

УДК 549.616.4(470.53)

О ПЕРВОЙ НАХОДКЕ ТИТАНСОДЕРЖАЩЕГО ГИДРОКСИЛКЛИНОГУМИТА В ПОДИФОРМНЫХ ХРОМИТИТАХ

© 2024 г. П. Б. Ширяев*, Ю. В. Ерохин, К. С. Иванов,
член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, В. В. Хиллер

Поступило 01.08.2023 г.

После доработки 28.08.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

Впервые в подиформных хромититах обнаружен минерал группы гумита – титансодержащий гидроксилклиногумит, относящийся к природным плотным водосодержащим магнезиальным силикатам (DHMS-фазам). Находка сделана в хромовых рудах плато Пайты, расположенного в северной части Войкаро-Сыньинского ультрамафитового массива Полярного Урала. Хромититы залегают в теле дунитов, которое расположено на контакте апогарцбургитовых амфибол-оливин-антигоритовых и амфибол-энстатит-оливиновых метаморфических пород, содержащих реликты несерпентинизированных гарцбургитов. По оптическим данным и химическому составу минерал относится к титансодержащему гидроксилклиногумиту, так как содержит TiO_2 (до 5.64 мас. %), при полном отсутствии фтора. Присутствие ОН-группировки в минерале подтверждается рамановским спектром, который в целом соответствует эталону гидроксилклиногумита. Результаты геотермометрии показывают, что формировался данный минерал в хромититах Полярного Урала при температуре 668–740 °С и, вероятно, давлении 20–25 кбар. Из этого следует, что образование (или перекристаллизация) хромитовых руд происходило в высокобарических условиях, т.е. рудопроявления хромитов в северной части Войкаро-Сыньинский массива были сформированы, по всей видимости, в надсубдукционной обстановке.

Ключевые слова: гидроксилклиногумит, подиформные хромититы, рудопроявление Пайты, Войкаро-Сыньинский ультрамафитовый массив, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S2686739724010137

Термин “подиформные хромититы” впервые появился в 1946 году в работе, посвященной геологии, особенностям строения и состава руд хромитовых месторождений Северной Калифорнии [1]. Термин подчеркивал, что форма рудных тел, развитых в пределах изученных объектов, не пластовая (типичная для стратиформных месторождений), а линзовидная.

Генезис подиформных хромититов в офиолитовых ультрамафитах до сих пор остается не вполне ясным. Определение *PT*-параметров хромитообразования является одной из важных проблем, связанной, как правило, с отсутствием надежных геобарометров, позволяющих провести достоверные оценки давления при формировании рудных сегрегаций. В последние годы появился ряд публикаций, свидетельствующих об обнаружении в подиформных хромититах

минералов-индикаторов сверхвысоких давлений – алмаза, муассанита, коэсита, силицидов железа и т.д. ([2] и др.).

В настоящей статье мы сообщаем о первой находке титансодержащего гидроксилклиногумита в хромититах плато Пайты, расположенного в северной части крупнейшего Войкаро-Сыньинского ультрамафитового массива Полярного Урала. Титансодержащий клиногумит, $[\text{Mg}_{9-X}\text{Ti}_X(\text{SiO}_4)_4(\text{OH}, \text{F})_{2-2X}\text{O}_{2X}]$, где $(0 < X < 0.5)$, является одним из минералов группы гумита, относящихся к природным высокоплотным гидросиликатам магнезия (так называемым DHMS-фазам). Гидроксилклиногумит был описан как новый минеральный вид в 1999 г. по результатам изучения образца из скарнов Зеленцовской копи близ пос. Магнитка на Южном Урале [3], хотя аналогичный минерал упоминался разными исследователями значительно раньше [4]. При этом титансодержащий клиногумит не является распространенным минералом, он изредка отмечался в ряде

¹Институт геологии и геохимии Уральского отделения
Российской Академии наук, Екатеринбург, Россия

*E-mail: pavel.shiryayev@gmail.com

магматических и метаморфических ультрамафитов, включая мантийные ксенолиты ([5] и др.). Экспериментальные исследования последних десятилетий ([5, 6] и др.) и находки титансодержащего клиногумита в породах, маркирующих высокobarические/субдукционные зоны в эталонных УНР-объектах ([7] и др.), позволяют относить данный минерал к высокobarическому парагенезису.

