

20. Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Scientific Press Ltd., 1997. 156 с.
21. Соненфельд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 480 с.
22. Страхов Н.М., Цветков А.И. К вопросу о распространении магнетита в осадочных породах // Зап. ВМО. 1944. Ч. 73. В. 4 С. 209–222.
23. Урасина Л.П., Другалева Т.А., Смолин П.П. Главнейшие магнетитовые месторождения. М.: Недра, 1993. 157 с.
24. Хайрулина Г.З., Шевелев А.И., Крутиков В.Ф., Урасин М.А., Урасина Л.П. Теневые строматолитовые структуры магнетитов — результат процессов перекристаллизации // Минералогическая кристаллография, кристаллогенез, кристаллосинтез (Информационные материалы). Сыктывкар: УрО РАН, 1990. С. 70–71.
25. Ходак Ю.А., Чеботарев М.В. К генезису синийских магнетитовых пород Малого Хингана // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138. № 1. С. 184–187.
26. Шевелев А.И. К вопросу образования месторождений магнетита // Геология и геофизика. 1977. № 5. С. 67–75.
27. Шевелев А.И. О литологической ассоциации месторождений магнетита в доломитовых комплексах // Литология и полезн. ископаемые. 1978. № 3. С. 131–136.
28. Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнетита и брусита России. Казань: Новое знание, 2003. 162 с.
29. Яржемский Я.Я. О роли доломита и магнетита в соленосных толщах // Докл АН СССР. 1955. Т. 104. № 4. С. 622–625.
30. Abonyi A., Abonyiova M. Deposits of crystalline magnesite in Slovakia // Mineral' a Slovakia. Monografia. Bratislava, 1981. N 1. P. 107–125.
31. Braithwaite C.J.R., Zedef V. Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Golu, Turkey // J. Sedimentary Research. Section A. 1996. V. 66. N 5. P. 991–1002.
32. Gebelein C.O., Hoffman P. Algal origin laminations in stromatolitic limestones // Journ. Sedimentary Petrol. 1973. V. 43. N 3. P. 602–613.
33. Nishihara H. Origin of the bedded magnesite deposits of Manchuria // Economic Geology. 1956. V. 51. N 7. P. 698–711.
34. Siegl W. Entwurf zu einer salinar-sedimentaeren Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg) // Mineralium Deposita. 1969. V. 4 N 3. S. 225–233.
35. Turan J., Vancova L. Vyskyty magnezitu v evaporitoch Zapadnych Karpat // Zapadne Karpaty. Seria mineralogia, petrografia, geochemia, loziska. Bratislava. 1976. N 2. S. 95–149.
36. Valdija K.S. Origin of the Magnesite Deposits of Southern Pithoragarh, Kumaun Himalaya, India // Economic Geology. 1968. V. 63. N 8. P. 924–934.
37. Vancova L., Turan J. Magnesite deposits and occurrences in the West Carpatians, their genesis and geochemistry // Symposium on Geochemistry of endogenous and exogenous processes. Bratislava, 1982. P. 282–300.
38. Vasconcelos Cr., McKenzie Ju., Brnasconi St., Grulic D., Tien A. Microbial mediation as a possible mechanism for dolomite formation at low temperatures // Nature. 1995. V. 377. P. 220–222.
39. Walter M.R., Golubic S., Preiss W.V. Recent stromatolites from hydromagnesite and aragonite depositing lakes near the Coorong lagoon, South Australia // J. Sedimentary Petrology. 1973. V. 43. N 4. P. 1021–1030.

Российский государственный университет
нефти и газа имени И.М. Губкина
Рецензент — Г.А. Садовников

УДК 550.8:553.82:553.22

Н.С. СЕРЕБРЯКОВ, В.С.В. АРИСТОВ

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПРОЯВЛЕНИЙ КОЛЛЕКЦИОННОГО КОРУНДА В ПОРОДАХ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

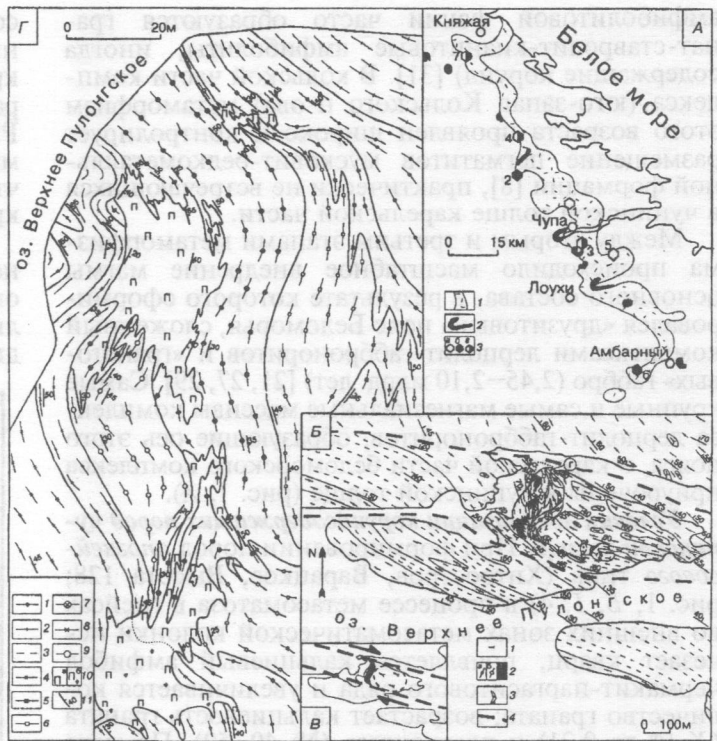
Рассмотрены закономерности размещения проявлений декоративного коллекционного корунда в чупинской толще беломорского комплекса Северной Карелии и предложены предположения и признаки прогноза и поиска.

