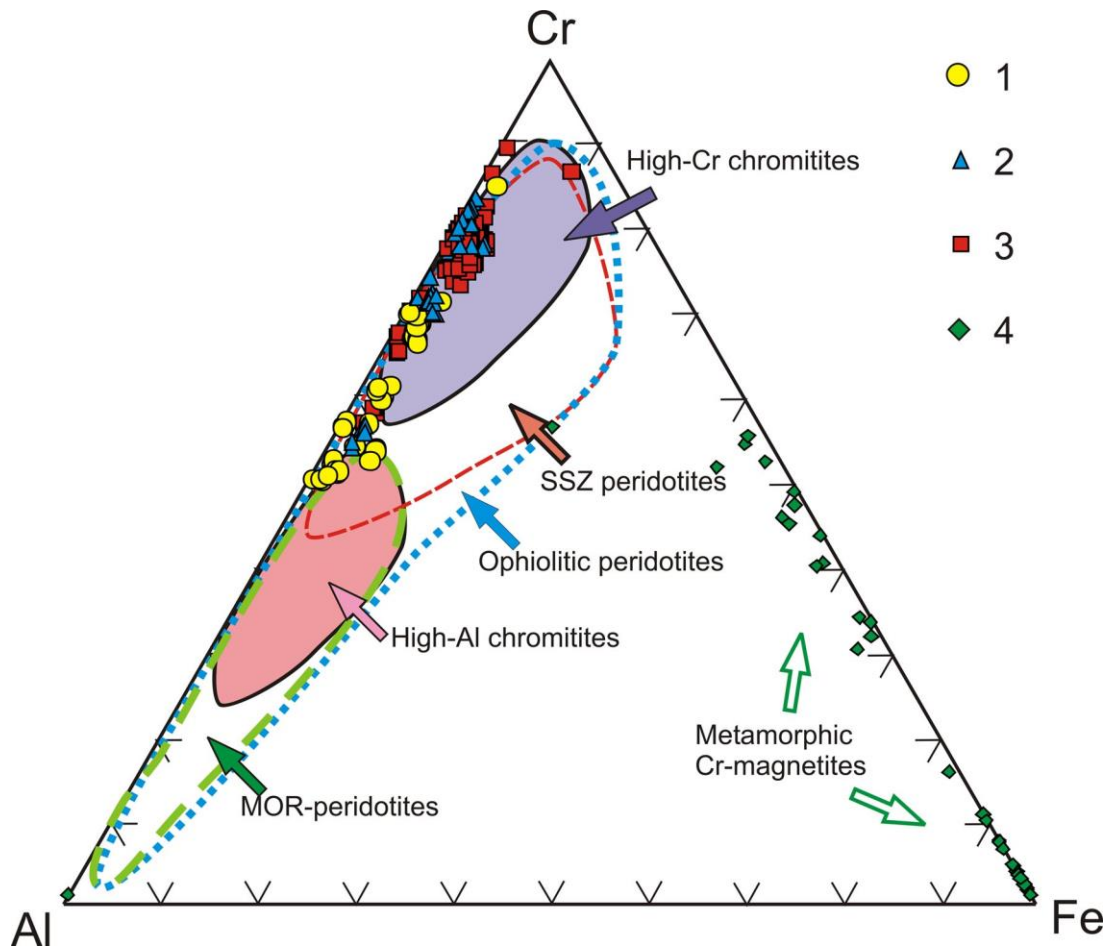


Рис. 6. Положение составов хромшпинелидов Аккаргинского массива на треугольной диаграмме $Al-Cr-Fe^{3+}$: 1 – 3 – составы первичных хромшпинелидов (1 – из апоперидотитовых серпентинитов, 2 – аподунитовых серпентинитов, 3 – хромититов), 4 – составы метаморфизованных шпинелидов. Поля составов (Савельев, 20124; Савельев и др., 2008; Barnes S., Roeder P., 2001): MOR-peridotites – перидотиты срединно-океанических хребтов; SSZ peridotites – перидотиты надсубдукционные, Ophiolitic peridotites – ультрамафиты офиолитовых комплексов, high-Cr / high-Al chromitites – высокохромистые и высокоглиноземистые рудообразующие хромшпинелиды офиолитов; Metamorphic Cr-magnetites – метаморфизованные шпинелиды (хроммагнетиты, магнетиты)

