

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 549 002.2.553.041

Г.П. КУДРЯВЦЕВА, А.В. ПОДГАЕЦКИЙ, К.В. ГАРАНИН, В.К. ГАРАНИН, В.Н. АПОЛЛОНОВ,
А.Т. БОНДАРЕНКО, Е.Б. БУШУЕВА, В.В. ВЕРЖАК, Е.М. ВЕРИЧЕВ

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
КИМБЕРЛИТОВ И РОДСТВЕННЫХ ИМ ПОРОД ЗИМНЕГО БЕРЕГА

Проведено комплексное исследование состава и петрофизических свойств кимберлитов и родственных им щелочных ультраосновных алмазоносных пород Зимнебережного района Архангельской алмазоносной провинции (ААП). Исследовались контрастные по алмазоносности трубки трех полей: Верхотинского, Золотицкого и Ижмозерского. Изученные породы по распространенности в них вторичных минералов разделяются на сапонитовые и серпентиновые. Показано, что тип вторичной минерализации обусловлен особенностями палеогеографических условий района, тектонического и теплового режимов его развития. Установлено, что петрофизические свойства определяются особенностями минерального состава и структуры пород. Намечены пути утилизации отходов обогащения кимберлитов.

В настоящее время в освоении Зимнебережного района намечен переход от преимущественно геологоразведочных работ к горно-техническим мероприятиям по вскрытию и отработке алмазоносных кимберлитовых тел. В этой связи изучение состава и физико-механических свойств алмазоносных пород приобретает особую актуальность. В рамках программы научно-исследовательских работ по комплексному исследованию состава и свойств кимберлитов и родственных им пород ААП, продуктов и отходов обогащения сотрудниками Проблемной лаборатории месторождений алмаза Геологического факультета МГУ, ИПКОН РАН и компании «АПРОСА-ПОМОРЬЕ» изучены минеральный состав и петрофизические свойства основных типов щелочных ультраосновных алмазоносных пород, контрастных по алмазоносности, из трубок трех полей: Верхотинского (высокоалмазоносная кимберлитовая трубка им. В. Гриба), Золотицкого (алмазоносные кимберлитовые трубки Архангельская и им. Ломоносова) и Ижмозерского (убоалмазоносная трубка оливиновых мелилититов Чидвия).

На территории ААП открыты два минеральных типа кимберлитов: I — породы месторождения им. В. Гриба (Верхотинское поле) и ряда других трубок Кепинского поля, II — породы, слагающие трубки месторождения им. М.В. Ломоносова и другие трубки Золотицкого поля. Кимберлиты этих типов резко отличаются содержанием и на-

бором минералов-спутников алмаза, а также количеством и морфологическими особенностями последнего [6]. Наряду с кимберлитами на территории Зимнебережного района установлены трубки, силлы и дайки других разновидностей щелочных ультраосновных пород: оливиновых мелилититов, пикритов с убогой алмазоносностью и неалмазоносных щелочных базальтов. Петрографическая, геохимическая и минералогическая характеристики этих пород детально рассмотрены в [2, 9]. Особенности щелочных ультраосновных пород — интенсивные постмагматические (гидротермальные и гипергенные) изменения основных породообразующих минералов (оливина, пироксена, флогопита), в результате которых эти первичные минералы практически полностью псевдоморфно до глубин 300—400 м замещаются вторичными минералами, преимущественно сапонитом и серпентином. Среди прочих вторичных минералов отмечены: гидрослюда, хлорит, сепиолит, палыгорскит и др. [1, 2, 4, 6, 9].

Определение фазового состава пород проводилось методом порошковой рентгеновской дифрактометрии на аппаратах ДРОН-3 и УМ-1 с использованием CuK_α -излучения. Анализировались как усредненные пробы, так и их фракции по классам крупности. Для уточнения минерального состава использован метод инфракрасной спектроскопии (ИКС), преимущества которого — экспрессность и малые навески (менее 1 мг) вещества для получения ИК-спектра. (ИК-спектрофотометр IR-435 «Шимадзу», Япония) в интервале ча-

стот 600—4000 см⁻¹). Препарирование образцов выполнялось методом пасты в вазелиновом масле. Измерения петрофизических параметров (плотности σ , эффективной пористости $n_{эф}$, влагоемкости W , электросопротивления при постоянном токе ρ_0 , магнитной восприимчивости χ) выполнены по методикам, традиционно используемым для изучения кимберлитов [3].