Рудопроявление Пайты было обнаружено в начале 1970-х гг. в ходе геолого-съёмочных работ, проводившихся Г.Н. Савельевой и А.Э. Граудиным. Всего в пределах рудопоявления выделено шесть тел хромитовых руд, четыре из которых группируются в цепочку северо-восточного простирания. В центре этой цепочки вскрыто тремя канавами самое крупное рудное тело № 1903, шириной в плане до 25 м и длиной 60 м. Это тело прослежено 7 мелкими скважинами на глубину от 0.5 м до 8.1 м, в среднем 2.7 м. Морфология рудного тела может быть отнесена к сложно-линзовидной. Во внутреннем строении рудного тела как в плане, так и в разрезе иногда появляются “пятна” и “окна”, сложенные более бедными рудами и дунитами. Преобладают богатые густовкрапленные руды, пригодные для использования без обогащения. Рудное тело № 1903 залегает в теле дунитов (рис. 1), которое

расположено на контакте апогарцбургитовых амфибол-оливин-антигоритовых и амфибол-энстатит-оливиновых метаморфических пород, содержащих реликтовые участки несерпентинизированных гарцбургитов ([8] и др.). Рудовмещающие дуниты в различной степени антигоритизированы, однако на контакте с рудным телом степень серпентинизации дунитов понижается.

Гидроксилклиногумит установлен оптически в шлифах, а также изучен с применением методов электронного-зондового анализа и рамановской спектроскопии.

Для хромититов, содержащих срастания оливина с клиногумитом, характерна орбикулярная текстура с переходом в массивную (рис. 2). Химический состав хромитита следующий (в мас.%): SiO_2 9.74; TiO_2 0.24; Al_2O_3 11.66; $\text{FeO}_{\text{сум}}$ 11.36; MgO 23.58; CaO 0.07; Cr_2O_3 39.77; MnO 0.24; потери при прокаливании – 1.9.

Рудообразующие хромовые шпинели по своему составу соответствуют магнезиохромиту со значительными вариациями содержаний основных оксидов (в мас.%): Cr_2O_3 от 55.85 до 63.27; Al_2O_3 от 1.21 до 13.16; $\text{FeO}_{\text{сум}}$ от 14.84 до 22.88; MgO от 10.46 до 15.03. Содержания примесных компонентов в шпинелиде следующие

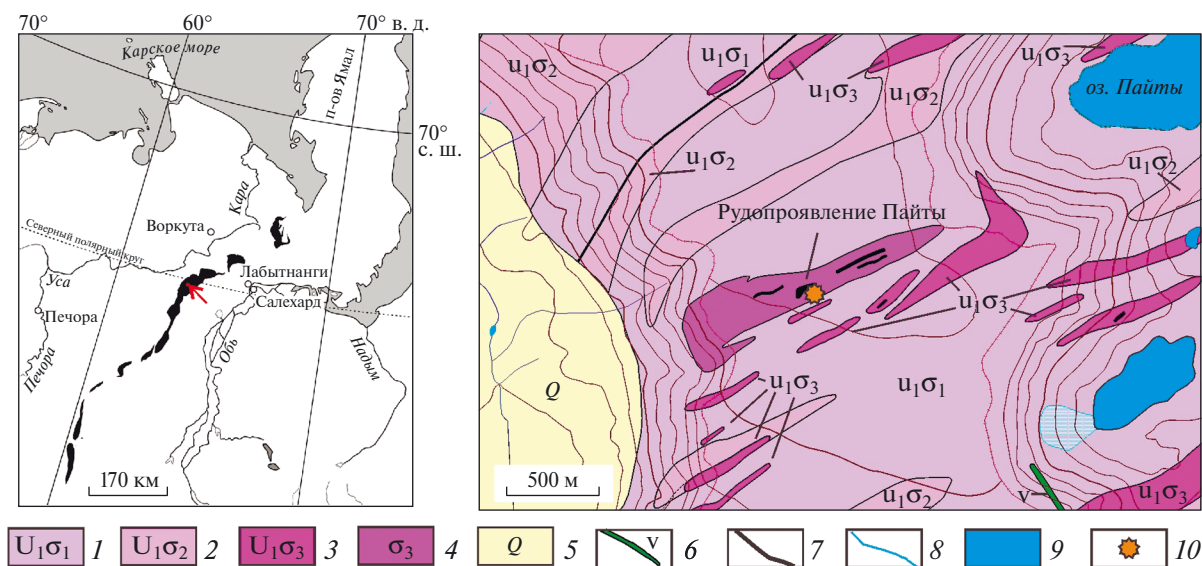


Рис. 1. Геологическая схема рудопоявления Пайты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал), по [8]. Условные обозначения: 1–3 – породы метаморфизованного дунит-гарцбургитового комплекса: 1 – с содержанием дунитовой составляющей 10–30%; 2 – с содержанием дунитовой составляющей 30–50%; 3 – с содержанием дунитовой составляющей более 50%; 4 – дуниты; 5 – четвертичные отложения; 6 – габбро жильные; 7 – тектонические нарушения; 8 – ручьи; 9 – озера; 10 – место находки титансодержащего гидроксилклиногумита.