В пределах беломорского комплекса известны следующие проявления корунда ([13, 30] и данные авторов): в Карелии — Хитоостровское, Варацкое, Дядина гора, Высота 128 (в [30] названо Нигрозеро), Миронова Губа и Климовское, на Кольском п-ове — Перуселька, в Архангельской области — Кий-остров. Первые четыре проявления расположены в породах чупинской толщи (рис. 1, а). Наиболее известно и перспективно на декоративный корунд Хитоостровское проявление (рис. 2). На образцы корунда этого проявления объединением «Союзкварцсамоцветы» Министерства геологии СССР был распространен отраслевой стандарт на коллекционные минералы [19]; на Хитоострове проводилась оценка запасов с одновременной пробной разработкой.

В [12, 14, 16, 17] корундовая минерализация Северной Карелии отнесена к метаморфогенным образованиям. В [5, 9, 30] уточнено, что она образуется при метасоматозе, связанном с региональным

метаморфизмом. Нами выделены два типа корундовой минерализации: апогнейсовый и апобазитовый [25], которые образуются при метасоматическом замещении соответственно полосчатых кианит-гранат-биотитовых плаггиогнейсов с крупными кристаллами кианита и метаморфизованных магматических пород комплекса лерцолит-габброноритов. С генезисом связаны локальность и небольшие размеры проявлений корунда, причем они не равноценны в связи с разным содержанием декоративного корунда. Все это осложняет поиск проявлений и требует ясного понимания геологических факторов, контролирующих размещение и отвечающих за наличие высококачественного материала. В [3, 30] делается попытка определить такие факторы, но из последних невозможно вывести пригодные для практического применения признаки для поисков проявлений. Нами на протяжении последних нескольких лет специально изучались

Рис. 1. А — местонахождение проявлений корундосодержащих метасоматитов чупинской толщи: 1 — чупинская толща (по [18]); 2 — наиболее крупные массивы лепролит-габброноритового комплекса (без Ковдозерского, по [27]), 3 — проявления метасоматитов: а — апогнейсового типа (1 — Хитоостров, 5 — Плотина), б — апобазитового типа (2 — Дядина гора, 6 — Кулежда), в — апогнейсового и апобазитового типов (3 — Варрацкое, 4 — Высота 128, 7 — Лягкомина); Б — геологическая карта Хитоострова (по съемочным материалам Е.П. Чуйкиной (1971) с дополнениями): 1 — метаморфизованные базиты (комплекс «гранатовых» габбро); 2, а, б — корундосодержащие метасоматиты: а — внешняя зона с St-Pl-псевдоморфозами по кианиту, б — внутренние зоны с корундом; в — олигоклазиты; 3 — пегматиты; 4 — разломы; остальные усл. обознач. см. рис 1, Г; В — схема структурной локализации корундосодержащих метасоматитов Хитоострова; Г — геологическая карта Хитоостровского проявления корунда (составили Н.С. Серебряков, А.П. Гладышева, Е.В. Волкова, Вс.В. Аристов): 1 — мигматизированные гранатовые амфиболиты; 2 — Grt-Bt-плаггиогнейсы; 3 — Ky-Grt-Bt-плаггиогнейсы; 4 — двусланяные плаггиогнейсы; 5—9 — корундосодержащие породы: 5 — Bt-Grt-Cam-Pl с St-Pl-псевдоморфозами по кианиту; 6 — Bt-Ged-Grt-Cam-Pl с зональными Crn-St-Pl-псевдоморфозами по кианиту; 7 — Crn-St-Bt-Ged-Grt-Cam-Pl с идиоморфными кристаллами корунда; 8 — Crn-St-Grt-Bt-Pl с идиоморфными кристаллами корунда; 9 — лейкократовые Crn-St-Grt-Cam-Bt-Pl с идиоморфными кристаллами корунда и крупными кристаллами граната; 10 — плаггиоклазиты: а — с Grt; б — с Qtz и Mu; 11 — элементы залегания



корундосодержащие породы чупинской толщи [22—26], выявлены их закономерности размещения и предложены новые признаки, при использовании которых нам удалось найти несколько новых небольших проявлений. Результаты работ представлены в данной статье.

Геологическая характеристика чупинской толщи беломорского комплекса. Чупинская толща сложена преимущественно высокоглиноземистыми гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами при подчиненном количестве амфиболитов. Характерная порода толщи — средне- и крупнозернистый кианит-гранат-биотитовый плаггиогнейс с полосчатой текстурой (дифференциация лейко- и меланократовых минералов) и макроскопически видимым кианитом, кристаллы которого могут достигать 10 см. Субстратом для гнейсов явились граувакки [18] (возраст не древнее 3 млрд. лет [1]). Породы толщи метаморфизованы в несколько этапов [1, 2, 6, 8, 11, 31]: 1. Раннеребольский умереннобарического гранулитового метаморфизма (2,82 млрд. лет). 2. Позднеребольский высокобарического метаморфизма амфиболитовой фации (2,72—2,65 млрд. лет). 3. Раннесвекофеннский высокобарического метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, при котором сформировались мусковитовые пегматиты Беломорья (1,90—1,80 млрд. лет). В позднеребольский [11, 20] или раннесвекофеннский [8] этап образовались характерные для чупинской толщи полосчатые кианитовые плаггиогнейсы. 4. Позднесвекофеннский умереннобарического метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (1,80—1,70 млрд. лет). В чупинской толще карельской части беломорского комплекса образования данного этапа метаморфизма распространены мало, приурочены к локальным сдвиговым зонам, имеют в основном метасоматический характер (в условиях

