

Contents

Vol. 49, No. 6, 2007

Simultaneous English language translation of the journal is available from Pleiades Publishing, Ltd.
Distributed worldwide by Springer. *Geology of Ore Deposits* ISSN 1075-7015.

Diamond Resource Potential of Kimberlites from the Zimny Bereg Field, Arkhangel'sk Oblast <i>V. A. Kononova, Yu. Yu. Golubeva, O. A. Bogatkov, and A. V. Kargin</i>	483
Two Types of Magma Sources of Rare-Metal Alkali Granites <i>V. I. Kovalenko, V. V. Yarmolyuk, A. M. Kozlovsky, V. P. Kovach, E. B. Sal'nikova, A. B. Kotov, and N. V. Vladykin</i>	506
Hydrothermal Alteration and Sulfide Mineralization in Gabbroids of the Markov Deep (Mid-Atlantic Ridge, 6° N) <i>E. V. Sharkov, S. S. Abramov, V. A. Simonov, D. I. Krinov, S. G. Skolotnev, V. E. Bel'tenev, and N. S. Bortnikov</i>	535
Geology and Structural Features of Vein-Type Lead and Zinc Deposits <i>E. M. Nekrasov</i>	559
Contents to Volume 49, 2007	571
Author Index to Volume 49, 2007	575

УДК 553.81:553.061.12

АЛМАЗОНОСНОСТЬ КИМБЕРЛИТОВ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО ПОЛЯ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2007 г. В. А. Кононова, Ю. Ю. Голубева, О. А. Богатиков, А. В. Каргин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

Поступила в редакцию 14.07.2007 г.

Сопоставлены кимберлиты трех проявлений (Золотицкое, Верхотинское, Кепинское) с разными содержаниями алмазов Зимнебережного поля (Архангельская область) с целью выявления петро-геохимических критериев алмазоносности. Проведено детальное петрографо-геохимическое изучение новой коллекции образцов (21 образец) высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба, отобранных с глубины 207–940 м из девяти скважин, характеризующих состав центральной и западной частей трубки. Все образцы изучены с применением комплекса прецизионных аналитических методов (изотопия Sr, Nd, Pb; ICP-MS-геохимии и др.). Установлены вариации состава кимберлитов, которые обусловлены изменением структурно-морфологического типа пород: наиболее четко порфировые кимберлиты (ПК) отличаются от автолитовых кимберлитовых брекчий (АКБ). Автолиты (АВ) и ПК обогащены Th, U, Nb, Ta, La, Ce, Pr, P, Nd, Sm, Eu, Ti, легкими и средними REE, тогда как содержание HREE довольно близко во всех структурно-морфологических типах кимберлитов. Пространственные (центр – периферия трубки) вариации состава одного и того же структурно-морфологического типа кимберлита в пределах трубки не наблюдались. В Зимнебережном поле состав кимберлитов и их алмазоносность заметно меняются: в ряду проявлений Золотицкое – Верхотинское – Кепинское возрастают концентрации титана, увеличиваются отношения La/Yb от 18–44 до 70–130, в кимберлитах Кепинского проявления падает алмазоносность. Рассмотрены процессы, определяющие вариации состава кимберлитов, в том числе степень плавления верхней мантии, роль летучих и др. Основываясь на поведении Ce/Y, можно допустить, что кимберлиты Золотицкого проявления образовались при более низкой степени плавления, а Кепинского проявления – при более высокой. Даже в пределах одной трубки им. В. Гриба присутствуют продукты разных степеней плавления: автолиты, по-видимому, образованы при несколько более высокой степени плавления, чем АКБ. Судя по изотопному составу неодима и стронция, фиксируется значительная изотопная неоднородность мантии, отражением которой являются вариации изотопного состава кимберлитов. Кепинские кимберлиты имеют источники, слабо обедненные относительно CHUR (ϵ_{Nd} до +4), они близки кимберлитам I группы Южной Африки. К ним примыкают кимберлиты с переходным изотопным составом неодима, расположенные на диаграмме $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ вблизи BSE (кимберлиты трубки им. В. Гриба). Источники кимберлитов Золотицкого проявления располагаются на диаграмме $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ в поле обогащенной мантии и могут быть объяснены взаимодействием компонентов астеносферного плюма и литосферной мантии с древним возрастом обогащения. Кимберлиты, деплетированные Ti, Zr, Th, отражают расплавы, источник которых образован в результате мультитадийного процесса, включающего мантийный метасоматоз с участием флюидов. Именно девонские кимберлиты, источник которых обнаруживает воздействие материала коры (сдвиг $^{206}Pb/^{204}Pb$, минимумы на гистограммах Th, U, Nb, Ta), оказались алмазоносными на ВЕП (Золотицкое, Верхотинское проявления), как и на Сибирском кратоне (Накынское поле).

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени в Море изучено несколько тысяч трубок кимберлитов, но до сих пор остаются неясными многие вопросы, в том числе касающиеся природы кимберлитовой магмы, а также характера ее изменения на пути подъема к поверхности. В 1996 г. в Зимнебережном районе Архангельской области при геологическом изучении площади Верхотинского проявления была обнаружена богатая алмазами кимберлитовая трубка им. В. Гриба. Это открытие принадлежит

акционерному обществу “Алмазный Берег” (руководитель – Е.М. Веричев), учредителем которого являлись три компании (российская, канадская и британская). В 2002 г. была завершена оценка месторождения алмазов в ГКЗ России и утверждены их запасы; в ходе разведки был выполнен большой объем буровых работ (глубина отдельных скважин приближается к 1 км), что позволило получить материал, характеризующий кимберлиты этой трубки в объеме. Трубка расположена в 115 км к северо-востоку от г. Архангельска и в 25 км к северо-востоку от месторождения им. Ломоносова. Наряду с трубкой им.

Адрес для переписки: В.А. Кононова. E-mail: victoria@igem.ru

В поведении редких элементов (фиг. 5а) обращает на себя внимание заметное обеднение АКБ почти всеми редкими элементами. Судя по данным табл. 3, автолиты и ПК обогащены Th, U, Nb, Ta, La, Ce, Pr, P, Nd, Sm, Eu, Ti. Что касается редкоземельных элементов (фиг. 6а), отметим, что особенно интенсивно ПК и Ав обогащены легкими и средними REE, а содержание HREE довольно близко во всех структурно-морфологических типах кимберлитов.

Изотопный состав Sr и Nd (табл. 4, фиг. 7) колеблется около нулевых значений; при этом ϵ_{Nd} автолитов варьируют в диапазоне от +0.9 до +1.5. К ним приближаются ПК (образцы 77/940 и 9ц/484) – ϵ_{Nd} варьирует от +1.3 до +1.8, а значения АКБ равны нулю или имеют отрицательные величины. То есть источники расплавов кимберлитов варьируют от слабо деплетированных (ПК и автолиты) до слабо обогащенных (АКБ), что вполне может быть связано с участием корового материала.

Алмазоносность трубки им. В. Гриба выше, чем любой другой трубки месторождения им. М.В. Ломоносова. Обращает на себя внимание довольно высокий (в 10 раз выше) выход минералов тяжелой фракции, причем граната – в 350 раз выше, чем в месторождении им. М.В. Ломоносова; содержание алмазов тоже выше. Если сравнить с Якутскими кимберлитами, для которых были выявлены индикаторные отношения Y/Be – Ni/Be (фиг. 10б), то очевидно, что большая часть образцов трубки им. В. Гриба Верхотинского проявления, как и все трубки Золотицкого проявления, совмещаются с контурами высокоалмазного Накынского поля, т.е. все они и по геохимическим признакам могут быть классифицированы как потенциально высокоалмазные.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

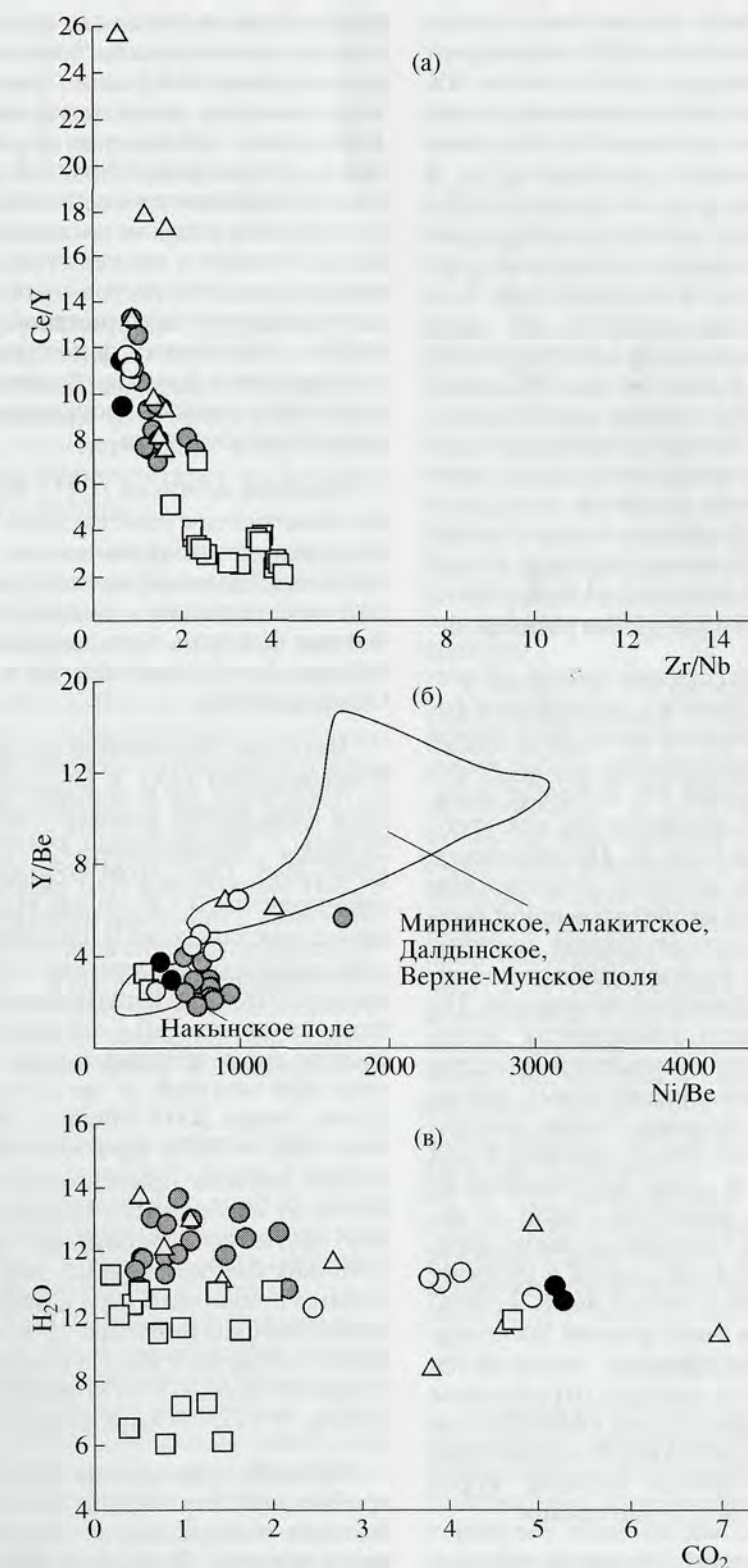
При сопоставлении полученных данных о петрогеохимических особенностях кимберлитов Зимнебережного поля выявляются их различия, причем наиболее отчетливо алмазные верхотинские (трубка им. В. Гриба) и золотичские кимберлиты отличаются от кимберлитов Кепинского проявления. Цель сопоставлений – понять причины этих различий, которые, несомненно, кроются в особенностях кимберитообразования.

Влияние степени плавления. Считается, что ультраосновной, недосыщенный силикатами, богатый CO_2 расплав (в частности, кимберлиты) поднимался с глубин, по крайней мере, 200 км. Подъем должен быть быстрым для кимберлитов (10–30 м/с), учитывая сохранность алмазов при отсутствии признаков графитизации (Anderson, 1979), а также сохранность ксенолитов. В.И. Ваганов (2000) предполагает, что процесс плавления развивается одновременно, практически во всем

разрезе верхней мантии, приводя к формированию множества изолированных порций кимберлитовой магмы, различающихся по своему составу в зависимости от *PT*-параметров и степени плавления. Об этом свидетельствуют некоторые геохимические отношения. В частности, показательно изменение отношения Ce/Y – Zr/Nb в кимберлитах Зимнебережного района (фиг. 10а), которое отражает изменение степени плавления источника расплавов. По аналогии с островными океанскими базальтами (OIB) пониженные Ce/Y и повышенные отношения Zr/Nb свидетельствуют о пониженной степени плавления мантийных источников (Smedley, 1988). Предполагается, что возрастание отношения Ce/Y указывает на повышенное содержание граната в источнике, поскольку поступление Y в расплав сдерживается большим количеством граната. Используя эту закономерность, можно допустить, что кимберлиты Золотицкого поля образованы при более низкой степени плавления, а кепинские – при более высокой; что касается образцов из трубки им. В. Гриба, то они, как и на других диаграммах, занимают промежуточное положение.

