

Глубинные процессы и коренные месторождения алмазов

© В. В. Гордиенко, 2013

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 25 июня 2012 г.

Представлено членом редколлегии Я. М. Хазаном

Розглянуто процеси утворення й транспортування кимберлітової магми та алмазів у верхній мантії і земній корі. Аналіз відповідає уявленням адвекційно-поліморфної гіпотези. Розглянуто правило Кліффорда. Визначено глибину формування основної генерації алмазів, глибину розміщення первинного джерела магми.

Processes of formation and transportation of kimberlite magma and diamonds in the upper mantle and the Earth's crust have been considered. Analysis corresponds to the ideas of advection-polymorph hypothesis. The Klifford rule has been considered, the depth of the main diamond generation and the depth of primary source of magma have been identified.

Развиваемая автором адвекционно-поліморфная гипотеза (АПП) глубинных процессов в тектоносфере Земли контролировалась сопоставлением прогнозируемых ею геологических событий и аномалий физических полей с разнообразными экспериментальными данными [Гордиенко, 2012 и др.]. Такой анализ часто помогал более полному пониманию изучаемых явлений. Данная статья посвящена приложению используемого подхода к образованию коренных месторождений алмазов.

Схема процесса. Механизм образования этих месторождений в настоящее время общепризнан. Алмазы выносятся в виде ксенокристаллов и вкрапленников в ксенолиты кимберлитовой/лампроитовой магмой (исключения отмечены ниже). Одна из сравнительно ранних схем такого рода приведена в работе [Groves et al., 1987]. Она сводится к выносу предварительно возникших в мантее алмазов кимберлитовой магмой с большой скоростью (порядка 10—100 км/ч), позволяющей им сохраниться (не превратиться в CO_2) до места остановки на малой глубине и быстрого остывания. Магма из очагов меньшей глубинности не проходит через породы, содержащие алмазы.

Скорость перемещения магмы можно объяснить составом породы (таблица): ее выбрасы-

вает вверх водяной пар и углекислый газ. Часто встречаются автолитовые кимберлиты — следы турбулентного потока. Ксенолиты успевают лишь разрушиться, но не все. Наиболее сохранившиеся алмазы — в верхней части трубки и в тонких прожилках кимберлита во вмещающих породах. Здесь максимальна и концентрация алмазов. В литературе рассматриваются и варианты преобразования водно-углекислого флюида в метановодородный через серпентинизацию ультрабазитов [Kamenetski, 2011 и др.], что ведет к взрывообразному ускорению подъема магмы.

С точки зрения АПП приведенная на рис. 1 схема некорректна, так как по умолчанию предполагает постоянное существование астеносферы в нижней половине верхней мантее. Для сохранности алмазов такая модель мало подходит: кондуктивный и флюидный прогрев пород над кровлей астеносферы их ликвидирует, вернее — они и не возникнут. Действительно, граница "графит—алмаз" пересекается при распределении температуры, превышающей солидус на глубине примерно на 170—180 км. Ниже алмазы не возникнут в окисленном метасоматическом ореоле над астеносферой (по данным [Кади́к, 1999], условия в этой ситуации приближаются к буферу QFM).

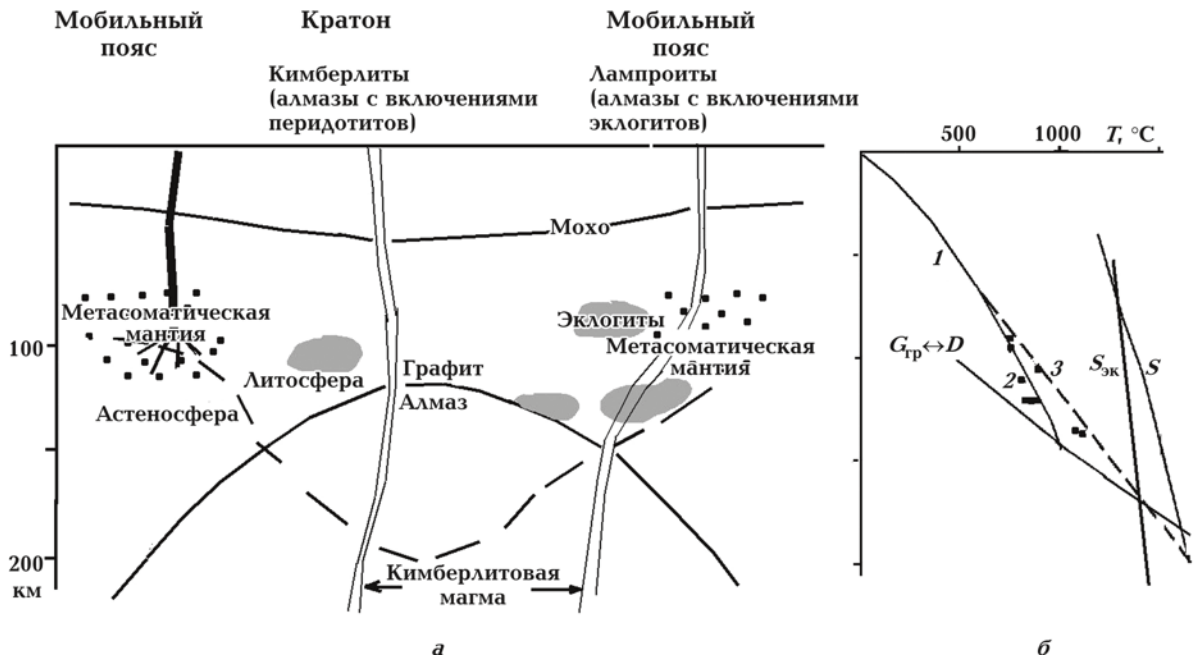


Рис. 1. Схема выноса алмазов в регионах с разными эндогенными режимами, по [Groves et al., 1987], (а) и *PT*-условия в тектоносфере Припятского вала (Украина) (б): 1 — расчетные температуры в мантии платформенного региона с пониженной теплогенерацией пород коры и мантии [Гордиенко, 2012], 2 — экспериментальные данные о температурах образования ксенолитов, вынесенных кимберлитами, по [Цымбал и др., 1983], 3 — стационарное распределение температур, достигающее солидуса на глубине 200 км, Grp-D — условия перехода графит—алмаз, по [Morgan, 1995], S — температура солидуса ультраосновных пород мантии, S_{эк} — температура солидуса эклогита [Бутвина, 2006].

Состав кимберлитов и лампроитов, %

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	28,27	36,20	29	28
TiO ₂	2,45	3,66	1,6	0,6
Al ₂ O ₃	3,52	3,00	6	1,5
Cr ₂ O ₃	0,12	0,24	—	—
Fe ₂ O ₃	6,02	6,50	—	—
MgO	23,06	24,60	27	27
FeO	3,77	3,63	8	6
MnO	0,16	0,09	—	—
NiO	0,11	0,02	—	—
CaO	13,22	3,50	15	15
Na ₂ O	0,20	0,20	0,21	0,40
K ₂ O	1,10	2,15	0,6	0,2
P ₂ O ₅	0,68	1,91	—	0,7
H ₂ O	7,88	13,44	—	7
CO ₂	9,06	0,39	8	13
S	0,18	0,01	—	—

Примечание: 1 — кимберлиты (1020 образцов из трубок Южной Африки), 2 — лампроиты (из трубки Аргайл, Австралия) [Перчук, 2005], 3 — Якутии [Костровицкий, 2010], 4 — Северной Америки [Price et al., 2000].

По АПГ астеносфера возникает на геологически краткое время при поступлении перегретого и частично (незначительно, на уровне, вероятно, 1 %) расплавленного вещества в интервал глубин с кровлей около 200—250 км. В верхней части астенолита за счет поднятия наиболее малоплотной и подвижной его части формируется зона с относительно большей степенью плавления (но с составом, соответствующим низкой степени плавления) и флюидо/газонасыщенностью. Из нее и выносится кимберлитовая магма.

После [Groves et al., 1987] и других близких по содержанию работ, опубликованных примерно в то же время, в схему были внесены существенные дополнения и изменения (например, сейчас очевидно, что и в платформенных условиях кимберлиты выносят много эклогитовых ксенолитов, было даже распространено мнение, что именно они чаще перидотитовых содержат алмазы [Перчук, 2005]), но принципиально она осталась прежней. Используя ее, можно провести такую предварительную оценку перспектив алмазоносности региона.

