

Процессы метасоматоза и частичного плавления в ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии: приложение к генезису алмазов

Специус З.В.

Институт Якутннпроалмаз, АК «АЛРОСА», Мирный, Якутия, Россия

Основанием для этой работы явилось детальное петрографическое изучение более 1000 образцов ксенолитов из кимберлитовых трубок Мир, Удачная и других Якутской провинции, которые были исследованы с использованием современных петрохимических и изотопных методов на предмет наличия признаков метасоматоза. Изученные образцы включали различные типы эклогитов, пироксениты и перидотиты. Были определены также относительное распространение метасоматизированных пород в различных участках Сибирского кратона и интенсивность проявления в них метасоматических процессов.

Петрографические особенности, петрохимия пород и распределение примесных элементов в минералах ксенолитов свидетельствуют о том, что ксенолиты основного и ультраосновного состава из кимберлитов Якутии в той или иной степени подверглись метасоматическим преобразованиям и частичному плавлению. Это наиболее ярко проявлено во флогопитизации мантийных ксенолитов и келефитизации граната. Процессы частичного плавления наблюдаются в ксенолитах эклогитов, алькремитов и гранатовых вебстеритов.

Скрытый метасоматоз в мантийных породах фиксируется характером распределения элементов-примесей в перидотитах и пироксенитах. Некоторые перидотиты имеют необычно экстремальные изотопные характеристики Nd и Os, фиксирующие древнее обогащение несовместимыми элементами. Преобладающий Архейский возраст мантийных ксенолитов из кимберлитов свидетельствует о сложной истории формирования литосферной мантии под Сибирским кратоном и продолжительном взаимодействии между корой и мантией.

На основании Re-Os определений изотопии сульфидных включений в оливинах из трубки Удачная установлено, что нарушение Os системы метасоматическими процессами имело место после формирования литосферной мантии Сибирского кратона (3.5-2.9 Ga) в период от 2.8 до 2.0 Ga. Эти процессы были неоднократны в литосферной мантии и более интенсивно были проявлены в центральной части кимберлитовой провинции.

Предполагается многостадийный рост алмазов в ксенолитах эклогитов, который связан и инициировался процессами частичного плавления и метасоматоза. Эти процессы, как и образование алмазов, были неоднократно проявлены во время эволюции литосферной мантии под Сибирским кратоном и в некоторых случаях, вероятно, были связаны с воздействием флюидов, предвещающих кимберлитовый магматизм.

Введение

Кимберлитовые трубки, в том числе промышленные алмазные месторождения, на Сибирской платформе были открыты благодаря проведению интенсивных полевых работ и самоотверженности геологов. С момента первых открытий кимберлитов в 1955 году [1], мантийные ксенолиты в них были предметом пристального внимания и детальных исследований, результаты которых внесли неоценимый вклад в понимание состава и петрологии субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) под Сибирской платформой. Многие ксенолиты из различных, в первую очередь эксплуатируемых трубок, были исследованы и продолжают интенсивно изучаться. Результатами этих исследований стали находки и петрологическая характеристика многочисленных образцов алмазоносных эклогитов и перидотитов, обнаружение эклогитов с коэситом, открытие и первое описание таких уникальных пород как алькремиты [1, 4-7, 9, 12 и ссылки в них]. Благодаря изучению ксенолитов получены неоценимые петрологические сведения по составу, вертикальной и горизонтальной неоднородности верхней мантии и условиям образования алмазов.

Основной целью этой работы является описание процессов метасоматоза и частичного плавления, которые фиксируются в ксенолитах из кимберлитовых трубок. Многие мантийные перидотиты в кимберлитах якутских трубок подвержены метасоматозу различной интенсивности, в результате которого образуются новые минеральные фазы. Этот тип метасоматоза характеризуется как “явный” или “модальный” и детально охарактеризован в ксенолитах из кимберлитов Южной Африки [9, 16 и ссылки внутри]. Отдельные ксенолиты ультрамафитов, где отчетливо фиксируется присутствие флогопита и других метасоматических минералов найдены и описаны во многих трубках Якутии [например, 10, 12, 49], но в сравнении с данными для кимберлитов Южной Африки [23, 27] систематические данные по их распределению в различных типах пород отсутствуют.

“Скрытый” метасоматоз менее исследован среди ксенолитов ультраосновного состава из кимберлитов Якутии. Имеются только немногочисленные разрозненные публикации о зональности минералов и редкие данные о распределении примесных и редких элементов, свидетельствующих об обогащенности пород и минералов [12, 50]. В данной статье проведена систематизация результатов изучения ксенолитов из основных хорошо изученных кимберлитовых трубок Якутии. На основании этих данных предпринята первая попытка оценить относительную распространенность метасоматизированных пород в различных трубках, соответственно различных частях Сибирского кратона и интенсивность проявления метасоматических процессов и взаимосвязанной деформации пород. Представленные данные позволят понять закономерности

формирования и дифференциации литосферной мантии и взаимосвязанной с ней коры, а также последовательность эволюции СКЛМ Сибирского кратона.

Сибирский кратон занимает около 4×10^9 км², главным образом захоронен ниже рифейско-фанерозойского осадочного чехла мощностью 1-8 км, составляющего, в среднем, приблизительно 4 км. Главные структурные блоки и тектонические зоны даны в [8]. Согласно концепции террейнов, которые появились и развивались независимо как изолированные сиалические массы (микроконтиненты), структура кратонов унаследована из столкновения и объединения (аккреции) гетерохронных микроконтинентов [8]. Увеличение террейнов, вероятно, происходило в несколько стадий, и большие образования, супертеррейны или тектонические провинции появились прежде, чем они консолидировались в структуру кратона. Кимберлитовые трубки встречаются от реки Вилюй на юге, достигая рек Котуй и Оленек на севере, ореол их распространения охватывает больше чем 1100 км по долготе и 800 км по широте. Расположенная в северо-восточной части Сибирского кратона, Якутская кимберлитовая провинция занимает главным образом территорию Анабарского супертеррейна, включая Маганский и Далдынский гранулит-гнейсовые террейны, а также Мархинский гранит-зеленосланцевый террейн. Более детальное описание дано в [8].

В первые годы открытия кимберлитовых трубок источник алмазов отождествлялся с тем же расплавом, который формировал сами кимберлиты. По мере изучения петрологии кимберлитов было установлено, что многие алмазы на самом деле присутствуют в мантийных ксенолитах и только выносятся на поверхность кимберлитами. Свидетельства подобного рода были столь многочисленны, что 10-20 лет назад, большинство исследователей рассматривали кимберлиты только как транспортер к поверхности алмазов, которые образовались в эклогитовых или перидотитовых породах на мантийных уровнях [38, 48]. Кристаллы алмазов, находящиеся в кимберлитах или лампроитах, рассматривались как производные мантийного субстрата, которые подобно мегакристам граната или ильменита образовались в результате дезинтеграции ксенолитов эклогитов или перидотитов. Недавно появились работы, показывающие [39 и ссылки внутри], что внешние оболочки алмазов (“рубашки” кристаллов), возможно, образовались в самой кимберлитовой магме, равно как и часть микроалмазов. В статье [59] детально обсуждаются свидетельства как за, так и против образования алмазов внутри кимберлитов или в мантийных ксенолитах.

Древний возраст формирования СКЛМ Сибирского и Южноафриканского кратонов доказывается Re-Os и Sm-Nd модельными возрастными, полученными для эклогитовых и перидотитовых ксенолитов. Возраст отдельных ксенолитов алмазоносных эклогитов из Южной Африки, Канады и Якутии варьирует в пределах 2.8-3.5 Ga. Оценки возраста алмазов,

базирующиеся на данных изучения включений в них [43-45], свидетельствуют о том, что алмазы могли зарождаться и расти на протяжении длительного периода истории Земли, особенно алмазы эклогитового парагенезиса. Единственным разумным объяснением этого является то, что алмазы в мантийном эклогитовом субстрате были образованы в результате вторичных метасоматических процессов под воздействием метасоматизирующих флюидов.

Образцы

Было изучено около 1000 образцов основных и ультраосновных мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок, расположенных в различных частях Якутской кимберлитовой провинции. Определение модального состава пород было выполнено для всех ксенолитов. Для большинства образцов был определен химизм пород. Определения содержаний основных окислов были выполнены для породообразующих и частично вторичных минералов. Состав элементов-примесей был получен для представительного количества образцов ксенолитов, как основного, так и ультраосновного состава. Все образцы классифицировались на различные типы пород, в соответствии с их петрографическими особенностями и химическим составом. Во многих образцах были исследованы фазовый состав и содержание элементов в рудных и сульфидных минералах. Все ксенолиты были исследованы петрографическими, химическими и частично изотопными методами для идентификации модальных метасоматических минералов или других свидетельств мантийного метасоматоза. Эти образцы включают различные разновидности эклогитов и ультраосновных ксенолитов - от истощенных дунитов и гарцбургитов через грубозернистые и катаклазированные Gt-перидотиты к орто- и клинопироксенитам.

Аналитическая аппаратура и методы исследований

Основные элементы силикатных и окисных минералов в ксенолитах были определены с помощью микрозонда Superprobe JXA-8800R АК «АЛРОСА». (Мирный) и частично с использованием CAMECA SX-50 электронного микрозонда в Институте Геологических наук (Якутск). Часть породообразующих гранатов и клинопироксенов и также различные вторичные фазы продуктов частичного плавления в эклогитах была исследована с использованием сканирующего микроскопа с EDS в Университете Западной Австралии (Перт). Составы сульфидных включений были проанализированы на электронном зонде CAMEBAX SX50 в GEMOC-центре Университета Маквори (Сидней). Во всех случаях природные и синтетические минералы использовались как стандарты. Аналитические условия включали ускоряющееся напряжение 15 keV, ток пучка 20 nA,

диаметр пучка 5 микрон и время - 20 секунд, для всех элементов. Все исследования подверглись полной ZAF корректировке.

Элементы-примеси были измерены в породообразующих и некоторых вторичных минералах эклогитов методом лазерной абляции с помощью ICP-MS в RSES Австралийского Национального Университета (Канберра). Элементы-примеси в минералах ультрамафитов были измерены с помощью ICP-MS в Университете Маквори (Сидней, Австралия), с использованием стекла NIST 610 как внешний стандарт и Ca как внутренний стандарт; диаметр кратера был 40 -50 мм.

Re-Os изотопы были проанализированы, используя Merchantek LUV266 лазер с модифицированной ячейкой абляции, присоединенный к Nu плазменному мультиколлектору ICPMS в GEMOC-центре Университета Маквори. Большинство исследований было проведено со скоростью повторений 4 Hz и энергиях приблизительно 2 mJ/pulse; типичные диаметры воронок были 50-80 микрон. Аналитические процедуры проведения Re-Os изотопных анализов описаны подробно ранее [26].

Состав СКЛМ Сибирского кратона

Исследование глубинных ксенолитов из различных кимберлитовых трубок Якутии показывает, что субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ) Сибирского кратона дифференцирована как по вертикали, так и по латерали [например, 12, 53]. Вертикальная неоднородность фиксируется в широко распространенном спектре различных типов основных и ультраосновных ксенолитов во всех кимберлитовых трубках провинции. Прежде всего, вертикальная разнородность СКЛМ - результат дифференцирования и формирования первичного вещества мантии в течение Архея [например, 10, 12, 42]. Как показано этими данными, СКЛМ Сибирской платформы была сформирована и стабилизирована между 3.4-2.9 Ga. Не исключено, что новое дополнение к мантии было сделано после главного дифференцирования через процесс субдукции [30, 60]. Вероятная субдукция океанической коры в центральном Далдынском террейне провинции доказывается присутствием Cs-эклогитов в Удачной, Сытыканской и других трубках Далдыно-Алакитского района. Это подтверждено Sm-Nd и Rb-Sr изотопными данными для эклогитовых ксенолитов из трубок Мир и Удачная [42, 52], а также присутствием изотопически легких алмазов в эклогитовых ксенолитах из трубки Удачная.

Горизонтальная разнородность мантии следует из присутствия свиты высоко глиноземистых пород в Удачной, Сытыканской, Загадочной и других трубах центрального Далдыно-Алакитского района провинции. Эти породы и особенно Ку- и Cs-эклогиты, алькремиты и связанные с ними образования низов земной коры типа эклогитоподобных пород с кианитом широко распространены в Удачной и других кимберлитовых трубках этого района.

Однако, они не встречены или исключительно редки на юге или севере провинции в таких трубках как Мир, Интернациональная и Обнаженная.

Химия пород и данные по примесным элементам указывают, что мафитовые и ультрамафитовые ксенолиты из трубок, расположенных в центральной части Якутской провинции разделены на три, хорошо отличные группы пород: перидотиты, пироксениты и эклогиты [53]. Различия между таковыми группами ксенолитов в трубках южных и северных частей провинции значительно меньше, и выделенные группы перекрываются друг с другом по их петро-геохимическим характеристикам. Эти данные свидетельствуют о более сильной дифференциации мантии в центральной части Сибирского кратона и, вероятно, различной последующей эволюции СКЛМ центральных и периферийных частей кратона.

Частичное плавление в ксенолитах эклогитов

Во всем мире, большинство эклогитовых ксенолитов в кимберлитах содержит признаки проявления процессов частичного плавления [3, 11, 12, 19, 35, 49, 59, 63]. Это особенно хорошо наблюдается в эклогитах из Удачной и других кимберлитовых трубок Якутии. Продукты кристаллизации этих неполных реакций, типично представляемых как "губчатая" структура вокруг первичного омфацита, включают вторичный клинопироксен (с меньшим содержанием Na_2O), шпинель, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и стекло. В прожилках межгранулярного частичного расплава могут присутствовать также ортопироксен, амфибол и флогопит (рис. 1). С таким частичным плавлением в кианитовых эклогитах ассоциируют корунд и муллит. Первичный гранат может частично плавиться с формированием ортопироксена, шпинели, оливина и стекла, формируя части типичных келефитовых кайм на гранате [59].

Химия вовлеченных в этот процесс систем указывает на то, что частичное плавление не было изохимичным, но вызвано воздействием метасоматизирующих флюидов, богатых щелочами, главным образом К и Na, и, вероятно, другими летучими компонентами. Имеются признаки, вытекающие из состава вторичных ассоциаций, что встречающиеся подобные, но различные реакции явились следствием сочетания как различий в исходном составе первичных минералов, так и в составе метасоматизирующих жидкостей.

