

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.И. Костровицкий, Т. Морикио*, И.В. Серов**, Д.А. Яковлев, А.А. Амиржанов***

Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

** Shinshu University, Matsumoto, 390-8621, Japan*

*** АК „АЛРОСА“, 678170, Мирный, ул. Ленина, 6, Россия*

**** Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Изучены изотопная систематика Sr и Nd, а также микроэлементный состав (методом ICP-MS) представительной коллекции кимберлитов и родственных пород Сибирской платформы. Обобщение литературных и новых данных позволили установить, что в пределах платформы получили развитие несколько петрохимических и геохимических типов кимберлита, происхождение которых связано с разными мантийными источниками. В основу петрохимической типизации кимберлитов легли устойчивые различия их составов по магнезиальности, по содержанию таких показательных оксидов, как $\text{FeO}_{\text{сум}}$, TiO_2 , K_2O . Выделенные геохимические типы кимберлитов отличаются друг от друга уровнем концентрации некогерентных элементов, а также их соотношениями.

Большинство изотопных характеристик кимберлитов и родственных пород Сибирской платформы соответствует изученным ранее базальтоидным кимберлитам 1-го типа из разных провинций мира — точки изотопных составов попадают в область примитивной и слабоистощенной мантии. Исключение — одна проба пород из жил Ингашинского поля (Присяянье), которая характеризуется изотопным составом Sr и Nd, отвечающим слюдястым кимберлитам 2-го типа (оранжеитам).

Наиболее важной особенностью распределения изотопного и микроэлементного составов (по некогерентным элементам) является их независимость от химического состава пород. Показано, что образование кимберлитов связано с существованием, по меньшей мере, двух независимых источников — флюидного и расплавленного, ответственных за микроэлементный (по группе некогерентных элементов) и химический составы породы. Сделано предположение, что мощный поток флюида астеносферного происхождения при восхождении в условиях гетерогенной литосферы мантии провоцировал образование в ней локальных кимберлитовых очагов. Таким образом, частичное плавление литосферной мантии обусловило образование контрастных петрохимических типов кимберлитов. А геохимическая специализация кимберлитов обязана мантийному флюиду астеносферного происхождения, который резко доминировал в редкометальном балансе гибридного расплава очага.

Кимберлиты, петрохимические и геохимические типы, изотопная систематика.

ISOTOPE-GEOCHEMICAL SYSTEMATICS OF KIMBERLITES AND RELATED ROCKS FROM THE SIBERIAN PLATFORM

S.I. Kostrovitsky, T. Morikiyo, I.V. Serov, D.A. Yakovlev, and A.A. Amirzhanov

Using the ICP-MS method we have studied the isotope systematics of Sr and Nd as well as trace element composition of a representative collection of kimberlites and related rocks from the Siberian Platform. The summarized literature and our own data suggest that the kimberlites developed within the platform can be divided into several petrochemical and geochemical types, whose origin is related to different mantle sources. The petrochemical classification of kimberlites is based on persistent differences of their composition in mg# and in contents of indicator oxides such as FeO_{tot} , TiO_2 , and K_2O . The recognized geochemical types of kimberlites differ from one another in the level of concentration of incompatible elements as well as in their ratios.

Most of isotope characteristics of kimberlites and related rocks of the Siberian Platform correspond to the earlier studied Type 1 basaltoid kimberlites from different provinces of the world: Points of isotopic compositions are in the field of primitive and weakly depleted mantle. An exception is one sample of the rocks from veins of the Ingashi field (Sayan area), which is characterized by the Sr and Nd isotopic composition corresponding to Type 2 micaceous kimberlites (orangeites).

The most important feature of distribution of isotopic and trace-element compositions (incompatible elements) is their independence of the chemical rock composition. It is shown that the kimberlite formation is connected with, at least, two independent sources, fluid and melt, responsible for the trace-element and chemical compositions of the rock. It is supposed that, when rising through the heterogeneous lithosphere of the mantle, a powerful flow of an asthenosphere-derived fluid provoked the formation of local kimberlite chambers there. Thus, the partial melting of the lithosphere mantle led to the formation of contrasting petrochemical types of kimberlites, while the geochemical specialization of kimberlites is due to the mantle fluid of asthenosphere origin, which drastically dominated in the rare-metal balance of a hybrid magma of the chamber.

Kimberlites, petrochemical and geochemical types, isotope systematics

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлиты представляют собой очень сложный объект для исследования. Гибридный характер породы, нередко высокий уровень содержания ксеногенного материала мантийного и корового происхождения, разная степень вторичной гидротермально-метасоматической переработки являются основными факторами, искажающими первичный состав кимберлитов. Именно поэтому понимание природы кимберлитов невозможно без детального и корректного анализа данных их изотопного и микроэлементного составов. Уже первые исследования [Бородин и др., 1976; Илупин и др., 1978; Костровицкий, 1986] показали, что кимберлиты характеризуются чрезвычайно широким диапазоном изменчивости содержания редких элементов. Было установлено, что две кимберлитовые субпровинции, включающие алмазоносные южные и убогоалмазоносные северные поля, заметно отличаются по уровню концентраций несовместимых элементов. При этом для характеристики кимберлитов из отдельных трубок, из полей в целом исследователи использовали, как правило, усредненные параметры состава. Однако, что отражают различия кимберлитов в средних составах: разную степень контаминации или разную степень вторичной измененности пород, или разные мантийные источники? Аналогичные вопросы возникают и при интерпретации изотопных данных.

В последние годы число работ, акцентирующих внимание на получении изотопно-геохимических характеристик, заметно возросло [Костровицкий и др., 1999; Agashev et al., 2001; Богатиков и др., 2004; Кононова и др., 2005]. Авторы пришли к важному выводу, что в пределах Якутской провинции обнаруживаются в основном кимберлиты базальтоидного типа, появление которых связывается со слабоистощенным мантийным источником, и отсутствуют проявления слюдистых кимберлитов 2-го типа (оранжеитов по Р. Митчеллу [Mitchell, 1996]). С другой стороны, авторы указали на достаточно широкие вариации изотопных отношений Sr и Nd, которые выходят за пределы, характерные для классических кимберлитов. И снова возникает вопрос, с чем связаны эти отклонения? Ряд исследователей [Агашев и др., 2000] предполагают, что относительно высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ являются специфической особенностью характеристики мантийного источника для якутских кимберлитов. Но так ли это? Имеются данные [Костровицкий, 1986; Харьков и др., 1998], что заметную роль в изменении изотопного состава кимберлитов играют вторичные метасоматические процессы.

Поставленные вопросы, которые сводятся к получению изотопно-геохимической характеристики первичной магматической составляющей кимберлитов, и явились основными для авторов. Настоящая работа является обобщением обширного массива данных по химическому, микроэлементному и изотопно-геохимическому составам кимберлитов из большинства проявлений кимберлитового вулканизма на Сибирской платформе, полученных авторами и заимствованных из литературных источников. Основой исследования явилась коллекция образцов кимберлитов и родственных пород, характеризующихся максимальной неизменностью вторичными процессами, из разных полей, в том числе Малоботуобинского, Далдынского, Алакитского, Верхнемунского, Накынского, Куойкского, Малокуонамского, Лучаканского, Дюкенского, Ары-Мастахского, Староречинского, Орто-Ыаргынского, Харамайского, Ингашинского. Химический (методом РФА) и микроэлементный (методом ICP-MS) составы пород были определены в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Sr-Nd изотопная систематика для пород была изучена в японском Университете города Шинши на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Изотопный состав Sr в кимберлитах Верхнемунского поля был выполнен в Институте геохимии СО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT 262.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ

Большинство проявлений кимберлитового вулканизма в пределах Сибирской платформы объединены [Харьков и др., 1998] в Якутскую алмазоносную провинцию. За ее пределами кимберлиты обнаружены в Красноярском крае (Харамайское и Котуйское поля) и в Присаянье (Ингашинское поле). Кимберлитовые поля Якутской провинции располагаются в пределах трех минерагенических зон (рис. 1) — Вилюйско-Мархинской, Далдыно-Оленекской и Оленек-Анабарской. По возрасту кимберлитовых проявлений выделяются четыре основных этапа: 1) протерозойский (только для Ингашинских жил); 2) среднепалеозойский (для подавляющей части кимберлитов Далдыно-Оленекской и Вилюйско-Мархинской зон); 3) нижнемезозойский (для кимберлитов и родственных пород Оленек-Анабарской зоны, а также Котуйского и Харамайского полей); 4) верхнемезозойский (для части кимберлитов из Куойкского и Верхнемолодинского полей).

По составу изученные породы могут быть разделены на четыре генетические группы: 1) кимберлиты, принадлежащие к алмазоносным южным полям Якутской провинции (в вышеприведенном списке — первые 5 полей); 2) неалмазоносные и убогоалмазоносные кимберлиты северных полей Якутской провинции (остальные поля в списке, кроме последнего); 3) кимберлиты 2-го типа (оранжеиты) Ингашинского поля (Присаянье); 4) карбонатиты, образующие отдельные трубки в пределах кимберлитовых полей Прианабарья (Дюкенское, Староречинское, Орто-Ыаргынское).

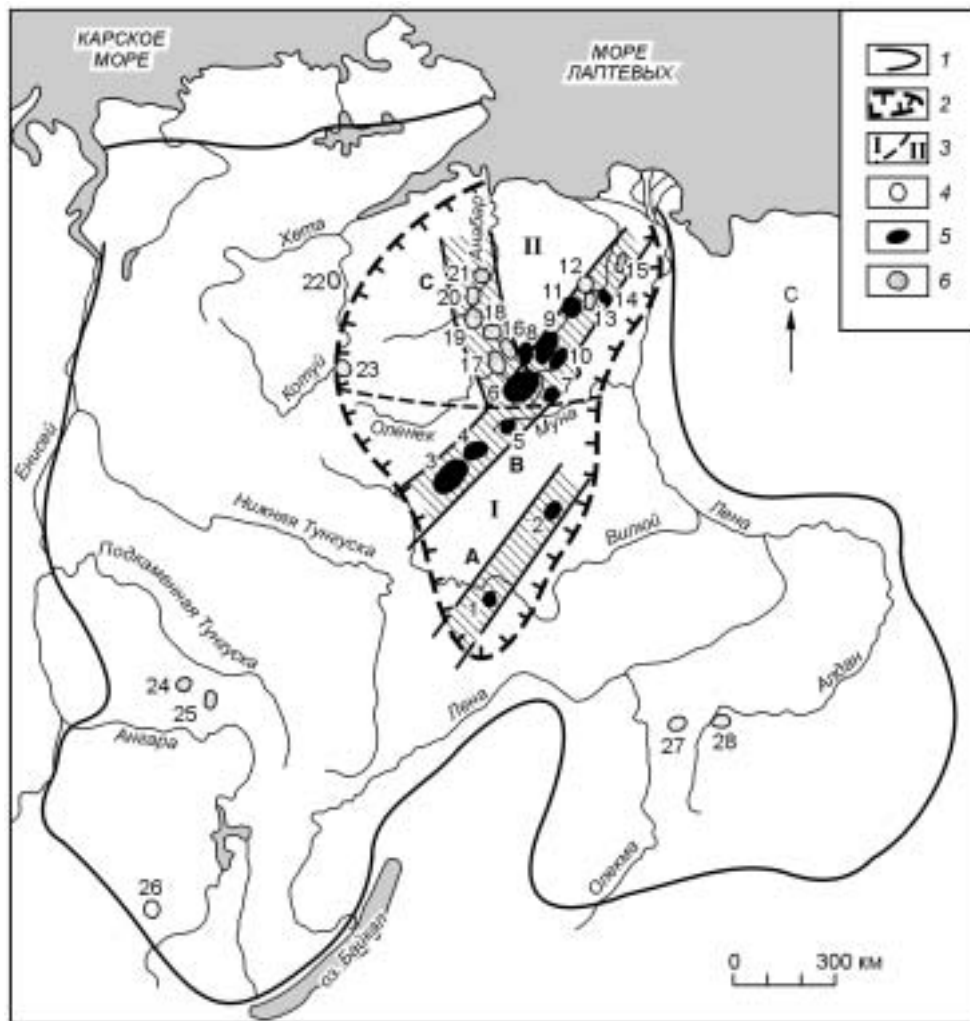


Рис. 1. Обзорная карта расположения кимберлитовых полей в пределах Сибирской платформы (по А.Д. Харькиву и др. [1998], с дополнениями авторов).

Граница: 1 — Сибирской платформы, 2 — Якутской кимберлитовой провинции, 3 — между субпровинциями южных (I) и северных (II) полей Якутской провинции; 4–6 — овалы, соответствующие кимберлитовым полям разного возраста: 4 — протерозойского, 5 — среднепалеозойского, 6 — мезозойского. Поля: 1 — Малоботуобинское, 2 — Накынское, 3 — Алаakit-Мархинское, 4 — Далдынское, 5 — Верхнемунское, 6 — Чомурдахское, 7 — Севернойское, 8 — Западно-Укукитское, 9 — Восточно-Укукитское, 10 — Огонер-Юряхское, 11 — Мерчимденское, 12 — Куойкское, 13 — Верхнемолодинское, 14 — Толуопское, 15 — Хорбусуонское, 16 — Лучаканское, 17 — Куранахское, 18 — Дюкенское, 19 — Ары-Мастахское, 20 — Староречинское, 21 — Орто-Ыаргынское, 22 — Котуйское, 23 — Харамайское, 24 — Тайчикуно-Нембинское, 25 — Чадобецкое, 26 — Ингашиинское, 27 — Чомполинское, 28 — Тобук-Хатыстырское. Заштрихованные полосы — минерагенические зоны: А — Вилюйско-Мархинская, В — Далдыно-Оленекская и С — Оленек-Анабарская.

По поводу выделения третьей группы следует заметить, что на основе изучения минералогического и геохимического составов пород [Секерин и др., 1991] был сделан вывод, что жильные кимберлиты Ингашиинского поля следует относить к лампроитам. Однако из приведенных авторами анализов пород видно, что жилы Ингашиинского поля не однородны по составу. Большинство из них характеризуются такими особенностями состава, как высокое содержание SiO_2 , TiO_2 и K_2O (соответственно >40 , $2.2\text{--}3.9$ и $1.4\text{--}2.8$ мас.%), отсутствие карбонатной компоненты, наличие акцессорных минералов (прайдерит, армалколит), которые действительно указывают на их сходство с оливиновыми лампроитами. Но одна из жил (Правобережная или № 6) выполнена, на наш взгляд, типичным по составу кимберлитом (авторы цитированной выше работы отнесли их к карбонатизированным флогопит-оливиновым лампроитам). В минералогическом плане это существенно флогопит-карбонат-оливиновая (оливин замещен серпентином) порода мелкопорфировой структуры. Особенностью химического состава является типичное для кимберлитов содержание SiO_2 (26.34 мас.%), относительно низкое TiO_2 (до 1 мас.%) и относительно высокое K_2O (1.44 мас.%). Нами изучен изотопно-геохимический состав породы, выполняющей только жилу № 6.

