

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.323 (571.56)

АЛМАЗОНОСНЫЕ АРХЕЙСКИЕ ПОРОДЫ ОЛОНДИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО
ПОЯСА (*западная часть Алдано-Станового щита*)

А.П. Смелов, В.С. Шацкий*, А.Л. Рагозин*, В.Н. Реутский*, А.Е. Молотков

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
677980, Якутск, ул. Ленина, 39, Россия*

** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Приводятся результаты изучения алмазов из метавулканических пород мезоархейского (2.96—3.0 млрд лет) Олондинского зеленокаменного пояса, расположенного в западной части Алдано-Станового щита (Сибирь). Алмазы установлены в линзах оливин-серпентин-талковых пород среди метагипербазитов интрузивного облика, химический состав которых отвечает таковому перидотитовых коматиитов. Все алмазы метавулканибазита представляют собой обломки кристаллов размером 0.3—0.5 мм. По морфологическим признакам установлены кристаллы ламинарных октаэдров с переходными формами к додекаэдрам, а также кристаллы с полицентрическим строением граней и шпинелевые двойники. Фотолуминесценция кристаллов разнообразна: синяя, зеленая, желтая, красная, белесая. По характерным полосам поглощения в кристаллах определено присутствие азотных дефектов А и В1, а также пластинчатых образований — дефекта В2. Исследованные кристаллы относятся к широко распространенному среди природных алмазов типу IaA/B. Общее содержание азота изменяется от <100 до 3800 ppm. Относительное содержание азота в форме В1-центра варьирует от 0 до 94 % и свидетельствует о длительном пребывании в мантии. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) алмазов -26% свидетельствует об участии субдуцированного корового материала при алмазообразовании в архее.

Алмаз, архей, коматииты, зеленокаменный пояс, Алдано-Становой щит.

ARCHEAN DIAMONDIFEROUS ROCKS OF THE OLONDO GREENSTONE BELT
(*western Aldan–Stanovoy shield*)

A.P. Smelov, V.S. Shatsky, A.L. Ragozin, V.N. Reutskii, and A.E. Molotkov

Diamond from metavolcanic rocks of the Mesoproterozoic (2.96–3.0 Ga) Olondo greenstone belt, located in the western Aldan–Stanovoy shield, has been studied. Diamonds occur in lenses of olivine–serpentine–talc rocks within metavolcanic rocks of intrusive habit, whose composition corresponds to peridotite komatiites. All diamonds from the metavolcanic rocks are crystal fragments 0.3 to 0.5 mm in size. Morphological examination has revealed laminar octahedra, their transitional forms to dodecahedroids, crystals with polycentric faces, and spinel twins. The crystals vary in photoluminescence color: dark blue, green, yellow, red, or albescent. Characteristic absorption bands in crystals point to nitrogen impurities in the form of A and B1 defects and tabular B2 defects. The crystals studied belong to the IaA/B type, common among natural diamonds. The overall nitrogen content varies from <<100 to 3800 ppm. The relative content of nitrogen in B1 centers varies from 0 to 94 %, pointing to long stay in the mantle. The carbon isotope ratio in the diamonds, $\delta^{13}\text{C} = -26\%$, is indicative of involvement of subducted crust matter in diamond formation in the Archean.

Diamond, Archean, komatiites, greenstone belt, Aldan–Stanovoy shield

ВВЕДЕНИЕ

Разработка коренных и россыпных месторождений алмазов на Сибирской платформе дает 99 % от общей российской добычи [Добрецов, Похиленко, 2010]. Алмазы из этих месторождений изучены с применением широкого набора современных методов исследования [Зедгенизов и др., 2011; Логвинова и др., 2011; Скузоватов и др., 2011]. Однако в связи с исчерпанием запасов крупнейших месторожде-

ний – кимберлитовых трубок Мир и Удачная – добыча может значительно сократиться, поэтому весьма актуальной является задача открытия новых месторождений алмазов [Добрецов, Похиленко, 2010].

В мезоархейском Олондинском зеленокаменном поясе [Другова и др., 1983, 1988; Попов и др., 1990; Popov et al., 1995; Dobretsov et al., 1997] в 1986 г. сотрудником ВНИИГеолнеруд (г. Казань) Р.А. Хайдаровым в штучных пробах, отобранных метаультрабазитов, были обнаружены два кристалла алмаза размером 0.1 и 0.8 мм [Хайдаров, Четчин, 1990]. С 1987 по 1989 г. опытно-методической партией ВСНИИГГиМС в рамках Всесоюзной программы «Лампроит» в аллювии рек Олондо и Тарын-Юрях, дренирующих вулканический пояс, были обнаружены алмазы: 3 зерна размером 0.5—1.0 мм, 31 зерно — 0.2—0.5 мм, один обломок кристалла размером 1.1 × 1.1 мм и один кристалл ромбододекаэдрического габитуса 1.1 × 1.0 мм. В это же время в аллювии р. Олондо и ее притоков В.В. Левицким отбирались лотковые шлиховые пробы, которые после промывки объединялись и в дальнейшем обрабатывались в Ирриредмет (г. Иркутск). Было выявлено еще 18 кристаллов алмазов.

В дальнейшем поисковые работы на алмазы в пределах бассейнов рек Олондо и Тарын-Юрях проводила Олондинская партия Удоканского горно-геологического предприятия. В результате было обнаружено восемь алмазов у юго-западного берега оз. Токко, в их числе два бесцветных прозрачных кристалла октаэдрического габитуса размером 0.7 × 0.8 мм, а также шесть осколков алмаза (фракция –0.5...+0.25 мм) с характерной бледной желто-зеленоватой окраской. На южном склоне массива метаультрабазитов Красная Горка (верховья р. Олондо) обнаружено 11 алмазов класса 0.25 мм и 2 кристалла размером 0.8 мм. Один из камней представлен прозрачным плоскогранным октаэдром, другой — обломком неправильной формы, более мелкие — бесформенными обломками алмазов с редкими сохранившимися гранями октаэдров, прозрачные с бледной зеленовато-желтой окраской. В мелкообъемной пробе, взятой из делювия небольшого гипербазитового массива, расположенного в правом борту руч. Сквозной (правый крупный приток р. Тарын-Юрях) обнаружено четыре кристалла алмаза октаэдрической формы размером до 0.25 мм бледного зеленовато-желтого цвета [Юргенсон и др., 1999]. Таким образом, за пять лет поисковых работ в аллювиальных отложениях было обнаружено около 80 кристаллов алмаза.

Ревизия имеющихся материалов поисковых работ, а также сравнительный анализ геологического строения Олондинского зеленокаменного пояса [Другова и др., 1983; Попов и др., 1990; Popov et al., 1995; Dobretsov et al., 1997] и алмазоносных вулканических Дачин во Французской Гвиане [Capdevila et al., 1999], позволил В.Г. Гадиятову предположить, что коренными источниками алмазов могут являться коматиитовые туфы пояса с возрастом 2.96—3.01 млрд лет. В процессе полевых работ, проведенных в 2002 г., им были отобраны пробы из вулканических пород разного состава. В результате обработки и изучения каменного материала верховья р. Токко Ю.Г. Тылларом в одном образце весом около 150 г, определенном в поле как коматиитовый туф, было обнаружено более 100 зерен алмаза [Гадиятов и др., 2003 а, б; Гадиятов, 2005]. Практически все они представляли собой обломки неправильной формы размером 0.3—0.5 мм. В процессе диагностики алмазов и проведения внешней экспертизы большая часть зерен была утрачена. Остались неизученными физические свойства алмазов, минералогический и петрохимический состав материнских пород.