Детальные петрографические исследования ксенолитов из трубок Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов кимберлитовой провинции демонстрируют, что процесс частичного плавления проявлен в большинстве ксенолитов, особенно в эклогитах, а также в гранатовых вебстеритах и пироксенитах. Признаки проявления процессов частичного плавления наиболее ярко выражены в биминеральных и кианитовых эклогитах, включая алмазосодержащие разновидности. Частично девитрифицированные или полностью стекловатые продукты ясно наблюда-

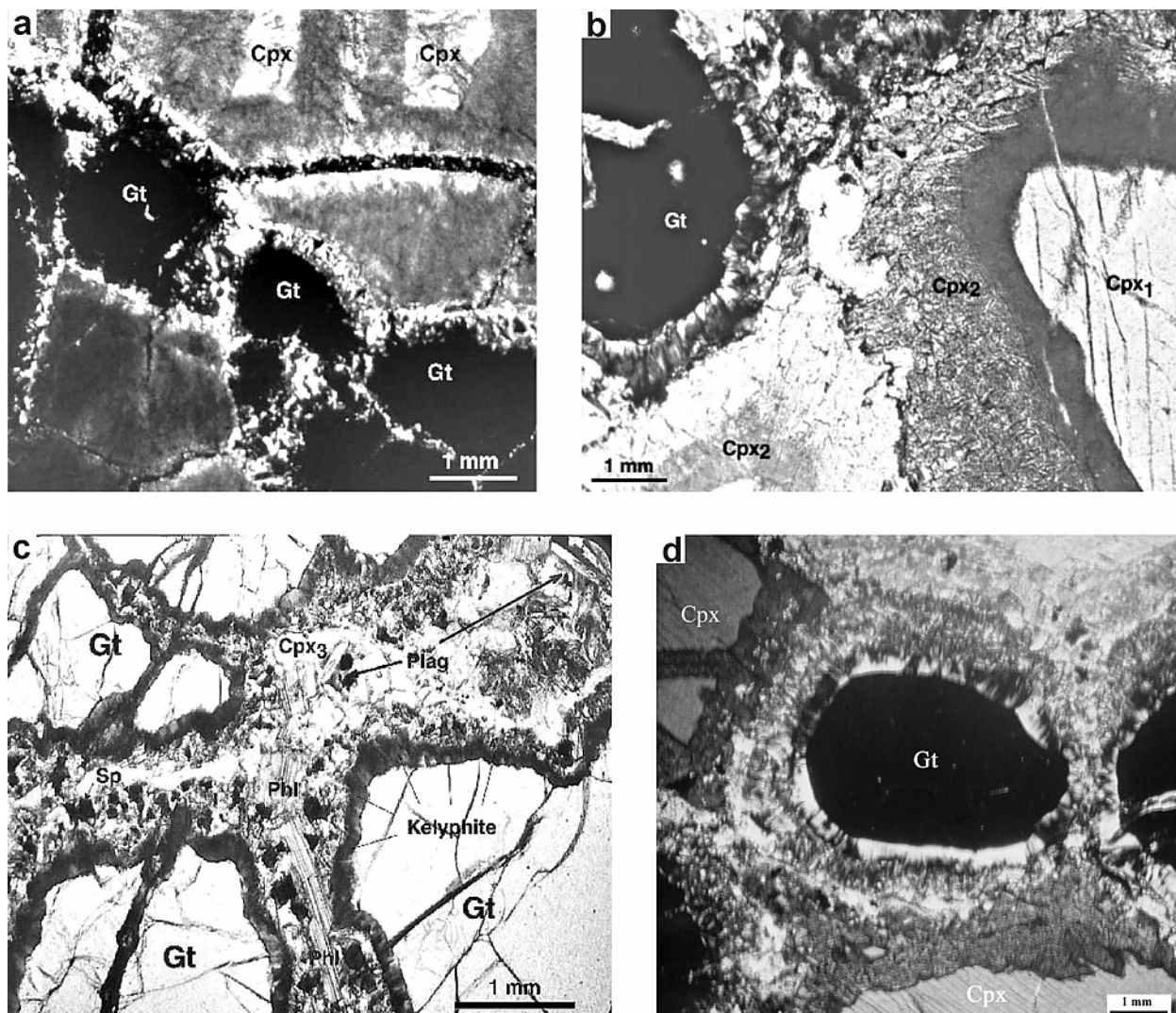


Рис. 1. Продукты частичного плавления в ксенолитах эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная. В скрещенных николях – а, b, d и с – в поляризованном свете.

Условные обозначения: Gt = гранат, Cpx = реликты омфацита, Cpx₂ = вторичный клинопироксен в “губчатой” (spongy) структуре, Cpx₃ = вторичный клинопироксен в прожилках частичного плавления, Sp = шпинель, Plag = плагиоклаз, Phl = флогопит.

(а) Общий вид тонкозернистых продуктов частичного плавления с отчетливой офиолитовой структурой, развитых между зернами породообразующих граната и клинопироксена. Присутствуют реликты первичного омфацита и граната. Видны секущие прожилки частичного плавления в клинопироксене. (b) Губчатая “spongy” структура вторичного (Cpx₂) с плагиоклазом и нераскристаллизованным стеклом. Гранат окружен келефитовыми каймами. (c) Удлиненные лейсты флогопита ассоциирующие с вторичным пироксеном, шпинелью и плагиоклазом в межзерновых продуктах частичного плавления. (d) Келефитовые каймы вокруг граната в межзерновых продуктах частичного плавления.

ются между зернами граната и клинопироксена, иногда в форме прожилков, секущих эти минералы. Степень частичного плавления изменяется между отдельными ксенолитами, также как и содержание продуктов плавления и соотношение минеральных новообразованных фаз, что показано в [12, 59].

Модальное соотношение продуктов частичного плавления широко варьирует [3, 12]. Межгранулярный частично или полностью раскристаллизованный расплав, обычно состоит из новообразованного клинопироксена, плагиоклаза и шпинели, и более редко содержит флогопит, ортопироксен и амфибол. Дополнительными аксессуориями могут быть кальцит и сульфиды. Калиевый фельдшпатоид, с подчиненным кварцем, присутствует среди продуктов расплава в кианитовых эклогитах. Стекло – не типично, но возможно; вторичные корунд и муллит развиты вокруг кианита. Первичный омфацит замещается ассоциацией стекла, плагиоклаза, вторичного клинопироксена, и часто сечется стекловатыми прожилками. Составы первичных гранатов и омфацитов из эклогитовых ксенолитов детально изучены [12]; поэтому, охарактеризуем главным образом минералы, сформированные при кристаллизации частичного расплава. Представительные анализы минералов ассоциации продуктов частичного плавления приведены в [59].

Минеральные фазы частичного плавления

Клинопироксены наиболее распространены в продуктах частичного плавления, обычно формируя ксеноморфные зерна приблизительно 0.01-0.4 мм в размере, иногда присутствуя в виде "решетоподобных" зерен насыщенных включениями шпинели. Очень часто вторичные клинопироксены образуют типичные "губчатые" структуры (spongy textures) – согласно [59], рис. 1б). Вторичные клинопироксены всегда имеют более низкое, чем первичный омфацит, содержание Na_2O (< 3 мас.%) и Al_2O_3 (< 1 мас.%), а также незначительное количество жадеитового компонента [52]. Относительно первичных омфацитов, они содержат большее количество MgO (от 12 до 16 мас. % против 8-11 мас.%) и имеют переменную Mg\# от 70 до 87. Количество CaO подобно таковым в первичных омфацитах. Пироксен иногда обогащен TiO_2 (до 1.2 мас. %).

В некоторых эклогитах встречен вторичный пироксен призматически удлиненной формы до 0.2 мм по длинной оси с зелено-желтым плеохроизмом, который образуется на последних стадиях плавления, судя по взаимоотношениям с другими минералами. Эта фаза имеет высокое содержание Na_2O (до 10 мас. %), но низкий Al_2O_3 (< 1 мас.%). Минерал характеризуется высоким содержанием FeO (> 20 мас.%) и соответствует пироксену с большим количеством эгиринового компонента $[\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6]$. Резкое увеличение в Fe^{3+} указывает на возрастание потенциала кислорода в метасоматизирующем флюиде на последних этапах. Аналогичный эгиринсодержащий клинопироксен присутствует также в алмазонасных ксенолитах [56].

Шпинель является второй фазой (по времени и распространенности), кристаллизующейся из частичного расплава и представлена зернами 0.01-0.02 мм в размере (см. рис. 1с). Цвет шпинели обычно зеленый, хотя

встречается также серовато-коричневая и черная шпинель. Темная непрозрачная шпинель характерна для эклогитов железистого ряда [12]. Широко распространена зональная шпинель, наиболее ярко она проявлена в Ку-эклогитах с увеличением Al_2O_3 и MgO-содержаний во внешних зонах зерен, как возможный результат фракционной кристаллизации. Микрозондовые исследования показывают, что общие составы шпинелей изменяются между двумя конечными членами: шпинель- $MgAl_2O_4$ и герценит- $FeAl_2O_4$ [59]. Содержание TiO_2 и Cr_2O_3 - обычно меньше чем 0.5 мас.%, но в некоторых образцах, шпинель содержит до 3.5 % Cr_2O_3 .

Плагиоклаз присутствует в виде удлинённых игл с доминирующим размером 0.04-0.5 мм, редко как призматические кристаллы 0.02-1.0 мм в размере. Это обычно полисинтетические двойники (по альбитовому закону) с химической зональностью в пределах диапазона An 30-50. Плагиоклаз An30 развит обычно по первичному омфациту, иногда формируя графические сростания с вторичным клинопироксеном. Однако, обычно плагиоклаз присутствует как нерегулярные сегрегации размером приблизительно 0.01-0.03 мм. Среди продуктов частичного плавления в некоторых Ку-эклогитах отмечаются образования альбита. Присутствие этого плагиоклаза указывает на то, что кристаллизация фаз частичного расплава происходит при давлениях 10-15 кбар.

Флогопит типично развивается в интенсивно изменённых образцах, преимущественно в Ку-эклогитах, где его размеры изменяются от 0.1 до 1.0 мм. Как видно в шлифах, этот флогопит сформирован позднее других фаз (рис. 1с). Микрозондовые исследования фиксируют вариации в содержании K_2O (от 8 до 13 мас.%) и TiO_2 (0.70-3.20 мас.%), но иногда TiO_2 может составлять до 9.50 мас.% (табл. 3). Содержание Ва обычно ниже обнаружимых пределов (< 0.04 %), но в одном ксенолите, флогопит содержал 0.65 мас.% ВаО.

Полевой шпат встречается в некоторых Ку-эклогитах, присутствуя в “губчатых” структурах развитых по первичному омфациту. Этот минерал был найден в метасоматизированных лерцолитах Китая (Snyder et al., 1997) и отмечен в эклогитах Робертс Виктор [63]. В статье В.Н. Соболева с соавторами [49] сообщается о находках полевого шпата в эклогитах, который содержит приблизительно 2 мас.% СаО, имеет высокие - K_2O (от 8 до 13 мас.%) и низкие - Na_2O (от 1 до 5 мас.%).

Стекло отмечено во многих образцах эклогитов, как сохранившийся закалочный продукт частичного расплава. Оно имеет межгранулярную природу, иногда в виде тонких прожилков, пересекает клинопироксен. Стекло найдено также в келефитовых каймах вокруг граната. Частично девитрифицированное стекло с микролитами плагиоклаза и шпинели часто встречается в Ку-эклогитах (см. рис. 1b). В обычных биминеральных эклогитах стекло в значительной степени девитрифицировано и содержит мелкие удлинённые иголки плагиоклаза, замещённые серицитом и другими

вторичными минералами. Цвет стекла изменяется от темно-серого до коричневого. Стекло содержит 50-55 % SiO_2 [59] и обычно близко плагиоклазу по составу. Составы некоторых стекол с высоким SiO_2 отличаются присутствием кварца и его сферолитов [12, 50]. Стекла богаты в содержании натрия, обычно приблизительно 6 мас.% Na_2O веса и могут быть разделены на две группы с высоким и низким содержанием K_2O , соответственно - 2.3-3.5 и < 0.2 мас.%. Стекла с высоким K_2O содержат признаки кимберлитовых флюидов; однако, стекло с низким K_2O обычно встречается в ассоциации с раскристаллизованными фазами частичного расплава. Стекла могут широко варьировать по содержаниям Mg и Ti [59]. Содержание SiO_2 может составлять более 61 мас.%, т.е. выше, чем таковое в первичных омфацитах. Это предполагает вероятный привнос SiO_2 метасоматизирующими флюидами.

Причины частичного плавления

Имеются два возможных источника флюидов, которые могли обусловить частичное плавление. Различие между ними заключается во времени метасоматоза. Это следующие два варианта: 1) кимберлитовый метасоматоз, с изменением захваченного ксенолита флюидами производными кимберлитовых магм; и 2) предкимберлитовый метасоматоз, с плавлением вызванным метасоматозом в мантии до захвата ксенолитов кимберлитами.

Фактически все мантийные ксенолиты подверглись некоторой форме метасоматоза во время нахождения в мантии, главным образом, намного раньше попадания их в кимберлитовый субстрат. Несколько наблюдений применимы здесь: 1) хотя частичное плавление фиксируется преимущественно в образцах глубинных ксенолитов, некоторые признаки такого процесса отмечены также в ксенолитах пород коры; 2) эклогиты, которые содержат свидетельства обширного плавления, часто несут также следы деформаций (катаклиз, милонитизация, и т.д.), несомненно, произошедших в мантии; 3) отсутствует пространственная связь между интенсивностью плавления и поверхностью ксенолитов; 4) неоднородное проявление процессов плавления и метасоматоза в пределах индивидуальных образцов; 5) присутствие секущих прожилков частичного плавления, а также свидетельства о наличии двух или более этапов данного процесса, возможно близко связанных во времени; 6) наличие внешних кайм на некоторых ксенолитах эклогитов. Эти каймы - прямой результат взаимодействия ксенолита с кимберлитовым расплавом, в противоположность частичному плавлению, которое имеет место по всему объему ксенолитов; 7) различия существуют в интенсивности частичного плавления однотипных ксенолитов из одной и той же трубки; 8) степень частичного плавления в однотипных эклогитах изменяется от одной трубки к другой даже в пределах единого кимберлитового поля, но более значимо в различных полях. Основанный на

вышеприведенных и других фактах [59], возможен следующий сценарий этого процесса - первоначальная стадия частичного плавления, начинается как глобальный мантийный метасоматоз под влиянием флюидов, которые зародились глубоко в мантии и, возможно связана с небольшим снижением давления. Этот процесс мог быть близок по времени формированию кимберлитов, только предшествуя внедрению кимберлитовых магм. Полные эффекты метасоматоза мантийных ксенолитов, их минералогия и химия основных и примесных элементов описаны в [12, 29, 49, 59].

Метасоматоз ультраосновных ксенолитов

Петрографические наблюдения и банк данных по петрохимии и распределению примесных элементов свидетельствуют о том, что ультраосновные ксенолиты из кимберлитов Якутии обычно подверглись метасоматическому обогащению и в редких случаях, более позднему частичному плавлению [12]. Это доказывается широкой распространенностью флогопитизации мантийных ультрамафитовых ксенолитов и келефитизацией граната. Присутствие джерфишерита и иногда титаномагнетита, а также замещение некоторых первичных клинопироксенов и гранатов пузырями, состоящими из флогопита и других водосодержащих минералов также является доказательством относительно широкой распространенности метасоматических процессов и развития новых минеральных фаз в результате метасоматоза ультрамафитов.

Флогопит

Флогопит в небольшой пропорции встречается почти во всех разновидностях глубинных ксенолитов практически всех кимберлитовых трубок. Его содержание изменяется от десятых долей до 10-20 % и в редких случаях составляет до 80 % объема породы. Перидотиты и пироксениты, подвергнутые модальному метасоматозу содержат разнообразные флогопиты. Флогопиты из ультрамафитов - слюды магнезиального типа (20-30 % веса MgO) с высокой изменчивостью состава в отношении содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и FeO (табл. 1). Содержание окислов Ti и Cr в них изменяется более чем на порядок. Сравнение флогопита из различных пород перидотит-пироксенитового ряда позволяет констатировать, что, во-первых, флогопиты из ксенолитов различных трубок имеют некоторые отличительные особенности относительно их химического состава; во-вторых, часть крупных мегакристов флогопита в кимберлитах сформирована за счет дезинтеграции флогопитсодержащих ксенолитов [12].

Джерфишерит

Джерфишерит - один из несомненно метасоматических минералов, который присутствует приблизительно в 1/3 ультраосновных ксенолитов из Удачной, Обнаженной и других трубок и преобладает среди других сульфид-

Таблица 1.