Влияние состава источников кимберлитов и времени его активизации. Как уже упоминалось, под Верхотинским проявлением (трубка им. В. Гриба), по-видимому, сохранился участок архейской мантии, судя по возрасту циркона (Lepekhina *et al.*, 2003). Мантия, видимо, была представлена гранат-шпинелевым перидотитом с большим содержанием граната, т.е. имела многие черты, обычные для кратонов (Веричев и др., 2003; Melkovets *et al.*, 2003). *PT* – оценка перидотитовых ксенолитов дает палеогеотерму ниже 1000°C с низким тепловым потоком около 37–38 мВт/м², тогда как более высокотемпературная геотерма дает значения теплового потока 42 мВт/м². Флюиды, ответственные за метасоматическую проработку источника региона, происходят из сублитосферного источника, связанного с подъемом мантийного плюма (Le Roex, 2003), с которым ассоциируются, в частности, и проявления щелочно-ультраосновного магматизма с карбонатитами.

Анализ изотопного состава неодима, стронция и свинца позволяет охарактеризовать источники кимберлитов и их вариации. По изотопному составу неодима и стронция (фиг. 7) намечаются следующие вариации состава мантийного источника: кепинские кимберлиты имеют источники, слабо обедненные относительно CHUR (ϵ_{Nd} до +3...+4), и близки кимберлитам I группы Южной Африки. Кимберлиты трубки им. В. Гриба (Верхотинское проявление) расположены на диаграмме ϵ_{Nd} – ϵ_{Sr} вблизи BSE. Как правило, эти кимберлиты имеют более низкие значения ϵ_{Nd} по сравнению с южноафриканскими кимберлитами группы I (кимберлиты). Причем среди составов кимбер-



Фиг. 10. Соотношение Ce/Y – Zr/Nb (а), Y/Be – Ni/Be (б), H_2O – CO_2 (в), по данным табл. 2 и 3. Условные обозначения см. на фиг. 3.

литов трубки им. В. Гриба также имеются небольшие различия: образцы АКБ варьируют около нулевых значений ϵ_{Nd} , а автолитов и ПК смещаются в область слабо положительных величин ϵ_{Nd} . Источники кимберлитов Золотицкого проявления располагаются на диаграмме $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ в поле обогащенной мантии и могут быть объяснены взаимодействием компонентов астеносферного плюма и литосферной мантии с древним возрастом обогащения. Изотопные и геохимические особенности золотитских кимберлитов могли быть связаны с процессами взаимодействия вещества, поступавшего из астеносферного и литосферного источников во время образования кимберлитов. Если предполагать, что магмы золотитских кимберлитов выплавлены в пределах древней литосферной мантии, то их переходный изотопный состав мог быть связан с привнесом более глубинного вещества (в частности, легких редких земель) с изотопным составом астеносферных кимберлитов незадолго до выплавления и внедрения расплавов.

Вариации изотопного состава свинца не всегда устойчиво коррелируются с изотопным составом неодима. В упомянутом выше ряду пород Зимнебережного поля наблюдается слабое колебание изотопных отношений Pb, которые остаются в области значений, характерных для относительно молодой мантии (фиг. 8). По-видимому, литосферный источник обладал отношением U/Pb, близким к значениям деплетированной мантии, и испытал лишь незначительный привнос свинца с более высокими изотопными отношениями в процессе метасоматических изменений. По изотопному составу свинца кимберлиты Золотицкого и Верхотинского проявлений заметно смещаются в область менее радиогенных значений свинца. На графике показаны также модельные кривые эволюции изотопного состава Pb для мантии, верхней и нижней коры, построенной на основе модели Стейси – Крамерса (Stacey *et al.*, 1975). Они также близки мантийным значениям, но отклоняются от мантийной кривой в сторону кривой нижней коры (точки трубки им. В. Гриба) или верхней коры (точки кимберлитов Золотицкого проявления). Таким образом, выявляется изотопная неоднородность мантии, отражением которой являются вариации состава кимберлитов в пределах сравнительно небольшой территории Зимнебережного поля, причем влияние коры фиксируется и в изотопном составе свинца.

Время формирования источников кимберлитов возможно оценить лишь приблизительно, используя модельные возраста – $T(Nd)DM$. Однако, поскольку источник кимберлитов девонского возрастного среза варьирует от слабо деплетированной мантии до слабо обогащенной, расчет модельного возраста становится довольно неопределенным. В целом более ранний модельный возраст

получен для источников низко- и умеренно-титанистых кимберлитов Золотицкого и Верхотинского проявлений (около 1 млрд. лет назад), тогда как источник высокотитанистых кимберлитов Кепинского проявления и ряда других, по-видимому, сформирован позднее (около 0.8 млрд. лет назад). Обращает на себя внимание огромный (до 1 млрд. лет) разрыв во времени между обогащением источника низкотитанистых – умереннотитанистых кимберлитов и их внедрением, что создает весьма благоприятные условия для обогащения источника флюидами и/или коровым компонентом. Еще раз подчеркнем, что это лишь примерная оценка, поскольку ряд неопределенностей еще остается.

Влияние летучих (CO_2 , H_2O). В последние годы отмечается существенная роль воды в процессе транспортировки алмазов. Ее содержание возрастает в “промежуточной зоне” мантии и, следовательно, нижняя мантия может производить водные флюиды, которые способствуют доставке алмазов из нижней мантии в литосферу (Litasov, Ohtani, 2003).

Детально изученные в трубке им. В. Гриба концентрации H_2O и CO_2 варьируют в следующем ряду пород: порфиновые кимберлиты – автолиты – автолитовые кимберлитовые брекчии (фиг. 10в). При этом содержания CO_2 (мас. %) уменьшаются: 5–4–1; для H_2O (мас. %) изменения менее заметны, хотя и для суммарной H_2O отмечается некоторое увеличение в АКБ (11–12) по сравнению с ПК (11). В публикациях упоминается, что лапиллы (автолиты) – это ювенильный продукт, по составу промежуточный между внедряющейся силикатной магмой и ее летучей составляющей (Lloyd, Stopra, 2003; Mitchell, 1997). Учитывая свойство CO_2 и H_2O , фрагментация кимберлитовой магмы должна происходить только в пределах 500 м от поверхности (Kjarsgaard, 2003). По мнению других исследователей (Skinner, Marsh, 2003), источник крупного эксплозивного извержения находится примерно в 1 км ниже поверхности и мгновенно распространяется по магматической колонне на глубину до 2 км. На глубине около 100 км при давлении около 3 ГПа расплав содержит около 20 мас. % CO_2 (Wilson, Head, 2003).

Процесс становления трубки им. В. Гриба подробно описан в литературе (Веричев и др., 2003). Авторы упомянутой статьи обратили внимание, что в процессе формирования трубки происходила временная закупорка канала, сопровождавшаяся накоплением газов с последующим их прорывом и выбросом значительного объема туфов, ксенотуфобрекчий, формированием новой трубообразной полости. Впоследствии она была заполнена массивными и порфировыми разностями кимберлитов.

Лапиллы (автолиты) указывают на первичный характер ювенильной летучей составляющей магмы. В кимберлитах ядро лапилл представлено обычно оливином или флогопитом и очень редко обломками вмещающих пород. Это свидетельствует о больших глубинах образования большинства лапилл. Флюид мог существовать как самостоятельная фаза, отдельно от силикатного расплава. В большинстве случаев – это CO_2 . В трубках кимберлитов присутствует также магматический карбонат, который в значительной степени представлен производным мантийного CO_2 (Brey, Ryabchikov, 1994). Присутствие гидроксилсодержащих минеральных фаз (флогопит, серпентин) указывает, что некоторое количество ювенильного H_2O также присутствует во флюиде совместно с фтором и хлором.

Допускается, что именно летучие, их состав и обусловленные ими фреатомагматические процессы в большей степени, чем их геологическое положение, являются причиной вариаций стилей внедрения кимберлитов (Skinner, Marsh, 2003). Разница соотношений CO_2/H_2O во флюидной фазе влияет на природу кимберлитового солидуса. Богатые водой кимберлиты кристаллизуются преимущественно на глубине и не поступают к поверхности до тех пор, пока их не сменяют эксплозивные процессы. Альтернативно – кимберлитовые магмы, богатые CO_2 или бедные H_2O , в результате кристаллизации флогопита могут достигать поверхности. Во всех случаях фреатомагматические процессы в небольших масштабах возможны в ходе эруптивных процессов и при отложении пирокластических кимберлитов. Наиболее отчетливо они проявляются в кимберлитах трубки им. В. Гриба.

Об участии древней коры в источниках кимберлитов. В последнее время роль коры в источниках кимберлитов обсуждается во многих работах. Уникальная черта состава низкотитанистых кимберлитов, в частности золотитских (в меньшей степени умеренно титанистых кимберлитов трубки им. В. Гриба), – отчетливые отрицательные аномалии Ti, Zr, Th, U, Nb, Ta на спектрах редких элементов (фиг. 5), связанные с деплетированием расплавов этими элементами. Несколько пониженные отношения Nb/La (золотитские кимберлиты) – свидетельство участия коры в их источнике. О влиянии коры свидетельствует и изотопный состав Pb – его значения отклоняются от мантийной кривой в сторону кривой нижней коры (точки трубки им. В. Гриба) или верхней коры (точки кимберлитов Золотицкого проявления). По мнению ряда исследователей (Helmstaedt, Gurney, 1995), известные модели происхождения кимберлитов групп I и II Южной Африки противоречат гипотезам горячих точек. В частности, внутрикратонные структуры, включая пути горячих точек,

хотя и локализируют кимберлиты, но нарушают “мантийный корень”, что приводит к потере алмазоносности. Эти авторы отдают предпочтение идее о влиянии мегалита, представленного остатками субдупцированной океанической литосферы. В публикации по кратону Слейв (Heaman *et al.*, 2004) рассматривается многостадийная модификация литосферной мантии этого региона, включая несколько эпизодов мантийного метасоматоза. В свое время нами рассмотрен подобный процесс на примере кимберлитов золотитского проявления в Архангельском регионе (Богатиков и др., 2001; Кононова и др., 2002). Допускалось, что процессы коллизии и/или субдукции (с участием метасоматических процессов в мантии) имели место на границе Беломорского и Кольского блоков. Здесь возникли кимберлиты Золотицкого и Верхотинского проявлений, источником которых была в разной степени обогащенная мантия первого типа (ЕМ I), тогда как кимберлиты Кепинского проявления образовались из деплетированной мантии.

Считается, что распределение редких элементов с минимумами (признак деплетирования) на гистограммах Th, U, Nb, Ta и ряда других элементов характерно для расплавов, источник которых сформирован в результате мультитадийного процесса, включающего мантийный метасоматоз с участием флюидов, образовавшихся при дегидратации блоков древней субдупцированной коры. Как показывают недавние работы по сейсмической томографии, захороненные остатки океанической литосферы (мегалиты) подстилают целые континенты. Они, вероятно, состоят из смеси релитов частичного плавления и субдупцированного вещества, которое продолжает выделять летучие во время погружения в переходную зону (Helmstaedt, Gurney, 1995, и др.). Различия $\delta^{13}C$ алмазов (ультраглубинные от –2 до –8, перидотитовые от +1 до –12, эклогитовые от –5 до –19 и даже до –35.8‰) по результатам изучения кимберлитов кратона Слейв (Davies *et al.*, 2003) подтверждает возможность их образования на разных глубинах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поиски кимберлитов, особенно алмазоносных разностей, остаются актуальной задачей. Критерии их прогноза в последние годы претерпели существенные изменения: минералогические критерии все чаще не срабатывают, причем по разным причинам. Во-первых, могут отсутствовать минералы-индикаторы как, например, в трубках Золотицкого проявления. В других трубках минералы-индикаторы присутствуют, но кимберлиты не алмазоносны, возможно, в связи с высоким окислительным потенциалом, который вызывает стораение алмазов. Появляется все больше данных, свидетельствующих о гетерогенности верх-

ней мантии даже в пределах небольшой площади (Pokhilenko *et al.*, 2003). В этой связи авторы статьи в дополнение к известным критериям привлекли внимание к геохимическим и петрологическим особенностям кимберлитов, причем как промышленно алмазоносным, так и слабо алмазоносным. Подчеркнем, что алмазоносные кимберлиты на севере ВЕП имеют девонский возраст и ряд геохимических отличительных признаков, позволяющих допускать влияние субдцированного вещества коры на их состав, а именно:

предложенные ранее по материалам Якутской провинции критерии в виде отношения Y/Be – Ni/Be могут быть использованы и для Зимнебережного поля: данные для Золотицкого проявления и трубки им. В. Гриба совпадают на диаграмме с контурами высокоалмазоносного Накынского поля кимберлитов и смещаются частично в контуры Мирнинского поля Якутии;

деплетирование Th, U, Nb и рядом других редких элементов на спайдерграммах, заметное смещение изотопного состава Pb в область менее радиогенных значений, смещение точек составов кимберлитов Золотицкого и Верхотинского проявления с модельных кривых эволюции изотопного состава Pb для мантии в сторону верхней и нижней коры, как признаки участия коры на составе расплавов кимберлитов;

характер распределения редкоземельных элементов, а именно: низкое содержание тяжелых редких земель (HREE); обращает на себя внимание, что кимберлиты трубки им. В. Гриба имеют самые низкие содержания HREE из всех проанализированных образцов Зимнебережного поля;

содержание $\text{TiO}_2 \leq 1\%$; хотя трубка им. В. Гриба относится к умеренно титанистым кимберлитам, но развитые в ее объеме разности кимберлитов варьируют по содержанию титана, причем алмазоносные разности (преимущественно АКБ) содержат TiO_2 в тех же количествах, что и алмазоносные золотицкие кимберлиты.

