

щелочных интрузивных комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1981. С. 88—95.

Толстихин И. Н., Каменский И. Л., Шарков И. В., Дудкин О. Б., Припачкин В. А. Изотопы легких инертных газов в карбонатитах Кольского полуострова. Препринт. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1985. С. 24  
Филимонова А. А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд // Изв. Академии наук. Сер. геол. 1952. № 3. С. 76—88.

Хаимов-Мальков В. Я. Условия роста кристаллов, соприкасающихся с макропрепятствиями. Рост кристаллов. Т. 2. М.: Изд. АН СССР, 1959. С. 26—39.

Шубников А. В., Парвов В. Ф. Зарождение и рост кристаллов. М.: Наука, 1969. 70 с.

Barton P. B., Bethke P. M. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology // Amer. Miner. 1987. Vol. 72. P. 451—467.

Bente K., Doering T. Experimental studies on the solid state diffusion of Cu + In in ZnS and on «Disease», DIS (Diffusion Induced Segregations), in sphalerite and their geological applications // Miner. Petrol. 1995. Vol. 53. P. 285—305.

Hutchison M. N., Scott S. D. Sphalerite geobarometry in the Cu—Fe—Zn—S system // Econ. Geol. 1981. Vol. 76. P. 143—153.

Kojima S., Sugaki A. Phase relations in the Cu—Fe—Zn—S system between 500° and 300 °C under hydrothermal conditions // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. P. 158—171.

Lusk J., Scott S. D., Ford C. Phase relations in the Fe—Zn—S system to 5 kbars and temperatures between 325° and 150 °C // Econ. Geol. 1993. Vol. 88. P. 1880—1903.

Nagase T., Kojima S. An SEM examination of the chalcopyrite disease texture and its genetic implications // Miner. Mag. 1997. Vol. 61. P. 89—97.

Rudashevsky N. S., Kretser Yu. L., Bulakh A. G., Krasnova N. I., Rudashevsky V. N. PGE-mineralization of carbonatite deposits // Mineral Deposits: Processes to Processing (Stanley e. a., eds.). 1999. Rotterdam: Balkema. P. 675—678.

Scott S. D. Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments // Miner. Mag. 1983. Vol. 47. P. 427—435.

Wiggins L. B., Craig J. R. Reconnaissance of the Cu—Fe—Zn—S system: sphalerite phase relationship // Econ. Geol. 1980. Vol. 75. P. 742—751.

Zaitsev A. N. Rhombohedral carbonates from carbonatites of the Khibina massif, Kola peninsula, Russia // Canad. Miner. 1996. Vol. 34. P. 453—468.

Zaitsev A., Polezhaeva L. Dolomite-calcite textures in early carbonatites of the Kovdor ore deposit, Kola peninsula, Russia: their genesis and application for calcitedolomite geothermometry // Contrib. Miner. Petrol. 1994. Vol. 115. P. 339—344.

Zaitsev A. N., Wall F., Le Bas M. J. REE—Sr—Ba minerals from the Khibina carbonatites, Kola peninsula, Russia: their mineralogy, paragenesis and evolution // Miner. Mag. 1998. Vol. 62. P. 225—250.

Поступила в редакцию  
6 ноября 1999 г.

УДК 549.623.7(470.5)

ЗВМО, № 2, 2001 г.  
Proc. RMS, N 2, 2001

© Е. В. АНИКИНА, Е. В. ПУШКАРЕВ, Ю. В. ЕРОХИН, В. А. ВИЛИСОВ

## ХЛОРИТ В ХРОМО-ПЛАТИНОВЫХ РУДАХ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПАРАГЕНЕЗИСЫ

E. V. ANIKINA, E. V. PUSHKAREV, YU. V. EROKHIN, V. A. VILISOV.

CHLORITE IN CHROMIUM-PLATINUM ORES OF THE URALS PLATINUM-BEARING BELT:  
PECULIARITIES OF COMPOSITION AND PARAGENESES

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7

Study of chromitites enriched in platinum (occurring within dunites of the Urals platinum-bearing belt: Nizhniy Tagil, Kytlym massifs, and similar complexes of the Urals-Alaskan type: Uktus massif, etc) has shown a wide development in their composition of mineral associations concentrating alkalis, calcium, phosphorus and fluid phases. Mineral parageneses of chromium-bearing silicates are represented by diopside, pargasite, phlogopite, chlorite, chromium-bearing garnets of andradite—grossular series, chromium—bearing vesuvianite and apatite, calcite, etc. They have been detected in multiphase inclusions within ore-forming chrome spinels, in cement of the ore and in ultramafic pegmatoid veins within dunites. Chlorite is one of the principal phyllosilicates observed in all mineral associations, the PGE-bearing parageneses including. Together with

normal chrome—chlorites, there have been found chlorites with unusually high  $\text{Na}_2\text{O}$  content (0.5—2.7 %). According to the data of 35 microprobe analyses of chlorite, the negative correlation between Na cations and the  $\text{Al(IV)} + \text{Cr}$  sum has been revealed. Stoichiometric relations of the cations testify to a theoretical possibility of the Na presence in octahedral position within «talc-like» or «brucite-like» layers. These data don't give grounds for considering Na-chlorites as some mixed-layered phases. Morphological peculiarities of Nizhniy-Tagil type chromium-platinum ores, presence of Na-chlorite and other fluid- and alkali-bearing minerals in parageneses with chrome spinel and platinum group minerals reflect the originating existence of some unusual fluid. Its composition should be enriched in calcium and alkalis, it ought to have some low-temperature postmagmatic character and react in a closed ore-forming system.

