

## ПРОБЛЕМА ДОКЕМБРИЙСКОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.П.Афанасьев, Н.Н.Зинчук\*, С.А.Тычков

*Объединенный институт минералогии и петрографии СО РАН, г.Новосибирск  
\*АК “АЛРОСА”, Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие  
ЦНИГРИ, г.Мирный, Республика Саха (Якутия)*

В работе рассмотрены россыпные и коренные предпосылки докембрийской алмазности Сибирской платформы. Характер распределения разновидностей алмазов и их типоморфные особенности позволяют предполагать для докембрийской эпохи алмазности два типа коренных источников алмазов: 1 – тип кимберлита/лампроита для округлых алмазов I разновидности; 2 – неизвестные типы коренных источников для алмазов V-VII, II разновидностей; эндемичными являются, вероятно, алмазы V-VII разновидности, характерные только для северо-востока Сибирской платформы. Специфичность докембрийской алмазности Сибирской платформы в сравнении с фанерозойской: 1 – разнообразие типов коренных источников алмазов (кимберлиты/лампроиты, тогда как в фанерозое только кимберлиты); 2 – повышенная (для кимберлитов/лампроитов) или абсолютная (для неизвестных типов источников, в частности для источников алмазов V-VII разновидностей) доля алмазов эклогитовых парагенезисов, тогда как в фанерозойских кимберлитах резко доминируют ультраосновные алмазы; 3 – повышенная, до абсолютной, доля изотопически легких алмазов, тогда как в фанерозойских кимберлитах доминируют изотопически тяжелые алмазы; 4 – моногенный и весьма специфический комплекс алмазов из некоторых, отнесенных к категории неизвестных, типов источников, а также повышенная доля округлых ромбододекаэдровидов в источниках типа кимберлитов/лампроитов. Предполагаемые особенности докембрийской алмазности Сибирской платформы в сравнении с фанерозойской соответствуют в общих чертах особенностям докембрийской алмазности других регионов. Авторы присоединяются к сторонникам модели происхождения таких алмазов за счет корового углерода, попадающего в мантию в процессе субдукции океанической коры. В рамках такой модели находят объяснение специфические особенности докембрийской алмазности, в том числе и Сибирской платформы. Авторы делят все сообщество природных алмазов на две категории: 1 – “мантийные”, с тяжелым изотопным составом углерода, кристаллизующиеся в ультраосновной среде за счет ювенильного углерода; 2 – “субдукционные”, имеющие «коровый» состав углерода и преимущественно эклогитовый тип парагенезиса в соответствии с составом пород протолита.

Проявления докембрийской, преимущественно протерозойской, алмазности установлены для многих регионов мира [1,2]. При этом количество известных коренных источников алмазов докембрийского возраста достаточно ограничено [3]. Это связано главным образом с перекрытием древних коренных алмазносных пород более молодыми осадками, а также с возможно сильной измененностью пород, большой величиной эрозионного среза, необычным составом пород и т.д. Более широко представлены докембрийские россыпи [1,2]. Однако необходимо учитывать, что после размыва этих россыпей алмазы могут попадать в более молодые осадки разного возраста, вплоть до современных. Поэтому реально оценить масштабы докембрийской алмазности на сегодняшний день не представляется возможным.

Впервые специальное рассмотрение общих проблем докембрийской алмазности было осуществлено М.П.Метелкиной с соавторами [4]. В этой книге описаны известные коренные источники и россыпи алмазов Южной Америки, Африки, Индии, структурная позиция каждой провинции, состав и строение алмазносных формаций, минералогические особенности алмазов. На этой основе авторами книги был разработан комплекс “признаков древности” алмазов, наличие которых свидетельствует о происхождении алмазов из докембрийских источников. Комплекс включает: 1 – своеобразный морфологический спектр алмазов, характеризующийся преобладанием округлых ромбододекаэдровидов, а также повышенное по сравнению с

фанерозойскими источниками количество кубоидов; 2 – наличие скрытокристаллических разновидностей алмаза – карбонадо и балласов, присущих только месторождениям докембрийского возраста; 3 – зеленая окраска поверхностного слоя кристаллов и присутствие зеленых и бурых пятен пигментации, причиной появления которых является радиационное облучение алмазов в природных условиях и нагрев, вследствие которого зеленые пятна пигментации становятся коричневыми; 4 – наличие алмазов, инкрустированных кварцем или заключенных в оболочку из мелкокристаллического кварца, претерпевших метаморфизм вмещающих пород; 5 – значительный механический износ, выраженный в появлении выколов, серповидных и кольцевых трещин, ромбической сеточки трещин на поверхности кристаллов; 6 – повышенная крупность и высокое качество алмазов как результат сортировки при формировании древних прибрежно-морских россыпей; 7 – ожелезнение кристаллов по поверхностным микротрещинам, вплоть до образования гематитовых оболочек и примазок окислов марганца, свидетельствующее о пребывании алмазов в условиях корообразования [4]. Данным комплексом “признаков древности” впервые была обозначена специфичность докембрийских алмазов и докембрийской алмазности. Опираясь на него, М.П.Метелкина с соавторами в своей книге сделали попытку проанализировать возможность докембрийской алмазности Сибирской платформы. Несколько ранее вышла статья этих авторов, специально посвященная данному вопросу [5].

Наряду с очевидными достоинствами данный комплекс “признаков древности” обладает и недостатками. Он характеризует в первую очередь алмазы из древних россыпей и лишь в малой мере касается их коренных источников. Пункт 6, в котором констатируется высокое качество алмазов из докембрийских россыпей, частично противоречит пункту 1, поскольку алмазы кубического габитуса относятся к категории технических. Ряд признаков присущ не только алмазам из докембрийских, но и фанерозойских россыпей, в частности, зеленые пятна пигментации и механический износ; в отношении последнего можно лишь отметить, что в россыпях, связанных с фанерозойскими источниками, отсутствуют предельно окатанные (полностью овализованные) алмазы, характерные для докембрийских россыпей. В результате при изучении алмазов из молодых россыпей, в которых могут быть смешаны алмазы из фанерозойских и докембрийских источников, не всегда удастся надежно выделить последние. Тем не менее, в ряде случаев при яркой выраженности «признаков древности» можно достаточно определенно обосновать происхождение алмазов из докембрийских источников. Так, нами обоснована докембрийская природа алмаза из Аллаха-Юньской золотоносной россыпи (Западное Верхоянье) в которую он попал из прибрежно-морских отложений юдомской свиты (венд) [6]. Два алмаза, найденные в начале 50-х годов прошлого столетия в устье ручья Трудовой (приток реки Джеконда, Центрально-Алданский район, Якутия), обладают типичными “признаками древности” и также, наиболее вероятно, происходят из отложений юдомской свиты, обнажающейся здесь. “Признаки древности” характерны для изученных нами алмазов из россыпи реки Юань (провинция Хунань, Китай), в связи с чем мы предполагаем происхождение данной россыпи за счет размыта докембрийских отложений, выведенных здесь на поверхность в зоне мезозойской складчатости. Необходимо отметить, что М.П.Метелкина с соавторами отмечают определяющую роль выступов докембрийского фундамента на платформах в распределении алмазов с “признаками древности”. Нам представляется, что можно расширить этот критерий, включив в него выходы докембрия в складчатых областях, сформировавшихся на платформенном основании, как это имеет место в указанных выше примерах.

Вместе с тем наши работы по вопросам происхождения богатых россыпей алмазов на северо-востоке Сибирской платформы привели к осознанию ограниченности данного комплекса “признаков древности”. Использование классификации Ю.Л.Орлова при описании алмазов позволило выделить в этих россыпях группы алмазов, полностью отсутствующие в фанерозойских кимберлитах (V-VII разновидности), или содержащиеся в них в несопоставимо меньших количествах, чем в россыпях (II разновидность, скрытоламинарные ромбододекаэдровиды I разновидности). Это обстоятельство, а

также ряд необычных минералогических особенностей данных разновидностей алмазов, тяготение максимумов их распределения в россыпях к выступам докембрийского фундамента (Анабарский щит, Оленекское, Уджинское поднятия) позволили нам предполагать поступление данных алмазов из размытых в пределах поднятий протерозойских прибрежно-морских отложений [7,8,9]. Из перечисленных разновидностей алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы лишь скрытоламинарные ромбододекаэдровиды I разновидности вписываются полностью в комплекс “признаков древности”. Необычность минералогических особенностей потенциально докембрийских алмазов в сравнении с алмазами из фанерозойских кимберлитов (легкий изотопный состав алмазов V-VII разновидностей, облегченный – II, преобладание алмазов эклогитовых парагенезисов среди скрытоламинарных ромбододекаэдровидов (58% по данным [10] и ряд других) позволяют предполагать специфический характер докембрийской алмазоносности, связанный с источниками углерода для формирования алмазов, условиями роста, типами пород-транспортеров, масштабами алмазоносности. Наряду с кимберлитами или лампроитами, являющимися, возможно, источниками округлых ромбододекаэдровидов, предполагается существование на северо-востоке Сибирской платформы пока неизвестных типов источников для алмазов V-VII и II разновидностей [7].

Мы полагаем, что к настоящему времени сформировался концептуальный и феноменологический базис для оценки перспектив докембрийской алмазоносности Сибирской платформы на новом уровне, с учетом последних данных по минералогии алмазов и особенностям алмазоносности данного региона, а также с учетом таких данных по другим алмазоносным регионам. Этой проблеме посвящена настоящая работа.

### Предпосылки докембрийской алмазоносности

До настоящего времени алмазы на Сибирской платформе известны в фанерозойских кимберлитах и россыпях. Тем не менее, существует ряд предпосылок широкого развития в ее пределах докембрийской алмазоносности.

**Россыпные предпосылки докембрийской алмазоносности.** Россыпные предпосылки докембрийской алмазоносности представлены наиболее широко. Прямые предпосылки основаны на находках алмазов в докембрийских отложениях. Косвенные предпосылки основываются, с одной стороны, на выделении в фанерозойских россыпях алмазов, не идентифицируемых с фанерозойскими кимберлитами, с другой – на специфичности минералогических особенностей выделенных групп алмазов и специфичности их геологической позиции, которые наиболее убедительно объясняются через предпо-

Характеристика алмазов из россыпей Сибирской платформы (по [15])

Алмазоносная площадь	Кол-во изучен. алмазов	Разновидности алмазов по классификации Ю.Л.Орлова								
		I		II	III	IV	V-VII	VI	VIII-IX	XI
		Σ	Округ- лые							
Центрально-Сибирская область; россыпи с преобладанием алмазов из источников кимберлитового типа										
<b>Малоботугубинская</b>	Тысячи	95,6	2,4	0,6	0,3	1,0	-	-	2,5	-
Виллойская	Тысячи	97,8	1,2	-	-	0,4	-	-	1,7	-
Верхневиллойская	Сотни	98,4	20,1	-	-	-	-	-	1,6	-
Ыгыаттинская	Десятки	92,6	8,0	5,0	-	-	-	-	2,4	-
Моркокинская	Сотни	97,6	14,3	-	-	-	-	-	2,4	-
Дьукуннахская	Тысячи	95,1	1,8	0,4	1,1	1,8	-	-	1,6	-
Среднемархинская	Сотни	100,0	10,0	Ед.зн.	-	Ед.зн.	-	-	-	-
Тычанская	Десятки	96,1	30,0	2,6	-	1,3	-	-	-	-
Лено-Анабарская область; россыпи с преобладанием алмазов из источников кимберлитового типа										
<b>Кютюнгинская</b>	Сотни	90,6	8,0	0,4	-	7,7	-	-	1,3	-
Молодо-Далдынская	Тысячи	87,5	26,1	2,7	0,4	1,7	8,5	Ед.зн.	0,2	-
Река Омонос (ниже тр. Русловая)	Сотни	92,0	31,1	-	-	-	4,0	-	1,6	-
Лено-Анабарская область; россыпи с преобладанием алмазов из источников невыясненного типа										
Эбеляхская	Дес. тыс	48,8	14,3	2,5	0,1	0,6	46,5	Ед.зн.	0,2	1,3
Нижнеленская	Тысячи	59,5	21,7	3,6	0,2	1,2	35,4	-	0,1	-
Нижнеоленская	Сотни	73,3	29,9	3,8	0,3	0,8	19,7	0,2	0,2	1,7
Среднеоленская	Сотни	64,9	23,2	8,2	-	0,4	25,8	-	0,7	-
Приленская	Сотни	69,6	32,1	2,4	1,6	0,8	25,6	-	-	-
Майат-Уджинская	Сотни	69,8	34,4	5,0	0,3	1,8	22,2	-	0,6	0,3
Анабарская	Сотни	92,4	38,8	-	-	-	3,9	-	-	-
Верхне-Уджинская	Сотни	81,4	32,6	-	-	0,6	16,6	0,1	0,2	1,1

ложение о докембрийском возрасте коренных источников этих алмазов.