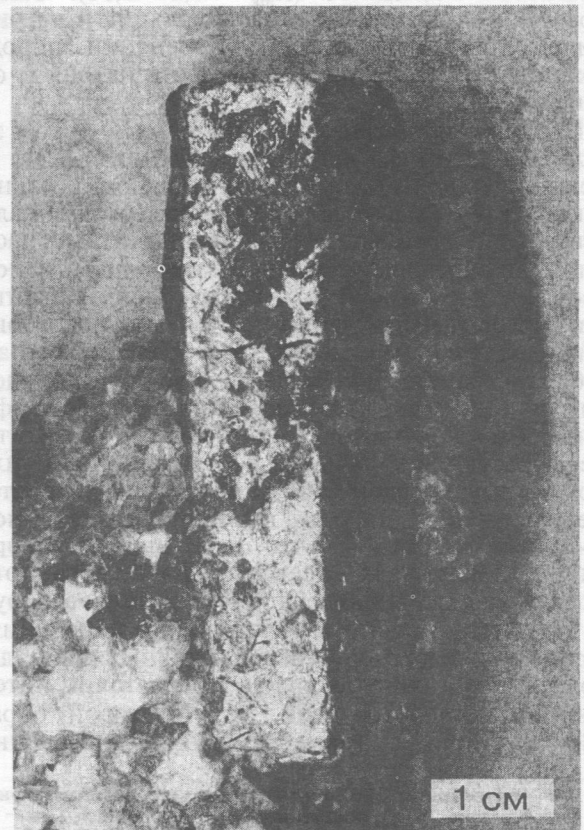


Рис. 2. Крупный идиоморфный кристалл корунда, Хитоостров

амфиболитовой фации часто образуются гранат-ставролит-кианитовые амфиболиты, иногда содержащие корунд [31]. В кольской части комплекса (юго-запад Кольского п-ова) метаморфизм этого возраста проявлен широко и контролирует размещение пегматитов мусковит-редкометалльной формации [8], практически не встречающихся в чупинской толще карельской части.

Между вторым и третьим этапами метаморфизма происходило масштабное внедрение магмы основного состава, в результате которого сформировался «друзитовый» пояс Беломорья, сложенный комплексами лерцолит-габброноритов и «гранатовых» габбро (2,45–2,10 млрд. лет) [21, 27, 29]. Самые крупные и самые магнезиальные массивы комплекса лерцолит-габброноритов, образующие ось этого пояса, в карельской части беломорского комплекса приурочены к чупинской толще (рис. 1, А).

Условия локализации корундосодержащих пород чупинской толщи. При формировании пород апогнейсового типа (Хитоостров, Варацкое, Высота 128; рис. 1, Б, Г; 4) в процессе метасоматоза в гнейсах во внешних зонах метасоматической колонки исчезает кварц, появляется кальциевый амфибол чермакит-паргаситового ряда и увеличивается количество граната; возрастает кальциевость граната (X_{Ca}^{Grt} до 0,21) и плагиоклаза (№ 40–50). По мере усиления преобразования гнейсов (в тыловой зоне) растет натриевость и глиноземистость кальциевого амфибола; на Хитоострове с ним в парагенезисе находится натриевый малокремниевый жедрит [24]; также снижается кальциевость плагиоклаза (№ 30) и граната ($X_{Ca}^{Grt}=0,05–0,11$) при возрастании магнезиальности последнего ($X_{Mg}^{Grt}=0,27–0,36$). Таким образом, в породе привносился кальций и натрий, причем при максимальном изменении породы максимально возрастали активность натрия и отношение a_{Na2O}/a_{CaO} .

Корунд образовался при метасоматическом замещении крупных кристаллов кианита [22]. Во внешних зонах метасоматической колонки кианит на контакте с амфиболом или гранатом замещался ставролит-плагиоклазовыми симплектитами, часто вплоть до образования полных ставролит-плагиоклазовых псевдоморфоз. Вокруг симплектитов практически всегда формируется плагиоклазовая кайма, отделяющая ставролит от кальциевого амфибола и граната. В породах тыловой зоны метасоматитов в центральных частях таких псевдоморфоз появляются корунд-плагиоклазовые симплектиты, т. е. образуются зональные корунд-ставролит-плагиоклазовые псевдоморфозы по кианиту. С ростом преобразования породы на месте замещенного кристалла кианита (часто еще внутри ставролит-плагиоклазовых псевдоморфоз) образуются сростки мелких идиоморфных кристаллов корунда. Наконец, в местах максимального изменения в породе появляются крупные одиночные кристаллы (более 1 см в длину) корунда с достаточно интенсивной малиново-розовой (до фиолетовой) окраской, связанной с примесью хрома, повышенное

содержание которого наблюдается в исходных кианитовых гнейсах [28]. Ставролит также образует крупные кристаллы и контактирует со всеми минералами. Таким образом, образуется порода состава $Pl+Prg+Grt+St+Cm (\pm Na-Ged, Bt)^1$ с акцессорными рутилом, ортитом и цирконом. Надо отметить, что в тыловой зоне Варацкого проявления при кристаллизации корунда исчезает гранат.