Классификации кимберлитов обычно основаны на структурно-текстурных и минералогических различиях. В отечественной литературе по структурно-текстурным признакам принято выделять среди кимберлитовых пород: 1) собственно кимберлиты с массивной текстурой; 2) кимберлитовые брекчии, в том числе автолитовые кимберлитовые брекчии; 3) туфобрекчии, ксенотуфобрекчии, туфы. Трубочные тела южных алмазоносных полей Якутской провинции в основном (за исключением Верхнемунского поля) выполнены брекчиевым типом кимберлитов и значительно реже — массивной разновидностью. В трубках северных полей объемный процент массивных кимберлитов заметно возрастает — многие тела выполнены только порфировым массивным кимберлитом, что дало основание некоторым исследователям [Никишов, 1984] называть их штоками. По минеральному составу выделяются существенно оливиновые, монтichelлит-, пироксен-, мелилит-, кальцит- и флогопит-оливиновые разновидности кимберлитов. В южных полях доминируют существенно оливиновые кимберлиты с карбонат-оливиновым (или карбонат-серпентиновым) мезостазиом. Только в Верхнемунском поле существенную роль играют монтichelлитсодержащие кимберлиты. В северных полях встречаются все перечисленные выше разновидности кимберлитов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ КИМБЕРЛИТОВ

Прежде всего, зададимся вопросом, имеет ли вообще смысл выделять петрохимические типы кимберлитов? Общепринятые классификации кимберлитов построены на структурно-текстурных, минералогических или фациальных различиях, но не на петрохимических. Хотя ряд отечественных исследователей [Милашев, 1965; Благулькина, 1971] указывали на необходимость выделения петрохимических типов, но признания эти работы не получили. О целесообразности использования петрохимических параметров для классификации кимберлитов можно говорить только при решении вопросов о том, насколько эти параметры являются устойчивыми и насколько выделенные петрохимические типы кимберлитов имеют самостоятельное генетическое значение.

Как известно, для кимберлитовых пород характерны широкие вариации порообразующих оксидов [Илупин и др., 1978; Никишов, 1984; Харьков и др., 1991; Василенко и др., 1997]. Имеется несколько факторов, объясняющих разнообразие химических составов пород. Первый фактор условно можно назвать первично-магматическим. Он объясняет региональные различия в составе кимберлитов, фиксируемые как в пределах всей Якутской провинции, так и внутри отдельных полей, изначально разным составом исходного кимберлитового расплав-флюида. Все остальные факторы связаны с вторичным перераспределением химических компонентов кимберлитов. И к их числу относятся все процессы фракционирования кимберлитового расплава при его подъеме с мантийных глубин, такие, как ликвация, опережающий подъем карбонатнасыщенного флюида, фракционная кристаллизация и гравитационное осаждение фено- и ксенокристаллов, экструзивно-эксплозивное формирование различных структурно-текстурных разновидностей кимберлитов в трубочных и кратерных условиях. К вторичным факторам должны быть отнесены процессы контаминации, засорения ксеногенным материалом вмещающих пород, а также разные по интенсивности гидротермально-метасоматические процессы карбонатизации и серпентинизации. Выделение петрохимического типа, по-видимому, целесообразно только в том случае, если он отражает особенности первичного состава кимберлитов. Казалось бы, обилие вторичных факторов перераспределения петрохимических оксидов должно полностью исказить первичный состав кимберлитов и, таким образом, никакой речи о выделении петрохимических типов не может быть. Но это не так. Считается [Илупин и др., 1978; Харьков и др., 1991], что относительно инертными оксидами при вторичных процессах являются TiO_2 , $FeO_{\text{сум}}$, K_2O , Al_2O_3 и P_2O_5 (первые три следует учитывать в первую очередь при сопоставлении составов кимберлитов). В пределах каждого кимберлитового поля как на севере, так и на юге Якутской провинции можно выделить трубочные тела и даже кусты трубок, выполненные кимберлитом с относительно высоким или низким содержанием TiO_2 , $FeO_{\text{сум}}$ и K_2O . Например, в Малоботубинском поле кимберлиты трубок Мир и Аномалия 21 характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (среднее содержание 1.7 и 2.5 мас.% соответственно) и $FeO_{\text{сум}}$ (9.5 и 7 мас.% соответственно) [Харьков и др., 1991]. Кимберлиты с низким содержанием TiO_2 и $FeO_{\text{сум}}$ выполняют трубки Интернациональная и Имени 23 съезда КПСС (соответственно 0.4 и 0.7 мас.% TiO_2 и 6 и 5 мас.% $FeO_{\text{сум}}$). Однако в обеих группах трубок они характеризуются относительно низким содержанием K_2O (менее 1 мас.%). Кимберлиты из тр. Дачная Малоботубинского поля по составу являются низкожелезистыми и высококалиевыми (до 5 мас.% $FeO_{\text{сум}}$ и более 2 мас.% K_2O). Показательно, что вариации содержания TiO_2 , $FeO_{\text{сум}}$ в трубках с высокомагнезиальным кимберлитом достаточно узки и не выходят за пределы, характерные для этого типа пород. Так, содержание TiO_2 в кимберлитах трубок Интернациональная и Айхал варьирует в интервалах 0.2—1.26 и 0.1—0.96 мас.% по данным соответственно 163 и 313 анализов, приведенных В.Б. Василенко [1997]. При этом 80—90 % от общего числа анализов не выходит за пределы интервала 0.1—0.7 мас.% TiO_2 . Напротив, кимберлиты с повышенным содержанием TiO_2 , $FeO_{\text{сум}}$ (трубки Мир, Удачная) характеризуются широким диапазоном содержания этих оксидов

Таблица 1. Петрохимические типы кимберлитов, выделяемые в пределах Якутской провинции

Петрохим. тип	Характеристика	Содержание показательных оксидов (мас.%)			Трубка (примеры)	Район распространения
		FeO _{сум}	TiO ₂	K ₂ O		
1	Высокомагнезиальный, низкотитанистый, низкокалиевый	<6	<1	<1	Айхал, Интернациональная, Обнаженная	Все южные алмазоносные поля, исключая Накыньское
2	Высокомагнезиальный, низкотитанистый, высококалиевый	<6	<1	1—2.5	Дачная, Загадочная, Буковинская, Нюрбинская	Накыньское поле
3	Магнезиально-железистый, высокотитанистый, низкокалиевый	6—9	1—2.5	<1	Мир, Удачная, Дальняя, Зарница, Сытыканская, Юбилейная, Заполярная	Все алмазоносные поля
4	Железотитанистый, низкокалиевый	8—15	1.5—7	<1,5	Дружба (Чомурдахское поле), Космическая (Ары-Мастахское поле), Виктория (Староречинское поле)	Северные поля
5	Железотитанистый, высококалиевый	8—15	1.5—7	1.5—5	Лыхчан, Поздня (Лучаканское поле), Рудный Двор, Баргыдымалах (Ары-Мастахское поле)	

(0.1—2.5 мас.% TiO₂ и 3—15 мас. % FeO_{сум} соответственно), что указывает на относительно большую способность этого типа кимберлитов к дифференциации. Нередко трубки данного типа являются многофазными. Таким образом, имеются все основания считать, что различия в составе кимберлитов из указанных двух групп трубок очень четкие и достаточные для отнесения их к разным петрохимическим типам. Аналогичные группы трубок, как правило, пространственно сближенных, устанавливаются практически в каждом из кимберлитовых полей.

Целесообразность выделения петрохимических типов подтверждается изучением особенностей состава как породообразующих минералов, так и аксессуарных, и минералов-спутников. Например, железисто-титанистый тип кимберлитов содержит обычно оливин с широкой вариацией состава (от 7 до 14 % фаялитового минала), при этом в тяжелой фракции заметно доминирует пикроильменит. Высокомагнезиальные кимберлиты содержат оливин, в которых фаялитовый минал составляет, как правило, не более 8—9 %, а в тяжелой фракции вместо пикроильменита начинают преобладать гранат и хромшпинелиды (например, в трубках Айхал, Интернациональная).

В пределах Якутской провинции по химическому составу выделены (табл. 1) следующие контрастные типы кимберлитов и родственных пород: 1) высокомагнезиальный, низкотитанистый, низкокалиевый; 2) высокомагнезиальный, низкотитанистый, высококалиевый; 3) магнезиально-железистый, высокотитанистый, низкокалиевый; 4) железотитанистый, низкокалиевый; 5) железотитанистый, высококалиевый. Для кимберлитов южных полей к высокомагнезиальным и магнезиально-железистым отнесены кимберлиты с содержанием FeO_{сум} соответственно до 5—6 и >6 мас.%, а к низко- и высококалиевым — с содержанием K₂O соответственно до 1 и >1 мас.%. Для кимберлитов железисто-титанистого типа граничными значениями по содержанию FeO_{сум} и TiO₂ могут быть приняты соответственно >8 и >1.5 мас.%.
Соотношение петрохимических типов для разных кимберлитовых полей различно. В Малоботуобинском поле четыре трубки из восьми выполнены 3-м магнезиально-железистым типом кимберлита, три — 1-м и одна — 2-м. В Накыньском поле известны две трубки, представленные только 2-м типом кимберлита. В Далдыньском поле доминирует 3-й тип кимберлита, тогда как 1- и 2-й типы образуют всего несколько трубок. В Алакит-Мархинском поле трубки выполнены кимберлитами 1- и 3-го типов примерно в равном соотношении. В Верхнемунском поле в основном развит 3-й тип кимберлита. На севере Якутской провинции, особенно в Прианабарье, представлены в основном кимберлиты 4- и 5-го типов. Значительно реже здесь встречаются кимберлиты первых трех типов. Исключением является Куойкское поле, в котором кимберлиты 1-го типа достаточно распространены (например, трубки Обнаженная, Оливиновая, Русловая и др.).

Наиболее контрастные устойчивые различия по содержанию TiO₂, FeO_{сум}, K₂O и P₂O₅ отмечаются между кимберлитами, выполняющими южные алмазоносные и северные с убогой алмазоносностью кимберлитовые поля.

Неясным для кимберлитов остается вопрос источника их щелочности. Базальтоидный тип кимберлитов, преимущественно развитый в пределах южных алмазоносных полей, характеризуется низким уровнем содержания щелочей. Кимберлиты северных полей содержат заметно повышенные их концентрации. И в южных, и в северных полях распределение щелочей крайне неравномерное. Но вот что

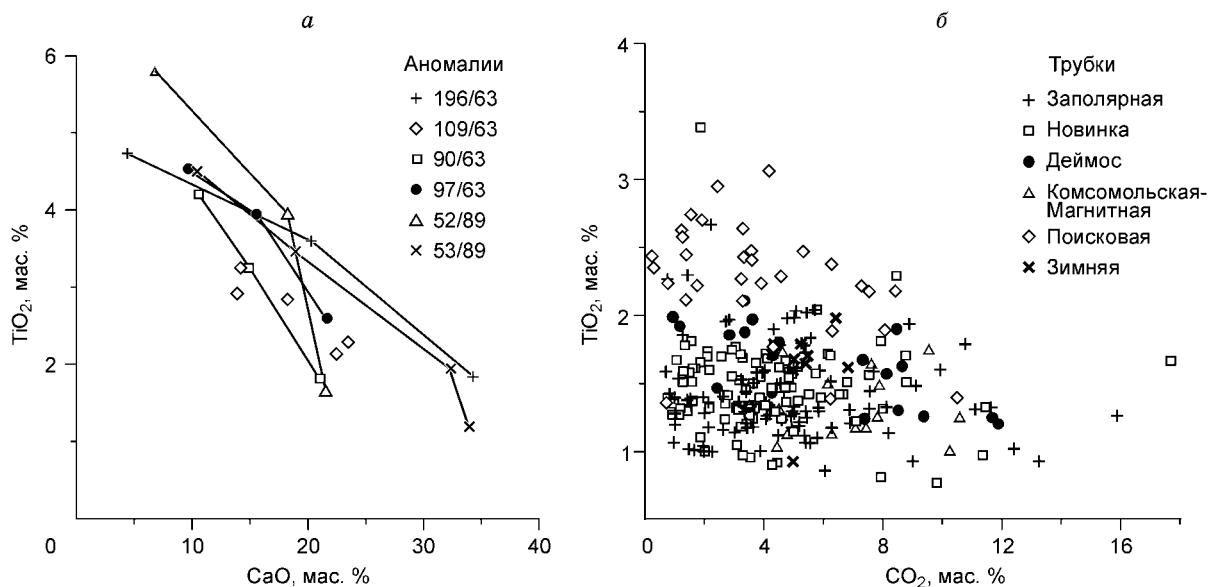


Рис. 2. График корреляции содержания в кимберлитах:

a — TiO_2 и CaO Дюкенского поля (конноды соединяют точки составов кимберлита из одной трубки); *b* — TiO_2 и CO_2 Верхнемунского поля.

характерно. Если в южных полях максимальные концентрации щелочей наблюдаются в высокомагнетизальном низкотитанистом типе кимберлита (трубки Накынского поля; тр. Дачная Малоботубинского поля; трубки Загадочная и Кусова из Далдынского поля), то в северных — противоположная корреляция: максимальные концентрации щелочей приурочены к наиболее железистым и титанистым разновидностям кимберлитов. Не исключено, что источники щелочей для южных и северных полей были разные. Другой вопрос, требующий рассмотрения, касается баланса щелочей. Типичным соотношением щелочных оксидов для кимберлитов является существенное преобладание K_2O над Na_2O (от 3:1 до 10:1) при весьма низком содержании Na_2O (в кимберлитах южных полей обычно не более 0.1 мас.%, но имеются исключения). Повышенные концентрации Na_2O (до 0.5—0.7 мас.%) отмечены в кимберлитах глубоких горизонтов ряда алмазных трубок, например, Интернациональная, Удачная и в трубках Верхнемунского поля. Авторы не сомневаются, что эти аномальные значения обязаны контаминации галита из эвапоритовой толщи вмещающих пород или взаимодействию кимберлитов с рассолами, устанавливаемыми на соответствующих горизонтах. Хотя имеется и другая точка зрения [Kamenetsky et al., 2004], предполагающая мантийный источник хлора.