Ассоциация хромовых хлоритов с хромистым гранатом, хромистым диопсидом и хромистым везувианом многократно описывалась в дунитах и хромититах из массивов Платиноносного пояса Урала (Высоцкий, 1913). В Нижнетагильском массиве эта минеральная ассоциация сопровождается скопления тел эпигенетических хромититов, к которым приурочены известные коренные месторождения платины: Госшахта, Крутой лог и другие (Бетехтин, 1935). Образование всего спектра хромовых гидроксилсодержащих и кальциевых минералов связывалось либо с пневматолитово-гидротермальной стадией магматического процесса (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935), либо с постмагматической перекристаллизацией дунитов в присутствии флюида магматического происхождения (Иванов, 1997). Согласно обеим моделям, ассоциация хромовых силикатов предшествует по времени образования массовой петельчатой серпентинизации дунитов и формируется в интервале температур 500—700 °С.

Нами были изучены хромититы из дунитов Нижнетагильского и Кытлымского (восточное плечо г. Косьюинский Камень) массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ) и Уктусского массива, расположенного у южных окраин Екатеринбурга в 50 км восточнее ППУ. Географическое положение и строение этих массивов, а также описание структурно-морфологических особенностей рудных тел, состава минералов элементов платиновой группы (ЭПГ) и рудных хромшпинелидов приводятся в работах Н. К. Высоцкого (1913), А. Н. Заварицкого (1928), А. Г. Бетехтина (1935), Н. С. Рудашевского (1986), О. К. Иванова (1997), Ю. А. Волченко с соавторами (1998) и других.

В Нижнетагильском массиве хромититы, обогащенные платиной, образуют зону, вскрытую в восточном борту Нового дунитового карьера в полукилometре к северу от пос. Уралец. Эта зона продолжает на юго-восток цепь богатых платиной проявлений, известных с конца XIX века и к настоящему времени полностью отработанных. Жилы и шпирсы хромититов в дунитах Косьюинского Камня (Кытлымский массив, Северный Урал) расположены в 5—6 км к северо-западу от пос. Кытлым и вскрыты горными выработками, пройденными во время геолого-разведочных работ в 1947—1951 гг. Положение и структурно-морфологические особенности хромо-платиноидных шпиров в Уктусском массиве описаны в работе Е. В. Аникиной с соавторами (1999).

Наши исследования в Нижнетагильском массиве подтвердили повсеместное развитие в обогащенных платиной хромититах ассоциации минералов, концентрирующих щелочи, Са, Р и флюидную фазу. Было установлено, в частности, что диопсид, паргасит, флогопит, хлорит, хромовые гранаты андрадито-гроссулярового ряда, хромвезувиан, апатит, кальцит и т. д. присутствуют не только в составе силикатного цемента руд, но и в виде включений в хромшпинелидах. Детальные микрозондовые исследования позволили определить состав этих минералов и выявить аномальные особенности хлорита, описанию которых и посвящена данная работа. Присутствие гидроксилсодержащих, кальциевых и кальциево-натриевых минералов именно в обогащенных платиной хромититах (независимо от степени серпентинизации вмещающих дунитов) выявлено также в двух других объектах. Так, в Уктусском массиве многочисленные полиминеральные силикатные микровключения присутствуют исключительно в тех хромититах, которые содержат собственно платиновую минерализацию и не наблюдаются в хромититах с единичными зернами минералов Os и Ir или лаурита.

Изученные нами рудные тела образуют небольшие изолированные гнезда, шпирсы или жилы в дунитах. Объемные соотношения хромшпинелида и силикатного цемента варьируют от существенного преобладания хромита до почти равных их соотношений. Рудные хромшпинелиды характеризуются более высокими значениями  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$  и более низкими величинами  $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  по отношению к аксессуарным. Платиноидная минерализация присутствует чаще всего в виде мелких (5—10 мкм) идиоморфных включений в хромшпинелиде. Значительно реже отмечаются мелкие ксеноморфные зерна в серпентине и более крупные обособления в интерстициях хромшпинелида. По составу преобладают обогащенные медью и никелем Pt-Fe твердые растворы, соотношения компонентов в которых в большинстве зерен соответствуют тетраферроплатине. Реже присутствуют зерна состава  $\text{Pt}_3\text{Fe}$ . Отмечаются отдельные зерна осмия, осмистого иридия, эрлихманита и купрородсита в виде сростков с Pt-Fe твердыми растворами. От вмещающих пород хромитовые шпирсы или жилы всегда отделены узкой (5—10 мм) каймой светло-зеленого серпентинита, не содержащего реликтов оливина. Строение хромитовых сегрегаций осложнено наличием минерализованных трещин мощностью от десятых долей миллиметра до 1—2 мм, образующих полигональную сетку, ориентированную нормально к уплощенности рудных шпиров и не выходящих за их пределы. В центральных зонах трещин нередко отмечаются пустоты. Минералы рудных шпиров — как наиболее ранние хромшпинелиды, так и минералы цемента — не несут следов пластических деформаций, типичных для оливина вмещающих дунитов, что указывает на их постдеформационное происхождение. Эти данные подтверждают вывод, сделанный ранее на основании изучения морфологии рудных тел (Заварицкий, 1928 и др.), об эпигенетическом характере хромо-платиноидного оруденения по отношению к дунитам. Этот вывод подтверждается более высокой окисленностью рудных хромшпинелидов (+3.2—4.7 ед.  $\log f_{\text{O}_2}$  FMQ) и более низкой температурой оливино-хромитового равновесия ( $\sim 950$  °С) по срав-

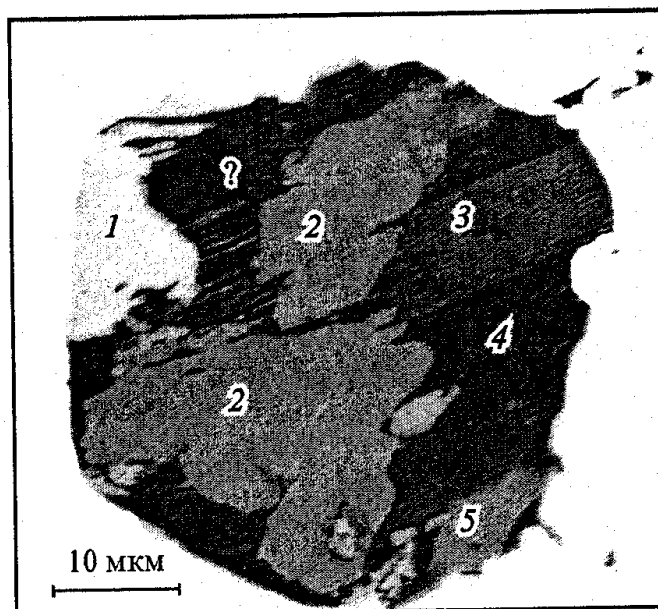


Рис. 1. Форма и строение полимерального микровключения в хромшпинелиде (Кытлымский массив). Изображение в обратнорассеянных электронах.

