

УДК 548.73:548.64

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ НА АЛМАЗЫ СЮНГЮДИНСКОЙ ПЛОЩАДИ ЯКУТИИ

О.Н. Лопатин, Г.А. Кринари, А.Г. Николаев

Аннотация

Физическими методами были изучены минералы-спутники алмазов и глинистая фракция базальных горизонтов Сюнгюдинской площади. Использована перспективная методика поисков месторождений алмазов. Сделаны выводы о высокой перспективности Сюнгюдинской площади на нахождении не выявленных ранее кимберлитовых тел.

Введение

Возрастание сложности геологоразведочных работ в процессе поисков коренных месторождений алмазов определяет актуальность внедрения новых методов поисков. В мировой практике поисков используются геохимические, шлихо-минералогические, а также структурно-тектонические и геофизические методы, позволяющие изучать особенности глубинного строения земной коры с целью выявления структурно-вещественных неоднородностей, соответствующих полям развития алмазоносного магматизма [1, 2].

Наиболее эффективным методом поисков коренных месторождений алмазов остается шлихо-минералогический. Этим методом при поисках на территории Западной Якутии в начале 1950-х гг. были найдены промышленные коренные месторождения алмазов трубки Мир, Удачная, Айхал, Сытыканская и множество трубок с непромышленным содержанием алмазов [3]. Данная методика основывается на минералогическом анализе минералов-спутников алмаза в их потоках рассеяния. К минералам-спутникам алмаза относятся пикроильменит, пироп, хромдиопсид и менее распространенные оливин, хромшпинелид, циркон, апатит, флогопит.

Для изучения спутников широко используются микронзондовые, спектроскопические, химические анализы. Все большее значение в геологии алмазов для их исследования приобретает метод адсорбционной оптической спектроскопии. В настоящее время этот метод является одним из эффективных путей выявления тонких структурных особенностей минералов. Основная задача этого метода – установить природу и объяснить модели кристаллохимии оптических центров, которые селективно поглощают излучение в оптическом диапазоне длин волн [4–8]. Оптические спектры поглощения содержат важную информацию о структуре минерала, являющейся надежным генетическим критерием. Метод позволяет исследовать пиропы, хромдиопсиды, оливины и все остальные минералы, которые прозрачны для видимого диапазона длин волн.

Изучая в комплексе минералы кимберлитовых тел минералогическими методами, можно повысить эффективность поисковых работ на обнаружение коренных месторождений алмазов. Минералы-спутники алмаза являются индикаторами физико-химических условий образования глубинных пород [1, 9, 10], в процессе образования и становления кимберлитовых тел они из глубоких горизонтов коры и мантии попадают в приповерхностные условия. В зоне гипергенеза происходит разрушение кимберлитовых пород. Сам алмаз и минералы-спутники алмаза, а также новообразованные тонкодисперсные минералы начинают переноситься за трубочное пространство, создавая тем самым ореолы рассеивания на определенной площади [11, 12].

Задачей проведенных исследований являлось комплексное изучение типоморфизма минералов из потенциально алмазоносной толщи с целью выявления поисковых критериев для обнаружения новых месторождений. Материал для исследования был отобран на Сюнгюдинской лицензионной площади Республики Саха (Якутия).

1. Методика исследований

Образцы для изучения были отобраны из аллювиальных отложений ручья Согуруунгу-Таган, который является притоком реки Сюнгюде (Якутия), а также дополнительно из базальных горизонтов верхнего подъяруса батского и волжского ярусов юрской системы. Из шлихов для анализа были отобраны пиропы и диопсиды. Исследования были проведены в лаборатории оптической спектроскопии Казанского государственного университета. Съемка оптических спектров поглощения велась в видимом и ближнеинфракрасном диапазоне длин волн (400–800 нм) при комнатной температуре с интервалом 2 нм на специализированной оптико-спектроскопической установке на базе микроскопа МИН-8. В экспериментах были использованы зерна минералов размерностью больше 1 мм. Всего по минералам-спутникам алмазов отснято более 100 оптических спектров поглощения.