1. По геоэлектрическим данным достаточной глубинности оценить удельное сопротив-

ление пород верхней мантии в интервале глубин до 200 км, которое даже при незначительном количестве углерода (графита в верхней половине указанного интервала) понижено по сравнению с безграфитовой мантией. Попытки определить наиболее перспективное для алмазоносности распределение сопротивления пород коры и мантии не приводят к уверенным результатам [Полторацкая и др., 1984; Morgan, 1995 и др.].

2. При обнаружении мантийных ксенолитов в коренном залегании или в переотложенном виде определить *PT*-условия их образования. В случае получения указаний на вынос магмы из очага глубже границы "графит—алмаз" регион можно считать подходящим для продолжения поисков. С этой точки зрения, алмазоносность, например, кимберлитов Приазовья [Гейко и др., 2006] маловероятна.

Правило Клиффорда. Здесь уместно остановиться на еще одном приложении АПГ, используя пример территории севера Украины и соседних районов Беларуси. Речь идет о правиле Т. Клиффорда, разработанном на материале Южной Африки и подтверждающемся, по мнению авторов [Специус, Серенко, 1990 и др.], на Сибирской платформе. Согласно ему алмазоносные кимберлиты встречаются на кратонах, неалмазоносные — на их краях или за их пределами. По смыслу используемого материала термин "кратон" следует трактовать [Специус, Серенко, 1990 и др.] как территорию, на которой поверхность кристаллического фундамента сложена породами архея. Правило не отражает сути дела и сужает круг перспективных регионов. С точки зрения АПГ понятно, что ситуация, при которой кимберлитовая магма пересекает максимально возможную мощность алмазосодержащих пород (и резко растет возможность достижения сохранившимися алмазами поверхности), возникает в условиях мантии, холодной в момент выноса магмы. В алмазоносном регионе Южной Африки тепловой поток (ТП) высок, современные температуры в части верхней мантии также повышены. Это не противоречит сохранности алмазов на глубине 150—200 км, так как рост ТП в данном случае обусловлен, скорее всего, современной активизацией, перегревшей преимущественно глубины менее 100 км. Следовательно, здесь не исключены и молодые алмазоносные трубки, известные же относятся к другой геологической эпохе (их возраст в основном 100—300 млн лет).

По данным Ф. В. Каминского [Каминский, 1984], алмазные россыпи и отдельные алмазы из неустановленных источников встречены в герцинидах и альпидах. В Северной и Южной Америке они тянутся вдоль Тихого океана на всем протяжении Анд и Кордильер. Известны находки в Индонезии (о-ва Суматра, Ява, Калимантан), на Урале и во многих других складчатых зонах. В пределах Сибирской платформы также известны районы складчатости (Енисейский кряж, Присаянье, Горный Таймыр, северо-восток Якутии и др.) с алмазоносностью мезо-кайнозойских отложений и современного руслового аллювия, их коренные источники до сих пор не найдены.

Холодная мантия может существовать и вне районов, в которых по той или иной причине денудированы породы вплоть до протерозойского возраста включительно. Прежде всего это касается частей континентов с пониженной радиогенной теплогенерацией пород коры и верхней мантии. К ним относится, например, и северная часть западного склона Украинского щита, большая часть Белорусского массива и, вероятно, часть Припятской впадины [Гордиенко и др., 2006]. Возраст пород фундамента здесь находится на уровне 2 млрд лет, значительные районы были активными в рифейское, вендское и герцинское время. Судя по геоэлектрическим данным, здесь нет аномально высоких сопротивлений пород мантии, графит описан в ксенолитах мантийных эклогитов на одном из кимберлитопроявлений Припятского вала [Цымбал, 1983].

Предположение об алмазоносности региона в общем оправдывается. Не обязательно она промышленная: из известных в мире тысяч кимберлитовых трубок (рис. 2) заметно алмазоносны 200—300, промышленно — около 30, концентрации алмазов в кимберлите — на уровне 10^{-6} по объему. Приблизительно в тех же районах, где найдены алмазы (рис. 3), распространены и их минералы-спутники, прежде всего гранаты. Концентрации алмазов, найденных в осадочных породах, образуют характерные экстремумы в отложениях определенного возраста, позволяя допустить существование двух возрастных групп — рифейской и герцинской [Шумлянский, Квасница, 1992; Калашник, 2010]. Обломки кимберлитов вынесены девонскими трапповыми вулканами, возраст диатрем юго-восточной Беларуси также герцинский. В этом районе выявлены 24 трубки взрыва, сложенные ультраосновными породами, в пяти трубках найдены зерна алмазов размером 0,1—0,3 мм. Мне-

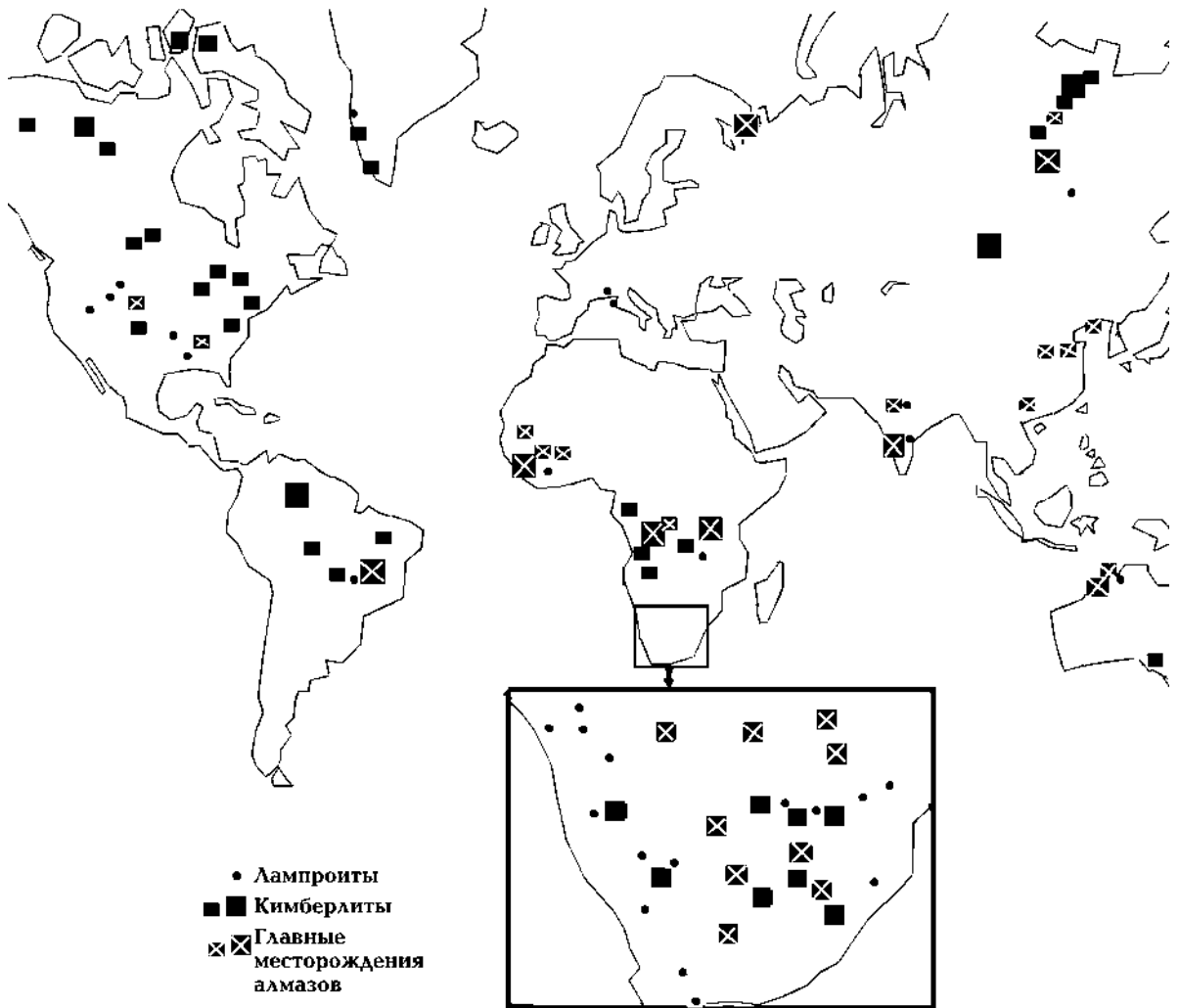


Рис. 2. Поля кимберлитов и лампроитов мира [Groves et al., 1987; Бобров, 2009 а, б и др.].