Таким образом, вариации состава кимберлитов и их алмазоносность обусловлены неоднородностью мантии и их источников, которая проявлена даже в пределах сравнительно небольшой (60×85 км) территории Зимнебережного поля и должна оцениваться разнообразием (совокупностью) признаков. В настоящее время, кроме известных ранее тектонических и минералогических признаков, наиболее перспективны петрологические, петрохимические и геохимические.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность отделу геологии алмазов ФГУП ЦНИГРИ за предоставленные образцы из трубки им. В. Гриба. Благодарим сотрудников аналитических лабораторий

ИГГД РАН, ИМГРЭ МПР, ИГЕМ РАН за комплекс прецизионных аналитических исследований кимберлитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 06-05-64017) и гранта Президента РФ (научные школы) 2006-РП-112.0/001/009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: Изд-во МГУ, 1999.
- Богатиков О.А., Кононова В.А., Первов В.А., Журавлев Д.З. Источники, геодинамическая обстановка образования и перспективы алмазоносности кимберлитов северной окраины Русской плиты (Sr-Nd – изотопия и ICP-MS – геохимия) // Петрология. 2001. № 3. С. 227–243.
- Бурмистров А.А., Гаранин В.К., Старостин В.И., Южаков Л.С. Сравнительный анализ петрофизических параметров порфировых кимберлитов трубок имени В. Гриба (Архангельская область) и Айхал (Якутия) // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: ВГУ, 2005. С. 762–772.
- Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. М.: Геоинформмарк, 2000.
- Веричев Е.М., Гаранин В.К., Гаранин К.В. и др. Геология, состав, образование и методика разведки кимберлитовой трубки им. В. Гриба // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: ВГУ, 2003. С. 43–48.
- Голубева Ю.Ю., Первов В.А., Кононова В.А. Петрогенез автолитов из кимберлитовых брекчий трубки им. В. Гриба (Архангельская область) // Докл. РАН, 2006. Т. 410. № 6. С. 789–794.
- Кононова В.А., Левский Л.К., Первов В.А. и др. Pb-Sr-Nd-изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов Севера Восточно-Европейской платформы // Петрология. 2002. Т. 10. № 5. С. 493–509.
- Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В. и др. Возраст магматических пород, рудовмещающей толщи и среднепалеозойских коллекторов Зимнебережного алмазоносного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: ВГУ, 2005. С. 322–347.
- Первов В.А., Богомолов Е.С., Ларченко В.А. и др. Rb-Sr-возраст кимберлитов трубки Пионерская (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. РАН, 2005. Т. 400. № 1. С. 88–92.
- Первов В.А., Ларченко В.А., Степанов В.П. и др. Силы кимберлитов по р. Мелла (Архангельская алмазоносная провинция): новые данные о возрасте, составе пород и минералов // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и

алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: ВГУ, 2005. С. 558–571.

Прусакова Н.А. Глубинная структура Зимнебережного кимберлитового поля, Архангельская область // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 53–63.

Шевченко С.С., Лохов К.И., Сергеев С.А. и др. Изотопные исследования во ВСЕГЕИ. Перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмаза // Материалы научно-практической конференции “Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмаза: прошлое. Настоящее и будущее (Алмазы-50)”. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 383–387.

Anderson O.L. The role of fracture dynamics in kimberlite pipe formation // Proceed. 2nd Intern. kimberlite conf., Washington, 1979. P. 344–353.

Brey G.P., Ryabchikov I.D. Carbon dioxide in strongly silica undersaturated melts and origin of kimberlite magmas // Neu. Jb. Mineral. Mh. 1994. H. 10. S. 449–463.

Davies R.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. et al. Geochemical Characteristics of microdiamonds from kimberlites at Las De Gras, Central Slave Craton // 8th Intern. kimberlite conf. Long Abstract (FLA_0048). 2003.

Fraser K.J., Hawkesworth C.J., Erlank A.J. et al. Sr, Nd, and Pb isotope and minor elements geochemistry of lamproites and kimberlites // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 76. P. 57–70.

Heaman L.M., Kjarsgaard D. F., Creaser R.A. The temporal evolution of North American kimberlites // Lithos. 2004. V. 76. P. 377–397.

Helmstaedt H.H., Gurney J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // J. Geochem. Explor. 1995. V. 53. P. 125–144.

Kjarsgaard B. Behaviour of kimberlite magma in the upper crust and at surface // 8th Intern. kimberlite conf. Long Abstract (FLA_0294). 2003.

Le Roex A., Bell D., Davis P. Petrogenesis of Kimberley Group I hypabyssal kimberlites: evidence from bulk rock Geochemistry // 8th Intern. kimberlite conf. Long Abstract (FLA_0097). 2003.

Lepekina E., Presnyakov S., Mutukov D. et al. Single grain U-Pb zircon dating (Shrimp II) from Grib kimberlite pipe (Zimny Bereg, Archangelsk region, Russia) // Abstract Volume, 32nd IGC. Florence. 2004.

Litasov K., Ohtani E. Hydrous Lower mantle: the water source for wet plumes? // 8th Intern. kimberlite conf. Long Abstract (FLA_0031). 2003.

Lloyd F.E., Stoppa F. Pelletal lappilli in diatremes – some inspiration from the old masters // Geolines. 2003. V. 15. P. 65–71.

Malkovets V., Taylor L., Griffin W. et al. Cratonic Condition beneath Arkhangelsk, Russia: garnet peridotites from the Grib kimberlite // 8th Intern. kimberlite conf. Long Abstract (FLA_0220). 2003.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. N.Y.: Plenum Press, 1986.

Mitchell R.H. Kimberlites, orangeites and related rocks. N.Y.: Plenum Press, 1995.

Mitchell R.H. Kimberlites, orangeites, lamproites, melilitites and minettes: a petrographic atlas. Thunder Bay (Canada): Almaz Press, 1997.

Nelson D.R. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis // Lithos. 1992. V. 28. P. 403–420.

Pokhilenko L.N., Tomilenko A. A., Kuligin S.S., Khletov V.V. The upper mantle heterogeneity: thermodynamic calculations and methods of mathematical statistics // 8th Intern. kimberlite conf. Long Abstract (FLA_0007). 2003.

Skinner E.M.W., Marsh J.S. Kimberlite eruption processes // 8th Intern. kimberlite conf. Long Abstract (FLA_0040). 2003.

Smedley P.L. Trace element and isotopic variation in Scottish and Irish Dinantian Volcanism: evidence for an OIB-like mantle Source // J. Petrology. 1988. V. 29. № 2. P. 413–443.

Smith C.B. Pb, Sr, and Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites // Nature. 1983. V. 304. P. 51–54.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E. Comparative geochemistry of West African kimberlites: evidence for a micaceous kimberlite endmember of sublithospheric origin // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 4017–4037.

Wilson L., Head J.W. Diatremes and kimberlites. 2: An integrated model of the ascent and eruption of kimberlitic magmas and the production of crater, diatreme and hypabyssal facies // 8th Intern. kimberlite conf. Long Abstract (FLA_0244). 2003.

В. Гриба, трубки кимберлитов изучались нами ранее еще в двух проявлениях – Золотицком и Кепинском, материалы по которым нами были получены от АК “Алроса-Поморье” (Богатиков и др. 2001; Кононова и др., 2002).

Трубка им. В. Гриба отличается своеобразием состава, однако ограниченность материала не позволяла раскрыть все аспекты ее природы. Проведенная в последние годы ее детальная разведка дала возможность получить новые материалы и предпринять более детальное изучение кимберлитов этой трубки. Отметим, что только после открытия трубки им. В. Гриба Верхотинское проявление было включено в число промышленно-алмазоносных. Поскольку трубка им. В. Гриба, как и ряд более поздних открытий, не вошли в опубликованные ранее издания (Ваганов, 2000; Богатиков и др., 1999 и др.), настоящая статья восполняет этот пробел, дополняя материалы, представленные в публикации Е.М. Веричева с соавторами (2003).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Новые авторские исследования были выполнены на образцах кимберлитов по трубке им. В. Гриба, которые были любезно предоставлены отделом геологии алмазов ФГУП ЦНИГРИ, а также были получены от компании “Архангельскгеолразведка”. Основные материалы по кимберлитам Золотицкого и Кепинского проявлений заимствованы из опубликованных работ авторов (Богатиков и др., 1999, 2001) и дополнены новыми данными (Кононова и др., 2002; Ларченко и др., 2005 и др.).

Подготовка проб кимберлитов – основа для получения корректных результатов. Отбирались пробы свежих кимберлитов вдали от эндоконтактов и обрабатывались в определенной последовательности. На начальном этапе изучались шлифы, что позволяло выбирать образцы наименее измененных пород, пригодных для дальнейших аналитических исследований. Пробоподготовка включала тщательный просмотр грубо раздробленной породы и освобождение от ксеногенного материала. Комплекс химических исследований включал: 1) определение содержания главных элементов в породах рентгенофлуоресцентным

методом с использованием прибора “VRA-20” (Karl Zeiss Jena) в ИГЕМ РАН; 2) определение ряда редких элементов рентгенофлуоресцентным методом с использованием прибора “Philips PW 2400” в ИГЕМ РАН; 3) определение Na_2O , K_2O , H_2O , CO_2 и FeO методами классического химического анализа в химической лаборатории ГИН РАН. Из числа проанализированных образцов отбирались наименее контаминированные разности, в которых определялись редкие и редкоземельные элементы методом ICP-MS на приборе “Elan-6100 DRC” (Perkin Elmer) в ИМГРЭ, а в наиболее представительных образцах изучались изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb-системы на приборе “Finnigan MAT-261” в ИГГД РАН (Санкт-Петербург).

Особое внимание уделялось достоверности полученных цифровых данных. Обращает на себя внимание, что анализ пород XRF- и ICP-MS-методами не всегда дает тождественные результаты, особенно для Cr, Rb, Nb, в этой связи проведены дополнительные уточняющие определения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геолого-структурное положение кимберлитов Зимнебережного поля

Все проявления кимберлитов Зимнебережного поля приурочены к северному обрамлению Восточно-Европейской платформы и расположены в пределах Кольского геоблока с позднеархейским возрастом кратонизации фундамента (фиг. 1). В результате интерпретации геофизических данных установлено, что Золотицкие (с месторождением им. Ломоносова), Верхотинские с промышленно алмазоносной трубкой им. В. Гриба) и Кепинские магматиты Зимнего берега расположены в пределах контура физико-геологической неоднородности размером 85×60 км. (Прусакова, 2006). По мнению того же автора, выявленная в разрезе земной коры Зимнего Берега совокупность физико-географических неоднородностей может быть проинтерпретирована как субвертикальная область преобразования мантийно-коровой толщи, генетически связанная с формированием и развитием здесь гетерогенной кимберлитобразующей системы. Допускается, что неодно-



Фиг. 1. Позиция проявлений палеозойского магматизма Зимнего Берега (Прусакова, 2006; с упрощениями).