Представительные анализы флогопитов в ультрамафитах из кимберлитов

| Образцы | M-260 | S- 9/272 | U- 19/82 | S- 9/399 | S- 9/495 | U- 19/82 | U- 78/93 | U-43 | O- 19/74 | M-84 | M-923 |
|--------------------------------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------|-------------|-------|-------|
| Анализы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| SiO ₂ | 44.95 | 45.63 | 42.1 | 46.57 | 44.23 | 40.63 | 39.88 | 42 | 42.76 | 43.76 | 39.99 |
| TiO ₂ | 0.2 | 0.24 | 0.54 | 0.3 | 0.25 | 2.8 | 3.02 | 2.53 | 2.05 | 3.8 | 1.68 |
| Al ₂ O ₃ | 11.41 | 13.92 | 13.02 | 11.76 | 11.58 | 12.88 | 10.68 | 13.5 | 13.62 | 10.38 | 14.44 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.14 | 0.68 | 0.85 | 0.23 | 0.46 | 1.02 | 0.08 | 1.3 | 0.59 | <0.03 | 2.53 |
| FeO | 4.13 | 4.96 | 3.87 | 2.81 | 4.77 | 4.41 | 9.07 | 4.61 | 6.17 | 7.1 | 3.25 |
| MnO | 0.06 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | <0.03 | 0.14 | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.04 |
| MgO | 28.58 | 23.69 | 25.95 | 26.66 | 28.16 | 23.62 | 20.79 | 22.3 | 24.49 | 18.7 | 24.17 |
| CaO | 0.37 | 0.01 | <0.03 | 0.01 | 0.01 | <0.03 | 0.01 | 0.32 | <0.03 | 0.04 | n.d |
| Na ₂ O | 0.42 | 0.19 | 0.22 | 0.02 | 0.07 | <0.03 | 0.65 | 0.7 | 0.29 | 0.12 | 0.44 |
| K ₂ O | 7.75 | 6.89 | 10.35 | 10.71 | 10.21 | 11.03 | 9.92 | 8.97 | 7.61 | 9.3 | 9.73 |
| Сумма | 98.01 | 96.22 | 96.93 | 99.08 | 99.75 | 96.39 | 94.24 | 96.27 | 97.59 | 93.24 | 96.27 |

Примечания. Образцы: 1, 2 –верлиты, 3- ортопироксениты, 4, 5- Sp-лерцолиты, 6- Пm-пироксениты, 7-глиммериты, 8- Gt-перидотыты, 9- Пm-Gt-перидотиты, 10- алмазоносный Gt-пироксенит (по [9]), 11- алмазоносный Gt-перидотит.

Таблица 2.

Представительные анализы джерфишерита в ультрамафитах из кимберлитов

| | Sample | Fe | Ni | Co | Cu | S | K | Cl | Сумма |
|----|----------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1 | U-1-80 | 36.95 | 14.37 | 0.22 | 2.67 | 33.04 | 9.98 | 1.72 | 98.95 |
| 2 | U-3-80 | 38.03 | 14.08 | 0.02 | 1.91 | 33.09 | 9.68 | 1.71 | 98.52 |
| 3 | U-10-81 | 37 | 13.86 | 0.16 | 4.22 | 32.96 | 9.61 | 1.58 | 99.39 |
| 4 | U-25-81 | 37.09 | 9.51 | 0.16 | 8.92 | 32.93 | 10 | <0.03 | 98.64 |
| 5 | U-25-83 | 41.42 | 10.4 | 0.28 | 2.41 | 32.95 | 10.01 | 1.69 | 99.16 |
| 6 | U-19-84 | 38.71 | 16.19 | 0.15 | 1.92 | 31.93 | 9.5 | 1.7 | 100.1 |
| 7 | U-20-84 | 36.86 | 19.35 | 0.08 | 1.08 | 32.4 | 9.17 | 0.18 | 99.12 |
| 8 | U-2249 | 41.04 | 12.61 | 0.42 | 1.45 | 32.13 | 9.79 | 1.98 | 99.42 |
| 9 | U-2281-a | 39.43 | 12.72 | 0.35 | 3.55 | 32.13 | 9.22 | 1.34 | 98.74 |
| 10 | U-2281-b | 40.34 | 12.85 | 0.34 | 3.61 | 33.17 | 7.69 | 0.85 | 98.85 |
| 11 | U-2283 | 36.39 | 14.41 | 0.8 | 4.12 | 32.32 | 9.94 | 1.78 | 99.76 |
| 12 | U-2298 | 35.98 | 14.81 | 0.08 | 4.47 | 33.11 | 9.81 | 1.61 | 99.87 |
| 13 | O-3214 | 34.35 | 10.79 | 0.1 | 10.47 | 32.57 | 7.14 | 1.66 | 97.08 |
| 14 | O-3251 | 34.25 | 7.73 | 0.08 | 14 | 32.51 | 8.72 | 1.49 | 98.78 |
| 15 | O-3441 | 37.72 | 11.07 | 0.1 | 7.08 | 33.09 | 8.94 | 1.68 | 99.68 |
| 16 | O-3445 | 37.6 | 11.97 | 0.05 | 5.15 | 33.31 | 8.5 | 1.46 | 98.04 |
| 17 | O-1590 | 34.16 | 11.78 | 0.11 | 8.44 | 33.72 | 9.88 | 1.54 | 99.63 |
| 18 | O-1608 | 34.51 | 16.43 | 0.1 | 2.96 | 33.68 | 9.24 | 1.6 | 98.52 |

Примечание. 1, 3, 5, 7, 8, 12, 14, 16- Gt-перидотиты; 4, 11- Gt-Пm- перидотиты; 2, 7, 14, 15, 17- Gt-верлиты и оливиниты; 6, 13- Gt-гарцбургиты; 9, 10, 18- Gt-вебстериты. U- трубка Удачная, O- трубка Обнаженная.

дов в ультрамафитах [6]. Он является калийсодержащим сульфидом с постоянной примесью хлора. Этот минерал замещает первичные Fe-Ni-сульфиды - пирротины и пентландиты, которые развиты между зернами породообразующих минералов. Обычно джерфшерит формирует внешние оторочки на зернах сульфидов (рис. 2). Следует подчеркнуть, что для этого минерала характерна неоднородность состава не только в различных зернах сульфидов из одного ксенолита, но и даже в пределах отдельных сульфидных выделений (образец У-2281, табл. 2). Это выражается в широких изменениях содержаний Ni, K и Cl. Такие свидетельства как высокое и непостоянное содержание K и присутствие Cl в этом минерале (табл. 2) предполагает его наиболее вероятное формирование на последних этапах метасоматоза и его вероятную взаимосвязь с внедрением кимберлитовых магм. Не исключено, что образование этого минерала, стимулируется взаимодействием с протокимберлитовыми флюидами.

Процессы частичного плавления наблюдаются в редких ксенолитах клинопироксенитов. Раскристаллизованные и частично стекловатые продукты частичного плавления развиты между зернами породообразующих минералов. Кроме того, они формируют секущие прожилки, карманы и пузыри до 10-20 мм в размере, занимающие иногда до 20 % первоначального объема породы. По своему составу они практически адекватны фазам частичного плавления, которые присутствуют в эклогитовых ксенолитах. В меньшей степени, частичное плавление имеет место в ксенолитах перидотитов, где оно, прежде всего, выражено в повсеместной келефитизации граната. Породы ультрамафитов зачастую подвергнуты также катаклазу и деформации. Это подтверждено присутствием порфирировых и порфирокластических структур, флюидизацией и частичной рекристаллизацией оливинового матрикса в ксенолитах всех кимберлитовых трубок.

Келефитовые каймы на гранатах из ультрамафитов

Келефитовые каймы широко развиты вокруг гранатов в кимберлитах и мантийных ксенолитах, практически во всех кимберлитовых трубках. Обычно они сложены вторичными минералами, представленными ассоциацией флогопита, шпинели, клино- и ортопироксена. В некоторых случаях, особенно вокруг гранатов в кимберлитах, каймы имеют сложный состав и состоят из двух и более зон различных по составу. В ксенолитах гранатовых перидотитов из трубки Удачная, гранаты окружены коронами флогопита, шпинели и вторичных пироксенов. В то время как зональность в редких зернах гранатов, фиксируемая по основным и примесным элементам, объясняется результатом проявления метасоматических процессов на глубине [58], формирование келефитовых кайм вокруг гранатов обычно связывается с взаимодействием между гранатом и кимберлитовой магмой.

Чтобы проверить эту идею, был предпринят анализ примесных элемен-

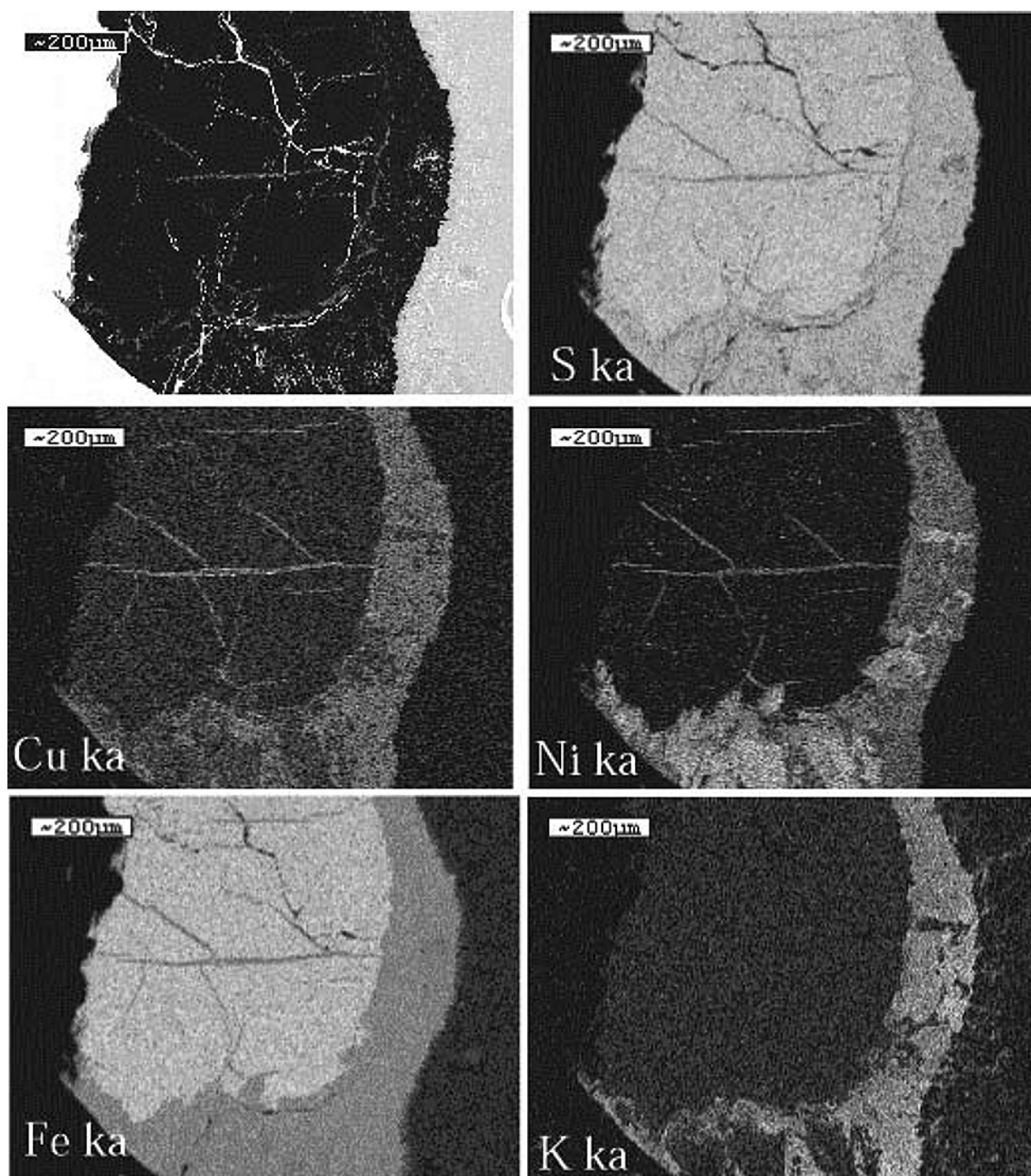


Рис. 2. Изображения типичных зерен сульфидов (X-ray) в ультраосновных ксенолитах из трубки Удачная.

Пирротин замещается джерфитом. Образец У-2281 (Gt-верлит).

тов на химически гомогенных зернах гранатов с четкими келефитовыми каймами толщиной 300-500 мкм, в двух ксенолитах гранатовых перидотитов из трубки Удачная: U-140/78 (катаклазированный Gt-лерцолит) и U-2292 (мозаично-порфировый Gt-гарцбургит). Пример такой келефитовой каймы показан на рис. 3. Очевидно, что широкая кайма занимает почти половину зерна первичного граната. Составы гранатов и развитых на них кайм изучен-

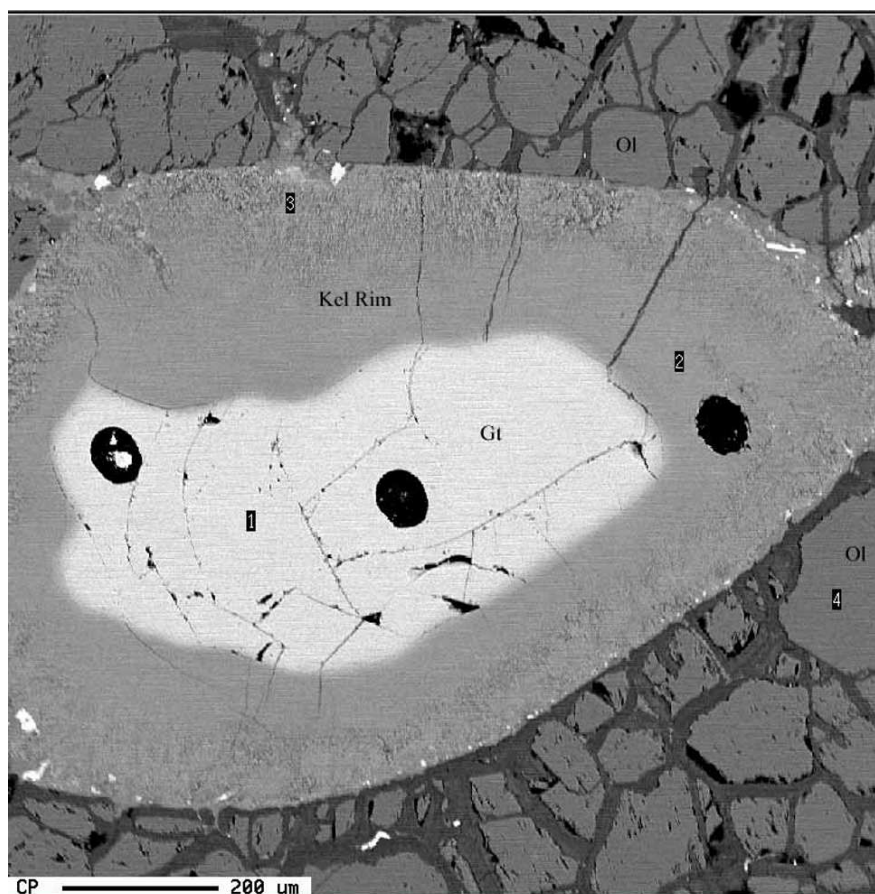


Рис. 3. Электронное изображение в обратно-рассеянных электронах келефитовой каймы замещающей гранат в ксенолите катаклазированного Gt-перидотита из кимберлитовой трубки Удачная. (Образец У-2292).