Своеобразное развитие петрохимического направления изучения кимберлитов получило в исследованиях В.Б. Василенко [1997], предложившего в качестве критерия разделения пород использовать только уровень содержания в них TiO_2 . Автор переоценивает, на наш взгляд, значение оксида TiO_2 для разделения кимберлитов на так называемые „популяции“, придав им самостоятельное генетическое значение. В пределах одной трубки автор иногда выделяет несколько популяций кимберлитов, генерация которых, как предполагается, связана с разными уровнями литосферной мантии. На самом деле, хотя TiO_2 и относится к числу инертных оксидов, его содержание в кимберлитах меняется в зависимости от степени карбонатизации. Графики TiO_2 — CaO и TiO_2 — CO_2 для кимберлитов Дюкенского и Верхнемунского полей показывают (рис. 2) четкую обратную корреляцию.

Другое дело, если для кимберлитов характерен устойчивый уровень содержания TiO_2 в пределах одной трубки, куста трубок и поля в целом. Тогда этот оксид может быть успешно использован в качестве классификационного признака [Богатиков и др., 2004; Кононова и др., 2005].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Сопоставление микроэлементного состава кимберлитов из разных трубок затруднено из-за их широкой изменчивости даже в пределах одной трубки. Данные по содержанию отдельных редких элементов в кимберлите из таких трубок, как Айхал, Интернациональная, Обнаженная (по нашим и литературным данным), отличаются друг от друга нередко в 2—5 раз, а иногда и на порядок. Основными факторами вариации состава являются процессы дифференциации кимберлитового расплав-флюида при его подъеме из мантийного очага и становлении в трубочном пространстве, а также вторичного преобразования пород

(процессы серпентинизации и карбонатизации, выветривания). Путем отбора образцов, характеризующихся максимальной свежестью, мы старались свести к минимуму действие второго фактора. Что касается первого фактора, учесть его влияние практически невозможно. Именно поэтому сравнение составов следует проводить, по нашему мнению, не по абсолютным значениям содержания микроэлементов в отдельных пробах, а по уровню концентраций, характерному для групп проб.

Главной особенностью редкоэлементного состава кимберлитов является наличие двух резко контрастных по поведению групп элементов — когерентных и некогерентных к ультраосновной природе пород. Поскольку основным концентратором когерентных элементов является породообразующий минерал — оливин, то казалось бы, должна существовать и связь особенностей их распределения с выделенными выше петрохимическими типами кимберлитов. На самом деле, в силу гораздо большей „чувствительности“ микроэлементов по сравнению с основными химическими оксидами к вторичным процессам, такая связь проявляется не совсем четко. Основой проведенной геохимической типизации кимберлитов послужили особенности распределения некогерентных элементов.

Анализ микроэлементного состава кимберлитов и родственных пород, развитых в пределах Сибирской провинции, указывает на наличие шести основных геохимических типов, различающихся по уровню концентраций некогерентных элементов. К 1-му типу отнесены наиболее типичные кимберлиты, которые выполняют большинство алмазоносных южных полей (Малоботуобинское, Далдынское, Алакит-Мархинское и Верхнемунское). Редкоэлементный состав кимберлитов и характерные значения показательных отношений элементов приведены в табл. 2—4. Несмотря на широкие вариации практически всех некогерентных элементов в кимберлитах, их распределение на спайдер-диаграммах (рис. 3) демонстрирует устойчивый вид графиков, характеризующийся крутым наклоном в обе стороны, начиная с Th, U, Nb. Более протяженная правая ветвь графика осложнена минимумом для высокозарядных элементов (Hf, Zr и Ti). Распределение редкоземельных элементов характеризует высокий уровень значения коэффициента фракционирования (La/Yb), составляющий в среднем для алмазоносных полей (исключая Накынское) от 146 до 196. Несколько осложненной является форма спайдер-диаграмм для Верхнемунского поля, возможно, из-за аналитических погрешностей ICP-MS определений.

Максимальными концентрациями некогерентных элементов среди кимберлитов алмазоносных и неалмазоносных полей отличаются (рис. 4, табл. 2) слюдяные кимберлиты тр. Загадочная (Далдынское поле), выделенные в самостоятельный тип 2. В Далдынском поле к слюдяным кимберлитам относятся также трубки Кусова, Буковинская и Горняцкая. По уровню содержания таких элементов, как Rb, Sr, Zr, Nb, PЗЭ, U и Th, слюдяные кимберлиты заметно превосходят классические кимберлиты геохимического типа 1 (в том числе разновидности кимберлитов, наиболее обогащенные этими элементами). Следует заметить, однако, что показательные отношения редких элементов для слюдяных кимберлитов в целом (см. табл. 3) мало отличаются от соответствующих отношений, характерных для 1-го типа кимберлитов, что, собственно, и обуславливает конформность графиков для кимберлитов обоих типов (см. рис. 4).

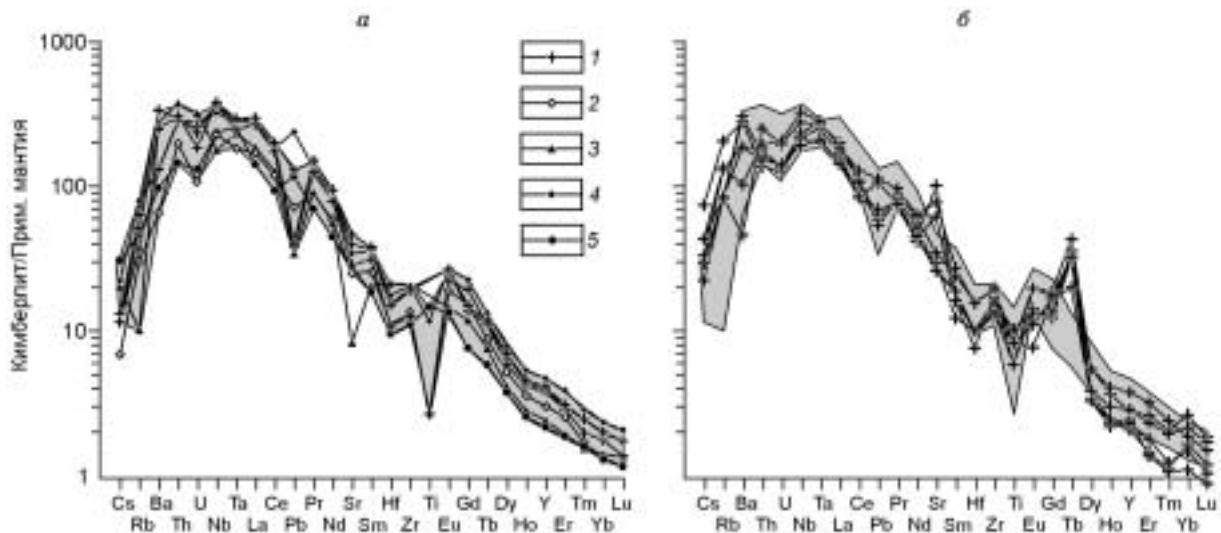


Рис. 3. Спайдер-диаграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Для кимберлитов 1-го геохимического типа из алмазоносных: *a* — трубок: 1 — Айхал, 2 — Интернациональная, 3 — Липа, 4 — Мир, 5 — Удачная; *б* — Верхнемунского поля. Здесь и в последующих рисунках заштрихованное поле — область составов для алмазоносных кимберлитов 1-го геохимического типа.

Таблица 2. Химический и микроэлементный составы кимберлитов и родственных пород Сибирской платформы

Компонент	78-1003	78-1215	78-1185	78-1166	78-1316	78-1380	78-1395	99-3	99-14	97-192	97-128	97-90	78-1534	90-15	90-21	90-55	90-60-1	Хр-10	Хр-8	Хр-11	01-11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂ , мас. %	29.57	30.18	30.64	31.69	25.98	32.26	29.86	25.42	22.43	25.12	27.34	24.78	31.45	23.78	33.5	30	20.24	33.53	36.52	30.14	36.75
TiO ₂	2.90	2.25	1.86	1.8	1.87	3.87	4.16	3.97	2.03	3.01	4.21	2.23	5.78	2	5.07	3.44	3.1	1.42	1.99	2.04	2.14
Al ₂ O ₃	2.52	2.35	2.78	2.75	4.69	4.83	3.18	2.90	3.19	2.83	2.69	3.05	2.81	4.6	4.6	5.2	4.16	1.20	4.80	2.60	6.4
FeO _{сум}	10.62	9.46	9.17	9.49	8.5	9.59	11.68	13.13	11.03	12.23	13.03	11.02	14.03	10.68	13.81	11.28	8.89	8.38	9.65	8.76	10.1
MnO	0.20	0.14	0.18	0.18	0.17	0.17	0.21	0.22	0.21	0.25	0.26	0.2	0.19	0.21	0.19	0.21	0.15	0.13	0.16	0.17	0.21
MgO	24.72	24.74	28.27	29.18	19.69	22.91	23.58	23.99	18.40	23.44	26.95	22.91	21.66	14.02	20.95	20.95	11.4	31.86	23.94	27.22	21.11
CaO	7.57	8.78	9.11	8.38	15.35	7.62	12.42	12.08	19.06	14.74	10.58	15.77	8.34	19.2	11.1	12.6	25.04	5.60	11.10	12.90	12.5
K ₂ O	1.59	1.30	1.78	1.74	2.1	3.49	1.22	0.98	0.68	0.81	1.96	1.89	2.02	2.28	2.92	1.87	2.02	1.17	2.43	1.92	3.32
Na ₂ O	0.09	0.07	0.16	0.17	0.15	0.15	0.13	0.10	0.1	0.1	0.1	0.1	0.37	0.28	0.61	0.14	0.22	0.06	0.15	0.24	1.15
P ₂ O ₅	0.42	1.09	1.14	1.14	1.15	0.41	0.32	0.93	3.30	0.79	1.99	1.42	0.64	1.71	0.77	0.56	1.05	0.42	0.20	0.98	1.18
H ₂ O	10.13	9.97	7.40	6.87	6.94	6.84	7.68	7.20	6.31	3.31	4.46	4.3	7.99	5.65	4.91	7.11	5	10.74	7.57	7.68	2.25
CO ₂	5.03	5.64	4.93	4.79	10	4.93	4.62	6.78	11.59	11.69	4.29	10.75	2.68	14.33	1.06	5.54	18.06	3.98	0.37	5.48	2.15
Сумма	96.79	97.30	98.69	—	—	98.38	100.56	99.96	99.77	98.93	98.57	98.97	99.96	—	—	—	—	99.72	99.96	100.81	99.96
V, г/т	190	160	130	130	360	112	123	182	135	163	216	136	226	240	268	176	220	45	128	113	173
Cr	495	945	816	830	760	783	751	791	790	543	685	429	745	280	614	293	1100	524	760	833	620
Co	54	97	74	93	72	84	75	75	84	80	76	63	90	51	89	55	49	81	81	72	68
Ni	303	1182	1048	1000	690	994	648	527	651	628	600	540	821	470	643	330	460	1398	1157	1019	706
Cu	89	414	55	63	110	46	144	31	185	80	183	76	138	63	161	177	61	32	51	47	126
Zn	96	60	109	—	—	100	126	98	177	121	157	92	119	—	149	94	—	83	102	93	120
Rb	71	26	66	48	86	130	51	49	72	42	82	76	59	60	106	35	60	31	76	67	121
Sr	801	947	1307	1400	1800	513	679	747	632	704	571	951	621	2020	1284	1303	1320	535	307	1244	1881
Y	21.6	11.4	21.2	—	—	16.2	24.6	21.3	20.0	27.4	43.9	21.1	16.5	—	19.8	28.9	—	10.6	19.3	21.1	23.1
Zr	287	139	246	—	—	180	413	299	501	341	342	325	262	—	353	419	—	108	447	294	329
Nb	157	181	237	—	—	249	330	262	230	196	532	208	170	—	174	301	—	99	212	219	200
Cs	0.9	0.2	1.0	—	—	1.2	0.5	1.6	1.7	0.3	0.6	0.8	0.6	—	0.8	1.0	—	0.4	0.9	0.6	1.0
Ba	704	895	1496	870	830	2086	3663	1054	740	2290	1640	2107	990	1690	1333	2141	1140	513	1397	1719	2505
La	97	105	209	—	—	143	220	164	163	174	423	164	105	—	111	222	—	103	166	190	126
Ce	178	184	365	—	—	268	365	295	293	301	671	294	191	—	204	435	—	184	299	344	218
Pr	18.8	18.2	37.9	—	—	28.0	39.7	31.4	29.9	33.0	66.6	30.9	19.9	—	21.5	41.2	—	18.8	30.9	37.1	22.8
Nd	71.8	63.7	132.4	—	—	98.4	142.2	112.9	106.6	129.7	232.6	110.7	72.2	—	78.7	152.1	—	68.7	109.9	130.8	84.6
Sm	11.7	8.9	17.9	—	—	13.7	20.2	16.3	15.1	19.7	33.6	16.2	10.6	—	11.9	23.0	—	9.3	15.6	18.3	13.6