Материалом для изучения тонкодисперсных компонентов осадочных пород послужили пробы из вышеназванных базальных горизонтов на Сюнгюдинской площади. Для сравнительной характеристики были взяты образцы из потенциально алмазоносных и неалмазоносных горизонтов. Выделялась фракция размером менее 0.0025 мм с последующим получением препаратов, ориентированных по плоскости (001). Рентгендифрактометрические спектры регистрировались на дифрактометре ДРОН-3.0 от воздушно-сухих и насыщенных этиленгликолем образцов при комнатной температуре. Съемка осуществлялась в шкале обратных межплоскостных расстояний при шаговом режиме с шагом 0.0008 \AA^{-1} и экспозицией 5 с на $\text{Cu K}\alpha$ -излучении в диапазоне от 0.025 до 0.48 \AA^{-1} . Напряжение на трубке – 30 кВ, сила тока – 15 мА. Положения рефлексов минералов на рисунках даны в Å .

2. Результаты и их обсуждение

Структура гранатов составлена тетраэдрами SiO_4 и октаэдрами R^{3+}O_6 , связанными между собой вершинами в каркас, и характеризуется объемно-центри

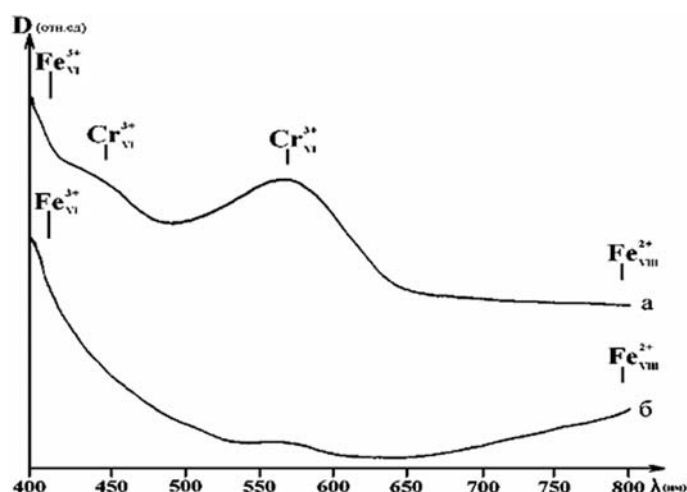


Рис. 1. Оптический спектры поглощения хромистого (а) и безхромистого (б) граната

рованной решеткой. Двухвалентные катионы R^{2+} располагаются в полостях каркаса и окружены восемью ионами кислорода, занимающими вершины координационного полиэдра, имеющего форму сильно искаженного куба. Все координационные полиэдры структуры граната в различной степени искажены [13]. Химический состав любого граната можно условно выразить через содержание крайних членов или миналов, а также некоторых других, практически не встречаемых в чистом виде, например кноррингита $Mg_3Cr_2[SiO_4]_3$ или «гипотетических» миналов. Окраска природных гранатов изменяется в очень широких пределах как по тональности, так и по густоте.

По особенностям конфигурации спектров гранатов можно сказать, что в ультрафиолетовой части спектра имеется интенсивная полоса поглощения. Эта полоса связана с механизмом переноса заряда лиганд \rightarrow трехвалентное железо ($O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$) [7, 8], а длинноволновый край этой полосы протягивается в видимой части спектра (рис. 1). Трехвалентное железо в минерале занимает как октаэдрические, так и тетраэдрические позиции [6]. По данным оптических спектров было выявлено, что в инфракрасной области имеется широкая полоса поглощения, которая объясняется d-d переходом для ионов двухвалентного железа в кубической координации. Коротковолновый край полосы поглощения протягивается в видимую часть спектра и позволяет судить об относительном содержании ионов двухвалентного железа. В одной группе оптических спектров были выявлены две полосы поглощения, которые объясняются спинразрешенным «переходом» в ионах Cr^{3+} в октаэдрическом окружении. Одна полоса находится на длине волны 450 нм, а другая – на длине волны 570 нм. По описанным конфигурациям оптических спектров можно выделить хромсодержащие гранаты и безхромистые гранаты.