Видны кратеры от лазерного пучка ICP-MS и показаны точки микронзондовых анализов (см. данные в табл. 3).

Таблица 3.

Анализы породообразующих минералов, гранатов и келефитовых кайм на них в двух гранатовых перидотатах из трубки Удачная

| Образцы Анализы | U-2292 | | | | U-140/78 | | | | |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | Gt-1 | Gt-kel-2 | Gt-kel-3 | Ol-4 | Cpx | Gt core | Gt rim | Gt kel | Cpx |
| SiO ₂ | 41.61 | 34.65 | 32.77 | 40.54 | 56.29 | 41.67 | 42.5 | 38.59 | 53.2 |
| TiO ₂ | 1.26 | 1.25 | 1.29 | 0.05 | 0.31 | 0.32 | 0.46 | 0.38 | 0.22 |
| Al ₂ O ₃ | 15.77 | 15.21 | 15.18 | 0.06 | 1.4 | 18.4 | 18.35 | 16.81 | 1.16 |
| Cr ₂ O ₃ | 7.23 | 6.98 | 7.24 | 0.04 | 1.47 | 5.64 | 5.46 | 5.62 | 1.31 |
| FeO | 7.32 | 8.24 | 7.67 | 8.64 | 3.65 | 7.83 | 7.48 | 8.05 | 2.24 |
| MnO | 0.33 | 0.37 | 0.31 | 0.12 | n.d | 0.32 | 0.25 | 0.33 | n.d |
| MgO | 20.03 | 21.27 | 19.41 | 47.76 | 19.1 | 20.17 | 20.06 | 23.8 | 19.25 |
| CaO | 5.81 | 6.04 | 7.38 | 0.04 | 17.4 | 5.44 | 5.32 | 4.24 | 19.91 |
| Na ₂ O | 0.16 | 0.36 | 0.47 | 0.03 | 1.36 | n.d. | n.d. | n.d. | 1.75 |
| K ₂ O | n.d. | 0.4 | 0.43 | n.d. | n.d. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. |
| Total | 99.52 | 94.77 | 92.15 | 97.263 | 100.98 | 99.79 | 99.88 | 97.82 | 99.04 |

Примечание. Номера: 1 - 4 отвечают точкам анализов на рис. 3.

ных образцов даны в табл. 3. Химизм и содержания главных элементов в породообразующих минералах обоих образцов очень близки. Реликты зерен первичных гранатов не показали никакой зональности. По содержанию основных породообразующих окислов клинопироксены и оливины, оба образца подобны, но гранаты, отличаются содержанием Cr_2O_3 и TiO_2 (табл. 3). Следует заметить, что келефитовые каймы по составу почти соответствуют флогопиту и состоят из крошечных сростаний шпинели и флогопита с явным преобладанием последнего. Примесные элементы были измерены с использованием лазерной абляции - ICP-MS; диаметр пучка составлял 40 -50 мкм.

Примесные элементы как свидетельство образования келефитовых кайм

Наблюдения в шлифах показали, что никакого взаимодействия между ксенолитами гранатовых перидотитов и кимберлитовым расплавом не фиксируется. Не имеется никаких очевидных взаимосвязей толщины келефитовых кайм с размером ксенолитов или увеличения их толщины во внешних частях образцов. В областях, где кимберлит находится в контакте с минералами внешней зоны ксенолитов, имеется острая граница между зерном граната и кимберлитом. Как показано А. Вишневым [66] келефитовые каймы на гранате в ксенолитах обычно представляют смесь минералов: $\text{Phl} + \text{Sp} \pm \text{Ol} \pm \text{Crx} \pm \text{Orx}$. В наших образцах флогопит преобладает, как это очевидно из исследованных составов келефитовых кайм, которые в обоих случаях представляют, почти чистый флогопит (см. табл. 3). Существенных различий в содержании основных и примесных элементов между ядром и каймами не наблюдалось в анализированных гранатах обоих образцов. Это свидетельствует о полном переуравновешивании минералов в течение или после процесса плавления и пластической деформации в мантии.

REE составы исследованных гранатов подобны, но гранат из образца U-2292 показывает обогащение в MREE, в отличие от граната из U-140 (рис. 4). Келефитовые каймы в этих двух образцах имеют отличные от друг друга, но по существу идентичные их гранату-хозяину концентрации элементов-примесей, за исключением обогащения в содержании Sr. Распределение REE в образцах относительно более ровное чем, следовало бы ожидать в случае уравнивания с кимберлитовой магмой [28]. Высокий Sr, вероятно, унаследован из вторичного клинопироксена и локально высокий Ba (не показан) во вторичном флогопите. Подобие между гранатом и келифитом в распределении примесных элементов говорит о том, что процесс келефитизации не вовлек в обширный обмен с метасоматизирующей средой редкоземельных и других элементов и не связан с проникновением флюидных агентов из кимберлитового субстрата.

Две модели могут быть предложены, чтобы объяснить особенности

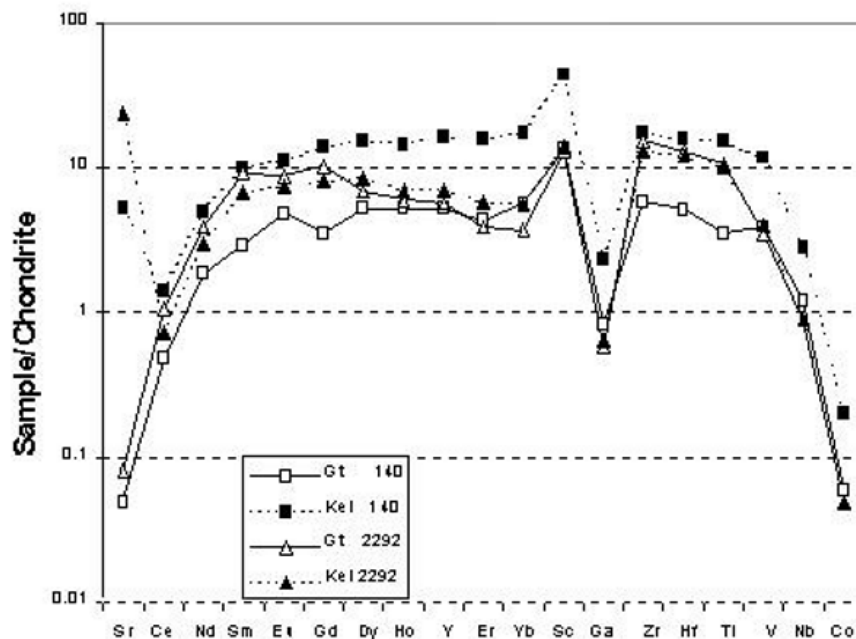


Рис. 4. Хондрит-нормализованное распределение редких и примесных элементов в гранатах и келефитовых каймах в ксенолитах деформированных гранатовых перидотитов (образцы U-140/78 и U-2292) из кимберлитовой трубки Удачная (по Spetsius and Griffin, [58]).

петрографии и распределения примесных элементов в келефитах.

1. РТ-оценки для келефитовых образований, используя ассоциации вторичных минералов в пределах короны, фиксируют температуры 1100-1250°C и давления приблизительно 20 кбар [25, 58]. Эти данные говорят о том, что келефитизация гранатов произошла в условиях верхней мантии. Согласно результатам [25], в ксенолитах кимберлитов Гибсона аналогичные метасоматические процессы происходили в пределах магматического очага, расположенного близко к границе между верхней мантией и нижней корой.

2. Было предложено альтернативное объяснение, основанное на данных содержаний элементов-примесей и особенностях их распределения, а также некоторых петрографических свидетельствах [48]. Аналитические данные говорят, что концентрации и распределение элементов-примесей гранатовых келефитов не связаны с кимберлитовой магмой, но подобны таковым замещаемого граната (рис. 4), с дополнением Sr, K и, вероятно, Ba; HFSE-элементы типа Zr, Hf, Ti и Nb, и REE не были подвижны в процессе келефитизации. Экспериментальные данные по распределению элементов-примесей указывают на то [15], что при высоком давлении многие из этих элементов не входят в водные флюиды в той же степени как в силикатный или карбонатитовый расплавы. Это говорит о том, что келефитизация граната не была результатом взаимодействия с силикатным или карбонатитовым расплавом и, что водосодержащие флюиды играли более важную роль в формировании келефитов на гранатах (на этой стадии

мантийного метасоматоза). Тонкозернистый размер минеральных фаз келефитов подразумевает, что процессы метасоматоза, которые являлись причиной замещения граната, были кратковременны и возможно были активны незадолго до внедрения кимберлитов. Можно полагать, что келефитовые каймы, сформированы в ответ на проникновение водосодержащих флюидов, предваряющих внедрение кимберлитовых магм. Источник и точная природа метасоматизирующих флюидов остаются проблематичными, но можно спекулировать, что они были связаны с протокимберлитовыми магмами.

Оценка времени метасоматических событий

Большинство известных оценок возрастов мантийных ксенолитов в кимберлитовых трубках выполнено Sm/Nd или Re/Os методами [41, 42, 47]. Nd и Sr изотопные данные по алмазоносным эклогитам из трубки Удачная и комплексная Sm-Nd изотопная систематика Сибирских эклогитов, интерпретируется как указание на раннюю (> 4 Ga) дифференциацию [42], сопровождаемую последующей (ранний протерозой) кристаллизацией эклогитов, по крайней мере, из двух различных источников. Перидотитовые осмиевые изотопные составы требуют Re истощения в середине архея (3.2Ga) согласно [41, 42], и этот возраст интерпретируется как время дифференциации Сибирской литосферной мантии. Древнее образование СКЛМ Сибирского кратона поддержано Re-Os и Sm-Nd данными возрастов для эклогитовых и перидотитовых ксенолитов из трубок Мир и Удачная, полученных различными авторами [14, 41, 42, 52]. Возраст формирования ксенолитов и их дифференцирования в мантии согласно изотопным данным и другим петрологическим свидетельствам - не меньше чем 3.0 Ga, но как показано [26, 42], СКЛМ под Сибирской платформой имеет сложную эволюцию, что выражается в многостадийном метасоматозе. Данные по редким и примесным элементам для граната и клинопироксена включений и породообразующих минералов эклогитовых ксенолитов из Удачной, представленные в [29], также свидетельствуют о том, что Сибирские эклогиты испытали комплексный метасоматоз и частичное плавление после их формирования. Чтобы понять эволюцию литосферной мантии, необходимо определить не только возраст образования пород мантии, но и возраста последующих процессов в мантии.

Не имеется никаких точных и бесспорных определений времени метасоматических событий в литосферной мантии Сибирского кратона. Такая попытка была сделана Г. Пирсоном и другими [42], которые определили архейский возраст для литосферной мантии под Сибирским кратоном и показали, что СКЛМ была изменена последующим многоступенчатым метасоматозом. Согласно их данным, основанным на Rb-Sr изотопных оценках, метасоматоз имел место в течение длительного периода эволюции кратона.

Мы имеем возможность оценить время проявления, по крайней мере одной из стадий мантийного метасоматоза в СКЛМ Сибирского кратона благодаря обнаружению уникального образца ксенолита гранатового ортопироксенита с цирконом в трубке Удачная. Уникальность этого образца определяется присутствием вторичной ассоциации метасоматических минералов: флогопит+рутил+циркон, которые развиты между зернами граната и ортопироксена и часто пересекают гранат (рис. 5).

Модальный состав образца следующий: Орх - 30.4 %, Gt - 29.4 %, Fl - 36.6%, Ру - 3.0%, Zr - 0.6 %. Оранжевые зерна граната - размером 1-10 мм, обычно неправильной или овальной формы. Зерна граната замещены относительно мощными келефитовыми каймами. Ортопироксен формирует неправильные и овальные зерна размером 3-6 мм. Эта порода обогащена флогопитом, который представлен кристаллами правильной формы размером до 5 мм по длинной оси. Лейсты флогопита, обычно, развиты между зернами граната и ортопироксена, иногда имеют секущий характер. Рутил присутствует обычно в виде включений (0.2-0.3 мм) в гранате. Мелкие зерна циркона, приблизительно 0.1-0.2 мм ассоциируют с флогопитом. Необходимо подчеркнуть, что и флогопит и циркон в образце распределены неравномерно.

Состав основных породообразующих окислов минералов проанализированного образца показывает, что гранат богат пироповым компонентом и имеет низкое содержание Cr_2O_3 (табл. 4). Флогопит обогащен титаном, что является обычным для этого минерала из ультрамафитов Удачной, и согласно низкому содержанию Cr_2O_3 , может быть, определен как первичная слюда. Рутил имеет высокое содержание FeO и довольно высокое содержание хрома. Состав основных элементов первичных минералов характеризуемого образца соответствует типичным гранатовым пироксенитам из этой трубки (табл. 4). Вторичные минералы, очевидно, замещают первичные гранат и ортопироксен. Следует подчеркнуть, что в этом образце присутствуют также шпинель и амфибол, которые, вероятно, принадлежат той же самой вторичной метасоматической ассоциации или представляют следующую стадию метасоматоза. Возраст циркона был определен в Картинском Технологическом Университете (Перт, Австралия) с использованием SHRIMP. U-Pb изотопные отношение и концентрации были определены в зернах циркона *in situ* с использованием стандарта циркона SL13 (572 Ma; $206\text{Pb}/238\text{U}=0/0928$) Австралийского Национального Университета. Более подробные детали аналитической процедуры и оценки экспериментальных данных приведены в [31 и ссылки там же].

Эти определения дают Pb-U возраст циркона 1.8 Ga (неопубликованные данные автора). Необходимо подчеркнуть, что этот возраст – пока единственные достоверные данные, которые определяют реальное время метасоматических событий в СКЛМ Сибирского кратона.

Такие свидетельства как неоднородное распределение в образце и рост

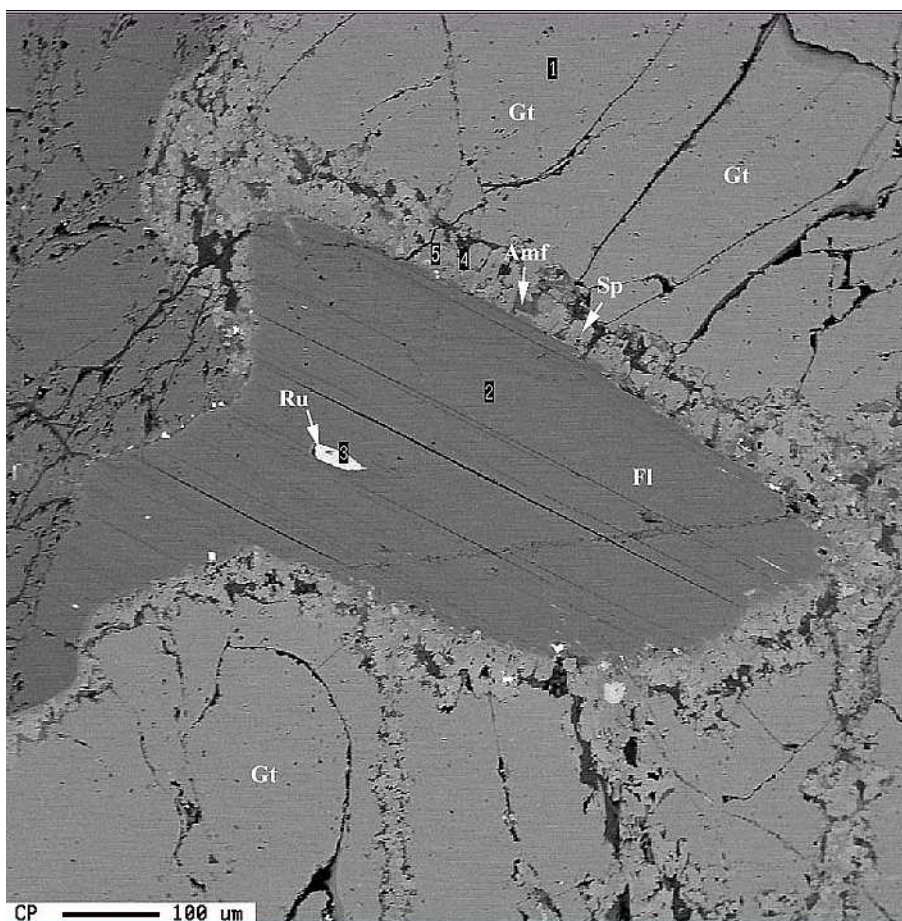


Рис. 5. Изображение в обратно-рассеянных электронах вторичного флогопита секущего гранат в ксенолите цирконсодержащего Gt-пироксенита из кимберлитовой трубки Удачная. (Образец У-2268).