Результаты определения фазового состава усредненных проб кимберлитов и оливиновых мелилититов (табл. 1, рис. 1) показали, что изученные породы по распространенности вторичных минералов разделяются на две группы: с существенно сапонитовой и существенно серпентиновой специализациями. Следует отметить, что крупные месторождения сапонита редки. В природе наиболее широко развит сапонит, представляющий продукт выветривания или гидротермальной переработки магматических и метаморфических пород основного или ультраосновного состава. Распространенность сапонита в кимберлитовых породах всех известных алмазоносных провинций мира мала [8]. В этой связи практический интерес представляют отходы обогащения алмазоносных кимберлитов, а также убогалмазоносные и неалмазоносные кимберлиты и оливиновые мелилититы с высоким содержанием сапонита, широко представленного в щелочных ультраосновных породах ААП.

К первой группе изученных разновидностей пород относятся автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) из трубок Архангельская и им. Ломоносова, входящие в месторождение им. М.В. Ломоносова, а также оливиновые мелилититы (ОМ) из трубки Чидвия. Содержание сапонита в этих породах достигает 95%. Ко второй группе принадлежат порфиновые кимберлиты (ПК) из трубки им. В. Гриба (рис. 1, а—г), где преобладающий вторичный минерал — серпентин (до 99%), хотя в трубке локально присутствуют участки с повышенным содержанием сапонита. По минеральному составу, а также характеру вторичных изменений ПК в трубке им. В. Гриба сходны с классическими кимберлитами Якутской алмазоносной провинции [8], в которых резко преобладает серпентин. Сапонит в небольших количествах встречается и в кимберлитах Южно-Африканской алмазоносной провинции [13], хотя в большинстве известных тел наибольшим развитием пользуется серпентин.

Мощное развитие сапонита в верхних частях некоторых трубок кимберлитов и оливиновых мелилититов в ААП, вероятно, объясняется особенностями палеогеографических условий в этом регионе в период активного эксплозивного щелочного ультраосновного магматизма. В отличие от большинства алмазоносных провинций мира рассматриваемый регион по крайней мере с венда по настоящее время представлял собой низменную равнину и находился в тектонически спокойной обстановке. На геологических разрезах видно, что породы, вмещающие трубки, залегают практически горизонтально, не наблюдается каких-либо складок и тектонических нарушений. Некоторый размыв произошел уже после активизации процессов щелочного ультраосновного магматизма.