ние о принадлежности диатрем Жлобинской седловины к вулканам центрального типа, распространенным в тот же период в Припятском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине, на основании которого делается вывод о неглубоких очагах магм [Махнач, 2006], едва ли основательно. В части диатрем седловины (например, Лесневская, Веточка, Цупер) состав пород практически соответствует полям концентраций оксидов кимберлита или лампроита [Веретенников и др., 2001] (рис. 4). В Днепровско-Донецкой впадине герцинские кимберлитоподобные породы имеют глубины очагов не менее 150 км [Гордиенко и др., 2006], оценки глубин захвата ксенолитов под Припятским валом (см. рис. 1, б) также указывают на эту глубину.

Таким образом, несмотря на среднепротерозойский возраст пород поверхности докембрийского фундамента, рассматриваемый ра-

йон не лишен перспектив алмазоносности. Хотя не исключено, что значительные части трубок (особенно верхние апофизы, которые быстро остывают после вторжения и сохраняют на порядок большую концентрацию алмазов, чем материал основного тела трубки [Перчук, 2005]) размыты.

Образование алмазов. Кроме температуры и давления на нуклеацию кристаллов алмаза влияют, естественно, силикатные и несиликатные компоненты состава пород [Федоров и др., 2002; Pearson et al., 2003; Литвин, Бутвина, 2004; Бутвина, 2006; Шушканова, 2007; Бобров, 2009 а, б; Гаранин и др., 2009; Кузьмин, 2009]. Сведения о включениях в алмазах и опыты синтеза показали высокую вероятность того, что некоторые включения полно отражают состав силикат-карбонат-углеродной среды нуклеации. Рост концентрации силикатных компонент со-

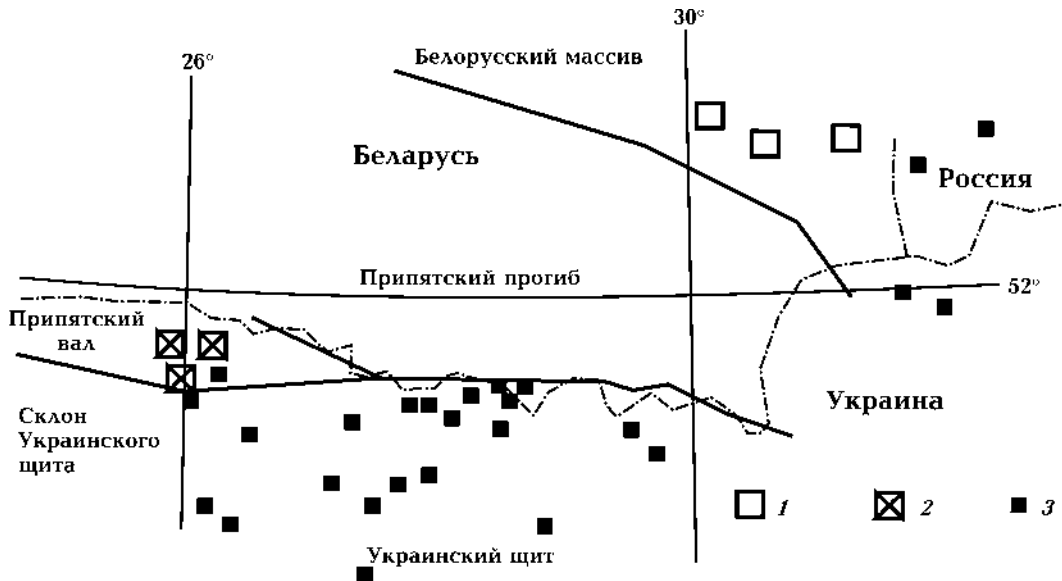


Рис. 3. Некоторые признаки алмазоносности на севере Украины и в прилегающих районах Беларуси и России: 1 — поля диатрем Жлобинской седловины, 2 — районы находок обломков кимберлитов, 3 — места находок мелких алмазов.

кращает интенсивность процесса, может вести к кристаллизации метастабильного графита. Соответственно введена граничная характеристика [Литвин, Бутвина, 2004 и др.] концентрационного барьера нуклеации алмаза (КБНА). Параметр определяется экспериментально в поле переменных *PT*-условий.

Показано, что сульфидные среды по критерию сингенезиса алмазов и первичных вклю-

чений в них не могут быть преобладающими для нуклеации, хотя можно допустить их участие в качестве подчиненного по значению варианта процесса [Шушканова, 2007].

Значительную роль в определении диапазона условий нуклеации играют сведения о "центральных" включениях в их кристаллы [Перчук, 2008], не похожих по составу на "периферийные" макровключения. В их минералах встре-

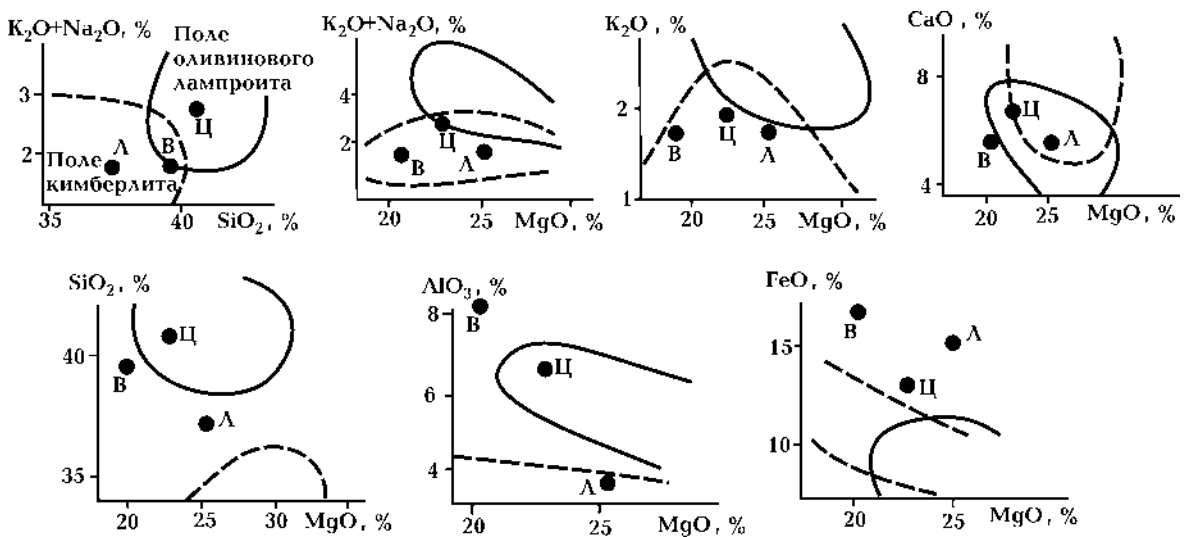


Рис. 4. Сопоставление полей концентраций кимберлитов и оливиновых лампроитов с данными по составу пород диатрем Лесневская (Л), Веточка (В), Цулер (Ц).

чаются микроалмазы, в основном состоящие из рудных, и карбонаты. Выделяются фазы перидотитов (оливин) и эклогитов (омфацит). В первом случае зарождение происходит в среде графит—железо—вюстит—магнезиальный оливин—железо—никелевые сульфиды. Во втором — сульфиды железа—омфацит, возможно, металлическое железо и K-Na-Al-Si расплавы. Обстановка восстановительная, близкая к железовюститовому буферу.

Оценка этих критериев на соответствие АПГ практически невозможна из-за неразработанности необходимой части гипотезы. Более перспективным кажется ее приложение к распределению еще одного параметра среды, существенно влияющего на образование алмаза. Речь идет об изменении по глубине фугитивности кислорода в соответствующих слоях верхней мантии. В общем виде следовало бы говорить о величине редокс-фактора ($fH = (Eh + 0,06 pH) \times 0,03$, где 0,03 — постоянная величина для системы при 30 °C). Окисленность растет с увеличением fH [Симаков, 1998]. Однако удобнее пользоваться разработанной системой минералогических фугометров [Симаков, 1994; Симаков, Никитина, 1995 и др.].