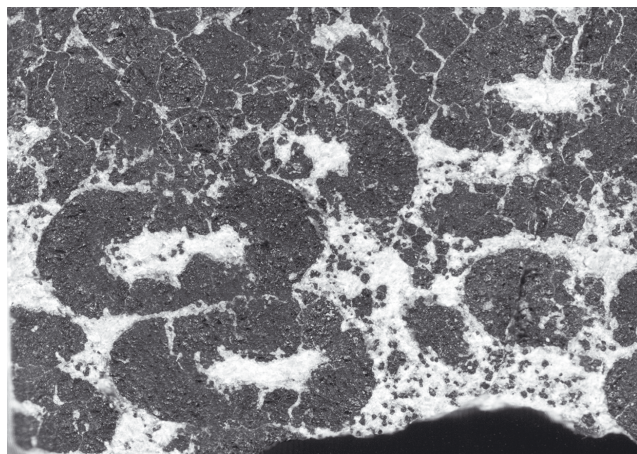


Рис. 2. Хромитит орбикулярной текстуры. Рудопоявление Пайты, Войкаро-Сынынский массив, Полярный Урал. Длина поля фотографии 5 см.

(в мас.%): TiO_2 от 0.13 до 0.49; MnO — 0.07–0.24; NiO — 0.00–0.23.

Внутри каждого рудного овоида силикат представлен отдельным зерном оливина с повышенным содержанием NiO (0.55–0.71 мас.%) и низкой железистостью (1.8–2.9% фаялитового минала). Отметим, что повышенное содержания никеля — характерная черта оливинов из т.н. УНР-хромититов, т.е. хромититов повышенных давлений, где во включениях в хромитах фиксируются находки высокобарических минералов ([9] и др.). Установлена прямая корреляция содержаний оксидов железа и никеля с зональным распределением и снижением их количества от центра к краю зерна оливина. Также для центральных частей зерна оливина внутри овоида хромовой шпинели характерно значимое содержание примесей титана и марганца TiO_2 0.06 мас.%, MnO 0.08 мас.%, исчезающих в краевых частях.

Минеральная ассоциация форстерит + клиногумит локализована в интерстициях овоидов хромитита. На контакте оливин-клиногумитовых сростаний и хромовой шпинели развит клинохлор. Оливин из сростаний с клиногумитом по составу соответствует форстериту (1.56–2.11% фаялитового минала) с повышенным содержанием хрома Cr_2O_3 0.01–0.09 мас.% и невысоким, по сравнению с оливином из хромитовых овоидов, содержанием NiO в пределах 0.17–0.38 мас.%. В интерстициях овоидов с оливином ассоциируют редкие зерна пентландита. Количество титана в оливине возрастает на контакте с клиногумитом до 0.08 мас.% TiO_2 .

Клиногумит встречается только в сростании с оливином. Он слагает зерна и скопления размером до 200 микрон, неправильной формы. В шлифе, без анализатора, окрашен в желтоватый, желтый или желто-оранжевый цвет, чем хорошо отличается от бесцветного форстерита (рис. 3). У наиболее окрашенных участков сечений устанавливается обратная схема абсорбции: от желтовато-оранжевого (по Np) до желтого (по Ng) цвета. Изредка в зернах проявлена плохо выраженная спайность по $\{100\}$, относительно которой фиксируется косое угасание $\text{cNp} \sim 12^\circ$, что характерно именно для клиногумита, т.к. у хондрита этот угол значительно больше [10].

На BSE-изображениях клиногумит от оливина никак не отличается, поэтому для выборки мест под микрозондовый анализ сначала проводилось картирование в лучах титана (рис. 4 а), а также было проведено картирование по линиям $742+783 \text{ см}^{-1}$ на рамановском спектре (рис. 4 б). По данным химического состава (табл. 1), минерал определяется как титансодержащий гидроксилклиногумит, т.к. содержание фтора не превышает фоновых значений. Минерал характеризуется низкой железистостью ($f = \text{Fe}^{2+} \cdot 100\% / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$) в пределах 1.55–2.10%, повышенным количеством Cr_2O_3 (до 0.93 мас.%) и вполне значительным содержанием TiO_2 (варьирует от 4.75 до 5.64 мас.%). По структурным данным ([11] и др.), титан в этом минерале входит в т.н. бруситовые слои с реализацией изоморфной схемы $\text{Mg}^{2+} + 2(\text{OH})^- \rightarrow \text{Ti}^{4+} + 2(\text{O})^{2-}$. Это согласуется с работой [5], где показано соответствие составов минерала вектору замещения $\text{TiO}_2\text{M}_{-1}(\text{OH})_{-2}$, где $\text{M} = \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ni}$. Наши анализы также тяготеют к этому тренду (рис. 5).

