

УДК 549.211:548.4

ВКЛЮЧЕНИЯ КОЭСИТА В ОКРУГЛЫХ АЛМАЗАХ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2002 г. А. Л. Рагозин, член-корреспондент РАН В. С. Шацкий,
Г. М. Рылов, С. В. Горяйнов

Поступило 22.02.2002 г.

Округлые кристаллы алмаза темно-серого до черного цвета и сростки подобных кристаллов характерны для россыпей северо-восточной части Сибирской платформы. По минералогической классификации Орлова [1] эти алмазы относятся к V (сростки к VII) разновидности, определяемой как темные, округлые комбинационные кристаллы переходной между октаэдром и ромбододекаэдром формы, цвет которых определяется большим количеством включений, как предполагалось графита. Такие алмазы доминируют в разновозрастных россыпях Эбеляхского алмазоносного поля и среднетриасовых отложениях Нижнеленского алмазоносного района, коренные источники которых до настоящего времени не обнаружены [2]. Вместе с равномерно окрашенными в желто-оранжевый и зеленоватый цвет алмазами II разновидности кубического и тетрагексаэдрического габитуса темные округлые алмазы образуют характерную ассоциацию “эбеляхского” (“нижнеленского”) типа [2]. Единичные находки в кимберлитах алмазов, описанных как V разновидность [3], характеризуются комплексом свойств, отличающих их от округлых алмазов из россыпей. В первую очередь отличие выражается в резко облегченном изотопном составе углерода россыпных алмазов (среднее $\delta^{13}\text{C}$ по 17 кристаллам -22.21%) [2], а также в особенностях внутреннего строения и дефектно-примесного состава. Таким образом, округлые алмазы, тождественные алмазам эбеляхского типа, не встречаются в известных кимберлитовых трубках. В связи с этим возникает вопрос о коренных источниках алмазов этого типа. Возможность существования неизвестных высокопродуктивных коренных источников определяется следующими факторами: известные в районе кимберлитовые тела неалмазные или убогалмазные; минералы – парагенетические спутники россыпных алмазов не установлены в россыпях Эбеляхского алмазо-

носного поля; в россыпях часто отмечаются находки алмазов массой более 1 карата, которые полностью отсутствуют в известных в районе кимберлитовых телах [2]. Кроме того, результаты минералогического исследования алмазов из известных на сегодня кимберлитовых тел свидетельствуют о типоморфизме кристаллов как каждой в отдельности трубки, так и кимберлитового поля (полей) в целом и о резком отличии кристаллов из большинства россыпей северо-востока Сибирской платформы [2].

Определение генезиса россыпных алмазов V и VII разновидности затрудняется тем, что в них не были выявлены минеральные включения. В свою очередь, обнаружению включений в алмазах этого типа традиционным методом препятствует то обстоятельство, что они практически непрозрачные.

Для определения генетической принадлежности округлых алмазов из имеющейся у нас коллекции было отобрано 74 кристалла, из которых изготавливались плоскопараллельные полированные пластинки, ориентированные параллельно (110) и (100) толщиной 0.3–0.8 мм. Пластинки просматривались под оптическим микроскопом с целью обнаружения минеральных включений. Для исследования реальной структуры и дефектно-примесного состава округлых алмазов V разновидности из россыпей применялись рентгенотопографические методы и КР- и ИК-спектроскопия.

Изученные кристаллы алмазов размером 3–4 мм имеют темно-серый почти до черного цвет, который, как установлено [4], обусловлен большим количеством флюидных включений, на стенках которых отложен графитоподобный углерод. Участки кристаллов вблизи некоторых вершин прозрачны и практически бесцветны, что связано с секториальным распределением включений в объеме кристалла. Описание морфологии алмазов V разновидности приведены в [1]. Изученные образцы представлены округлыми комбинационными кристаллами переходной между октаэдром и ромбододекаэдром формы. Морфология кристаллов включает в себя следующие фрагменты: октаэдрические грани с ламинарным строением;

Таблица 1. Примесные центры и содержание азота в алмазах V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы

Обр.	Область	$\alpha_{3107}, \text{см}^{-1}$	$\alpha_{B2}, \text{см}^{-1}$	$\alpha_A, \text{см}^{-1}$	$\alpha_{B1}, \text{см}^{-1}$	N_A, ppm	N_{B1}, ppm	$N_{\text{общ}}, \text{ppm}$	%A
J-11	Центр	0.8	7.4	43.9	8.4	768	360	1128	68
		0.6	6.7	63.3	4.1	1107	175	1282	86
	Край	0.7	4.6	64.2	22.0	1124	946	2070	54
		0.6	9.4	66.0	25.3	1155	1088	2243	51
	Промеж.	0.7	8.1	66.3	10.5	1160	453	1613	72
		0.7	7.3	66.2	10.9	1158	470	1628	71
J-12	Центр	1.2	7.9	57.9	10.5	1007	489	1464	69
	Край	0.7	6.3	69.0	8.8	1208	380	1588	76
	Промеж.	1.3	7.7	57.5	11.4	1013	451	1496	67
J-14	Центр	1.3	6.6	47.6	8.6	833	369	1202	69
	Край	1.2	6.2	74.2	13.2	1299	570	1869	70
	Промеж.	0.8	7.4	64.7	11.8	1132	508	1640	69
J-16	Центр	1.5	8.3	61.5	12.3	1076	527	1603	67
R-2	Центр	5.0	6.3	49.7	7.5	870	321	1191	73
	Промеж.	5.9	8.2	59.9	7.5	1048	321	1369	77
		7.9	6.4	48.8	11.4	854	492	1345	63
J-20	Центр	1.0	10.7	45.6	12.8	797	550	1347	59
		1.8	6.2	47.1	9.1	824	392	1216	68
	Промеж.	0.9	5.1	58.6	9.2	1025	397	1422	72
		1.0	7.5	56.0	13.6	979	584	1563	63
		1.3	6.7	49.9	12.4	873	531	1404	62
J-13	Центр	1.1	6.4	40.6	8.7	711	376	1087	65
	Край	0.9	10.1	53.0	16.3	927	699	1626	57
		0.8	5.4	58.7	14.6	1028	626	1654	62
	Промеж.	1.6	9.3	45.7	10.7	800	460	1260	64
J-40	Центр	1.8	9.7	24.3	12.9	425	556	981	43
	Край	2.0	9.9	25.5	13.4	447	578	1025	44
	Промеж.	1.9	9.3	23.7	12.0	415	515	929	45

Примечание. $\alpha_{3107}, \alpha_{B2}, \alpha_A, \alpha_{B1}, \text{см}^{-1}$ – коэффициенты поглощения дефектов 3107 см^{-1} , B2, A, B1 соответственно; $N_A, N_{B1}, N_{\text{общ}}$, ppm – содержание азота в форме A, B1-дефектов и общее содержание азота соответственно; %A – относительное содержание A-дефектов. Концентрация азота в форме A и B1-центров определена по соотношениям: $N_A (\text{ppm}) = 17.5 \cdot \alpha_A$, $N_{B1} (\text{ppm}) = 43 \cdot \alpha_{B1}$.

выпуклые округлые поверхности на месте ребер октаэдра, скульптурированные сноповидной штриховкой, которая представляет собой торцы дигригональных слоев октаэдрических граней, и гладкие округлые поверхности, расположенные гипсометрически ниже комбинационных поверхностей и октаэдрических граней.

На основании проведенного исследования пластинок алмазов V разновидности с помощью ИК-фурье-спектроскопии установлено, что они содержат азотные примесные дефекты типа A, B1 и B2 (табл. 1). Кроме того, в ИК-спектрах (рис. 1) фиксируются полосы поглощения 3107 и 1405 см^{-1} , которые интерпретируются как колебания C–N

[5]. Изученные кристаллы не содержат примеси парамагнитного азота (C-дефекта) или содержат его в такой концентрации, что он не регистрируется по ИК-спектрам. Кроме того, во всех изученных образцах отмечено присутствие N_3 -центра, который проявляется характерной полосой поглощения (415.2 нм) в видимой области спектра. Округлые россыпные алмазы имеют повышенное для природных алмазов содержание азота в форме A и B1-центров (вплоть до 2300 ppm и более). Концентрация азота увеличивается от центра к периферии (см. табл. 1). Рентгеновскими методами (методами Лауэ и проекционной рентгеновской топографии) установлено, что в отличие