Для образований апогнейсового типа характерно, что по корундосодержащим (а также по всем окружающим) породам метасоматически развивались анхимономинеральные плагиоклазовые породы — олигоклазиты [24], в процессе чего возникла

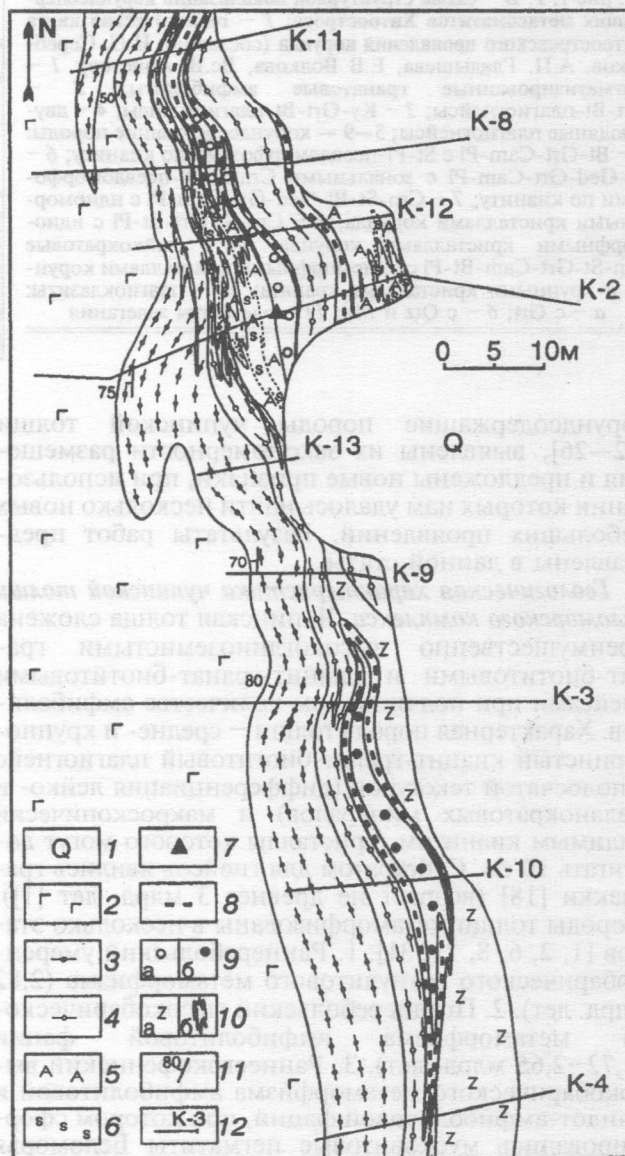


Рис. 3. Геологическая карта проявления корунда Дядина гора (составили Н.С. Серебряков, А. П. Гладышева, Е.В. Волкова): 1 — четвертичные отложения; 2 — габбронориты; 3 — гранатовые и безгрантовые амфиболиты; 4 — Grt-Cam-сланцы ($\pm Qtz, Pl$); 5 — Ky-Grt-Cam-сланцы; 6 — Ky-Cm-Grt-Cam-сланцы с St-Pl-псевдоморфозами по Ky; 7 — местоположение образцов пород с Ho, Spl, Spr, Crd; 8 — Ky-Cam-Oam- и Cam-Oam-сланцы ($\pm Grt, St, Cm$); 9 — сланцы с гигантскими кристаллами Grt: а — жердитовые ($\pm Cam, Ky, Cm, Bt$), б — хлоритовые ($\pm Ant, Cam$); 10, а — цоизит-кварцевые и цоизит-эпидотовые, б — цоизитизированные породы; 11 — сланцеватость; 12 — разведочные каналы с номерами

¹ Ant — антофиллит, Bt — биотит, Cam — кальциевые амфиболы, Chl — хлорит, Crb — карбонат, Crd — кордиерит, Cm — корунд, Ged — жедрит, Grt — гранат, Ho — хёбмит, Ky — кианит, Oam — ортоамфиболы; Pl — плагиоклаз, Prg — паргасит, Sill — силлиманит, Spl — шпинель, Spr — сапфирин, St — ставролит.

типичная для пород с корундом полосчатость. Также образовались крупные олигоклазитовые тела мощностью до 30 м. На контакте анхиминеральных прослоев олигоклазитов с более меланократовой корундсодержащей породой (на фронте ее замещения олигоклазитами) формировались наиболее крупные идиоморфные кристаллы корунда. Самые большие (до 7 см в длину) кристаллы встречаются внутри крупных прослоев олигоклазитов, но всегда на контакте с реликтами более меланократовых пород. Таким крупным кристаллам свойственна более слабая окраска, что, видимо, связано с выносом хрома из пород в процессе образования олигоклазитов. Состав плагиоклаза (№ 20) в олигоклазитах указывает на то, что они так же, как и корундсодержащие метасоматиты, образовались при повышенной активности натрия во флюиде.

Для Хитоострова и Варацкого с помощью Grt-Cam и St-Grt геотермометров [36] установлена температура образования корундсодержащих метасоматитов апогнейсового типа — 650–700 °С [25]; нижний предел давления определялся по положению линии $Ky \leftrightarrow Sill$ [37] в 7–8 МПа.