Сам факт обнаружения древних алмазов в породах Алдано-Станового щита имеет большое значение для понимания процессов алмазообразования и геодинамики в ранней истории Земли, поскольку подобные находки в мире уникальны. Так, находки самых древних алмазов известны в золоторудных конгломератах бассейна Витватерсранд в Южной Африке (3.0—2.8 млрд лет). Относительно более молодые по геологическому возрасту алмазы (2.7 млрд лет) описаны в лампрофирах зеленокаменного пояса Абитиби-Вава в кратоне Сьюперииор [Stachel et al., 2006], а также в метаморфизованных кимберлитах Габона в Центральной Африке (2.85 млрд лет) [Henning et al., 2003]. В наше распоряжение В.Г. Гадиятовым были любезно переданы 25 зерен алмаза и протоочка материнской породы (фракция крупностью 3—5 мм) из Олондинского зеленокаменного пояса. Данная работа посвящена изложению результатов изучения этого материала, с подробным анализом геологического положения алмазоносных пород.

ГЕОЛОГИЯ ОЛОНДИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Алдано-Становой щит, расположенный на южной окраине Сибирской платформы, сложен преимущественно глубокоизмененными горными породами гранулитовой фации метаморфизма и в меньшей степени породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. По вещественному составу пород, степени метаморфизма и возрасту в пределах щита выделяются пять террейнов: на севере Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн, Центрально-Алданский и Восточно-Алданский супертеррейны, а на юге Тыдинский тоналит-трондьемитогнейсовый составной террейн и Чогарский гранулит-ортогнейсовый террейн (рис. 1) [Смелов и др., 2001]. В результате коллизии на рубеже 1.9 млрд лет составные террейны и супертеррейны сформировали фундамент Северо-Азиатского кратона [Smelov, Timofeev, 2007]. Наиболее древним составным террейном, не испытавшим переработки в условиях гра-

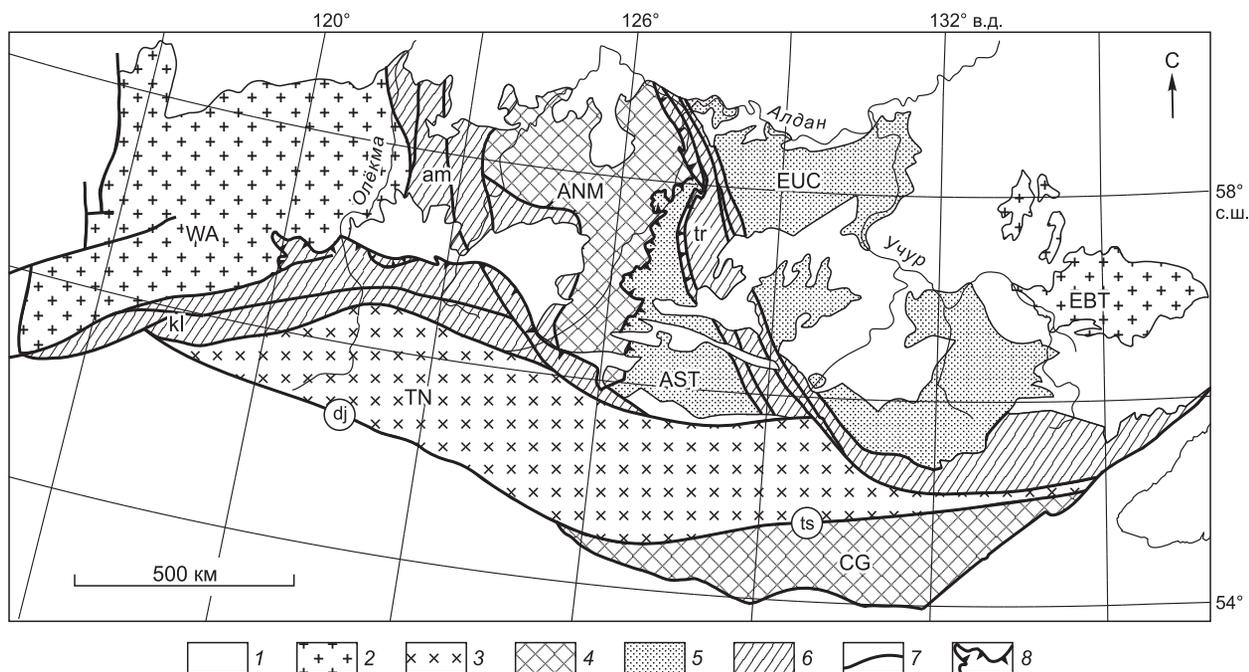


Рис. 1. Карта террейнов Алдано-Станового щита [Смелов и др., 2001; Smelov, Timofeev, 2007] с изменениями и дополнениями.

1 — отложения чехла Сибирской платформы; 2—5 — террейны: 2 — гранит-зеленокаменные (WA — Западно-Алданский — AR, EBT — Батомгский — Pt₁), 3 — тоналит-тронджемитоogneйсовые (TN — Тындинский — AR-Pt₁), 4 — гранулит-ортоogneйсовые (ANM — Нимырский — AR-Pt₁, CG — Чогарский — AR), 5 — гранулит-параogneйсовые (AST — Сутамский — AR архейский, EUC — Учурский — Pt₁); 6 — зоны тектонического меланжа (am — Амгинская, kl — Каларская, tr — Тыркандинская); 7 — разломы (dj — Джелтулакский, ts — Таксакандинский); 8 — надвиги. Батомгский (EBT) и Учурский (EUC) террейны образуют Восточно-Алданский супертеррейн, а Нимырский (ANM) и Сутамский (AST) — Центрально-Алданский супертеррейн.

нулитовой фации в процессе палеопротерозойской коллизии, является Западно-Алданский гранит-зеленокаменный террейн.

Западно-Алданский составной террейн (400 × 350 км) на западе граничит с Байкало-Патомским складчато-надвиговым поясом, на востоке и юге его границами являются соответственно Амгинская и Каларская зоны тектонического меланжа. На севере он перекрыт верхнерифейскими и вендскими отложениями чехла Сибирской платформы (рис. 2). Террейн сложен архейскими образованиями различного типа, метаморфизованными в широком диапазоне температур и давлений [Миронюк и др., 1971; Смелов, 1989]. Преобладают ортоogneйсы тоналит-тронджемитового состава, которые объединяются в олекминский комплекс и слагают несколько крупных линейных блоков, разделенных четырьмя меридиональными поясами протяженностью в 300 км и шириной до 30 км, в которых сосредоточены тектонические пластины зеленокаменных пород субганского комплекса. Характерны бластомилониты, ограничивающие зеленокаменные пояса. Курульбинский гранулитовый комплекс слагает несколько самостоятельных ограниченных разломами блоков и тектонических пластин (см. рис. 2). Все эти блоки и зоны могут быть выделены в качестве самостоятельных террейнов. Поэтому Западно-Алданский террейн определяется как составной, состоящий из нескольких террейнов, главным содержанием которых является присутствие архейских зеленокаменных образований и ортоogneйсов тоналит-тронджемитового состава.

Олекминский тоналит-тронджемитовый комплекс представлен однообразными по составу биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами и гнейсами, которые характеризуются преобладанием Na над K в 2.5—5.0 раз и относятся преимущественно к высокоглиноземистому типу. Они обогащены легкими РЗЭ при повышенных содержаниях Sr и низких концентрациях U [Ранний докембрий..., 1986]. Ассоциирующие с ними тела основных сланцев и амфиболитов составляют до 10 % объема комплекса [Черкасов, 1979]. Тоналит-тронджемитовые гнейсы имеют возраст 3.2—2.8 млрд лет [Vaadsgaard et al., 1990; Nutman et al., 1992; Neymark et al., 1993]. Прогрессивный метаморфизм пород соответствует условиям амфиболитовой фации умеренных давлений ($T = 650\text{—}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5.5\text{—}7.0$ кбар), реже эпидот-амфиболитовой фации. Вблизи зеленокаменных поясов ортоogneйсы переработаны