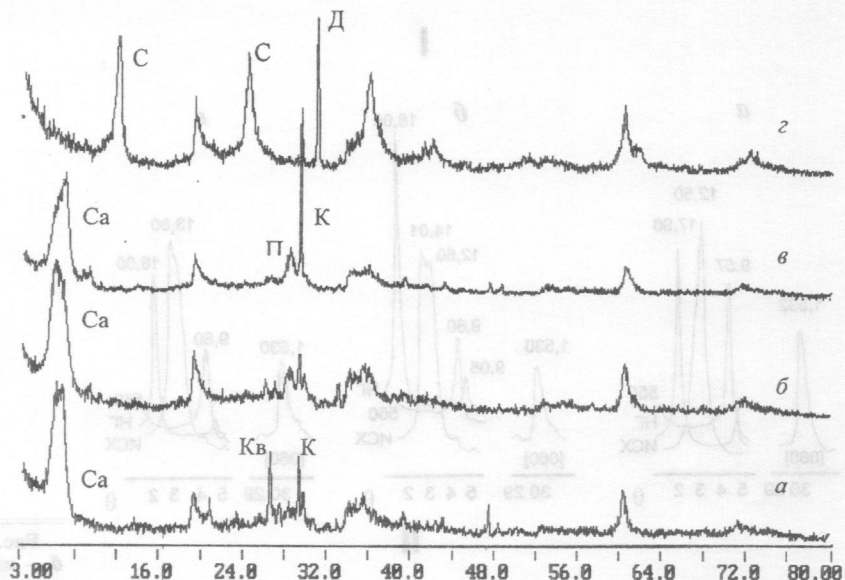
Таблица 1

Состав и петрофизические свойства усредненных проб алмазоносных пород ААП

Поле	Трубка, глубина, м	Порода	Породообразующие минералы, %				Прочие минералы, %	Парагенезис	Петрофизические параметры					
			сапонит	кальцит	доломит	кварц			серпентин	χ , 10^{-5} , ед. СИ	σ , г/см ³	$n_{эф}$, %	W , %	ρ_0 , Ом·м
Ижмозерское	Чидвия, скв. 21, 300—308	ОМ	90,2	0,5	—	5,0	—	Слюда 0,3, пироксен (диопсид) $\approx 4,0$	(Са, Mg)-сапонит, кварц	94—117	2,13	19,6	11,6	$\frac{46-70}{50}$
Золотицкое	Архангельская, шахта 3, 213	АКБ, II группа	94,0	0,3	—	—	—	Слюда 1,7, пироксен (клинопироксен) $\approx 4,0$	(Са, Na)-сапонит, пироксен	12—23	2,20	19,9	10,2	$\frac{49-70}{55}$
То же	им. Ломоносова (образец без привязки)	АКБ, II группа	93,7	1,0	—	70,3	—	Слюда 1,0, пироксен (клинопироксен) $\approx 4,0$	Na-сапонит, пироксен	20—32	2,11	20,0	12,0	$\frac{48-60}{45}$
Верхотинское	им. В. Гриба, скв. 72, 102	ПК, I группа	—	1,1	28,6	—	70,3	—	Серпентин, карбонат	18—22	2,32	6,2	3,0	$\frac{110-180}{130}$

Примечание. ОМ — оливиновый мелилитит; АКБ — автолитовая кимберлитовая брекчия; ПК — порфиновый кимберлит; прочерк — минерал отсутствует; петрофизические параметры водонасыщенных кимберлитов измерены при 18°C; ρ_0 : над чертой — интервал значений, под чертой — среднее значение.

Рис. 1. Рентгенограммы алмазосодержащих пород трубок ААП: а — Чидвия; б — Архангельская; в — им. Ломоносова; г — им. В. Гриба; Са — сапонит; К — кальцит; Кв — кварц; С — серпентин; Д — доломит; П — пироксен



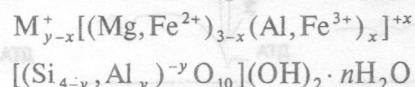
В генетическом плане ограниченная распространенность сапонита в порфировых кимберлитах трубки им. В. Гриба и его широкая распространенность в кимберлитовых трубках месторождения им. М.В. Ломоносова и трубке оливиновых мелилититов Чидвия, на наш взгляд, объясняется различиями в тектонической позиции трубок, их теплового и флюидного режимов формирования, а также особенностями геоморфологической позиции этих трубок, находящихся в пространственной близости.

Поясним эту гипотезу. Трубки Ижмозерского и Золотицкого полей находятся на одном мощном долгоживущем разломе, простирающемся с юга на север. Трубка им. В. Гриба расположена на другом разломе того же направления, активизация которого была более сложной. Как известно [11—13], синтез сапонита осуществляется при температурах 300—400°C и давлениях 100—150 МПа в условиях щелочной или близкой к нейтральной среде. Во время эксплозивного процесса район Беломорья представлял собой мелководный бассейн, в результате последующих эксплозий воронок вулканических аппаратов с обломками ультраосновных пород и кварцсодержащих красноватых заполнялись водой. Зоны интенсивной сапонитизации ограничивались пространством, доступным для проникновения воды (контакты с вмещающими породами) и тепловым прогревом пород. Ниже 300—400 м сапонит практически не встречается, так как температура здесь превышала предел его устойчивости. В трубках месторождения им. М.В. Ломоносова и трубке оливиновых мелилититов температурный режим, по-видимому, был схожий, что обусловлено приуроченностью трубок к одному глубинному меридиональному разлому. Этот долгоживущий разлом в течение длительного времени поддерживал постоянный тепловой поток, необходимый для образования сапонита.

Тектонические условия при формировании трубки им. В. Гриба были иные. По данным детального геологического картирования геологоразведочных скважин в кратерной части данной трубки выделяют по крайней мере четыре пачки

вулканогенно-осадочных пород, образование которых связано с четырьмя циклами эксплозивной деятельности [5], при которой термическая обстановка резко менялась. По-видимому, режим формирования пород этой трубки был более высокотемпературным по сравнению с трубками Золотицкого и Ижмозерского полей, кратерные части которых характеризуются достаточно монотонным строением. Следовательно, различные тектонические позиции и температурный режим — основные факторы, определившие процесс сапонитизации щелочных ультраосновных пород Беломорья.

Сапонит относится к триоктаэдрическим смектитам. Его идеализированная формула:



В природных сапонитах часть магния в октаэдрических позициях замещена окисным или закисным железом, алюминием или марганцем. В тетраэдрических позициях структуры часть кремния может замещаться алюминием, что сопровождается вхождением в минерал соответствующих количеств обменных оснований — щелочных и щелочноземельных металлов. Исследования показали, что сапонит из изученных пород ААП имеет сложный катионный состав и представляет собой смесь сапонитов, отличающихся по составу, на что указывает расширение малоуглового рефлекса (001) на дифрактограммах (рис. 2, I; 3, а—в). При этом распространенность и преобладание сапонита того или иного состава в смеси варьирует от трубки к трубке и определяется в первую очередь составом исходных пород, по которым развиваются псевдоморфозы сапонита.