Основными россыпными предпосылками докембрийской алмазоносности Сибирской платформы являются следующие.

1. Находка алмаза в верхнепротерозойских отложениях Анабарского района [11]. К сожалению, это единственная известная нам задокументированная находка алмаза непосредственно в докембрийских отложениях Сибирской платформы. В Анабарском районе, где наиболее велики перспективы обнаружения алмазов в докембрийских коллекторах, эти отложения окварцованы, что создает большие трудности для опробования.

2. В россыпях Сибирской платформы, особенно северо-восточной ее части, присутствует большое количество алмазов либо совершенно отсутствующих в фанерозойских кимберлитах платформы (V-VII разновидности по классификации Ю.Л.Орлова), либо содержащиеся в несопоставимо меньших количествах (II разновидность, скрытоламинарные ромбододекаэдрониды с "признаками древности" I разновидности).

Алмазы V-VII разновидностей (высокодефектные кристаллы и сростки ромбододекаэдрического или переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитуса, переполненные чер-

ными хлопьевидными включениями графита [12,13,14]) отсутствуют в кимберлитах Сибирской платформы. В то же время в богатейшей россыпи реки Эбелях (Анабарский район) их доля достигает 50% (табл. 1, по [15]). Необходимо отметить, что алмазы, соответствующие по физиографическим признакам V разновидности, встречаются в кимберлитах, например, в Архангельской алмазоносной провинции [16]. Однако результаты нашего изучения алмазов V разновидности заставляют с осторожностью относиться к идентификации алмазов этой разновидности. Для объяснения причин такой осторожности следует обратиться к истокам классификации алмазов Ю.Л.Орлова.

В книге "Морфология алмаза" [17] еще полностью отсутствуют описания алмазов, соответствующих V разновидности, нет и намеков на классификацию алмазов по разновидностям. Эта классификация в завершеном виде появляется в статье Ю.Л.Орлова "Разновидности кристаллов и поликристаллических сростков алмаза" в сборнике "Новые данные о минералах СССР" [12]. Следующая статья этого же сборника в соавторстве с Б.И.Прокопчуком "Алмазы из русловых отложений р. Моторчуну" [18] посвящена описанию коллекции из 7000 кристаллов алмазов из россыпи реки Моторчуну, и здесь Ю.Л.Орлов в полном объеме использует дан-

ную классификацию. Россыпь реки Моторчуна (Приленский район) относится к группе т.н. “северных” россыпей, для которых характерно наличие упомянутых V-VII, II разновидностей и скрытоламинарных алмазов I разновидности. По всей видимости, изучая коллекцию, предоставленную Б.И.Прокопчуком, Ю.Л.Орлов увидел те “...визуально хорошо различимые между собой разновидности кристаллов, которые отличаются формой роста, внутренним строением (текстурой) и характером примесных центров, обуславливающих определенный комплекс свойств” [13]. Здесь важно то, что алмазы V, VII, II разновидностей были выделены на материале северных россыпей, характеризующихся максимальным разнообразием алмазов. При разработке проблемы докембрийской алмазоносности алмазы V-VII разновидностей были детально изучены нами [9]. Установлено, что эти алмазы принадлежат к одному генетическому типу с весьма специфическим комплексом минералогических особенностей: легким изотопным составом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от -19 до -25 ‰); высокой примесью азота в форме А (до 630 ppm), обуславливающей практически полное тушение рентгено- фото- катодolumинесценции; отсутствие твердых минеральных включений при обилии флюидных, представленных азотом, углекислотой, углеводородами; волокнистое строение (сферокристаллы) с крайне дефектной структурой и признаками полигонизации и рекристаллизации; блоковое строение кристаллов V разновидности с постепенными переходами к поликристаллам VII разновидности; признаки магматического растворения, обуславливающего появление искривленных поверхностей на месте ребер исходных октаэдров и изменение габитуса от октаэдрического через переходный до ромбододекаэдрического; изобилие шрамов магматического растворения по трещинам и зонам напряжений; аномально низкая плотность (3,500 – 3,508 г/см<sup>3</sup> против 3,515 г/см<sup>3</sup> у качественных алмазов, меньшей плотностью обладают только карбонадо), а также ряд других особенностей. Исходя из легкого изотопного состава углерода парагенетическую принадлежность данных алмазов можно оценить как эклогитовую. Мы полагаем, что именно этот набор типоморфных особенностей характерен для V и VII разновидностей, выделенных Ю.Л.Орловым в его классификации. Однако в литературе встречаются описания алмазов V разновидности с совершенно иным комплексом свойств; например в работе [19] указывается ультраосновной парагенезис алмаза, отсутствие радиально-лучистого строения, низкое содержание азота. Более того, подобное противоречие имеется и в работах Ю.Л.Орлова. Так, в работе, посвященной изотопному составу углерода разновидностей алмаза для V разновидности (один кристалл из трубки Айхал, другой из россыпей Урала) им отмечен тяжелый изотопный состав углерода [20], тогда как по исследованиям В.В.Ковальского с соавторами [21], Э.М.Галимова [22], В.И.Коптиля [15], В.В.Сели-

вановой [23] для алмазов данной разновидности из северных россыпей установлен легкий изотопный состав углерода. Во всех случаях выделение кристаллов V разновидности осуществлялось по физиографическим признакам. Указанные несоответствия вызывают вопрос – что же такое V и VII разновидности алмазов? Учитывая истоки классификации Ю.Л.Орлова мы полагаем, что истинные алмазы V и VII разновидностей распространены в северных россыпях и характеризуются указанным выше комплексом типоморфных признаков. Алмазы, описанные в упомянутых работах [19,20], близки к V разновидности по физиографическим особенностям, но в генетическом плане это другие алмазы. По всей видимости, физиографические признаки не могут служить достаточным основанием для выделения разновидностей алмазов, иначе теряется генетический принцип – рациональное зерно классификации Ю.Л.Орлова. К сожалению, сам автор классификации нарушил этот принцип в работе [20], и его данные следует считать ошибочными.

Все сказанное о V-VII разновидностях следует относить и ко II разновидности алмазов, также выделенной на материале северных россыпей. К сожалению, нами пока не проведена минералогическая паспортизация этой разновидности, поэтому мы не можем ни утверждать, ни отрицать наличие таких алмазов в фанерозойских кимберлитах.

Скрытоламинарные ромбододекаэдриды алмазов (округлые алмазы) относятся к I разновидности, наименее удачно выделенной Ю.Л.Орловым в связи с ее очевидной полигенностью. Группу скрытоламинарных ромбододекаэдридов как специфическую группу алмазов в северных россыпях выделил В.И.Коптиль [15]. Такие алмазы называют также алмазами “бразильского”, “индийского”, “тунгусского”, “уральского” типов, что подчеркивает их широкую распространенность. В северных россыпях их доля сильно колеблется и может достигать 40% (табл. 1), тогда как в кимберлитах Сибирской платформы не превышает 5% [15]. Для этих кристаллов характерно большинство из указанных выше “признаков древности”, и именно эту группу алмазов М.П.Метелкина с соавторами [4] относили к продуктам докембрийского алмазоносного магматизма. Из их специфических особенностей, помимо морфологии, следует отметить тяжелый изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  более -10‰) и различную парагенетическую принадлежность (ультраосновные и эклогитовые парагенезисы) при повышенной доле алмазов эклогитовых парагенезисов (58% для северных россыпей, по данным Н.В.Соболева с соавторами [10]).

Важно отметить, что для алмазов V-VII, II разновидностей и скрытоламинарных ромбододекаэдридов не установлены надежно минералы-спутники, с которыми эти алмазы ассоциировали в коренных источниках; минералы-индикаторы кимберлитов, сопровождающие их в северных россыпях, происходят из фанерозойских кимберлитов и

для данных алмазов являются лишь гидравлическими спутниками; алмазы имеют независимое от кимберлитовых минералов распределение и могут встречаться независимо от них.

3. Максимумы распределения алмазов V-VII, II разновидностей, скрытоламинарных ромбододекаэдров I разновидности тяготеют к выступам докембрийского фундамента платформы. На данный признак, как один из важнейших в обосновании происхождения алмазов из докембрийских источников, указано в работе [4], но это, как отмечено выше, касалось преимущественно округлых алмазов с “признаками древности”. Алмазы V-VII, II разновидностей также распространены вблизи выступов докембрия на северо-востоке Сибирской платформы – Анабарского щита, Оленекского, Уджинского поднятий. Однако в отношении этих групп алмазов существует альтернативная точка зрения, в соответствии с которой они происходят из неизвестных источников триасового возраста. Эта точка зрения отражена в работах С.А.Граханова [24], который обосновывает ее тем, что алмазы V-VII, II разновидностей появляются в россыпях только начиная с триаса (прибрежно-морские отложения карнийского яруса верхнего триаса в Нижнеленском районе) и отсутствуют в более древних отложениях, например в нижнекарбонных прибрежно-морских гравелитах Кютюнгинского грабена. Однако данный факт может быть трактован иначе – с начала мезозоя активно воздымается северо-восточная часть Сибирской платформы и в пределах Анабарской антеклизы, Уджинского и Оленекского поднятий вовлекаются в разрыв протерозойские прибрежно-морские отложения, которые, вероятно, и явились источниками алмазов в мезозойские и более молодые россыпи; соответственно, данные алмазы имеют докембрийский возраст. Эта трактовка, на наш взгляд, более убедительна, поскольку подтверждена и другими фактами, изложенными в данной работе.

Округлые алмазы с ‘признаками древности’ широко распространены по всей Сибирской платформе, в том числе в Красноярском крае (Тычанский район), Иркутской области. Их повышенные концентрации в ряде случаев располагаются вне видимой связи с выступами докембрия, экспонированными в настоящее время на дневной поверхности и отраженными, соответственно, на геологической карте. Однако существует ряд выступов, незначительно перекрытых молодыми осадками; в мезозое и кайнозое эти выступы также могли служить поставщиками алмазов в россыпи. Так, округлые алмазы бассейна среднего течения реки Вилюй [25] можно связать с Сунтарским выступом; большое количество округлых алмазов с “признаками древности” в россыпях среднего течения реки Молодо корреспондирует с наличием здесь выступа, существование которого обосновывается в работе [26]. Округлые алмазы встречаются и вне современных пределов платформы, в частности в складчатых областях Верхоянья (Аллах-Юньская золотоносная

россыпь) [6]. Здесь в зоне мезозойской складчатости выведены на поверхность отложения юдомской свиты венда, которые и являются, видимо, поставщиками алмазов в современные отложения. Это позволяет расширить применимость признака тяготения докембрийских алмазов к выступам докембрия на платформе, дополнив его выходами докембрия в складчатых областях, сформированных на платформенном основании.