1 – Кольский позднеархейский геоблок в составе Терского (а) и Мурманского (б) блоков; 2 – грабены Кереево-Лешуконской ветви Беломорского авлакогена; 3 – Кольско-Кулойское ядро протокры; 4–6 – элементы глубинного строения, связываемые с формированием и развитием трансформированной гетерогенной кимберлитобразующей системы; 4 – нижнекоровый промежуточный магматический очаг; 5 – область глубинных преобразований коровой толщи; 6 – верхнекоровые ареалы базит-гипербазитового магматизма (в виде изогипс их кровли); 7 – проявления палеозойского магматизма Зимнего Берега; а, б – кимберлитовые трубки (а – в целом, б – промышленно алмазоносные месторождения им. Ломоносова и трубки им. В. Гриба), в – кимберлитовые силлы, г – тела мелилититов; 8 – контуры проявлений магматизма (цифры в кружках): 1 – Золотицкое, 2 – Верхотинское, 3 – Кепинское проявления; 9 – контур Зимнебережного кимберлитового поля, выделенного по геофизическим данным.

родность может быть обусловлена флюидно-магматическими процессами. Геофизические исследования не выявили различий между кимберлитами разных проявлений в пределах Зимнебережного поля.

В рассматриваемом районе развит полиформационный магматизм, где, наряду с десятками трубок кимберлитов, присутствуют оливиновые мелилититы и базальты. Отдельные кимберлитовые тела были датированы Rb-Sr-методом по слюде и валовым пробам пород; данные приведены в работах (Ларченко и др., 2005 и др.). В частности, Rb-Sr-возраст порфирового кимберлита трубки им. В. Гриба (Верхотинское проявление) составляет 372 ± 8 млн. лет (Шевченко и др., 2004); для массивных кимберлитов глубоких горизонтов (>940 м) трубки Пионерская (Золотицкое проявление) получена датировка 380.1 млн. лет (Первов и др., 2005). Этот возрастной интервал соответствует завершающему этапу главной фазы щелочного магматизма на Кольском полуострове (410–362 млн. лет), свидетельствуя об общих причинах активизации магматизма в позднем палеозое на севере Восточно-Европейской платформы.

Как известно, алмазоносные кимберлиты формируются в структурах с древним фундаментом. Для определения возраста фундамента в районе трубки им. В. Гриба изучено 28 зерн циркона из валовой пробы кимберлитов этой трубки. Исследования проведены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) (Lerikhina et al., 2004). Получен разброс значений от 2850 до 1042 млн. лет. При этом по трем зернам циркона определен возраст – 2676 и 2850 млн. лет, что позволяет допускать, что трубка, по-видимому, прорывает, в том числе, и архейские толщи, т.е. под трубкой им. В. Гриба сохраняются блоки архейского фундамента. Близкие величины (2.9–3.1 млрд. лет) получены по Re-Os-модельному возрасту для единичных сульфидных зерен (Malkovets et al., 2004). Такой древний возраст для континентальной литосферы Архангельской провинции хорошо согласуется с данными по Якутии и Ю. Африке.

Строение и состав кимберлитовых трубок Верхотинского, Золотицкого и Кепинского проявлений

Наиболее многочисленные и разнообразные по составу, в том числе и по геохимии, включая изотопию, проявления кимберлитового магматизма на Балтийском щите слагают Зимнебережное алмазоносное поле Архангельской области (Богатиков и др., 1999; 2001; Кононова и др., 2002). В наших ранних публикациях выделено два главных типа кимберлитов – золотицкий и кепинский, а позднее обнаружен и третий тип – кимбер-

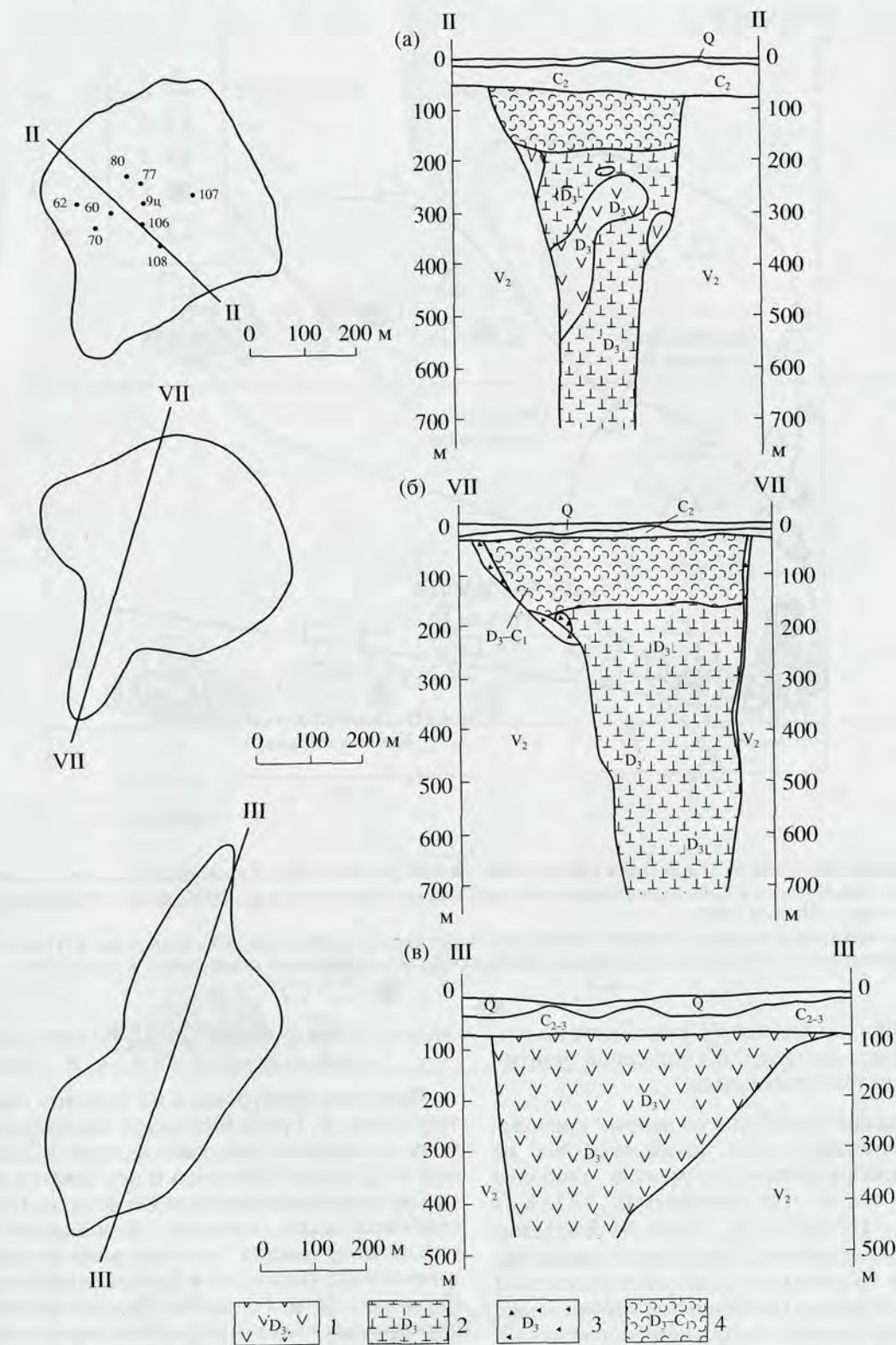
литы трубки им. В. Гриба. На фиг. 2 приведены примеры кимберлитовых трубок из разных проявлений Зимнебережного поля. Они имеют довольно простое строение: различаются кратерная и жерловая части трубок. Кратерная часть сохраняется в Верхотинском (трубка им. В. Гриба) и Золотицком (трубка Архангельская) проявлениях, а в Кепинском – она эродирована.

Сопоставление петрогеохимических особенностей кимберлитов разных проявлений Зимнебережного поля выполнено с применением серии диаграмм (фиг. 3–8). Обращает на себя внимание, что кимберлиты трубки им. В. Гриба обладают переходными минералогическими и геохимическими характеристиками, включая изотопные.

Кимберлиты ряда трубок взрыва Кепинского проявления варьируют по составу от умеренно-титанистых (2–2.5 мас. %) до высокотитанистых (>2.5 мас. %) разностей (фиг. 3). Они обогащены LREE – отношение $(La/Yb)_n$ в них составляет 70–130, имеют устойчиво положительные значения ϵ_{Nd} (+2.8...+1.2), а также высокие отношения $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.46–19.03$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.53–15.65$ и $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.43–38.77$ (фиг. 4–8). По геохимическим параметрам, включая изотопный состав Nd, Sr и Pb, они соответствуют южноафриканским кимберлитам I группы.

Кимберлиты трубки им. В. Гриба (Верхотинское проявление) варьируют по составу в зависимости от морфологии выделения, хотя в целом они отвечают умеренно титанистым разностям: АКБ смещаются в сторону низкотитанистых кимберлитов, ПК – приближаются к высокотитанистым разностям и только все проанализированные автолиты отвечают умеренно титанистым разностям (фиг. 3). Они близки к BSE по изотопному составу Nd и варьируют по ϵ_{Nd} от слабо отрицательных (–1.0) до умеренно положительных (+1.5) значений (фиг. 6). В то же время по первичному изотопному составу Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18.03–18.08$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.49–15.52$ и $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.89–38.02$) они смещены к золотицким кимберлитам (фиг. 8). Породы обладают переходными значениями $(La/Yb)_n = 38–87$ между кепинскими и золотицкими кимберлитами.

Кимберлиты Золотицкого проявления отвечают низкотитанистым кимберлитам, характеризуясь более слабым обогащением LREE – отношение $(La/Yb)_n$ около 18–44. В отличие от кимберлитов Кепинского проявления они имеют отрицательные значения ϵ_{Nd} (–2.2...–5.3) при невысоких величинах ϵ_{Sr} (преимущественно, от –4.5 до +2.9) (фиг. 6). Они обладают менее радиогенным изотопным составом свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18.13–18.27$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.50–15.60$ и $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.69–38.14$) по сравнению с кимберлитами Кепинского проявления (фиг. 8). Эти геохимические



Фиг. 2. Форма и внутреннее строение кимберлитовых трубок Зимнебережного поля (Богатиков и др., 1999; Бурмистров и др., 2005).

а – трубка им. В. Гриба, Верхотинское проявление, цифры – номера скважин; б – трубка Архангельская, Золотицкое проявление; в – трубка Аномалия (Ан.) 688, Кепинское проявление.

1–3 – жерловая фация кимберлитового комплекса: 1 – ксенотуфобрекчия; 2 – автолитовые кимберлитовые брекчии; 3 – брекчии вмещающих пород; 4 – туфогенно-осадочные образования кратерной фации.



Фиг. 3. Вариации содержаний TiO_2 и K_2O в кимберлитах Зимнебережного поля Архангельской области. Данные по кимберлитам Золотицкого и Кепинского проявлений здесь и далее (Богатиков и др., 2001); поля – (Taylor et al., 1994); сплошные линии – (Mitchell, 1995).

1 – кимберлиты Кепинского проявления; 2 – кимберлиты Золотицкого проявления; 3–5 – трубка им. В. Гриба (Верхотинское проявление); 3 – автолитовые кимберлитовые брекчии, 4 – порфировые кимберлиты, 5 – автолиты.