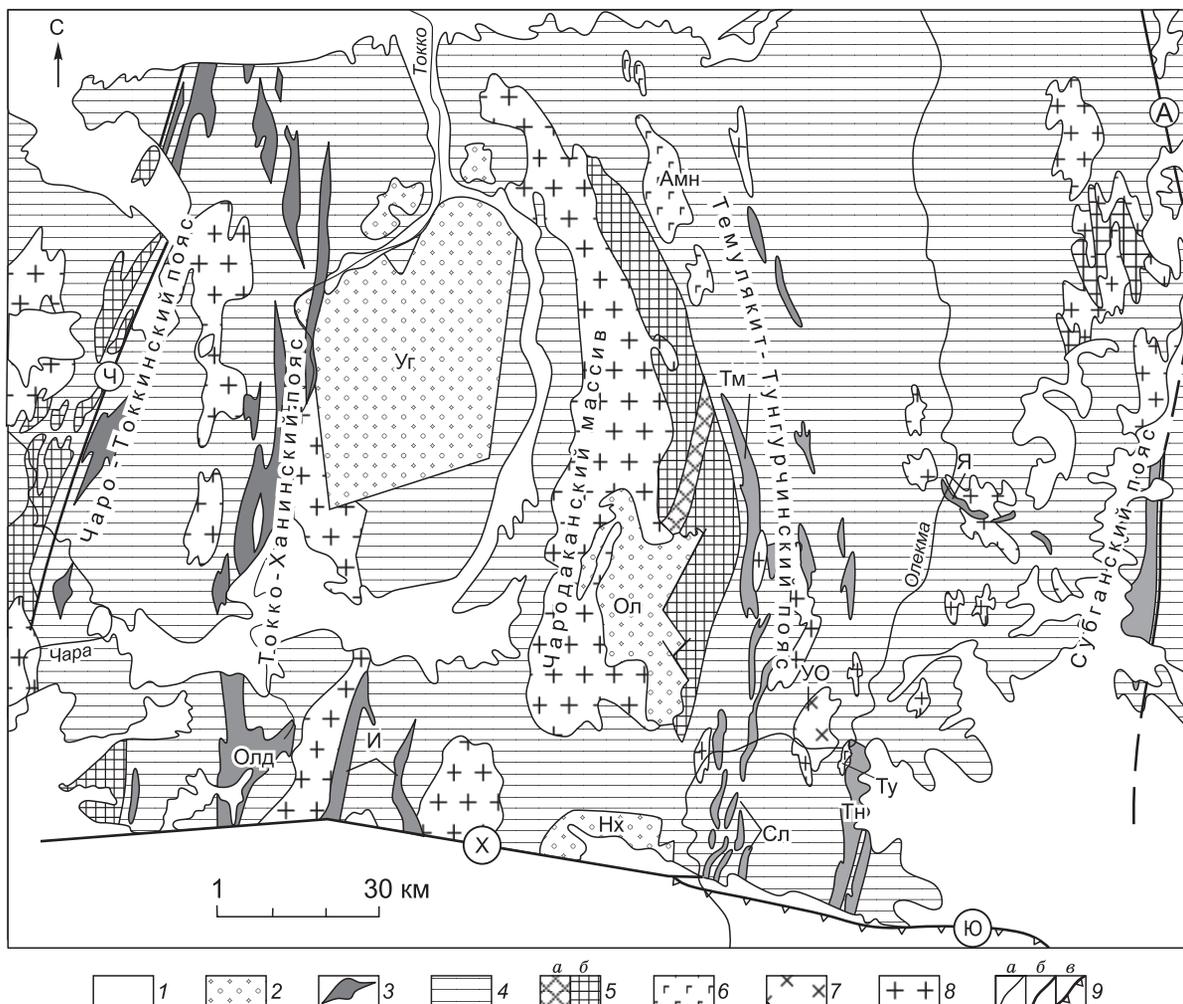


Рис. 2. Геологическая схема центральной и восточной части Западно-Алданского гранит-зеленокаменного террейна [Смелов, 1996].

1 — неопротерозойско-кайнозойские отложения платформенного чехла и впадин мезозойского и кайнозойского этапов активизации; 2 — палеопротерозойские метаморфизованные субплатформенные отложения — удоканский комплекс (Нх — Нижнеханнинская, Ол — Олдонгинская, Уг — Угуйская грабен-синклиналь); 3 — выходы пород зеленокаменных поясов (субганского зеленокаменного комплекса): И — Итчилякский, Я — Яелахский фрагменты, Олд — Олондинская, Тм — Тасмиелинская, Сл — Сырьлырская, Тн — Тунгурчинская структуры); 4 — тоналит-трондьемитовые гнейсы и мигматиты — олекминский комплекс; 5 — гранулитовый (курультинский) комплексе (а — парагнейсы, б — ортогнейсы); б — метагаббро-диорит-тоналит-трондьемитовый комплекс (Амн — Амнуннактинский и Ту — Тунгурчаканский массивы); 7 — тоналиты и трондьемиты (УО — Усть-Олдонгинский массив); 8 — граниты и гнейсограниты нерасчлененные; 9 — геологические границы (а), разломы с крутыми поверхностями смещения (б): А — Амгинский, Х — Ханинский и Ч — Чарский разломы, (в) надвиги: Ю — Южно-Чульманский надвиг.

ны в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($T = 475\text{—}535\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5.0\text{—}4.0$ кбар) с образованием гетеро- и гломеробластовых, бластоцементных структур [Смелов, 1989].

Курультинский гранулитовый комплекс, слагающий Оломокитский, Чарский и Каларский блоки, представлен преимущественно ортопородами — эндербито- и чарнокитогнейсами, отмечаются парагнейсовые толщи, включающие амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы и сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, редко с кордиеритом и силлиманитом. Сами блоки представляют собой относительно маломощные тектонические пластины, надвинутые на породы тоналит-трондьемитогнейсового и зеленокаменного комплексов [Стогний и др., 1996]. Данные о возрасте пород ограничены. Установлено, что источником при образовании протолитов гранат-биотитовых гнейсов Оломокитского блока служили породы с модельным Nd возрастом 3.5 млрд лет [Ковач и др., 1995], а протолиты двупироксеновых кристаллических сланцев образовались на рубеже 3.15 млрд лет [Левченков и др., 1987].

Субганский зеленокаменный комплекс выделен Е.П. МIRONЮКОМ и В.С. ФЕДОРОВСКИМ в 1963—1968 гг. Отдельные структуры, сложенные зеленокаменными образованиями, различаются между собой

по характеру разреза и режиму метаморфизма [Смелов, 1989]. Время формирования осадочных и вулканогенных пород зеленокаменных поясов укладывается в два интервала 3.2—3.0 и 3.0—2.7 млрд лет [Смелов и др., 2001]. Оба интервала разделены этапом надвигообразования и метаморфизма ранних зеленокаменных поясов на рубеже 3.0 млрд лет [Nutman et al., 1992; Смелов, 1996]. Для зеленокаменных поясов неизвестны стратиграфические соотношения с окружающими породами тоналит-грандьемитового комплекса. Контакты, как правило, тектонические или интрузивные.

Наибольшими объемами вулканитов основного и ультраосновного состава в сочетании с вулканами кислого и среднего состава характеризуется Токко-Ханинский зеленокаменный пояс, расположенный в центре составного террейна (см. рис. 2). Для зеленокаменных поясов, располагающихся к западу и востоку от него (Чара-Токкинского и Темулякит-Тунгурчинского), присущи преимущественно толеитовый вулканизм, значительные количества железистых кварцитов, появление карбонатно-терригенных ассоциаций (Темулякит-Тунгурчинский и Саймаганский) [Смелов, 1989]. Южная часть Токко-Ханинского пояса является наиболее хорошо изученной и описана в литературе как Олондинский зеленокаменный пояс.

Олондинский зеленокаменный пояс в плане представляет собой V-образную структуру субмеридионального простираения (рис. 3), которая сложена основными разновидностями вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, характерных для архейских зеленокаменных поясов [Попов и др., 1990]. В строении разреза участвуют три ассоциации метавулканитов, отличающиеся составом слагающих их пород и пространственным положением. Детальные литолого-стратиграфические исследования не позволяли достоверно описать последовательность первичного напластования пород, которые повсеместно претерпели интенсивные метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа ($T = 550—570$ °C и $P = 3.5—4.5$ кбар) и неоднократные деформации. Кроме того, в пределах пояса присутствуют многочисленные интрузивные образования различного возраста и состава, которые также затрудняют реконструкцию стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ или восстановление их фациальных переходов [Роров et al., 1995].