4. Наши исследования подтверждают “признак древности” [4], связанный с повышенным механическим износом докембрийских алмазов. Однако специальное исследование позволило расширить и уточнить представления о нем. Прежде всего необходимо отметить, что диапазон степени механического износа докембрийских и потенциально докембрийских алмазов из россыпей очень широк – от практически полного отсутствия (не фиксируется визуально) до полной оваллизации (уничтожение огранки и приобретение алмазом овальной формы). Последнее особенно характерно для высокодефектных алмазов V-VII разновидностей из россыпей Анабарского района (табл.2). В то же время эти алмазы из триасового коллектора в Нижнеленском районе изношены очень слабо [23]. Причины такой разницы связаны с различиями условий докембрийского россыпеобразования. Большинство проявлений докембрийской россыпной алмазоносности связано с прибрежно-морскими обстановками; по нашим исследованиям именно в прибрежно-морских обстановках алмазы могут приобретать заметные признаки износа [27,28]. Степень износа алмазов при прочих равных условиях зависит от характера ложа бассейна и абразивной среды, энергетики береговой зоны, длительности пребывания алмазов в условиях волноприбойной зоны. Различия этих факторов обеспечивают широкие вариации степени механического износа. Длительная обработка алмазов в высокоэнергетической прибрежно-морской обстановке трансгрессирующего бассейна на жестком ложе докембрийских метаморфических пород могла обеспечить высокую степень износа алмазов V-VII разновидностей в Анабарском районе. Причины слабого износа этих алмазов в триасовых отложениях Нижнеленского района, в которые они, вероятно, поступали при размыве докембрийских отложений Оленекского поднятия, следует искать через разнообразие фациальных обстановок докембрийского осадконакопления на данной территории, представляющей собой северную оконечность крупной положительной структуры вдоль Ленского фрагмента Предверхоаянского краевого прогиба [26]; в этой же работе со ссылкой на [4] предполагается существование докембрийских кимберлитов в пределах данного массива.

Механический износ имеется и на алмазах прибрежно-морских россыпей (в первичном состоянии или переотложенных), сформированных за счет размыва фанерозойских кимберлитов (например, россыпь в раннекарбонных гравелитах Кютюн-

Таблица 2

**Распространенность алмазов основных разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова)  
в россыпях северо-востока Сибирской платформы (по [15])**

Площадь россыпной алмазоносности	Разновидность алмазов			
	I(o-p)	I(p)	II	V-VII
1. Эбеляхская	10/3	30/30	5/12	50/33
2. Куонамская	25/10	55/25	10/26	10/30
3. Силигирьянская	11/-	28/20	50/44	11/50
4. Сопкинская	25/-	64/-	3/25	8/25
5. Муно-Моторчунская	22/-	63/3	4/25	11/33
6. Хахчанская	22/2	68/3	4/12	6/8
7. Верхнетюнгская	42/2	50/2	3/-	5/7
8. Молодо-Далдынская	42/2	46/2	4/-	8/2
9. Беенчима-Куойкская	22/2	47/3	21/-	30/4
10. Нижнеленская	12/-	38/-	1/-	49/-
11. Келимерская	25/-	25/-	5/7	30/4

*Примечания: I(o-p) – I разновидность (ламнарные кристаллы ряда октаэдр-ромбододекаэдр), близкие по своим особенностям к алмазам известных кимберлитовых тел; I(p) – I разновидность (округлые скрытоламнарные алмазы “уральского” или “бразильского” типов, практически отсутствующие в известных кимберлитовых телах); II – желто-оранжевые кубоиды; V+VII – комбинированные многогранники ряда октаэдр-ромбододекаэдр V разновидности и поликристаллические сростки VII разновидности. В числителе – доля (%) кристаллов данной разновидности в общем комплексе алмазов, в знаменателе – доля (%) изношенных кристаллов от общего числа алмазов данной разновидности.*

гдинского прогиба, россыпь Восточная в Малоботубинский районе, россыпь Дьукуннахская в верховьях реки Аламджа, притока реки Вилой, россыпь Тарыдакская в Красноярском крае и др.). Однако он никогда не достигает высокой степени, характерной для докембрийских россыпей. Для Сибирской платформы это связано, в частности, с развитием россыпей на мягком ложе нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород. По всей видимости, высокая степень износа алмазов несопоставима с фанерозойскими условиями формирования россыпей на Сибирской платформе.

Формы механического износа алмазов также различаются. Существует две основные формы износа алмазов: 1 – образование шероховатых механогенных поверхностей и рельефа выкрашивания; 2 – механогенная полировка (т.н. “леденцовые скульптуры” [8]). Шероховатые поверхности и рельеф выкрашивания развиваются преимущественно при наличии высокодинамичной жесткой абразивной среды, тогда как для формирования “леденцовых скульптур” благоприятны более “мягкие” условия [29]. Обе формы механического износа присущи алмазам и из докембрийских, и из фанерозойских россыпей. Однако докембрийский износ, даже в случае невысокой степени его развития, сопоставимой с износом в фанерозойских условиях, часто проявляется в косвенных признаках, отраженных в комплексе “признаков древности” (серпообразные, кольцевые трещины на поверхности кристаллов; к ним следует добавить ромбическую сеточку поверхностных микротрещин по спайности) [4,8]. Данные морфологические признаки обусловлены соударениями алмазов с твердым субстратом или частицами абразивной среды, в результате чего в поверхностном слое кристалла накапливаются упругие напряжения; их релаксация в форме поверхностных микротрещин осуществляется под действием термических и физико-химических экзогенных фак-

торов и требует для своей реализации длительного времени. Фактор времени, выражающийся через длительность пребывания алмазов в различных агрегативных средах, обуславливает поверхностное растрескивание у алмазов из докембрийских источников, прошедших через докембрийские россыпи, и его отсутствие при прочих равных условиях у алмазов из фанерозойских россыпей.

Серпообразные, кольцевые трещинки, ромбическая сеточка трещин характерны для округлых алмазов I разновидности, но отсутствуют у алмазов V-VII разновидностей в связи с их высокой собственной дефектностью, на фоне которой теряются поверхностные напряжения механогенного характера.

Таковы основные россыпные предпосылки докембрийской алмазоносности; их комплекс достаточно убедительно свидетельствует о реальности данной гипотезы.

**Коренные предпосылки докембрийской алмазоносности.** В начале 60-х годов прошлого столетия при проведении поисковых работ на алмазы в Иркутской области (юго-западная часть Сибирской платформы) были обнаружены жильные тела оливин-флогопитовых пород, диагностированных как слюдяные кимберлиты. В настоящее время в Присаянье известно девять жильных тел подобного состава, формирующих Ингашинское поле (бассейн реки Ингаши, левый приток реки Ока) [30]. Жилы прорывают и фенитизируют метаморфизованные в зеленосланцевой фации песчано-сланцевые отложения урикской и ингашинской свит раннего протерозоя и являются кососекущими по отношению к структурам вмещающих пород. Прослеженная длина жил достигает 850м при мощности от первых сантиметров до 1м. Возраст этих пород, определенный рубидий-стронциевым изохронным методом, составляет  $1268 \pm 12$  млн. лет; близкие цифры (1100-1200 млн. лет) получены калий-аргоновым методом

(С.Б.Брандт, ИЗК, Иркутск) [30]. По данным [30,31] среди рудных минералов данных пород преобладают хромшпинелиды. Наши исследования состава и морфологии нескольких кристаллов показали, что хромшпинелиды являются типичными “мантийными”, аналогичными хромшпинелидам из кимберлитов и лампроитов [32]. Большинство гранатов ингашинских пород составляют альмандин-пиропы, характерные для эклогитов (75% от общего количества). Около 25% относится к хромистым пиропам лерцолитового парагенезиса; гранатов алмазного парагенезиса [33] не обнаружено. Отсутствуют пикроильмениты, соответствующие кимберлитовым; проанализированные ильмениты содержат повышенное количество марганца (до 4 вес.% MnO). Порода содержит также оливины, клино- и ортопироксены. При обогащении пород найдено несколько алмазов ромбододекаэдрического габитуса весом 1-9 мг [34]. Анализ геолого-структурной позиции данных пород (расположение в зоне интракратонного мобильного пояса), минералогии, петро-геохимических особенностей этих пород дали основание А.П.Секерину с соавторами [31,35] отнести их к породам лампроитовой серии.

Наличие алмазоносных кимберлитов/лампроитов рифейского возраста, содержащих алмазы ромбододекаэдрического габитуса, характерные для докембрийских источников, является прямым свидетельством существования докембрийской эпохи алмазоносности на Сибирской платформе.

### Обсуждение предпосылок докембрийской алмазоносности

Исследования алмазов из северных россыпей дают основание предполагать их происхождение из разных типов коренных источников, в том числе некимберлитовых. Как отмечено выше, алмазы V-VII разновидностей являются моногенными, их материнские породы имели эклогитовый состав; независимость распределения данных алмазов в россыпях от других разновидностей алмазов свидетельствует о том, что их коренные источники содержали только эту разновидность алмазов. Такое явление не характерно для кимберлитов/лампроитов, которые содержат полигенные комплексы алмазов, различающиеся по парагенезисам, изотопии углерода, условиям роста и эпигенеза алмазов и т.д. Данное обстоятельство, наряду с отсутствием алмазов V-VII разновидностей в кимберлитах Сибирской платформы, служит основанием для выделения неизвестного, не кимберлитового или лампроитового, типа коренных источников для алмазов данной разновидности.

То же касается алмазов II разновидности, для которой можно также предполагать источники неизвестного, но иного чем для V-VII разновидностей, типа.

Скрытоламинарные ромбододекаэдриды I разновидности редко встречаются в фанерозойских кимберлитах, однако они характерны для некоторых

протерозойских кимберлитовых/лампроитовых тел, например, для трубки Маджгаван в Индии. Учитывая широкую распространенность округлых ромбододекаэдридов в индийских протерозойских россыпях, можно предполагать большое количество кимберлитов/лампроитов подобного типа. Возможно, округлые алмазы из россыпей Сибирской платформы также происходят из пород данного типа протерозойского возраста, т.к. отсутствуют фанерозойские кимберлиты, способные обеспечить высокую долю этих алмазов в россыпях.

Таким образом, есть основания предполагать для докембрийской эпохи алмазоносности Сибирской платформы два типа коренных источников алмазов.