Для выявления генетических особенностей гранатов были использованы следующие оптико-спектроскопические параметры: отношение D_{570}/D_{610} характеризует относительную концентрацию ионов Cr^{3+} , D_{800}/D_{750} – относительную концентрацию ионов Fe^{2+} , D_{410}/D_{430} – относительную концентрацию ионов Fe^{3+} ,

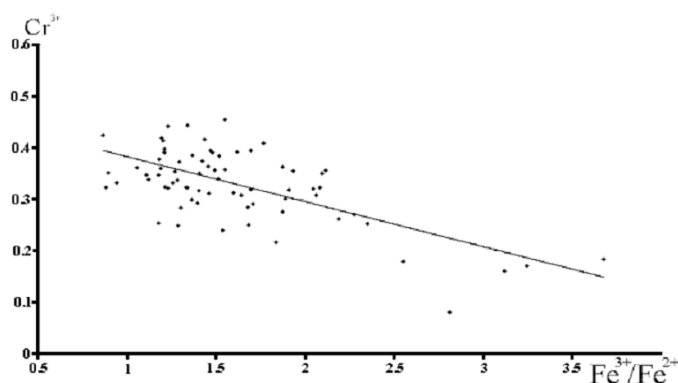


Рис. 2. Тренд изменения концентрации ионов Cr^{3+} от параметра $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$

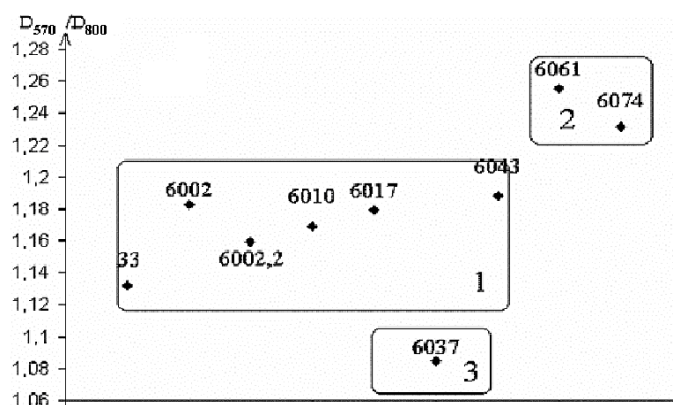


Рис. 3. Диаграмма распределения параметра $\text{Cr}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ по точкам наблюдений

отношение D_{410}/D_{800} ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) – индикатор окислительно-восстановительной обстановки минералообразования. Для выявления однородности или неоднородности образования гранатов были построены гистограммы распределения относительного содержания в них ионов Cr^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} . По гистограммам было выявлено, что для каждого параметра распределения они имеют одномодальный характер. Из этого можно сделать вывод, что гранаты образовывались в близких физико-химических условиях. Также была построена зависимость концентрации Cr^{3+} от отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (рис. 2). При интерпретации этих параметров было выявлено, что при повышении окислительной обстановки концентрация ионов хрома в гранатах уменьшается.

Для дальнейшего изучения оптических спектров гранатов был вычислен оптико-спектроскопический параметр D_{570}/D_{800} , который оценивался по значению оптической плотности на длине волны 570 и 800 нм и который отражает соотношение в гранатах концентрации ионов трехвалентного хрома и двухвалентного железа ($\text{Cr}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$). Следующим этапом статистической обработки названного параметра было определение среднего арифметического оптико-спектроскопического значения D_{570}/D_{800} в каждой пробе. Данные результаты представлены в виде двухкоординатной диаграммы (рис. 3). Анализ данной диа-