1 — гранат, 2 — паргасит, 3 — флогопит, 4 — хлорит, 5 — пектолит; химический состав минералов приведен в табл. 1 и 2 (обр. 349-14).

Fig. 1. Morphology and internal structure of the complex silicate inclusion in chrome-spinel (Kytlym massif). Back-scattered electron image.

нению с парагенезисами вмещающих дунитов (+2.1—3.1 ед.  $\log f_{O_2}$  FMQ и 1200 С соответственно) (Чашухин и др., 1999; Pushkarev e. a., 1999).

Хлорит и серпентин являются самыми распространенными силикатами в составе цемента хромо-платиновых руд. Обычно хлорит образует чешуйки размерами более 1 мм в интерстициях хромшпинелидов. В отдельных случаях хлорит как бы разрезает хромшпинелид по краям зерен или вдоль микротрещин в них. Иногда можно наблюдать реликты хромшпинелида в крупных хлоритовых обособлениях. Помимо хлорита и серпентина в минеральную ассоциацию входят брусит, хромовый гранат андрадито-гроссулярового ряда, иногда апатит и кальцит. Хлорит в иммерсии бесцветен, не имеет плеохроизма. В скрещенных николях окраска минерала аномальная серая, зеленовато-серая, часто желтая или желтовато-оранжевая.  $N_g = 1.576 \pm 0.004$ ,  $N_p = 1.570 \pm 0.004$ ,  $N_g - N_p = 0.006$ .

Хлорит часто сопровождает включения платиновых минералов в хромшпинелиде и практически постоянно присутствует в составе сложных силикатных микровключений в последнем. Размер включений обычно составляет (10—50 мкм), но не более 100 мкм. Морфология их разнообразная, но преобладают полигональные формы отрицательных кристаллов (рис. 1). Детальное изучение включений выявило следующие минеральные ассоциации: 1) оливин + хлорит; 2) флогопит + диопсид + хлорит; 3) паргасит + флогопит + хлорит + гранат + (везувиан?) + пектолит; 5) апатит + хлорит + гранат + серпентин. В составе включений отмечаются также Fe-Cu и Ni-сульфиды. В ряде случаев минеральный состав включений еще более сложный, и не всегда удается диагностировать все минералы. Наряду с перечисленными выше наблюдаются мономинеральные включения оливина или паргасита. Наиболее ранний, высокотемпературный минеральный парагенезис включений представлен оливином, клинопироксеном, флогопитом и, возможно, паргаситом. Хлорит вместе с гранатом, апатитом и серпентином соответствует, по-видимому, более позднему парагенезису, формирующемуся за счет ранних силикатов в условиях снижения температуры под воздействием водного флюида.

Сходная по набору минералов и химическому составу минералов ассоциация слагает маломощные пегматитовые жилы и гнезда в дунитах Нижнегагильского массива в непосредственной близости от рудных зон.

Анализ хлорита и других минералов проводился по стандартной методике на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 (Институт геологии и геохимии УрО РАН) и Camebax (ГЕОХИ РАН) с ускоряющим напряжением 15—20 кВ. В качестве эталонов на натрий использовались эгирин и галит. Контрольные замеры в разных партиях и с разными эталонами показали хорошую воспроизводимость анализов. Расхождение результатов не превышало 15 отн. %. Всего было проанализировано около 50 зерен хлорита, представительные химические анализы которого приведены в табл. 1.

Хлорит из включений, из цемента руд и из сопутствующих жил характеризуется повышенными концентрациями  $Na_2O$ , достигающими 2.7 мас. %. Такие высокие содержания натрия не могут быть объяснены присутствием микрореликтов или включений других минералов (например, паргасита), поскольку соотношения основных компонентов идеально соответствуют клинохлору, не отмечается примеси  $CaO$ ,  $K_2O$  и т. д. и, кроме того, микронзондовое сканирование показывает равномерное распределение натрия по площади отдельных зерен. Хлорит имеет очень низкую железистость ( $f = 0.02—0.05$ ) и обладает

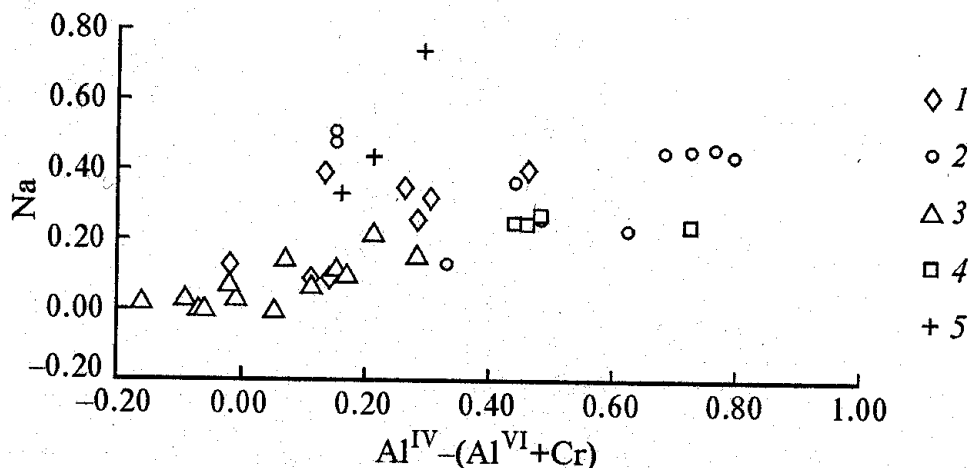


Рис. 2. Соотношение количества ионов Na и избыточных ионов  $Al^{IV}$  в хлорите в перерасчете на 14 атомов кислорода.