Флогопит содержит включения рутила; помимо этого он корродирует зерно первичного граната. Между гранатом и флогопитом видна кайма, состоящая из вторичного амфибола и шпинели. Показаны точки микрозондовых анализов (данные в табл. 4).

Таблица 4

Анализы минералов из ксенолита цирконсодержащего Gt-пироксенита из трубки Удачная (образец U-2268)

| | Opx | Gt (1) | Fl (2) | Ru (3) | Sp (4) | Amf (5) |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|
| SiO ₂ | 52.96 | 41.08 | 39.61 | 0.03 | 0.1 | 48.85 |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.03 | 2.49 | 95.67 | 0.15 | 0.18 |
| Al ₂ O ₃ | 4.7 | 22.75 | 13.46 | 0.02 | 59.63 | 9.37 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.19 | 0.29 | 0.13 | 0.27 | 0.97 | 0.24 |
| FeO | 13.09 | 19.62 | 4.64 | 1.81 | 25.81 | 19 |
| MnO | <0.03 | 0.55 | 0.01 | 0.11 | 0.36 | 0.61 |
| MgO | 28.58 | 13.67 | 22.35 | 0.17 | 11.77 | 20.6 |
| CaO | 0.27 | 3.76 | 0.05 | 0.01 | <0.03 | 1.08 |
| Na ₂ O | 0.05 | 0.06 | 0.87 | n.d. | n.d. | 0.03 |
| K ₂ O | n.d. | 0.01 | 12.24 | 0.15 | 0.04 | 0.02 |
| Total | 99.96 | 101.81 | 95.86 | 98.24 | 98.83 | 99.97 |

Примечание. Номера в скобках отвечают точкам анализов на рис. 5.

флогопита и, связанных с ним циркона и рутила, между пороодообразующими гранатом и ортопироксеном указывают на то, что эти минералы были сформированы как вторичные фазы. Очевидно, они образовались в процессе глобального метасоматоза пород мантии под Сибирской платформой. Как показано в работе [12], признаки мантийного метасоматоза в глубинных ксенолитах основного и ультраосновного состава отмечены во многих трубках Якутии. Единственные и относительно достоверные критерии проявления инфильтрационного метасоматоза - слюды и амфиболы, которые имеют метасоматическое происхождение в мантийных ксенолитах. Однако не имеется никаких достоверных данных, позволяющих судить об интенсивности проявления этих процессов в различных областях Сибирской платформы. На основании особенностей нахождения флогопита в породах мантии, который присутствует как в виде больших зерен, соизмеримых с другими минералами, так и в составе келефитовых кайм, очень вероятно, что метасоматические процессы в СКЛМ Сибирского кратона были повторны. В нашем случае, флогопит присутствует в виде больших зерен, подобных пороодообразующим гранату и ортопироксену. Наиболее вероятно, что образование флогопита и циркона имело место на одной из стадий модального метасоматоза, который, скорее всего, совпадал по времени с глобальным метасоматозом мантии. Таким образом, датированный возраст циркона в ксенолите гранатового ортопироксенита дает нам первую реальную оценку времени глобального метасоматоза мантии под Сибирским кратоном. Следует отметить, что возраст 1.8 Ga отвечает также времени главного этапа формирования коры Сибирской платформы [3], и таким образом указывает на совпадение этих событий.

Геохимия и эволюция представителей СКЛМ Сибирского кратона

Геохимические особенности вещества СКЛМ Сибирского кратона обсуждены с использованием данных по относительному содержанию и распределению элементов-примесей в эклогитовых и перидотитовых ксенолитах, а также с учетом аналогичных сведений для мегакристной ассоциации минералов. Как это продемонстрировано результатами протонного исследования и частично ICPMS данными, содержание и распределение примесных элементов в минералах эклогитовых ксенолитов из трубки Удачная и из таких трубок Южной Африки как Робертс Виктор, Монастери и другие - очень подобны [57, 62]. Главное различие - высокое обогащение эклогитов Удачной Sr и Ga и истощение гранатов и клинопироксенов Y и Zr. Эклогитовые клинопироксены Удачной больше обеднены LREE и менее радиогенны, чем таковые из ксенолитов Южной Африки, а гранат обогащен LREE [29, 57, 62]. Такое различие может быть объяснено как результат проявления более интенсивных метасоматических процессов в литосферной мантии под трубкой Удачная. ICPMS данные для эклогитов из Удачной подтвердили их подразделение на три группы в

терминах распределения элементов-примесей [62]. Подобные данные были получены для эклогитов Робертс Виктор и Мбуджи-Майи, которые указывают на сходство концентраций редкоземельных и других элементов в минералах эклогитов из этих двух столь удаленных кратонов [24, 30, 51]. Необходимо подчеркнуть, что эклогиты из Удачной и Робертс Виктор очень подобны в аспектах их петрографии, химизма и геохимии пород и минералов.

Распределение примесных элементов в минеральных фазах эклогитов трубки Удачная

Данные по примесным элементам для мантийных ксенолитов имеют важные значения по многим аспектам: (а) оценка распределения в минералах и правильное определение разделения примесных элементов между минералами пород мантии в зависимости от РТ- условий их формирования, (б) расшифровка сложной истории и эволюции мантийных эклогитов, что является дискуссионной темой [29, 30, 52, 57], (в) объяснение возможных различий в поведении примесных элементов в различных мантийных процессах.

Коллекция около 20 ксенолитов из трубки Удачная изучена на предмет состава и распределения примесных элементов в минералах. Только 5 из образцов были простыми биминеральными или кианитовыми эклогитами без алмазов. Алмазосодержащие ксенолиты помимо биминеральных эклогитов включали один образец гранатового клинопироксенита и два ксенолита гранатитов (с содержанием клинопироксена меньше чем 1 %). Содержание элементов-примесей изучалось в сосуществующих гранатах и клинопироксенах почти всех образцов, а также во вторичном клинопироксене в некоторых ксенолитах. Специальная проверка центральных и периферийных частей зерен граната показала, что они гомогенны по содержанию как основных, так и примесных элементов. Небольшая зональность граната обнаружена только в двух образцах, где периферийные участки слегка обогащены в отношении Nd, Sm, Eu, Dy и Ho. Необходимо подчеркнуть, что при анализе первичного граната и клинопироксена в интенсивно метасоматизированных образцах и ксенолитах с частичным плавлением были выбраны только неизменные реликты минералов.

Основные особенности результатов исследований LAM-анализов могут быть суммированы следующим образом:

-Хондрит-нормализованные REE в гранатах обычно показывают выпуклые формы и изменяются от слегка до сильно обогащенных в LREE (рис. 6), в то время как клинопироксены имеют обогащенные LREE распределения и характеризуются широкими вариациями в MREE (рис. 7).

-На основе REE распределения выделяются три различных типа гранатов в изученных эклогитовых ксенолитах: (1) "нормальная" группа,

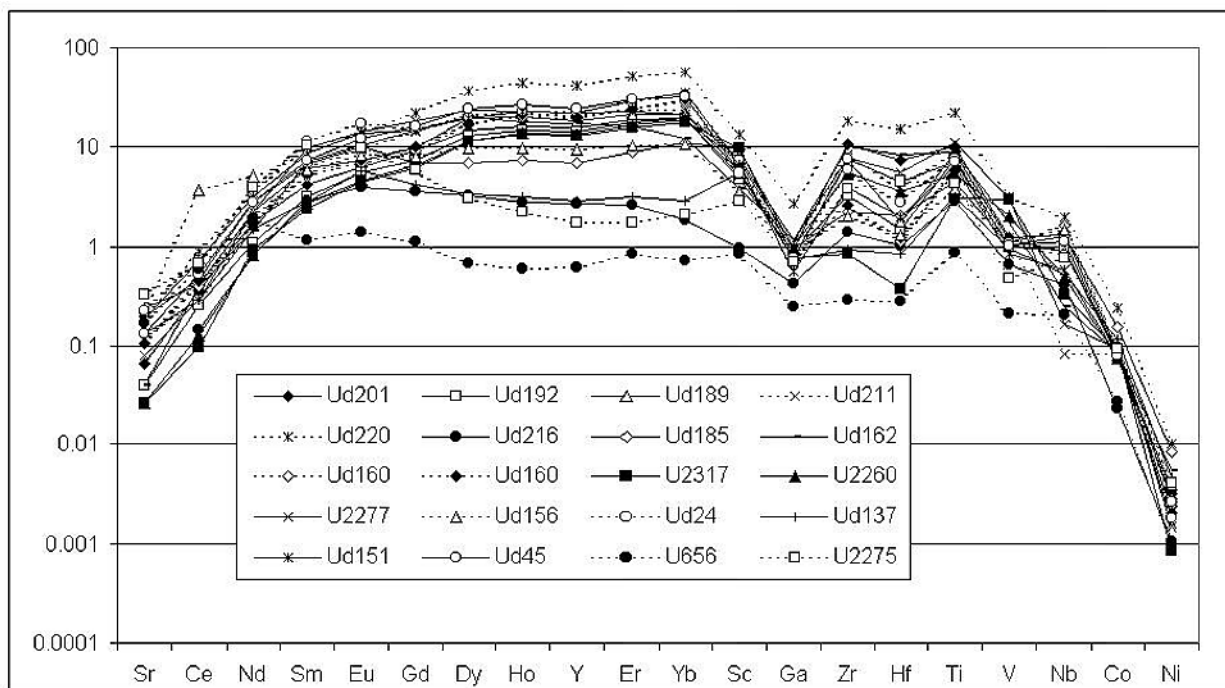


Рис. 6. Хондрит-нормализованная диаграмма содержаний редких (REE) элементов в гранатах эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная. (Spetsius et al., 1998, ICP-MS, Национальный Университет Австралии, неопубликованные данные).

Нормализованы по отношению к хондритовым значениям [36].

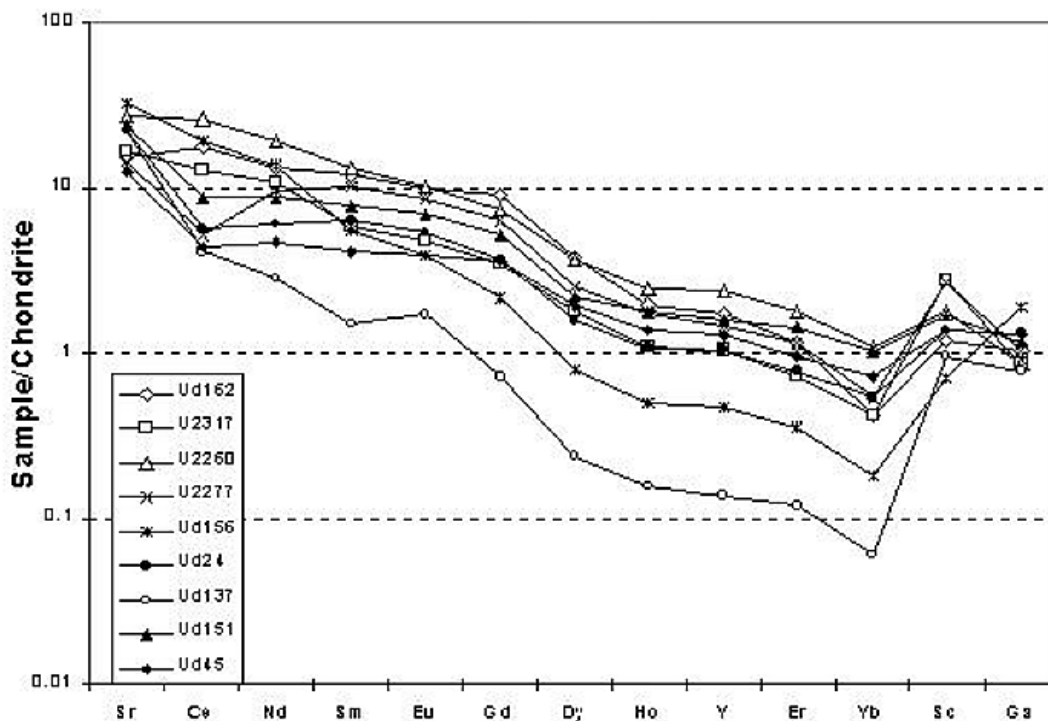


Рис. 7. Хондрит-нормализованная диаграмма содержаний редких (REE) элементов в клинопироксенах эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная. (Spetsius et al., 1998, ICP-MS, Национальный Университет Австралии, неопубликованные данные).

Нормализованы по отношению к хондритовым значениям [36].

имеющая выпуклую вверх форму с начальным резким прогрессивным увеличением в LREE, которое сопровождается более низким увеличением HREE, (2) " HREE-обедненная " группа, в которой HREE не показывают никакого отмеченное ранее увеличение от Dy до Yb и (3) " Eu-аномальная" группа, в которой имеется небольшая положительная Eu аномалия и общее плоское распределение HREE [55].

-Содержания примесных элементов в большинстве гранатов Группы (1) подобны, за исключением образца гранатита (Ud-220), где этот минерал очень богат Sc, Ga, Yt, Nb, Zr, Ce, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu и Hf (рис. 6).

- Широкие вариации в REE и также в распределении Sr наблюдаются для клинопироксенов (рис. 7); наиболее подходящее объяснение этого обогащения - частичное плавление, связанное с метасоматозом. Клинопироксен образца Ud-2260 имеет особенно высокие содержания Y, Sm, Dy, Ho, Er и Yb.

- Высокоглиноземистые ксенолиты имеют слегка положительные Eu-аномалии и низкие HFSE распределения, которые отчасти свидетельствуют в пользу корового протолита, в соответствии с результатами [30].

- Первичные клинопироксены большинства образцов обогащены в LREE, что указывает на широкое распространение скрытого метасоматоза во многих эклогитовых ксенолитах трубки Удачная; это подтверждает результаты петрографических наблюдений [44].