Распространено мнение, что окислительно-восстановительные условия на одной глубине в мантии существенно изменяются во времени [Симаков, 2003 и др.]. "Для древней мантии были характерны высоковосстановительные условия, отвечающие значениям fO_2 , близкими к условиям равновесий с участием металлической Fe-Ni фазы, а с течением времени мантия становилась все более окисленной [Кадик, 1999 и др.]. Значения fO_2 равновесий с участием металлоуглеродных расплавов близки буферу INW. Поэтому можно предположить, что кристаллизация алмазов в древней мантии Зем-

ли происходила из гетерогенных магматических расплавов, содержащих Fe и Ni в свободном состоянии, что снижало пороговые PT -параметры образования алмазной фазы" [Федоров и др., 2002, с. 3].

Однако развитие кимберлитового вулканизма происходило в разные геологические эпохи. Существуют признаки проявления алмазоносных кимберлитов в докембрии, о чем свидетельствуют факты нахождения алмазов в клатических породах докембрийского и нижнепалеозойского возраста ("филлиты" в Бразилии, докембрийские конгломераты Витватерсранда в Южной Африке, в Индии, нижнеордовикские отложения на Урале). Известные в настоящее время кимберлиты в Африке имеют мезозойский возраст. На Сибирской платформе известны кимберлиты допермские, триас-нижнеюрские и верхнеюрско-меловые. Данные о возрастах кимберлитов (в том числе алмазоносных), по [Heaman et al., 2003], приведены на рис. 5.

Согласно АПГ коромантийный обмен при активном теплопереносе очень значителен, поэтому трудно допустить столь радикальные временные изменения. Кроме того, гипотеза предполагает примерное постоянство глубин кровли зон частичного плавления при каждой из активизаций [Гордиенко, 2012].

Над очагом частичного плавления возникают "метасоматиты позднего этапа", куда выносятся заметная часть окисленных флюидов, образовавшихся при плавлении. Ниже в очаге частичного плавления при кристаллизации имевшейся вначале жидкости формируются "метасоматиты раннего этапа" с пониженной фугитивностью кислорода, в которых вода восстанавливается до водорода, углекислый газ — до углерода. Причиной этого процесса представляется "отвлечение" кислорода для образова-

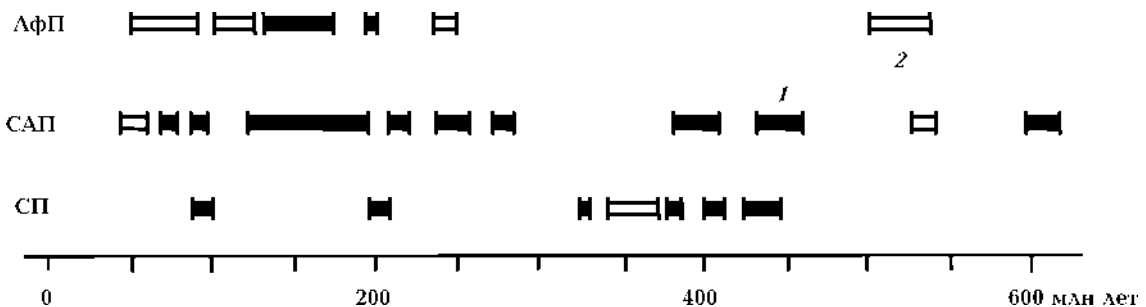


Рис. 5. Возрасты проявлений кимберлитового магматизма в венде и фанерозое на платформах: Сибирской (СП), Северо-Американской (САП) и Африканской (АфП). Кимберлиты: 1 — неалмазоносные, 2 — алмазоносные.

ния тетраэдров $[\text{SiO}_4]^{4-}$, служащих каркасом твердых силикатов. Концентрации всех перечисляемых компонент незначительны, процесс восстановления углерода оказывается более полным, параллельно с сокращением $f\text{O}_2$ остаточный флюид относительно обогащается водой по сравнению с метаном и углекислым газом.

Термины "поздний" и "ранний" метасоматоз в свете изложенных представлений не кажутся удачными, по времени первый, скорее всего, возникает при очередной активизации несколько раньше второго. Однако различие это несущественно, метасоматиты (тоже не очень точный термин) близки по возрасту на каждом этапе тепломассопереноса. Суммарное воздействие многих этапов закрепляет границу между интервалами глубин (мощностью в первые десятки километров) с разной окисленностью. Хотя накопление контраста и сглаживается поступлением в рассматриваемый интервал глубинного вещества на определенном этапе активного процесса.

Экспериментальные данные демонстрируют заметное влияние $f\text{O}_2$ на алмазообразование [Симаков, 1994, 2003; Славинский, 1994; Симаков, Никитина, 1995 и др.] (рис. 6, 7).

Картина не очень четкая, алмазоносные парагенезисы оказываются внутри неалмазонос-

ных или несколько выходят за их пределы, что демонстрирует, в частности, неабсолютность КБНА. При использовании природных парагенезисов различия несколько увеличиваются.

Предельная окисленность алмазоносных пород, по мнению авторов, оказывается близка к барьеру Этглера, т. е. заметно меньше QFM. Тем не менее различия между средними значениями $\lg f\text{O}_2$ алмазоносных и неалмазоносных образцов составляют всего 1,7 при погрешности определения параметра [Никитина, 1994 и др.] около 1,0—1,2.

Несмотря на столь расплывчатые результаты можно попытаться проверить высказанное на основе АПГ предположение о приуроченности основного интервала глубин алмазообразования к верхней части периодически возникающего магматического очага, изменившего окисленность пород мантии. Учитывая данные о типичных глубинах очагов [Гордиенко, 2012], максимум должен быть приурочен к 150—170 км, ниже и выше $f\text{O}_2$ должна расти, а количество алмазов сокращаться.

Данные о величине $\lg f(\text{O}_2) - \lg(\text{QFM})$, приводимые в работе [Симаков, 2003] для перidotитовых и эклогитовых парагенезисов на глубине 100—250 км, обнаруживают очень значительный разброс. Усредняя их в интервалах глу-

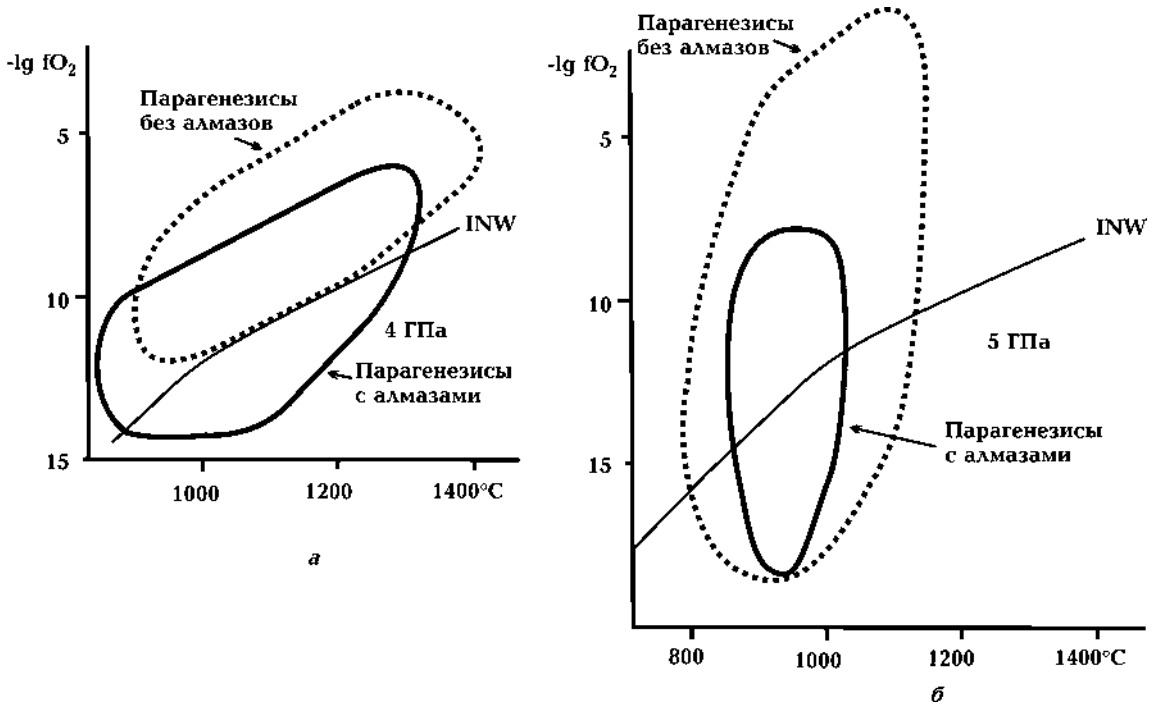


Рис. 6. Зависимость алмазоносных парагенезисов от $\lg f\text{O}_2$ и температуры для разных силикатных сред верхней мантии: а — лерцолиты, б — эклогиты.