1 — хлорит из микровключений в хромшпинелиде, 2 — интерстициальный хлорит в хромититах Нижнетагильского массива, 3 — то же, Кытлымского массива, 4 — хлорит из пегматитовой жилы в дуните Нижнетагильского массива, 5 — то же (Малахова, 1970; Иванов, 1997).

Fig. 2. Proportion between Na and  $Al^{IV} - (Al^{VI} + Cr)$  in chlorite composition calculated on the basis of 14 oxygens.

высокими концентрациями  $Cr_2O_3$  (1.24—4.69 мас. %). От зерна к зерну выявляются существенные различия содержания натрия при близком валовом химическом составе. Такие различия отмечаются не только в пределах образца (ан. 2—7 в табл. 1), но и в пределах отдельных полиминеральных сростаний. Например, ан. 24—27 отвечают четырем различным зернам из одного сростания. При этом соотношения катионов, рассчитанные на 14 атомов кислорода, во всех без исключения изученных минералах соответствуют идеальной формуле клинохлора с отношением  $Si/Al^{IV}$  от 1.88 до 3.88, а баланс зарядов таков, что с учетом иона натрия структура приближается к электронейтральной. То есть избыточный отрицательный заряд, обусловленный замещением Si на Al в тетраэдрической позиции и не полностью скомпенсированный избыточным положительным зарядом, возникающим за счет гетеровалентного изоморфизма  $Mg, Fe \rightarrow Al, Cr$ , в большинстве случаев примерно равен количеству ионов Na (рис. 2). Иными словами, если рассматривать «бруситоподобный» слой как электронейтральный, то «талькоподобный» слой будет обладать избыточным отрицательным зарядом. Например, в структуре смектита такой избыточный отрицательный заряд компенсируется эквивалентным количеством межслоевых катионов.

В геологической литературе чрезвычайно редко можно встретить указания на значительную примесь натрия или калия в хлорите. Известно лишь два щелочных хлорита — кукеит и франклинфорнесит (Сегну, 1970; Реасог е. а., 1988). Эти хлориты помимо лития и кальция могут содержать значительные количества натрия и калия. Кроме того, существует натровая разновидность талька с содержанием  $Na_2O$  до 2.7 мас. % и упорядоченный смешанно-слоистый силикат — кулькеит, представляющий собой промежуточное соединение между клинохлором и тальком, с кристаллохимической формулой  $(Na_{0.41}K_{0.01}Ca_{0.01})_{0.43}(Mg_{7.93}Al_{1.04})_{8.97}[Al_{1.44}Si_{6.56}O_{20}](OH)_{10}$  (Schreyer е. а., 1980). Как для Na-талька, так и для кулькеита структурная позиция иона натрия определена не окончательно, однако авторы допускают изоморфизм  $Na + Al \rightarrow Si$  в тетраэдрической позиции. Приведенные выше данные указывают на существование теоретической возможности вхождения натрия в структуру хлорита. В нашем случае анализ всей выборки показал обратную корреляционную зависимость количества ионов натрия от суммы трехвалентных ионов в октаэдрической позиции (рис. 3). Это может свидетельствовать о вхождении натрия в октаэдрические позиции как «талькоподобного», так и «бруситоподобного» структурных слоев, если мы допускаем, что изученный минерал является хлоритом.

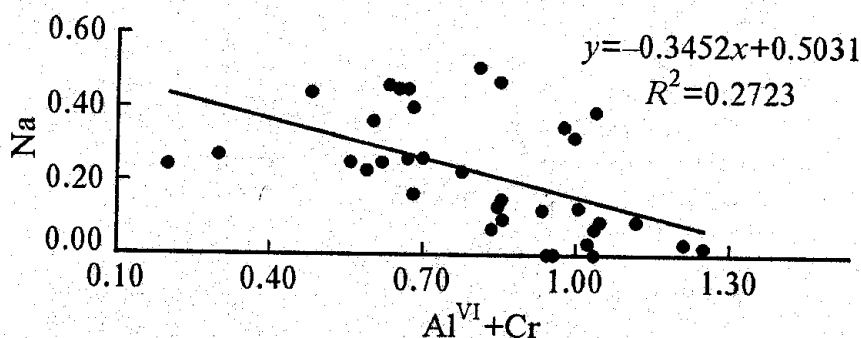


Рис. 3. Соотношение количества ионов Na и суммы трехвалентных ионов в октаэдрической позиции хлоритов в перерасчете на 14 атомов кислорода.

Fig. 3. Proportion between Na and  $(Al^{VI} + Cr)$  in chlorite calculated on the basis of 14 oxygens.