Продолжение табл. 2

Компонент	78-1003	78-1215	78-1185	78-1166	78-1316	78-1380	78-1395	99-3	99-14	97-192	97-128	97-90	78-1534	90-15	90-21	90-55	90-60-1	Хр-10	Хр-8	Хр-11	01-11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Eu	3.23	2.39	4.51	—	—	3.58	5.41	4.25	3.8	4.9	8.7	4.3	2.9	—	3.3	6.3	—	2.4	4.1	4.6	3.9
Gd	9.74	6.88	13.80	—	—	10.38	15.82	11.93	11.3	14.1	27.2	13.0	8.3	—	9.7	17.8	—	7.0	11.7	13.7	11.0
Tb	1.13	0.68	1.45	—	—	1.04	1.61	1.27	1.2	1.5	2.9	1.4	0.9	—	1.1	1.9	—	0.8	1.3	1.4	1.2
Dy	4.93	2.63	5.39	—	—	4.38	6.34	5.04	4.8	5.9	12.2	5.3	3.9	—	4.5	7.4	—	3.0	5.1	5.2	4.9
Ho	0.91	0.40	0.85	—	—	0.65	1.05	0.83	0.8	1.0	1.9	0.9	0.7	—	0.8	1.2	—	0.5	0.8	0.8	0.8
Er	1.93	0.89	1.78	—	—	1.48	2.06	1.76	1.8	2.1	3.7	1.7	1.4	—	1.7	2.4	—	0.9	1.7	1.6	1.8
Tm	0.25	0.10	0.21	—	—	0.20	0.28	0.23	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2	—	0.2	0.3	—	0.1	0.3	0.2	0.2
Yb	1.36	0.54	0.96	—	—	1.07	1.24	1.24	1.2	1.4	1.7	1.0	0.9	—	1.1	1.5	—	0.5	1.2	1.0	1.2
Lu	0.16	0.07	0.14	—	—	0.13	0.18	0.16	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	—	0.1	0.2	—	0.0	0.2	0.1	0.2
Hf	7.56	3.37	5.87	—	—	5.17	8.54	7.51	12.5	7.8	7.4	7.7	6.8	—	9.0	11.1	—	3.1	10.7	6.7	8.1
Ta	7.46	8.44	10.46	—	—	15.17	12.50	13.85	13.6	8.8	15.4	9.3	10.5	—	9.4	12.4	—	5.5	8.7	8.9	8.4
Pb	8.78	16.08	15.91	—	—	5.32	14.15	10.04	7.9	18.0	20.0	11.6	5.1	—	10.6	41.2	—	3.5	8.1	14.6	20.6
Th	11.57	13.26	26.19	23	34	24.04	30.58	22.01	24.4	34.4	46.7	28.3	12.6	—	13.7	20.1	—	11.3	22.5	22.3	13.8
U	3.20	2.92	5.96	6	9	4.41	7.97	5.56	3.6	3.6	12.4	7.9	2.8	—	3.1	5.0	—	2.8	4.4	5.2	4.2

Окончание табл. 2

Компонент	7-460	7-191	7-483	7-487	7-78	7-384	7-388	7-276	7-93	7-473	01-280	01-361	00-289	01-163	9-200	9-154	78-1555	78-1565	90-67	78-1610	90-74	Инг-1
	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO ₂ , мас. %	30.36	22.11	24.55	28.58	25.06	24.56	32.34	24.59	24.73	30.57	30.74	26.58	29.52	31.28	35.98	26.36	4.89	13.64	25.1	13.07	17.86	26.34
TiO ₂	2.11	4.2	4.07	2.46	1.03	1.35	4.75	0.93	4.09	3.76	0.57	0.55	0.54	2.41	5.16	1.70	0.18	0.17	1.18	1	0.78	0.98
Al ₂ O ₃	2.39	3.25	2.9	2.2	2.12	2.65	3.72	1.97	3.8	4.4	1.56	1.66	1.49	2.73	7.10	2.70	1.33	3.47	2.7	2.58	3.4	2.06
FeO _{сум}	8.66	10.71	15.56	10.79	7.46	8.16	9.73	7.11	11.9	12.13	6.36	5.57	6.19	9.68	12.25	8.74	11.72	7.88	7.39	8.74	9.66	7.94
MnO	0.11	0.2	0.26	0.18	0.17	0.26	0.12	0.24	0.22	0.23	0.1	0.07	0.1	0.16	0.20	0.18	1.04	0.88	0.19	0.23	0.39	0.15
MgO	26.9	22.14	27.9	29.4	25.17	25.25	28.71	24.13	24.79	24.7	37.3	25.71	35.36	26.39	16.55	28.74	9.5	9.78	22.34	8.21	7.8	26.48
CaO	10.81	16.32	10.3	11.5	15.24	16.52	4.56	18	11.84	14.4	8.62	17.3	8.34	8.73	10.30	12.60	28.14	28.38	14.55	31.36	30.29	9.66
K ₂ O	1.26	1.12	0.14	0.07	0.87	1.35	2.28	1.03	0.4	0.65	0.37	0.47	0.35	1.41	1.45	0.41	0.51	1.19	0.6	1.25	1.76	1.44
Na ₂ O	<0.1	0.13	0.06	0.05	0.11	0.15	0.15	0.11	1.13	0.25	0.41	<0.2	0.2	0.2	0.77	0.56	0.28	1.2	0.06	0.19	0.4	0.2
P ₂ O ₅	0.54	0.92	0.77	0.54	0.76	0.83	0.17	0.47	0.75	0.7	0.69	0.93	0.65	1.05	0.63	0.22	3.55	1.83	0.42	0.54	1.91	1.76
H ₂ O	—	6.59	4.51	5.53	5.87	4.61	8.62	6.25	9.92	4.63	—	—	—	—	7.61	11.11	2.24	1.66	12.02	5.1	1.73	—
CO ₂	—	10	7.05	7.66	14.97	12.98	3.58	14	4.85	1.18	—	—	—	—	0.77	5.14	30.8	28.16	12.78	26	22.85	—
Сумма	—	98.63	99.28	99.85	99.37	99.57	99.8	—	—	—	—	—	—	—	99.73	99.48	—	99.77	100.2	99.32	—	—

V, г/т	107	328	143	218	89	111	183	110	220	185	111	62	46	162	298	107	50	29	89	97	150	58
Cr	723	455	787	865	811	858	1057	910	350	515	694	843	699	645	505	406	32	32	662	106	98	1010
Co	77	65	97	101	82	69	110	90	95	80	78	62	75	74	66	69	19	15	60	20	18	81
Ni	1043	356	611	1087	1358	833	1415	1400	520	880	1062	1363	1423	1006	346	972	63	19	705	51	37	1109
Cu	58	131	74	86	43	73	219	95	103	150	67	11	21	55	114	44	7	109	61	52	21	77
Zn	85	105	139	102	68	77	110	—	—	—	86	42	48	79	123	85	—	362	79	111	—	80
Rb	60	78	14	4	42	69	144	38	14	56	17	24	20	52	102	86	89	27	34	31	45	74
Sr	825	910	701	627	1033	1903	435	2400	530	1280	919	618	539	736	768	1648	6500	2104	618	624	3950	2168
Y	25.2	27.5	31.1	12.8	11.4	22.6	5.9	—	—	—	11.6	17.5	14.1	21.8	18.0	17.5	—	108.3	33.8	57.1	—	25.6
Zr	213	227	366	160	145	148	56	—	—	—	165	143	151	236	301	225	—	235	133	118	—	446
Nb	166	402	433	198	166	294	139	—	—	—	223	263	166	234	144	234	—	1012	234	321	—	225
Cs	0.9	1.2	0.2	0.2	0.5	0.6	1.2	—	—	—	0.2	0.3	0.2	0.5	1.0	1.0	—	2.1	0.6	1.1	—	0.8
Ba	966	3768	1326	578	1624	2405	578	1100	450	1460	686	936	469	938	3051	740	1500	1807	594	536	1410	1119
La	125	229	369	99	119	207	54	—	—	—	124	193	122	200	81	134	—	1929	171	250	—	433
Ce	234	361	577	174	194	367	89	—	—	—	227	325	221	343	156	238	—	3032	271	345	—	814
Pr	25.6	36.6	65.2	17.7	19.0	33.0	8.4	—	—	—	22.7	32.3	23.1	34.8	16.7	24.8	—	269.1	24.9	32.6	—	88.9
Nd	94.8	131.8	224.7	62.6	66.3	111.6	28.2	—	—	—	80.2	110.1	81.1	120.4	61.2	88.6	—	1029.5	81.4	104.0	—	295.9
Sm	15.4	18.3	29.4	9.1	9.4	14.9	3.8	—	—	—	10.6	14.2	11.7	16.3	9.7	12.4	—	118.5	10.2	12.9	—	29.5
Eu	4.1	5.2	7.0	2.4	2.5	3.9	1.0	—	—	—	2.6	3.5	3.0	4.2	2.8	3.1	—	26.7	2.6	3.5	—	6.8
Gd	12.0	15.1	21.6	7.1	7.1	12.1	3.4	—	—	—	7.9	10.8	8.5	12.6	8.0	9.3	—	87.7	9.1	12.8	—	20.9
Tb	1.4	1.6	2.1	0.7	0.7	1.3	0.3	—	—	—	0.8	1.1	0.9	1.3	0.9	1.0	—	7.8	1.2	1.9	—	1.8
Dy	5.9	6.2	8.1	3.0	2.7	5.3	1.3	—	—	—	3.0	4.1	3.6	5.5	3.8	4.0	—	28.5	6.3	10.4	—	6.2
Ho	0.9	1.0	1.2	0.5	0.4	0.8	0.2	—	—	—	0.5	0.6	0.5	0.8	0.7	0.6	—	4.2	1.2	2.1	—	1.0
Er	2.0	2.1	2.5	1.0	0.9	1.7	0.5	—	—	—	0.9	1.3	1.1	1.7	1.5	1.4	—	9.1	3.0	4.8	—	2.2
Tm	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1	0.2	0.0	—	—	—	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	—	0.9	0.4	0.6	—	0.2
Yb	1.2	1.3	1.4	0.6	0.5	1.1	0.3	—	—	—	0.6	0.8	0.6	1.1	1.1	0.9	—	5.0	2.2	3.4	—	1.2
Lu	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	—	—	—	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	—	0.6	0.3	0.5	—	0.1
Hf	5.3	5.3	8.4	3.7	3.1	3.4	1.6	—	—	—	3.9	3.4	3.5	5.5	7.7	5.0	—	5.3	3.3	3.0	—	9.8
Ta	7.1	17.7	27.3	10.2	6.5	10.6	11.4	—	—	—	10.9	9.2	6.9	10.5	8.8	10.6	—	25.1	5.6	4.1	—	7.9
Pb	20.5	11.2	11.3	5.3	6.2	11.2	3.6	—	—	—	4.4	2.8	5.1	17.2	5.1	8.0	—	42.0	7.2	34.4	—	45.1
Th	15.3	36.8	70.0	12.0	16.1	29.9	7.0	25.0	27.0	18.0	16.6	24.0	16.8	24.6	10.1	16.6	86.0	122.4	18.4	32.1	—	24.5
U	4.3	7.4	6.7	2.6	3.3	5.9	1.5	11.0	9.0	11.0	2.4	5.5	2.3	5.9	2.9	4.4	39.0	20.4	2.8	3.1	—	5.6

Примечание. Пробы отобраны из полей: 1—5 — Куранахское; 6—9 — Лучаканское; 10—12 — Дюкенское; 13—17 — Ары-Мастахское; 18—20 — Харамайское; 21 — верховье р. Бол. Куонамка; 22 — Чомурдахское; 23—31 — Куойкское; 32 — Далдынское; 33 — Алакиг-Мархинское; 34, 35 — Малоботубинское; 36—37 — Верхнемунское; 38—41 — участок Номохтоох, Староречинское поле; 42 — Орго-Ыаргинское; 43 — Ингашинское (Присаянье). Названия трубок приведены в табл. 6.

Таблица 3. Содержание РЗЭ (г/т) и показательные отношения для кимберлитов и родственных пород из южных кимберлитовых полей Сибирской платформы

Параметр	Далдынское (5)		Алакит-Мархинское (7)		Малоботуобинское(10)		Верхнемунское (22)		Глимерит, Верхне- мунское (1)	Накынское (4)		тр. Загадочная (3)		Ингаши- нское (1)
	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С _{ср}
РЗЭ _{сум}	357	292—481	538	127—799	441	154—743	401	216—840	40	110	89—149	1365	1140—1484	1702
U/Th	0.2	0.1—0.4	0.2	0.2	0.2	0.1—0.3	0.2	0.1—0.3	0.1	0.2	0.1—0.2	0.2	0.2—0.3	0.2
Th/Pb	2.3	1.5—3.7	6.4	1.0—12.9	2.1	0.6—3.3	26.0	0.7—482	0.7	3.0	0.2—9.1	9.1	5.2—11.7	0.5
U/Pb	0.5	0.3—0.9	1.3	0.2—2.7	0.4	0.2—0.7	5.5	0.2—104	0.1	0.6	0.0—2.0	2.2	1.3—2.8	0.1
Zr/Nb	0.7	0.5—0.7	0.9	0.5—1.9	1.0	0.7—1.1	1.2	0.9—2.1	3.3	2.2	1.8—2.6	1.0	0.8—1.2	2.0
Ba/Nb	4.0	2.3—5.9	6.8	3.4—15.1	4.3	1.3—7.6	8.2	0.1—25.3	52.3	20.2	14.8—31.3	11.4	8.9—14.1	5.0
Ba/Rb	28	16—44	75	15—298	35	10—124	28	3—109	4	42	8—140	39	36—44	15
La/Yb	171	124—208	196	53—247	146	69—201	167	74—336	12	32	24—40	190	168—216	364
La/Nb	0.5	0.4—0.6	0.7	0.4—1.0	0.7	0.5—0.9	0.7	0.6—1.1	0.8	0.6	0.5—0.7	1.2	0.9—1.6	1.9
Ce/Sr	0.3	0.2—0.4	0.6	0.2—1.3	0.3	0.1—0.7	0.4	0.1—1.3	0.2	0.1	0.0—0.2	0.3	0.3	0.4
Ce/Y	17	14—19	17	7—21	15	8—23	16	9—23	3	4	3—6	22	21—23	32
Nb/U	71	45—92	57	19—85	56	36—108	57	37—70	139	109	76—148	29	22—34	40
Nb/Ta	21	16—30	20	2—29	16	7—27	15	5—99	4	14	2—19	11	8—13	29
Ti/Zr	87	21—179	47	14—112	35	0—126	60	33—115	46	63	59—69	15	14—15	13
Zr/Hf	40	34—42	41	35—47	47	40—57	52	39—81	46	42	39—46	61	60—62	46
Lu/Hf	0.03	0.01—0.03	0.03	0.01—0.04	0.03	0.02—0.05	0.02	0.01—0.04	0.14	0.05	0.04—0.06	0.05	0.05	0.01
Sm/Nd	0.14	0.13—0.14	0.13	0.12—0.14	0.14	0.11—0.16	0.13	0.1—0.16	0.19	0.2	0.18—0.21	0.13	0.13—0.14	0.10

Примечание. Здесь и далее в таблицах: цифра в скобках — число анализов, С_{ср} — среднее содержание.