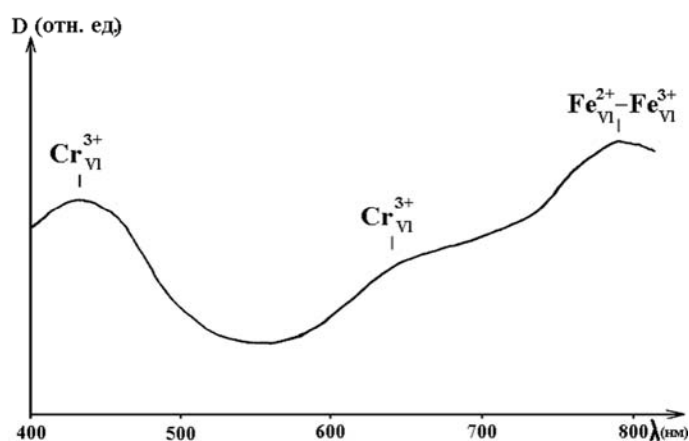


Рис. 4. Оптический спектр поглощения диопсида

граммы показал, что изученные гранаты отличаются по кристаллохимическим признакам и могут быть сгруппированы в виде трех основных полей. Среднее значение параметра D_{570}/D_{800} для гранатов из аллювиальных отложений находится в пределах 1.1–1.2 отн. ед. (поле 1). Для гранатов из базального горизонта волжского яруса (т.н. 6074), который содержит в себе алмазы, этот параметр – более 1.2 отн. ед. (поле 2). В поле 2 имеются значения параметра гранатов, взятых из аллювия ручья (т.н. 6061), который выше по течению размывает волжский базальный горизонт. Для гранатов из базального горизонта батского подъяруса (т.н. 6037), который не содержит алмазов, параметр D_{570}/D_{800} меньше 1.1 отн. ед. (поле 3).

Кроме гранатов, оптико-спектроскопическими методами были изучены диопсиды Сянгюдинской площади. Структура диопсида состоит из цепочек, проходящих параллельно оси *C*. Параллельные цепи соединяются между собой посредством атомов кальция и магния, каждый из которых окружен шестью «активными» кислородами, т. е. кислородами, связанными только с одним кремнием. Каждый «активный» кислород соединен с одним атомом Ca и одним атомом Mg. Кальций имеет в ближайшем окружении два «неактивных» кислорода, являющихся общими для двух тетраэдров в цепи $[\text{SiO}_3]$ [13].

Оптический спектр диопсида характеризуется интенсивной полосой в области 780–800 нм, которая вызвана межзонным взаимодействием в обменно-связанных парах $\text{Fe}^{2+}_{\text{VI}}-\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$, а также были выявлены две полосы поглощения, которые объясняются спинразрешенным «переходом» в ионах Cr^{3+} в октаэдрическом окружении. Одна полоса находится на длине волны 450 нм, а другая – на длине волны 640 нм (рис. 4).

Изучение дисперсной компоненты пород показало, что базальный горизонт батского подъяруса содержит комплекс минералов, типичных для нормальной морской седиментации (рис. 5). Терригенная толща формировалась в условиях семиаридного литогенеза, так как каолинит – индикатор гумидных условий – присутствует, но только в виде малой примеси. Наложенные процессы, включая катагенез, не отмечаются, поскольку смешанослойные фазы почти отсутствуют. Источником осадочного материала служили различные, но преимущест-