Таблица 1

Химический состав (мас. %) хлорита  
Chemical composition (wt %) of chlorite

Анализ	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Si	AlIV	AlVI	Cr	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Na
1	35	28.20	18.60	2.59	34.03	Не опр.	1.91	1.74	87.21	2.70	1.30	0.80	0.20	4.85	0.16	Не опр.	0.32
2	a-1/1	29.80	18.34	2.95	35.85	»	1.87	1.94	90.87	2.76	1.24	0.76	0.22	4.94	0.14	»	0.35
3	a-1/2	29.93	19.91	2.43	33.96	»	2.00	0.51	88.84	2.77	1.23	0.94	0.18	4.68	0.16	»	0.09
4	a-1/3	30.43	18.07	3.75	34.31	»	2.20	0.68	89.53	2.81	1.19	0.78	0.27	4.73	0.17	»	0.09
5	a-1/4	32.07	12.77	3.48	36.04	»	3.43	1.41	89.24	3.02	0.98	0.44	0.26	5.05	0.27	»	0.26
6	a-1/5	30.45	15.08	1.97	36.73	»	2.17	2.20	88.65	2.86	1.14	0.53	0.15	5.15	0.17	»	0.40
7	a-1/6	29.01	17.76	3.48	35.70	»	1.69	2.19	89.97	2.83	1.17	0.78	0.26	4.95	0.13	»	0.39
8	349-14	33.60	12.00	4.69	35.05	»	2.63	0.72	88.96	3.17	0.83	0.50	0.35	4.92	0.21	»	0.13
9	28/2-1	31.76	14.88	1.24	33.63	»	3.01	2.77	87.29	3.03	0.96	0.72	0.09	4.80	0.24	»	0.51
10	28/2-2	31.32	15.20	1.88	32.99	»	3.52	2.56	87.44	3.00	1.00	0.71	0.14	4.80	0.24	»	0.47
11	1565-1	30.68	14.69	2.89	37.93	»	1.85	1.46	89.49	2.85	1.15	0.46	0.21	5.26	0.15	»	0.26
12	1565-2	31.87	13.61	1.99	37.97	»	2.20	2.00	89.64	2.96	1.04	0.45	0.15	5.26	0.17	»	0.36
13	1565-3	28.47	19.38	2.79	35.53	»	1.86	0.73	88.77	2.66	1.34	0.80	0.21	4.96	0.15	»	0.13
14	1565-4	29.72	14.79	2.08	38.76	»	2.08	1.28	88.93	2.79	1.21	0.43	0.16	5.44	0.16	»	0.23
15	28/3-1	27.52	16.74	1.75	37.58	»	1.64	2.43	87.66	2.63	1.37	0.52	0.13	5.36	0.13	»	0.45
16	28/3-2	29.05	14.75	1.66	39.36	»	1.68	2.43	88.93	2.73	1.27	0.36	0.12	5.52	0.13	»	0.44
17	28/3-3	27.83	16.94	1.53	37.49	»	1.96	2.45	88.20	2.65	1.35	0.55	0.12	5.31	0.15	»	0.45
18	28/3-4	27.40	16.89	1.68	37.68	»	2.16	2.49	88.29	2.61	1.39	0.50	0.13	5.34	0.17	»	0.46
19	349-1	30.97	16.37	3.23	33.44	»	1.95	0.08	86.08	3.03	0.97	0.92	0.12	4.88	0.16	»	0.00
20	349-2	30.11	16.40	2.10	33.92	»	2.27	0.63	85.43	2.91	1.09	0.78	0.16	4.89	0.19	»	0.12
21	349-3	31.45	20.18	1.88	32.89	»	1.62	0.12	88.15	2.91	1.09	1.11	0.14	4.53	0.13	»	0.02
22	349-4	30.16	18.07	2.40	34.35	»	1.63	0.36	86.96	2.85	1.15	0.86	0.18	4.84	0.13	»	0.07
23	349-5	31.14	13.87	2.43	35.18	»	1.63	1.17	85.49	3.01	0.99	0.59	0.19	5.08	0.13	»	0.22
24	349-6	32.70	16.32	2.33	34.51	»	1.59	0.19	87.66	3.06	0.94	0.86	0.17	4.81	0.12	»	0.03
25	349-7	32.19	13.33	1.97	37.00	»	1.59	0.87	86.95	3.04	0.96	0.53	0.15	5.22	0.13	»	0.16
26	349-9	34.39	12.13	3.88	36.01	»	1.39	0.42	88.23	3.18	0.82	0.50	0.34	4.97	0.11	»	0.07
27	349-11	30.26	20.44	2.40	33.73	»	1.74	0.15	88.70	2.80	1.20	1.03	0.18	4.65	0.13	»	0.03

	349-13	31.73	16.22	1.33	36.39	He опр.	1.67	0.31	87.64	2.97	1.03	0.76	0.10	5.07	0.13	He опр.	0.10
28	349-13	31.73	16.22	1.33	36.39	He опр.	1.67	0.31	87.64	2.97	1.03	0.76	0.10	5.07	0.13	He опр.	0.10
29	M-278	31.08	13.63	1.78	35.33	2.22	1.23	0.83	86.10	2.99	1.01	0.54	0.14	5.07	0.10	0.16	0.16
30	110446	29.20	12.94	1.28	37.82	2.35	0.80	1.56	85.95	2.84	1.16	0.32	0.10	5.49	0.06	0.17	0.29
31	1	31.04	12.53	2.10	36.30	2.08	1.72	1.13	86.90	2.99	1.01	0.41	0.16	5.21	0.14	0.15	0.21

Примечание. Ан. 1—8 выполнены на микроанализаторе Camebax в ГЕОХИ РАН (аналитик Н. Н. Кононкова); ан. 1—7 — хлорит из микровключений в хромшпиннеле (Нижнетагильский массив), ан. 8 — то же (Косвинское дунитовое тело); ан. 9—28 выполнены на микроанализаторе JXA-5 в Ин-те геологии и геохимии УрО РАН (аналитик В. А. Вилисов); ан. 9—18 — интерстициальный хлорит из хромититов Нижнетагильского массива, ан. 19—28 — интерстициальный хлорит из хромититов Косвинского дунитового тела; ан. 29—31 — химический анализ монофракций хлорита из пегматитов Нижнетагильского массива; ан. 29, 30 — Иванов, 1997; ан. 31 — Малахов, Малахова, 1970; формальные коэффициенты даны в пересчете на 14 атомов кислорода, в ан. 1—28 все железо представлено в виде FeO.