Таблица 4. Содержание РЗЭ (г/т) и показательные отношения для кимберлитов и родственных пород из северных кимберлитовых полей Сибирской платформы

Параметр	уч. Номохтоох, карбонатиты (4)		Дюкенское (4)		Куранахское (5)		Лучаканское (8)		Харамайское (5)		Куойкское (12)		Чомурдахское, Огонер- Юряхское (8)		Ары-Мастахское (11)	
	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал	С _{ср}	Интервал
РЗЭ _{сум}	4550	584—10282	863	633—1486	663	394—897	579	221—839	688	399—917	502	124—1310	424	152—599	489	220—912
U/Th	0.2	0.1—0.6	0.2	0.1—0.3	0.2	0.2—0.3	0.2	0.2—0.3	0.2	0.2—0.3	0.2	0.1—0.2	0.2	0.2—0.3	0.2	0.2—0.3
Th/Pb	2.6	0.9—3.8	2.4	1.9—3.1	1.6	0.8—2.7	2.6	1.1—4.5	3.1	1.5—5.9	2.7	1.6—6.2	1.6	0.7—3.3	2.1	0.5—5.9
U/Pb	0.8	0.1—2.2	0.5	0.2—0.7	0.3	0.2—0.5	0.6	0.3—1.1	0.7	0.4—1.6	0.5	0.3—0.7	0.3	0.2—0.5	0.5	0.1—1.5
Zr/Nb	0.4	0.2—0.6	1.5	0.6—2.2	1.0	0.5—1.8	1.0	0.7—1.3	1.4	1.1—2.1	0.7	0.1—1.5	1.2	0.3—4.0	1.4	0.7—2.0
Ba/Nb	2.0	1.7—2.5	7.0	3.1—11.7	4.8	3.6—6.3	6.9	3.2—15.7	6.8	5.2—8.2	7.2	1.8—35	5.7	0.5—15.7	6.2	1.6—13.8
Ba/Rb	54	17—116	28	10—55	21	10—34	32	13—82	34	17—76	43	4—130	15	12—19	23	10—61
La/Yb	354	73—883	167	125—253	179	71—241	133	88—177	155	2—222	160	77—259	167	46—658	115	65—207
La/Nb	2.0	0.7—4.5	0.8	0.7—0.9	0.7	0.4—0.9	0.5	0.4—0.8	0.8	0.5—1.0	0.6	0.3—1.8	0.5	0.3—0.8	0.6	0.2—1.0
Ce/Sr	0.9	0.4—1.4	0.6	0.3—1.2	0.3	0.2—0.5	0.4	0.2—0.5	0.4	0.2—1.0	0.3	0.1—0.8	0.2	0.1—0.3	0.3	0.1—0.6
Ce/Y	25	6—57	14	11—15	15	8—18	13	10—16	17	15—19	14	10—19	9	5—11	11	8—16
Nb/U	64	18—104	47	27—63	60	40—100	58	41—83	41	33—48	72	19—125	69	39—113	68	39—109
Nb/Ta	44	16—78	24	17—35	19	12—23	20	16—26	23	18—25	21	2—59	23	15—37	19	15—24
Ti/Zr	27	0.5—53	48	24—74	63	44—97	92	55—129	40	14—79	130	30—512	91	42—192	71	10—132
Zr/Hf	44	40—53	43	40—46	41	38—45	40	35—48	43	35—52	40	30—48	40	35—42	39	36—43
Lu/Hf	0.12	0.08—0.15	0.02	0.01—0.03	0.02	0.02—0.03	0.02	0.02—0.03	0.02	0.01—0.02	0.04	0.02—0.1	0.03	0.02—0.05	0.02	0.01—0.03
Sm/Nd	0.11	0.09—0.13	0.15	0.14—0.15	0.14	0.14—0.16	0.14	0.13—0.16	0.14	0.13—0.14	0.14	0.13—0.16	0.16	0.15—0.17	0.15	0.14—0.16

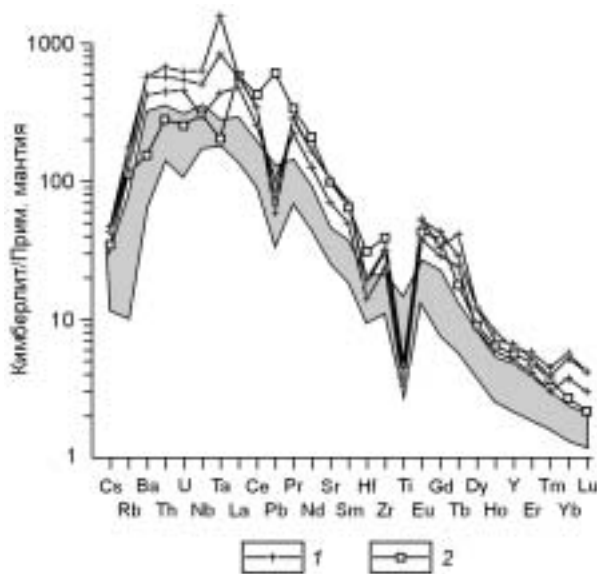


Рис. 4. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Для кимберлитов 2- и 6-го геохимических типов соответственно: 1 — из тр. Загадочная (Далдынское поле), 2 — из жилы Правобережная (Ингашинское поле).

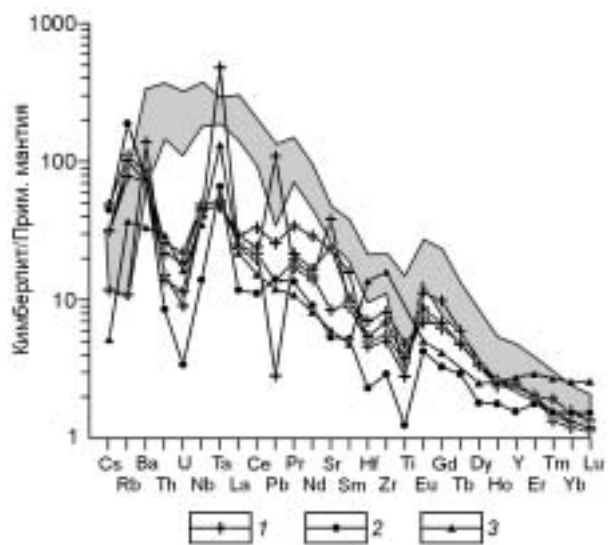


Рис. 5. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Для кимберлитов 3-го геохимического типа: 1 — из трубок Накынского поля, 2 — глиммерита Верхнемунского поля, 3 — щелочного базальтоида (обр. Ан-446) из Малоботубинского поля.

К 3-му типу отнесены кимберлиты высокоалмазоносного Накынского поля, отличающиеся (см. табл. 2) от кимберлитов 1-го типа низкими концентрациями таких некогерентных элементов, как U, Th, групп высокозарядных элементов (Zr, Nb, Ta, Hf) и РЗЭ (рис. 5). По редкоэлементному составу эти кимберлиты имеют сходство с кимберлитами Архангельской провинции и кимберлитами, выполняющими высокоалмазоносный силл Снэп Лэйк (Канада). Аномальность кимберлитов данного типа детально охарактеризована в работах отечественных исследователей [Похиленко и др., 2000; Серов и др., 2001; Богатиков и др., 2004; Кононова и др., 2005]. Кимберлиты Накынского поля выделяются не только по низкому уровню концентраций некогерентных элементов, но и, что более важно, по совершенно иным значениям показательных отношений редких элементов, и, прежде всего, по относительно низкому значению коэффициента фракционирования (La/Yb) редких земель (см. табл. 2).

Дискуссионным следует считать вопрос о выделении кимберлитов и родственных пород северных полей Якутской провинции в самостоятельный геохимический тип. Известно [Бородин и др., 1976; Илупин и др., 1978; Богатиков и др., 2004], что в целом кимберлиты северных полей отличаются повышенными концентрациями некогерентных элементов. Наши данные (см. табл. 2) подтверждают этот вывод. Однако, если судить по вариациям состава для отдельных проб, а также по вариациям усредненных значений показательных отношений редких элементов для отдельных полей, характерных для алмазоносных южных и неалмазоносных северных полей (табл. 5), то выясняется, что хотя различия и существуют, но они не всегда существенны. При этом максимальные различия отмечаются для пород Дюкенского поля, в составе которых нередко присутствует карбонатитовая компонента, возможно, связанная как-то с пространственной близостью к Мальдангарскому карбонатитовому массиву и другим, еще не вскрытым проявлениям магматизма карбонатитовой формации. С другой стороны, широкая распространенность кимберлитов с высокой концентрацией редких элементов в северных полях объясняется и тем, что здесь благодаря значительному денудационному срезу оказались выведенными на поверхность массивные разновидности пород, менее измененные наложенными гидротермально-метасоматическими процессами, заметно снижающими концентрацию редких элементов. И все же, несмотря на явную близость составов кимберлитов из разных полей севера Якутской провинции к 1-му геохимическому типу, определенные различия между ними существуют, что иллюстрируется соответствующими спайдер-диаграммами распределения некогерентных элементов (рис. 6, 7). Все распределения некогерентных элементов из кимберлитов Куранахского, Лучаканского, Дюкенского, Ары-Мастахского, Харамайского, Куойкского, Чомурдахского и Огонер-Юряхского полей подобны между собой и характеризуются очень широкой областью совпадения с распределением для алмазоносных кимберлитов. И в то же время, многие из

Таблица 5.

**Микроэлементный состав (г/т) и индикаторные отношения элементов
для кимберлитов южных и северных полей Якутской провинции**

Параметр	Южные алмазоносные		Северные убогоалмазоносные	
	Интервал		Интервал	
	общий	усредненный по полям	общий	усредненный по полям
Sr	178—2152	526—803	307—2587	695—1106
Ba	51—3939	775—1316	162—4847	1140—1871
Zr	68—508	131—218	18—690	143—377
Nb	69—378	172—207	67—555	204—292
Ta	5—33	10—26	2—46	9—18
Hf	2—8.8	3.3—4.3	0.4—16.5	3.5—8.9
Rb	1—169	26—65	4—223	48—81
Cs	0.2—3.6	0.4—0.9	0.2—2.3	0.5—1.1
PЗЭ	127—840	357—538	152—1486	424—863
U	0.7—6.8	3—4.1	1.7—12.4	3.2—6.9
Th	4.5—34	13—20	4.9—70	15—33
U/Th	0.1—0.4	0.2	0.1—0.3	0.2
Th/Pb	0.6—48	2.3—6.4	0.5—6.2	1.6—3.1
U/Pb	0.2—2.7	0.5—1.3	0.2—1.6	0.3—0.7
Zr/Nb	0.5—2.1	0.7—1.2	0.1—4.0	0.7—1.5
Ba/Nb	1.3—25.3	4—8.2	0.5—35	4.8—7.2
Ba/Rb	15—298	28—75	10—130	15—43
La/Yb	53—336	146—196	46—158	115—179
Ce/Sr	0.2—1.3	0.3—0.6	0.1—1.2	0.2—0.6
Ce/Y	7—23	15—17	5—19	9—17
Nb/U	19—108	56—71	19—125	41—72
Nb/Ta	2—99	15—21	2—59	19—24
Ti/Zr	10—179	35—87	10—512	40—92
Zr/Hf	34—81	40—52	35—52	39—43
Lu/Hf	0.01—0.05	0.02—0.03	0.01—0.1	0.02—0.04
Sm/Nd	0.1—0.16	0.13—0.14	0.13—0.17	0.14—0.16

анализов отличаются более высокими концентрациями таких элементов, как Cs, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Ta, Hf. Таким образом, в пределах северных полей, по-видимому, следует выделить часть кимберлитов и родственных пород в самостоятельный 4-й геохимический тип.

Четкие геохимические отличия демонстрируют карбонатитовые брекчии, выполняющие отдельные трубчатые тела в пределах кимберлитовых полей Прианабарья [Маршинцев, 1974]. Предполагается [Чернышева, Костровицкий, 1981], что их образование связано с прорывом кимберлитовыми трубками карбонатитовых массивов, залегающих на глубине. По сравнению с кимберлитами (см. рис. 3—7) карбонатитовые брекчии отличаются заметно более высоким уровнем щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов, а также Nb и Ta (см. табл. 2, рис. 8). По содержанию Cs, Rb, Ba, Hf и Zr карбонатиты сопоставимы с кимберлитами. Разительные отличия карбонатитов по большинству индикаторных отношений (см. табл. 4) уверенно свидетельствуют в пользу вывода, что мы имеем дело с самостоятельным 5-м геохимическим типом, для которого характерно, прежде всего, очень высокое значение (La/Yb) параметра фракционирования редкоземельных элементов (в среднем равного 354). Широкие вариации составов (см. табл. 2) обязаны разной пропорции кимберлитовой и карбонатитовой компоненты в изученных образцах брекчий.

Слюдистые породы Ингашинского поля, относимые разными исследователями и к кимберлитам [Владимиров, 1987], и к лампроитам [Секерин и др., 1991], по распределению редких элементов наиболее близки (см. табл. 2, рис. 4) слюдистым кимберлитам тр. Загадочная (2-й геохимический тип). В то же время, ряд особенностей их состава являются основанием для выделения их в самостоятельный 6-й геохимический тип. От кимберлитов 1-го геохимического типа их отличает более высокий уровень содержания Sr, Hf, Zr, Pb, а также редкоземельных элементов, а главное, более высокое значение La/Yb-параметра фракционирования PЗЭ (364). От кимберлитов тр. Загадочная породы Ингашинского поля отличаются относительно низкими концентрациями Ba, Th, U, Nb, Ta, а также значениями большинства из индикаторных отношений, в том числе La/Yb, Nb/U.