Проведено дифференцированное изучение мономинеральных фракций сапонита, замещающего псевдоморфозы серпентина по оливину, крупные обломки алевролитов и микрозернистый цемент брекчий. Дифрактограммы всех разновидностей являются типичными для сапонита, несколько различаясь положением и формой отражения первого порядка (рис. 2, I). У сапонита, развившегося по вкрапленникам оливина (рис. 2, I, а),

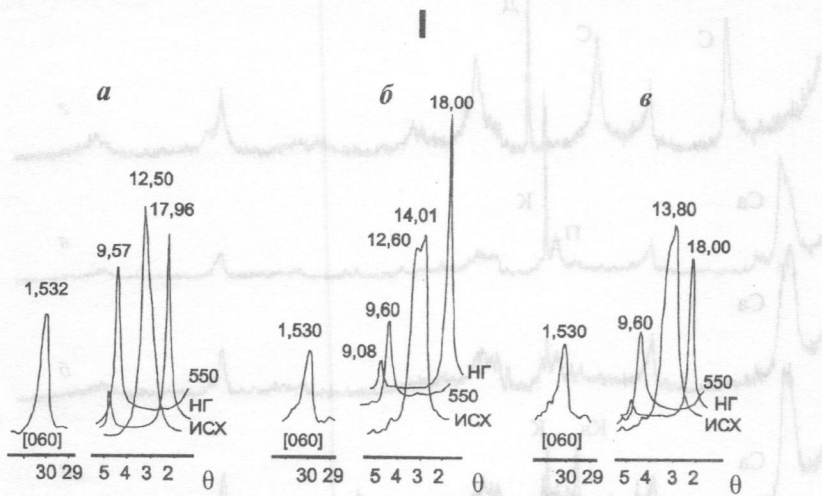
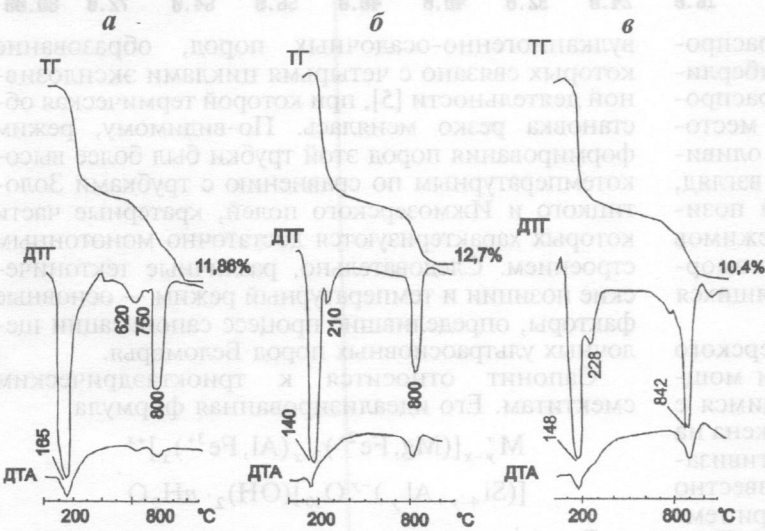


Рис. 2. Сапонит: *а* — из псевдоморфоз по оливину, *б* — из обломка алевролита, *в* — из тонкозернистого цемента туфобрекчи. I — дифрактограммы фракции < 0,001 мм: ИСХ — воздушно-сухой образец, 550 — прокаленный в течение 1,5 ч при 550 °С, НГ — насыщенный глицерином, [060] — неориентированный воздушно-сухой препарат; II — термограммы



отражение (001) симметричное ($d=12,5 \text{ \AA}$), что соответствует Na-сапониту. У разности, замещающей обломки алевролита, такой пик раздвоен с максимумами 12,6—14,01 \AA , что можно объяснить присутствием в смеси примерно равных количеств Na- и Ca-сапонита (рис. 2, I, б). У сапонита, развитого по тонкозернистому цементу туфобрекчи, подобное отражение имеет значение $d=13,8 \text{ \AA}$ с асимметрией в сторону больших углов, что свидетельствует о двухфазном составе минерала с преобладанием Ca-сапонита (рис. 2, I, в) [1, 10].