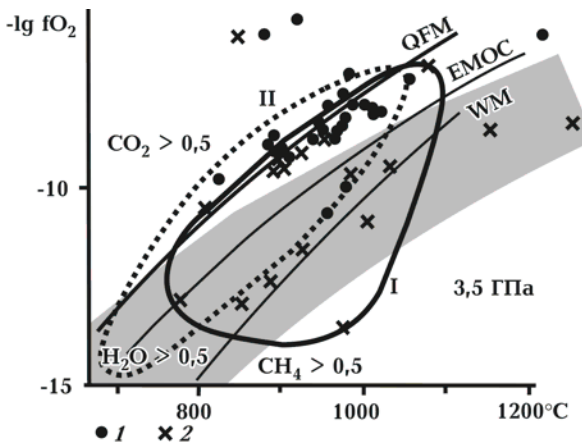


Рис. 7. Связь алмазности с окисленностью среды: 1, 2 — образцы (1 — без алмазов, 2 — с алмазами), I, II — контуры областей алмазных и неалмазных параметров соответственно. EMOC — барьер Эгглера [Eggler, 1983].

бин 125—150 и 150—175 км, где концентрация результатов максимальна (можно использовать примерно по 50—60 определений фугитивности кислорода), получим, что выше границы рассматриваемая величина составляет –2,3, ниже — –3,0.

Разница в принципе подтверждает анализируемое предположение, но слишком незначительна, едва ли превосходит погрешность (согласно работе [Симаков, Никитина, 1995 и др.], она достигает 1). Сама по себе процедура осреднения $\lg fO_2$ не является корректной.

Глубина расположения алмазов до их захвата кимберлитовой магмой может быть установлена при нахождении его кристалла в ксенолите или при включении минералов вмещающей породы в кристалл. В литературе таких образцов описано не очень много, автору удалось собрать около 90 [Специус, Серенко, 1990; Никитина, 1994; Славинский, 1994; Симаков, Никитина, 1995; Симаков, 1994, 2003; Манаков, 2001; Бобров, 2009 а, б и др.]. Их распределение по глубине представлено на рис. 8.

Полученный результат не очень выразительный, впрочем, другого трудно ожидать при погрешности определения глубины около 15 км [Никитина, 1994 и др.] и неравномерности распределения глубин ксенолитов, вынесенных кимберлитами. Максимум распределения на глубине 150—170 км может быть обеспечен причинами, посторонними по отношению к предполагаемой.

Таким образом, прогнозируемый АПГ эффект находит подтверждение, но на низком уров-

не достоверности, связанном со спецификой используемых данных.

Глубина первичных очагов кимберлитовой магмы. В типичных случаях кимберлитовая магма поступает в приповерхностную часть коры из мантийных очагов на глубине 100—250 км. Условие сохранности алмазов в ней является не только очень быстрое всплывание, но и недолгое нахождение в очаге (см. выше). Логично предположить, что магма приходит из первичных очагов на гораздо больших глубинах, лишь приостанавливаясь перед броском к поверхности. Высказывается мнение [Перчук, 2005 и др.] о расположении этого очага на границе ядро—мантия. Этот раздел в последние годы становится все более популярным местом, в которое можно поместить источники всех непонятных процессов без риска проверки правильности такой операции.

С точки зрения АПГ появление кимберлитовой магмы в указанном интервале глубин происходит вследствие “мобилизации” жидкости и газа в только что остановившемся здесь астенолите (вероятно, состоящем из одного кванта тектонического действия (КТД) или небольшого числа таких квантов [Гордиенко, 2012 и др.]), поднявшемся из очага у подошвы верхней мантии. Таким образом, речь идет о случае двухэтажной адвекции, необходимость которой продемонстрирована в нескольких случаях анализа глубинных процессов на территории Украины и, в частности, для герцинской активизации потенциально алмазоносного района севера Украины и юга Беларуси. Вероятный интервал глубин такого первичного очага располагается примерно в диапазоне 350—

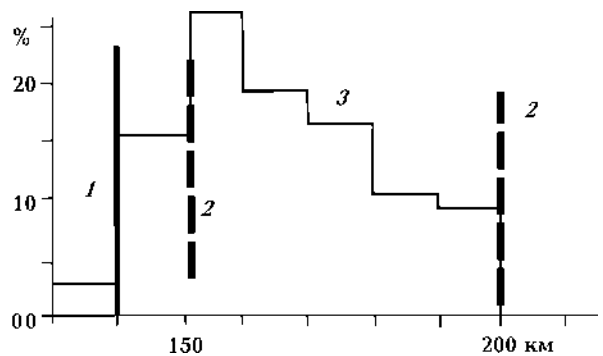


Рис. 8. Гистограмма распределения алмазов по глубине: 1 — положение границы “графит—алмаз” для большинства районов отбора данных, 2 — глубина кровли магматических очагов по АПГ, 3 — гистограмма распределения концентрации алмазов.

450 км. Есть смысл поискать следы перемещения вещества между очагами.

Их можно обнаружить в данных о *PT*-условиях образования включений в алмазы Гвинеи и трубки Премьер из ЮАР. Возможно, что эти алмазы были захвачены частично расплавленным веществом, поднимавшимся из прогнозированного по АПГ интервала глубин непосредственно над подошвой верхней мантии. На максимальную глубину образования минеральной ассоциации ксенолита (рис. 9) указывают и данные, относящиеся к Южной Африке [Haggerty, Sautter, 1990]. Сведения о существенно больших глубинах (более 600 км) образования ксенолитов, вынесенных на поверхность магмами Соломоновой островной дуги [Collerson et al., 2000], вызывают много вопросов в смысле достоверности, сейчас их использование кажется преждевременным. Тем более что те же составы мейджоритовых гранатов истолковываются другими авторами (проведшими, в частности, исследования в широком диапазоне давлений и температур [Harte, 2010 и др.]) иначе.

Реальный диапазон глубин существования мейджоритового граната, включения которого встречаются в алмазах, устанавливается по данным экспериментов [Irifune, 1987 и др.], позволяющим изучить отношение $Al+Cr/Si$ в зависимости от давления [Stachel, 2001]. Использовались образцы из разных частей Африки, Бразилии и других регионов. В результате получены глубины, соответствующие подошве верхней мантии в активизированном регионе (рис. 10).

Гранаты устойчивы только на глубинах больше 200 км, но в составе эксгумируемых экло-

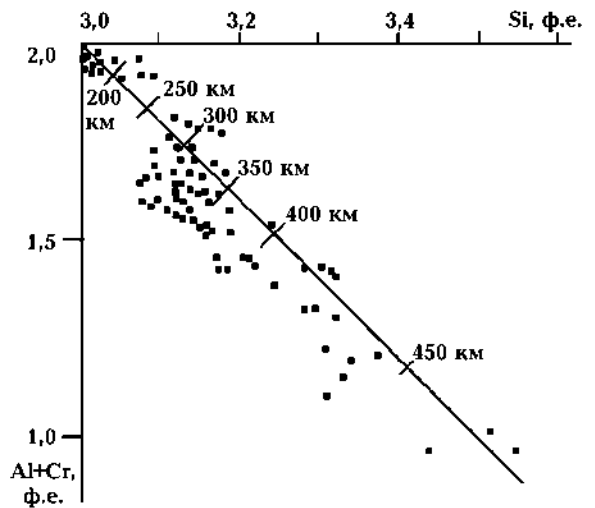


Рис. 10. Глубины образования мейджоритовых гранатов [Бобров, 2009 а, б и др.].