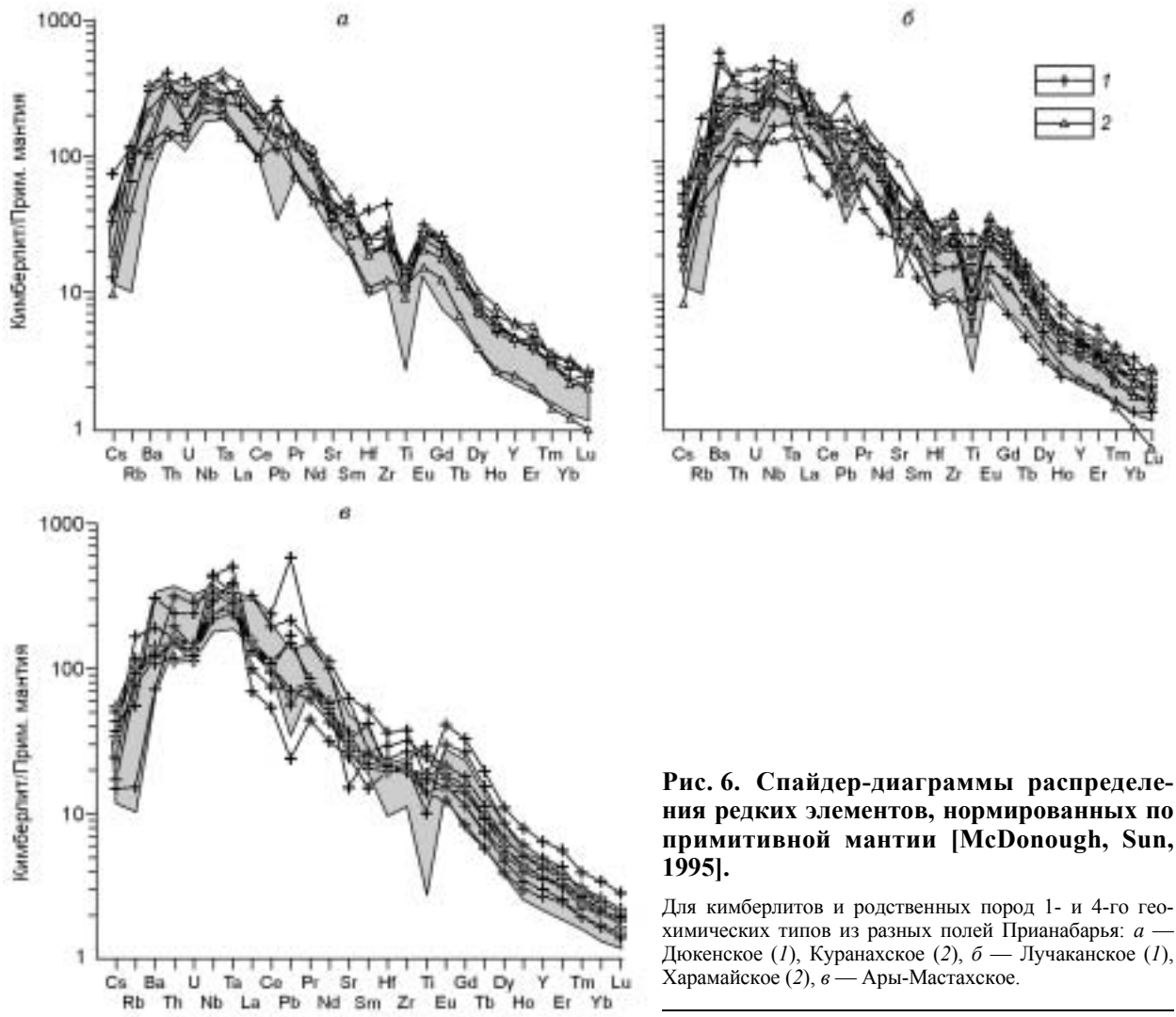


Рис. 6. Спайдер-диаграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Для кимберлитов и родственных пород 1- и 4-го геохимических типов из разных полей Прианабарья: *а* — Дюкенское (1), Куранахское (2), *б* — Лучаканское (1), Харамайское (2), *в* — Ары-Мастахское.

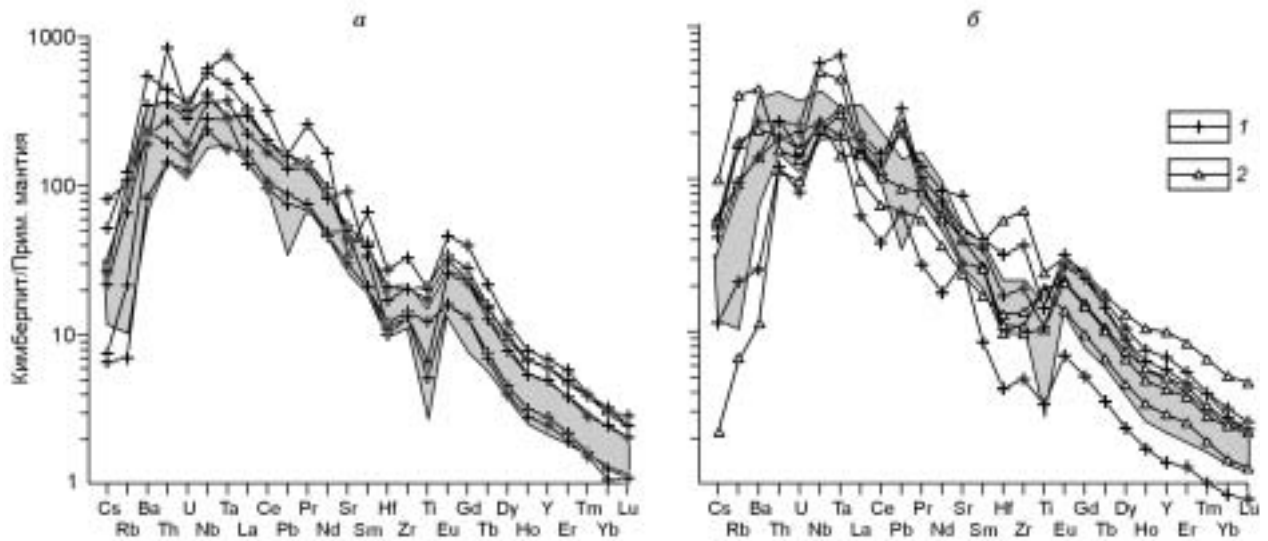


Рис. 7. Спайдер-диаграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Для кимберлитов и родственных пород 1- и 4-го геохимических типов: *а* — из Куойкского, *б* — Чомурдахского (1) и Огонер-Юряхского (2) полей Якутской провинции.

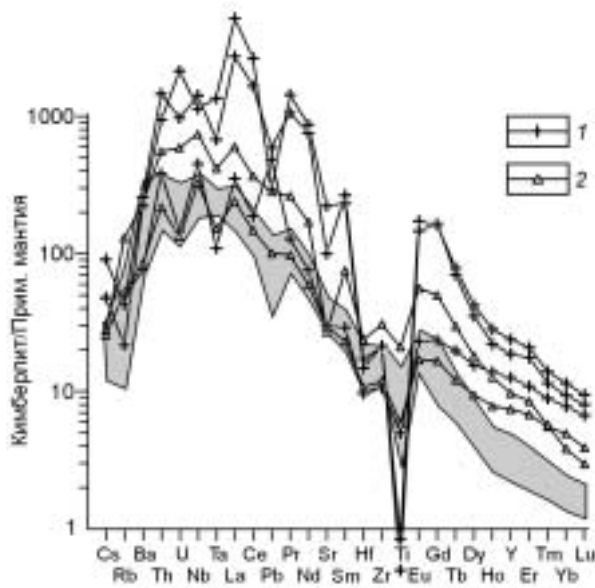


Рис. 8. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Для карбонатитов (5-й геохимический тип) из полей Прианабарья: 1 — Староречинского (участок Номохтоох), 2 — Дюкенского.

слюдяные кимберлиты (жилы Ингашинского поля) имеют, по существу, узлокальный характер распространения.

Наиболее поразительной особенностью распределения некогерентных элементов в кимберлитах 1- и 4-го геохимических типов является факт независимости или слабой зависимости уровня концентраций элементов от петрохимического состава [Костровицкий и др., 2004]. Из приведенных спайдер-диаграмм для алмазонасных кимберлитов (см. рис. 3) видно, что и высокомагнезиальные, низкотитанистые, низкокалиевые разновидности из трубок Интернациональная, Айхал, и относительно железистые, высокотитанистые кимберлиты из трубок Мир, Удачная (соответственно 1- и 2-й петрохимические типы) характеризуются близким уровнем концентраций некогерентных элементов и одинаковыми графиками распределения. Аналогичную картину демонстрируют и спайдер-диаграммы для кимберлитов северных полей [Костровицкий и др., 2004].

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами изучена изотопная систематика Sr и Nd для представительной коллекции кимберлитов и родственного пород (44 пробы) из разных кимберлитовых полей Сибирской платформы. При обобщении полученных результатов мы использовали как собственные (табл. 6), так и литературные [Костровицкий и др., 1999; Агашев и др., 2000; Богатиков и др., 2004] данные (всего дополнительно 22 пробы). В координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon_{\text{Nd}}$ (рис. 9) изотопные характеристики кимберлитов и родственного пород Якутской провинции отвечают таковым для изученных ранее [Smith, 1983; Mitchell, 1986; Tainton, McKenzie, 1994] базальтоидных кимберлитов 1-го типа из разных провинций мира — большинство точек изотопных сос-

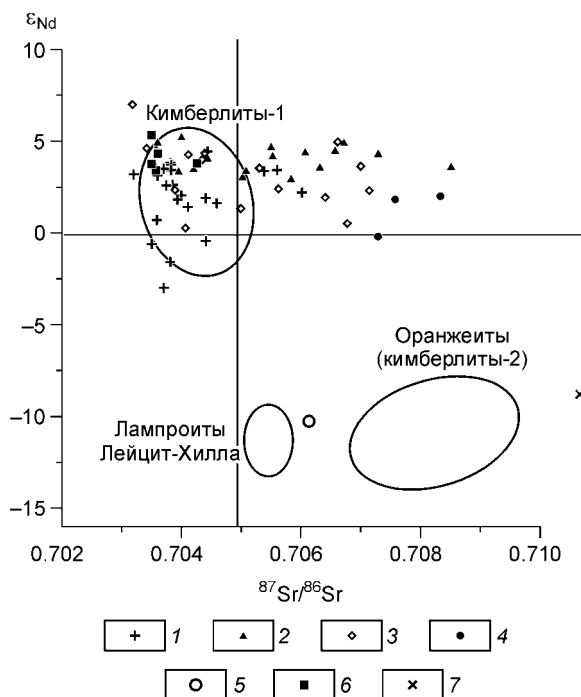


Рис. 9. График изотопных составов кимберлитов и родственного пород Сибирской платформы в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon_{\text{Nd}}$. Поля составов для кимберлитов и лампроитов приведены по данным из работ [Smith, 1983; Mitchell, 1986; Tainton, McKenzie, 1994].

Кимберлиты из полей: 1 — Прианабарья, 2 — Оленекских (в их число входят: Куойкское, Чомурдахское, Огонер-Юряхское поля), 3 — алмазонасных южных, 4 — Накынского, 5 — Ингашинского, 6 — карбонатитовые трубки из Дюкенского, Староречинского и Орто-Наргынского кимберлитовых полей; 7 — вмещающие породы.

Таблица 6.

Изотопный состав Sr и Nd для кимберлитов и родственных пород Сибирской платформы

Номер		Трубка	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	ϵ_{Nd}	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
п/п	обр.		г/г						г/г					
1	78-1003	Лось	19.4	145.7	0.512666	0.000013	0.51255	3.8	55.3	1443	0.704161	0.000013	0.110877	0.703814
2	78-1215	Трудовая	9.01	65.7	0.512587	0.000013	0.512468	2.2	31.1	1170	0.706257	0.000012	0.076878	0.706017
3	78-1185	Университетская	18.1	135.4	0.512635	0.000014	0.512519	3.2	72.3	806	0.704013	0.000013	0.259458	0.703201
4	78-1166	»	17.8	132	0.51263	0.000014	0.51251	3.1	62.9	1280	0.704	0.000013	0.1416	0.7036
5	78-1316	»	15.8	113	0.512143	0.000014	0.51232	-0.61	114	1900	0.704032	0.000012	0.1732	0.7035
6	78-1380	Отрицательная	14.1	100.7	0.512611	0.000012	0.512489	2.6	141.3	634.6	0.705869	0.000014	0.644163	0.703854
7	78-1395	Аномалия 84	25.2	111.4	0.512588	0.000013	0.512391	0.7	74.1	775.7	0.704452	0.000014	0.276478	0.703587
8	99-3	Лыхчан	20.7	147.7	0.512396	0.000041	0.512274	-1.58	55.2	785.4	0.704448	0.000014	0.20332	0.703812
9	99-14	Ан 98/65	25.4	172.4	0.512616	0.000013	0.512488	2.6	39.7	1355.7	0.70401	0.000014	0.084697	0.703745
10	97-192	Аномалия 4а/90	20.8	136	0.512664	0.000014	0.512531	3.4	44.2	825.2	0.704299	0.000014	0.15484	0.703815
11	97-128	Аномалия 90/63	37.2	260.7	0.512669	0.000013	0.512545	3.7	88.2	648.9	0.705058	0.000014	0.39324	0.703828
12	97-90	Аномалия 37/89	18.6	114.6	0.512671	0.000014	0.51253	3.4	81.8	1109	0.70449	0.000014	0.213278	0.703823
13	78-1534	Арктика	11.4	77.2	0.512588	0.000013	0.51246	2.0	67.5	594.8	0.705027	0.000014	0.328051	0.704001
14	90-15	Полярная	23.2	153	0.512663	0.000014	0.51253	3.5	66.8	2030	0.703997	0.000012	0.0954	0.7037
15	90-21	Рудный Двор	14.6	96.6	0.512677	0.000014	0.51254	3.7	111	1284	0.704328	0.000014	0.2506	0.7035
16	90-56	Спортивная	15.1	104	0.512576	0.000014	0.51245	1.9	97	1190	0.7051	0.000012	0.2351	0.7044
17	90-60-1	Виктория	11	66.3	0.512344	0.000018	0.5122	-2.9	70.7	1360	0.704215	0.000011	0.1507	0.7037
18	Хр-10	Ахта-2	9.3	68.2	0.512534	0.000013	0.512399	1.6	31.7	600.6	0.705132	0.000013	0.15252	0.70459
19	Хр-8	Улах-7	16.4	119.5	0.512545	0.000014	0.512409	1.8	84.5	304	0.706795	0.000014	0.804235	0.703935
20	Хр-11	Базовая-3	19.3	141.6	0.512523	0.000014	0.512388	1.4	74.7	1553	0.704602	0.000014	0.139183	0.704107
21	001-11	Сербияна	15	93.8	0.512471	0.000014	0.512332	-0.4	135.4	2063	0.705003	0.000013	0.189806	0.704409
22	7-460	Чомур	15.9	97.9	0.512564	0.000013	0.512332	3.1	66.8	1006	0.706005	0.000014	0.191957	0.705021
23	7-191	Великан	20.9	125	0.512724	0.000013	0.512631	3.4	89.2	1121	0.70441	0.000012	0.230238	0.703952
24	7-483	Зенит	32.4	247.8	0.51271	0.000013	0.512638	3.5	15.2	849	0.704304	0.000013	0.051747	0.704201
25	7-487	Жила 87/2	9.52	65.6	0.512775	0.000014	0.512695	4.6	114.8	749	0.704458	0.000013	0.443558	0.703575
26	7-78	Второгодница	9.47	67.8	0.512744	0.000013	0.512667	4.1	43.3	1220	0.704644	0.000014	0.102717	0.70444
27	7-384	Обнаженная	15.7	117.3	0.512707	0.000013	0.512633	3.4	72.6	2191	0.70527	0.000013	0.095792	0.705079
28	7-388	»	4.06	30	0.512717	0.000013	0.512642	3.6	155	511	0.70806	0.000013	0.876137	0.706317
29	7-276	»	14.4	108	0.51274	0.000014	0.51265	4.7	48.6	1790	0.705674	0.000014	0.0786	0.7055
30	7-93	Серая	19.3	136	0.512745	0.000014	0.51252	5	20.4	551	0.703869	0.000014	0.1073	0.7036
31	7-473	Монтичеллитовая	16.8	116	0.512777	0.000012	0.51267	5.2	73.3	1220	0.704401	0.000012	0.1739	0.704
32	01-280	Удачная	10.81	81.51	0.512568	0.000014	0.512379	4	18.88	1106.2	0.704601	0.000014	0.049365	0.704348
33	01-361	Айхал	11.79	114.17	0.51254	0.000014	0.512393	4.3	27.22	748.53	0.704652	0.000014	0.105181	0.704113