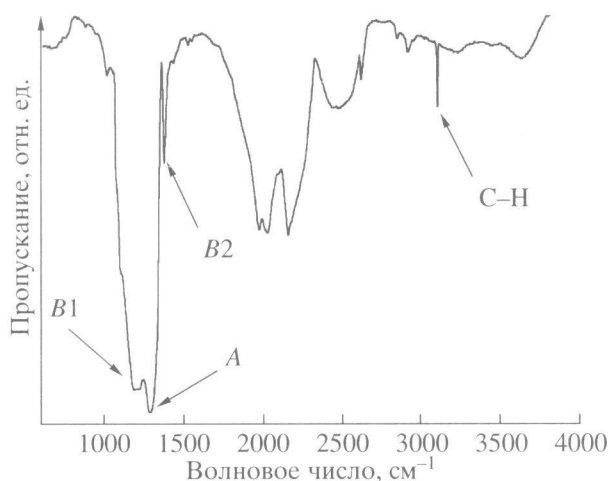


Рис. 1. ИК-спектр округлого алмаза (V разновидность). Стрелками показаны характерные полосы поглощения, соответствующие примесным дефектам.

от алмазов из кимберлитов, диагностированных как V разновидность [3], изученные округлые россыпные алмазы весьма несовершенны и имеют мозаично-блоковое внутреннее строение (рис. 2). Объем кристаллов, как видно по топограммам, хотя и является монокристаллическим, разделен на слабо разориентированные субиндивиды, идущие из центра кристаллов. Отдельные субиндивиды расщепляются на более мелкие части. Система субиндивидов образует радиальную структуру. При этом весь кристалл состоит из 2–3 более крупных блоков, разориентированных друг относительно друга (на 1° – 3°), за счет чего в отражаю-

щем положении при рентгенотопографической съемке находился только один из блоков.

В изученных образцах помимо флюидных включений, изученных ранее [4], обнаружены бесцветные ограненные минеральные включения (рис. 3). Некоторые включения имеют вокруг мелкие трещинки, не выходящие, однако, на поверхность кристалла. Эти включения были изучены методами рентгеноспектрального микроанализа и КР-микроспектроскопии на одноканальном КР-спектрометре "RAMANOR U-1000" фирмы "Jobin Yvon" с аргоновым лазером.

По составу включений, определенному с помощью микрозонда, а также интенсивной полосе поглощения КР-спектра на 521 см^{-1} (рис. 4) установлено, что они представлены коэситом. В некоторых включениях зафиксирована линия кварца 474 см^{-1} , что связано с частичным полиморфным превращением коэсит→кварц. В полученном спектре не наблюдается смещения основной полосы поглощения коэсита на 521 см^{-1} , что свидетельствует об отсутствии внутреннего давления во включениях, поскольку, как показано в [6], существует зависимость положения характерных полос поглощения КР-спектра коэсита от давления. Это, вероятно, связано со сбросом давления в результате растрескивания алмаза вокруг включений с образованием микротрещин.

Исследования минеральных включений в алмазах и алмазоносных ксенолитах в кимберлитах и лампроитах показали, что в алмазах встречаются минеральные включения двух основных минеральных парагенезисов: ультраосновного (перидотитового) и эклогитового [7]. Изотопный со-