Таблица 2

Химический состав (мас. %) минералов, образующих микровключения в хромшпиннеле из хромититов Нижнетагильского и Кытлымского массивов  
Chemical composition (wt %) of minerals from microinclusions in chrome-spinel of Nizhny Tagil and Kytlum massifs

Анализ	№ обр.	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Сумма
1	31/2	Флогопит	40.81	0.01	15.42	1.76	0.05	25.85	0.02	0.50	10.29	1.79	Н. о.	96.50
2	31/2	Гранат	36.54	1.64	12.44	5.84	0.00	3.47	34.63	0.09	0.02	2.27	»	96.94
3	31/2	Серпентин	40.95	0.00	0.14	3.17	0.06	38.62	0.05	0.00	0.00	2.04	»	85.01
4	31/2-1	Оливин	41.68	Н. о.	Н. о.	4.02	0.08	51.74	0.33	Н. о.	Н. о.	1.26	0.27	99.37
5	35	Флогопит	40.00	0.03	15.12	1.81	0.02	25.76	0.00	0.00	10.77	1.77	Н. о.	95.29
6	35	Диоксид	53.22	0.07	1.04	1.78	0.00	16.41	24.60	0.24	0.02	1.73	»	99.11
7	35-1	Оливин	42.07	Н. о.	Н. о.	4.26	0.11	53.08	0.26	Н. о.	Н. о.	0.56	0.20	100.52
8	a-1	Флогопит	40.32	0.00	16.62	1.87	0.00	26.18	0.02	0.00	10.71	1.80	Н. о.	97.52
9	a-1	Гранат	34.71	0.99	8.80	6.83	0.00	4.17	34.88	0.00	0.03	4.60	»	95.00
10	a-1/1	Оливин	41.93	Н. о.	Н. о.	3.87	0.00	52.05	0.25	Н. о.	Н. о.	0.96	0.16	99.22
11	a-1/1	Флогопит	39.64	0.00	16.85	2.35	0.00	25.46	0.03	0.13	10.66	2.13	Н. о.	97.25
12	349-14	Амфибол	42.24	0.53	12.80	3.45	0.07	18.97	11.80	3.68	0.78	2.73	»	97.05
13	349-14	Гранат	36.41	1.46	8.55	9.35	0.00	0.07	32.97	0.00	0.02	9.49	»	98.33
14	349-14	Пектолит	52.85	0.04	0.51	0.66	0.05	0.05	32.12	10.75	0.00	1.21	»	98.28
15	349-14	Флогопит	39.98	0.23	17.34	1.94	0.02	26.52	0.01	0.50	9.97	1.89	»	98.40
16	349-4	Амфибол	43.27	0.48	13.35	3.60	0.01	19.03	12.42	3.64	0.80	2.82	»	99.42
17	349-4	Флогопит	39.84	0.11	17.34	1.91	0.00	26.65	0.00	0.72	8.94	2.03	»	97.53
18	349-4	Везувиян (?)	33.24	4.19	5.90	9.70	0.03	0.78	33.43	0.29	0.09	9.79	»	97.48

Примечание. Одинаковыми номерами обозначены различные минералы, образующие полимеральные включения; ан. 1—11 — Нижнетагильский массив; ан. 12—18 — Кытлымский массив; анализы выполнены на микроанализаторе Camebax в ГЕОХИ РАН, аналитик Н. Н. Кононкова; все железо представлено в виде FeO.

Химический состав (мас. %) силикатов из пегматитовых жил  
 Chemical composition (wt %) of silicate minerals from pegmatite veins

Анализ	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	127-1	42.36	0.80	9.89	2.25	19.55	4.17	12.68	2.98	0.95	95.62
2	127-2-1	43.26	0.46	9.09	2.36	20.37	3.96	12.57	2.90	0.77	95.74
3	127-3	43.12	0.57	9.69	2.58	20.03	4.07	12.39	2.90	0.92	96.29
4	127-4-1	43.49	0.52	9.65	2.62	20.43	3.92	12.26	2.90	0.84	95.63
5	127-5	38.91	0.18	13.45	1.43	27.22	3.07	0.01	1.56	7.72	93.56
6	127-6	38.54	0.17	12.64	1.89	28.01	3.04	0.04	1.42	7.40	93.14
7	127-7-1	38.66	0.26	12.94	1.62	28.36	3.26	0.03	1.47	7.34	93.95
8	127-8	37.64	0.07	10.89	1.28	29.26	3.77	0.14	1.20	5.34	89.59
9	127-9	34.26	0.20	11.81	1.58	31.18	3.44	0.30	0.63	2.82	86.22
10	127-2-2	31.40	0.02	7.86	3.04	38.88	4.00	0.04	1.26	Н. о.	86.50
11	127-10	30.34	Н. о.	13.71	1.59	36.42	3.06	Н. о.	1.35	» »	86.49
12	127-4-2	29.88	0.02	9.73	2.27	37.70	3.47	» »	1.42	» »	84.48
13	127-11	34.91	Н. о.	10.89	0.90	32.56	8.22	» »	0.39	0.33	88.19
14	127-12	30.80	» »	15.23	1.34	32.15	4.54	» »	0.08	0.25	84.40
15	127-7-2	32.03	0.09	6.49	1.28	34.85	9.26	0.70	0.42	0.06	85.18
16	127-2-3	40.78	Н. о.	1.24	0.85	43.48	1.59	0.04	0.05	Н. о.	88.03
17	127-4-3	39.53	» »	1.38	0.98	43.78	2.44	0.03	0.14	» »	88.28
18	127-7-3	40.24	0.02	0.04	0.31	41.31	6.21	0.14	0.00	» »	88.30

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик А. В. Вилисов); ан. 1—4 — паргасит, ан. 5—7 — флогопит; ан. 8, 9 — смесь флогопита и хлорита (?); ан. 10—12 — хлорит, ассоциирующий с паргаситом; ан. 13—15 — хлорит, ассоциирующий с флогопитом; ан. 16—18 — серпентин; все железо представлено в виде FeO.

Однако сходные стехиометрические соотношения могут отвечать и смешанослойному серпентин-хлориту (Reynolds, 1988). Действительно, в обр. 349 один из минералов отвечает составу  $Na_{0.19}(Mg_{5.54}Fe_{0.10}Cr_{0.04}Al_{0.18}[Si_{3.72}Al_{0.28}]O_{10}(OH)_8$ , что позволяет рассматривать его как Al-серпентин. Концентрации Na<sub>2</sub>O в этом минерале примерно такие же, как и в минерале, отвечающем по составу хлориту (ан. 23, 25, 26 в табл. 1). Обращает на себя внимание и низкое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в обогащенном натрием хлорите из пегматитовых жил (табл. 3, ан. 10, 12), также позволяющее рассматривать этот минерал в качестве промежуточного члена изоморфного ряда Al-лизардит—амезит (Wicks, O'Hanley, 1988). Однако, как и в предыдущем случае, такой подход оставляет открытым вопрос о структурной позиции атомов натрия.