Окончание табл. 6

Номер	Трубка		Sm	Nd		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	ϵ_{Nd}	Rb		Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
	п/п	обр.		r/g	r/g					r/g	r/g					
34	00/289	Интернациональная	12.08	87.42	0.512608	0.000014	0.512411	4.6	21.83	668.15	0.703905	0.000014	0.094494	0.703421		
35	01-163	Мир	11.2	135.51	0.51265	0.000014	0.512532	7	57.96	914.75	0.704117	0.000014	0.183257	0.703178		
36	9-200	Новинка	10.62	68.11	0.512619	0.000012	0.512397	4.3	116.6	1003	0.70611	0.000013	0.336241	0.704387		
37	9-154	Заполярная	12.76	92.84	0.512469	0.000013	0.512273	1.9	93.54	1808	0.707173	0.000012	0.149676	0.706406		
38	78-1555	Прима	125	1450	0.512701	0.000009	0.51263	5.3	12.4	7070	0.703476	0.000014	0.0051	0.7035		
39	78-1565	Токио	104.96	913.18	0.512663	0.000014	0.512581	3.4	25.64	2733.4	0.703644	0.000014	0.027129	0.703575		
40	90-67	Джо-север	10.22	82.7	0.512687	0.000014	0.512599	3.8	36.51	722.15	0.703868	0.000013	0.146221	0.703494		
41	78-1610	Ан-41н	13.49	109.39	0.512688	0.000014	0.5126	3.8	33.79	741.15	0.704593	0.000013	0.131867	0.704256		
42	90-74	Аномалия 15/85	32.4	275	0.512678	0.000014	0.51258	4.3	40.8	3860	0.703712	0.000014	0.0304	0.7036		
43	Инг-1	Ингаши	29.84	286	0.511003	0.000013	0.510478	-10.2	84.28	2583	0.707783	0.000014	0.094406	0.706115		

Примечание. Пробы 1—43 отобраны из полей: 1—5 — Курапахское, 6—9 — Лучаханское, 10—12 — Дюкенское, 13—17 — Ары-Мастахское, 18—20 — Харамайское, 21 — верховье р. Бол. Куонамки, 22 — Чомурдахское; 23—31 — Куйкское, 32 — Дадлыское, 33 — Алакит-Мархинское, 34, 35 — Малоботубоубинское, 36, 37 — Верхнемунское, 38—41 — участок Номохтоох, Староречинское поле, 42 — Орто-Бяргынское, 43 — Ингашиное (Присаянье).

тавов попадают в область примитивной и слабоистощенной мантии.

Однако ряд значений изотопного состава Sr (более 0.705) представляют собой явное отклонение от характеристики данного источника, что дало основание некоторым исследователям [Агашев и др., 2000] предположить существование для кимберлитов Якутской провинции наряду с истощенным и более обогащенного источника. С целью уточнения природы относительно высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нами дополнительно изучена коллекция образцов кимберлита из тр. Заполярная Верхнемунского поля, отличающихся разной степенью карбонатизации (табл. 7). Ранее нами [Костровицкий, 1986] был сделан вывод о доминирующей роли вмещающей рамы карбонатных пород осадочного чехла на изменение первичного изотопного состава Sr в кимберлитах. Действительно, как показывает график (рис. 10), существует прямая корреляция между содержанием CO_2 и величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что и отражает зависимость изотопной характеристики от степени карбонатизации кимберлитов. Измерение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Костровицкий, 1986] в карбонатной и силикатной фазах кимберлита из тр. Комсомольская-Магнитная (соответственно 0.706 и 0.705) подтверждает вывод об обусловленности высоких значений изотопного отношения Sr вторичным процессом карбонатизации, сопровождавшимся привнесением осадочно-морского стронция. Следует иметь в виду, что не только карбонатизация, но и вторичный процесс серпентинизации также может существенно искажать первичные мантийные характеристики изотопного состава в кимберлитах.

Обращает на себя внимание, что алмазоносные кимберлиты отличаются более истощенным по Nd мантийным источником. Исключение представляют кимберлиты тр. Заполярная (Верхнемунское поле) и из трубок Накынского поля, характеризующиеся повышенной степенью серпентинизации. Кимберлиты северных полей неоднородны по изотопным характеристикам. Величина ϵ_{Nd} для кимберлитов и родственных пород Прианабарья варьирует в широком интервале (-1.58...+3.81), а для пород Куйкского поля — в относительно узком (+3.08...+4.62), характеризуя более истощенный в целом источник. Породы Ингашинского поля из Присаянья демонстрируют изотопный состав Sr и Nd, приближающийся по характеристикам (см. рис. 9), с одной стороны, к кимберлитам типа 2 (оранжеитам), а с другой — к лампроитам Лейцит-Хилла. Карбонатиты Прианабарья характеризуются по изотопным данным относительно высокой истощенностью мантийного источника, впрочем, сопоставимой с таковой для алмазоносных кимберлитов.

Для изучения зависимости изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от состава исследуемых пород построены графики зависимости этих величин от вариаций таких оксидов, как TiO_2 и K_2O , наиболее инертных при вторичных процессах. Отсутствие

Таблица 7.

Изотопный состав Sr для кимберлитов Верхнемунского поля

Номер		Трубка	Rb	Sr	Rb/Sr	1/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
п/п	обр.		г/г						
1	9-154	Заполярная	93.5	1808	0.051735	0.000553	0.707173	0.14968	0.706406
2	122/352	»	64	974	0.065708	0.001027	0.705680	0.19007	0.704706
3	122/372	»	93	1107	0.084011	0.000903	0.705670	0.24302	0.704425
4	122/383	»	24	523	0.045889	0.001912	0.705770	0.13274	0.705090
5	02-100	Поисковая	42	555	0.075676	0.001802	0.704180	0.21887	0.703058
6	02-144	Зимняя	36	802	0.044888	0.001247	0.706670	0.12986	0.706004
7	328/6	Комсомольская-Магнитная	40	830	0.048193	0.001205	0.706860	0.13942	0.706145
8	416/113	»	28	906	0.030905	0.001104	0.707390	0.08941	0.706932
9	9-200	Новинка	117	1003	0.116234	0.000997	0.706110	0.33624	0.704387
10	409/145	»	81	1110	0.072973	0.000901	0.706820	0.21111	0.705738
11	409/154	»	38	1109	0.034265	0.000902	0.707180	0.09913	0.706672
12	415/19	»	42	438	0.095890	0.002283	0.70588	0.27739	0.704458
13	423/125	»	4	326	0.012270	0.003067	0.705560	0.03549	0.705378
14	423/80	»	58	609	0.095238	0.001642	0.706350	0.27551	0.704938
15	8D/117	Деймос	44	2379	0.018495	0.000420	0.708010	0.05351	0.707736
16	8D/169	»	19	446	0.042601	0.002242	0.706600	0.12324	0.705968
17	8D/257	»	20	944	0.021186	0.001059	0.705830	0.06129	0.705516

корреляции (рис. 11) свидетельствует в основном о независимости изотопных характеристик от содержания данных оксидов. График $\text{K}_2\text{O}-(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ указывает на слабую обратную зависимость изотопного отношения от содержания K_2O . Заметим, что изотопные отношения Sr и Nd являются также независимыми величинами и от уровня магнезиальности изученных кимберлитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для выделенных петрохимических и геохимических типов кимберлитов мы должны, прежде всего, решить вопросы — насколько они имеют самостоятельное значение, насколько их образование обусловлено первичными причинами, а именно, различиями в составе мантийных источников. Для всех петрохимических типов кимберлита этот вопрос решается положительно, поскольку они, как правило, пространственно разобщены, а различия по содержанию показательных оксидов ($\text{FeO}_{\text{сум}}$, TiO_2 , K_2O) достаточно существенны. Предполагается, что их различия обязаны гетерогенности литосферной мантии, в условиях которой происходило формирование соответствующих магматических кимберлитовых очагов. Сложнее решается вопрос о независимости геохимических типов кимберлита, поскольку некоторые из них отличаются друг от друга лишь уровнем концентрации некогерентных элементов. Характерно, что и показательные отношения элементов (см. табл. 3, 4) также демонстрируют значительные вариации с заметным перекрытием для разных типов. Относительно устойчивым и однородным составом характеризуется только изотопный состав. Как соотносятся между собой выделенные типы кимберлитов и родственных пород на основе химического, микроэлементного и изотопного составов? Как объяснить факт общей независимости изотопных и геохимических характеристик

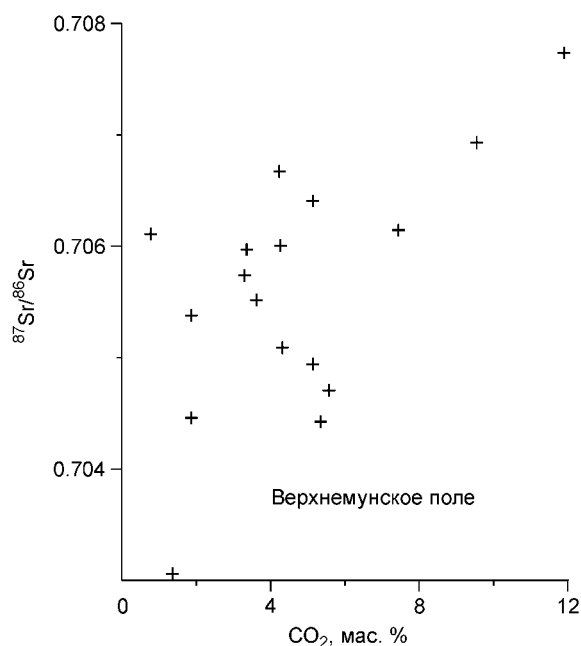


Рис. 10. График зависимости изотопного состава Sr от содержания CO_2 в кимберлитах Верхнемунского поля.

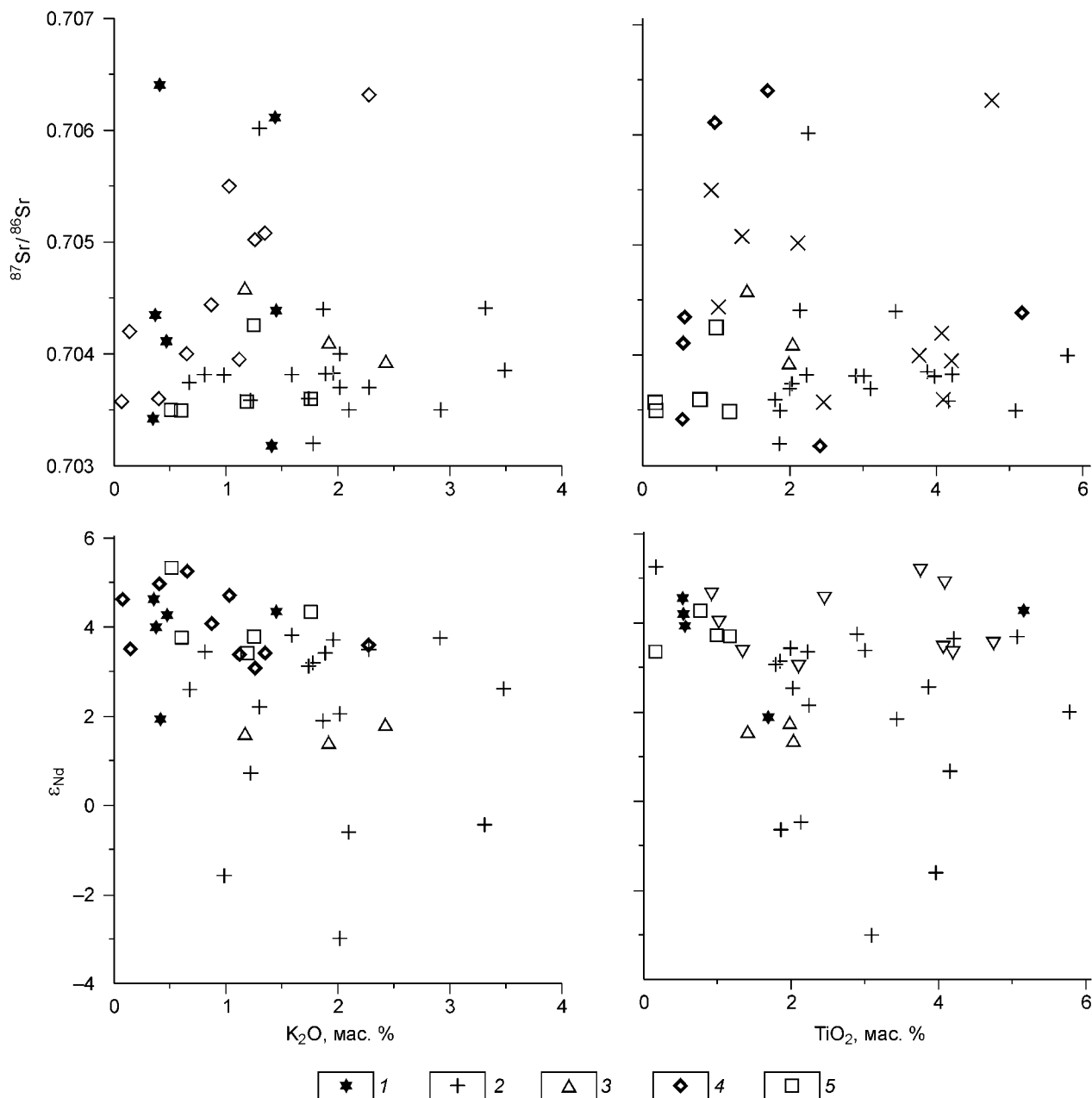


Рис. 11. Графики зависимости изотопного состава Sr и Nd от содержания TiO_2 и K_2O в кимберлитах и родственных породах Сибирской платформы.