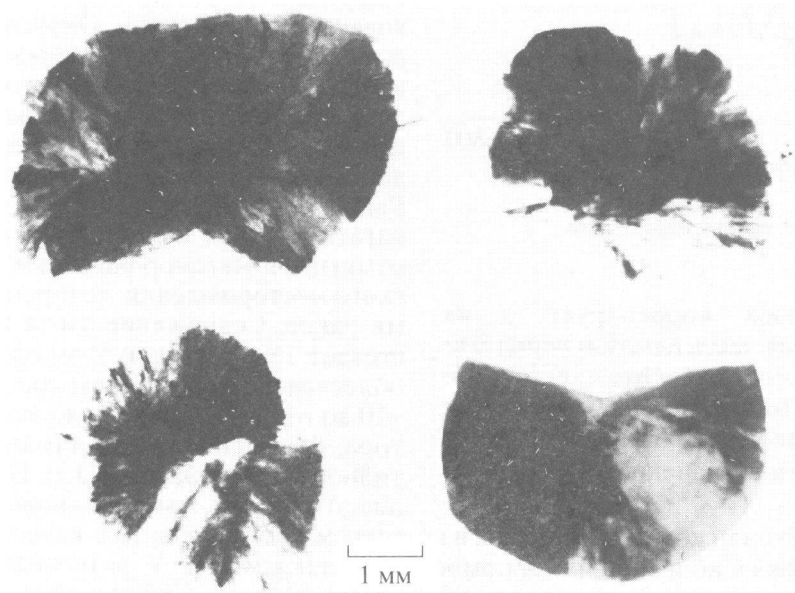


Рис. 2. Проекционные рентгеновские топограммы кристаллов алмаза V разновидности. Действующее отражение (111), MoK_{α} -излучение.

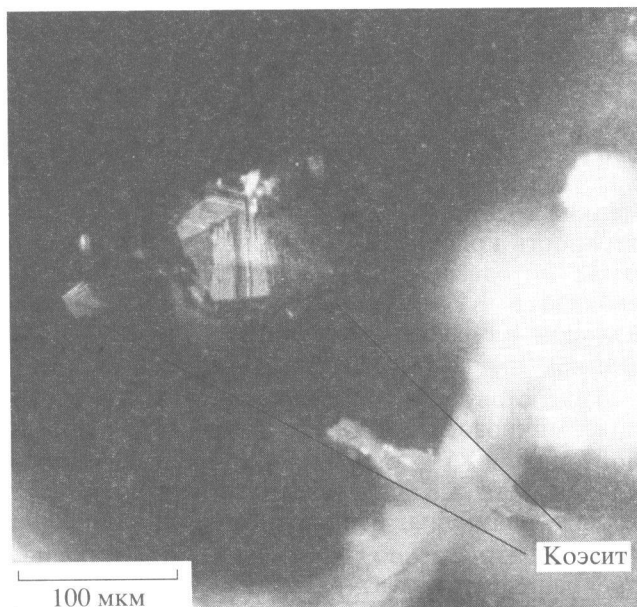


Рис. 3. Включения коэзита в округлых алмазах из Эбеляхских россыпей.

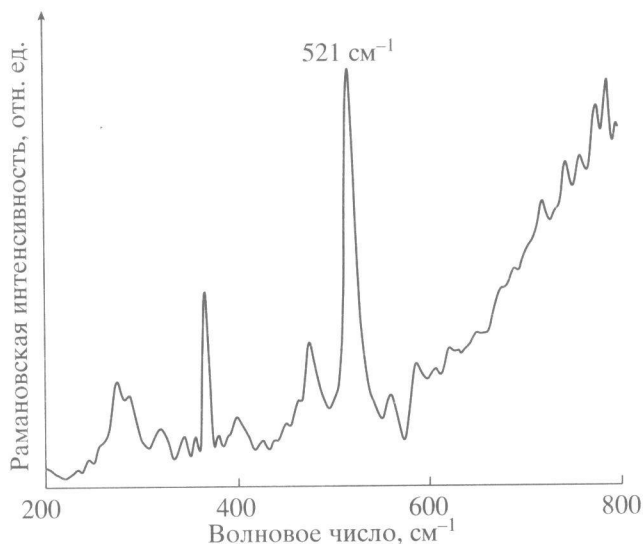


Рис. 4. КР-спектр включения коэзита.

став углерода алмазов коррелирует с их парагенезисом: большая часть алмазов перидотитового парагенезиса имеет относительно ограниченные вариации $\delta^{13}\text{C}$ (от -10 до -1%), в то время как алмазы эклогитового парагенезиса имеют более широкий диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ (от -34 до $+3\%$) [8, 9].

Обнаружение включений коэзита в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы в значительной степени сужает круг гипотез об их происхождении. Присутствие включений коэзита дает основание относить алмазы к эклогито-

вому парагенезису [10]. Об этом же свидетельствует и облегченный изотопный состав углерода. В связи с этим следует отметить, что существуют разные точки зрения относительно источника углерода алмазов с облегченным изотопным составом. Согласно одной из них, углерод этих алмазов имеет биогенное происхождение [11]. В этом случае необходимо допускать, что алмазы кристаллизовались в субдуцированных на мантийные глубины породах земной коры. Согласно другой точке зрения, появление таких алмазов обусловлено окислением восстановленного флюида, имеющего астеносферное происхождение [9]. Как упоминалось выше, на основании изучения флюидных включений нами установлено изменение состава флюидной фазы в процессе кристаллизации алмазов [4], причем включения углекислоты расположены ближе к центральной части кристаллов, а углеводородов – к периферии. Это дает основание принять вторую гипотезу. В пользу этого свидетельствует и внутреннее строение изученных кристаллов, которое, исходя из построений Сунагавы [12], является следствием высокого пересыщения по углероду среды кристаллизации алмаза.