1. Кимберлиты/лампроиты с характерными для этих пород минералогическими, петрохимическими и др. признаками, содержащие полигенную смесь алмазов преимущественно с мантийным “тяжелым” составом углерода ( $\delta^{13}\text{C} = -3 \div -9\%$ ); их специфика по сравнению с фанерозойскими кимберлитами состоит в повышенном содержании скрытоламинарных ромбододекаэдридов и повышенной доле среди них алмазов эклогитовых парагенезисов. Эти породы были источниками округлых алмазов в россыпях Сибирской платформы. Лампроиты Ингашинского поля являются представителями данного типа докембрийских источников алмазов. Однако нужно учитывать, что протерозойские трубки Аргайл (Австралия), Премьер (Южная Африка) содержат алмазы морфологического ряда “октаэдр – переходная форма – ромбододекаэдрид” с преобладанием переходных форм и ламинарных додекаэдридов [36,37], которые являются обычными в фанерозойских кимберлитах, в том числе Сибирской платформы. Поэтому, ограничивая морфологический спектр алмазов из докембрийских кимберлитов/лампроитов на Сибирской платформе только округлыми додекаэдридами, мы, возможно, зауживаем его. Не исключено, что докембрийские источники могли содержать и октаэдрические алмазы; косвенным указанием на это служат находки октаэдров алмаза на Енисейском кряже в бассейне реки Б.Пит в 1897 – 1898 гг. [38]. При идентификации докембрийских алмазов необходимо учитывать весь комплекс “признаков древности”, помимо морфологии. Однако имеющейся сегодня информации недостаточно для определенного решения данного вопроса.

2. Неизвестные типы источников, несущие моногенные комплексы алмазов (V-VII, II разновидности). В соответствии с облегченным или легким составом углерода парагенетическую принадлежность этих алмазов можно определить как эклогитовую. Характер породы-транспортера алмазов предполагать затруднительно, т.к. минералы-индикаторы этих пород могли быть уничтожены полностью в процессах докембрийского прибрежно-морского россыпеобразования и последующих физико-химических изменений. Источников (точнее, типов

источников) алмазов должно быть несколько, не меньше двух, поскольку по меньшей мере два независимых типа источников должны были обеспечить вынос на земную поверхность алмазов V-VII и II разновидностей; об этом свидетельствуют коэффициенты корреляции, отражающие степень их связи в россыпях (II-(V-VII) : +0,05; округлые – (V-VII): -0,55).

Наряду с общей закономерностью тяготения потенциально докембрийских алмазов к выходам докембрия, в распределении различных их разновидностей наблюдаются значительные различия. Алмазы V-VII, II разновидностей характерны только для россыпей северо-востока Сибирской платформы. Южнее их доля быстро уменьшается и к югу от реки Муна они практически отсутствуют. Нет их на территории Красноярского края, Иркутской области. Алмазы, подобные V-VII разновидностям, не описаны для других алмазоносных регионов мира. Это дает основание предполагать их эндемичность для северо-востока Сибирской платформы. II разновидность, вероятно, также эндемична для данной территории, однако мы не можем утверждать это для других регионов ввиду слабой изученности данной разновидности.

В то же время скрытоламинарные ромбододекаэдрониды распространены в качестве минералогического фона по всей Сибирской платформе; они характерны также для россыпей большинства алмазоносных регионов мира. По всей видимости, специфика потенциально докембрийских алмазов V-VII, II разновидностей и специфика их коренных источников находят отражение и в локальности их распределения. Напротив, наиболее широко распространенные скрытоламинарные ромбододекаэдрониды связаны, вероятно, с широко распространенными породами типа кимберлитов/лампроитов.

Эндемичность характерна не только для алмазов V-VII разновидностей. Эндемичными являются карбонады из неизвестных источников докембрийского возраста, распространенные в Центральной Африке и Бразилии [1,2,4]. В настоящее время эти территории разделены Атлантическим океаном, однако в рамках Гондваны занимали единую площадь.

Анализ предпосылок докембрийской алмазоносности Сибирской платформы позволяет выделить ряд специфических ее черт в сравнении с фанерозойской:

1 – разнообразие типов коренных источников алмазов (кимберлиты/лампроиты, экзотические источники, вероятно, нескольких типов), тогда как в фанерозое – только кимберлиты;

2 – повышенная (для кимберлитов/лампроитов) или абсолютная (для неизвестных источников, в частности для источников алмазов V-VII, II разновидностей) доля алмазов эцлогитовых парагенезисов, тогда как в фанерозойских кимберлитах резко доминируют алмазы ультраосновных парагенезисов и лишь триасовая трубка Дьянга содержит повы-

шенное количество алмазов эцлогитовых парагенезисов [10];

3 – повышенная, до абсолютной, доля изотопически легких алмазов в некоторых типах источников, главным образом отнесенных к категории неизвестных типов источников, тогда как в фанерозойских кимберлитах платформы резко преобладают изотопически тяжелые алмазы;

4 – моногенный и весьма специфический комплекс алмазов из некоторых, отнесенных к категории неизвестных, типов источников, а также повышенная, возможно, преобладающая доля округлых алмазов в источниках типа кимберлитов/лампроитов; в то же время фанерозойские кимберлиты несут полигенную смесь алмазов с преобладанием кристаллов октаэдрического и переходного габитусов с ламинарным строением граней.

Таким образом, специфика докембрийской алмазоносности в нашем понимании выглядит значительно шире и разнообразнее, чем это было представлено в работе [4].

Описанные особенности докембрийской алмазоносности Сибирской платформы в сравнении с фанерозойской соответствуют в общих чертах особенностям докембрийской (преимущественно протерозойской) алмазоносности других регионов мира.

Так, для докембрия характерно разнообразие типов коренных источников. В Бразилии уже давно известны алмазоносные филлиты, распространенные в штате Минас-Жерайс на площади Диамантина [1,2,3,39,40]. Филлиты представляют собой сильно измененные, рассланцованные и каолинизированные породы, слагающие ветвящиеся дайки, жилы мощностью до 8 м, редко до 40 м, протяженностью в несколько сотен метров, редко километров (рудник Сьерра-Нова). Возраст даек определяется их геологической позицией: они прорывают серии Минас и Итаколуми протерозойского возраста и перекрываются отложениями серии Лаврас позднепротерозойского возраста. Филлиты содержат алмазы высокого качества, 75% из них являются ювелирными. Самый крупный алмаз весил 185 каратов. По морфологии алмазы относятся к категории округлых, характерных для россыпей Бразилии. Минералы-индикаторы этих пород надежно не установлены, что затрудняет диагностику первичной природы филлитов. Некоторые исследователи рассматривают филлиты как сильно измененные кимберлиты [4,41]. По мнению Б.М.Зубарева, по морфологии и особенностям пространственного размещения тела филлитов напоминают протерозойские кимберлиты Леоно-Либерийского массива Западной Африки (1100–1400 млн. лет), с которыми они были пространственно сопряжены в рамках Гондваны [40]. Алмазы из этих кимберлитов аналогичны алмазам из филлитов.

На северо-западе Канады обнаружены алмазоносные лампрофиры [42]. Возраст пород составляет  $1832 \pm 28$  млн. лет. Породы содержат огромное количество микроалмазов октаэдрического, тетра-



гексаэдрического, кубического габитуса; имеются двойники, агрегаты, обломки. Лишь два кристалла из тысячи имеют размер более 0,5 мм, размер большинства алмазов менее 0,075 мм. В незначительном количестве присутствуют хромистые гранаты лерцолитового парагенезиса (G9), высокохромистые высокомагнезиальные шпинелиды, оливины форстеритового состава.

В районе Дачин (Французская Гвиана, Гвианский щит) обнаружены докембрийские алмазонасные вулканокластические коматииты, в структурном плане являющиеся частью зеленокаменного пояса Инини [43]. Размеры месторождения составляют 5 км в длину и от 350 м до 1,1 км в ширину. Количество алмазов составляет от менее 1 до 77 кристаллов на килограмм породы, преобладают мелкие алмазы (менее 1 мм) кубооктаэдрического габитуса, но есть и более крупные кристаллы. Все алмазы имеют “легкий” изотопный состав углерода с узким диапазоном колебаний  $\delta^{13}\text{C}$  от -23 до -27‰, что свидетельствует об эклогитовом типе парагенезиса, тогда как вмещающие породы имеют ультраосновной состав. В породе содержатся гранаты, в том числе ультраосновных парагенезисов (лерцолитового и дунит-гарцбургитового), но отсутствуют пикроильмениты, хромдиопсиды.

Необычное сочетание ультраосновной породы-транспортера (кимберлит) и эклогитовых алмазов имеет место в районе Гуаньямо (Венесуэла, Гвианский щит) [10]. Возраст кимберлитов оценен в 710 млн. лет. В них, а также сформированных за их счет аллювиальных россыпях, содержатся алмазы октаэдрического, додекаэдрического и переходного между ними габитуса. По результатам изучения минеральных включений установлено, что доля алмазов эклогитовых парагенезисов составляет 99,4%. Исследования изотопного состава алмазов этих месторождений показывают, что 79% изученных образцов имеют облегченный изотопный состав углерода с  $\delta^{13}\text{C}$  от -10 до -22‰ [44].

В южно-африканской трубке Премьер (возраст 1250 млн. лет [45]), из которой происходит знаменитый алмаз “Куллинан”, алмазы эклогитового парагенетического типа составляют 60% от общего количества кристаллов с включениями [46]. Уникальной особенностью трубки является высокое содержание низкоазотных алмазов (называемых не совсем точно “безазотными”) спектральных типов Па и Пб. По данным Ф.Раала [47], доля алмазов типа Па среди ювелирных кристаллов составляет 10 – 20%; к этому типу относятся практически все крупные алмазы, в том числе “Куллинан”. Кроме того, трубка Премьер является единственным месторождением, где добываются голубые полупроводниковые низкоазотные алмазы типа Пб со структурной примесью бора. В аспекте рассматриваемой нами проблемы важным является тот факт, что низкоазотные алмазы типов Па и Пб имеют облегченный или легкий изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  алмазов типа Па колеблется от -15 до -32‰, типа Пб от –

14,5 до -21‰) [48]. Большинство алмазов спектрального класса I данной трубки имеет тяжелый изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от -1,9 до -12,3‰) с максимумом в интервале  $\delta^{13}\text{C}$  от -5 до -6‰; лишь один из 176 проанализированных кристаллов данного типа показал облегченный изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  = -18,6‰) [49]. В кимберлитах и россыпях Сибирской платформы не найдены полупроводниковые алмазы типа Пб, однако алмазы типа Па имеются и также обладают облегченным составом углерода [50]. В трубке Премьер большинство алмазов имеет переходный (56%) и ромбододекаэдрический (17%) габитус, октаэдрических кристаллов лишь 6% [37]. Такое сочетание габитусных типов свидетельствует, что даже если среди ромбододекаэдровидов имеются кристаллы скрытоламинарного строения, они не являются доминирующими.

В докембрийской лампроитовой трубке Аргайл (Западная Австралия), имеющей возраст 1150 млн. лет [51], также резко доминируют алмазы эклогитового типа парагенезисов (93% по данным [52]); этому соответствует облегченный изотопный состав углерода алмазов (среднее  $\delta^{13}\text{C}$  по 35 анализам составляет -11,7‰ при диапазоне колебаний от -7,63 до -18,68‰ [52]). Алмазы преимущественно низкого качества, переполненные включениями, трещиноватые, на поверхности изобилуют каверны каталитического окисления, шрамы и каналы травления. Округлые додекаэдровиды не характерны.

Иной комплекс алмазов содержится в протерозойской трубке Маджгаван (Индия, штат Мадхья-Прадеш, округ Панна), возраст которой составляет 1067±31 млн. лет [53]. В этой трубке преобладают округлые ромбододекаэдровиды, часто с полосами пластической деформации и шагреньевым рельефом [54], по морфологии соответствующие комплексу “признаков древности”. В то же время все изученные алмазы с включениями относятся к ультраосновному типу парагенезисов и имеют тяжелый изотопный состав углерода в диапазоне  $\delta^{13}\text{C}$  от -3,66 до -7,22‰ с максимумом от -5 до -6‰ (данные по 55 кристаллам [54]).