При образовании пород апобазитового типа (Дядина гора, Варацкое, Высота 128, рис. 3, 4) в метасоматически измененных апогаброноритовых амфиболитах исчезает плагиоклаз, появляются чермакит, амфибол ряда антофиллит—жидрит, кианит, ставролит, корунд, шпинель, иногда сапфирин, хётбомит и кордиерит. Внешняя зона метасоматитов обычно представляет собой крупнозернистую породу состава Cam+Grt или Cam ($\pm Pl$). Далее она замещается рядом парагенезисов: либо только Oam+Cam+Ky; либо последовательно сменя-

ющих один другой Cam+Ky \pm Grt, Cam+Crn \pm Grt (часто со St-Pl-псевдоморфозами по Ky), Cam+Spl \pm Ho и Oam+Spr+Spl \pm Ho. По последнему может также развиваться парагенезис Bt+Crb+Crn, а потом и Crd+Crb. В метасоматитах, развитых по породам меньшей магнезиальности (Варацкое, Высота 128), парагенезисы с сапфирином не образуются, а вместо Cam+Spl \pm Ho образуется Cam+Grt+Crn \pm Ho. Центральная зона метасоматитов обычно сложена породой Ged+Grt \pm Cam, Spl, Crn с гигантскими кристаллами граната (до 20 см), которая часто практически полностью замещается парагенезисом Chl+Grt+Ant+Cam \pm Bt (также с гигантскими кристаллами граната). Уменьшение содержания кальцийсодержащих минералов и появление большого набора высокоглиноземистых и высокомагнезиальных минералов свидетельствуют о выносе кальция и кремния из породы в процессе метасоматоза, при накоплении там (без привноса) алюминия, магния и железа.

Апобазитовому типу также присуще широкое развитие по метасоматитам, содержащим кальциевый амфибол, более поздних минералов группы эпидота, вплоть до образования эпидозитов.

В отличие от апогнейсового типа, где корундовая минерализация образовалась только при замещении кианита, в апобазитовом типе корунд формируется при замещении кианита в породе Cam+Ky \pm Grt (иногда в виде корунд-плагиоклазовых симплектитов внутри ставролит-плагиоклазовых псевдоморфоз; аналог апогнейсового типа, но с анортитом); при разложении сапфирина и хётбомита; при образовании тыловой зоны состава Ged+Grt \pm Cam, Spl, Crn в парагенезисе с жидритом.

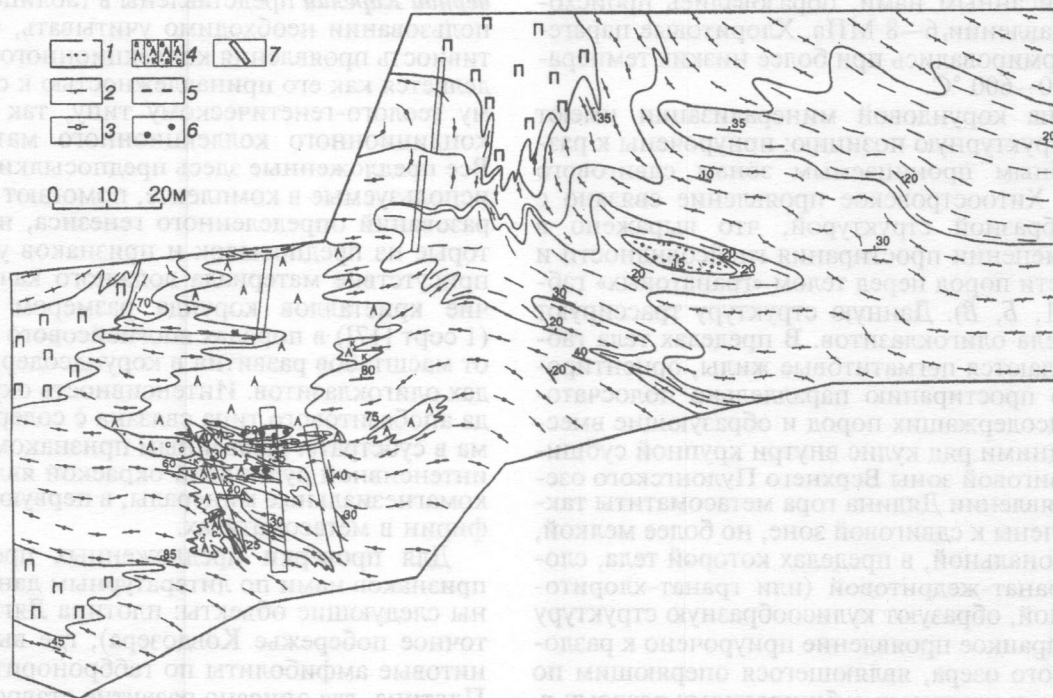


Рис. 4. Геологическая карта Варацкого проявления корунда (составили Н.С. Серебряков, Е.В. Волкова, Д.И. Корпечков, В.В. Аристов): 1 — лейкократовые Mu-Qtz-Pl-гнейсы; 2 — Ky-Grt-Cam-Bt-Pl-породы; 3 — Crn-St-Bt-Cam-Pl-породы с зональными Crn-St-Pl-псевдоморфозами по Ky и идиоморфными кристаллами Crn; 4 — роговообманковые сланцы: а — мономинеральные, б — с Ky и Grt, в — с Grt и St-Pl-псевдоморфозами по Ky, г — с Grt и Crn (\pm Ho); 5 — Oam-Cam-сланцы; 6 — Spl-Cam-Grt-Oam-Bt-Chl-сланцы с гигантскими кристаллами Grt; 7 — разведочные каналы; другие усл. обознач. см. рис. 1, Г; 3

Корунд обычно встречается в виде мелких (до 5 мм) ксеноморфных, редко идиоморфных зерен, а также скоплений таких зерен (размер скоплений от 1 до 10 см). Лишь в схожих с данным типом породах проявления Перуселька (Кольский п-ов) найдены большие кристаллы корунда (до 8 см).