Результаты рентгенографического анализа сапонита из трубки Чидвия (рис. 3, а) указывают, что значения d пика (001) находятся в интервале 13,19—14,25 \AA и соответствуют сапониту с преобладанием ионов Ca и Mg. Значения d в интервале 12,9—14,49 \AA , характерные для сапонита из трубки Архангельская (рис. 3, б), близки к Ca-Na-сапониту. В трубке им. Ломоносова значения d для этого минерала лежат вблизи 12,7 \AA (рис. 3, в), что присуще сапониту с преобладанием Na в составе обменного комплекса.

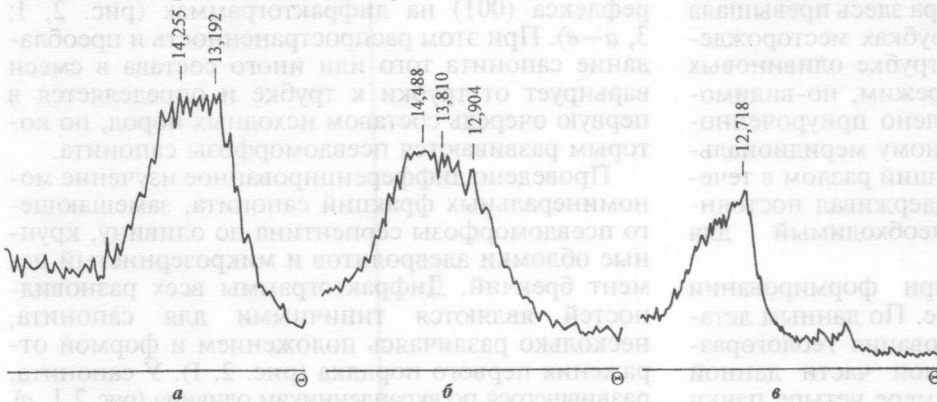


Рис. 3. Рефлексы (001) на дифрактограммах сапонитов: *а* — трубка Чидвия; *б* — трубка Архангельская; *в* — трубка им. Ломоносова

Просмотр под бинокулярной лупой образцов из трубки Чидвия показал, что в них преобладают крупные фрагменты зеленого и серого цветов. Различаются отдельные выделения кварца, карбонатов, слюды, гидрооксидов железа и темноцветных рудных минералов, диопсида, а также частицы тонкой глинистой фракции. ИК-спектры отдельных зерен минералов из пород этой трубки подтвердили присутствие в пробах кварца, кальцита, диопсида, магнетита, флогопита. Крупные желваки зеленого и серого цветов, извлеченные из породы методом электроимпульсной дезинтеграции, показали близкие конфигурации спектров поглощения (рис. 4, в) независимо от крупности и окраски: слабая полоса в области частот 630 см^{-1} и очень интенсивная — $980\text{--}990\text{ см}^{-1}$, соответствующая деформационным и валентным колебаниям Si—O связей кремнекислородного тетраэдра, а также полосы, отвечающие ОН-группам молекулярной воды — 1630 см^{-1} (деформационные колебания) и $3300\text{--}3400\text{ см}^{-1}$ (валентные колебания). На фоне размытой полосы $3300\text{--}3400\text{ см}^{-1}$ прослеживаются максимумы (3350 и 3550 см^{-1}) структурных гидроксидов. Полученный нами спектр поглощения совпадает с ИК-спектром Mg-Са-сапонита Ловозерского массива (Кольский п-ов) (рис. 4, а), используемого в качестве эталона. Спектр усредненной пробы пород трубки Чидвия (рис. 4, б) обнаруживает преобладание сапонита (полосы поглощения $630, 980\text{--}990, 3330\text{--}3350\text{ см}^{-1}$). Наряду с этим в спектре присутствуют диагностические полосы поглощения кальцита ($720, 865, 1430\text{ см}^{-1}$) и кварца ($710, 1120\text{ см}^{-1}$). Для тонкодисперсной глинистой фракции ИК-спектр идентичен сапониту из желваков (псевдоморфоз по оливину). Остальные минеральные компоненты в спектре не проявились ввиду их малых содержания в пробе.

Спектр поглощения усредненной пробы трубки Архангельская (рис. 4, г) по характеру кривой в целом схож со спектром сапонита из трубки Чидвия, однако здесь достаточно интенсивен максимум 640 см^{-1} . Имеются отличия в максимумах структурных гидроксидов, в частности, отчетливее выражен пик 3320 см^{-1} (в трубке Чидвия 3350 см^{-1}), второй гидроксильный максимум фиксируется при частотах 3580 см^{-1} (в трубке Чидвия — 3550 см^{-1}). Спектр соответствует Са-Na-сапониту, преобладающему в трубке Архангельская.