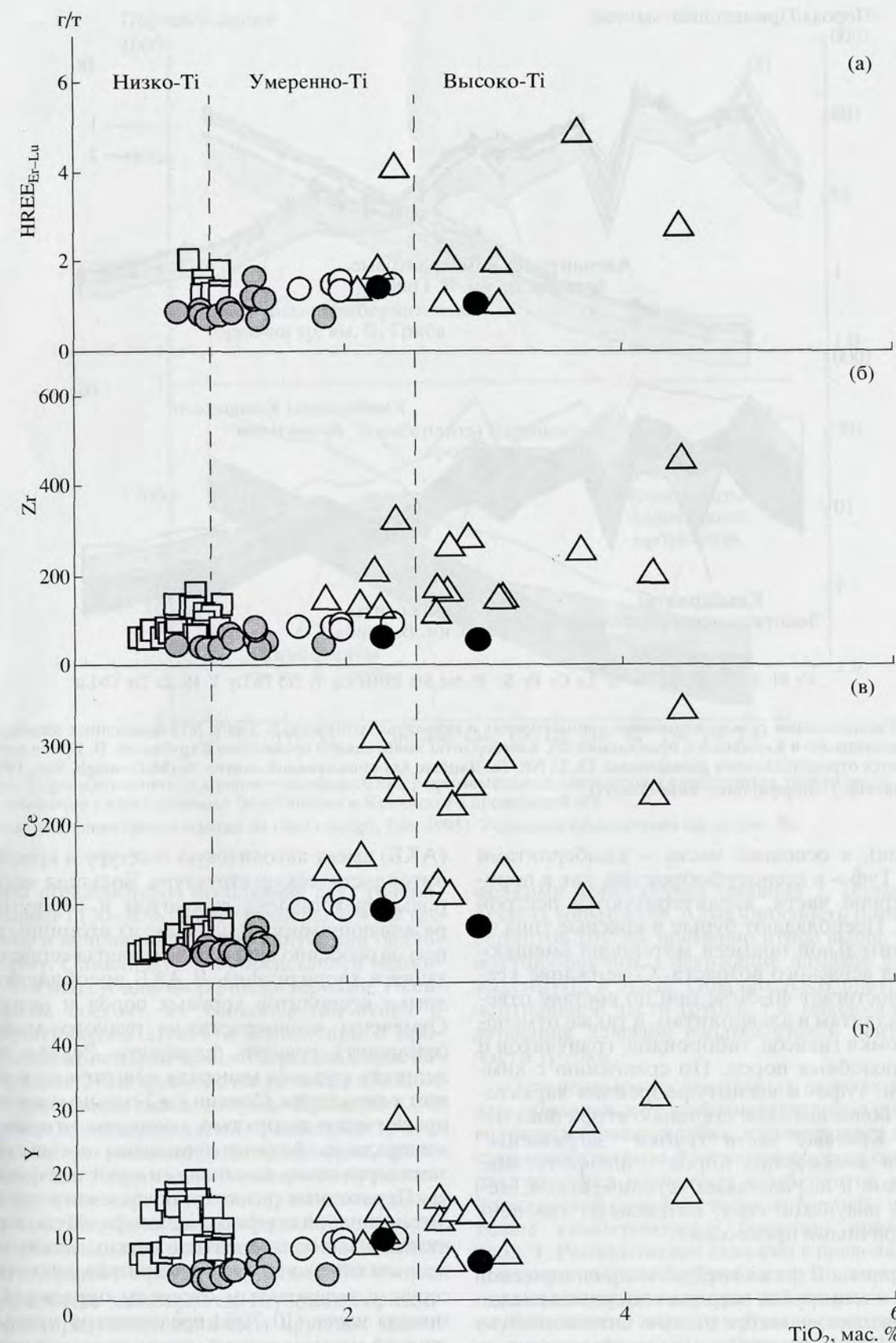
характеристики, по-видимому, указывают на значительную роль древней обогащенной мантии ЕМ I типа в составе этих пород.

Сопоставление кимберлитов разных проявлений Зимнебережного поля показывает, что из числа породообразующих элементов наиболее показателен титан. На диаграммах TiO_2 – K_2O (фиг. 3), TiO_2 –HREE, Zr, Ce, Y (фиг. 4) отчетливо различаются кимберлиты Золотицкого (низкотитанистые) и Кепинского (высокотитанистые) проявлений. Образцы кимберлитов трубки им. В. Гриба распределяются следующим образом: автолитовые кимберлитовые брекчии приближаются к кимберлитам Золотицкого проявления, а автолиты и порфировые кимберлиты смещаются в область более высоких значений титана, перекрываясь частично с кимберлитами Кепинского проявления, причем с теми их разностями, которые имеют самые низкие значения.

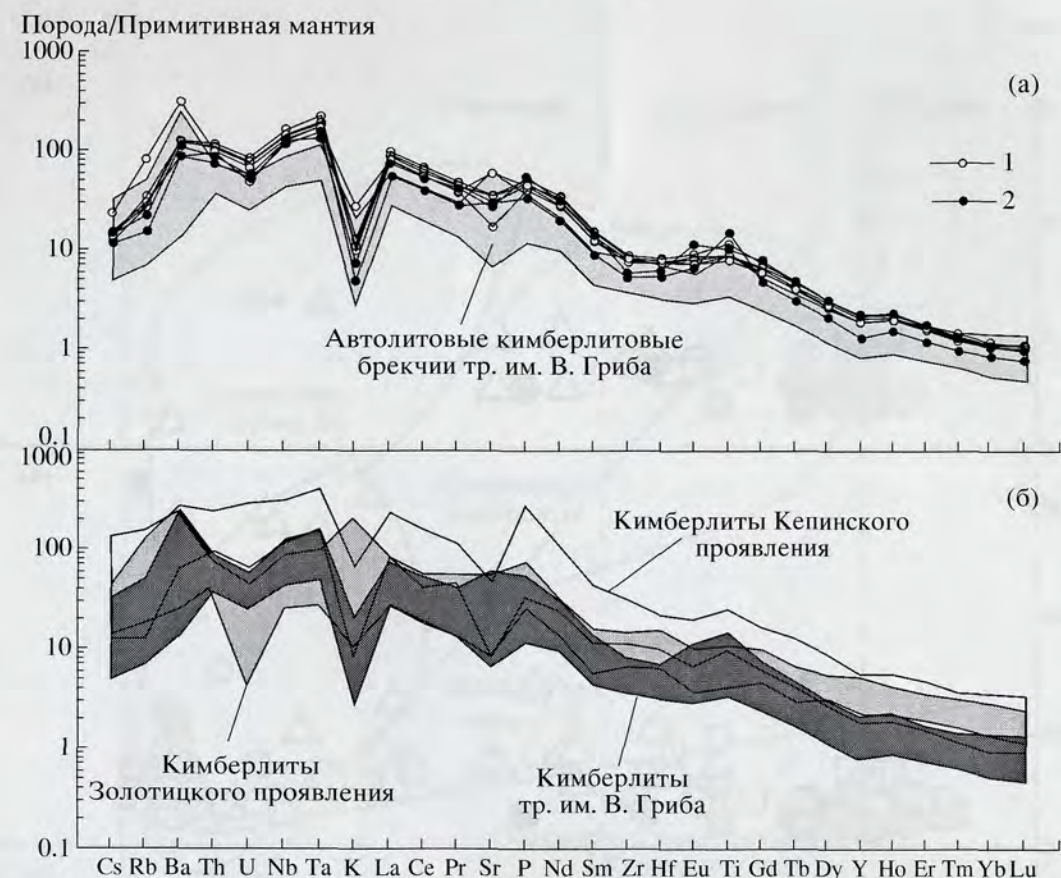
Новые прецизионные данные по петрогеохимии кимберлитов трубки им. В. Гриба

Детально разбуренная на глубину около 1 км трубка им. В. Гриба позволяет подробно рассмотреть ее строение, дополнив материалы более ранней публикации (Веричев и др., 2003) и подчеркнув некоторые существенные детали. По данным сейсморазведки, которые использует «Архангельскгеолразведка», глубина залегания кристаллического фундамента в районе трубки составляет около 1200 м. Трубка прорывает слаболифированные осадочные породы верхнего рифея и верхнего венда, а перекрывается толщей терригенно-карбонатных пород среднего карбона и рыхлых четвертичных отложений. Мощность перекрывающих отложений – 67 м. Средняя мощность кратерных отложений 110 м.

Жерловая часть трубки выполнена туфо- и ксенотуфобрекчиями (I фаза внедрения 28% объ-



Фиг. 4. Вариации содержаний TiO_2 и HREE, Zr, Ce, Y в кимберлитах Зимнебережного поля, Архангельская область. Условные обозначения см. на фиг. 3.

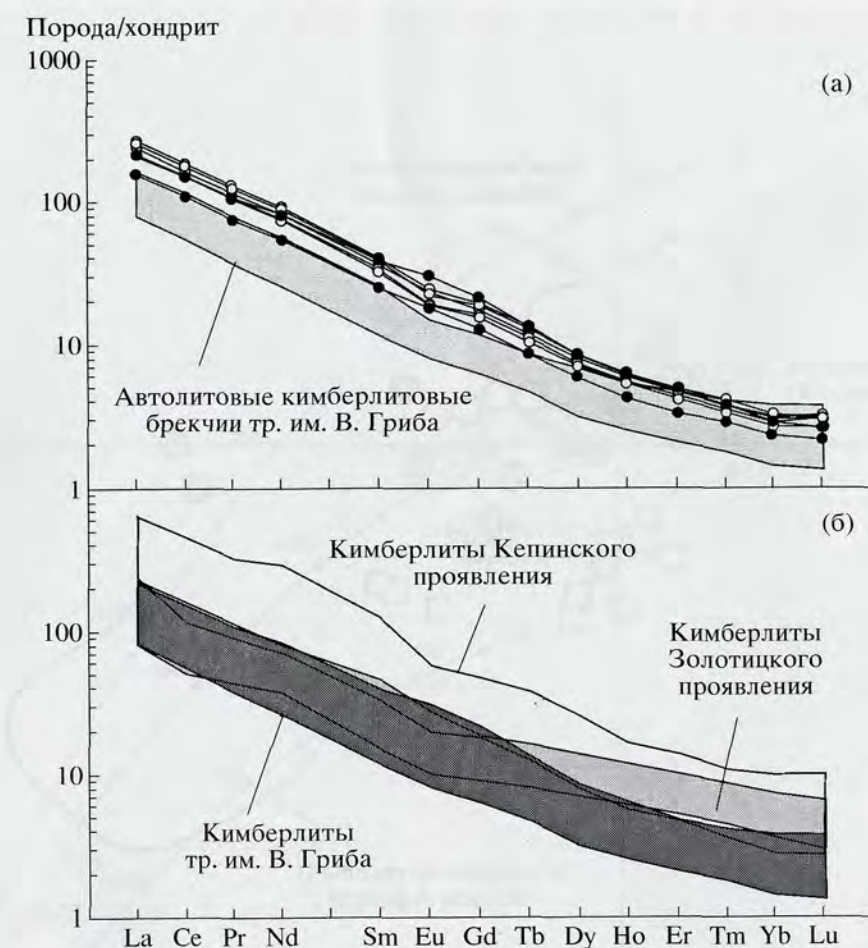


Фиг. 5. Распределение редких элементов в кимберлитах и автолитах трубки им. В. Гриба (а) в сравнении с кимберлитами Золотицкого и Кепинского проявлений (б). Кимберлиты Золотицкого проявления и трубки им. В. Гриба характеризуются отрицательными аномалиями Th, U, Nb, Ta. Данные для примитивной мантии по (McDonough, Sun, 1995). 1 – автолиты; 2 – порфировые кимберлиты.

ема жерла), а основная часть – кимберлитами (II фаза). Туфо- и ксенотуфобрекчии, как и породы кратерной части, характеризуются пестрой окраской. Преобладают бурые и красные тона за счет значительной примеси материала вмещающих пород вендского возраста. Содержание ксенолитов достигает 40–50%; они по составу отвечают аргиллитам и алевролитам, а также отмечаются обломки гнейсов, габброидов, гранулитов и эклогитоподобных пород. По сравнению с кимберлитами, туфо- и ксенотуфобрекчии характеризуются более высокой степенью вторичных изменений. Краевые части трубки “загрязнены” примесью вмещающих пород – алевролитами, аргиллитами и песчаниками устьепинежской, мезенской и падунской свит, интенсивно измененными вторичными процессами.

Кимберлиты II фазы внедрения неоднородны. В верхней части трубки встречаются участки, сложенные автолитовыми брекчиями. Основной объем представлен атакситовыми, порфировыми и переходными атаксит-порфировыми (АПК) разновидностями. Кимберлитовая автолитовая брекчия

(АКБ) имеет автолитовую текстуру и кристаллолитокластическую структуру. Большая часть породы представлена сапонитом и серпентином, развивающимися по оливину; из вторичных процессов особенно интенсивно развиты серпентинизация и хлоритизация. В АКБ преобладают обломки ксенолитов коровых пород и автолиты. Отмечены ксенокристаллы рудного минерала (ильменит), граната, флогопита. Редкая вкрапленность рудного минерала приурочена в основном к автолитам. Оливин 1 и 2 сильно изменены – практически полностью замещены вторичными минералами. Автолиты сложены псевдоморфозами серпентина по оливину и лейстами флогопита. Переходные разновидности, по существу представляющие собой порфировые кимберлиты, а также атакситовые кимберлиты с повышенным содержанием обломков, имеют серо-зеленую, темно-серую с зеленоватым оттенком окраску. Обломочная часть (10–70%) представлена преимущественно магматическим материалом, содержание ксеногенных частиц не превышает 5%. Среди магматического материала преобладают кристал-