Развитие метасоматитов в породах лерцолит-габброноритового комплекса, характеризующихся наиболее высоким содержанием хрома по сравнению с породами других основных-ультраосновных магматических комплексов Беломорья [30], является благоприятно для образования корунда интенсивной рубиновой окраски, так как хром при данном метасоматозе не выносятся. Но в связи с тем, что массивы комплекса различаются по содержанию Cr_2O_3 , в разных проявлениях корунд может быть окрашен по-разному в зависимости от исходной хромистости замещаемых пород. В метасоматитах Дядиной горы, развитых по более хромистым породам, образуется интенсивно окрашенный корунд, и там же присутствуют сапфирин, кордиерит и более магнезиальные амфиболы, шпинель и хегбомит (в связи с прямой корреляцией в исходных породах содержания хрома и магния). В метасоматитах, образованных по менее хромистым и магнезиальным породам (Варацкое, Высота 128), встречается слабоокрашенный корунд, более железистые амфиболы, шпинель, хегбомит, но не установлены сапфирин с кордиеритом.

PT-параметры образования апобазитового типа близки к таковым апогнейсовых корундсодержащих пород. По нашим определениям (Grt-Cam и St-Grt-геотермометры [36]) температуры находятся в интервале 630–680 °C [25]. По [29], кианит-гранат-антофиллит-роговообманковых породы, идентичные описанным нами, образовались происходило при давлении 6–8 МПа. Хлоритовые парагenezисы формировались при более низких температурах — 570–600 °C.

Оба типа корундовой минерализации имеют сходную структурную позицию: приурочены к разномасштабным проницаемым зонам сдвигового характера. Хитоостровское проявление связано с флексуриобразной структурой, что выражено в резком изменении простирания гнейсовидности и полосчатости пород перед телом «гранатовых» габбро (рис. 1, Б, В). Данную структуру трассируют крупные тела олигоклазитов. В пределах тела габбро наблюдаются пегматитовые жилы, ориентированные по простиранию параллельно полосчатости корундсодержащих пород и образующие вместе с последними ряд кулис внутри крупной субширотной сдвиговой зоны Верхнего Пулонгского озера. На проявлении Дядина гора метасоматиты также приурочены к сдвиговой зоне, но более мелкой, субмеридиональной, в пределах которой тела, сложенные гранат-ждритовой (или гранат-хлоритовой) породой, образуют кулисообразную структуру (рис. 3). Варацкое проявление приурочено к разлому Варацкого озера, являющегося оперяющим по отношению к крупному субширотному разлому р. Кереть. В региональном масштабе, все корундовые проявления чупинской толщи приурочены к срединно-беломорской проницаемой зоне, функционирующей на протяжении длительного времени от 2,45 до 1,70 млрд. лет [26].

Корундовая минерализация чупинской толщи имеет поздне Svecofennian возраст (1,80–1,70 млрд. лет) [25]. Апогнейсовые метасоматиты Хитоострова находятся вместе с пегматитами раннесвекофеннского возраста (1,90–1,80 млрд. лет) в единой кулисообразной структуре, но при этом развиваются по раннесвекофенским мусковитовым «диафторитам», контролирующим размещение этих пегматитов [8, 28]. Таким образом, данные метасоматиты, образовавшиеся позже «диафторитов» (причем при более высоких температурах, на 100–150 °C), должны относиться уже к поздне-свекофеннскому этапу. Поздне-свекофеннский возраст, по [29], также имеют кианит-роговообманковые породы Беломорья, аналогичные найденным нами среди корундсодержащих метасоматитов апобазитового типа.

Единая структурная и возрастная позиция выделенных типов корундсодержащих метасоматитов, образовавшихся при одинаковых PT-условиях, но по разным субстратам, ярко выражена на проявлениях Варацкое и Высота 128, где присутствуют одновременно оба типа (рис. 4). Это, возможно, указывает на генетическую связь выделенных типов, при которой базиты в процессе преобразования послужили источником кальция, необходимого для образования метасоматитов апогнейсового типа. Такая тесная связь делает перспективным поиск пород обоих типов корундовой минерализации в пределах каждого проявления, при условии пространственной близости необходимого для обоих типов субстрата (кианитовых гнейсов и пород комплекса лерцолит-габброноритов).

Предпосылки и признаки прогноза и поисков проявлений декоративного корунда чупинской толщи Северной Карелии представлены в таблице. При их использовании необходимо учитывать, что перспективность проявления коллекционного камня определяется как его принадлежностью к определенному геолого-генетическому типу, так и наличием кондиционного коллекционного материала [17]. Все предложенные здесь предпосылки и признаки, используемые в комплексе, помогают в поиске образований определенного генезиса, и лишь некоторые из предпосылок и признаков указывают на присутствие материала должного качества. Наличие кристаллов корунда размером более 1 см (1 сорт [17]) в породах апогнейсового типа зависит от масштабов развития в корундсодержащих породах олигоклазитов. Интенсивность окраски корунда апобазитового типа связана с содержанием хрома в субстрате. Косвенным признаком на корунд с интенсивной рубиновой окраской являются высокомагнезиальные минералы, в первую очередь сапфирин в метасоматитах.