Вариации содержания магния и двухвалентного железа в первичных шпинелидах составляют соответственно 7–14 мас.% MgO и 13–26% FeO при отсутствии закономерных изменений между типами пород. Из элементов-примесей в аксессуарных шпинелидах постоянно присутствует небольшое количество ванадия при отсутствии титана. При метаморфизме наряду с железом увеличивается содержание марганца. В рудообразующих шпинелидах из некоторых месторождений появляется примесь титана.

Наиболее глиноземистым составом характеризуются шпинелиды из апоперидо-

титовых серпентинитов, содержание Cr_2O_3 в них составляет 42–49 мас.%, а Al_2O_3 изменяется от 13 до 28 мас.%. Для них характерны ксеноморфные очертания (рис. 5, а) и значительные вариации по размеру – от десятков микрон до первых миллиметров. Практически всегда зерна хромшпинелидов в той или иной степени подвержены метаморфизму, частично или полностью замещены магнетитом или хроммагнетитом.

Морфология шпинелидов постепенно изменяется при переходе от перидотитов к дунитам и хромититам. В переходных породах дунит-гарцбургитового состава

шпинелиды гипидиоморфные и менее глиноземистые (Al_2O_3 менее 10 мас.%, Cr_2O_3 более 50 мас.%). В дунитах преобладают мелкие идиоморфные зерна высокохромистого состава. Иногда вокруг идиоморфных шпинелидов наблюдается каемка хлорита и пылевидного магнетита, при этом состав внутри зерна не изменяется.

Рудообразующие хромшпинелиды в целом более устойчивы к изменению состава. В редковкрапленных рудах преобладают изометричные гипидиоморфные и идиоморфные зерна (рис. 5, б), а в густовкрапленных и сплошных рудах – ксеноморфные (рис. 5, в – е). В месторождениях Центральной рудной зоны все изученные хромшпинелиды относятся к высокохромистой разновидности – алюмохромиту. Они содержат 54,9-63,05 мас.% Cr_2O_3 при незначительном количестве глинозема (8,94-16,76 мас.% Al_2O_3). В то же время в небольших рудных телах Восточной рудной зоны встречены среднехромистые шпинелиды со средним содержанием 48,23 мас.% Cr_2O_3 (обр.АК-23) при повышенном содержании Al_2O_3 (21,59 мас. %) На рис. 5, е хорошо видно различие в составе хромшпинелидов из месторождений различного геохимического типа, соседствующих в одном препарате.

Обсуждение и выводы

Минералого-геохимические характеристики ультрамафитов свидетельствуют о их высокой степени деплетирования, которая характерна для верхней мантии надсубдукционных обстановок. С этим выводом согласуется пространственное совмещение в изученном районе ультрамафитов и интрузий дифференцированного состава, которые могут рассматриваться как корневые части островодужных вулканических построек.

Рассмотренные выше месторождения хромовых руд относятся к типично подформному морфологическому типу, который встречается во многих офиолитовых комплексах мира (Cassard et al., 1981;

Hock, Friedrich, 1985; Thayer, 1964). Структурные особенности руд и вмещающих пород указывают на конкордантный характер взаимоотношений между хромититами, аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами. Частое чередование в разрезе рудоносных аподунитовых серпентинитов с апоперидотитовыми серпентинитами, а также присутствие на месторождениях нескольких параллельных тел хромититов указывают на то, что первоначально оруденение сформировалось в пределах полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса офиолитов.