Поля: 1 — южные алмазоносные, 2 — Прианабарья, 3 — Харамайское, 4 — Куойское, 5 — карбонатитовые трубки.

(по группе некогерентных элементов) от химического состава кимберлитовых пород (в пределах поля или даже групп полей)? Обычно предполагается, что разнообразие составов магматических пород связано с процессами дифференциации расплава. Для кимберлитов подобное объяснение вряд ли приемлемо. Во-первых, кимберлиты, отличающиеся по уровню магнезиальности, обычно пространственно разобщены. Как правило, пространственно сближенные трубчатые тела, принадлежащие к одному кусту, характеризуются близкими составами по основным петрогенным оксидам. Во-вторых, даже если допустить, что появление разных типов кимберлитов обязано процессам дифференциации, то и это не объяснит обнаруженный нами парадоксальный факт независимости петрохимических и геохимических характеристик в породах. Ведь дифференциация по главным компонентам должна была бы сопровождаться соответствующей дифференциацией и по микроэлементному составу. На наш взгляд, отсутствие корреляции между изотопно-геохимическими и петрохимическими параметрами дает

основание для предположения о существовании самостоятельных мантийных источников для петрогенных и редких некогерентных элементов кимберлитов. Предполагается, что мощный поток флюида из астеносферного источника при подъеме в условиях гетерогенной литосферы [Соболев, 1974] провоцировал образование локальных кимберлитовых очагов, которые собственно и обусловили образование контрастных петрохимических типов кимберлитов. При этом, геохимическая специализация кимберлитов преимущественно обязана единому (для всех трубок поля, а возможно, даже для нескольких полей одного возраста) мантийному флюиду, который, как правило, резко доминировал в редкометалльном балансе гибридного расплава очага.

Таким образом, в нашей модели формирования кимберлитов предполагается, что процессы образования флюида и магматического очага были пространственно разобщены. Близкая точка зрения была высказана ранее отечественными исследователями [Соболев и др., 1986], указавшими на существование двух независимых факторов — флюидного и расплавленного, обусловивших неоднородность составов кимберлитов. В настоящем сообщении не рассматривается проблема происхождения специфичности состава астеносферного источника, связанного, безусловно, с процессами плавления мантии. Для нас важен вывод о том, что частичное плавление литосферной мантии, обусловившее специфичность редкоэлементного состава кимберлитов, не имеет отношения к образованию магматического кимберлитового очага, как предполагается многими гипотезами. Этот вывод имеет принципиальное значение при всех петрологических расчетах моделей образования кимберлитов. Следует также иметь в виду, что соотношение флюидного астеносферного и расплавленного компонентов в кимберлитах могло быть различным и, по-видимому, нельзя исключать случаи, когда расплавленная составляющая доминирует в общем балансе редкоэлементного состава. Но такие случаи относятся к разряду исключений.

Дискуссионным может считаться вопрос, можно ли отнести к таким исключениям кимберлиты Накынского поля, резко выделяющиеся по микроэлементному составу. Самый низкий уровень концентрации некогерентных элементов, установленный для кимберлитов Накынского поля, объясняется [Похиленко и др., 2000] существованием под ним мощного кия литосферной плиты. Мы предполагаем, что в данном случае редкоэлементная специфика кимберлитов демонстрирует их тесную генетическую связь со щелочными базальтоидами. Заметим, что родство кимберлитов с калиевыми щелочными базальтоидами по геохимическим параметрам обсуждалось ранее и другими исследователями [Илупин и др., 1978; Соболев и др., 1986]. Как известно [Киселев и др., 2002], между этими двумя типами пород для Накынского поля существует пространственная и временная связь. Примечателен и вещественный аспект проблемы взаимоотношений между кимберлитами и щелочными базальтоидами. Нами изучен микроэлементный состав включения глиммерита из кимберлитов тр. Заполярная Верхнемунского поля и породы из среднепалеозойских щелочно-базальтоидных трубок (Аномалия-446), пространственно сопряженных с одновозрастными кимберлитовыми трубками Малоботугубинского поля. Включения глиммерита по составу (флогопит, оливин, клинопироксен) соответствуют щелочно-базальтоидным породам и вместе с тем рассматриваются [Доусон, 1983] как родственные кимберлитам образования. Из спайдер-диаграммы распределения редких элементов (см. рис. 5) видно, что кимберлиты Накынского поля гораздо более сходны со щелочными базальтоидами, чем с классическими кимберлитами. Заметим, что к числу аномальных по геохимической характеристике относятся и кимберлиты Архангельской провинции, которые также демонстрируют [Богатиков и др., 1999] пространственную и временную связь со щелочными базальтоидами. Заметное сходство изотопных систематик по Sr и Nd для этих пород [Ярмолюк и др., 2003] указывает на единые мантийные источники для них. Таким образом, аномальный характер кимберлитов Накынского поля (и Архангельской провинции), выражающийся в низкой концентрации некогерентных элементов и в низком значении коэффициента фракционирования РЗЭ, мы объясняем тем, что в их образовании оказалась более существенной роль расплавленной компоненты по сравнению с флюидной.

При рассмотрении спайдер-диаграмм распределения редких элементов для кимберлитов из большинства полей Якутской провинции в первую очередь обращает на себя внимание общая для всех графиков форма кривых с одними и теми же максимумами и минимумами и близкий уровень концентрации элементов. Отклонения в уровне концентраций некогерентных элементов в сторону повышения (проявляющиеся на севере Якутской провинции, а также в слюдястых кимберлитах Далдынского поля) обусловлены, возможно, сравнительно малой мощностью литосферной плиты в этих участках Сибирской платформы, и, стало быть, относительной близостью флюидного источника кимберлитов (астеносферной мантии) к поверхностному горизонту формирования кимберлитовых тел. Впрочем, не исключается и другое объяснение — специфика микроэлементного состава мантийных источников для слюдястых кимберлитов, их более высокая обогащенность некогерентными элементами, которая может быть связана с метасоматозом мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили установить, что в пределах Сибирской платформы развиты несколько петрохимических и геохимических типов кимберлита, происхождение которых связано с

разными мантийными источниками. На основе устойчивых различий по магнезиальности и содержанию таких показательных оксидов, как $\text{FeO}_{\text{сум}}$, TiO_2 , K_2O , нами выделены пять петрохимических типов кимберлита. Хотя данное деление является условным (оно не учитывает вариаций других оксидов, например, Al_2O_3 , CaO), но оно имеет смысл для понимания генезиса кимберлитов, поскольку разные типы предполагают разные по составу литосферные участки мантии при формировании очагов. Несколько иная ситуация обстоит с выделенными шестью геохимическими типами кимберлитов и родственных пород. К числу самостоятельных независимых типов уверенно относятся только 1-, 3-, 5- и 6-й геохимические типы, отвечающие соответственно кимберлитам южных алмазоносных полей (за исключением Накынского поля и слюдистых кимберлитов Далдынского), Накынского поля, карбонатитам Прианабарья и оранжеитам (возможно, лампроитам) Присаянья. Что касается 2- и 4-го геохимических типов (соответственно слюдистые кимберлиты Далдынского поля и кимберлиты северных полей Якутской провинции), то авторы сомневаются в их независимости. Поскольку их различия сводятся в основном к более высоким концентрациям некогерентных элементов (по сравнению с 1-м геохимическим типом), хотя их соотношения сходны между собой.

При анализе изотопно-геохимических данных, полученных для представительной коллекции кимберлитов и родственных пород Сибирской платформы, мы прежде всего акцентировали внимание на изучении корреляционных связей между изотопно-геохимическим и химическим составами пород, что позволило уточнить модель формирования кимберлитов. Нами показано, что образование кимберлитов связано с существованием, по меньшей мере, двух независимых источников — флюидного и расплавленного, ответственных за формирование микроэлементного (по группе некогерентных элементов) и химического составов пород. При этом нельзя забывать, что в составе кимберлитов немаловажную роль играют еще и обломочные макрокристы мантийного происхождения. Не исключено, что последний является реститовым по отношению к расплавленному источнику.

Исследования показали, что доминирующая часть проявлений кимберлитов характеризуется очень близким изотопным и микроэлементным составами, свидетельствуя об относительной однородности астеносферного источника под Сибирской платформой, инициировавшего кимберлитовый вулканизм в ее пределах.

Хотелось бы подчеркнуть, что авторы сознают — ряд вопросов в изотопно-геохимической систематике кимберлитов остались нерешенными. В частности, какова природа мантийных флюидных источников? Чем обусловлена связь между щелочностью кимберлитов и обогащенностью некогерентными элементами и почему эта связь отсутствует в случае кимберлитов Накынского поля? Аномальные геохимические характеристики кимберлитов Накынского поля мы объясняем проявлением генетической связи со щелочными базальтоидами. Но возникает вопрос, каков механизм этой связи? Какие конкретно породы литосферной мантии служили источниками при формировании тех или иных петрохимических типов кимберлита? Направление дальнейших исследований авторы видят в решении этих и других генетических вопросов.

Авторы благодарят Н.Н. Пахомову, Г.П. Сандимирову, Е.В. Смирнову, Ю.А. Пахольченко (Институт геохимии СО РАН), а также доктора Варна Кумара Веракун и профессоров Х. Кагани и К. Шуто (Университет г. Ниигата, Япония) за выполненные анализы микроэлементного и изотопного составов пород, а также признательны академикам Н.В. Соболеву и И.Д. Рябчикову за критические замечания и доброжелательные рецензии.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (гранты 02-05-64793, 06-05-64981), комплексного интеграционного проекта СО РАН № 21 и программы Отделения по наукам о Земле РАН ОНЗ-2.

ЛИТЕРАТУРА

Агашев А.М., Орихаши Ю., Ватанабе Т., Похиленко Н.П., Серенко В.П. Изотопно-геохимическая характеристика кимберлитов Сибирской платформы в связи с проблемой их происхождения // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (1), с. 90—99.

Благулькина В.А. О распределении некоторых рассеянных и редких элементов в кимберлитах различных петрохимических типов // Геохимия, 1971, № 5, с. 600—605.

Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А., Кудрявцева Г.П., Васильева Е.Р., Вершак В.В., Веричев Е.М., Парсадаян К.С., Посухова Т.В. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М., Изд-во Моск. ун-та, 1999, 524 с.

Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Зинчук Н.Н., Илупин И.П., Ротман А.Я., Левский Л.К., Овчинникова Г.В., Кондрашов И.А. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия, 2004, № 9, с. 915—939.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М., Наука, 1976, 244 с.

Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений кимберлитов. Новосибирск, Наука, 1997, 554 с.

Владимиров Б.М. Кимберлиты — ультраосновная формация древних платформ: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 1987, 41 с.

Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983, 300 с.

Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М., Недра, 1978, 352 с.

Киселев А.И., Егоров К.Н., Масловская М.Н. Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Виллюйского палеорифта // Отечественная геология, 2002, № 4, с. 40—44.

Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатилов О.А. Геохимическая (ICP-MS геохимия, изотопия Sr, Nd, Pb) гетерогенность кимберлитов Якутии: вопросы генезиса и алмазоносность // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 227—252.

Костровицкий С.И. Геохимические особенности минералов из кимберлитов. Новосибирск, Наука, 1986, 263 с.

Костровицкий С.И., Морикио Т., Владыкин Н.В., Лепин В.С. Sr-Nd изотопная систематика кимберлитов и родственных пород севера Якутской провинции // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 3, с. 371—374.

Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Ротман А.Я. О происхождении кимберлитов // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 2, с. 236—240.

Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, Якут. кн. изд-во, 1974, 119 с.

Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л., Недра, 1965, 160 с.

Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М., Наука, 1984, 214 с.

Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д., Митюхин С.И., Яныкин Ю.Т. Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и Снэп-Лейк (провинция Слэйв, Канада): свидетельство аномального строения литосферы // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 3, с. 356—360.

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенов В.А. Новые данные о докембрийских кимберлитах Присяня // Геология и геофизика, 1991, т. 32, (12), с. 75—81.

Серов И.В., Гаранин В.К., Зинчук Н.Н., Ротман А.Я. Мантийные источники кимберлитового вулканизма // Петрология, 2001, т. 9, № 6, с. 657—670.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

Соболев Н.В., Харьков А.Д., Похиленко Н.П. Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии // Геология и геофизика, 1986 (7), с. 18—28.

Харьков А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов В.А., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов. М., Недра, 1991, 304 с.

Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов. М., Недра, 1998, 556 с.

Чернышева Е.А., Костровицкий С.И. О природе карбонатитовых брекчий восточного склона Анабарской антеклизы // Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 5, с. 1211—1213.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных исследований // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 3—34.

Agashev A.M., Watanabe T., Budaev D.A., Pokhilenko N.P., Fomin A.S., Maehara K. Geochemistry of kimberlites from the Nakyn field, Siberia: evidence for unique composition // Geology, 2001, v. 29, № 3, p. 267—270.

Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Maas R., Danyushevsky L.V., Thomas R., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Kimberlite melts rich in alkali chlorides: a potent metasomatic agent in the mantle // Geology, 2004, v. 32, № 10, p. 845—848.

McDonough, Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York, Plenum Press, 1986, 442 p.

Mitchell R.H. Kimberlites and orangeites. New York, Plenum Press, 1996, 410 p.

Smith C.B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of African Cretaceous kimberlite // Nature, 1983, v. 304, p. 51—54.

Tainton K.M., McKenzie D. The generation of kimberlites, lamproites, and their source rocks // J. Petrol., 1994, v. 35, p. 787—817.