Объяснить присутствие высоких концентраций Na<sub>2</sub>O в изученных минералах возможно, рассматривая их как смешанослойные образования типа хлорит—сметит (сапонит) или хлорит—Na-вермикулит. Однако в этом случае, поскольку «бруситоподобный» слой в хлорите частично заменяется слоями H<sub>2</sub>O и «обменными» ионами Na, K, Ca, Mg и т. д., должно наблюдаться снижение суммы оксидов и изменение их стехиометрических отношений в сторону уменьшения количества ионов в октаэдрической позиции. При таких высоких содержаниях Na<sub>2</sub>O, в ряде случаев соответствующих чистому сапониту, отклонения от стехиометрии должны быть значительными. Однако, как видно в табл. 1, не наблюдается ни тенденции к снижению общей суммы оксидов, ни тенденции к снижению суммы октаэдрических ионов. Сумма последних без учета Na варьирует незначительно (от 5.85 до 6.19) при идеальном для клинохлора значении — 6.00. Содержания «октаэдрических» ионов явно слишком высоки, даже если рассматривать часть ионов магния в качестве обменных. Хотя баланс отрицательных и положительных зарядов позволяет допустить «межслоевую» позицию Na, других оснований рассматривать изученные минералы в качестве смешанослойных образований типа хлорит—сметит у нас нет.

Таким образом, на данном этапе исследований можно лишь утверждать, что силикаты, отвечающие по стехиометрии главным компонентам хлориту, содержат заметную примесь натрия, положение которого в структуре минерала требует дальнейшего уточнения. Кроме того, обогащение хлорита натрием представляется вполне вероятным в свете полученных нами новых данных о составе других минералов, сопровождающих хромо-платиновое оруденение Нижнетагильского типа.

Характерной особенностью большинства силикатов минеральной ассоциации, развитой как в рудах, так и в морфологически сходных с хромитовыми шширами пегматитовых жилах является высокое содержание хрома (табл. 2 и 3). В хлорите концентрации Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> достигают 3 мас. % и выше, в гранате содержание хрома колеблется от первых процентов до 15 мас. %, во флогопите, амфиболе и диопсиде около 2 мас. %. Другой характерной особенностью силикатов является низкая железистость и низкое содержание титана. Исключением являются только кальциевые гранаты, содержание TiO<sub>2</sub> в которых достигает в некоторых случаях 4 мас. %. Оливин из включений в хромшпинелиде характеризуется, с одной стороны, крайне низкой железистостью ( $f = 0.03—0.06$ ), что в целом типично для оливинов в составе хромитовых

руд, а с другой стороны пониженным содержанием никеля ( $\text{NiO} < 0.2\%$ ), которое как минимум в два раза ниже уровня концентрации этого элемента в оливинах соответствующей железистости. Помимо этого, оливин из включений характеризуется очень высокой примесью кальция ( $\text{CaO} = 0.25\text{—}0.33\%$ ), сопоставимой с примесью этого компонента в порообразующем оливине (Иванов, Рудашевский, 1987).

Флогопит во включениях представлен нормальной калиевой разновидностью с содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  не выше  $0.72\text{ мас. } \%$ . При этом он сосуществует с хлоритом, содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  в котором достигают  $2.2\text{ мас. } \%$ . Флогопит, образующий крупные (до  $5\text{ мм}$ ) чешуйки в пегматоидных серпентино-паргаситовых жилах в дуните, отличается более высокими концентрациями  $\text{Na}_2\text{O}$ , достигающими  $1.5\text{ мас. } \%$  (табл. 3). При этом хлорит, послойно развивающийся по флогопиту, не содержит заметных количеств щелочей. В этих же пегматитах в сростании с паргаситом был обнаружен натрийсодержащий слоистый силикат, отвечающий по стехиометрии основных компонентов хлориту (табл. 3, ан. 10—12), но отличающийся от хлоритов из микровключений в хромшпинелиде и из силикатного цемента руд более низким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Высокие концентрации щелочей ( $2\text{—}3.5\text{ мас. } \%$ ) в хлорите из ультраосновных пегматитов Нижнетагильского массива по результатам химического анализа отмечались ранее А. Н. Заварицким (1928), И. А. и Л. В. Малаховыми (1973) и О. К. Ивановым (1997) (табл. 1).

Одинаковый набор и близкий состав минералов, развитых в микровключениях в хромшпинелиде, в составе силикатного цемента руд и в составе пегматитовых жил в дуните свидетельствуют об их образовании в сходных условиях в ходе единого процесса. То, что ассоциация минералов, концентрирующих не типичные для дунитов компоненты (кальций, щелочи, фосфор, флюидную фазу), сопровождает обогащенные платиной хромитовые скопления и практически отсутствует в «пустых» хромититах, позволяет считать, что образование платины и кристаллизация данной минеральной ассоциации являются связанными процессами. Отсутствие достоверно установленных метасоматических ореолов вокруг хромитовых тел или следов проникновения флюида, поступающего в дуниты из внешних источников, не позволяет считать данную минеральную ассоциацию наложенной и свидетельствует об окончательном становлении хромоплатиноидного оруденения в условиях закрытой системы. Это подтверждается и геохимией изотопов кислорода, практически тождественной как для руд, так и для вмещающих дунитов и соответствующей магматическим флюидам (Уханов и др., 1998).

Аномальное геохимическое сосуществование в рудах хрома и магния, с одной стороны, кальция, щелочей, фосфора и водно-углекислотного флюида, с другой стороны, не может быть объяснено ни процессами кумуляции, ни процессами плавления.