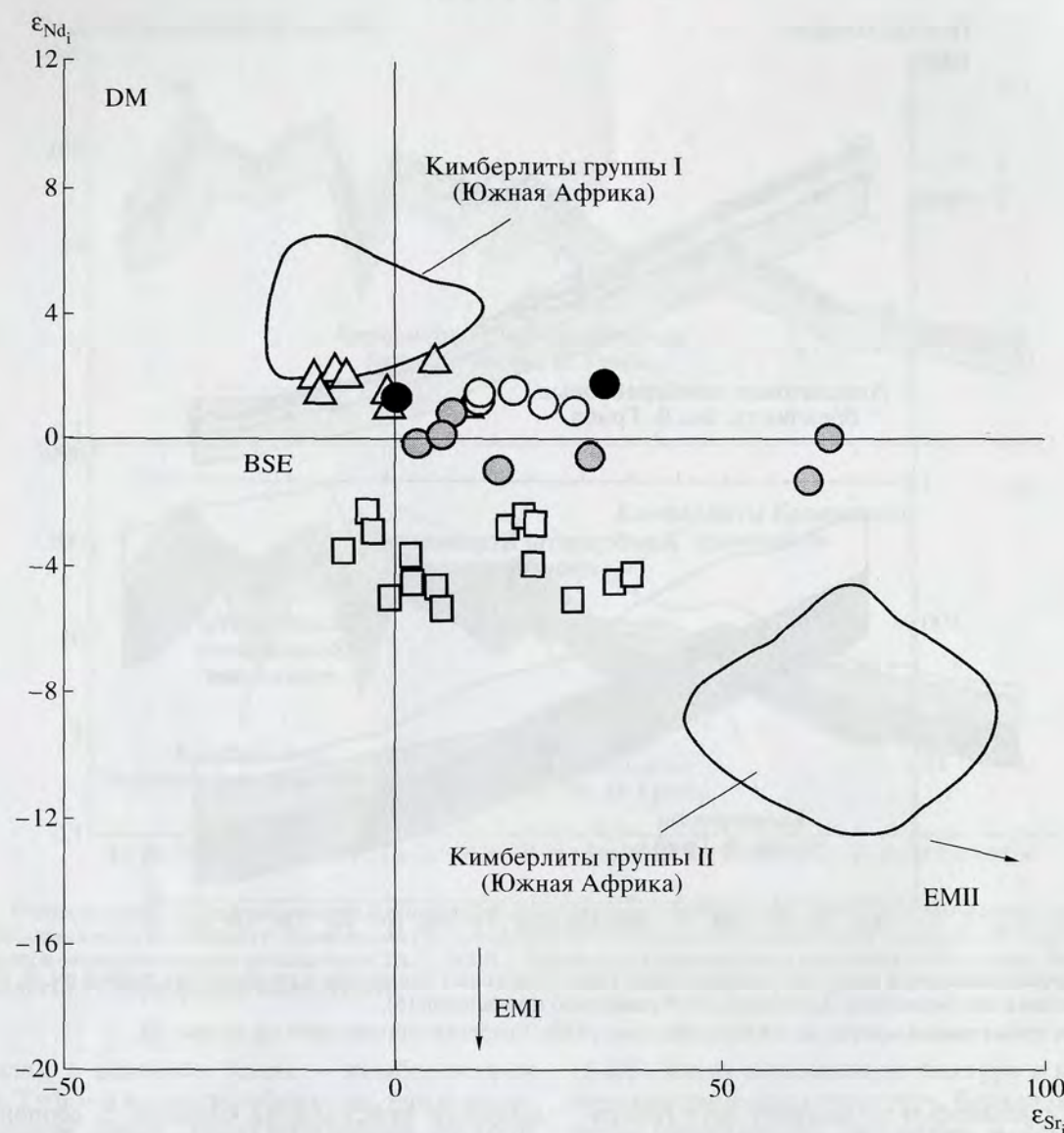
Фиг. 6. Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных элементов в кимберлитах трубки им. В. Гриба (а) в сравнении с кимберлитами Золотицкого и Кепинского проявлений (б). Данные для примитивной мантии по (McDonough, Sun, 1995). Условные обозначения см. на фиг. 5а.

локласты псевдоморфоз по оливину двух генераций. Оливин 1 (30–50%) имеет размеры 1–4 мм (до 10–25 мм) и неправильно-сглаженную или овальную форму. Оливин 2 (1–5%) представлен мелкими (0.2–0.8 мм) субидiomорфными зернами. Псевдоморфозы состоят из тонкопластинчатого и микрочешуйчатого агрегата серпентина с примесью тонкокристаллического агрегата карбоната. С глубины 240 м появляются реликты оливины первой генерации, реже второй. Примерно 2% составляют кристаллокласты оранжевого граната, пиропы, пикроильменита, флогопита, реже хромдиопсида. Ксеногенный материал представлен обломками алевролитов, аргиллитов, реже песчаников. Из процессов вторичной минерализации наиболее широко развиты карбонатизация, окварцевание, сапонитизация и ожелезнение.

Порфировые кимберлиты глубоких горизонтов характеризуются наличием крупных фенокристаллов оливины (до 5–7 см), иногда слабо серпентинизированных в относительно хорошо раскристаллизованной основной массе, сложенной

мелкими кристаллами оливины 2, серпентина и рудных минералов. Алмазность II фазы кимберлитов трубки примерно вдвое выше, чем ксенотуфобрекчии. Содержание алмазов достигает максимума в АКБ. Обычно АКБ приурочена к центральной части трубки, т.е. максимальное содержание алмазов наблюдается в центральной части трубки.

Остановимся на некоторых деталях конкретных образцов, которые имеют точную привязку к глубине и объему трубки, что позволяет обсудить пространственные изменения состава пород. Характеристика изученных кимберлитов двух разновидностей (порфировые кимберлиты и автолитовые кимберлитовые брекчии) приведена в табл. 1. Расположение скважин в пределах трубки показано на фиг. 2а. Трубка детально разбурена, однако скважины нередко наклонные и поэтому глубина взятия образца ядра не всегда соответствует вертикальной глубине трубки. Наглядный пример такого несоответствия – образец порфирового кимберлита (77/940). Судя по геологиче-

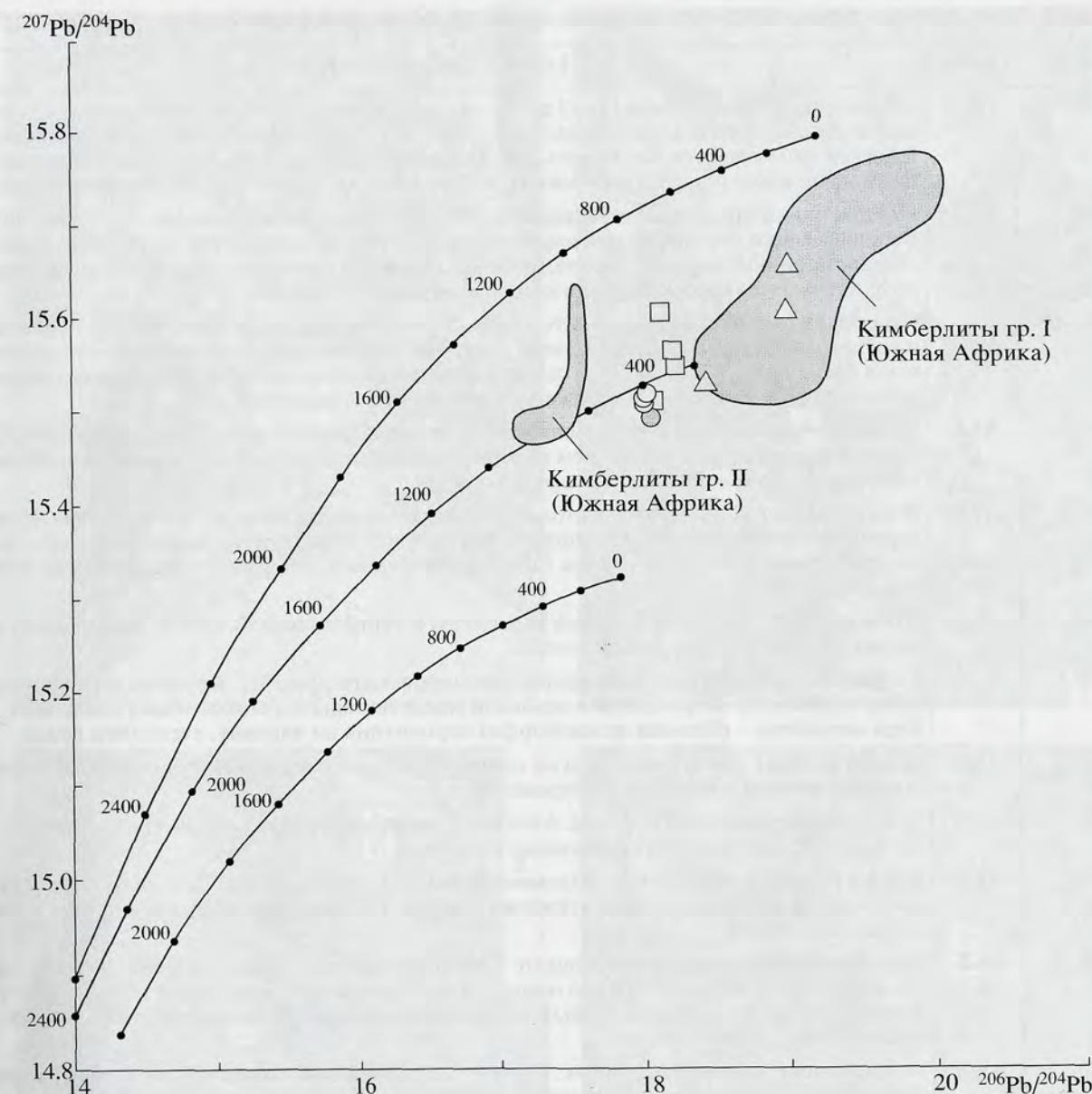


Фиг. 7. Диаграмма $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ для кимберлитов трубки им. В. Гриба в сравнении с кимберлитами Золотицкого и Кепинского проявлений. Поля по (Mitchell, 1986). Условные обозначения см. на фиг. 3.

скому плану (фиг. 2а), глубина трубки в этом месте не должна превышать 400 м, хотя керн был поднят с глубины 940 м. На фиг. 9 приведены примеры микрофотографий некоторых из изученных образцов кимберлитов.

Порфиновые кимберлиты характеризуются порфировой структурой, массивной текстурой (фиг. 9а, 9б). Порфиновые включения представлены в основном псевдоморфозами серпентина, или сапонита по оливину. Форма включений – округлая, неправильная. Размеры варьируют от нескольких миллиметров до 1 см (1-ая генерация). Псевдоморфозы по оливину 2 изредка имеют гипидиоморфную форму, чаще – неяс-

ных очертаний. Вокруг некоторых псевдоморфоз встречаются каемки из кальцита (образец 9ц/484). Вкрапленники слюды очень редки, при этом слюда наполовину замещена хлоритом. В породе встречаются крупные вкрапленники ильменита. Основная масса преимущественно состоит из серпентина, хлорита, кальцита (образец 77/940) и рудных минералов. Кроме того, в породе также встречаются жилки, сложенные кальцитом; обнаружены карбонатизированные (или состоящие из карбоната) ксенолиты вмещающих пород (образец 9ц/484). Просмотр шлифов и химические анализы образцов подтверждают, что проанализированы порфиновые кимберлиты трубки им. В. Гриба, однако, по данным геологоразведочных работ,



Фиг. 8. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область). Условные обозначения см. на фиг. 3. Модельные кривые эволюции Pb мантии (М), нижней коры (НК) и верхней коры (ВК). Цифры на линиях – время в млн. лет. Поля по (Fraser et al., 1985; Smith, 1983; Nelson, 1992).

на таких глубинах ПК в данной трубке не встречаются. По-видимому, проанализированы либо ксенолиты ПК подводящего канала трубки, захваченные при внедрении АКБ, либо крупные автолиты.