Предлагаемый обзор показывает разнообразие коренных проявлений докембрийской алмазности, что подтверждает наши предположения относительно Сибирской платформы. Следует отметить, что малое количество найденных не(кимберлитовых/лампроитовых) докембрийских источников, помимо прочего, является, по-видимому, артефактом: система поисков коренных месторождений алмазов ориентируется на индикаторные минералы кимберлитов/лампроитов, главным образом пиропы, пикроильмениты, хромшпинелиды, а также макроалмазы, тогда как не(кимберлитовые/лампроитовые) источники имеют иные индикаторные минералы, еще совершенно не изученные, и содержат, вероятно, во многих случаях микроалмазы. Иначе говоря, не формулируется специальная поисковая задача, ориентированная на не(кимберлитовые/лампроитовые) источники алмазов. Следует

отметить, что оптимальным осадочным коллектором микроалмазов разного генезиса являются титано-циркониевые россыпи благодаря согласованию по гидравлической крупности с минералами этих песков [55].

Проявления россыпной достоверно докембрийской алмазности (в докембрийских коллекторах) и потенциально докембрийской (в более молодых коллекторах) распространены в большинстве алмазносных регионов. В обоих случаях разнообразие россыпных алмазов выходит за рамки известных на этих территориях коренных источников, а во многих случаях коренные источники еще не найдены. Так же, как мы предполагаем для Сибирской платформы, потенциально докембрийские алмазы из россыпей других регионов можно разделить на две группы по принадлежности к типам коренных источников: 1 – алмазы из источников типа кимберлитов/лампроитов; 2 – алмазы из неизвестных типов источников. К первому типу, на наш взгляд, относятся алмазы из россыпей реки Юань (провинция Хунань, Китай); возможно, алмазы Таиланда (остров Пукет, где они добываются со дна моря попутно с касситеритом); алмазы островов Калимантан (Борнео), Суматра [56]; алмазы Алжирской Сахары [57]; алмазы Урала [58]; одна из групп алмазов из россыпей юго-востока Австралии (группа А [59]; алмазы россыпи Витватерсранд, россыпей Центральной Африки, Бразилии [4,56] и др. Во всех этих случаях минералогические особенности, главным образом географического характера, позволяют предполагать тип источников, а “признаки древности”, проявленные в той или иной степени, в том или ином сочетании – докембрийский возраст. Важную роль играет геологическая позиция алмазов: наличие выступов докембрийского фундамента дополнительно подкрепляет предположение о докембрийском происхождении алмазов; однако, как указывалось выше, следует учитывать, что в настоящее время выступы докембрийского фундамента могут быть закрыты молодыми осадками, а древние алмазы попадают в молодые россыпи после нескольких этапов переоложения.

Ко второй группе можно отнести микроалмазы района Кинг Джордж Ривер (Западная Австралия), не идентифицирующиеся с месторождением Аргайл и имеющие аномально легкий изотопный состав; по мнению авторов работы [52] они аналогичны по морфологии и изотопному составу алмазам Кокчетавского массива (Казахстан) и имеют, возможно, ту же природу.

В россыпях юго-восточной Австралии коренные источники не известны. Однако минералогические особенности позволяют разделить алмазы из россыпей данной территории на две группы [59]: группа А, упоминавшаяся выше, соответствует типу кимберлитов/лампроитов, изотопный состав алмазов тяжелый ( $\delta^{13}\text{C}$  от -3,1 до -9,8‰), тип парагенезиса – ультраосновной; группа В включает кристаллы додекаэдрического габитуса, их особенностью являет-

ся ультратяжелый изотопный состав ( $\delta^{13}\text{C}$  от -0,9 до +2,9‰) и эклогитовый тип парагенезиса [60]. Кристаллы обеих групп имеют признаки износа в форме шероховатых поверхностей, а также полировку поверхности, которую авторы статьи [59] считают формой магматической коррозии, но, на наш взгляд, это механогенная полировка, связанная с процессами россыпеобразования (так называемая “леденцовая скульптура”) [9]. На их поверхности отмечены зеленые и бурые пятна пигментации. Алмазы не сопровождаются в россыпях индикаторными минералами кимберлитов. Авторы работы [59] полагают, что алмазы группы А формировались, возможно, в деплетированной перидотитовой литосфере протерозойского типа, тогда как алмазы группы В сформированы в процессе субдукции позднепалеозойского возраста. Мы разделяем представления авторов данной статьи в отношении генезиса алмазов обеих групп, но возраст коренных источников, судя по комплексу признаков, может быть докембрийским.

В титано-циркониевых россыпях Украины распространены мелкие алмазы так называемого “днестровского типа” [55,61], которые по изотопному составу углерода и морфологии похожи на упоминавшиеся выше алмазы Кинг Джордж Ривер (Австралия) [52] и так же, возможно, имеющие источником алмазносные породы типа кокчетавских. Широко известная разновидность алмазов “карбонадо”, распространенная в Бразилии и Центральной Африке, имеющая легкий изотопный состав, также происходит из неизвестного типа источника (правда, В.С.Трофимов упоминает, что карбонадо добывались из филлитов совместно с обычными алмазами [1], но мы не исключаем, что карбонадо находились в россыпях района распространения филлитов).

Перечень находок “проблемных” алмазов можно продолжить. Однако приведенных примеров достаточно, чтобы иметь представление о разнообразии типов алмазов и типов коренных источников в докембрии. В фанерозое резко сужается разнообразие типов источников алмазов, ими остаются главным образом кимберлиты, а также значительно менее распространенные алмазносные лампроиты, представителями которых являются раннемиоценовые лампроиты поля Эллендейл (Западная Австралия) [36]. Сужается и разнообразие типов алмазов, хотя остается достаточно широким, особенно среди алмазов низкого качества, например в мезозойских кимберлитах Западной и Центральной Африки [2]. В конечном счете из всего выше приведенного феноменологического материала следуют два вопроса: 1 – причина разнообразия докембрийской алмазности; 2 – причина сокращения разнообразия алмазности в фанерозое в сравнении с докембрием.

В решении первого вопроса важная роль принадлежит, на наш взгляд, характеру изотопного состава углерода алмазов.

Первые анализы изотопного состава алмазов были выполнены в начале 50-х годов XX столетия [62,63] и показали лишь “тяжелый” состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-2$  до  $-9\%$  по шкале PDB), соответствующий мантийному углероду. Учитывая глубинное происхождение алмазов, этот результат выглядел совершенно естественным. Однако анализы бразильских карбонадо, выполненные А.П.Виноградовым с соавторами [64,65], алмазов из северных россыпей Якутии (V-VII разновидности) и некоторых алмазов трубки Мир, выполненных Э.М.Галимовым [21,22], показали значительно отличающиеся в “легкую” сторону значения  $\delta^{13}\text{C}$  (до  $-32,3\%$  для одного из алмазов трубки Мир). Позднее были найдены и ультратяжелые алмазы; в частности, они присутствуют в упоминавшихся россыпях юго-восточной Австралии [59], а также из австралийского штата Новый Южный Уэльс [66]. Изучение парагенетической принадлежности алмазов с различным изотопным составом, проведенное Н.В.Соболевым совместно с Э.М.Галимовым, показало достаточно четкую картину: алмазы ультраосновных парагенезисов имеют только тяжелый изотопный состав, соответствующий углероду мантии ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-9$  до  $-2\%$ ), тогда как алмазы эцлогитовых парагенезисов охватывают диапазон от  $-34$  до  $+3\%$  [50,67]. Все имеющиеся на сегодняшний день данные подтверждают такое распределение.

В чем причина различий изотопного состава эцлогитовых и ультраосновных алмазов? Обсуждаются три модели, объясняющие эти различия. Одна из них допускает фракционирование изотопов углерода в глубинных условиях [50,68,69,70]. Вторая предполагает формирование алмазов из “первобытного” углерода, сохранившего различия изотопного состава со времени аккреции Земли [69,71].

Не вдаваясь в детальный анализ этих гипотез отметим, что обе эти модели не в состоянии объяснить причины огромного разнообразия эцлогитовых алмазов по изотопии, характеру включений, особенностей структуры, связанных с условиями роста и характером среды кристаллизации в сравнении с достаточно узким диапазоном этих особенностей у ультраосновных алмазов. Более убедительной выглядит третья модель, в соответствии с которой диапазон вариаций изотопного состава эцлогитовых алмазов объясняется разнообразием изотопии углерода в субдуцирующем фрагменте океанической коры. Эта модель находит максимальное количество сторонников; из числа важных можно отметить работы [72,73,74,75,76] и ряд других работ. В последней из перечисленных статей отмечается, что образование облегченных алмазов эцлогитовых парагенезисов может быть связано с эволюцией и погружением при субдукции биоты жерловых гидротермальных систем, особенно интенсивно развивавшихся в протерозое вблизи срединно-океанических хребтов. В связи с этим большинство эцлогитовых алмазов имеет протерозойский или более молодой возраст (речь идет именно о возрасте алмазов, а не

их коренных источников), тогда как алмазоносные эцлогиты архейского возраста содержат алмазы с более “мантийными” значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , т.е. около  $-6\%$ .

Данные модели обсуждает Навон [77], рассматривая аргументы “за” и “против”, и находит наиболее убедительной субдукционную модель. Мы также сторонники этой модели, поскольку она объясняет не только вариации изотопного состава углерода эцлогитовых алмазов, но и другие обстоятельства, связанные с их генезисом.

Аргументы против субдукционной модели источника углерода сформулированы в работах [78,79], в которых отмечается противоречие между отрицательными значениями  $\delta^{15}\text{N}$  большинства эцлогитовых алмазов и положительными значениями для корового азота. Однако Навон приводит ряд аргументов, снимающих это противоречие, и в конечном счете склоняется к субдукционной модели происхождения “облегченных” алмазов. Субдуцирующий слэб несет как карбонатные отложения с  $\delta^{13}\text{C}$  около  $0\%$ , так и органический облегченный углерод, а также остаточный магматический углерод. В процессе метаморфизма этот углерод гомогенизируется, давая осредненный изотопный состав с  $\delta^{13}\text{C}$  около  $-5\%$ , совпадающий с типичным мантийным углеродом; в этом причина того, что значительная часть эцлогитовых алмазов имеет тяжелый “мантийный” изотопный состав углерода. И все же средний изотопный состав углерода эцлогитовых алмазов как в целом, так и в пределах одного месторождения, смещен в легкую сторону на  $1,5-2,0\%$  [50]. Тем не менее, сложно определить источник углерода (мантийный или рециклированный коровый) при совпадении значений  $\delta^{13}\text{C}$ .

За последние несколько лет опубликовано много работ, в которых констатируется связь изотопически аномальных алмазов с субдукцией океанической коры. Только в трудах VII Международной Кимберлитовой Конференции [80] таких работ одиннадцать и многие работы в той или иной мере касаются этой проблемы. Но противоречия во взглядах на природу эцлогитовых алмазов, в первую очередь по источникам углерода, остаются. Поэтому естественным является рассмотрение проблемы на более высоком уровне организации вещества – уровне породы, а именно эцлогита – материнской породы алмазов. В данном случае основными признаками природы протолита – мантийного или корового – являются геохимические особенности пород. Не углубляясь в анализ огромного количества публикаций на этот счет, остановимся на работах, касающихся якутских месторождений и отражающих различные точки зрения.