гитов достигают поверхности [Van Roermund, Dgury, 1998] и без кимберлитовой магмы, т. е. скорость эксгумации достаточна для их сохранения. Приведенные данные прямо указывают на глубину подошвы верхней мантии (и скачка скорости распространения сейсмических волн) под докембрийской платформой в фанерозое. В отличие от распространенного мнения она находится не на 410, а на ~450 км (с учетом погрешности не менее 20 км), что соответствует результатам наиболее обоснованных определений этого параметра [Zhao et al., 1999; Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I., 2006] под Сибирской платформой и Южной Африкой.

Согласно АПГ алмазы были в составе порции вещества с незначительной степенью частичного плавления (порядка 1%), которая переместилась снизу (из первичного очага на глубине около 400—500 км) в интервал глубин с кровлей примерно на 200—250 км. Здесь произошла дифференциация и сепарация магмы, приобретшей черты кимберлитового расплава и вынесенной к поверхности. По дороге она захватила ксенолиты на промежуточных глубинах, в том числе из тела самого КТД.

Весь процесс был очень быстрым, не похожим на обычную процедуру формирования очага, при которой успевают возникнуть измененные породы в заметном по мощности слое над ним. Не исключено, что здесь играет роль вовлечение в плавление эклогитов, образовавшихся из коровых базитов. На глубине около 200 км они практически уравниваются по плотности с другими мантийными породами, глубже едва ли погружаются. Температура плавления этих

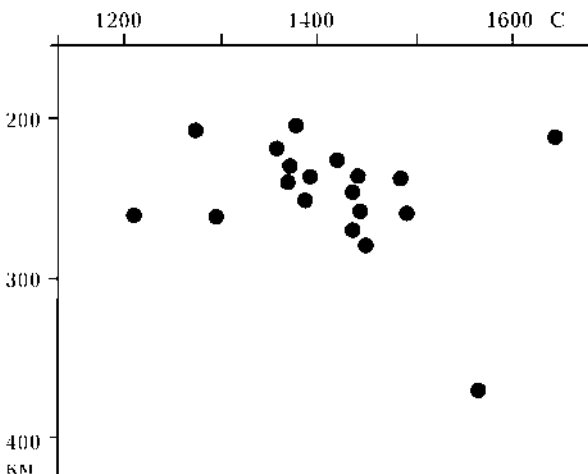


Рис. 9. Глубины и температуры образования включений в алмазах Гвинеи и трубки Премьер (ЮАР) [Бобров, 2009 а, б и др.].

образований существенно ниже, чем перидотита, в этом случае легче ожидать обогащения расплава рядом необычных для мантии компонент.

Экзотические проявления коренных алмазов. Приводимые ниже два варианта алмазопоявлений в настоящее время не рассматриваются в качестве возможных разновидностей месторождений, т. е. скоплений алмазов, пригодных для рентабельной разработки. Все же краткого упоминания они заслуживают.

Накопилось достаточно много сведений об обнаружении алмазов, возникших в совершенно иных *PT*-условиях, чем рассмотренные выше. Они встречены не в кимберлитах, а в обычных породах земной коры, возникших при температуре около 700 °С и давлении > 2 ГПа в ходе метаморфизма древних осадков и прорывающих их траппов [Перчук, 2005 и др.]. Результаты экспериментов последних лет подтвердили возможность синтеза микроалмазов и роста их кристаллов за счет углерода карбонатов в присутствии некоторых оксидов. Изучена возможность алмазообразования за счет эволюции карбонатно-силикатных, флюидно-карбонатитовых и щелочно-карбонатных многокомпонентных систем. Результаты положительны: образование алмазов возможно при относительно низких значениях давлений и температур в восстановительной среде в условиях неравновесности [Каржавин, 2010 и др.]. Вероятно, для сохранения результата преобразования необходимо предположить быстрое перемещение продуктов такой эволюции в область низких температур. В породе появляются псевдоморфозы графита по алмазу [Перчук, 2008]. Кроме того, наночастицы алмаза могут и возникать, и стабилизироваться (предположительно под влиянием азота) при $T = 350 \div 500$ °С и $P = 1 \div 1000$ атм [Симаков и др., 2008].

С точки зрения АПГ приведенные выше *PT*-условия представляются вполне реальными. Они достигаются в недрах активизированной коры при внутрикоревой адвекции [Гордиенко, 2012 и др.]. В частности, подобные величины нагрева в верхней части коры представлены на рис. 11.

В моменты активизаций температуры на соответствующих глубинах были выше, а в настоящее время породы, условия образования которых для какого-то этапа зафиксированы в координатах давления и температуры, находятся на поверхности.

Отметим, что и образование кимберлитов и лампроитов сопровождается особенностями, не-

которые из которых указывают на возможность "нестандартного" процесса: "1. Почти полное отсутствие термального метаморфизма в приконтактных породах и ксенолитах. 2. Присутствие окатанных и полукатанных ксенолитов, количество которых нередко составляет более 60%. 3. Присутствие ксенолитов приповерхностных пород на глубоких горизонтах трубчатых тел. 4. Отсутствие лавовых потоков близ стволовых структур и вулканических конусов (не считая небольших туфовых валов по периметру). 5. Уменьшение количества алмазов на глубину и сохранность их в предполагаемом ультраосновном расплаве с температурой более 1000 °С. 6. Наличие в породах некоторых минералов (доломита) из обломков вмещающих пород, существование которых возможно лишь при температуре ниже 500 °С. 7. Наличие в некоторых трубках промышленных содержаний алмаза во вмещающих породах на первых 10 м от контакта. 8. Алмазоносность ксенолитов, не только глубинных пород, но и кснообломков пород вмещающей рамы. 9. Необычно большую, для изверженных пород, изменчивость химического состава и карбонатит-серпентинитовый состав связующей массы вплоть до глубин 1200—1500 м. 10. Наличие ограниченных монокристаллов свежего оливина, округлых пластин свежего флогопита и микролитов карбоната, включенных в сильно измененные породы. 11. Обогащенность кимберлитов несоместимыми элементами (когерентными и некогерентными). 12. Присутствие большого количества пластически деформированных и механически поврежденных кристаллов алмаза, а также необычную — морковевидную форму тел. 13. Наличие твердых и жидких битумов, капельно-жидкой нефти, а также газовых углеводородов в некоторых трубках" [Кузьмин, 2009, с. 3—4].

Вероятно, по-другому образовались породы, включающие минералы, "... которые могли возникнуть лишь при очень высоких значениях давления, соответствующих глубинам более 120 км. Среди таких минералов мелкий алмаз, часто встречающийся в сростках с цирконом (Zr_2SiO_4) и Mg-Са-карбонатами, коэсит (высокобарная форма кремнезема), глиноземистые сфен (твердый раствор систем Al_2O_3 — $CaTiO_3$) и рутил (TiO_2 — Al_2O_3), а также калийсодержащий клинопироксен (твердый раствор $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$ — $KAlSi_2O_6$). Такие аномальные явления пока не нашли физического объяснения: нам неизвестен механизм, который позволил бы погрузить крупные массы континентальной коры в верхнюю мантию