Автолитовые кимберлитовые брекчи. Породы имеют автолитовую текстуру и кристаллолитокластическую структуру; их подробное описание можно найти в работах (Бурмистров и др., 2005; Голубева и др., 2006). Концентрация, размеры, форма автолитов и мощность автолитовых оболочек варьирует даже в пределах одного шлифа (фиг. 9в, 9г). Ядра автолитов сложены в основ-

ном псевдоморфозами серпентина, хлорита или сапонита (образцы 106/590; 60/546; 77/478) по оливину, изредка – пироксенами (например, образец 106/590), гранатами, ильменитами, слюдой. Форма псевдоморфоз по оливину – округлая, чаще – обломочная. Рудные минералы (магнетит, перовскит и др.) концентрируются в основном в автолитовых оболочках. При этом содержания рудных минералов варьируют от образца к образцу. Кроме того, в наиболее мощных автолитовых оболочках встречаются кальцит, лейсты флогопита, а также “автолиты в автолите”. В породе также наблюдаются безъядерные автолиты

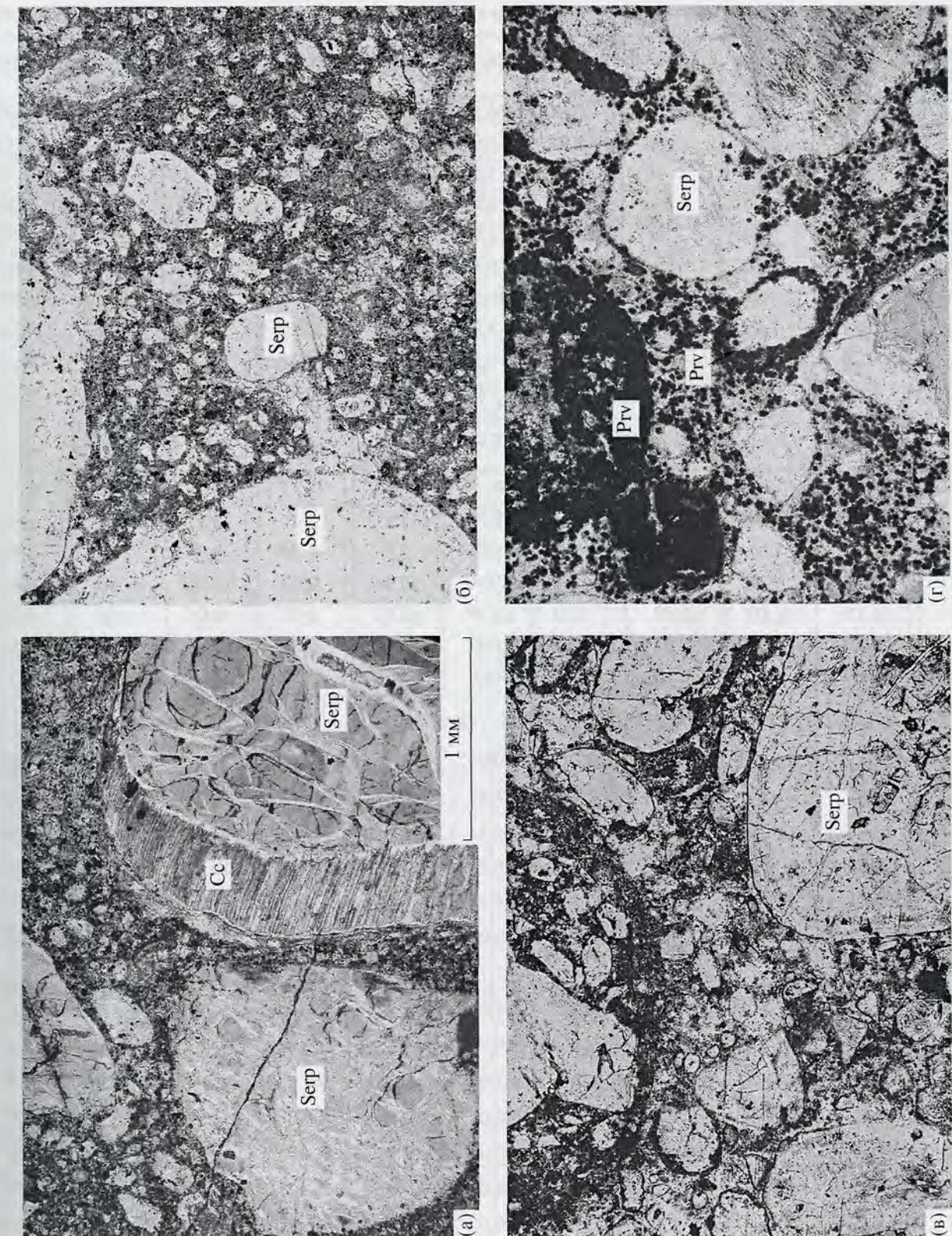
Таблица 1. Краткая петрографическая характеристика изученных образцов кимберлитов из трубки им. В. Гриба

Образец	Разность	Краткая характеристика
9ц/484*	ПК	Во вкрапленниках – оливин 1 (до 1 см) и оливин 2, замещенный серпентином. Вокруг оливина 1 нередко развиты каймы из кальцита (фиг. 9а). Оливин 2 – изредка гипидиоморфный. В породе наблюдаются жилки кальцита. Встречаются карбонатизированные ксенолиты. В основной массе присутствует тонко рассеянный рудный минерал, встречается ильменит.
77/940	ПК	Вкрапленники представлены оливином, замещенным серпентином (до 1 см) (фиг. 9б). Основная масса состоит из микрофенокрист (0,1 мм) псевдоморфоз по оливину, иногда гипидиоморфной формы, хлорита, кальцита и серпентина. Вокруг крупных псевдоморфоз по оливину – мелкораскристаллизованный агрегат кальцита.
9ц/584–586	АКБ	Преобладают пленочные автолиты (тонкие автолитовые оболочки), но встречаются и крупные с “автолитами в автолите” (фиг. 9в). Рудные минералы наблюдаются в основном в автолитовых оболочках, в самой породе их содержание невысоко. Оливин замещен серпентином и хлоритом. Содержание карбоната очень низкое.
106/590	АКБ	Очень темные автолиты из-за большого скопления рудных минералов (перовскит). Связующая масса состоит в основном из серпентина. Встречаются пироксены, как обломки в основной массе породы и как ядра автолитов.
60/445	АКБ	Широко варьирует мощность автолитовых оболочек – до полного их отсутствия. Иногда ядрами автолитов являются ксенолиты метаморфических пород. В основной массе встречаются крупные листочки слюды. Содержание рудных минералов – среднее среди изученных образцов.
60/546	АКБ	В основной массе оливин замещен кальцитом и серпентином. В породе встречаются прожилки, сложенные кальцитом, слюда.
60/955.1	АКБ	В образце отмечены высокие содержания перовскита (фиг. 9г). Крупные ограненные зерна перовскита встречаются в основной массе породы и в автолитовых оболочках. Ядра автолитов – обломки псевдоморфоз серпентина по оливину, ксенолиты венда.
62/355	АКБ	Порода состоит из псевдоморфоз по оливину неясных очертаний. Вся порода обогащена оксидами железа – окрашена в буроватый цвет.
70/190	АКБ	Похоже на предыдущий образец. Автолиты преимущественно обломочной формы. Псевдоморфозы по оливину неясных очертаний.
77/478	АКБ	Автолиты редки, в основном – обломочной формы, безъядерные. Основная масса состоит из серпентина. В породе много ксенолитов венда. Содержание рудных минералов в основной массе – низкое.
77/700	АКБ	Размеры автолитов часто превышают 1 см, встречаются “автолиты в автолите”. Автолиты значительно темнее основной массы (за счет вторичных минералов по перовскиту). В самой породе содержание рудных минералов невысоко. В автолитовых оболочках присутствует хлорит.
80/265	АКБ	Порода имеет порфировый облик. Состоит из серпентина и хлорита. Автолиты встречаются редко – в интерстициях между блоками, сложенными сплошным серпентином.
108/650	АКБ	Встречаются ядерные, безъядерные, пленочные автолиты. Форма автолитов – от обломков до округлых. Автолиты темнее основной массы (рудные минералы, слюда). Оливин замещен серпентином и кальцитом. Матрица между автолитами состоит из серпентина, хлорита.

Примечание. * – здесь и в табл. 2–4: скважина – глубина, м. АКБ – автолитовая кимберлитовая брекчия, ПК – порфировый кимберлит.

округлой и угловатой (обломочной) формы. Среди ксенолитов преобладают вмещающие породы венда и метаморфические породы фундамента (как ядра автолитов и просто как вкрапленники без автолитовых оболочек). Основная масса породы, заполняющая интерстиции между автолитами, сложена, в основном, серпентином (или сапонитом), хлоритом, рудными минералами. Содержания рудных минералов сильно варьируют от образца к образцу.

Вариации состава кимберлитов в пределах трубки им. В. Гриба. Для характеристики кимберлитов трубки им. В. Гриба было изучено 16 образцов кимберлитов, отобранных с глубины от 207 до 940 м из девяти скважин, характеризующих состав центральной и западной частей трубки. Их результаты помещены в табл. 2 и 3. Комплексные аналитические исследования состава кимберлитов выявили некоторые различия, однако они связаны не столько с пространственным положе-



Фиг. 9. Разновидности пород из кимберлитовой трубки им. В. Гриба.

а – порфировый кимберлит, образец 9ц/484; б – порфировый кимберлит, образец 77–940; в – автолитовая кимберлитовая брекчия, образец 9ц/584–586; г – автолитовая кимберлитовая брекчия, образец 60/955.1. Увел. 10.

Serp – серпентин, Prv – перовскит, Сс – кальцит.

Таблица 2. Состав кимберлитов и автолитов из трубки им. В. Гриба, мас. %

Компо- ненты	9ц/484	77/940	9ц/584–586	106/606	106/590	107/302	60/445	60/546	60/955.1	62/355	
SiO ₂	33.34	31.22	36.71	40.81	36.51	40.31	39.34	36.54	35.65	41.83	
TiO ₂	2.26	2.96	0.96	1.39	0.97	1.15	1.31	1.83	1.35	1.32	
Al ₂ O ₃	1.51	1.21	1.77	1.72	1.30	1.51	1.96	1.47	1.64	1.57	
Fe ₂ O ₃	5.65	4.88	5.14	4.16	6.02	3.13	5.67	4.94	6.19	5.39	
FeO	2.15	3.46	2.90	3.06	1.93	4.2	2.00	2.59	1.60	2.39	
MnO	0.57	0.12	0.12	0.15	0.12	0.14	0.11	0.13	0.13	0.12	
MgO	29.84	31.19	35.82	31.83	36.35	33.07	34.83	35.76	36.14	30.83	
CaO	6.74	7.15	1.07	3.70	3.25	2.49	0.67	2.06	2.06	1.72	
Na ₂ O	0.20	0.10	0.04	0.38	0.10	0.17	0.21	0.06	0.13	0.44	
K ₂ O	0.18	0.12	0.50	0.31	0.07	0.41	0.40	0.22	0.27	0.37	
P ₂ O ₅	0.51	0.32	0.22	0.22	0.16	0.11	0.14	0.24	0.19	0.17	
П.п.п	15.65	15.59	13.40	12.45	11.96	12.76	12.13	12.66	13.41	12.54	
Сумма	98.60	98.33	98.64	100.18	98.74	99.45	98.77	98.51	98.76	98.69	
CO ₂	5.19	5.28	0.65	0.54	0.56	1.1	0.47	2.17	0.83	0.81	
H ₂ O [–]	1.09	1.01	1.39	11.91	0.91	1.53	1.65	0.56	1.31	3.30	
H ₂ O ⁺	9.95	9.57	11.76		10.97	10.90	9.88	10.39	11.64	8.63	
C.I.	1.16	1.03	1.05	1.32	1.04	1.24	1.17	1.05	1.02	1.39	
#mg	0.79	0.79	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.83	0.82	0.80	
Разности	ПК	ПК	АКБ	АКБ	АКБ	АКБ	АКБ	АКБ	АКБ	АКБ	
Компо- ненты	70/190	77/478	77/700	80/265	108/207	108/650	106/612A	106/627A	106/628A	106/630A	106/690A
SiO ₂	38.97	37.00	38.57	40.42	37.79	41.04	33.78	33.52	32.88	33.81	35.07
TiO ₂	1.06	0.75	0.93	1.12	0.92	1.32	1.90	1.65	2.33	1.96	1.95
Al ₂ O ₃	1.42	1.57	1.49	2.50	1.59	2.16	1.84	1.96	2.18	2.58	1.69
Fe ₂ O ₃	5.04	3.76	4.29	4.19	4.56	4.33	4.05	4.21	4.96	4.54	4.11
FeO	2.37	2.85	3.30	2.95	3.13	3.18	3.75	3.25	3.25	3.67	3.82
MnO	0.11	0.16	0.12	0.11	0.13	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16
MgO	32.56	36.79	34.43	32.04	33.51	31.09	31.45	29.46	30.49	29.70	33.11
CaO	2.06	0.88	3.02	1.68	2.70	2.62	6.84	8.37	7.14	6.63	4.45
Na ₂ O	0.13	0.04	0.12	0.26	0.10	0.39	0.13	0.19	0.16	0.15	0.15
K ₂ O	0.29	0.13	0.08	0.28	0.17	0.32	0.27	0.68	0.24	0.33	0.27
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.15	0.16	0.16	0.33	0.43	0.41	0.47	0.42	0.37
П.п.п	14.74	14.23	12.20	12.99	13.93	11.62	15.03	15.61	15.59	15.04	12.82
Сумма	98.89	98.31	98.70	98.70	98.70	98.55	99.61	99.46	99.85	98.98	97.97
CO ₂	1.64	0.96	0.51	0.96	1.71	0.81	3.91	4.94	4.14	3.77	2.45
H ₂ O [–]	2.48	1.52	1.20	2.01	1.93	1.60	11.12	10.67	11.45	11.27	10.37
H ₂ O ⁺	10.81	12.24	9.81	10.01	10.58	9.81					
C.I.	1.22	1.04	1.16	1.32	1.17	1.37	1.12	1.16	1.14	1.20	1.10
#mg	0.81	0.85	0.82	0.82	0.81	0.81	0.80	0.80	0.79	0.78	0.81
Разности	АКБ	АКБ	АКБ	АКБ	АКБ	АКБ	Автолиты				

Примечание. C.I. – индекс контаминации (Taylor *et al.*, 1994); #mg – магнeзиальность MgO/(MgO + FeO_{общ.}).