Следует отметить, что исследованные кристаллы являются уникальными по соотношению изотопного состава углерода и концентрации азота. Картины с соавторами [13], обработав мировую базу данных, включающую изотопный состав углерода алмазов и содержания в них азота, для более 1200 кристаллов алмазов известного парагенезиса, пришли к заключению, что алмазы с низкой величиной $\delta^{13}\text{C}$ характеризуются низким содержанием азота. Они выделили лимитирующий сектор, который, по их мнению, отражает эволюцию мантийного расплава или флюида в ходе дифференциации. Округлые алмазы из россыпей северо-востока Сибирской платформы ложатся далеко за пределами этого сектора, что является свидетельством необычности источника данных алмазов. Такие же соотношения наблюдаются в двух алмазах месторождения Канкан из Гвинеи [14], что дало авторам основание предполагать для них неизвестный источник. Следует отметить и метаморфогенные алмазы Кокчетавского месторождения, которые исследовались нами ранее. Содержание азота в этих алмазах достигает 2600 ppm, при этом они характеризуются облегченным изотопным составом углерода (от -10 до -15%) и также ложатся за пределы сектора, выделенного для алмазов, имеющих мантийное происхождение [13]. Принимая во внимание эти факты, мы с большой долей вероятности можем рассматривать в качестве среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы субдуцированные породы земной коры. Нахождение включений коэзита не противоречит этому пред-

положению. Остается открытым вопрос, имеет ли углеводородный флюид астеносферное происхождение, или он генерировался в слоях субдуцированной коры, обогащенных углеродом органического происхождения. Однако для окончательного решения вопроса об источнике углерода алмазов V разновидности необходимы данные об изотопном составе азота в алмазах [13]. Высокая степень агрегации азота, исходя из кинетических построений [5, 15], свидетельствует о том, что после кристаллизации алмазы V разновидности длительное время находились в условиях верхней мантии, а не были быстро извлечены на поверхность, подобно метаморфогенным алмазам Кокчетавского месторождения.

Авторы выражают благодарность акад. Н.В. Соболеву за ценные замечания, которые были учтены при подготовке окончательного варианта статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 99-05-64686, 00-15-98541) и Интеграционной программы СО РАН-2000 (проект 72).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 223 с.
2. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков месторождений алмазов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1994. 34 с.
3. Солодова Ю.П., Подольских Л.Д., Литвин А.Т. и др. // Кристаллография. 1975. Т. 20. № 1. С. 90–95.
4. Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Шибанин А.П. // ДАН. 2001. Т. 378. № 6. С. 802–805.
5. Evans T. In: The Properties of Natural and Synthetic Diamonds. L.: Acad. Press, 1992. P. 259–290.
6. Sobolev N.V., Fursenko B.A., Goryainov S.V. et al. // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 2000. V. 97. P. 11875–11879.
7. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
8. Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Ефимова Э.С. // ДАН. 1979. Т. 249. № 5. С. 1217–1220.
9. Galimov E.M. // Geochim. et cosmochim. acta. 1991. V. 55. P. 1697–1708.
10. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И. и др. // ДАН. 1976. Т. 230. № 6. С. 1442–1444.
11. Соболев В.С., Соболев Н.В. // ДАН. 1980. Т. 250. № 3. С. 683–685.
12. Sunagawa I. // J. Crystal Growth. 1990. V. 99. P. 1156–1161.
13. Cartigny P., De Corte K., Shatsky V.S. et al. // Chem. Geol. 2001. V. 176. P. 265–281.
14. Stachel T., Harris J.W., Aulbach S., Deines P. // Contribs Mineral. and Petrol. 2002. V. 142. P. 465–475.
15. Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M. // Amer. Miner. 1990. V. 75. P. 1290–1310.