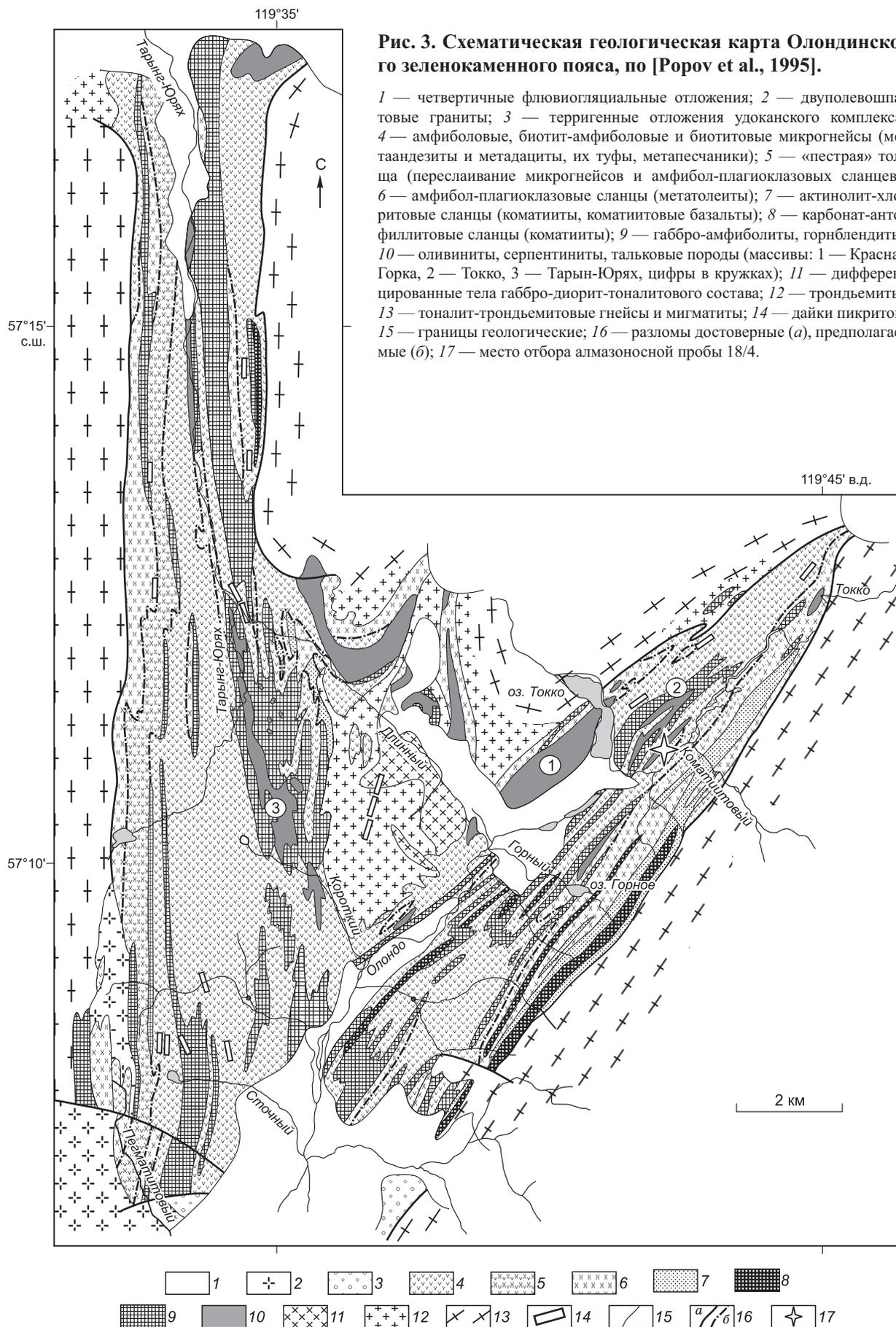
Первая породная ассоциация развита по периферии V-образной структуры (см. рис. 3) и представлена чередованием основных и ультраосновных метавулканитов. Большую часть объема ассоциации занимают основные метавулканиты. Породы одних и тех же петрографических групп обладают различными геохимическими особенностями в зависимости от их пространственного положения.

В восточной части структуры плоскостные текстуры и границы породных тел имеют преимущественно восточное падение. В направлении от осевой к внешней части структуры устанавливается следующая последовательность: средние и кислые метавулканиты, метатолелиты, ультраосновные метавулканиты (хлорит-актинолитовые сланцы с прослоями антофиллит-карбонатных пород), метатолелиты с прослоями коматиитов в виде антофиллит-карбонатных пород, средних и кислых вулканитов, а также железистых кварцитов и метапелитов. Мощность толщи в восточной ветви структуры оценена с учетом крупных складок, отражающихся в масштабе карты, и составляет около 400 м. Sm-Nd изохронный возраст по валовым пробам ультраосновных и основных вулканитов $2973 \pm 48—2959 \pm 17$ млн лет ($\epsilon_{Nd}(T) = 2.2 \pm 0.1$) [Пухтель, Журавлев, 1993], а U-Pb возраст цирконов (SHRIMP) прослоев средних и кислых вулканитов — $2986 \pm 6—3005 \pm 5$ млн лет [Baadsgaard et al., 1990; Nutman et al., 1992].

В западной ветви структуры в составе первой ассоциации преобладают амфибол-плагиоклазовые сланцы (метатолелиты), среди которых часто присутствуют маломощные прослои метавулканитов среднего состава. Метавулканиты ультраосновного состава отсутствуют. Мощность этой толщи без учета складчатости составляет 250—300 м.

Вторая породная ассоциация слагает центральную часть пояса и представлена амфиболовыми и биотит-амфиболовыми микрогнейсами (среднего и кислого состава), эффузивная природа которых подчеркивается хорошо сохранившимися реликтами первичных текстур и структур. Характерно относительное увеличение количества кислых пород по направлению к восточной части структуры. Среди микрогнейсов наблюдаются редкие маломощные (5—10 м) прослои амфиболовых сланцев (метабазальтов), сульфидизированных гранатовых амфиболитов, биотит-гранатовых (иногда со ставролитом) микрогнейсов. В составе ассоциации участвуют породы, образованные как за счет лав, туфов, туфопесчаников, так и жильных пород. По приблизительным подсчетам мощность толщи в восточной части пояса 500 м. U-Pb изохронный возраст цирконов из метадацитов этой ассоциации 2950 ± 50 млн лет [Бибикова и др., 1984].

Третья породная ассоциация приурочена к осевой части восточной ветви пояса и состоит из часто чередующихся прослоев метатолелитов, метатуффов, метапесчаников и метапелитов, реже метаандезитов, которые в настоящее время представлены амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотитовыми сланцами, микрогнейсами и высокоглиноземистыми породами. В метатуфопесчаниках и метапесчаниках местами отчетливо видно ритмичное строение, которое подчеркивается прослоями с карбонатным цементом. В отдельных обнажениях встречаются породы с хорошо сохранившимися текстурами туфо-



брекчий с обломками вулканитов разного состава и агломератовые туфы. Ориентировочная мощность толщи составляет 200 м.

Интрузивные образования составляют не менее 30 % объема Олондинского зеленокаменного пояса. По составу различаются ультраосновные, основные и кислые породы, которые принадлежат к разным возрастным уровням. Наиболее ранние интрузивные образования представлены многочисленными телами ультраосновных пород интрузивного облика, силлоподобными телами габбро-амфиболитов и дифференцированными массивами габбро-диорит-тоналитов.

Ультрабазиты представлены метаморфизованными дунитами и перидотитами, интенсивно серпентинизированными, местами подвергшимися вторичному оталькованию и карбонатизации. Процессы вторичного преобразования пород привели к почти повсеместному уничтожению первичных текстур, структур и минералов. Sm-Nd изохронный возраст по валовым пробам перидотитов массива Красная Горка составляет 3003 ± 117 млн лет ($\epsilon_{Nd}(T) = 1.12 \pm 0.1$) [Пухтель, Журавлев, 1993].