В работе [74] на основе исследований алмазоносных эцлогитов трубки Удачная делается вывод об их субдукционном происхождении. Более того, авторы обобщают результаты этих исследований и высказывают предположение, что эцлогиты в целом были образованы в результате глобально протек-

кающих с позднего архея процессов субдукции и различия между образцами эклогитов разных кратонов малы по сравнению с их сходством.

Снайдер с соавторами [75] на материале той же трубки Удачная, а также трубок Мир и Обнаженная, приходит к выводу, что существует два типа эклогитов: группа А имеет чисто мантийный генезис, группа В обязана своим происхождением субдукции океанической коры. Причем для трубки Удачная характерны “мантийные” эклогиты, тогда как в трубке Мир преобладают “субдукционные”. В следующей работе [81] отмечается, что возраст субдукции, с которой связано образование алмазоносных эклогитов трубки Мир, составляет 1,93 млрд. лет и протолит, судя по высокому Sr/Nd отношению, может иметь остропроводную природу. В обеих работах констатируется совпадение выводов авторов с поздними представлениями Рингвуда, предполагавшего возможность разных путей происхождения эклогитов [82].

Точка зрения о существовании двух типов эклогитовых алмазов в якутских месторождениях, связанных с двумя типами протолитов – мантийным и коровым, обосновывается также в работе [83].

Таким образом, субдукция в обоих подходах рассматривается как механизм (единственный или один из двух) формирования эклогитов, в том числе алмазоносных. Важно отметить, что субдукционные эклогиты с алмазами и изотопно аномальные алмазы находятся в фанерозойских кимберлитах как ксеногенная примесь. При этом для трубки Мир субдукционные алмазы в соответствии с оценкой [81] являются древними (~ 1,93 млрд. лет), тогда как трубка сформировалась, наиболее вероятно, в позднем девоне (360 – 370 млн. лет назад), т.е. более полутора миллиардов лет эти алмазы сохранялись в гетерогенной литосфере. Эклогитовые алмазы в якутских среднепалеозойских промышленных месторождениях распространены ограниченно (по оценкам Н.В.Соболева около 4% [84]). Однако в зарубежных месторождениях они могут составлять значительную долю или преобладать, например в трубке Орапа (Ботсвана) мелового возраста.

В пользу субдукционной модели свидетельствуют и определения абсолютного возраста алмазов. К сожалению, в определении возраста алмазов до сих пор существуют различные методические трудности, охарактеризованные отчасти в работе [77]. Тем не менее в целом можно констатировать более молодой возраст эклогитовых алмазов в сравнении с перидотитовыми. В частности, Ричардсон с соавторами [85] выделяют в докембрийской трубке Премьер кратона Каапваль три генерации алмазов – две перидотитовые (гарцбургитовую и лерцолитовую) и эклогитовую. Гарцбургитовые алмазы имеют архейский возраст (более 3 млрд. лет); для лерцолитовых определен возраст 1930 млн лет, что на 100 млн. лет меньше, чем возраст Бушвельдского массива; эклогитовые имеют возраст  $1150 \pm 60$  млн. лет,

т.е. они образованы непосредственно перед формированием кимберлитового тела.

Таким образом, субдукция является реальной причиной появления эклогитовых алмазов с аномальными свойствами, в первую очередь по изотопному составу углерода. Поэтому вопросы генезиса таких алмазов необходимо рассматривать на следующем уровне организации геологического вещества – уровне геосфер и их геодинамики.

При обсуждении связи динамики мантии и тектонических обстановок на морфологию, изотопные характеристики, возраст и другие особенности алмазов необходимо иметь в виду два аспекта. Первый из них касается условий, в том числе геодинамических, формирования алмазов в мантии и второй – способов доставки этих минералов из мантии на поверхность.

К настоящему времени остается мало сомнений в том, что алмазы в природе кристаллизуются в поле своей стабильности по температуре и давлению в среде ультраосновного или эклогитового состава [86-89 и др.]. Большинство исследователей сходятся в том, что в прочной литосфере континентов алмазы могут сохраняться длительное время, о чем свидетельствует наличие “древних” алмазов архейского и протерозойского возраста в относительно молодых фанерозойских кимберлитах [90-92]. Поэтому образование алмазов и наличие условий для их длительного сохранения в мантии можно связать с процессами формирования самой литосферы континентов.

В настоящее время активно обсуждаются по крайней мере два типа моделей формирования литосферы континентов.

Первый предполагает формирование зрелой литосферы путем плавления примитивной мантии (преимущественно в архей-протерозойское время) на уровне глубин 100-300 км. В результате легкая дифференциата, всплывая, принимала участие в образовании континентальной коры, а оставшийся на глубине тугоплавкий, обедненный летучими релит, формировал мантийную часть литосферы [93-96]. При подобном тепловом возбуждении древней мантии создавались условия для образования алмазов, которые затем “запечатывались” в новообразованной мантийной части литосферы.

Второй тип моделей допускает наращивание площади континентов на конвергентных границах плит в обстановке субдукции океанической литосферы, причем этот процесс продолжается и в настоящее время. Площадь континентов в рамках этих моделей увеличивается посредством приращения к континентам островных дуг, продуктов магматических событий на активных окраинах, транспортировки и присоединения к континентам океанических плато [97-99]. Сам процесс субдукции также сопровождается тепловым возмущением мантийного клина с внешней стороны погружающейся плиты, магматизмом и метаморфизмом мантийного и корового материала. Однако по сравнению с первым типом

моделей формирования литосферы существуют принципиальные отличия. Здесь прежде всего происходит транспорт корового вещества в мантию, что меняет вещественный состав и изотопные характеристики вещества мантийного клина и в целом литосферы. Кроме того, при погружении океанической коры в мантию выделяется значительное количество летучих, что формирует здесь специфические условия для плавления, фазовых и реологических изменений вещества как мантии, так и субдуцированной океанической литосферы.

Коровое вещество в зоне субдукции может погружаться на глубину 600-700 км, поэтому вполне вероятно, что коровый углерод в составе органического и карбонатного вещества мог быть реализован в алмаз при достижении соответствующих параметров. В силу значительной вещественной, структурной, термической неоднородности системы “слэб – мантия” в зоне субдукции активно происходят процессы, направленные на снижение этой неоднородности, поэтому физико-химические условия формирования алмазов здесь являются и необычными, и очень разнообразными, что неизбежно должно сказываться на форме, размерах, изотопии и других характеристиках алмазов. В частности, можно предполагать быструю кристаллизацию и высокую дефектность кристаллов при P-T параметрах вблизи линии равновесия “графит-алмаз”, волокнистый рост, формирование кристаллов кубического габитуса, массовое зародышеобразование и рост большого количества мелких кристаллов, развитие моногенных (близких по типоморфным особенностям) комплексов алмазов в относительно локальных очагах алмазообразования и при этом неизбежные различия между очагами алмазообразования, преимущественно эклогитовый парагенезис формирующихся алмазов в соответствии с составом субдуцирующих пород коры и многие другие особенности, которые расцениваются у алмазов как аномальные.

Следует отметить, что процессы инициации и прекращения субдукции океанической литосферы являются в настоящее время наименее понятными и разработанными механизмами плитной тектоники [100-105]. В рамках обсуждаемой проблемы большой интерес с точки зрения сохранности сформировавшихся алмазов представляет ситуация прекращения субдукции. Наиболее часто упоминаемые механизмы прекращения субдукции включают коллизию континента, прибывшего к активной окраине и (или) погружение в мантию срединно-океанического хребта в зоне субдукции, что ведет к расколу океанической плиты, отрыву слэба и, как следствие, изменению направления движения плиты. Эволюция мантийной части литосферы островной дуги или активной окраины континента после прекращения субдукции, последующих отрыва и погружения слэба, остается неясной. Между тем, численное и петрологическое моделирование процесса субдукции показало, что магматизм при формировании островных дуг является эффективным механизмом для

деплетирования мантии на глубину до 100-150 км [97]. На повышенную прочность литосферы островных дуг указывает также тот факт, что достаточно широко известны дуги палеозойского и даже протерозойского возраста в качестве отдельных геологических единиц. Если бы дуги не обладали длительной прочностью, они, как самостоятельные геологические структуры, исчезли бы в процессе тектонической эволюции складчатых поясов континентов, которые и формируются, главным образом, из этих элементов. Можно предположить, что здесь существуют условия не только для образования алмазов, но и для их длительного пребывания в мантийных частях литосферы островных дуг и, вероятно в меньшей степени, активных окраин континентов. Важно отметить, что оторвавшийся слэб по завершении процесса субдукции становится элементом мантийной литосферы вместе с алмазами, сформированными в нем, поэтому его материал участвует в более поздних процессах кимберлитового и лампроитового магматизма.

Следующий актуальный аспект проблемы заключается в механизмах и путях доставки сохранившихся в литосфере алмазов на дневную поверхность.

Наиболее распространенным механизмом является вынос алмазов магмой. Если вынос идет с больших глубин, что характерно для литосферы кратонов, то это как правило магмы кимберлитового или лампроитового состава. Однако непонятно, какие условия обеспечивают глубинный магматизм в центральных частях кратонов с их мощной холодной литосферой. Для образования таких магм необходимы специфические условия, прежде всего появление под кратонами горячего мантийного вещества, способного инициировать плавление на глубине около 200 км. Между тем, субдукция рассматривается некоторыми исследователями как спусковой механизм генерирования глубинных магм под кратонами. В то же время субдукция в процессе развития создает благоприятные условия для генерирования магм в объеме слэба и мантийного клина и выноса ими “субдукционных” алмазов, если таковые уже сформированы. Толщина литосферы островных дуг и древних континентальных активных окраин почти вдвое меньше, чем у кратонов, поэтому формирование магматических очагов здесь может быть обусловлено простым декомпрессионным плавлением вещества с температурой 1100° – 1300°С, поднявшегося на уровень глубин в 100 км. Такой подъем астеносферного вещества может обеспечить восходящий поток тепловой конвекции или прибывший сюда плюм [106,107]. Очевидно, что эти магмы могут иметь весьма необычный для алмазоносных пород состав, содержать необычные алмазы и появляться в необычной структурно-тектонической обстановке. Возможно, этим объясняются находки алмазов, чаще всего мелких, в некоторых магматических породах складчатых областей, например, в шонкинитах и лампрофирах на территории Западно-

го и Южного Узбекистана, являющейся частью Южно-Тяньшаньской складчатой системы мезозойского возраста (диатрема Карашахо и др. [108]), в “углеродистых перидотитах” Восточного Саяна [109] и др. Алмазодержащая магма таких типов изливается в условиях тектонической и магматической активности как правило при орогенезе, поскольку области с утоненной до 100 км континентальной литосферой представляют собой обычно складчатые пояса, окружающие жесткие микроплиты. Эти пояса являются “литосферными” ловушками для “горячей мантии” и ослабленными в реологическом отношении участками континентов, поэтому неоднократно испытывают активизацию в процессе своей истории.

Другой путь перемещения глубинного алмазоносного материала на поверхность Земли связан с тектоническими процессами. Возможно, этими процессами обусловлено появление таких алмазоносных объектов, как Кокчетавский массив [110-115], алмазоносные гранулиты Норвегии [116] и ряд других метаморфических комплексов с признаками ультравысоких давлений [117]. Иностранные авторы связывают появление сверхвысоких давлений и формирование алмазов с процессами субдукции, однако в отечественной литературе фигурируют и другие точки зрения, предполагающие коровый генезис алмазов [113,114 и др.], что, на наш взгляд, мало вероятно. В некоторых объектах обнаружены параморфозы графита по алмазу, в частности в перидотитовых массивах Бени-Бушера в Марокко и Рондо в Испании [118,119 и др.], представляющих собой фрагменты высокоалмазоносной мантии, тектонически внедренных в земную кору в процессе альпийского орогенеза [119], Максютковский комплекс эклогитовых гнейсов [116]. Во всех этих объектах алмазы и параморфозы графита по алмазу имеют “коровый” легкий состав углерода.