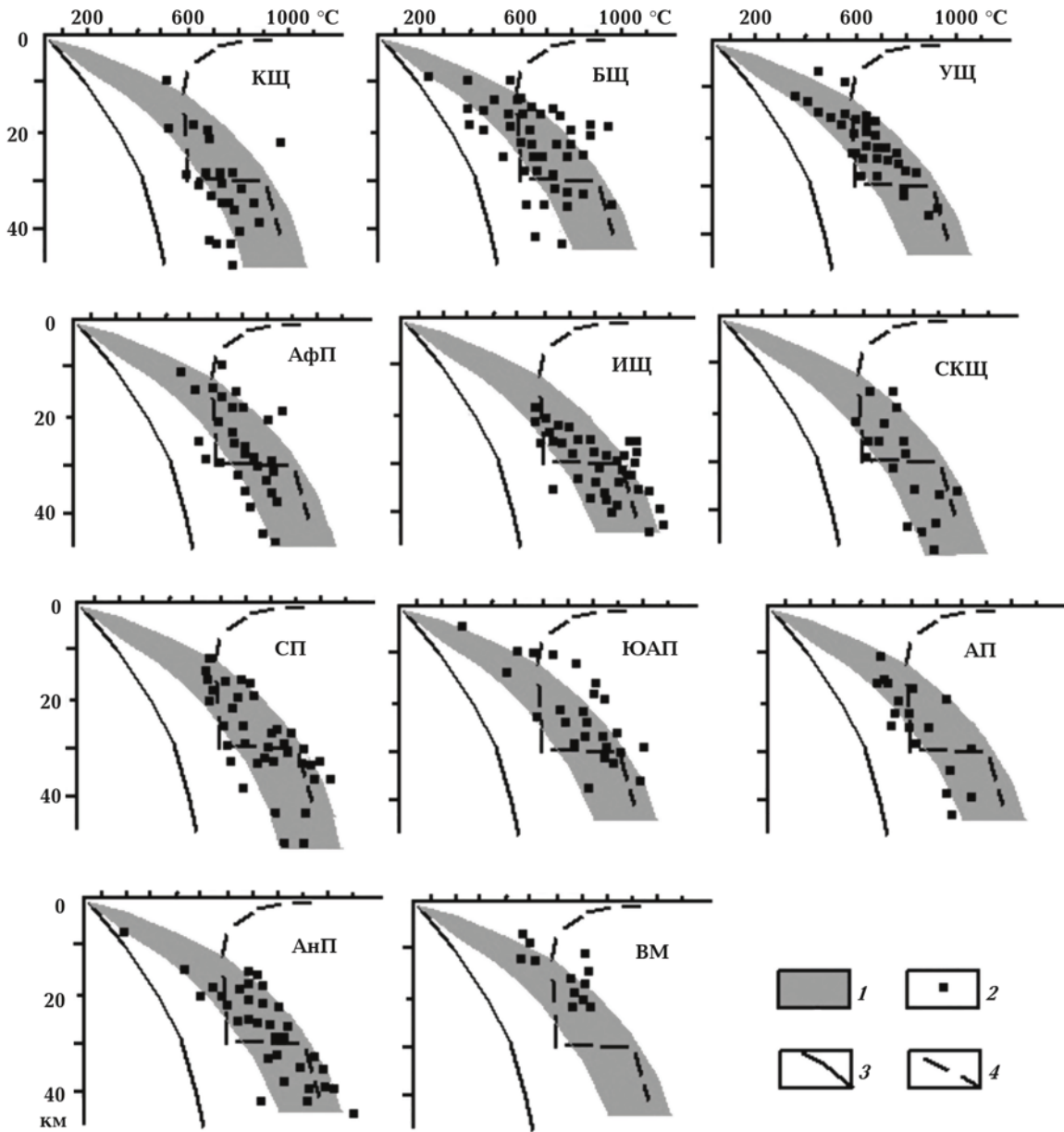


Рис. 11. Сравнение расчетных (1) и экспериментальных (2) данных о распределении температуры в коре докембрийских регионов: 3 — фанерозойское распределение температуры в коре платформы для нормальной теплогенерации, 4 — температуры солидуса пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Регионы: КЩ — Канадский щит, БЩ — Балтийский щит, УЩ — Украинский щит, ИЩ — Индийский щит, СКЩ — Сино-Корейский щит, АфП — Африканская платформа, СП — Сибирская платформа, ЮАП — Южно-Американская платформа, АП — Австралийская платформа, АнП — Антарктическая платформа, ВМ — Воронежский массив.

на глубину более 120 км и вернуть их на дневную поверхность" [Перчук, 1997, с. 72]. Блоки пород с подобной тектонометаморфической историей в случае, если давления на пике метаморфизма достигали поля устойчивости коэсита, называют метаморфическими террейнами сверхвысоких давлений (УНРМ-террейнами).

В настоящее время известно около 20 метаморфических комплексов, содержащих коэсит [Liou et al., 2004] или псевдоморфозы кварца по коэситу.

При температурах в мантии (рис. 12), характерных для пассивной платформы с низкой теплогенерацией в породах коры и верхней ман-

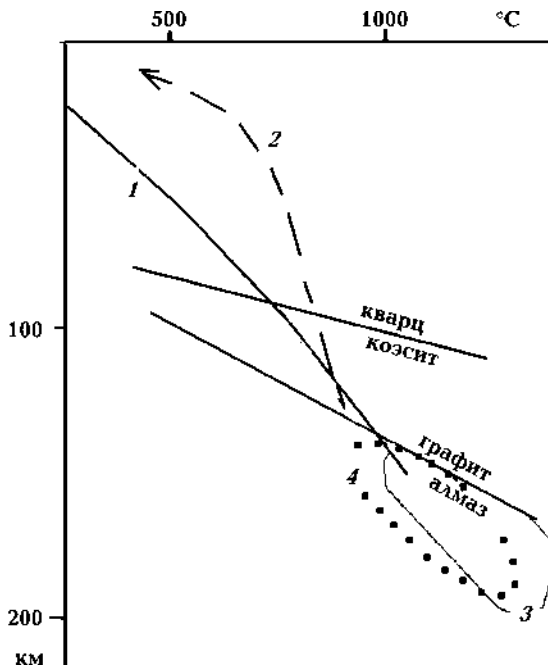


Рис. 12. Сопоставление распределения температур в холодной мантии (см. рис. 1) с условиями преобразований графит—алмаз и кварц—коэзит: 1 — минимальная температура под платформой, 2 — *P-T*-условия эксгумации эклогитов Кокчетавской глыбы, 3, 4 — параметры среды по данным центральных включений в алмазах [Бобров, 2009а, б] для парагенезисов (3 — эклогитового, 4 — перидотитового).

тии, рассматриваемые комплексы должны подниматься с глубин не менее 130 км. Именно с этой глубины поднимается эклогитовый комплекс Кокчетавской глыбы — один из наиболее

Список литературы

Бобров А. В. Включения в алмазе и алмазоносные породы // *Материалы ISES-2009*. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2009 а. — С. 1—22.

Бобров А. В. Минеральные равновесия алмазообразующих карбонатно-силикатных систем: Автореф. ... д-ра геол.-мин. наук / МГУ. — Москва, 2009 б. — 44 с.

Бутвина В. Г. Экспериментальные исследования фазовых равновесий и алмазообразования в эклогит-карбонат-сульфидных системах: Автореф. ... канд. геол.-мин. наук / МГУ. — Москва, 2006. — 144 с.

Веретенников Н. В., Корзун В. П., Лапцевич А. Г., Михайлов Н. Д. Петрология трубок взрыва Жло-

бных изученных УНРМ-террейнов. Стартовая температура — около 900 °С, т. е. эксгумация происходит в платформенных условиях. Данные о температурах на промежуточных глубинах [Геря, 1999] позволяют определить скорость перемещения в этой части адвекционной ячейки. Однако для характеристики остальных параметров процесса информации еще недостаточно. Несомненно, этот феномен подлежит специальному анализу, но, скорее всего, не как создающий потенциальные источники алмазов, а как след своеобразного глубинного процесса, который едва ли сводится к реализации гравитационной неустойчивости [Геря, 1999; Перчук, 2005 и др.].

Выводы. Проведенный анализ проблематики коренных месторождений алмазов показал, что использование представлений АПГ дает возможность полнее понять происходящие в тектоносфере процессы алмазообразования, зарождения кимберлитовой магмы, транспортировки ксенокристаллов и ксенолитов к поверхности.

1. Показана ограниченность правила Клиффорда, что несколько увеличивает перспективы алмазоносности севера Украины и юга Беларуси.
2. Намечены интервалы глубин, максимально благоприятные для образования алмазов.
3. Оценены глубины первичных магматических очагов, предшествующих собственно кимберлитовому магматизму.
4. Рассмотрено соответствие *P-T*-условий коры и верхних горизонтов мантии алмазообразованию.

бинского поля (Беларусь) // *Литасфера*. — 2001. — № 1. — С. 46—55.

Гаранин В. К., Бовкун А. В., Гаранин К. В. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. — Москва: ГЕОС, 2009. — 498 с.