Габбро-амфиболиты наиболее распространены в пределах пояса. Наиболее крупные тела дифференцированы от актинолит-хлоритовых пород (ультраосновного состава), мономинеральных амфиболитов (горнблендитов) в подошве до мезократовых габбро-амфиболитов в кровле. Эти тела мощностью от 50 до 350 м имеют силлоподобную форму и приурочены к границам различных типов пород. Породы отличаются от metabазальтов более массивной текстурой и реликтами магматических структур. Они рассланцованы вдоль контактов и по отдельным зонам.

Комплекс дифференцированных тел габбро-диорит-тоналитов достоверно установлен в центральной части пояса в зоне сочленения его ветвей (см. рис. 3). Между контрастными по составу разновидностями пород комплекса наблюдаются интрузивные соотношения. U-Pb возраст цирконов (SHRIMP) из диоритов комплекса составляет 3018 ± 10 млн лет [Baadsgaard et al., 1990; Nutman et al., 1992].

К наиболее поздним интрузивным образованиям относятся тела гранитоидов тоналит-трондьемитового состава, которые широко развиты в обрамлении Олондинского пояса и слагают крупные массивы в его центральной части. Тоналиты и трондьемиты представлены амфиболовыми и биотитовыми разновидностями, иногда мигматизированными. В тоналитах и трондьемитах сосредоточены различные по размерам включения всех типов вулканитов, метаультрабазитов и габбро-амфиболитов. U-Pb возраст цирконов (SHRIMP) их тоналитов восточного контакта пояса 2862 ± 14 млн лет [Baadsgaard et al., 1990; Nutman et al., 1992].

Дайкообразные тела ультраосновных—основных пород, относимые к пикритовой серии [Добрецов и др., 1986], мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров, приурочены к границам различных породных ассоциаций, а также к контактам с ранними интрузивами. Эти тела разбужены и рассланцованы параллельно контактам. Породы мелкозернистые в краевых частях, имеют реликты закалочных структур, что отличает их от габбро-амфиболитов. Sm-Nd изохронный возраст по валовым пробам магнезиальных пикритов равен 2202 ± 41 млн лет ($\epsilon_{Nd}(T) = 2.2 \pm 0.2$) [Пухтель, Журавлев, 1993].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Взаимоотношения минералов в алмазонасной породе определялись в прозрачных полированных шлифах методом оптической микроскопии. Химические составы минералов в них определены на электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетической приставкой INCA Energy 350 фирмы «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 1 нА. Точность определения различных элементов (в мас. %): Si K_{α} — 0.51, Al K_{α} — 0.13, Cr K_{α} — 0.18, Fe K_{α} — 0.28, Mn K_{α} — 0.14, Mg K_{α} — 0.42, Ni K_{α} — 0.37, O — 0.69. Все анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН аналитиком Н.В. Лесковой. Анализ петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породе выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-MS) в ИГМ СО РАН аналитиком И.В. Николаевой.

Определение изотопного состава углерода алмаза выполнено в АЦ ИГМ СО РАН. В связи с малым размером алмазов, для исследования изотопного состава их углерода была приготовлена навеска из пяти обломков общей массой 0.3 мг. Эту навеску, упакованную в платиновую капсулу, помещали в реактор из кварцевого стекла вместе с очищенной окисью меди. Сжигание образца проводили при температуре 950 °С. Полученную уголекислоту очищали и отбирали в съемную вакуумную ловушку. Детали использованной методики подготовки алмазов для изотопных исследований описаны ранее [Реутский и др., 1999]. Изотопный состав углерода определяли в форме CO₂ на масс-спектрометре Finnigan MAT Delta в режиме двойного напуска. Точность измерения величины $\delta^{13}C$ обеспечивалась с использованием международного стандарта USGS-24 (графит, $\delta^{13}C = -15.9$). Воспроизводимость данных по стандарту, включая процедуру пробоподготовки, не превышает 0.1 ‰ (2 σ). Из-за ограниченного количества материала полученная величина ($\delta^{13}C = -26.0$ ‰ PDB) является результатом единичного измерения.

Спектроскопические исследования поглощения в ИК-области проведены с использованием ИК-Фурье спектрометра Bruker IFS 130v. Регистрация спектров проводилась в диапазоне длин волн 2.5—12.5 мкм (волновые числа 4000—800 см⁻¹), апертура пучка 30 × 30—80 × 80 мкм. Значения интенсивностей в максимуме полосы двухфтонного решеточного поглощения (2030 см⁻¹) использованы в качестве внутреннего стандарта ($I_{2030} = 12.8 \text{ см}^{-1}$) при определении эффективной толщины образца. Интерпретация ИК-спектров включала в себя сопоставление характерных полос поглощения примесным дефектам, а также количественный анализ — определение концентрации азота, входящего в различные оптически-активные центры. Интенсивности главных полос дефектов А и В1 связаны с коэффициентами поглощения на длинах волн 7.8 мкм (1282 см⁻¹) и 8.5 мкм (1175 см⁻¹) следующими соотношениями: $\alpha_A = 1.2\alpha_{1282} - 0.49\alpha_{1175}$, $\alpha_{B1} = 1.2\alpha_{1175} - 0.51\alpha_{1282}$ [Бокий и др., 1986]. Концентрация азота, исходя из спектральных характеристик, была вычислена по соотношениям: $N_A \text{ (ppm)} = 17.5 \times \alpha_A$ [Evans, 1992], $N_{B1} \text{ (ppm)} = 43 \times \alpha_{B1}$ [Соболев, Лисойван, 1972].

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ МЕТАУЛЬТРАБАЗИТОВ

Проба 18/4 была отобрана В.Г. Гадиятовым на левом борту р. Токко на границе маломощного тела метаяльтрабазитов интрузивного облика сактинолит-хлоритовыми сланцами (комаититы, комаититовые базальты) (см. рис. 3). Минералогия алмазонасных пород была изучена в прозрачных полированных шлифах из обломков размером 3—5 мм. В результате было установлено, что порода состоит из тонкокристаллического агрегата (размер зерен не превышает 200 мкм) оливина, серпентина, талька, карбоната и пылевидных выделений хром-магнетита. Типичные химические составы этих минералов приведены в табл. 1. Составы оливинов характеризуются высокими значениями $X_{Mg} = 0.91$ и концентрациями NiO = 0.27—0.76 мас. %. По содержанию магния и никеля и взаимоотношениям с метаморфическими минералами оливин носит признаки первично-магматической природы. В серпентинах X_{Mg} равно 0.96, а содержание Cr₂O₃ = 0.92—1.32 мас. %. В тальке установлена примесь NiO 0.37 мас. %. Судя по химическому составу, карбонатный минерал представлен железистым гидромагнетитом (см. табл. 1). Хром-магнетит в породах имеет размеры не более 20 мкм и характеризуется высоким содержанием Cr₂O₃ (7.74—8.81 мас. %). Породы с такой ассоциацией минералов и близкими химическими составами (оливин с $X_{Mg} = 0.88—0.89$ и NiO = 0.36—0.78 мас. %, серпентин с $X_{Mg} = 0.94—0.95$ и NiO = 0—0.25 мас. % и хром-магнетит с Cr₂O₃ = 4.7—8.4 мас. %) установлены в виде оливин-тальк-серпентиновых линз в массивных метаяльтрабазитах интрузивного облика, которые слагают массивы Тарын-Юрях, Красная Горка, Токко (см. рис. 3) [Добрецов и др., 1986; Попов и др., 1990].