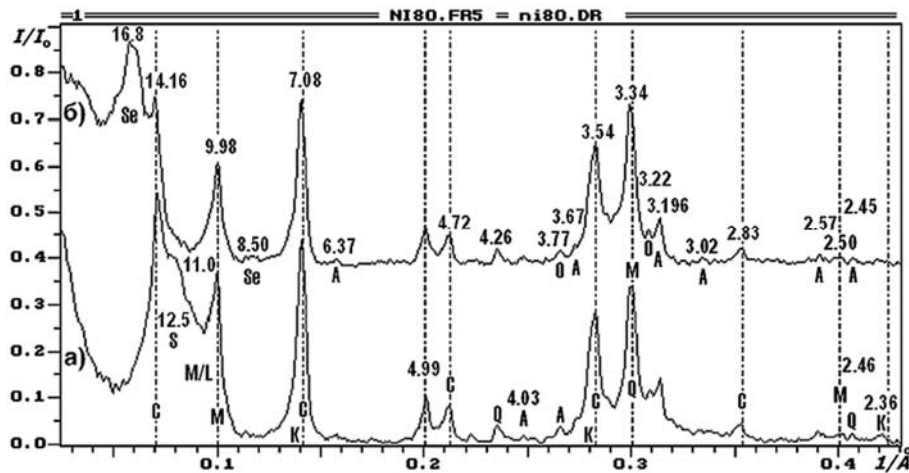


Рис. 5. Дифракционные спектры базальных отражений фракции < 2.5 мкм воздушно-сухого (а) и насыщенного этиленгликолем (б) образца 80. Базальный горизонт батского подъяруса. Обозначения рефлексов: М – слюда (мусковит), С – хлорит, S – смектит, Se – смектит с этиленгликолем; M/L – неупорядочено смешанослойная фаза, К – каолинит – малые примеси. Q – кварц, А – альбит, О – ортоклаз. Пунктирными линиями обозначены положения целочисленных серий 00L рефлексов хлорита и слюды

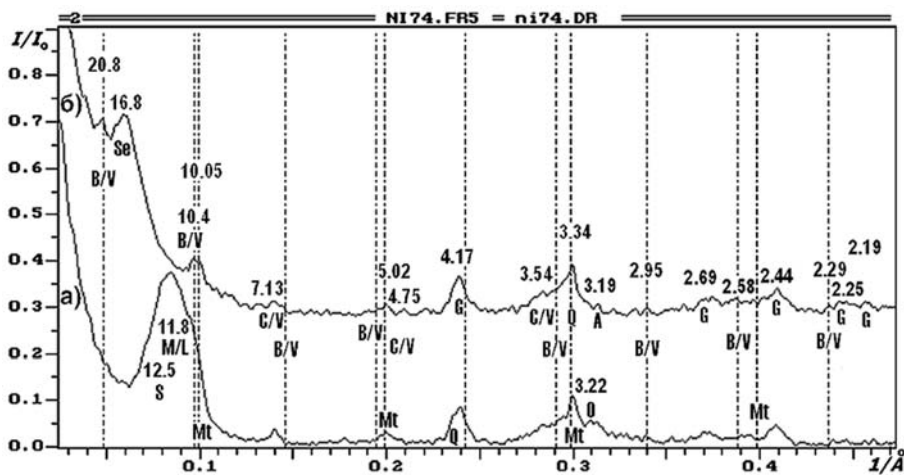


Рис. 6. Дифракционные спектры базальных отражений фракции < 2.5 мкм воздушно-сухого (а) и насыщенного этиленгликолем (б) образца 74. Базальный горизонт волжского подъяруса. Обозначения рефлексов: Mt – слюда (биотит), С – хлорит, S – смектит, Se – смектит с этиленгликолем; B/V – упорядочено смешанослойный биотит-вермикулит, M/L – неупорядочено смешанослойный биотит-вермикулит-смектит. Q – кварц (малая примесь). Пунктирными линиями обозначены положения целочисленных серий 00L рефлексов 1 : 1 биотит-вермикулита и триоктаэдрической слюды

венно изверженные породы основного ряда. На это указывает при наличии кварца, кислых плагиоклазов и диоктаэдрических слюд полное преобладание высоко железистого, судя по отношению интенсивностей 00L рефлексов ($I_{002} \gg I_{003}$), хлорита – кронштедтита с развитым изоморфизмом $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$, Fe^{3+} в тетраэдрических сетках, что следует из величины $d_{001} = 14.16 \text{ \AA}$.