Для того чтобы доказать присутствие воды в минерале, были проведены измерения спектров КР (рамановских) в Центре коллективного пользования “Современные нанотехнологии” УрФУ (г. Екатеринбург) с помощью системы отображающей конфокальной микроскопии комбинационного рассеяния Alpha 300 AR+ (аналитик П.С. Зеленовский). На рис. 6 показан неполяризованный рамановский спектр исследованного титансодержащего гидроксилклиногумита. По положению основных линий он практически полностью совпадает со спектрами, полученными в предыдущих исследованиях ([12] и др.). Слабые полосы $914, 934$ и 968 см^{-1} относятся к асимметричным колебаниям (ν_3) тетраэдра SiO_4 . Выделяются три линии — при $863, 846$ и 829 см^{-1} , которые соответствуют симметричным валентным колебаниям (ν_1) тетраэдра SiO_4 .

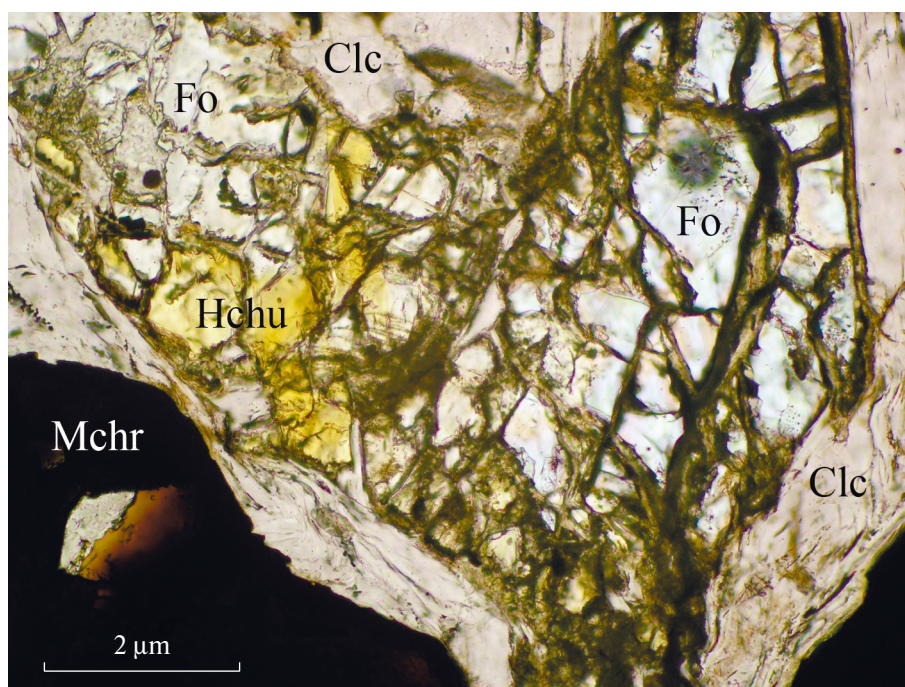


Рис. 3. Срастание оливина с клиногумитом в хромитите; Fo — форстерит, Hchu — гидроксилклиногумит, Mchr — магнезиохромит, Clc — клинохлор. Фото полированного шлифа, без анализатора.