Таблица 1. Химический состав минералов (мас. %) алмазонасных оливин-тальк-серпентиновых пород

Оксид	Оливин		Серпентин		Тальк		Карбонат		Хром-магнетит	
SiO ₂	40.9	41.1	44.1	43.0	62.9	63.0	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	2.28	2.44	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0.92	1.32	—	—	—	—	7.74	8.81
FeO	8.45	8.30	2.62	2.78	1.19	1.10	8.09	6.40	90.0	89.2
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	0.30	0.30
MgO	49.8	49.6	37.6	36.9	30.1	30.2	36.3	38.3	—	—
NiO	0.76	0.27	—	—	0.37	0.37	—	—	1.57	1.61
Сумма	99.9	99.3	87.5	86.4	94.6	94.7	44.4	44.7	99.6	99.9
X_{Mg}	0.91	0.91	0.96	0.96	0.97	0.98	0.89	0.91	—	—

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетической приставкой INCA Energy 350 фирмы «Oxford Instruments» аналитиком Н.В. Лесковой.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и содержания редкоземельных элементов (г/т) в алмазонасной оливин-тальк-серпентиновой породе

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сум- ма (81.4)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
37.9	0.01	0.24	5.9	0.06	36.6	0.07	0.44	0.15	18.6	100 (81.4)	0.57	1.19	0.14	0.53	0.12	0.03	0.1	0.01	0.07	0.02	0.05	0.01	0.05	0.01

Примечание. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН методом лазерной абляции на масс-спектрометре индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-MS) аналитиком И.В. Николаевой.

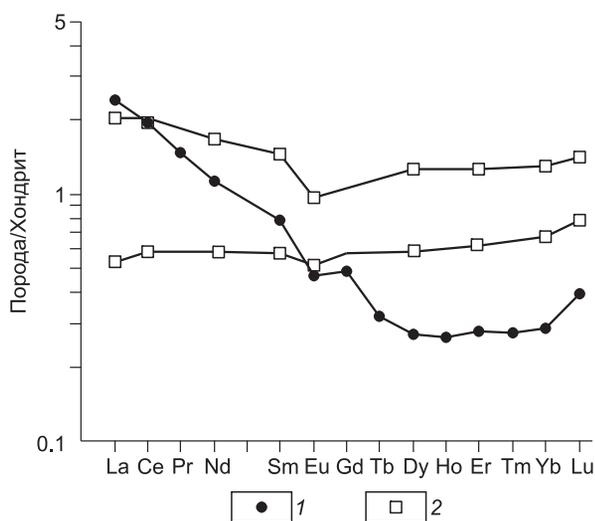


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов [Boytan, 1984], нормированных по хондриту для алмазоносной оливин-тальк-серпентиновой породы (1) и метаультрабазитов интрузивного облика (2) Олондинского зеленокаменного пояса.

Химический состав алмазоносной оливин-тальк-серпентиновой породы представлен в табл. 2. Судя по содержанию MgO и соотношению других оксидов ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.27$, $\text{MgO}/\text{FeO} = 6.2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 21.8$), химический состав пород близок перидотитовым коматиитам. Результаты расчета нормативного минерального состава пород методом CIPW по сухому остатку показывают, что содержание в ней оливина равно 63.9 %, а гиперстена — 30.3 %. Остаток представлен нормативными альбитом, магнетитом,

ильменитом и апатитом. Суммарное содержание редких земель в исследованном образце 2.9 г/т и укладывается в интервал (1.38—3.54 г/т) для интрузивных метаультрабазитов Олондинского пояса [Попов и др., 1990]. Однако по характеру распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, алмазоносные оливин-тальк-серпентиновые породы отличаются от интрузивных перидотитов массивов Красная Горка (рис. 4). Для них характерно дифференцированное распределение редкоземельных элементов с $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.16$, в то время как для последних $(\text{La}/\text{Yb})_N$ изменяется от 0.63 до 1.3. Анализируя подобное аномальное обогащение легкими РЗЭ дунитов и гарцбургитов, Ф.П. Леснов [2007] приводит данные, согласно которым в процессе серпентинизации происходит вынос средних редкоземельных элементов из ультраосновных реститов. Учитывая степень метаморфизма пород и связанных с ней минеральных преобразований (серпентинизация, оталькование, появление гидромагнетита), данное предположение представляется правомерным. Таким образом, алмазоносные оливин-тальк-серпентиновые породы являются продуктом изменения интрузивных ультрамафитов в процессе метаморфизма.

Возраст перидотитов массива Красная Горка, определенный Sm-Nd изохронным методом по валовым пробам 3003 ± 117 млн лет ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 1.12 \pm 0.1$) [Пухтель, Журавлев, 1993]. С учетом ошибки эти данные близки к значениям, полученным различными методами по вулканитам основного и кислого составов, слагающим Олондинской зеленокаменной пояса и укладываются в интервал 2950—3005 млн лет [Бибикова и др., 1984; Nutman et al., 1992; Пухтель, Журавлев, 1993]. Другими словами, внедрение метаультрабазитов интрузивного облика и их алмазоносных разновидностей происходит на рубеже 3.0 млрд лет.

АЛМАЗЫ ИЗ МЕТАУЛЬТРАБАЗИТОВ

Все алмазы, выделенные из пробы метаультрабазита (18/4), представляют собой обломки размером 0.3—0.5 мм [Гадиятов и др., 2003а,б]. Для большинства зерен характерны фрагменты плоских граней октаэдра треугольной формы или пластинчато-ступенчатого строения. Кроме того, на поверхности зерен наблюдались фигуры травления характерной треугольной или раковистой формы. В переданной нам коллекции алмазов по морфологическим признакам установлены кристаллы ламинарных октаэдров с переходными формами к додекаэдроидам I разновидности, по Ю.Л. Орлову [1984], а также кристаллы с полицентрическим строением граней и шпинелевые двойники (рис. 5). Зерна прозрачные, бесцветные, иногда с желтоватым оттенком с сильным алмазным блеском. Фотолюминесценция кристаллов разнообразна: синяя, зеленая, желтая, красная, белесая, по цветовой гамме похожа на таковую для кристаллов алмаза из коматиитов палеопротерозойских [Smith et al., 2010] и лампрофиров архейских [Корулова et al., 2010а] зеленокаменных поясов. Появление зеленых, желтых и красных цветов люминесценции в алмазах связывается с изменением агрегации азота при воздействии температуры и давления при метаморфизме [Корулова et al., 2010б].

Методом ИК-Фурье спектроскопии были исследованы 23 обломка кристаллов алмаза. Анализ спектров свидетельствует, что примесь азота в изученных алмазах находится преимущественно в агрегированной форме. Исследованные алмазы не содержат парамагнитный азот в виде одиночного замещающего углерод атома (С-центр) или содержат его в такой концентрации, что он не фиксируется в ИК-спектрах. По характерным полосам поглощения в кристаллах определено присутствие азотных дефектов А и В1, а также пластинчатых образований — дефекта В2 (табл. 3). Исходя из полученных данных, исследованные кристаллы, согласно физической классификации, относятся к широко распространенному

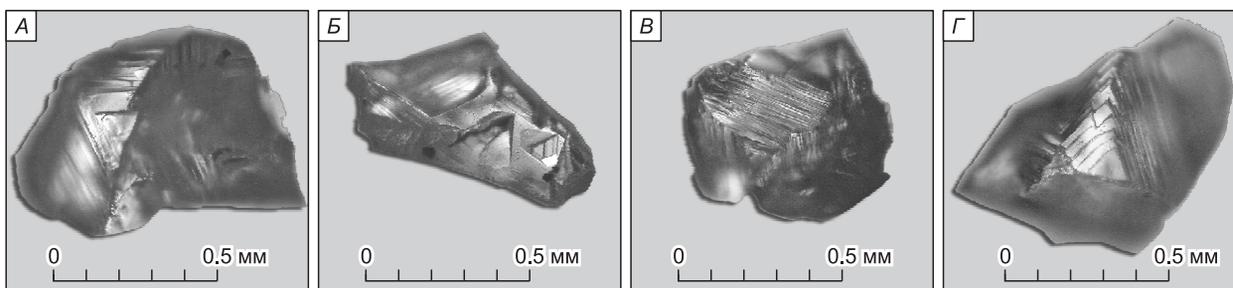


Рис. 5. Морфология кристаллов алмаза из метальтрабазита:

А — обломок ламинарного октаэдра, *Б* — двойниковый сросток кристаллов, *В* — шпинелевый двойник ламинарных октаэдров переходной формы к додекаэдру, ламинарный октаэдр с полицентрическим строением граней.