ИК-спектру усредненной пробы из трубки им. В. Гриба (рис. 4, д) свойственна интенсивная полоса валентных колебаний Si—O с максимумами $940, 995\text{ см}^{-1}$, осложненная плечом 1070 см^{-1} . На фоне слабой полосы валентных колебаний ОН-групп воды присутствует очень интенсивная полоса структурного гидроксидов 3650 см^{-1} . Кривая спектра полностью идентична спектру серпентина.

Для уточнения состава и структурных особенностей глинистых минералов из пород удалялись карбонаты при обработке 10% раствором холодной HCl в течение суток. Так, из кимберлитов трубки им. В. Гриба удалялись доломит и кальцит. В результате состав породы становился практически мономинеральным — серпентиновым. Если отсутствует

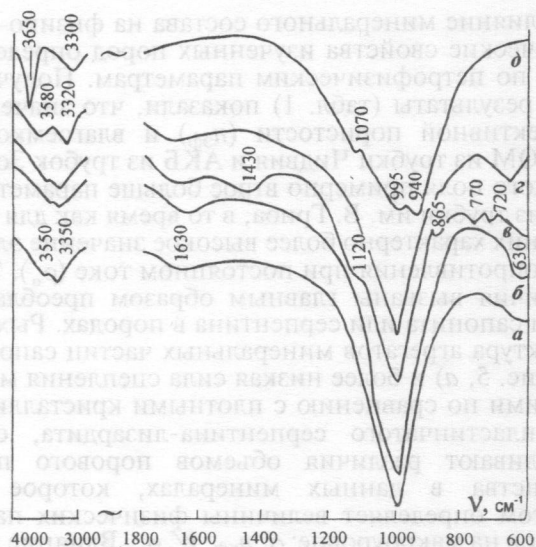


Рис. 4. ИК-спектры сапонита: а — Ловозерского массива (Кольский п-ов); б — из усредненной пробы трубки Чидвия; в — из желвака в трубке Чидвия; г — из усредненной пробы трубки Архангельская; и серпентинита (д) из трубки им. В. Гриба

наложение пиков других минералов, становится заметным слабый малоинтенсивный диагностический рефлекс с $d = 2,15\text{ \AA}$, указывающий на принадлежность серпентина к его пластинчатому типу — лизардиту.

Термические исследования показали, что дериватограмма сапонита, развившегося по различным исходным фазам, сходны (рис. 2, II, а—в). Наблюдаются два основных эндотермических пика: низкотемпературный $125\text{--}165^\circ\text{C}$ и высокотемпературный $800\text{--}842^\circ\text{C}$, которые сопровождаются процессами дегидратации минерала. Общая потеря веса при нагреве до 1000°C составляет $11,0\text{--}12,7\%$.

На электронных микрофотографиях, полученных на просвечивающем микроскопе, видна форма выделений сапонита, представленного мельчайшими чешуйчатыми частицами и их агрегатами. Преобладают частицы изометричной формы с неровными контурами и резко меняющейся толщиной (рис. 5).

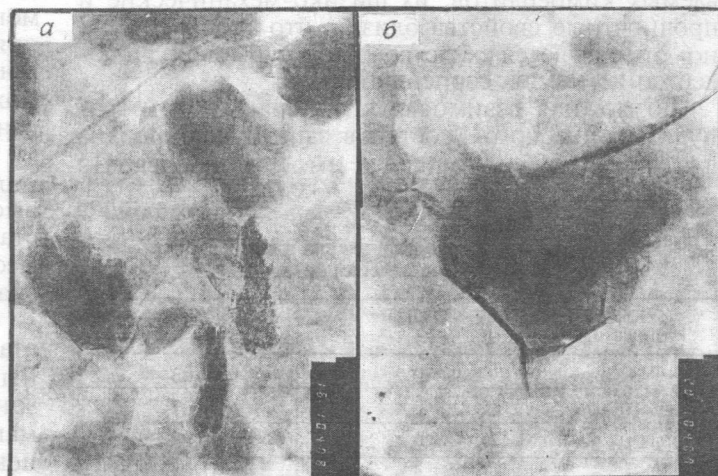


Рис. 5. Морфология частиц и агрегата сапонита (суспензия). Изображение в проходящих электронах. ПЭМ. Ув. 13500. а — морфология агрегата; б — частица сапонита