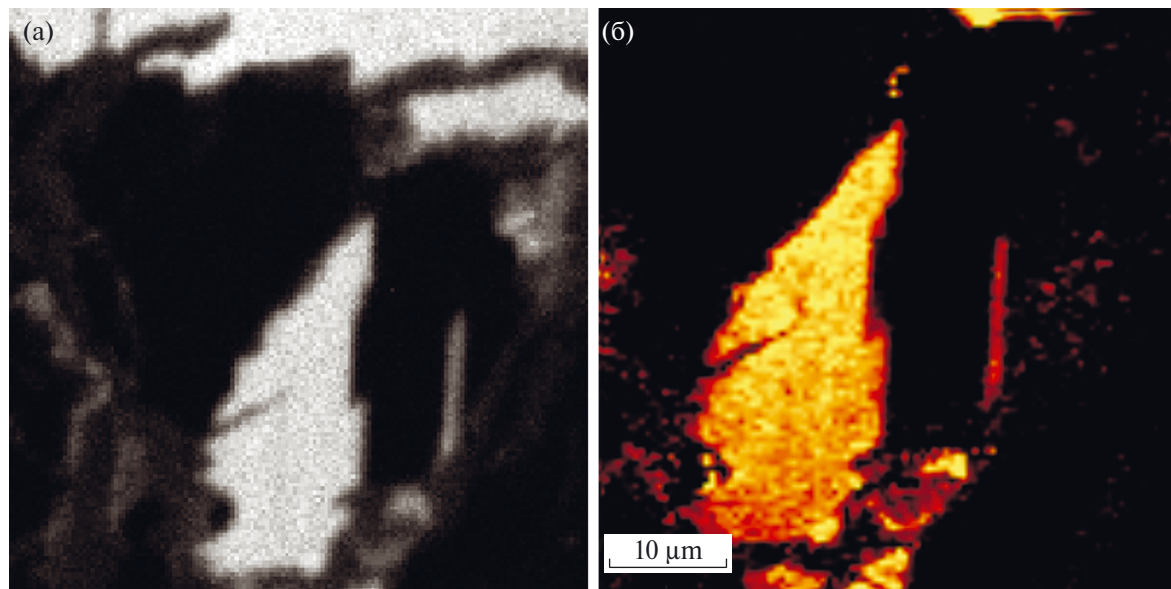


Рис. 4. Оливин в срастании с гидроксилклиногумитом: а) — карта в лучах титана (светлое — клиногумит, черное — оливин); б) — карта линий клиногумита $742+783\text{ см}^{-1}$ на рамановском спектре (желтое — клиногумит).

Соотношение этих линий позволяет уверенно отличать клиногумит от хондродита: для клиногумита преобладающей по интенсивности является 863 см^{-1} , а для хондродита — 846 см^{-1} [13].

В нашем случае преобладающей линией является 863 см^{-1} . Полосы 743 , 758 и 783 см^{-1} относятся к деформациям MgOH и M^{2+}OH ; полосы 490 , 538 и 598 см^{-1} соответствуют внеплоскостным

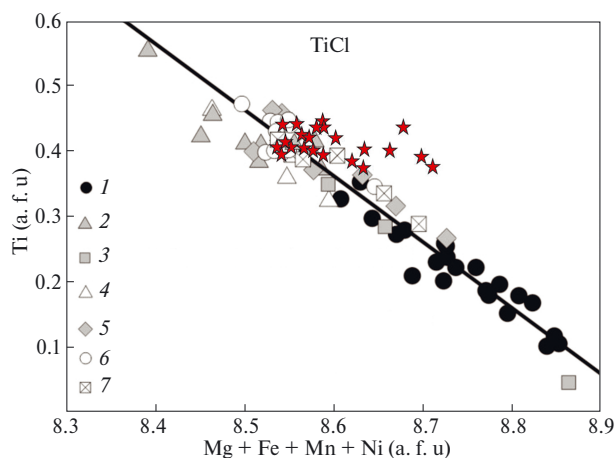


Рис. 5. Диаграмма корреляции титана от суммы двухвалентных катионов в кристаллохимической формуле титаносодержащих клиногумитов (по [5]). Условные обозначения: 1 — из серпентинитов Китайского Тянь-Шаня; 2 — из кимберлитов США; 3 — из мраморов восточных Альп; 4 — из офиолитов западных Альп; 5 — из серпентинитов Испании; 6 — из серпентинитов Италии; 7 — из УНР-метаморфитов Италии. Звездочками показаны наши данные.

(ν_4) колебательным модам деформации SiO_4 ; плохо разделяющиеся полосы в диапазоне $383\text{--}351\text{ см}^{-1}$ соответствует плоскостной (ν_2) моде деформации SiO_4 . Наиболее значимыми для изученного нами гидроксиклиногумита являются пики в области колебаний О-Н связи — $3763\text{--}3396\text{ см}^{-1}$. Выделяются основные три линии — 3420 , 3529 и 3690 см^{-1} , из которых первые две являются типичными для минералов группы гумита. Высокая интенсивность линий 3396 и 3420 см^{-1} объясняется вхождением Ti в позицию Mg [12]. Линии 3529 и 3568 см^{-1} имеют низкую интенсивность. Причина высокой интенсивности линии 3690 см^{-1} не ясна, однако, несомненно, ее присутствие обусловлено колебаниями О-Н-связей.

Результаты экспериментального получения Ti-клиногумита неоднозначны в связи со значительными вариациями состава исходных материалов, что привело к существенным различиям в построении фазовых реакций и, как следствие, полей стабильности Ti-клиногумита на фазовых диаграммах. Синтез Ti-клиногумита был осуществлен неоднократно при ультравысоких