среди природных алмазов типу IaA/B. Пластинчатые образования, расположенные в плоскости $\{100\}$ (плейтелитс, дефект B2), зафиксированы в большинстве кристаллов по полосе поглощения $\sim 1370 \text{ см}^{-1}$, которая при значительной интенсивности сопровождается менее интенсивной линией 1430 см^{-1} . Положение максимума главной полосы меняется от кристалла к кристаллу от 1361 до 1379 см^{-1} , что связывают с линейным размером пластин [Соболев и др., 1968]. Интегральная интенсивность пика $\sim 1370 \text{ см}^{-1}$ также пропорциональна общей площади плейтелитс [Sumida, Lang, 1982].

Общее содержание азота (суммарные рассчитанные концентрации в форме дефектов А и В1) в изученных алмазах составляет величины от <100 до 3800 ppm . Относительное содержание азота в форме В1-центра варьирует от 0 до 94% (см. табл. 3). Кроме того, в некоторых ИК-спектрах фиксируются весьма широкие (с полушириной до 200 см^{-1} и более) полосы поглощения с максимумами ~ 3440 и $\sim 1650 \text{ см}^{-1}$, приписываемые дисперсным включениям воды [Chrenko et al., 1967].

В большинстве исследуемых кристаллов присутствуют дополнительные линии поглощения (3107 , 1405 , 3237 и 2785 см^{-1}). В результате детальных исследований большого массива природных алмазов было установлено, что присутствие линий 3107 и 1405 см^{-1} в кристаллах типа Ia имеет практически универсальный характер, и подтверждено их соответствие колебаниям C-H связей [Woods, Collins, 1983; Davies et al., 1984]. Согласно разным моделям, полосы поглощения 3107 и 1405 см^{-1} относятся к колебаниям в составе винилиденной или этиленовой групп [Woods, Collins, 1983; Соболев и др., 1972], которые адсорбируются на поверхности микровключений в алмазе. Наиболее сильное поглощение, зафиксированное на 3107 см^{-1} в исследованных кристаллах, составило величину $\sim 22 \text{ см}^{-1}$ (обр. 18/4-2).

Предполагается, что линии 3237 , 2785 см^{-1} есть результат колебаний в ацетиленовой группе ($-\text{C}\equiv\text{CH}$) [Woods, Collins, 1983; Iakoubovskii, Adrianssens, 2002]. Линии поглощения 3107 , 1405 , 3237 ,

Таблица 3. Основные примесные центры и дополнительные линии поглощения в алмазах по данным ИК-спектроскопии

Образец	Морфология кристалла	N_A , ppm	N_{B1} , ppm	%B	$N_{\text{общ}}$, ppm	α_{B2}	ν_{B2}	α_{3107}	Дополнительные линии ν , см^{-1}
						см^{-1}			
18/4-1	Обломок	22	111	83	133	2	1377	—	2852, 2923, 2954, 1735, 1456, 1375
18/4-2	»	271	3495	93	3766	50	1372	22	1405, 3237, 2785, 1430
18/4-3	»	150	0	0	150	—	—	—	2852, 2923, 2954, 1456, 1735
18/4-4	»	131	0	0	131	—	—	2.5	~ 3700
18/4-5	»	—	—	—	—	—	—	—	2852, 2923, 1742, 1558, 960, 1066, 798
18/4-6	»	Нет спектра — слабое пропускание							
18/4-7	»	30	211	88	241	8.5	1363	14.5	1405, 3660, 1640, 829
18/4-8	»	94	194	67	288	1.5	1362	1.5	~ 3440 , 1640, 1735
18/4-9	»	719	193	21	912	—	—	1.5	2850, 2920
18/4-10	»	76	350	82	426	н/д	н/д	4	1650, ~ 3540 , 2382, 1735, 2852, 2923, 2954
18/4-11	»	95	271	64	266	3.5	1361	2	2850, 2921, 1735, 880
18/4-13	»	341	506	60	847	13	1363	16	1405, 3237, 2785, 2852, 2923
18/4-14	»	116	319	73	435	8	1363	12	1405, 3237, 2785, 788, 2852, 2923

2785 см⁻¹ широко распространены среди природных алмазов из кимберлитов и лампроитов и являются проявлениями С-Н (а, возможно, N-H) связей. В некоторых изученных кристаллах возможно присутствие карбонатов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Результаты исследования архейских алмазов методами ИК-Фурье спектроскопии свидетельствуют о том, что изученные кристаллы имеют поглощение в ИК-области, сходное с алмазами из кимберлитов и лампроитов.

Как и алмазы из зеленокаменного пояса Абитиб-Вава в кратоне Сьюперитор [Stachel et al., 2006], алмазы Олондо характеризуются большими вариациями в степени агрегации атомов азота. Однако их отличительной особенностью является то, что общее содержание азота в них может достигать 3800 ppm. В то же время от палеопротерозойских микроалмазов из лампрофировых даек провинции Нунавут (Канада) [Cartigny et al., 2004] алмазы Олондо отличаются высокой степенью агрегации азота. В отличие от других алмазов из лампрофиров изученные алмазы характеризуются облегченным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -26.0 \text{ ‰}$). Кристаллы с такими характеристиками установлены только среди алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы [Шацкий и др., 2011], для которых коренной источник до настоящего времени не выявлен или пока не доказан [Граханов и др., 2010].

На основании содержания примеси азота и изотопного состава алмазов можно предполагать, что источником углерода для алмазов служили субдуцированные породы земной коры. Однако в отличие от метаморфогенных алмазов Кокчетавского массива [Ситникова, Шацкий, 2009] и алмазов из лампрофировых даек провинции Нунавут (Канада) [Cartigny et al., 2004] алмазы Олондо пребывали в мантии длительное время при высокой температуре.

Присутствие алмазов в породах Олондинского зеленокаменного пояса свидетельствует о существовании алмазоносной литосферной мантии под юго-восточной частью Северо-Азиатского кратона в мезоархее, что подтверждается расчетами *PT*-параметров образования барофильных минералов среднепалеозойской кимберлитовой тр. Манчары, которая была открыта на юге Сибирской платформы геологами ГПП «Якутскгеология» в 2007 г. [Зайцев и др., 2009; Смелов и др., 2009, 2010].

Авторы благодарны В.Г. Гадиятову, [Ю.Г. Тыллари] и В.И. Павлову за многолетний поиск коренных источников алмазов в Олондинском зеленокаменном поясе и предоставленную коллекцию, а также Н.В. Попову и Н.Н. Добрецову за проведение детального геолого-петрографического картирования пояса.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (гос. контракт 02.740.11.0328), а также Программы РАН № 24.1.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Другова Г.М., Бушмин С.А. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 6, с. 1424—1428.

Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Ключев Ю.А. Природные и синтетические алмазы. М., Наука, 1986, 222 с.

Гадиятов В.Г. Камнесамоцветные формации северо-востока Азии. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 2005, 272 с.

Гадиятов В.Г., Маршинцев В.К., Тыллар Ю.Г., Павлов В.И. Алмазы в эффузивных коматиитах Олондинского зеленокаменного пояса // Руды и металлы, 2003а, № 2, с. 47—51.

Гадиятов В.Г., Маршинцев В.К., Тыллар Ю.Г., Павлов В.И., Чабан Н.Н., Асосков В.М., Томбасов И.А. Алмазоносность коматиитов Олондинского зеленокаменного пояса // Отечественная геология, 2003б, № 2, с. 30—31.

Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010, № 5, с. 3—12.

Добрецов Н.Л., Похиленко Н.П. Минеральные ресурсы Российской Арктики и проблемы их освоения в современных условиях // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 126—141.

Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В., Добрецова Л.В., Смелов А.П. Минералогия и геохимия коматиитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск, Наука, 1986, с. 34—49.