При изучении дунитов Платиноносного пояса Урала нами было установлено практически повсеместное присутствие в них интерстициального хромдиопсида и, несколько реже, хромпаргасита, хромистого флогопита, апатита и других минералов. Их образование, по нашему мнению, связано с кристаллизацией остаточного межзернового расплава, захваченного в ходе кумулятивного процесса. Отметим, что и акцессорный хромшпинелид в дунитах также принадлежит к интерстициальной минеральной ассоциации. Он образует мелкие идиоморфные кристаллы в промежутках между более крупными зернами оливина и очень редко встречается в виде включений в последний. Вполне вероятно, что на стадии твердопластичных деформаций, которую проходили все дуниты Платиноносного пояса Урала, этот интерстициальный материал мигрировал и сегрегировался в участках пониженного давления (в тенях давления) в виде хромититовых шпиров, жил и различных пегматитов). В последующем его эволюция проходила без видимого обмена с окружающим дунитом, а окончательная кристаллизация и консолидация — после окончания деформационных процессов. Высокая доля флюидной фазы в рудной системе позволяет последней длительное время сохранять высокую подвижность и способность образовывать активные тела жильного облика. Флюиды, как показано многочисленными исследованиями (Рудашевский, 1987; Малич, Оже, 1996, и др.), в значительной мере могли способствовать мобилизации и переотложению платиноидов.

Дискуссионным остается вопрос о первичном источнике флюида, щелочей, кальция и других компонентов, присутствующих как в дунитах, так и в хромо-платиновых рудах Нижнетагильского типа. Решение этого вопроса связано с проблемой состава и происхождения родоначальных расплавов для дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа. Как было показано разными исследователями, состав такого расплава должен соответствовать породам повышенной основности: субщелочным пикрито-базальтам, глиноземистым клинопироксенитам или тылаитам, изначально обогащенным водой (Irvin, 1974; Ферштатер, Пушкарев, 1987; Ферштатер и др., 1999). Образование такого расплава связано с плавлением метасоматизированной мантии. В геотектоническом отношении вероятной областью проявления таких эндогенных процессов является мантийный клин в зонах субдукции. В последнее время достаточно убедительно показано, что формирование дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Платиноносного пояса Урала происходило в надсубдукционной обстановке (Иванов, Шмелев, 1996). Естественно предположить, что в процессы метасоматизма и магмогенерации в этой ситуации могут вовлекаться и компоненты морской воды, океанических осадков и др., служащие возможным источником кальция, натрия и флюидной фазы.

#### Список литературы

Аникина Е. В., Пушкарев Е. В., Гарути Дж., Заккарини Ф., Зедлер И. Хром-платиноидное оруденение в комплексах Урало-Аляскинского типа: состав и происхождение // Уральская летняя минералогическая школа-99. Екатеринбург: Изд. УГГА, 1999. С. 62—82.

Бетехтин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд. АН СССР, 1935. 148 с.



Волченко Ю. А., Золотов К. К., Коротеев В. А., Мардиросьян А. Н., Неустроева И. И. Новые и перспективные типы платинометалльного оруденения Урала // Геология и металлогения Урала. Сб. науч. трудов. Екатеринбург, 1998. Кн. 1. С. 238—255.

Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Н-Тагильского районов на Урале. Тр. Геол. Комитета (Новая серия). Вып. 62. СПб., 1913. 694 с.

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. СПб., 1928. С. 1—51.

Иванов К. С., Шмелев В. Р. Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649—652.

Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд. УрГУ, 1997. 488 с.

Иванов О. К., Рудашевский Н. С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Сб. науч. трудов. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1987. С. 16—35.

Малахов И. А., Малахова Л. В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Тр. Института геологии и геохимии УФАИ. Свердловск: Изд. УФАИ СССР, 1970. Вып. 83. 166 с.

Малич К. Н., Оже Т. Состав включений в минералах осмия — индикатор условий образования Гулинского ультраосновного массива // Докл. РАН. 1998. Т. 361. № 6. С. 812—814.

Рудашевский Н. С. Парагенезисы минералов платиновых элементов дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1986. С. 8—9.

Рудашевский Н. С. Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // ЗВМО. 1987. № 2. С. 222—238.

Уханов А. В., Аникина Е. В., Устинов В. И. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива в свете данных по изотопному составу кислорода оливинов и хромшпинелидов // Геохимия. 1998. № 12. С. 1298—1300.

Ферштатер Г. Б., Пушкарев Е. В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13—23.

Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Пушкарев Е. В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352—370.

Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Пушкарев Е. В., Аникина Е. В., Миронов А. Б., Уймин С. Г. Редокс-состояние дунит-клинопироксенитовой ассоциации Урало-Аляскинского типа // Ежегодник-1998. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1999. С. 143—146.

Černý P. Compositional variations of cookeite // *Canad. Miner.* 1970. Vol. 10. P. 636—647.

Irvine T. N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex Southeastern Alaska. *The Geological Society of America. Memoir* 138. Ontario. 1974. 176 p.

Peacor D. R., Rouse R. C., Baily S. W. The crystal structure of franklinfurnaceite // *Amer. Miner.* 1988. Vol. 73. P. 876—887.

Pushkarev E. V., Anikina E. V., Chashchukhin I. S., Votyakov S. L., Ukhonov A. V., Borg G. The oxygen geochemistry of oxide and silicate minerals applied to the genesis of the Ural-Alaskan type complexes and related chromite-platinum deposits within the Uralide Orogen, Russia // *Abstracts of EUG 10. Strasbourg.* 1999. P. 474.

Reynolds R. C. Mixed layer chlorite minerals // *Reviews in Mineralogy. Vol. 19: Hydrous phyllosilicates.* 1988. P. 601—626.

Schreyer W., Abraham K., Kulke H. Natural sodium phlogopite coexisting with potassium phlogopite and sodian aluminian talc in a metamorphic evaporite sequence from Derrag, Tell Atlas, Algeria // *Contrib. Miner. Petrol.* 1980. Vol. 74. P. 223—233.

Wicks F. J., O'Hanley D. S. Serpentine minerals: structures and petrology // *Reviews in Mineralogy. Vol. 19: Hydrous phyllosilicates.* 1988. P. 91—167.

Поступила в редакцию  
6 ноября 1999 г.