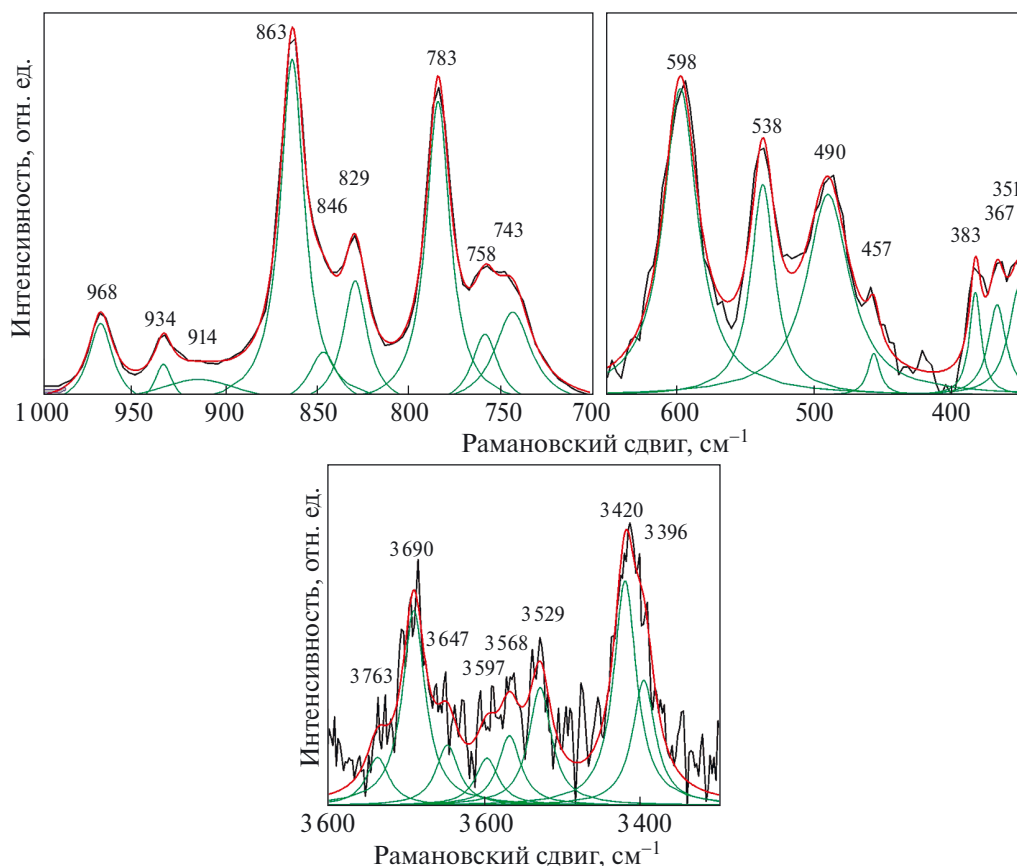


Рис. 6. КР (рамановский) спектр гидроксиклиногумита из хромититов (черным цветом показан исходный спектр, зеленым — лоренцевы составляющие, красным — огибающая лоренцевых составляющих).

Таблица 1. Химический состав гидроксилклиногумита (мас. %) из хромититов.

№	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	FeO	MnO	MgO	F	Сумма
1	38.08	5.13	0.11	0.21	1.83	0.03	52.93	—	98.32
2	38.46	5.02	0.10	0.21	1.76	—	53.27	0.01	98.83
3	37.70	5.51	0.10	0.21	1.75	0.02	53.57	—	98.86
4	37.54	5.64	0.02	0.19	1.83	0.05	53.45	0.05	98.79
5	38.09	5.57	0.08	0.20	1.87	0.04	53.29	—	99.14
6	37.81	5.38	0.06	0.23	1.53	—	53.37	—	98.38
7	37.82	5.56	0.06	0.14	1.55	0.02	53.99	—	99.14
8	37.97	5.59	0.05	0.24	1.55	—	53.61	—	99.01
9	37.81	4.87	0.12	0.15	1.72	0.02	53.83	0.05	98.57
10	37.91	4.75	0.14	0.19	1.92	0.06	53.97	—	98.94
Формульные коэффициенты, расчет на сумму 13 атомов металлов и кремния									
1	4.04	0.41	0.01	0.02	0.16	0.00	8.36	0.00	13.00
2	4.05	0.40	0.01	0.02	0.16	0.00	8.37	0.00	13.00
3	3.97	0.44	0.01	0.02	0.15	0.00	8.41	0.00	13.00
4	3.96	0.45	0.00	0.02	0.16	0.00	8.41	0.00	13.00
5	4.01	0.44	0.01	0.02	0.16	0.00	8.36	0.00	13.00
6	4.00	0.43	0.01	0.02	0.14	0.00	8.41	0.00	13.00
7	3.97	0.44	0.00	0.01	0.14	0.00	8.44	0.00	13.00
8	3.99	0.44	0.00	0.02	0.14	0.00	8.40	0.00	13.00
9	3.98	0.39	0.01	0.01	0.15	0.00	8.45	0.00	13.00
10	3.98	0.37	0.01	0.02	0.17	0.01	8.44	0.00	13.00

давлениях (80 кбар и выше) в системах с избытком титана ([14] и др.). В то же время синтезировать Ti-клиногумит при относительно невысоких давлениях не удалось и фазовые диаграммы, используемые в интерпретациях в многочисленных публикациях, основаны на кривых разложения Ti-клиногумита на ассоциацию оливин+ильменит ([15] и др.) или в более кремнекислых системах Ti-клиногумит + ортопироксен = оливин + рутил + H₂O [6]. Оба случая не имеют отношения к нашей системе с низкими содержаниями оксида титана и кремнезема.