Гейко Ю. В., Гурский Д. С., Лыков Л. И., Металиги В. С., Павлюк В. Н., Приходько В. А., Цымбал С. Н., Шимкив Л. М. Перспективы коренной алмазоносности Украины. — Киев; Львов: Центр Европы, 2006. — 223 с.

Геря Т. В. *P-T* тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук / МГУ. — Москва, 1999. — 282 с.

- Гордиенко В.В. Процессы в тектоносфере Земли (Адвекционно-полиморфная гипотеза). — Saarbrücken: LAP, 2012. — 256 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Корвін пресс, 2006. — 142 с.
- Кагик А.А. Влияние окислительно-восстановительного состояния планетарного вещества на формирование углеродо-насыщенных флюидов в верхней мантии Земли // Вестн. ОГТГН РАН. — 1999. — № 4 (10). — С. 65—85.
- Калашник А.А. Минералогенический потенциал широтных разломных зон Украинского щита // Мінеральні ресурси України. — 2010. — № 2. — С. 24—35.
- Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. — Москва: Недра, 1984. — 173 с.
- Каржавин В.К. Алмазообразование в карбонат-щелочных породах // Физико-химические и петрологические исследования в науках о Земле. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2010. — С. 165—169.
- Костровицкий С.И. Петрохимические типы кимберлитов и их минералогия // Материалы ISES-2010. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2010. — С. 1—17.
- Кузьмин Н.А. Перспективы коренной алмазоносности нижнего Приангарья на основе газово-флюидной модели формирования месторождений алмазов. — Красноярск, 2009. — 102 с.
- Литвин Ю.А., Бутвина В.Г. Алмазообразующие среды в системе эклогит-карбонатит-сульфид-углерод по данным экспериментов при 6,0—8,5 ГПа // Петрология. — 2004. — 12, № 4. — С. 426—438.
- Манаков А.В. Вещественные модели верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. — 2001. — № 11. — С. 46—54.
- Махнач А.С. О проблеме алмазоносности территории Беларуси // Литасфера. — 2006. — № 2. — С. 69—75.
- Никитина Л.П. Реконструкция термальных режимов в мантии по ксенолитам в кимберлитах и оценка алмазоносности кимберлитов // Докл. РАН. — 1994. — 336, № 2. — С. 241—244.
- Перчук А.А. Расплавные включения в гранате из алмазоносного гнейса, Рудне горы, Германия // Докл. РАН. — 2008. — 421, № 1. — С. 95—97.
- Перчук А.А. Геотермобарометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верхней мантии Земли // Сорос. образоват. журн. — 1997. — № 7. — С. 64—72.
- Перчук А.А. О чем могут рассказать ксенолиты из кимберлитов и трапзов? — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2005. — web.ru/db/msg.html?mid=1153763&uri=page4.htm.
- Полторацкая О.А., Панрин В.П., Попов Г.И. Западно-Якутская аномалия электропроводности // Коровые аномалии электропроводности. — Ленинград: Недра, 1984. — С. 116—122.
- Симаков С.К. Гранат-ортопироксен-оливиновый фугометр для мантийных перидотитов // Докл. РАН. — 1994. — 336, № 2. — С. 245—247.
- Симаков С.К. Физико-химические условия образования алмазоносных парагенезисов эклогитов: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук / МГУ. — Москва, 2003. — 239 с.
- Симаков С.К., Дубинчук В.Т., Новиков М.П., Дроздова И.А. Образование алмаза и алмазоподобных фаз из углеродсодержащего флюида при PT-параметрах, соответствующих процессам в земной коре // Докл. РАН. — 2008. — 421, № 1. — С. 98—100.
- Симаков С.К., Никитина Л.П. Связь алмазоносности ксенолитов с окислительно-восстановительными условиями верхней мантии // Геохимия. — 1995. — № 2. — С. 161—173.
- Славинский В.В. Двупироксеновая барометрия пород верхней мантии // Докл. РАН. — 1994. — 335, № 1. — С. 91—94.
- Специус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. — Москва: Наука, 1990. — 272 с.
- Федоров И.И., Челуров А.А., Багрянцев Д.Г. Окислительно-восстановительные условия устойчивости расплавов Fe-C, Fe-Ni-C при высоких PT-параметрах и образование алмаза // Вестн. отделения наук о Земле РАН. — 2002. — № 1. — www.scgis.ru/russian/cp1251.
- Цымбал С.Н. Кимберлиты центральной части Припятского вала // Минералог. журн. — 2003. — № 5/6. — С. 40—56.
- Цымбал С.Н., Вуйко В.И., Иванов И.Н., Метал

- lugu C. B.* Гранаты глубинных минеральных ассоциаций центральной части Припятского вала // Минералог. журн. — 1983. — № 2. — С. 67—78.
- Шумлянский В. А., Квасница В. П.* Платформенный магматизм и алмазоносность юго-запада Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1992. — № 2. — С. 17—26.
- Шушканова А. В.* Экспериментальные исследования сульфид-силикат-карбонат-углеродных систем в связи с проблемой генезиса алмаза: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / МГУ. — Москва, 2007. — 23 с.
- Collerson K., Napugoda S., Kamber B., Williams Q.* Rocks from the Mantle Transition Zone: Majorite-Bearing Xenoliths from Malaita, Southwest Pacific // Science. — 2000. — **288**. — P. 1215—1223.
- Eggler D.* Upper mantle oxidation state: Evidence from olivine-orthopyroxene-ilmenite assemblages // Geophys. Res. Lett. — 1983. — **10**, № 5. — P. 365—368.
- Groves D., Ho E., Rock N., Barley M., Muggeridge M.* Archean cratons, diamond and platinum: Evidence for coupled long-lived crust—mantle systems // Geology. — 1987. — № 15. — P. 801—805.
- Haggerty S., Sautter V.* Ultradeep (Greater Than 300 Kilometers), Ultramafic Upper Mantle Xenoliths // Science. — 1990. — **248**. — P. 993—996.
- Harte B.* Diamond formation in the deep mantle: the record of mineral inclusions and their distribution in relation to mantle dehydration zones // Mineral. Mag. — 2010. — **74**, № 2. — P. 189—215.
- Heaman L., Kjarsgaard B., Creaser R.* The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration // Lithos. — 2003. — **71**. — P. 153—184.
- Irifune T.* An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the construction of the mantle // Phys. Earth Planet. Int. — 1987. — **45**. — P. 324—336.
- Kamenetski D.* Volatiles in the kimberlite melt — what drives ascent and causes explosive eruption // Материалы ISES-2011. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2011.
- Liou J., Tsujimori T., Zhang R., Katayama I., Maruyama S.* Global UHP Metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan Model // Int. Geology Rev. — 2004. — **46**. — P. 1—27.
- Morgan P.* Diamond exploration from the bottom up: regional geological signatures of lithosphere conditions favorable for diamond exploration // J. Geochem. Explor. — 1995. — **53**. — P. 145—165.
- Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I.* Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // Tectonophysics. — 2006. — **416**. — P. 33—52.
- Pearson D., Canil D., Shirey S.* Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // Treatise on Geochemistry. — 2003. — **2**. — P. 171—276.
- Price S., Russell J., Kopylova M.* Primitive Magma From the Jericho Pipe, N. W. T., Canada: Constraints on Primary Kimberlite Melt Chemistry // J. Petrol. — 2000. — **41**, № 6. — P. 789—808.
- Simakov S. K.* Redox state of Earth's upper mantle peridotites under the ancient cratons and its connection with diamond genesis // Geochim. Cosmochim. Acta. — 1998. — **62**. — С. 1811—1820.
- Stachel T.* Diamonds from the asthenosphere and the transition zone // European. J. Mineral. — 2001. — № 13. — P. 883—892.
- Van Roermund H., Drury M.* Ultra-high pressure ($P > 6$ GPa) garnet peridotites in Western Norway: exhumation of mantle rocks from > 185 km depth // Terra Nova. — 1998. — **10**, № 6. — P. 295—301.
- Zhao M., Langston C., Nyblade A. Owens T.* Upper mantle velocity structure beneath southern Africa from modeling regional seismic data // J. Geophys. Res. — 1999. — **104**, B3. — P. 4783—4794.