Таким образом, субдукционная гипотеза могла бы объяснить разнообразие типов докембрийской алмазоносности. Причины сокращения этого разнообразия в фанерозое пока не ясны; возможно, они связаны с увеличением мощности кондуктивной литосферы, из-за чего алмазоносность связана преимущественно с наиболее глубинными породами – кимберлитами и лампроитами. Однако остается еще слишком много неясного по причине скудости и разрозненности информации о докембрийских источниках алмазов.

### Заключение

Анализ предпосылок докембрийской алмазоносности Сибирской платформы в сравнении с другими алмазоносными регионами, а также рассмотрение некоторых генетических аспектов алмазообразования, позволяют предполагать широкое развитие докембрийской алмазоносности в ее пределах и значительное влияние докембрийских алмазов на минерагению фанерозойских россыпей. Из генетических аспектов следует значительная роль субдук-

ции в происхождении алмазов эклогитового типа. В связи с этим всю совокупность природных алмазов (исключая импактные) можно разделить на два типа: 1 – мантийные, с “мантийным” “тяжелым” изотопным составом углерода, кристаллизовавшиеся в среде ультраосновного состава за счет ювенильного углерода и имеющие максимальный возраст; 2 – субдукционные, имеющие “коровый” легкий или ультратяжелый изотопный состав углерода, формирующиеся при погружении в мантию под континенты блоков океанической литосферы, в среде различного, преимущественно эклогитового состава, в разное время, определяемое временем субдукции и особенно характерные для докембрия, доставляемые на поверхность разными путями – магматическим, тектоническим, в составе разных типов пород, в том числе фанерозойских кимберлитов и лампроитов, в различной структурно-тектонической обстановке. С этой точки зрения проблема докембрийской алмазоносности перерастает в более общую проблему генезиса алмазов и алмазоносных пород, проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы находит адекватное решение, а косвенные россыпные предпосылки приобретают генетический смысл.

Данная работа представляет собой попытку переосмыслить имеющиеся материалы по алмазоносности в рамках триады “минерал – порода – геосфера” с использованием модели субдукционного генезиса алмазов. Зарубежные исследователи широко используют эти представления. В России они менее популярны, хотя В.С.Соболев и Н.В.Соболев одними из первых указали на возможность формирования алмазов эклогитовых парагенезисов с аномальным изотопным составом углерода при погружении пород земной коры на большие глубины [120]. Мы полагаем, что данный подход позволяет создать непротиворечивую систему генезиса алмазов и алмазоносных пород, в рамках которой можно найти толкование многим пока неясным аспектам алмазной геологии.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. – М., 1967. – 299 с.
2. Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. – М., 1980. – 304 с.
3. Скосырев В.А. О докембрийских коренных источниках алмазов // Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки. – М., 1977. – С.111-124.
4. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В. и др. Докембрийские алмазоносные формации мира. – М., 1976. – 134 с.
5. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В. и др. Геологические предпосылки алмазоносности докембрийских терригенных формаций Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1975. – №12. – С.82-89.

6. Алпатов В.В., Амузинский В.А., Заякина Н.В. и др. Алмаз золотоносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии // *Отеч. геол.* –1997. –№9. –С.39-41.
7. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных источников россыпей северо-востока Сибирской платформы // *Докл. РАН.* –1998. –Т. 361, №3. –С.366-369.
8. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова) // *Вестн. Воронежского ун-та. Геология.* –2000. –Вып. 10(5). –С.79-97.
9. Афанасьев В.П., Ефимова Э.С., Зинчук Н.Н. и др. Атлас морфологии алмазов России. – Новосибирск, 2000. –293 с.
10. Sobolev N.V., Yefimova E.S., Channer D.M.DeR., Anderson P.F.N., Barron K.M. Unusual upper mantle beneath Guianamo, Guyana shield, Venezuela: evidence from diamond inclusions // *Geology.* –November 1998. – 26, No.11. –P.971-974.
11. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. – М., 1974. –236 с.
12. Орлов Ю.Л. Разновидности кристаллов и поликристаллических сростков алмазов // *Новые данные о минералах СССР: Тр. Минер. музея им. А.Е.Ферсмана.* – 1965. –Вып.16. –С.141-154.
13. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М., 1973. – 223 с.
14. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. – М., 1984. – 264 с.
15. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений: Автореферат дис. канд. геол.-минерал. н. –Новосибирск, 1994. –34 с.
16. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Махин А.И. Об основных типоморфных особенностях алмазов в краевых частях Восточно-Европейской и Сибирской платформ // *Изв.вузов. Геология и разведка.* –2001. – №4. –С.22-35.
17. Орлов Ю.Л. Морфология алмаза. – М., 1963. –236 с.
18. Орлов Ю.Л., Прокопчук Б.И. Алмазы из русловых отложений реки Моторчуны (Приленская алмазоносная область) // *Новые данные о минералах СССР. Тр. Минер. музея им. А.Е.Ферсмана.* –1965. Вып.16. – С.155-165.
19. Солодова Ю.П., Подольских Л.Д., Литвин Л.Г. и др. Особенности строения природных алмазов V разновидности // *Кристаллография.* –1975. –Т.20, Вып.1. – С.90-95.
20. Орлов Ю.Л., Солодова Ю.П., Кравцов А.И. и др. Отличие изотопного состава углерода в разновидностях кристаллов алмаза // *Новые данные о минералах СССР. Тр. Минер. музея им. А.Е.Ферсмана.* –1979. – Вып. 28. –С.99-101.
21. Ковальский В.В., Галимов Э.М., Прохоров В.С. Изотопный состав углерода окрашенных разновидностей Якутских алмазов // *Докл. АН СССР.* –1972. –Т.203, №2. –С.440-442.
22. Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // *Геохимия.* –1984. – №8. –С.1091-1117.
23. Селиванова В.В. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей Северного Верхоянья: Автореферат дис. канд. геол.-минерал. н. –М., 1991. –20 с.
24. Граханов С.А. Алмазоносность россыпей северо-востока Сибирской платформы и перспективы поисков их коренных источников: Автореферат дис. канд. геол.-минерал. н. –Воронеж, 2001.
25. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И. и др. Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений // *Руды и металлы.* –1999. – №3. –С.18-30.
26. Константиновский А.А. Нижнеленский погребенный массив и некоторые вопросы размещения кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы // *Геотектоника.* –1979. – №1. –С.48-57.
27. Афанасьев В.П. О механическом износе кимберлитовых минералов в шлихах // *Сов. геология.* –1986. № 10. –С.81-87.
28. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // *Геология рудных месторождений.* –1999. –Т.41, №3. –С.281-288.
29. Афанасьев В.П., Соболев Н.В., Кириллова Е.А. и др. Относительная абразивная устойчивость пиропы и пикроильменита – индикаторных минералов кимберлитов // *Докл. РАН.* –1994. –Т.337, №3. –С.359-362.
30. Секерин А.П., Владимиров Б.М., Лашенов В.А. и др. Особенности кимберлитового магматизма Присяянья // *Проблемы кимберлитового магматизма.* –Новосибирск, 1989. –С.23-28.
31. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенов В.А. Докембрийские лампроиты Присяянья // *Докл. РАН.* – 1993. –Т.329, №3. –С.328-331.
32. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М. и др. Особенности морфологии и состава хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой “ложных” индикаторов кимберлитов // *Геология и геофизика.* –2000. –Т.41, №12. –С.1729-1741.
33. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности // *Геология и геофизика.* –1971. –№ 3. – С.70-80.
34. Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Темников И.А. Типоморфные особенности алмазов юго-западной части Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков коренных месторождений алмазов) // *Методы прогноза и поисков алмазов на юге Восточной Сибири: Тез. докл.* –Иркутск, 1990. –С.50-51.
35. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенов В.А. Присяянская провинция высококальциевых щелочных пород и лампроитов // *Докл. РАН.* –1995. –Т.342, №1. –С.82-86.
36. Jaques A.L., Levis J.D., Smith C.B. The kimberlites and lamproites of Western Australia // *Gov. Print. Office.* – Perth, 1986. –430 p.
37. Смирнов Г.И., Ключев Ю.А., Каминский Ф.В. Некоторые особенности кристаллов алмаза из кимберлитовой трубки “Премьер” (Южная Африка) // *Минерал. журнал.* –1986. –Т.8, №4. –С.69-74.
38. Мкртычян А.К., Кириченко В.Т. История развития поисковых работ на алмазы в Красноярском крае // *Алмазы, золото и платиноиды Красноярского края.* – Красноярск, 2000. –С.9-13.
39. Moraes L.I. Depositos diamantíferos no norte do estado de Minas Geraes // *Bol. Serviço de Fomento do Produção mineral* // –Rio de Janeiro, 1934. –№3.
40. Зубарев Б.М. Дайковый тип алмазных месторождений. – М., 1989. –183 с.
41. Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Тектоника Африки. – М., 1973. –270 с.
42. MacRae N.D., Armitage A.E., Jones A.L., Miller A.R. A dimondiferous lamprofire dike, Gibson Lake Area,