Влияние минерального состава на физико-механические свойства изученных пород определялось по петрофизическим параметрам. Полученные результаты (табл. 1) показали, что значения эффективной пористости ($n_{эф}$) и влагоемкости (W) ОМ из трубки Чидвия и АКБ из трубок Золотницкого поля примерно втрое больше параметров ПК из трубки им. В. Гриба, в то время как для последних характерно более высокое значение электросопротивления при постоянном токе (ρ_o). Эти различия вызваны главным образом преобладанием сапонита или серпентина в породах. Рыхлая структура агрегатов минеральных частиц сапонита (рис. 5, а) и более низкая сила сцепления между ними по сравнению с плотными кристаллитами пластинчатого серпентина-лизардита, обуславливают различия объемов порового пространства в данных минералах, которое во многом определяет величины физических параметров на макроуровне: σ , $n_{эф}$, W , ρ_o . Влияние минерального состава на микроуровне проявляется изменением значений магнитной восприимчивости (χ), зависящей от количества ферромагнетиков в породах. Отмечена повышенная χ оливинových мелилитов трубки Чидвия, что связано с широким развитием в связующей массе пород магнетита и гидроксидов железа.

Сравнение пород трубки им. В. Гриба и ранее изученной трубки Ботуобинская (Якутия) показало [7], что они близки как по составу связующей массы пород, так и по петрофизическим свойствам, хотя резко различаются по набору и содержанию минералов тяжелой фракции и относятся к различным минеральным типам кимберлитов. Породы характеризуются очень близкими концентрациями серпентина (70,3% в трубке им. В. Гриба и 70,5% в трубке Ботуобинская) и значениями $n_{эф}$ и W (6,2 и 7,0%; 3,0 и 3,0 % соответственно). Значимые различия магнитной восприимчивости χ пород трубок им. В. Гриба и Ботуобинская ($18 \cdot 10^{-5}$ и $12 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ соответственно) обусловлены большим содержанием ферромагнитных фаз (прежде всего хромсодержащих титаномагнетитов) в первой. Совпадает и структура обеих пород — плотная, мелкозернистая. Следовательно, несмотря на различную геологическую историю сравниваемых кимберлитов, их физико-механические и прочностные свойства близки, что «количественно» определяется сходством структуры пород и содержанием в них серпентина.

Возможная взаимосвязь минерального и гранулометрического составов проанализирована для пород трубок Чидвия и им. Ломоносова. По

Таблица 2

Распределение кальцита и кварца в кимберлитах трубки Чидвия по классам крупности, %

Класс крупности, мм	Кальцит	Кварц
+10	0,2	0,3
-10 +7	0,4	0,7
-7 +3	0,4	0,8
-3 +2	2,0	0,5
-2+1	0,6	0,6
-1	0,9	0,5

трубке Чидвия изучены шесть классов крупности (табл. 2). Установлено, что от крупных к мелким фракциям породы обогащаются кальцитом при снижении содержания примесей кварца и слюды.

Аналогичные исследования проведены для пород из трубки им. Ломоносова. Анализировались пять классов крупности: -10 +7; -7 +3; -3 +2; -2 +1; -1. Для кимберлитов этой трубки различий в минеральном составе для фракций отличных размеров не выявлено.

Выводы

1. Кимберлитовые породы Архангельской алмазонасной провинции по составу преобладающих вторичных минералов подразделяются на сапонитовые и серпентиновые.

2. Преобладающий минерал в кимберлитах из трубок Архангельская и им. Ломоносова (месторождение им. М.В. Ломоносова, Золотницкое поле) и в оливинových мелилитовых из трубки Чидвия — сапонит, содержание которого достигает 95%. По особенностям диффрактограмм и ИК-спектров установлены три разновидности сапонита (Na, Ca-Na, Ca-Mg).

3. В кимберлитах трубки им. В. Гриба выявлено преобладание серпентина (лизардита), что сближает породы этой трубки с алмазонасными кимберлитами Якутии.

4. Определены петрофизические свойства изученных щелочных ультраосновных пород, установлено, что их различия обусловлены особенностями минерального состава и структуры пород.

5. Интенсивное развитие сапонита в верхних горизонтах некоторых трубок кимберлитов и оливинových мелилитов связано с особенностями палеогеографических условий района, тектонического и теплового режимов развития сапонита в период активного эксплозивного щелочного ультраосновного магматизма и спецификой его проявления на стадиях формирования и становления диатрем.

6. Широкая распространенность сапонита в алмазонасных трубках месторождения им. М.В. Ломоносова указывает на возможность использования отходов обогащения кимберлитов как техногенных месторождений магнезиальных глин, что может привести к существенному повышению рентабельности эксплуатации.

7. Оливинových мелилитов трубки Чидвия с малой мощностью перекрывающих отложений и высоким содержанием сапонита (до 95%) представляют потенциально новый генетический тип месторождений остродефицитных высокомагнезиальных глин.