Выше отмечалось, что большая часть разрывных нарушений в пределах рудоносной зоны имеет субмеридиональное направление, а внутренняя структура ультрамафитов конкордантна сланцеватости вмещающих массив осадочных толщ и контакту массива. На ряде месторождений отмечалось присутствие переходных хромитоносных зон полосчатого строения между массивными хромититами и аподунитовыми серпентинитами, ориентированных согласно с общим залеганием руд и вмещающих пород (Полуренко, 1938). Кроме того, с общим тектоническим планом согласны жильные тела магматических пород основного и среднего состава.

Все перечисленные факты, скорее всего, указывают на имевший место единый тектонический процесс, который сформировал современный облик Аккаргинского массива и его ближайшее обрамление. При этом основное сжимающее напряжение было ориентировано в субширотном направлении, а пластическое течение материала серпентинизированных ультрамафитов было направлено субмеридионально (рис.7). Вероятно, в результате тектонических движений, обусловивших образование Уральского складчатого пояса, территория испытала субширотное сжатие и подъем, который вызвал массовую серпентинизацию ультрамафитов и соответственно превращение их в реологически наиболее слабый материал по сравнению с компетентными магматиче-

скими породами дифференцированного Коскольского комплекса.

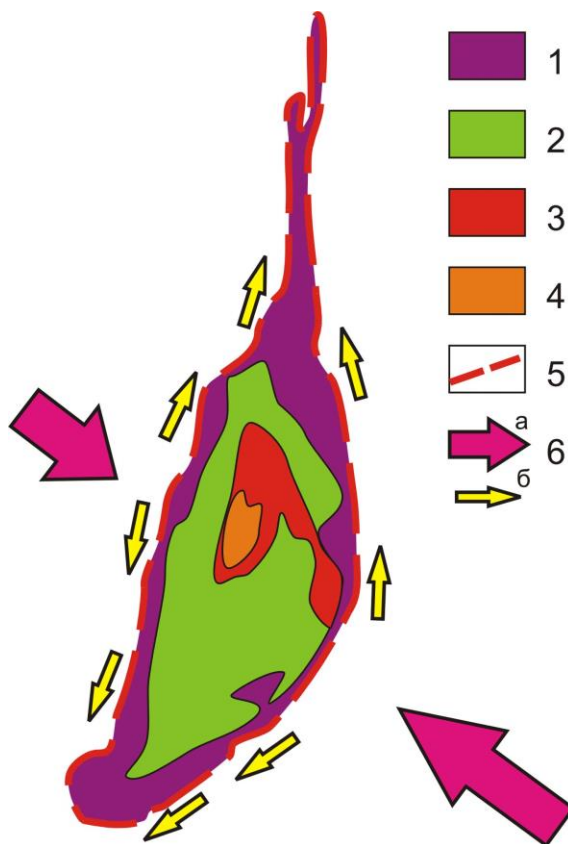


Рис. 7. Схема образования современной структуры Буруктальско-Аккаргинского района в результате тектонического течения: 1 – серпентиниты, 2 – габброиды, 3 – диориты и гранитоиды, 4 – кварцевые монцитоны, 5 – внешние тектонические контакты серпентинитов, 6 – направление действующих сил при коллизии (а) и направление пластического течения материала (б)

В результате тектонического воздействия произошло обтекание серпентинитами более жесткого блока вулканоплутонических пород посредством пластического течения, что привело к расслоению перидотит-дунит-хромититовой ассоциации и превращению протяженных зон первичных вкрапленных хромититов в подиформные тела массивного строения с сохранением общего субмеридионального простирания директивных структур внутри массива.

Авторы благодарят Е.А. Бажина и Д.Г. Ширяева за помощь при проведении полевых работ и С.П. Глотова за любезно предо-

ставленные материалы. Исследования проведены в рамках выполнения темы госзадания Министерства образования и науки «Модель образования месторождений хрома в офиолитах Южного Урала».