- Northwest Territories // *Int. Geol. Rev.* –1995. –37. – P.212-229.
43. Сакдевила Р., Arndt N., Letendre J., Sauvage J-F. Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana // *Letters to Nature.* –1999. –399. P.456-458.
44. Maltsev K.A., Zakharchenko O.D., San Claudio A. Carbon isotope composition of diamonds from Guaniamo placer, Venezuela // 30<sup>th</sup> *Int. Geol. Congr.* -Beijing, 1996. -V.6. -P.86.
45. Barrett D.R., Allsop H.L. Kimberlites. –Cape Town, 1973. -P.23-25.
46. Harris J.W., Gurney J.J. Inclusions in diamonds // *The properties of diamonds* (ed. J.E.Field). –1979. –18. -P.555-591.
47. Raal F. Type IIa diamond – the superlative heat sink // *Ind. Diam. Rev.* -1972. -P.192-197.
48. Millege H.J., Mendelsson M.J., Seal M. et al. Carbon isotopic variation in spectral type II diamonds // *Nature.* – 1983. -303, № 5920. -P.791-792.
49. Deines P., Gurney J.J., Harris J.W. Associated chemical and carbon isotopic composition variations in diamonds from Finsh and Premier kimberlite, South Africa // *Geocim. Cosmochim. Acta.* –1984. -48, № 2. -P.325-342.
50. Galimov E.M. Isotopic fractionation to kimberlite magmatism and diamond formation // *Geocim. Cosmochim. Acta.* –1991. –55. -P.1697-1708.
51. Pigeon R.T., Smith C.B., Fanning C.M. Kimberlite and lamproite emplacement ages in Western Australia // *Proc. of 4<sup>th</sup> Int. Kimb. Conf.* -Perth, 1988. -V.1.
52. Соболев Н.В., Галимов Э.М., Смит К.Б. и др. Сравнительная характеристика морфологии, включений и изотопного состава углерода алмазов аллювиальных отложений Кинг Джордж Ривер и лампроитового месторождения Аргайл (Западная Австралия) // *Геология и геофизика.* –1989. -№12. -С.3-19.
53. Kumar A. et al. Br-Sr ages of Proterozoic kimberlites of India: evidence for contemporaneous emplacement // *Precamb. Res.* –1993. –V.62. –P.227-237.
54. Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ефимова Э.С. и др. Кристаллические включения, изотопный состав углерода, азотные центры алмазов и особенности состава граната из трубки Маджгаван (Индия) // *Геология и геофизика.* –1993. - №12. -С.85-91.
55. Юрк Ю.Ю., Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. и др. Алмазы песчаных отложений Украины. –Киев, 1973. – 167 с.
56. Соболев В.С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, Борнео и Северной Америки. – М., 1951. –126 с.
57. Соболев Н.В., Афанасьев В.П., Похиленко Н.П. и др. Пиропы и алмазы Алжирской Сахары // *Докл. РАН.* – 1992. -Т.325, № 2. -С.367-373.
58. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. – М., 1955. –514 с.
59. Davies R.M., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Diamonds from Wellington, NSW: insights into the origin of eastern Australian diamonds // *Miner. Mag.* -1999. -63(4). –P.447-471.
60. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Лаврентьев Ю.Г. и др. Преобладающая известково-силикатная ассоциация кристаллических включений в алмазах из россыпей юго-восточной Австралии // *Докл. АН СССР.* –1984. - Т.274, №1. -С.172-178.
61. Квасница В.Н. Мелкие алмазы. – Киев, 1985. – 214 с.
62. Craig H. The geochemistry of the stable carbon isotopes // *Geocim. Cosmochim. Acta.* –1953. –3. -P.53-92.
63. Wickman E.E. *Geocim. Cosmochim. Acta.* –1956. –V.9, №.3. -P.136.
64. Виноградов А.П., Кропотова О.И., Устинов В.И. Возможные источники углерода природных алмазов по изотопным данным <sup>12</sup>C/<sup>13</sup>C // *Геохимия.* –1965. - №6. -С.643-652.
65. Виноградов А.П., Кропотова О.И., Орлов Ю.Л. и др. Изотопный состав кристаллов алмаза и карбонадо // *Геохимия.* –1966. - №12. -С.1395-1396.
66. Соболев Н.В., Ивановская И.Н., Ефимова Э.С. и др. Особенности изотопного состава углерода алмазов из россыпей юго-восточной Австралии // *Всес. совещ. по геохимии углерода: Тез. докл.* -М., 1981. -С.220-222.
67. Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н. и др. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения // *Докл. АН СССР.* –1979. - Т.249, №5. -С.1217-1220.
68. Галимов Э.М., Слодкович В.В. Зональность изотопного состава углерода графита в расслоенном магматическом плутоне // *Геохимия.* –1988. -№8. -С.1178-1186.
69. Deines P. The carbon isotope composition of diamonds: relationship to diamond shape, color, occurrence and vapor composition // *Geocim. Cosmochim. Acta.* –1980. -P.943-961.
70. Javoy M., Pineau F., Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // *Chem. Geol.* –1986. –57. -P.41-62.
71. Deines P, Harris J.W., Gurney J.J. Carbon isotopic composition, nitrogen content and inclusion composition of diamonds from Roberts Victor Kimberlite, South Africa, evidence for 13C depletion in the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* –1987. –51. -P.1227-1243.
72. Kirkley M.B., Gurney J.J., Otter M.L. et al. The application of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds, a review // *Appl. Geochem.* – 1991. -6. -P.477-494.
73. Kirkley M.B., Gurney J.J. Carbon isotope modelling of biogenic origins for carbon in eclogitic diamonds // *In: Ext. Abstr., Workshop on Diamonds.* 28<sup>th</sup> *Int. Geol. Conf.* –1989. -P.40-43.
74. Jacob D., Jagoutz E., Lowry D. et al. Diamondiferous eclogites from Siberia, remnants of Archean ocean crust // *Geochim Cosmochim. Acta.* -1994. –58. -P.5191-5207.
75. Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G. et al. The origin of Yakutian eclogite xenoliths // *J.Petrol.* –1997. –V.38. - P.85-113.
76. МакКандлес Т.Е., Герни Дж.Дж. Алмазоносные эклогиты: сравнение с углистыми хондритами, углистыми сланцами и базальтами MORB, содержащими органический углерод // *Геология и геофизика.* –1997. -Т.38, №2. -С.371-381.
77. Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle // *Proc. of the 7<sup>th</sup> Int. Kimb. Conf.* – Cape Town, 1998. - P.584-604.
78. Cartigny P., Harris J.W., Javoy M. Eclogitic diamond formation at Jwaneng: no room for recycled component // *Science.* –1998. –280. -P.1421-1424.
79. Cartigny P., Harris J.W., Phillips D. et al. Subducted – related diamonds? – The evidence for a mantle derived origin coupled  $\delta^{13}\text{C}$ -  $\delta^{15}\text{N}$  determinations // *Chem. Geol.* – 1998. –147. -P.147-159.
80. *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference.* -Cape Town, 1998. -V.1-2. –947 p.
81. Snyder G.A., Taylor L.A., Beard B.L. et al. The diamondbearing Mir eclogites, Yakutia: Nd and Sr isotopic evidence for a possible Early to Mid-Proterozoic depleted mantle source with arc affinity // *Proc. of the 7<sup>th</sup> Int. Kimb. Conf.* -Cape Town, 1998. -P.808-815.



82. Ringwood A.F. Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // *Chem. Geol.* –1990. – 82. -P.187-207.
83. Bulanova G.P., Shelkov D., Millege H.J., Hauri E.H., Smith C.B. Nature of eclogitic diamonds from Yakutian kimberlites: evidence from isotopic composition and chemistry of inclusions // *Proc. of the 7<sup>th</sup> Int. Kimb. Conf.* -Cape Town, 1998. -P.57-65.
84. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск, 1974. -265 с.
85. Richardson S.H., Harris J.W., Gurney J.J. Three generations of diamonds from old continental mantle // *Nature.* – 1993. –366. -P.256-258.
86. Boyd F.R., Gurney J.J., Richardson S.H. Evidence for a 150-200 km thick Archean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry // *Nature.* –1985. –V.315. -P.387-389.
87. Haggerty S.E. Diamond genesis in a multiply constrained model // *Nature.* –1986. –320. -P.34-38.
88. Ringwood A.E., Kesson S.E., Hibberson W., Ware N. Origin of kimberlites and relates magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* –1992. –113. -P.521-538.
89. Shimuzi N., N.V. Sobolev. Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // *Nature.* –1995. –V.375. -P.394-397.
90. Manton W.I., M. Tatsumoto. Some Rb and Sr isotopic measurements on eclogites from the Roberts Victor mine, South Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.* –1971. –10. -P.217-226.
91. Richardson S.H., Erlank A.J., Harris J.W. et al. Eclogitic diamonds of Proterozoic age from Cretaceous kimberlites // *Nature.* –1990. –346. -P.54-56.
92. Ireland T.R., R. L. Rudnick R.L., Spetsius Z.V. Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites // *Earth Planet. Sci. Lett.* –1994. –128. -P.199-213.
93. Jordan T.H. Composition and development of the continental tectosphere // *Nature.* –1978. –V.274. -P.544-548.
94. Davies G. F. Thickness and thermal history of continental crust and root zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* –1979. –44. -P.231-238.
95. Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* –1989. – 96. -P.15-26.
96. Carlson R.W., Pearson D.G., Boyd F.R. et al. Re-Os systematics of lithospheric peridotites: Implications for lithosphere formation and preservation // *Proceedings of the 7<sup>th</sup> international kimberlite conference.* -Cape Town, 1998. –P.99-108.
97. Spiegelman M.,
98. McKenzie D. Simple 2-D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs // *Earth Planet. Sci. Lett.* –1987. – 83. -P.137-152.
99. Windley B.F. *The evolving continents.* 3<sup>rd</sup> ed. Wiley. -Chichester, 1995. -526 p.
100. Sengor A.M.C. Continental interiors and cratons: any relations? // *Tectonophysics.* –1999. –305. -P.1-42.
101. Wilson J.T. Did the Atlantic close and re-open? // *Nature.* –1966. –211. -P.676-681.
102. Vlaar N.J., Wortel M.J.R. Lithospheric ageing, instabilities and subduction // *Tectonophysics.* –1976. –32. -P.331-351.
103. Cloetingh S.A.P.L., Wortel M.J.R., Vlaar N.J. Evolution of passive continental margins and initiation of subduction zones // *Nature.* –1982. –297. -P.139-142.
104. Mueller S., Phillips R.J. On the initiation of subduction // *J.Geophys.Res.* –1991. –96. -P.651-665.
105. Erickson S.G. Sedimentary loading, lithosphere flexure, and subduction initiation at passive margin // *Geology.* – 1993. –21. -P.125-128.
106. Toth J., Gurnis M. Dynamics of subduction initiation at preexisting fault zones // *J. Geophys. Res.* –1998. –103. -P.18053-18067.
107. Тычков С.А., Рычкова Е.В., Василевский А.Н. Взаимодействие плюма и тепловой конвекции в верхней мантии под континентом // *Геология и геофизика.* – 1998. -Т. 37, №4. -С.419-431.
108. Тычков С.А., Рычкова Е.В., Василевский А.Н. Тепловая конвекция в верхней мантии Земли под литосферой переменной мощности // *Физика Земли.* –1999. - №9. -С.38-51.
109. Головки А.В., Ахмедов Н.А., Яковенко Н.Е. Алмазность шонкинитовых и лампрофировых трубок взрыва Узбекистана // *Всероссийский Съезд геологов. Тез. докл.* -С-Птб., 2000. -С.249-250.
110. Куликов Ю.И. Алмазность Восточного Саяна // *Методы прогноза и поисков алмазов на юге Восточной Сибири. Тез. докл.* -Иркутск, 1990. -С.17-18.
111. Соболев Н.В., Шацкий В.С. Включения минералов углерода в гранатах метаморфических пород // *Геология и геофизика.* –1987. -№7. -С.77-80.
112. Шацкий В.С., Соболев Н.В. Некоторые аспекты генезиса алмазов в метаморфических породах // *Докл. РАН.* –1993. -Т.331, №2. -С.217-219.
113. Shatsky V.S., Sobolev N.V. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *In: Coleman R.G. and Wang X. Eds. Ultrahigh-pressure metamorphism.* -New-York, 1995. -P.437-455.
114. Екимова Т.Е., Лаврова Л.Д., Надеждина Е.Д. и др. Условия образования алмазного месторождения Кумдыколь (Северный Казахстан) // *Геол. рудных месторождений.* -1994. -Т.36, №5. -С.455-465.
115. Воробьев Е.И. Об экссолуционной природе алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива // *Отч. геол.* –2001. - №2. -С.52-56.
116. Larsen R.B., Eide E.A., Burke E.A.J. Evolution of metamorphic volatiles during exhumation of microdiamond-bearing granulites in the Western Gneiss Region, Norway // *Contrib. Mineral. Petrol.* –1998. –133. -P.106-121.
117. Ernst W.G., Lion J.G., Coleman R.G. Comparative petrotectonic study of five Eurasian ultrahigh- pressure metamorphic complexes // *Int. Geol. Rev.* –1995. –37. -P.191-211.
118. Слодкевич В.В. Параморфозы графита по алмазу // *Зап. Всес. Минер. об-ва.* –1982. -Ч.СХІ. –Вып. 1. -С.13-32.
119. Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H. et al. Graphitized diamonds from a peridotite massif in Marocco and implications for anomalous diamond occurrences // *Nature.* – 1989. – 338. - №2. -P.60-62.
120. Соболев В.С., Соболев Н.В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // *Докл. АН СССР.* –1980. -Т.250, №3. -С.683-685.