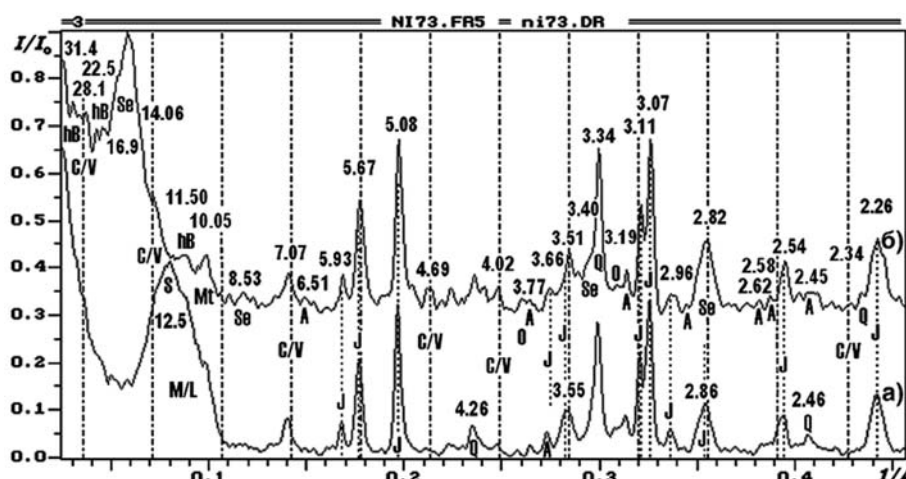


Рис. 7. Дифракционные спектры базальных отражений фракции < 2.5 мкм воздушно-сухого (а) и насыщенного этиленгликолем (б) образца 73. Базальный горизонт волжского подъяруса. Обозначения рефлексов: Mt – слюда (биотит), S – смектит, Se – смектит с этиленгликолем; C/V – упорядочено смешанослойный хлорит-вермикулит, J – ярозит, Q – кварц, A – альбит, O – ортоклаз. M/L – неупорядочено смешанослойный биотит-вермикулит-смектит. Пунктирной линией обозначено положение целочисленной серии 00L рефлексов 1 : 1 хлорит-вермикулита

Глинистая фракция пород из волжского подъяруса имеет специфический минеральный состав, не свойственный для обычных терригенных формаций. В образце 74 (рис. 6) при практически полном отсутствии кварца и любых диоктаэдрических слоистых силикатов доминируют продукты деградации ультрамафитов. Они представлены в основном смектитом и смешанослойными фазами биотит-вермикулит-смектит [12]. Сохранившийся биотит частично гидратирован, что приводит к появлению сверхпериодичности от базального расстояния около 21 Å (почти упорядоченное переслаивание дегидратированного Na-вермикулита и биотита, 10.8 Å + 10 Å). Фиксируется значительная примесь оксидов железа в виде гетита. Хлоритовой компоненты очень мало и она представлена главным образом смешанослойным минералом хлорит-вермикулит. Вполне очевидно, что источником осадочного материала для этого образца были коры выветривания самих кимберлитов, которые всегда содержат значительную примесь биотита. Признаков других наложенных процессов, кроме гипергенеза, в данном случае не наблюдается [14].

Существенно иная ситуация отмечена в другом образце того же горизонта (образец 73, рис. 7). В нём, как и в предыдущем образце, полностью отсутствуют диоктаэдрические слюды, поскольку интенсивность отражения 004 от пакетов слюды исчезающе мала. Сохраняются Na-смектит и поликомпонентные неупорядочено смешанослойные фазы, но появляется заметная примесь кварца и альбита. Главное же отличие заключается в том, что кроме различных форм гидробиотитов и биотит-вермикулитов фиксируется более свойственный не гипергенным, а гидротермальным процессам упорядочено смешанослойный хлорит-вермикулит, дающий почти целочисленную серию 00L отражений от сверхпериода 28.1 Å (сдвоенный 14 Å пакет). Кроме того, значительная часть

дисперсной компоненты представлена не глинистыми минералами, а ярозитом. Его источник в данном случае вполне однозначен – это продукт окисления гидротермальной сульфидной минерализации в аридных условиях. Очевидно, что такой источник должен быть более локальным, по сравнению с корами выветривания по ультрамафитам. Смешиваясь с кварцем, полевыми шпатами и глинистыми минералами из других источников, ярозит не мог давать заметный вклад в осадки далеко за пределами мест своего образования. Как уже ранее было показано [12, 14], появление в осадочной толще специфичных продуктов выветривания ультрамафитов в большей степени и однозначно фиксирует стратиграфический уровень появления кимберлитовых тел, чем место их локализации. Поэтому особое значение приобретает поиск минералогических критериев оценки дальности транспортировки дисперсного материала, формировавшегося за всю геологическую историю алмазоносных диатрем. Если преобразование их силикатной составляющей, которое включает хлоритизацию биотита, и сульфидная минерализация идут за счёт единого гидротермального источника, связанного с процессом образования кимберлита, то присутствие ярозита и хлорит-вермикулита может рассматриваться как признак близкого переноса. В качестве другого аналогичного критерия можно рассматривать степень гипергенной дегградации исходного материала диатрем, проявляющейся в отношении концентрации самого смектита к метастабильным триоктаэдрическим смешанослойным фазам, содержащим смектитовые пакеты.