Таблица 3. Редкие элементы в кимберлитах и автолитах трубки им. В. Гриба (данные метода ICP-MS), г/т

Элемен- ты	9ц/484	77/940	9ц/584-586	106/606	106/590	107/302	60/445	60/546	60/955.1	62/355
Be	2.49	1.97	1.58	1.00	1.46	–	1.53	1.75	1.70	1.83
Sc	5.5	0.2	7.2	4.5	7.4	6.4	9.1	9.3	6.7	20.6
V	172	188	81	91	75	63	103	110	75	97
Cr	1452	1731	1101	1256	907	1100	1063	1400	1170	949
Co	72	96	88	77	88	70	78	85	90	82
Ni	1125	1041	1258	1679	1346	1450	1129	1180	1382	1247
Cu	126	78	22	99	133	–	35	40	23	29
Zn	57	85	56	98	56	–	57	65	60	58
Ga	5.3	4.9	4.1	3.2	3.0	–	4.4	4.0	4.0	3.9
Rb	13.7	9.6	31.2	15.2	4.2	20.3	19.1	14.4	15.1	18.0
Sr	536	632	136	215	407	179	210	480	183	221
Y	9.6	6.0	3.7	5.8	3.6	5.0	5.9	4.3	3.7	5.6
Zr	64	58	40	54	40	59	59	50	40	88
Nb	85	79	36	43	34	38	36	52	42	37
Mo	2.69	1.33	1.28	0.48	2.68	–	0.89	3.27	1.39	1.55
Cd	0.31	0.43	0.18	–	0.26	–	0.22	0.34	0.23	0.33
Cs	0.30	0.26	0.64	0.38	0.11	0.73	0.44	0.21	0.45	0.53
Ba	728	613	189	196	351	111	295	990	193	353
La	49.8	38.1	26.1	24.8	21.6	19.4	32.7	28.1	27.8	23.8
Ce	92.1	69.8	46.5	45.2	38.3	35.5	56.1	50.4	49.5	42.7
Pr	10.49	7.39	4.81	4.82	4.01	3.64	5.88	5.31	5.13	4.50
Nd	38.86	26.02	16.81	16.77	13.93	13.67	20.44	18.39	17.82	15.80
Sm	5.96	3.91	2.36	2.63	1.96	2.09	3.06	2.62	2.47	2.42
Eu	1.775	1.085	0.647	0.679	0.547	0.480	0.770	0.733	0.652	0.656
Gd	4.388	2.702	1.637	1.862	1.367	1.380	2.081	1.727	1.630	1.772
Tb	0.494	0.322	0.207	0.240	0.177	0.213	0.262	0.222	0.191	0.241
Dy	2.147	1.495	0.902	1.214	0.811	1.130	1.297	0.982	0.845	1.148
Ho	0.354	0.240	0.151	0.215	0.141	0.170	0.230	0.165	0.144	0.211
Er	0.791	0.552	0.354	0.541	0.339	0.410	0.562	0.378	0.347	0.535
Tm	0.094	0.071	0.045	0.073	0.046	0.050	0.083	0.052	0.046	0.075
Yb	0.478	0.386	0.266	0.437	0.283	0.320	0.466	0.279	0.242	0.445
Lu	0.065	0.055	0.036	0.064	0.039	0.050	0.064	0.041	0.034	0.066
Hf	1.74	1.59	1.06	1.51	0.99	1.09	1.44	1.18	0.95	2.07
Ta	5.08	6.15	2.50	4.03	2.70	3.55	2.25	4.08	3.05	2.66
Th	7.06	6.24	3.74	3.76	3.07	3.18	4.26	4.03	3.44	3.27
U	1.17	1.11	0.70	0.73	0.58	0.54	0.83	0.74	0.64	0.67

Таблица 3. Окончание

Элементы	70/190	77/478	77/700	80/265	108/207	108/650	106/612A	106/627A	106/628A	106/630A	106/690A
Be	1.89	1.70	1.90	1.55	1.77	1.99	1.42	3.22	1.95	2.16	1.92
Sc	11.5	4.5	14.2	24.2	18.6	23.6	9.6	8.2	11.3	10	8.7
V	92	76	89	93	89	122	138	170	165	142	130
Cr	1111	964	1065	1064	1015	1080	1635	1673	2233	1889	1850
Co	88	77	92	84	93	81	74	71	68	76	76
Ni	1325	1060	1342	1228	1403	1222	1391	1361	1420	1447	1562
Cu	103	21	28	22	25	55	568	460	760	458	83
Zn	57	50	58	55	57	66	65	57	70	67	59
Ga	3.4	3.5	3.8	4.9	4.3	5.9	4.4	4.8	5.6	5.1	4.2
Rb	20.2	8.3	6.5	16.1	12.8	19.6	16.3	49	16.4	21.8	17.8
Sr	160	1211	155	223	184	541	708	1201	709	617	345
Y	3.9	4.3	3.6	4.8	4.8	8.1	9.3	8.3	9.8	9.8	8.3
Zr	43	47	43	73	42	81	87	87	94	91	80
Nb	33	30	29	33	31	57	93	86	110	99	85
Mo	1.40	1.77	1.50	1.49	1.24	2.18	0.53	1.19	1.35	1.32	1.32
Cd	0.23	0.83	0.22	0.25	0.23	0.43	—	—	—	—	—
Cs	0.50	0.33	0.18	0.40	0.25	0.40	0.31	0.50	0.26	0.30	0.31
Ba	383	1673	90	412	137	808	848	2072	873	826	585
La	20.4	20.0	19.8	20.8	20.3	38.2	57.6	52.6	65.9	62.5	52.7
Ce	37.1	34.8	35.1	39.2	37.3	69.4	100.7	93.5	116.3	110.6	93.4
Pr	3.88	3.60	3.66	4.13	4.01	7.43	11.09	10.05	12.54	12.00	10.08
Nd	13.43	13.02	12.78	14.59	14.21	25.85	39.52	36.19	44.79	42.44	35.38
Sm	2.05	2.10	1.84	2.17	2.22	3.86	5.62	5.17	6.25	6.10	5.05
Eu	0.506	0.606	0.497	0.532	0.603	0.883	1.366	1.118	1.459	1.319	1.131
Gd	1.300	1.634	1.392	1.360	1.588	2.406	3.685	3.37	4.107	3.925	3.309
Tb	0.176	0.207	0.179	0.190	0.212	0.314	0.442	0.413	0.501	0.480	0.400
Dy	0.907	0.988	0.819	0.960	0.990	1.727	2.072	1.887	2.163	2.166	1.843
Ho	0.159	0.172	0.146	0.170	0.173	0.304	0.335	0.31	0.346	0.358	0.310
Er	0.376	0.412	0.375	0.439	0.438	0.770	0.772	0.727	0.785	0.815	0.710
Tm	0.055	0.056	0.049	0.063	0.059	0.104	0.095	0.089	0.095	0.105	0.087
Yb	0.293	0.325	0.301	0.383	0.354	0.643	0.522	0.487	0.511	0.547	0.466
Lu	0.047	0.053	0.046	0.056	0.051	0.095	0.08	0.079	0.076	0.078	0.069
Hf	1.18	1.20	1.21	1.71	0.99	1.99	2.17	2.27	2.40	2.30	2.15
Ta	2.55	2.13	2.56	2.44	1.98	3.79	6.93	6.71	8.47	7.44	6.63
Th	3.22	3.08	3.13	3.19	3.18	5.63	8.54	7.84	9.48	9.22	7.79
U	0.62	0.57	0.61	0.65	0.65	1.14	1.53	1.38	1.69	1.57	0.99

Примечание. "—" — нет данных.

Таблица 4. Nd-Sr-изотопные данные для автолитов, порфировых кимберлитов и автолитовых кимберлитовых брекчий трубки им. В. Гриба

№ образца	Rb, г/г	Sr, г/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t	ε _{Sr}
106/612A	16.86	717.0	0.0680	0.705969 ± 10	0.705608	+22
106/627A	50.70	1259.0	0.1165	0.706563 ± 19	0.705944	+27
106/628A	16.15	690.7	0.0676	0.705656 ± 7	0.705297	+18
106/630A	22.27	631.9	0.1019	0.705475 ± 12	0.704934	+12
106/690A	16.02	339.7	0.1364	0.705640 ± 17	0.704915	+12
9ц/484	14.26	587.1	0.0702	0.704618 ± 7	0.704245	-0.1
77/940	9.25	633.0	0.0422	0.706699 ± 8	0.706475	+32
9ц/584-586	30.33	126.6	0.6929	0.712638 ± 6	0.708956	+67
106/606	15.48	211.6	0.2116	0.706251 ± 14	0.705127	+15
70/190	18.38	154.9	0.3428	0.706546 ± 6	0.704724	+7
77/478	7.69	1240.0	0.0179	0.708815 ± 7	0.708720	+63

№ образца	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _t	ε _{Nd}	T(DM)Nd, млрд. лет
106/612A	5.16	36.77	0.0848	0.512422 ± 8	0.512215	+1.1	0.9
106/627A	4.56	32.36	0.0851	0.512413 ± 10	0.512205	+0.9	0.9
106/628A	5.61	40.2	0.0843	0.512441 ± 9	0.512235	+1.5	0.8
106/630A	5.59	39.81	0.0848	0.512440 ± 6	0.512233	+1.5	0.8
106/690A	4.63	33.07	0.0846	0.512426 ± 10	0.512219	+1.2	0.9
9ц/484	6.50	42.53	0.0924	0.512449 ± 8	0.512223	+1.3	0.9
77/940	3.72	25.64	0.0878	0.512463 ± 7	0.512248	+1.8	0.8
9ц/584-586	2.29	16.25	0.0853	0.512368 ± 7	0.512160	0.0	0.9
106/606	2.39	16.06	0.0898	0.512328 ± 11	0.512109	-1.0	1.0
70/190	1.95	13.28	0.0886	0.512380 ± 10	0.512163	+0.1	0.9
77/478	1.94	12.28	0.0953	0.512321 ± 7	0.512088	-1.4	1.1

Примечание. Первичные изотопные отношения, ε_{Nd} и ε_{Sr}, рассчитаны на t = 373 млн. лет (Mitchell, 1986) с учетом современных изотопных составов UR (⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.825 и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7045) и CHUR (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638).

нием кимберлитов, сколько с текстурно-морфологическим их типом. Наиболее отчетливо проявлены различия составов между порфировыми кимберлитами (ПК) и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями (АКБ), что отчетливо отражают графики (фиг. 3–8). Автолиты (Ав) по составу занимают (обычно) промежуточное положение между породами первых двух групп. Отметим поведение некоторых индикаторных компонентов:

TiO₂ (мас. %) уменьшается (табл. 2, фиг. 3) в ряду: 2.96 (ПК) – 1.6–2.3 (Ав) – 0.75 (АКБ);

MgO (мас. %) – здесь и далее цифры в скобках) – более низкое в ПК (29–31) и Ав (29–31 и в одном образце 33), тогда как в АКБ оно возрастает до 31–36 (табл. 2);

CaO (мас. %) – наиболее низкое в АКБ (1–3), возрастает в Ав (6–8) и в ПК (около 7) (табл. 2);

CO₂ (мас. %) – повышенное в ПК (5) и в Ав (около 4), пониженное – в АКБ (в большинстве

образцов <1, в единичных образцах до 2) (табл. 2); создается впечатление, что отделение автолитов приводит к разубоживанию расплава CaO и CO₂;

H₂O (мас. %) – повышенное в АКБ (наиболее часто – 12–13), несколько ниже – в ПК (10–11) и в автолитах (10.5–11).

Что касается редких элементов, обращают на себя внимание отличие автолитов от ПК и АКБ, причем особенно от АКБ (табл. 3, частично – на фиг. 4):

Cr (г/г) – повышенные концентрации в Ав (1635–2233), по сравнению с ПК (1450–1730) и АКБ (около 1000);

Ni (г/г) – слабо варьирующие содержания (около 1000–1400) в ПК и АКБ, в Ав его концентрация резко падает – на два порядка (около 70).

На фиг. 4 отчетливо видно, что ПК обогащены Y, Ce, Zr, HREE, содержания которых снижаются в автолитах и еще более заметно – в АКБ.