Для проверки предложенных предпосылок и признаков нами по литературным данным выделены следующие объекты: плотина Лягкомина (восточное побережье Ковдозера), где выявлены кианитовые амфиболиты по габброноритам [15]; пос. Плотина, где описано развитие ставролита по кианиту в кианитовых плагиогнейсах [32]; оз. Кулежма, где установлены поздне-свекофенские кианит-антофиллит-роговообманковые породы, развивающиеся по оливиновым габброноритам [29]; п-ов Большой Еловый Наволок на западной око-

Предпосылки и признаки прогноза проявления коллекционного корунда на территории Северной Карелии

Аномальные поля	Предпосылки		Признаки		косвенные
	структурные	минералогическо-петрографические	прямые		
Региональные	Структуры растяжения в складчатых метаморфических комплексах	Кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы, вмещающие тела комплекса лерцолит-габброноритов	Проявление метасоматоза позднесвердловского возраста в РТ-условиях метаморфической фации альмандиновых амфиболитов в кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсах и лерцолит-габброноритах	Корунд в шлиховых пробах	
Локальные	Флексуры, кулисообразные складки, кулисообразные структуры	Крупнозернистые кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы с крупными кристаллами кианита	Породы, замещающие кианитовые плагиогнейсы в результате Na-Ca метасоматоза (с выносом Si) в гнейсах исчезает кварц и появляется амфибол ряда чермакит-паргасит и более кальциевые гранат и плагиоклаз; кианит замещается корундом и ставролит-плагиоклазовыми симплектитамы. Тела олигоклазитов	Корунд в шлиховых пробах. Прямые признаки АПБ	Корунд в шлиховых пробах. Прямые признаки АПБ
	АПГ	АПБ	АПГ	АПБ	АПГ
		АПБ	АПГ	АПБ	АПБ

Проявления коллекционного розового и красного корунда метасоматического генезиса

Примечание. АПГ и АПБ — апогнейсовый и апобазитовый типы корундосодержащих пород соответственно.

нечности оз. Лоухского, где обнаружены жедритовые амфиболиты [4].

В первых двух нами найдены метасоматиты апогнейсового типа (только в развале глыб): возле д. Лягкомина — внешние зоны со ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту (подтверждена связь между апогнейсовым и апобазитовым типами); вблизи пос. Плотина — вся зональность, вплоть до образования зональных корунд-ставролит-плагиоклазовых псевдоморфоз по кианиту, но без подзоны с крупными кристаллами корунда. На северном берегу оз. Кулежда в краевой части массива оливиновых габброноритов в коренном залегании обнаружены метасоматиты апобазитового типа. Среди пород состава $Cam+Ant+Ky$ найдена маломощная (до 0,5 м) тыловая зона $Chl+Grt+Cam$ (с гигантскими кристаллами граната) и окружающие ее зоны $Cam+Ky$ и $Cam+Crn$ (со $St-Pl$ -псевдоморфозами по Ky). Машиново-розовый корунд образует единичные кристаллы (до 1 см) и сростки с плагиоклазом (симплектиты до 1,5 см). Из-за малого масштаба метасоматических изменений объем корундовой минерализации небольшой. На Большом Еловом Наволоке корундовой минерализации не обнаружено. Следовательно, находка минералов жедрит-антофиллитового ряда в амфиболитах не достаточна для выявления здесь корундосодержащих пород, и этот признак необходимо применять в совокупности с другими: появление кианита в амфиболитах и др. Проведенные исследования показали высокую эффективность предложенных предпосылок и признаков, по крайней мере для прогноза и поисков корундосодержащих пород определенного генетического типа.

Заключение

Анализ литературы, посвященной корундосодержащим породам среди метапелитов и metabазитов в средне- и высокотемпературных метаморфических комплексах, показывает, что предложенные нами предпосылки и признаки прогноза и поисков корунда в породах, по крайней мере апогнейсового типа, можно использовать не только в Беломорье, но и в других регионах мира для объектов, видимо, всех возрастов. Корундосодержащие породы часто находятся среди кианит- или силлиманитсодержащих гнейсов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций (Урал [10]; Приазовье [7]; Танзания [33]; США [34]; Цейлон и Южная Индия [35]). Более того, в этих корундосодержащих породах обычно присутствуют корунд-полевошпатовые (с плагиоклазом или калиевым полевым шпатом) сростания, а в танзанийских образцах установлено непосредственное замещение корунд-плагиоклазовыми симплектитамы крупных кристаллов кианита (аналогичные симплектиты наблюдается и в соседних силлиманитовых породах) [33]. Таким образом, имеет место определяющий для апогнейсового типа механизм образования корундовой минерализации за счет силикатов глинозема с участием полевых шпатов при натриевом (а также калиевом) метасоматозе. Также наблюдается частая приуроченность крупных кристаллов корунда (более 1 см) к крупнозер-

нистым обособлениям полевого шпата (линзы кислого плагиоклаза [33] или «очки» калиевого полевого шпата [7, 34, 35]). Интересно, что возраст наиболее похожих на чупинские корундсодержащих пород из Танзании также 1,8 млрд. лет [33]. Особенности метасоматитов чупинской толщи, проявленная во взаимосвязи апогнейсового и апобазитового типов (т. е. привнос в высокоглиноземистые гнейсы кальция), нигде больше не описывалась.