Следует подчеркнуть, что вхождение Sr, Ba и таких несовместимых элементов как V, Zr, Ni, и другие в гранат и клинопироксен не зависит по существу от T и P или общего состава минералов [40]. Эти наблюдения показывают, что часть элементов-примесей имеет независимое поведение и поддерживают предположение о том [29], что обогащение или истощение породообразующих минералов эклогитовых ксенолитов трубки Удачная некоторыми примесными элементами произошло вследствие процессов метасоматоза и частичного плавления. REE распределение в сосуществующих гранатах и клинопироксенах и коэффициенты разделения Sr_x/Gt для многих примесных элементов в эклогитовых ксенолитах трубки Удачная [62] подобны таковым для эклогитов из Южной Африки, установленным авторами работы [40]. Однако, эти образования отличаются по Sr, Zr и Ni, что указывает на некоторые различия в эволюции мантийных эклогитов Сибирского и Южно-Африканского кратонов.

Элементы-примеси как свидетельство проявления метасоматоза в ультрамафитовых ксенолитах

Характер распределения примесных элементов в породах может отчасти использоваться для реконструкции мантийных процессов [22]. REE-распределение в клинопироксенах СКЛМ обычно очень подобно таковым хозяина перидотита, если перидотиты не содержат других фаз с высоким коэффициентом распределений для REE [22]. Это положение позволяет

использовать распределение примесных элементов в клинопироксенах ультрамафитов для оценки их поведения в породах. Многие мантийные перидотиты содержат клинопироксены, которые показывают сильное обогащение в LREE в результате влияния метасоматически LREE-обогащенных флюидов. Свидетельством скрытого метасоматоза являются несовместимые концентрации примесных элементов в гранатах и клинопироксенах обогащенных гарцбургитов и гранатовых перидотитов из трубки Удачная. Это было установлено ICPMS-данными для минералов более 15 образцов. На рис. 8 показаны типичные REE-распределения для клинопироксенов в ультрамафитовых ксенолитах Удачной. Очевидно, что многие из перидотитов содержат клинопироксены с сильным обогащением в LREE в результате воздействия метасоматических LREE-обогащенных флюидов. Как показал Г.Довнис, на основании систематизации большого банка данных по поведению элементов-примесей в минералах мантийных пород [22], REE-распределения в клинопироксенах, обычно, подобны таковым в породах. Это позволяет нам использовать распределение примесных элементов в клинопироксенах для оценки интенсивности метасоматических событий в мантийных ксенолитах. Имеются свидетельства [21], что во многих случаях это может быть более корректным методом в сравнении с данными по примесным элементам в породах, поскольку многие образцы мантийных ксенолитов в кимберлитах содержат признаки проникновения кимберлитового вещества или кимберлитовых агентов в виде тонких межзерновых прожилков в ксенолитах.

Представительные данные распределения примесных элементов в гранатах 18 образцов ультрамафитовых ксенолитов из трубки Удачная подтверждают широкое развитие и наличие скрытого метасоматоза среди мантийных ультрамафитов. Согласно [28, 46], это фиксируется в результате распределения элементов-примесей в гранатах и в первую очередь REE-элементов. Подобное поведение в распределении нормализованных концентраций REE-элементов имеют гранаты исследованных ультрамафитов из Удачной (рис. 9). Это отражается в выпуклом характере кривых распределения элементов, что, вероятно, отражает нарушение концентраций редкоземельных элементов, произошедшее в результате метасоматоза. Не возможно, обсуждать время и этапность метасоматических событий, которые являются непосредственно ответственными за этот эффект, но нет никаких сомнений, что в этом случае метасоматоз не связан с влиянием кимберлитовой магмы или воздействием флюидов.

*Re-Os систематика сульфидов в оливинах из кимберлитов эволюция
СКЛМ Сибирского кратона*

Как показано выше, данные по распределению примесных элементов в различных типах ультрамафитов из кимберлитов Якутии весьма скудны. Однако, мы можем обсудить особенности геохимии ультрамафитов с привле-

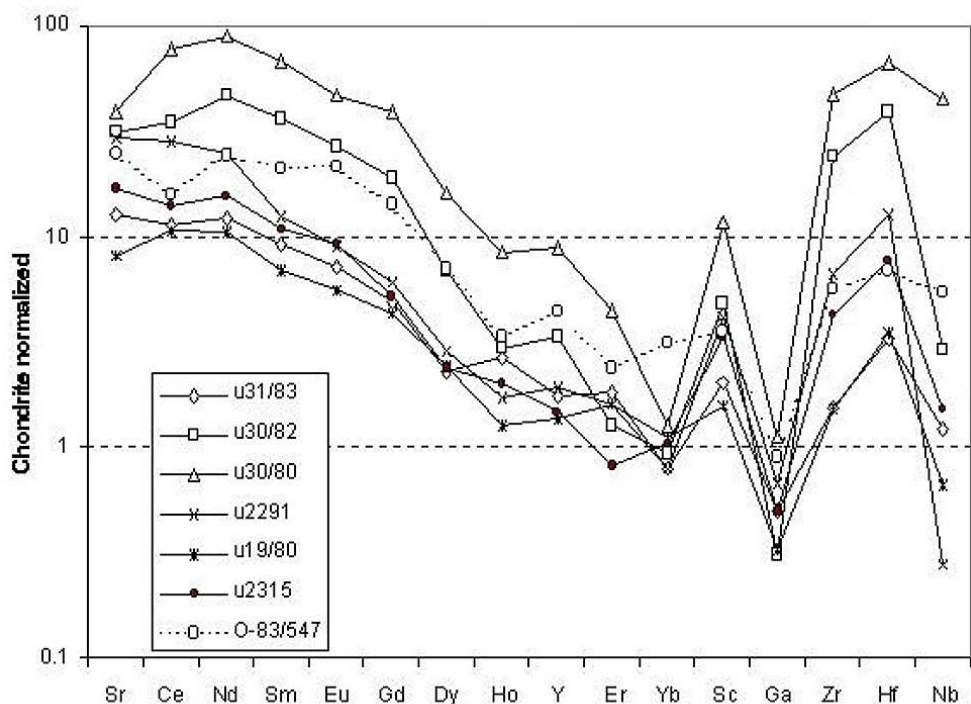


Рис. 8. Хондрит-нормализованная диаграмма содержаний редких (REE) элементов в клинопироксенах ультрамафитов из кимберлитовой трубки Удачная. (Spetsius and Griffin, 1998, ICP-MS, GEMOC, неопубликованные данные).

Нормализованы по отношению к хондритовым значениям [36].

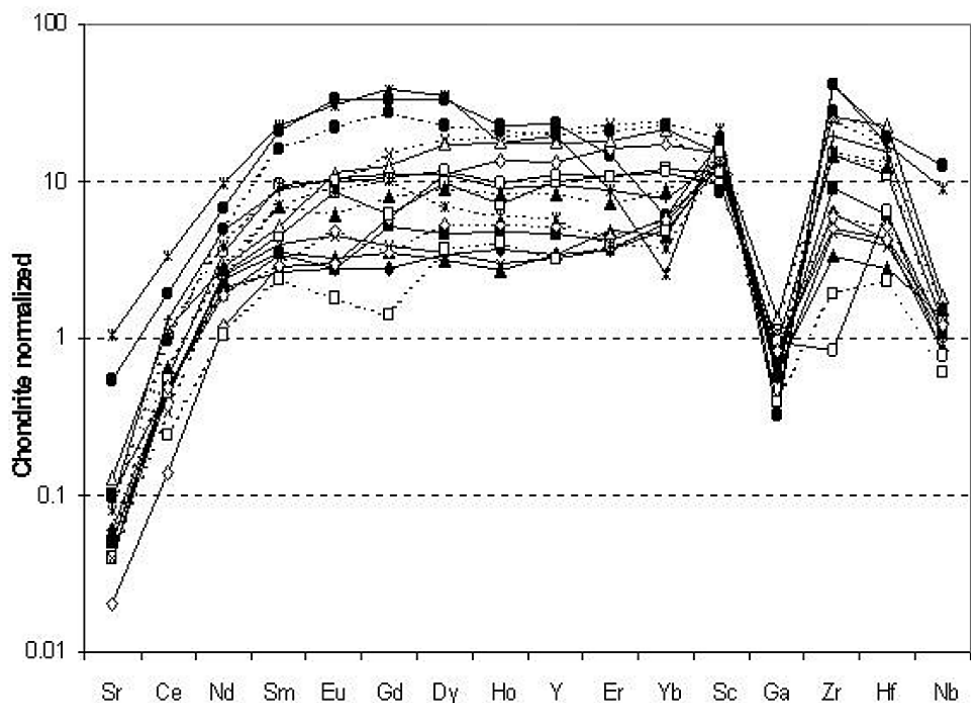


Рис. 9. Хондрит-нормализованная диаграмма содержаний редких (REE) элементов в гранатах ультрамафитов из кимберлитовой трубки Удачная. (Spetsius and Griffin, 1998, ICP-MS, GEMOC, неопубликованные данные).

Нормализованы по отношению к хондритовым значениям [36].

чением данных, полученных по Re-Os изотопии сульфидов в мегакристаллах оливинов из трубки Удачная. Детальная Re/Os систематика изотопии сульфидов была получена более чем для 70 включений. Аналитическая процедура для *in situ* Re-Os изотопного анализа дана в работе [26].

Сульфиды в мегакристаллах оливинов из трубки Удачная представлены сростаниями Fe-Ni-моносульфидных твердых растворов обедненных и богатых Ni с дополнением пентландита и халькопирита. Только 2/3 от всех исследованных сульфидных включений дают разумные модельные возрасты. Модельные возрасты большинства сульфидных включений варьируют от 2.4 до 3.5 Ga [26]. Главные пики времени их образования находятся в интервале 2.9 и 3.2 Ga (рис. 10). Мультивключения сульфидов были найдены и проанализированы в 10 оливинах. В большинстве случаев комбинации различных сульфидов в пределах отдельных зерен оливинов не дают Re-Os изохрон со значащими возрастными. Это предполагает, что эти включения представляют захваченные сульфиды различных генераций в одном зерне оливина [26].

Большинство Re-Os определений принадлежит датированию сульфидов в мантийных ксенолитах и алмазах из кимберлитов. Характеристики распределения изотопов Re и Os в ксенолитах мантии получены для пород в целом и обеспечивают возраст от 2.8 до 3.2 Ga для мафитовых и ультрамафитовых ксенолитов из якутских кимберлитов [41-44, 52]. Отношение изотопов Re-Os сульфидных включений в алмазы дает возраст образцов для Сибирской мантии, изменяющиеся от 2.8 до 3.5 Ga [44]. Как показано результатами *in-situ* Re-Os анализа сульфидных включений в оливинах Удачной, их возраст изменяется от 2.4-3.5 Ga с двумя пиками в 2.9 и 3.2 Ga [29]. Вероятно, они отражают главные события в СКЛМ Сибирской платформы.

Используя вышеприведенные данные, можно полагать, что большая часть СКЛМ под трубкой Удачная и, следовательно, под Сибирским кратоном, была сформирована в интервале 3.4 - 2.9 Ga, в результате одного или более процессов плавления и дифференциации протоматерии [29, 42]. Результаты Re-Os изучения изотопов сульфидных включений в мегакристаллах оливина из кимберлитов показывают, что СКЛМ Сибирского кратона была стабилизирована преимущественно между 3.0 и 2.8 Ga назад. Главный пик значений T_{MA} сульфидов в оливинах около 2.9 Ga (см. рис. 10) совпадает со временем кратонизации и окончанием главного этапа формирования СКЛМ, а также, вероятно, с повторным плавлением и образованием эклогитов [8, 29, 41, 47]. Несколько сульфидных включений в оливинах, имеющих низкий Re/Os и $T_{MA} = 1.5-2.6$ Ga, могут представлять новые дополнения к литосфере, и быть связаны с последними тектоническими событиями и нарушениями Re-Os систематик метасоматическими событиями. Эти результаты ясно демонстрируют сложную историю СКЛМ Сибирского кратона. Более молодое (протерозой) Re истощение возрастов интерпретируется, в основ-

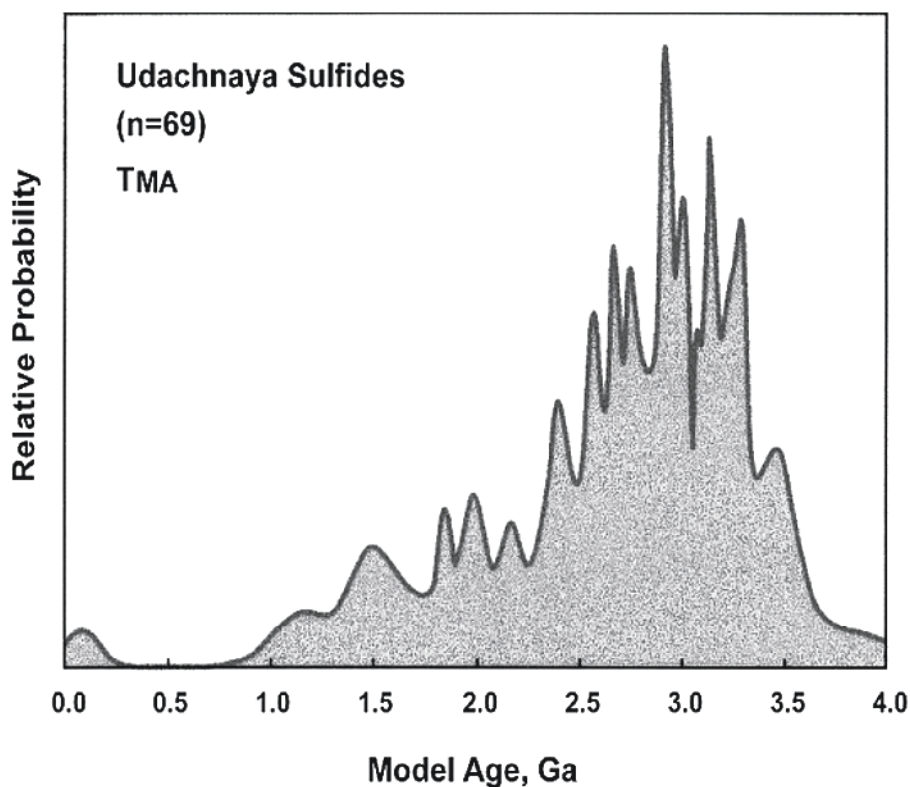


Рис. 10. Обобщенная спектр-диаграмма модельных (T_{MA}) возрастов сульфидных включений в оливинах из трубки Удачная.

ном, как результат открытого поведения системы в течение последующей магматической деятельности и, вероятно, метасоматоза [29]. Такой возможный сценарий сложной истории Re-Os систематик подтверждает длительность формирования и эволюции литосферной мантии под Сибирского кратоном. Этот сценарий совместим с ограниченными данными относительно формирования коры в Далдынском и других террейнах [8].

Суммируя результаты исследований метасоматических процессов в ультрамафитах якутских кимберлитов, возможно выдвинуть следующие положения: а) развитие метасоматических минералов или обогащение примесными элементами наблюдается почти во всех разновидностях ксенолитов; б) наиболее явное проявление модального метасоматоза - замещение первичных минеральных фаз флогопитом с дополнением шпинели и других минералов и развитие келефитовых кайм. Распределение примесных элементов в гранатах и их келефитах предполагает глубинное происхождение келефитизации; в) другое свидетельство модального метасоматоза в ксенолитах перидотитов - замещение орто- и клинопироксена водосодержащими и рудными фазами и развитие пузырей частичного плавления, состоящих из новых водосодержащих фаз в гранатах грубозернистых пироксенитов; г) метасоматические процессы обычно синхронизированы или очень близки к стадиям деформации пород мантии; д) согласно Re-Os определениям сульфидных включений в оливинах из

Удачной, Os система была нарушена магматическими и метасоматическими событиями, которые имели место после формирования СКЛМ Сибирского кратона от 2.8 до 2.0 Ga; е) одна из стадий мантийного метасоматоза СКЛМ около 1.8 Ga подтверждена U-Pb SHRIMP-датированием циркона в метасоматизированном Gt-пироксените из Удачной; з) метасоматоз и процессы деформации более интенсивно проявлены в ксенолитах центральной части (Далдыно-Алакитский район) кимберлитовой провинции.