Библиографический список

- Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 240 с.
- Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, 1986. 224 с.
- Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожевников К.Е. и др. Уральские месторождения хромита // Тр. ВИМС. Вып. 85. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 240 с.
- Дубинин В.С. Магматические формации Буруктальского рудного района и их металлогения: автореферат дис. канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1962. 16 с.
- Кулиджанян М.Е., Вдовина В.Е. Буруктальская группа ультраосновных массивов на восточном склоне Урала // Труды Второго Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1969. Т.2. С. 153–157.
- Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. 234 с.
- Никитин К.К. Древняя кора выветривания Буруктальского массива ультраосновных пород // Труды ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 69. 191 с.
- Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала / под ред. Б.В. Первозчикова. Пермь, 2000. 474 с.
- Савельев Д.Е. Хромитоносность гипербазитовых массивов Южного Урала: дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Уфа, 2012. 410 с.
- Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2008. 320 с.
- Шкурюпат Б.А. Петрографические и петрохимические особенности ультраосновных пород Джетыгаринского района на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 105–108.
- Шкурюпат Б.А., Борисова В.А. Минералогические и петрохимические особенности ультрабазитов Зауральского поднятия в связи с их тектоническим положением // Вопросы геологии, минералогии, геохи-

- мии полезных ископаемых Южного Урала. Уфа, 1992. С. 89–98.
- Эдельштейн И.И. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. М.: Наука, 1968. 340 с.
- Barnes S., Roeder P. The Range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *J. Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 2279–2302.
- Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia // *Econ. Geology*. 1981. Vol. 76. P. 805–831.
- Hock M., Friedrich G. Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales Range, Luzon, Philippines // *Mineralium Deposita*. 1985. Vol. 20. P. 290–301.
- Thayer T. P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey // *Econ. Geology*. 1964. Vol. 59. P. 1497–1524.

Chromitites of the Akkarginskiy massif (the Southern Urals)

D.E. Saveliev^a, I.I. Musabirov^b

^aInstitute of Geology, Ufa Scientific Center, Russian Academy of Sciences, 16/2 Karl Marks Str., Ufa 450077, Russia. E-mail: savl71@mail.ru

^bInstitute for Metals Superplasticity Problems of the Russian Academy of Sciences (Ufa), 39 St. Khalturin Str., Ufa 450001, Russia
E-mail: irekmusabirov@mail.ru

We consider the geological features of ultramafic rock and chrome ore deposits. It is shown that all studied deposits are podiform in morphology that is typical for the ophiolite ultramafic rocks. Morphological and chemical features of the accessory and ore-forming spinels are described. Accessory chrome spinels from ultramafic rocks are middle-Cr and high-Cr in chemistry (>42% Cr₂O₃). All studied ore-forming chrome spinels from deposits in the Main Ore Zone are high-Cr (54–63% Cr₂O₃). Some middle-Cr ore-forming spinels were found in deposit of the East Ore Zone (48% Cr₂O₃). We adduce a proof of the tectonic origin of present-day structure of the Akkarginskiy massif and its chrome ore deposits.

Key words: *chromitite, ophiolite, ultramafic rock, chrome spinel, the Southern Urals.*