Оценка *PT*-условий образования Ti-клиногумита на различных природных объектах сильно разнится от вполне умеренных 450 °C и 5 кбар [4] до высокобарических — 550 °C, 20–25 кбар [16] и 550–600 °C, 25 кбар [17], а также 680–710 °C, 16–19 кбар [18]. При столь разных данных современные исследователи склонны считать Ti-клиногумит высокобарическим минералом. Верхним ограничением по давлению для него считается 25 кбар (глубина около 80 км) [5], при больших давлениях (от 26 кбар) уже формируется Ti-хондродит. По нашим данным, температура оливин-хромшпинелевого равновесия по расчету с использованием геотермометра

Большауза-Берри-Грина [19] составляет для исследованного образца хромитита 668–740 °C. При такой температуре, по экспериментальным данным ([5] и др.), титансодержащий гидроксилклиногумит попадает в поле 20–25 кбар.

Таким образом, нами впервые в подиформных хромититах обнаружен минерал группы гумита — титансодержащий гидроксилклиногумит. Находка сделана в хромовых рудах плато Пайты, расположенного в северной части Войкаро-Сыньинского ультрамафитового массива. Оптические методы исследования определяют минерал как клиногумит. По данным химического состава, он относится к титансодержащему гидроксилклиногумиту, т.к. содержит TiO₂ (до 5.64 мас.%) при полном отсутствии фтора. Присутствие OH-группировки в минерале подтверждается рамановским спектром, который в целом соответствует эталону гидроксилклиногумита. По всей видимости, он формировался при 668–740 °C и 20–25 кбар. Из этого следует, что образование (или перекристаллизация) хромитовых руд происходило в высокобарических условиях и, по всей видимости, с участием воды. Подвижность и перераспределение хрома очень возможны в мантийном надсубдукционном

клине, куда водосодержащие флюиды поступают в больших количествах из субдуцирующей пластины. А Главный Уральский глубинный разлом, в зоне которого и расположен Войкаро-Сыньинский ультрамафитовый массив, в настоящее время интерпретируется именно как палеозойская зона субдукции [20]. Таким образом, рудопоявления хромитов в северной части Войкаро-Сыньинского массива были сформированы, по всей видимости, в надсубдукционной обстановке, а это, как известно ([9] и др.), наиболее перспективная геодинамическая обстановка для генерации именно *крупных* месторождений хромитов. Следовательно, новые данные в целом повышают перспективность на хромиты одного из крупнейших в мире ультрамафитовых plutонов – Войкаро-Сыньинского.

Авторы глубоко скорбят по нашей безвременно ушедшей коллеге, к.г.-м.н. Н.В. Вахрушевой (1959–2023 гг.), которая очень много сделала для изучения хромитов Полярного Урала и, в частности, для данной статьи.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны член-корр. РАН И.В. Пекову за помощь в улучшении статьи, а также В.Ю. Алимову и П.С. Зеленовскому за помощь в работе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00027, <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wells F.G., Cater F.W. Jr., Rynearson G.A. Chromite deposits of Del Norte County, California. Geological investigations of chromite in California. Part I, Klamath Mountains // California Department of Natural Resources, Division of Mines, 1946. Ch. 1. V. 134. 76 p.
2. Yang J.S., Dobrzynetska L.F., Bai W.J., Fang Q.S., Robinson P.T., Zhang J.F., Green H.W. Diamond- and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet // *Geology*, 2007. V. 35. P. 875–878.
3. Гекимянц В.М., Соколова Е.В., Спиридонов Э.М., Феррарис Дж., Чуканов Н.В., Пренчипе М., Авдонин В.Н., Поленов Ю.А. Гидроксилклиногумит $Mg_9(SiO_4)_4(OH, F)_2$ – новый минерал из группы гумита // *Записки ВМО*. 1999. Ч. 128. Вып. 5. С. 64–70.
4. Trommsdorff V., Evans B.W. Titanian hydroxyl-clinohumite: formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1980. V. 72. P. 229–242.
5. Shen T., Hermann J., Zhang L., Lü Z., Padrón-Navarta J.A., Xia B., Bader T. UHP metamorphism documented in Ti-chondrodite- and Ti-clinohumite-bearing serpentized ultramafic rocks from Chinese southwestern Tianshan // *Journal of Petrology*, 2015. V. 56. P. 1425–1458.
6. Wirth R., Dobrzynetska L.F., Green H.W. Electron microscope study of the reaction $olivine + H_2O + TiO_2 \rightarrow$ titanian clinohumite + titanian chondrodite synthesized at 8 GPa, 1300 K // *American Mineralogist*, 2001. V. 86. P. 601–610.
7. Zhang R.Y., Shu J.F., Mao H.K., Liou, J.G. Magnetite lamellae in olivine and clinohumite from Dabie UHP ultramafic rocks, central China // *American Mineralogist*. 1999. V. 84. P. 564–569.
8. Вахрушева Н.В. Метаморфизм хромитоносных гипербазитов Полярного Урала. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГА, 1996. 24 с.
9. Arai S., Miura M. Formation and modification of chromitites in the mantle // *Lithos*. 2016. V. 264. P. 277–295.
10. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. М.: Мир, 1965. 372 с.
11. Fujino K., Takeuchi Y. Crystal chemistry of titanian chondrodite and titanian clinohumite of high-pressure origin // *American Mineralogist*. 1978. V. 63. P. 535–543.
12. Liu D., Hirner S.M., Smyth J.R., Zhang J., Shi X., Wang X., Zhu X., Ye Y. Crystal chemistry and high-temperature vibrational spectra of humite and norbergite: Fluorine and titanium in humite-group minerals // *American Mineralogist*. 2021. V. 106. P. 1153–1162.
13. González-Jiménez J.M., Plissart G., Garrido L.N., Padrón-Navarta J.A., Aiglsperger T., Romero R., Marchesi C., Moreno-Abril A.J., Reich M., Barra F., Morata D. Ti-clinohumite and Ti-chondrodite in antigorite serpentinites from Central Chile: evidence for deep and cold subduction // *European Journal of Mineralogy*. 2017. V. 29. P. 959–970.
14. Stalder R., Ulmer P. Phase relations of a serpentine composition between 5 and 14 GPa: significance of clinohumite and phase E as water carriers into the transition zone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 140. P. 670–679.