Метасоматоз и образование алмазов

Многостадийный рост алмазов

Исследования кристаллов алмазов методами дупреломления, лазерной - и катодолюминесценции показывают, что меньше 50 % алмазов из кимберлитов образовались в одноактном процессе [53]. Сложный рост демонстрируют многие алмазы, что отражается в их зональном строении, деформации, прерывистом и повторном росте, что весьма очевидно демонстрируется картинами внутреннего строения кристаллов полученным при исследовании алмазных пластин с помощью катодолюминесценции (рис. 11). Октаэдрические внешние формы кристаллов могут иметь центральные зоны различных форм. Это свидетельствует о том, что алмазы имеют многостадийный и прерывистый рост, который отражает изменения окружающей среды и P-T-параметров в процессе их образования.

Существует ряд доказательств, что алмазы – ксенокристы в кимберлитах, наряду с ильменитом, гранатом и цирконом [12, 48, 53]. Однако имеется множество противоречий, которые трудно объяснить, при условии, что все алмазы в мантии кристаллизовались на первом этапе или одновременно с другими породообразующими минералами эклогитов или перидотитов.

Сложная и многоуровневая история роста установлена для части алмазов обоих основных ассоциаций мантийных пород, т.е. кристаллов с эклогитовым или перидотитовым парагенезисами. Это отражено в зональном росте алмазов, резорбции и деформации кристаллов и их более поздней перекристаллизации. Исследование больших алмазных кристаллов октаэдрического габитуса показало, что их центральные зоны могли иметь различные формы: кубические, округлые, кубо-октаэдрические или октаэдрические [16]. Это свидетельствует, что рост алмазов был многостадийный и прерывистый во времени, что соответствовало изменениям химического состава среды их формирования и P-T-условий, а также вероятно, вариациям летучих и других подвижных компонентов, в первую очередь азота.

Свидетельства многостадийного роста алмазов достаточно убедительны и включают: (1) острые границы между зонами, имеющими различное содержание азота и его агрегатное состояние; (2) большие разли-

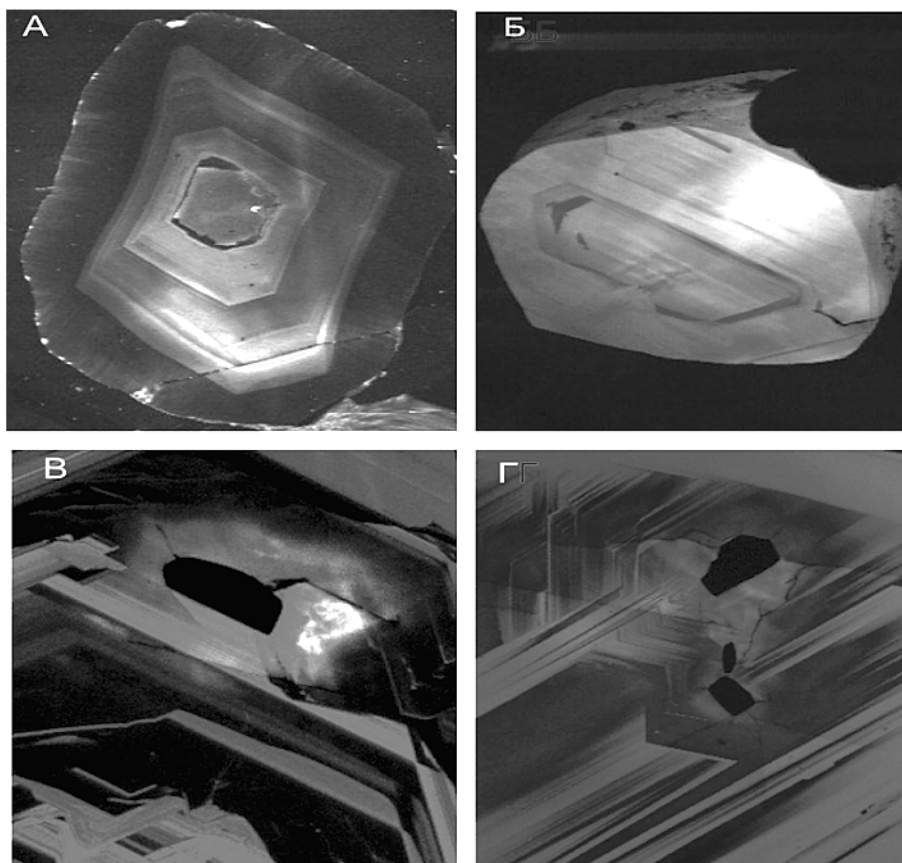


Рис. 11. Примеры зонального и мультистадийного роста алмазов по данным их катодоллюминесценции.

чия в $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ во внутренних и внешних частях алмазов; (3) изобилие сульфидных включений, неоднородное их распределение в различных зонах и разнородность состава изотопов серы; (4) обнаружение комбинированных ассоциаций включений эклогитового и перидотитового парагенезисов в одном кристалле; (5) разнородность $\delta^{34}\text{S}$, также как изотопов Pb сульфидов внутри отдельно взятых кристаллов алмаза. Соответствующие литературные ссылки и обсуждение вышеперечисленных фактов приведены в работах [54, 55, 61].

Несколько этапов формирования алмазов в мантии обосновывается результатами исследования включений в кристаллах из ряда кимберлитовых трубок Южной Африки [45]. Убедительное свидетельство было получено недавно благодаря Re-Os изотопному датированию индивидуальных сульфидных включений в алмазах из кимберлитов Коффифонтейна [43], которые дают два эпизода кристаллизации сульфидных включений и, соответственно, два возраста формирования алмазов.

Метасоматический рост алмазов в эклогитах

Алмазоносные эклогиты содержат петрографические и фотографические свидетельства, что, по меньшей мере, часть алмазов в них образовалась после формирования породы. Такими свидетельствами являются: а) практически

полное отсутствие алмазов внутри зерен первичных породообразующих гранатов; б) общее наблюдение, что в пределах отдельных образцов алмазы приурочены к зонам деформации или коррелируются с прожилками продуктов частичного плавления и изменения эклогитов; в) очевидная резорбция и особенности роста алмазов в этих зонах изменения; г) присутствие метасоматизированного с признаками частичного плавления (“губчатая” структура) клинопироксена в зонах изменения, а также в виде включений в алмазах [59]. Некоторые примеры метасоматического роста отдельных кристаллов даны на рис. 12.

Имеется ряд других прямых доказательств о вторичном росте алмазов и их взаимосвязи с процессами метасоматоза и частичного плавления. К ним можно отнести следующие: а) находки фаз частичного плавления в виде включений в алмазах трубки Мир и в кубических кристаллах из Заира и Ботсваны [16, 40], б) находки флогопита и плагиоклаза в алмазах трубки Монастери [40], в) обнаружение сингенетичных включений метасоматических минералов в алмазах [17, 33], г) недавнее сообщение об обнаружении микроалмазов метасоматического происхождения в ксенолитах Gt-пироксенитов - представителях мантии под Гавайями [67].

В результате исследования алмазов в эклогитовых ксенолитах из трубки Удачная, было установлено, что в редких образцах имеются два типа кристаллов, различных по морфологии, цвету, физическим и другим свойствам, которые могут быть идентифицированы с двумя исторически независимыми стадиями роста, соответственно, различными P-T-условиями или состоянием среды алмазообразования [55].

Большие монокристаллы главным образом октаэдрической формы вероятно были сформированы в более стабильных условиях и росли по тангенциальному закону [16], возможно, одновременно с основными породообразующими минералами эклогитов. Их рост в процессе метасоматоза также не исключен [64, 65]. Такие алмазы первой генерации в индивидуальных ксенолитах нередко содержат признаки сложной последующей истории - они могут быть искажены, содержать линии скольжения и следы пластической деформации, иногда нарушены и резорбированы [61].

В некоторых эклогитах наблюдается очевидная закономерность в распределении алмазов второй генерации [55], когда микроалмазы расположены по зонам частичного плавления или в келефитовых каймах вокруг гранатов, а также по общим зонам основных метасоматических изменений. Такое расположение алмазов было зафиксировано в ксенолитах эклогитов из Удачной, Сытыканской и других трубок Якутии. Алмазы второго поколения представлены кубами, алмазами в оболочке (возможно только оболочки этих кристаллов), и микроалмазами. Оболочки на алмазах и кубы были сформированы по неправильному механизму роста в условиях высокой степени пересыщения углеродом окружающей среды или питающих

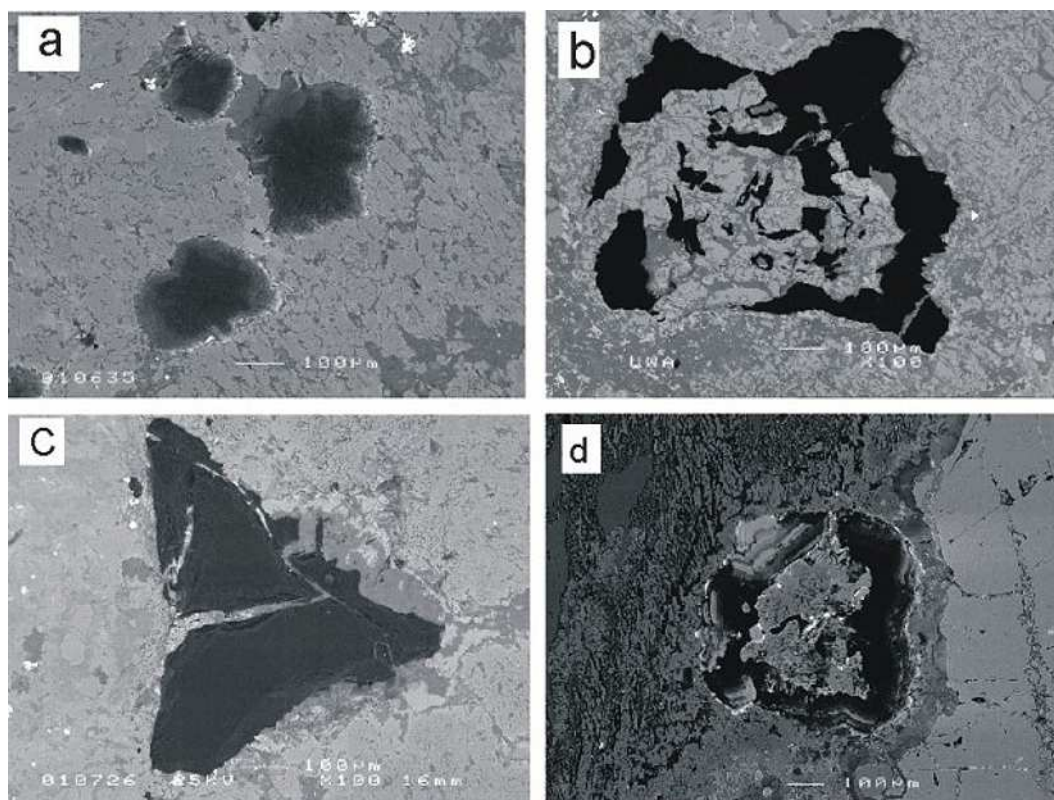


Рис. 12. Алмазы, ассоциирующие с продуктами частичного плавления.

(а) Микроалмазы в продуктах частичного плавления (Образец Уд-24 в BSE + CL). (b) Алмаз с включениями вторичного клинопироксена и других фаз частичного плавления (Образец Уд-161 в BSE). (с) Алмаз с неярко выраженной зональностью во вторичном клинопироксене с секущими прожилками продуктов частичного плавления (Образец У-388 в BSE + CL). (d) Зональный кристалл скелетного алмаза с признаками резорбции частичным расплавом, расположенный между частично остеклованным клинопироксеном со “spongy” структурой и гранатом (Образец Уд-45 в BSE + CL).

флюидов. Такие условия могут быть реализованы на последних стадиях частичного плавления, когда расплав, был обогащен углеродом. Наиболее вероятно они росли при более низких P - T - условиях и кристаллизовались из сульфидно-силикатного расплава, обогащенного флюидными компонентами.

Эти факты и также возникновение алмазов в ряде эклогитов, когда вторичный характер алмазов в них очевиден (рост алмазов между и вокруг зерен породообразующих минералов и приуроченность кристаллов к прожилкам продуктов частичного плавления) позволяют выдвинуть гипотезу *позднего метасоматического образования алмазов* в некоторых эклогитах. Реальное доказательство подобной возможности - распределение алмазных кристаллов в продуктах частичного плавления и вокруг сегрегаций граната. Очевидно, что алмазы росли вокруг уже сформированных гранатов, к тому же в некоторых случаях алмазы второй генерации приурочены к келефитовым каймам вокруг граната и расположены в прожилках частичного плавления в клинопироксене [55, 59].

Взаимосвязь между процессом частичного плавления и ростом алмаза весьма возможна. Существует несколько исследований, в которых продемонстрировано, что алмазы подвергаются многостадийному и прерывистому росту, что вызвано изменениями химического состава и РТ-условий окружающей среды, например, [16, 54, 55, 59, 61, 65]. В частности, волокнистые алмазы содержат флюиды, которые высоко обогащены К, Na и другими несовместимыми элементами [40 и ссылки там же]. Недавно Д.А.Зедгенизовым в соавторстве с другими опубликованы данные о калийсодержащем клинопироксене включенном в алмаз из кимберлитовой трубки Сытыканская [13]. Ядро этого включения, представленное омфацитом, который окружен стекловатой оторочкой. Эти фазы выглядят подобно пироксенам эклогитов, вовлеченным в процесс частичного плавления с воздействием флюидов, которые в данном случае, вероятно, ответственны за плавление и образование стекловатой оторочки. Вполне возможно, что оторочки на оболочечных алмазах образовались в породах мантии, подвергнутых частичному плавлению, и выросли в результате подобного процесса. Другие алмазы, такие как кубы и микроалмазы, возможно, росли в результате проникновения метасоматических флюидов.

Не имеется, никаких однозначных свидетельств, на какой стадии мантийного метасоматоза или частичного плавления зарождались и росли алмазы, однако, взаимосвязь между ростом алмазов и частичным плавлением вполне вероятна. Это касается как роста оторочек и “рубашек” на кристаллах в стабильных и метастабильных условиях, так и резорбции алмазов, как показано на рис. 10 с, d. Предполагается, что метасоматический рост алмазов в ксенолитах эклогитов был неоднократным и был связан с частичным плавлением. Этот процесс мог иметь место в различные моменты эволюции мантии, и в некоторых случаях, вероятно, был связан с воздействием флюидов, предшествовавших внедрению кимберлитовых магм.

Заключение

Согласно Re-Os и Sm-Nd датировкам СКЛМ Сибирской платформы была сформирована в Архее. Вертикальная и латеральная неоднородности СКЛМ - результат первичной дифференциации вещества мантии, более позднего дополнения субдуцированной океанической коры в центральной части платформы и последующих преобразований процессами глобального метасоматоза и связанных с ним тектонических деформаций.