Заключение

На основе изучения типоморфизма гранатов можно сделать выводы о том, что происхождение гранатов изначально происходило в условиях верхней мантии. Рост гранатов происходил не только в условиях глубоких горизонтов верхней мантии, а также при подъеме магматического очага к земной коре. Очевидно, при образовании куста кимберлитовых диатрем некоторые трубки обогащались высоко барическими минералами (алмаз, высокохромистые диопсиды и высокохромистые гранаты и др.). При последующем разрушении кимберлитовые трубки давали свои ореолы рассеивания.

Наиболее информативным с кристаллохимической точки зрения минералом-спутником алмазов является гранат. Из изученных кристаллохимических особенностей параметр отношений оптической плотности полос поглощения ионов Cr^{3+} и Fe^{2+} в оптических спектрах поглощения гранатов может быть использован как поисковый признак алмазоносности. Данный параметр информативен для обнаружения как россыпных, так и коренных алмазоносных тел.

Результаты комплексного экспериментального изучения минерального состава аллотигенной, включая пироксены, и тонкодисперсной компонент осадочных пород Сянгюдинской площади говорят о высокой вероятности обнаружения на ней новых перспективных россыпных или коренных алмазоносных тел, поскольку имеются все признаки близкого переноса связанного с ними материала.

Авторы благодарят заведующего кафедрой минералогии и петрографии, профессора, доктора геолого-минералогических наук А.И. Бахтина за консультации в проведении исследований по оптической спектроскопии.

Summary

O.N. Lopatin, G.A. Krinari, A.G. Nikolaev. Typomorphism of minerals and search signs for diamonds on Syungyudinsk area of Yakut Republic.

By the methods of physics the minerals-companions of diamonds and clay fraction of basal levels of Syungyudinsk area have been studied. The perspective technique of search for diamonds has been used. There have been made conclusions on high perspectives of the Syungyudinsk area for discovery new kimberlite bodies.

Литература

1. *Милашев В.А.* Кимберлиты и глубинная геология. – Л.: Недра, 1990. – 167 с.
2. *Подвысоцкий В.Т.* Терригенные алмазоносные формации Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000. – 322 с.
3. *Харкив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998. – 555 с.
4. *Бахтин А.И.* Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. – 192 с.
5. *Бахтин А.И., Горобец Б.С.* Оптическая спектроскопия минералов и руд и её применение в геологоразведочных работах. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1992. – 236 с.
6. *Мацюк С.С., Зинчук Н.Н.* Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М.: Недра-Бизнесцентр, 2001. – 428 с.
7. *Платонов А.Н.* Природа окраски минералов. – Киев: Наукова думка, 1976. – 264 с.
8. *Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С.* Природа окраски самоцветов. – М.: Недра, 1984. – 195 с.
9. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Под ред. акад. В.С. Соболева. – М.: Недра, 1976. – 324 с.
10. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами / Отв. ред. акад. Н.А. Логачев. – Новосибирск: Наука, 1994. – 256 с.
11. *Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И.* Древние коры выветривания и поиски алмазоносных месторождений. – М.: Недра, 1983. – 196 с.
12. *Зинчук Н.Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра-Бизнесцентр, 2000. – 538 с.
13. *Брегг У.Л., Кларингбулл Г.Ф.* Кристаллическая структура минералов. – М.: Мир, 1967. – 389 с.
14. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (Слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. – Л.: Недра, 1983. – 356 с.

Поступила в редакцию
26.09.06

Лопатин Олег Николаевич – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры минералогии и петрографии Казанского государственного университета.
E-mail: Oleg.Lopatin@ksu.ru

Кринари Георгий Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры минералогии и петрографии Казанского государственного университета.

Николаев Анатолий Германович – старший лаборант кафедры минералогии и петрографии Казанского государственного университета.