8. Комплексные исследования по изучению взаимосвязи состава, структуры и свойств щелочных ультраосновных пород Архангельской алмазонасной провинции позволяют получить информацию важную в генетическом и прикладном аспектах и служат основой научно обоснованного подхода к поискам месторождений алмаза и высокомагнезиального сырья, а также утилизации отходов алмазодобывающей промышленности.

1. Аполлонов В.Н., Бершова В.Л., Гаранин В.К. и др. Экологические аспекты минералогического материалоуедения (на примере алмазного месторождения им. Ломоносова) // ЗВМО. 1992. Ч. СХХI. № 3.
2. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: Изд-во МГУ, 1999.
3. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Устройство и методика экспрессных измерений электрических параметров горных пород на естественно-мерзлом керне // Тр. ЦНИГРИ. 1988. В. 222.
4. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. М.: Изд-во МГУ, 2000.
5. Веричев Е.М. Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В. Гриба. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 2002.
6. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.П. и др. Два типа алмазоносных кимберлитов Архангельской провинции // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 4.
7. Зинчук Н.Н., Подгаецкий А.В., Бондаренко А.Т. и др. Взаимосвязь химико-минералогического состава и петрофизических свойств кимберлитов в процессе их гипергенного изменения в трубке Ботуобинская (Якутия) // Руды и металлы. 2002. № 2.
8. Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П. Вторичные минералы кимберлитов. Киев: Наук. думка, 1987.
9. Кротков В.В., Кудрявцева Г.П., Богатиков О.А. и др. Новые технологии разведки алмазных месторождений. М.: ГЕОС, 2001.
10. Шлыков В.Г. Рентгеновские исследования грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1991.
11. Ames L. L., Sand L. B. Factors effecting maximum hydrothermal stability in montmorillonites // Amer. Miner. 1958. V. 43. № 7/8.
12. Koidzumi M., Roy R. Synthetic montmorillonids with variable exchanget capacity // Amer. Miner. 1959. V. 44, № 7/8.
13. Ruotsala A.P. Alteration of Finsch kimberlite pipe South Africa // Economic Geology. 1975. № 3.

Московский государственный университет
Рецензент — В.И. Старостин

УДК 552.52

Д.Д. КОТЕЛЬНИКОВ

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА И ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение глинистых минералов включает три главных этапа: рациональный комплекс исследования; выяснение генезиса и эволюции глинистых минералов в осадочном чехле земной коры; учет влияния наложенных на них процессов в зависимости от приуроченности отложений к определенным осадочным формациям.

Основные задачи изучения глинистых минералов в зоне гипергенеза и осадочном чехле земной коры — объективная идентификация их химического состава и минералогических особенностей, а также надежная геологическая интерпретация получаемых результатов. Оптимальное решение этих задач возможно при реализации следующих трех этапов изучения рассматриваемых минералов. Первый — использование рационального комплекса исследования глинистых минералов и их кристаллохимически обоснованная классификация. Второй — выяснение генезиса глинистых минералов в источниках сноса и оценка степени постседиментационного преобразования при погружении отложений в стратиферу. Третий — учет влияния процессов, наложенных на глинистые минералы при накоплении аллотигенных и синтезе их аутигенных разновидностей в отложениях различных осадочных формаций.

Структурно-кристаллохимические и морфолого-генетические особенности глинистых минералов

Первый этап исследования глинистых минералов для получения не только свойственных им структурно-кристаллохимических констант, но и выяснения морфолого-генетических особенно-

стей, необходимых для геологической интерпретации результатов изучения, включает использование широкого комплекса аналитических методов. Для решения указанных выше задач этот комплекс должен предусматривать исследование как отдельных фракций (0,01—0,001 и < 0,001 мм), так и в целом пород, содержащих рассматриваемые минералы. К основным методам изучения глинистых минералов относятся: рентгено-структурный, электронография и электронная микроскопия (просвечивающая, сканирующая, микродифракция), энергодисперсионный рентгеноспектральный анализ, вакуумное накопление и т.д. Широко используются также термография, инфракрасная спектроскопия, химический, спектральный, оптический и гранулометрический анализы. При исследовании особо сложных объектов применяются и другие методы.

На основе комплексного изучения глинистых минералов разработаны их классификации. Из наиболее логичной с точки зрения иерархии отдельных объектов мы считаем классификацию Г. Брауна [32]. В ней вначале выделяются семейства, характеризующиеся количествами и типами переслаивающихся в структуре минерала индивидуальных тетра- и октаэдрических сеток в силикатных и алюмосиликатных слоях (0:1, 1:1, 2:1)