References

- Varlakov A.S. 1978. Petrografiya, petrokimiya i geokhimiya giperbazitov Orenburgskogo Urala [Petrography, petrochemistry and geochemistry of the Orenburg Urals hyperbasites]. Nauka, Moskva, p. 240. (in Russian)
- Varlakov A.S. 1986. Petrologiya protsessov serpentizatsii giperbazitov [Petrology of serpentization processes of folded belts hyperbasites]. Sverdlovsk, p. 224. (in Russian)
- Vakhromeev S.A., Zimin I.A., Kozhevnikov K.E. et al. 1936. Uralskie mestorozhdeniya khromita [Uralian chromites deposits]. VIMS, Moskva-Leningrad, V.85, p. 240. (in Russian)
- Dubin V.S. 1962. Magmatische formatsii Buruktalskogo rudnogo rayona i ikh metallogeniya [The magmatic formations of Buruktal ore district and their metallogeny]. Avtoref. Diss. cand.geol.-min.sci., Sverdlovsk, p. 24. (in Russian)
- Kuliganyan M.E., Vdovina V.E. 1969. Buruktalskaya gruppa ultraosnovnykh massivov na vostochnom sklone Yuzhnogo Urala [Buruktalskaya group of ultramafic massifs on the east slope of the Southern Urals]. In Proc. of the second Uralian Petrography meeting. Sverdlovsk. 2:153–157. (in Russian)
- Malakhov I.A. 1966. Petrokhimiya ultrabazitov Urala [Petrochemistry of Uralian ultrabasites] Sverdlovsk, p. 234. (in Russian)

- Nikitin K.K.* 1962. Drevnyaya kora vyvetrivaniya Buruktalskogo massiva ultraosnovnykh porod [Ancient weathering crust of Buruktalsky massif of ultramafic rocks]. IGEM, Moskva, V.69, p. 191. (in Russian)
- Reestr khromitoprovyavleniy v alpinotipnykh ultrabazitakh Urala* [Register of chromite occurrences in the alpine-type ultrabasites] Ed. Perevozchikov B.V. 2000. Perm. p. 474. (in Russian)
- Saveliev D.E.* 2012. Khromitonosnost giperbasitovykh massivov Yuzhnogo Urala [Chromite mineralization of hyperbasite massifs of the Southern Urals]. Avtoref. Diss. cand.geol.-min.sci., Perm, p. 44. (in Russian)
- Saveliev D.E., Snachev V.I., Savelieva E.N., Bazhin E.A.* 2008. Geologiya, petrogeokhimiya i khromitonosnost gabbro-giperbasitovykh massivov Yuzhnogo Urala [Geology, petrogeochemistry and chromitebearingness of the hyperbasite massifs of the Southern Urals]. DisingPolygraphServis, Ufa, p. 320. (in Russian)
- Shkuropat B.A.* 1969. Petrograficheskie i petrokhimicheskie osobennosti ultraosnovnykh porod Dgetygarinskogo rayona na Yuzhnom Urale [The petrographical and petrochemical features of ultramafic rocks of Dzhetygarinskiy district on the Southern Urals]. In *Magmatic formations, metamorphism, metallogeny of the Urals*. Sverdlovsk, pp. 105-108. (in Russian)
- Shkuropat B.A., Borisova V.A.* 1992. Mineralogicheskie i petrokhimicheskie osobennosti ultrabazitov Zauralskogo podnyatiya v svyazi s ikh tektonicheskim polozheniem [The mineralogical and petrochemical features of ultrabasites of Zauralian uplift according their tectonic setting]. In *Voprosy geologii, mineralogii, geokhimii poleznykh iskopaemykh Yuzhnogo Urala*. Ufa, pp. 89-98. (in Russian)
- Edelstein I.I.* 1968. Petrologiya giperbasitov Tobolo-Irgizskogo rayona Yuzhnogo Urala i osobennosti svyazannykh s nimi kor vyvetrivaniya [The petrology of hyperbasites of Tobol-Ipgiz province of the Southern Urals and features of associated weathering crusts]. Nauka, Moskva, p. 340. (in Russian)
- Barnes S., Roeder P.* 2001. The Range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrology*, 42:2279–2302. doi: 10.1093/petrology/42.12.2279
- Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A.* 1981. Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia. *Econ. Geology*, 76:805–831.
- Hock M., Friedrich G.* 1985. Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales Range, Luzon, Philippines, *Mineralium Deposita*, 20:290–301.
- Thayer T. P.* 1964. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Econ. Geology*, 59:1497–1524.