15. Weiss M. Clinohumites: a field and experimental study. PhD Thesis № 12202. Swiss Federal Institute of Technology Zurich, 1997. 168 p.
16. De Hoog J.C.M., Hattori K., Jung H. Titanium- and water-rich metamorphic olivine in high-pressure serpentinites from the Voltri Massif (Ligurian Alps, Italy): evidence for deep subduction of high-field strength and fluid-mobile elements // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 167. Article 990.
17. Rebay G., Spalla M.I., Zanon D. Interaction of deformation and metamorphism during subduction and exhumation of hydrated oceanic mantle: Insights from the Western Alps // *Journal of Metamorphic Geology*. 2012. V. 30. P. 687–702.
18. López Sánchez-Vizcaíno V., Gómez-Pugnaire M.T., Garrido C.J., Padrón-Navarta J.A., Mellini M. Break-down mechanisms of titanclinohumite in antigorite serpentinite (Cerro del Almirez massif, S. Spain): A petrological and TEM study // *Lithos*. 2009. V. 107. P. 216–226.
19. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. Experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer – implications for oxygen fugacity in the Earth's upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 107. P. 27–40.
20. Иванов К. С., Пучков В. Н. Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей // *Геотектоника*. 2022. № 6. С. 78–113.

ABOUT THE FIRST DISCOVERY OF TITANIUM–CONTAINING HYDROXYLCLINOHUMITE IN PODIFORM CHROMITITE

P. B. Shiryaev[#], Yu. V. Erokhin, K. S. Ivanov,

Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov, V. V. Khiller

*Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yekaterinburg, Russian Federation.*

[#]*E-mail: pavel.shiryayev@gmail.com*

For the first time in podiform chromitites, a mineral of the humite group, titanium–containing hydroxylclinohumite, belonging to natural dense water-containing magnesian silicates (DHMS phases), was found. The find was made in chrome ores of the Paity plateau, located in the northern part of the Voikaro-Synyinsky ultramafic massif of the Polar Urals. Chromitites are deposited in the dunite body, which is located at the contact of apoharzburgite amphibole-olivine-antigorite and amphibole-enstatite-olivine metamorphic rocks containing relics of non-serpentinized harzburgites. According to optical data and chemical composition, the mineral belongs to titanium-containing hydroxylclinohumite, since it contains TiO₂ (up to 5.64 wt.%), in the complete absence of fluoride. The presence of OH-grouping in the mineral is confirmed by the Raman spectrum, which generally corresponds to the standard of hydroxylclinohumite. The results of geothermometry show that this mineral was formed in chromitites of the Polar Urals at a temperature of 668–740° with and, probably, a pressure of 20–25 kbar. It follows from this that the formation (or recrystallization) of chromite ores occurred under high-pressure conditions, i.e. ore occurrences of chromites in the northern part of the Voikaro-Synyinsky massif were formed, apparently, in a suprasubduction environment.

Keywords: hydroxylclinohumite, podiform chromitites, Paity ore occurrence, Voikaro-Synyinsky ultramafic massif, Polar Urals