Использование в других регионах мира предложенных для беломорского комплекса предпосылок и признаков прогноза и поисков проявлений коллекционного корунда может быть практически полезным, так как в отличие от Беломорья, где корунд является только коллекционным, в других местах, например, в Индии, Африке или США, корунд может быть ювелирного качества и образовывать россыпи [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е.В., Слабунов А.А., Богданова С.В., Шельд Т., Степанов В.С., Борисов Е.Ю. Ранний магматизм беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
2. Бибилова Е.В., Клаэссон С., Глебовицкий В.А., Седова И.С., Ручьев А.М. Изотопное датирование свекофеннского этапа преобразования Беломорского пояса Балтийского щита // *Геохимия*. 2001. № 10. С. 1116–1119.
3. Буканов В.В., Липовский Ю.О. Новые находки благородного корунда в Восточной части Балтийского Щита // *Самоцветы*. Л., 1980. С. 110–115.
4. Геология и пегматитовость беломорид / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1985. 251 с.
5. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.
6. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.В. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // *Геотектоника*. 1996. № 1. С. 63–75.
7. Горошников В.И. Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 210 с.
8. Гродницкий Л.Л. Закономерности размещения свекофенских диафоритов в Беломорском подвижном поясе // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. В.1. Петрозаводск, 1998. С. 88–95.
9. Громов А.В. Розовый корунд из Хитостровского проявления в Северной Карелии // *Мир камня*. 1993. № 2. С. 1–3.
10. Доминиковский И.Г. О корунде и корундсодержащих породах Ильменских гор // *Минералы месторождений полезных ископаемых Урала*. Свердловск, 1968. С. 101–106.
11. Другова Г.М. Главные этапы метаморфической эволюции чупинской толщи Беломорского складчатого пояса // *Зап. ВМО*. 1999. Ч. 128. № 3. С. 49–57.
12. Киевленко Е.Я., Чупров В.И., Драмшева Е.Е. Декоративные коллекционные минералы. М.: Недра, 1987. 223 с.
13. Куликов В.С., Куликова В.В. Геология Кийостровского архипелага Белого моря // *Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии*. Петрозаводск, 1990. С. 3–6.
14. Лебедев В.И., Калмыкова Н.А., Нагайцев Ю.В. Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы Беломорского комплекса // *Советская геолог.* 1974. № 9. С. 78–89.
15. Лутковская Т.А. К вопросу образования кианита на месторождении Лягкомина // *Минералогия и геохимия докембрия Карелии*. Л., 1971. С. 68–78.
16. Мельников Е.П., Викторова М.А. Рубин-сапфирующие провинции и пояса мира // *Вестник геммологии*. 2002. № 6. С. 18–25.
17. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней: Коллекционные камни / Под ред. Н.И. Кашаева, В.П. Дроздова. В. 27. М., 1987. 76 с.
18. Мыскова Т.И., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // *Литология и полезн. ископаемые*. 2000. № 6. С. 653–664.
19. Отраслевой стандарт: Минералы и горные породы для коллекций (ОСТ 41-01-143-79). М., 1980. 30 с.
20. Ручьев А.М. О некоторых особенностях парагнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. В. 1. Петрозаводск, 1998. С. 73–81.
21. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Степанов В.С., Лавров М.М., Трофимов Н.Н. Протерозойский рифтогенез и его роль в формировании Беломорской подвижной зоны // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. В. 2. Петрозаводск, 2000. С. 4–11.
22. Серебряков Н.С., Аристов В.В. Корунд-ставролит-плагиоклазовые псевдоморфозы по кианиту Хитостровского проявления корунда Северной Карелии // *Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и Центра России*. Петрозаводск, 2000. С. 135–138.
23. Серебряков Н.С., Аристов В.В., Волкова Е.В. Натровый жедрит в породах Хитостровского проявления корунда Северной Карелии // *Геология и геоэкология фенноскандии, северо-запада и центра России*. Петрозаводск, 2000. С. 138–139.
24. Серебряков Н.С., Гладышева А.П., Терехов Е.Н. Плагиоклазиты корундовых проявлений Северной Карелии // *Геология и геоэкология Фенноскандинавского щита, Восточно-Европейской платформы и их обрамления*. СПб, 2001. С. 28–30.
25. Серебряков Н.С., Аристов В.В., Гладышева А.П., Волкова Е.В. Типы корундовой минерализации в породах чупинской толщи беломорского комплекса (Северная Карелия) // *Геология и геоэкология: исследования молодых*. Т. 1. Апатиты, 2002. С. 118–121.
26. Серебряков Н.С., Аристов В.В. Геолого-петрологические закономерности размещения корундсодержащих метасоматитов чупинской толщи беломорского комплекса // *Геология и геоэкология Северо-Запада России*. Петрозаводск, 2003. С. 92–94.
27. Слабунов А.И., Ларионов А.Н., Бибилова Е.В., Степанов В.С., Киринова Т.И. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолит-габброноритов Беломорского подвижного пояса // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. В. 3. Петрозаводск, 2001. С. 3–14.
28. Слюдоносные пегматиты Северной Карелии / Под ред. В.В. Гордиенко. Л.: Недра, 1976. 367 с.
29. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Недра, 1981. 216 с.
30. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в северо-западном Беломорье // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1991. № 6. С. 3–13.
31. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. Л.: Наука, 1990. 144 с.
32. Южанова В.В. Ставролит из глиноземистых гнейсов чупинской свиты архея // *Тр. Ин-та геологии Карельского ф-ла АН СССР*. 1975. № 27. С. 143–145.
33. Alther R., Okrusch M., Bank H. Corundum- and kyanite-bearing anatexites from the Precambrian of Tanzania // *Lithos*. 1982. V. 15. P. 191–197.
34. Clabaugh S.E., Armstrong F.C. Corundum deposits of Gallatine and Madison countries, Montana // *Geol. Surv. Bull.* 1950. N 969-B. 51 p.
35. Cooray P.G., Kumara P.S. Corundum in biotite-sillimanite gneiss from near Polgahawela, Ceylon // *Geol. Mag.* 1960. V. 97. N 6. P. 481–487.
36. Gerya, T.V., Perchuk, L.L. GEOPATH — a thermodynamic database for geothermobarometry and related calculations with the IBM PC. Abstr. Univ. Calgary Press, 1990. P. 59–61.
37. Holdaway M.J., Mukhopadhyay B. Geothermobarometry in pelitic schists: a rapidly evolving field // *Am. Miner.* 1993. V. 78. N 7-8. P. 681–693.

ИГЕМ РАН
Московский государственный
геологоразведочный университет
Рецензент — В.Е. Бойцов