В кимберлитах Якутии ксенолиты эклогитов и других пород основного состава содержат свидетельства проявления процессов метасоматоза и частичного плавления. Модальный и скрытый метасоматоз распространен также в ксенолитах ультрамафитов из кимберлитов. Эти процессы часто взаимосвязаны с тектонической деформацией мантийных пород, вероятно, происходили неоднократно в СКЛМ Сибирского кратона, были более интенсивны в центральной части кимберлитовой провинции и

коррелируются с главными тектоно-магматическими событиями, фиксируемыми в земной коре.

В большинстве трубок различных кимберлитовых полей Якутии разнообразие и распределение петрографических типов мантийных ксенолитов сходно, что свидетельствует о подобии СКЛМ Сибирского кратона, в целом. В то же время, эволюция СКЛМ различных районов внутри кимберлитовой провинции могла быть различна как по интенсивности развития мантийного метасоматоза, частичного плавления и тектонических деформаций, так и по времени проявления этих процессов и других тектономагматических событий.

Предполагается, что метасоматический рост алмазов в ксенолитах эклогитов мог быть близко связан с глобальным мантийным метасоматозом, который в свою очередь явился основной причиной частичного плавления. Согласно гипотезе метасоматического образования алмазов их рост мог происходить в мантийных условиях неоднократно как на различных этапах эволюции СКЛМ Сибирского кратона, так и незадолго до внедрения кимберлитовых магм при активном участии протокимберлитовых флюидов.

Благодарности

Я благодарю Билла Гриффина, Сюзанну О'Рейли и Вэйни Тейлора за совместные исследования с использованием ISPMS содержаний элементов-примесей в минералах из ксенолитов, а также за гостеприимство и финансовую поддержку в течение нескольких посещений Австралии. Автор глубоко признателен Брендону Гриффину за его поддержку в проведении электронно-зондовых исследований микроалмазов и вторичных минералов в эклогитах. Автор благодарен Александру Иванову за помощь с микрозондовыми анализами и получение сканирующих электронных изображений, а также признателен Лэрри Тейлору за обсуждение процессов частичного плавления в ксенолитах, что помогло лучше понять их природу.

Литература

1. **Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др.** Алмазные месторождения Якутии.-М.:Госгеолтехиздат, 1959.-525 с.
2. **Буланова Г.П., Специус З.В., Лескова Н.В.** Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. Новосибирск, Наука, 1990, 120 с.
3. **Пономаренко А.И.,** 1977. Частичное плавление в эклогитах (природные процессы), Доклады АН СССР, 235, 1416-1418.
4. **Пономаренко А.И., Лескова Н.В.,** 1980. Особенности химического состава минералов алькременитов из кимберлитовой трубки Удачная. Доклады АН СССР, 252, №3, 707-711.
5. **Пономаренко А.И., Серенко В.П., Лазько Е.Е.,** 1973. Первые находки алмазоносных эклогитов в кимберлитовой трубке "Удачная". Докл. АН СССР, 209, №1, 188-189.
6. **Пономаренко А.И., Соболев Н.В., Похиленко Н.А. и др.,** 1976. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки "Удачная", Якутия. Докл. АН СССР, т. 226, №4, 927-930.

7. **Пономаренко А.И., Специус З.В., Любушкин В.А.,** 1977. Кианитовый эклогит с коэситом. - Докл. АН СССР, 236, № 1, 21-22.
8. **Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.,** 2002. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры. Геология и геофизика, № 1, 3-26.
9. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с
10. **Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др.** Кимберлиты и кимберлитовые породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО «Наука», 1994, 238 с.
11. **Специус З.В., Пономаренко А.И.,** 1979. Аморфизованные эклогиты - представители астеносферы Земли, Доклады АН СССР, 235, 1415-1419.
12. **Специус З.В., Серенко В.П.** Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.
13. **Зедгенизов Д.А., Логвинова А.М., Шацкий, В.С., Соболев, Н.В.,** 1998. Включения в микроалмазах из кимберлитовых трубок Якутии. Доклады РАН, 359, 74-76.
14. **Beard, B. L., Fraccaci, K. N., Taylor, L. A., Snyder, G. A., Clayton, R. N., Mayeda, T. and Sobolev, N. V.,** 1996. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia. Contrib. Mineral. Petrol. 125, 293-310.
15. **Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. and Phinney, D.L.,** 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 2203-2214.
16. **Bulanova, G.P.,** 1995. The formation of diamond. J. Geochem. Explor. 53, 1-23.
17. **Bulanova, G.P., Muchemwa, E., Pearson, D.G., Griffin, B.J., Kelly, S.P., Klemme, S. and Smith, C.B.,** 2003. Syngenetic inclusions of yimengite in diamond from Sese kimberlite (Zimbabwe) – evidence for metasomatic conditions of growth. Ext. Abstracts of 8th Intern. Kimberlite Conf., Victoria, Canada.
18. **Chinner, J. A. and Cornell, D. H.,** 1974. Evidence of kimberlite-grospydite reaction. Contribution Mineralogy and Petrology, 45, 153-160.
19. **Dawson, J. B.,** 1980. Kimberlites and their xenoliths. Berlin: Springer-Verlag, 252p.
20. **Dawson, J.B.,** 1987. Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and “flushed” lherzolites. In: Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (eds) Mantle metasomatism. London: Academic Press, pp. 125-144.
21. **Dawson, J. B.,** 2002. Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. Journal of Petrology 43, 1749-1777.
22. **Downes, H.,** 2001. Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. Journal of Petrology 42, 233-250.
23. **Erlank, A.J., Water, F. G., Hawkesworth, C. J., Haggerty, S. E., Allsopp, H. L., Rickard, R. S., and Menzies, M.,** 1987. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from kimberlite pipes, South Africa. In: Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (eds) Mantle metasomatism. London: Academic Press, pp. 221-311.
24. **Fadili, S. El. and Demaiffe, D.,** 1999. Petrology of eclogite and granulite nodules from the Mbujji Mayi Kimberlites (Kasai, Congo): Significance of kyanite-omphacite intergrowths. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. and Richardson, S.H. (eds) Proceedings of 7th Intern. Kimberlite Conf. 1, Cape Town: Red Roof Design, 205-213.

25. **Franz, L., Brey, G.P. and Okrusch, M.,** 1995. Metasomatic requilibration of mantle xenoliths from the Gibeon kimberlite province (Namibia), Ext. Abstracts of 6th Intern. Kimberlite Conf., Novosibirsk, Russia, 169-171.
26. **Griffin, W.L., Spetsius, Z.V., Pearson, N.J., and O'Reilly, S.Y.,** 2002. In-situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: new constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1, N 11. GC000287.
27. **Harte, B., Winternburn, P.A., and Gurney, J.J.,** 1987. Metasomatic and enrichment phenomena in garnet peridotite facies mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. In: Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (eds) *Mantle metasomatism*. London: Academic Press, pp. 145-220.
28. **Hoal, K.E.O., Hoal, B.G., Erlank, A.J., and Shimizu, N.,** 1994. Metasomatism of the mantle lithosphere recorded by rare earth elements in garnets. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 303-313.
29. **Ireland, T. R., Rudnick, R. L and Spetsius, Z. V.,** 1994. Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites. *Earth and Planetary Science Letters* 128, 199-213.
30. **Jacob, D., and Foley, S.F.,** 1999. Evidence for Archean oceanic crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths, *Lithos* 48, 317-336.
31. **Kinny, P.D., Black, L.P. and Sheraton J.W.,** 1993. Zircon ages and the distribution of Archaean and Proterozoic rocks in the Rauer Islands. *Antarctic Science* 5, 193-206.
32. **Kinny, P.D., Trautman R.L., Griffin B.J., Fitzsimons, I.C.W. and Harte B.** 1999. Carbon isotopic composition of microdiamonds. *Proceeding of 7th International Kimberlite Conference* 1, 429-436.
33. **Kopylova, M.G., Rickard, R.S., Kleyenstueber, A., Taylor, W.R., Gurney, J.J. and Daniels, L.R.,** 1997. First occurrence of strontian K-Cr loparite and Cr chevkinite in diamonds. The 6th IKC proceeding, *Russian Geology and Geophysics* 38, 405-420.
34. **Lappin, M.A.,** 1978. The evolution of a grosspydite from Roberts Victor Mine, South Africa. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 66, 229-241.
35. **McCormick, T. C., Smyth, J. R. and Caporuscio F. A.,** 1994. Chemical systematics of secondary phases in mantle eclogites. In: Meyer, H.O.A. and Leonardos O.H. (ed) *Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths*. Rio de Janeiro: Spec. Publ., Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 405-419.
36. **McDonough, W. F. and Sun, S. S.,** 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
37. **Menzies, M. A.,** 1990. Petrology and geochemistry of the continental mantle: an historical perspective. In: Menzies M.A. (ed) *Continental mantle*. Oxford: Science Publication, 50-54.
38. **Meyer, H.O.A.,** 1985. Genesis of diamond: a mantle saga. *American Mineralogist* 70, 344-355.
39. **Navon, O.,** 1999. Diamond formation in the Earth's mantle. The 7th IKC proceeding 2, 584-605.
40. **O'Reilly, S.Y. and Griffin, W.L.,** 1995. Trace-element partitioning between garnet and clinopyroxene in mantle-derived pyroxenites and eclogites: P-T-X controls, *Chemical Geology* 121, 105-130.
41. **Pearson, D.G.,** 1999. The age of continental roots. *Lithos* 48, 171-194.
42. **Pearson, D. G., Shirey, S. B., Carlson, R. W., Boyd, F. R., Pokhilenko, N. P. and Shimizu, N.,** 1995. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberia craton modified by multistage metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 959-977.

43. **Pearson, D.G., Shirey, S.B., Harris, J.W. and Carlson, R.W.**, 1998. Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S. Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 311-326.
44. **Pearson, D.G., Shirey, S.B., Bulanova, G. P., Carlson, R.W. and Milledge, H.J.**, 1999. Re-Os isotopic measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 703-711.
45. **Richardson, S. H., Harris, J. W. and Garney, J. J.**, 1993. Three generations of diamonds from old continental mantle. *Nature* 366, 256-258.
46. **Shimizu, N. and Richardson, S. H.**, 1987. Trace element abundance patterns of garnet inclusions in peridotite-suite diamonds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 755-758.
47. **Shirey, S.B., Carlson, R.W., Richardson, S.H., Menzies, A., Gurney, J., Pearson, D.G., Harris, J.W. and Wiechert, U.**, 2001. Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal Craton. *Geophysics Research Letters* 28, p. 2509-2512.
48. **Sobolev, N.V.**, 1977. Deep-seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of Upper Mantle Composition, Novosibirsk: Nauka, Engl. Translation by Brown, D.A., and Boyd, F.R., (ed.), American Geophysics Union, Washington, D.C., 279 p.
49. **Sobolev, V.N., Taylor, L.A., Snyder, G.A. Jerde, E.A., Neal, C.R. and Sobolev, N.V.**, 1999. Quantifying the Effects of metasomatism in mantle xenoliths: Constraints from secondary chemistry and mineralogy in Udachnaya eclogites, Yakutia, In'l. *Geology Review* 41, 391-416.
50. **Sobolev, V.N., Taylor, L.A., Snyder, G.A., Sobolev, N.V., Pokhilenko, N.P. and Kharkiv, A. D.**, 1997. A unique metasomatized peridotite from the Siberian Platform. *Proceedings of 6th Intern. Kimberlite Conf. 1: Kimberlites, Related Rocks, and Mantle Xenoliths. Russian Geology and Geophysics* 38, 218-228.
51. **Snyder, G.A., Taylor, L.A., Crozaz, G., Halliday, A.N., Beard, B.L, Sobolev, V.N. and Sobolev, N.V.**, 1997. The origin of Yakutian eclogite xenoliths. *Journal of Petrology* 38, 85-113.
52. **Snyder, G.A., Taylor, L.A., Crozaz, G., Halliday, A.N., Beard, B.L., Sobolev, V.N. and Sobolev, N.V.**, 1998. The diamond-bearing Mir eclogites, Yakutia: Nd and Sr isotopic evidence for the continental crustal input in an Archean oceanic environment. *Ext. Abstracts of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa*, pp. 826-828.
53. **Spetsius, Z.V.**, 1995. Occurrence of diamond in the mantle: a case study from the Siberian Platform. *Journal of Geochemical Exploration* 53, 25-39.
54. **Spetsius, Z. V.**, 1995. Diamondiferous eclogites from Yakutia: Evidence for a late and multistage formation of diamonds. *Ext. Abstracts of 6th Intern. Kimberlite Conf., Novosibirsk*, 572-574.
55. **Spetsius, Z.V.**, 1999. Two generation of diamonds in the eclogite xenoliths. In: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. and Richardson, S.H. (eds) *Proceedings of 7th Intern. Kimberlite Conf. 2. Cape Town: Red Roof Design*, 823-828.
56. **Spetsius, Z.V. and Griffin, B.J.**, 1998. Secondary phases associated with diamonds in eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe: Implications for diamond genesis, *Ext. Abstracts of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa*, 850-852.
57. **Spetsius, Z.V. and Griffin, W. L.**, 1997. Trace elements in minerals from eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia. *Proceedings of 6th Intern. Kimberlite Conf., Russian Geology and Geophysics* 38, 240-246.
58. **Spetsius, Z.V. and Griffin, W.L.**, 1998. Trace element composition of garnet kelyphites in xenoliths from Udachnaya as evidence of their origin. *Ext. Abstracts of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa*, 853-855.

59. **Spetsius, Z.V. and Taylor, L.A.**, 2002. Partial Melting in Mantle Eclogite Xenoliths: Connection with Diamond Paragenesis. In'l. Geology Review 44, 973-987.
60. **Spetsius, Z.V. and Taylor, L.A.**, 2003. Kimberlite xenoliths as evidence for subducted oceanic crust in the formation of the Siberian craton. Proceedings of 3d Intern. Workshop: Plumes and problem of deep sources of alkaline magmatism. Irkutsk, 5-19.
61. **Spetsius, Z.V. and Taylor, L.A.**, 2003. Metasomatic diamonds in eclogite xenoliths: petrologic and photographic evidence. Ext. Abstracts of 8th Intern. Kimberlite Conf., Victoria, Canada.
62. **Spetsius, Z.V., Taylor, W.R. and Griffin, B.J.**, 1998. Major and trace-element partitioning between mineral phases in diamondiferous and non-diamondiferous eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia. Ext. Abstracts of 7th Intern. Kimberlite Conf., Cape Town, South Africa, 856-858.
63. **Switzer, G. and Melson, W. G.**, 1969. Partially melted kyanite eclogite from the Roberts Victor mine. South Africa, Smithsonian Contribution Earth Science 1, 1-9.
64. **Taylor, L.A., Milledge, H.J., Bulanova, G.P., Snyder, G.A. and Keller, R.A.** 1998. Metasomatic eclogitic diamond growth: evidence from multiple diamond inclusions. Int. Geol. Rev. 40, 663-676.
65. **Taylor, L. A., Keller, R. A., Snyder, G. A., Wang, W. Y., Carlson, W. D., Hauri, E. H., McCandless, T., Kim, K.R., Sobolev, N. V.**, 2000. Diamonds and their mineral inclusions, and what they tell us: A detailed "pull-apart" of a diamondiferous eclogite. Int. Geol. Rev. 42, 959-983.
66. **Vischnevsky, A.A.**, 1991. Kelyphites on garnets in mantle xenoliths and kimberlites: compositions, genesis, petrological applications. Extended Abstracts of 5th International Kimberlite Conference, Araxa, Brasilia, pp. 571-572.
67. **Wirth, R., and Rocholl, A.**, 2003. Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii. Earth and Planetary Science Letters 211, 357-369.