Другова Г.М., Харитонов А.Л., Бушмин С.А., Чухонин А.П., Шулешко И.К. Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса (Восточная Сибирь) // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали / Ред. А.Н. Неелов. Л., Наука, 1983, с. 49—65.

- Другова Г.М., Пухтель И.С., Шустова Л.Е., Бережная Н.Г.** Олондинский зеленокаменный пояс (Алданский щит) // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1988, № 8, с. 40—56.
- Зайцев А.И., Смелов А.П., Алтухова З.А.** Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов тр. Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология, 2010, № 5, с. 51—60.
- Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Араухо Д., Гриффин В.Л.** Карбонатные и силикатные среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1649—1664.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Смелов А.П.** Sm-Nd изотопная систематика высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование: Тез. докл. СПб., 1995, с. 31.
- Левченков О.А., Морозова И.М., Другова Г.М., Дук В.Л., Левский Л.К.** Уран-свинцовое датирование древнейших образований Алданского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Ред. Л.К. Левский. М., Наука, 1987, с. 116—138.
- Леснов Ф.П.** Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск, Академическое издательство «Гео», 2007, 403 с.
- Логвинова А.М., Вирт Р., Томиленко А.А., Афанасьев В.П., Соболев Н.В.** Особенности фазового состава наноразмерных кристаллофлюидных включений в аллювиальных алмазах северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1634—1648.
- Миронюк Е.П., Любимов В.К., Магнушевский Э.Л.** Геология западной части Алданского щита. М., Недра, 1971, 237 с.
- Орлов Ю.Л.** Минералогия алмаза. М., Наука, 1984, 263 с.
- Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н., Богомолова Л.М., Картавченко В.Г.** Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск, Изд-во ЯНЦ СО АН СССР, 1990, 172 с.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З.** Петрология основных и ультраосновных пород и связанных с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология, 1993, т. 1, № 3, с. 306—344.
- Ранний докембрий Южной Якутии** / Ред. Н.Л. Добрецов. М., Наука, 1986, 280 с.
- Реутский В.Н., Логвинова А.М., Соболев Н.В.** Изотопный состав углерода поликристаллических агрегатов алмаза, содержащих включения хромита, из кимберлитовой трубки «Мир», Якутия // Геохимия, 1999, № 11, с. 1191—1196.
- Ситникова Е.С., Шацкий В.С.** Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива по результатам ИК-Фурье спектроскопии // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (10), с. 1095—1103.
- Скузоватов С.Ю., Зедгенизов Д.А., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Купер К.Э.** Особенности состава облакоподобных микровключений в октаэдрических алмазах из кимберлитовой трубки Интернациональная (Якутия) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 107—121.
- Смелов А.П.** Метаморфическая эволюция Олекминской гранит-зеленокаменной области. Новосибирск, Наука, 1989, 128 с.
- Смелов А.П.** Метаморфизм в архее и протерозое Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГиГ СО РАН, 1996, 24 с.
- Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф.** Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, с. 81—104.
- Смелов А.П., Ащепков И.В., Олейникова О.Б., Сурнин А.А., Бабушкина С.А., Полуфунтикова Л.И., Королева О.В.** Химический состав и *P-T* условия образования барофильных минералов из кимберлитовой трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология, 2009, № 5, с. 27—30.
- Соболев Е.В., Лисойван В.И.** О природе свойств алмазов промежуточного типа // Докл. РАН, 1972, т. 204, № 1, с. 88—90.
- Соболев Е.В., Лисойван В.И., Ленская С.В.** О пластинчатых образованиях в структуре природных алмазов // ЖСХ, 1968, т. 9, № 6, с. 1029—1033.
- Стогний В.В., Смелов А.П., Стогний Г.А.** Глубинное строение Алданского щита // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (10), с. 88—97.
- Хайдаров Р.А., Чечеткин В.С.** О перспективах выявления новых типов высокоабразивного сырья в пределах Витимо-Алданского щита // Геология и оценка месторождений нерудных полезных ископаемых зоны БАМ. М., Недра, 1990, с. 90—94.
- Черкасов Р.Ф.** Архей Алданского щита. М., Наука, 1979, 161 с.

Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Калинина В.В., Реутский В.Н. Локальные вариации изотопов углерода и содержания азота в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН, 2011, № 1, т. 440, с. 116—119.

Юргенсон Г.А., Чечеткин В.С., Асоков В.М. Геологические исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1999, 574 с.

Baadsgaard H., Nutman A.P., Samsonov A.V. Geochronology of the Olondo greenstone belt // 7th Int. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Geol. Soc. Aust., Abstr. vol., Canberra, 1990, p. 6.

Boyton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J.F. Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana // Nature, 1999, v. 399 (6735), № 3, p. 456—459.

Cartigny P., Chinn I., Viljoen F., Robinson D. Early Proterozoic ultrahigh pressure metamorphism: evidence from microdiamonds // Science, 2004, 304, p. 853—855.

Chrenko R.M., McDonald R.S., Darrow K.A. Infra-red spectra of diamond coat // Nature, 1967, v. 379, p. 153—156.

Dobretsov N.N., Popov N.V., Smelov A.P., Bogomolova L.M., Moskovchenko N.I., Barton J.M. Aldan-Stanovik Shield / Eds. M.J. De Wit, L.D. Ashwal // Greenstone belts. Oxford, Clarendon press. 1997, p. 710—725.

Evans T. Aggregation of nitrogen in diamond / Ed. J.E. Field // The properties of natural and synthetic diamond. London, 1992, p. 259—290.

Henning A., Kiviets G., Kurszlaukis S., Barton E., Mayaga-Mikolo F. Early Proterozoic metamorphosed kimberlites from Gabon // Extended abstracts of 8th International kimberlite conference. Victoria, BC, Canada, June 22—27th, 2003 (CD).

Iakoubovskii K., Adriaenssens G.J. Optical characterization of natural Argyle diamonds // Diamond and Related Materials, 2002, v. 11, p. 125—131.

Kopylova M., Bruce L., Ryder J. Diamonds in an Archean greenstone belt: diamond suites in unconventional rocks of Wawa, Northern Ontario (Canada). Viena, Austria, 02—07 May, 2010a // Geophys. Res. Abstr. Vol. 12, EGU2010-6835 (CD).

Kopylova M., Bruce L., Longo M., Ryder J., Dobrzhinetskaya L. Cathodoluminescence of diamond as an indicator of its metamorphic history. Viena, Austria, 02—07 May, 2010b // Geophys. Res. Abstr. Vol. 12, EGU2010-6822-1 (CD).

Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A., Morozova I.M., Kotov A.B., Vinogradov D.P., Gorokhovskiy B.M., Ovchinnikova G.V., Bogomolova L.M., Smelov A.P. Late Archaean intrusive complexes in Olekma granite-greenstone terrain (Eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Precamb. Res., 1993, v. 62, № 4, p. 453—472.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precamb. Res., 1992, v. 54, № 4, p. 195—209.

Popov N.V., Dobretsov N.N., Smelov A.P., Bogomolova L.M. Tectonics, metamorphism, and the problems of evolution of the Olondo Greenstone Belt // Petrology, 1995, v. 3, № 1, p. 73—86.

Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // Gond. Res., 2007, № 12, p. 279—288.

Smith C., Bulanova G., Ushkov V., Gobbo L. A tale of two diamond hosts — Kimozero and Dachine. Viena, Austria, 02—07 May, 2010 // Geophys. Res. Abstr., 2010, v. 12, EGU2010-6486-1 (CD).

Stachel T., Banas A., Muehlenbachs K., Kurszlaukis S., Walker E.C. Archean diamonds from Wawa (Canada): samples from deep cratonic roots predating cratonization of the Superior Province // Contr. Miner. Petrol., 2006 (151), p. 737—750.

Sumida N., Lang A.R. On «spike» diffuse reflections patterns of diamonds // J. Appl. Crystallogr., 1982, v. 15, p. 266—274.

Woods G.S., Collins A.T. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in type I diamonds // J. Phys. Chem. Solids, 1983, v. 44, № 5, p. 471—475.