

Н. Н. Зинчук, д-р геол.-минерал. наук, профессор, академик АН РС(Я), председатель Западно-Якутского научного центра Академии наук Республики Саха (Якутия), г. Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

ИЗМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ТРАППОВ

Проведено комплексное исследование вещественного состава участков воздействия трапповых интрузий на кимберлитовые породы. Показано, что существенно могут в таких случаях изменяться первичные минералы кимберлитов (алмаз и его парагенетические минералы-спутники). Изменяются также породообразующие минералы (серпентины и карбонаты), вторичные образования и слоистые силикаты (флогопит и продукты его преобразования – хлорит). В начальной стадии метаморфизма при изменении флогопита и хлорита происходит в основном уменьшение степени упорядоченности их структур. Затем по мере приближения к интрузии степень упорядоченности флогопита выражена слабее и усиливается лишь с началом процесса хлоритизации минерала. Все описанные изменения связаны только с интрузиями дифференцированных траппов, а “сухие” породы слабо оказывают влияние на изменение кимберлитов.

Ключевые слова: трапповые интрузии, кимберлитовые породы, алмаз и его парагенетические минералы-спутники, слоистые силикаты.

О влиянии физико-механических свойств пород трапповой формации на характер геолого-геофизических полей и эффективность поисков погребённых кимберлитовых тел с различной степенью детальности рассматривали многие исследователи [7–11, 27–41]. Особое внимание при этом уделялось отрицательному влиянию на поиски пород трапповой формации. Однако по мере наращивания объёмов фактического материала в связи с увеличением количества буровых скважин и геолого-вещественному их изучению стали выявляться факты динамического и физико-химического воздействия траппов на вмещающие породы [11, 22–26], существенно влияющие на условия проведения поисков алмазных месторождений. Так, на ряде участков Далдыно-Алакитского алмазоносного района были установлены значительные деформации и перемещения трапповыми интрузиями как самих кимберлитов

[30–32], так и вмещающих их нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород, а также перекрывающих терригенных отложений позднего палеозоя [8–9, 39–41], вмещающих шлиховые ореолы кимберлитовых минералов [1–6, 12, 13]. Поэтому важной и актуальной является постановка на следующий важнейший вопрос: в какой мере и как влияли огромные массы магмы основного состава на кимберлитовые минералы шлиховых ореолов, когда базиты интродировали или перекрывали верхнепалеозойские отложения, и как в целом влияют породы трапповой формации на условия ведения поисков кимберлитов шлихоминералогическим методом. Несмотря на крупнейшие обобщения по этому направлению [2] этот вопрос разработан недостаточно. Это обусловлено тем, что на сегодняшний день наиболее детально изучены те шлиховые ореолы основных алмазоносных районов Сибирской платформы [2], на минералах кото-

рых не удаётся выявить специфические признаки изменений, связанных с траппами. Постепенно сложилось в некоторых исследователей убеждение, что трапповая магма не оказывает на минералы кимберлитов практически никакого влияния и с точки зрения минералогических методов поисков его можно игнорировать. Однако расширение поисковых работ на левобережье нижнего течения р. Улахан-Ботубия и в бассейне верхнего течения р. Алакит позволило обнаружить существенные изменения кимберлитовых минералов шлиховых ореолов, которые определенно связываются с интрузиями пород трапповой формации. Хорошей моделью для исследования данных изменений послужила трубка Краснопресненская, открытая в верховьях р. Алакит [30–32, 38–41], интродуцированная пологосекущим пластовым телом траппов средней мощностью до 90 м, от которого отходит серия оперяющих апофиз мощностью от десятков сантиметров до 20 м. За пределами трубки тело траппов сечет нижнепалеозойские терригенно-карбонатные и верхнепалеозойские терригенные отложения.

При микроскопическом изучении разреза интрузива установлена его вертикальная зональность [31, 32]. Сверху вниз выделяются три зоны с постепенными переходами между ними. Кровля интрузива сложена мелкозернистыми гранулит-офитовыми долеритами (1,5–2,0 м), переходящими в мелко-среднезернистые пойкилоофитовые габбро-долериты (до 10 м). Средняя часть интрузива, в пределах которой развиты средне-крупнозернистые породы, состоит из двух горизонтов: а) пойкило-, габбро-офитовые габбро-долериты со шлирами кварцевых габбро повышенной щёлочности (20 м); б) такситоофитовые оливиновые и кварцсодержащие оливиновые габбро-долериты (2,5 м). В нижней части интрузива выделяются мелко-среднезернистые пойкило- и такситоофитовые оливиновые габбро-долериты (30 м), переходящие в мелкозернистые гранулит-офитовые долериты подошвы (2 м). Верхняя и нижняя

часть интрузива содержат 30–45 % плагиоклаза, 25–50 % клинопироксена, 5–15 % оливина, 5–10 % титаномагнетита при заметном обогащении им нижней части. Минеральный состав центральной части разреза более многообразен. Породы состоят на 30–55 % из плагиоклаза, 20–35 % из клинопироксена и 5–15 % – из титаномагнетита. Содержание оливина резко меняется от 0–2 % в верхнем горизонте и до 10–15 % в нижнем. Характерно обогащение отдельных участков биотитом и зеленым амфиболом – до 5–7 %, кварцем (включая микропегматитовые срастания с полевым шпатом) – до 5–8 %. Встречаются отдельные зерна калиевого полевого шпата, а также игольчатые кристаллы апатита (до 3 %) и сфена (до 3 %).

Характер изменения минерального состава по вертикали говорит об общей тенденции увеличения кислотности, щёлочности и железистости пород по направлению от краевых частей интрузива к центру, что является следствием процесса кристаллизационной дифференциации. Обогащение оливином нижних частей интрузива можно, вероятно, объяснить гравитационной дифференциацией. По особенностям строения, минералого-петрографическим особенностям описываемый интрузив обнаруживает наибольшее сходство с Аламджахской и Эрбейэксской дифференцированными трапповыми интрузиями, детально описанными другими исследованиями раньше [14, 15, 35–37]. Для экзоконтактовых зон подобных интрузивов характерны метасоматические изменения вмещающих пород.

Кимберлитовые породы трубки сложены в основном [20, 21, 26] серпентином и карбонатами с хорошо сохранившимися структурно-текстурными особенностями автолитовой кимберлитовой брекчии. Серпентин представлен лизардитом и хризотилом, а карбонаты (значительная часть которых является составной частью ксенолитов известняков и мергелей) – кальцитом и (или) доломитом. Из реликтовых силикатов исходного кимберлита присутствует свежий или в различ-

ной степени изменённый флогопит. На контакте с долеритами выполняющие кимберлитовую трубку породы претерпели изменения, более мощные в висячем боку силла, где от него отходит ряд мелких апофиз; в лежащем боку преобразование сравнительно небольшие [27, 30–32]. Наличие зоны закалки и мелкозернистость самого долерита у контакта с вмещающими породами свидетельствуют о незначительных изменениях их в магматическую стадию становления силла [21]. На ход изменения выполняющих до внедрения основной магмы пород трубки оказывали такие факторы, как степень их неоднородности и место расположения по отношению к контакту с вмещающими терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя. Поэтому возникающая под влиянием внедрившейся магмы зональность не является стабильной для больших участков [21].

Поскольку “видимая” мощность установленной приконтактной зоны (около 100 м) совпадает с истинной (или близка к таковой), то можно заключить, что столь значительные изменения серпентин-карбонатной породы могут быть вызваны сильным её пропариванием. Летучие компоненты для подобного рода пропаривания частично поступали из самой магмы или пополнялись из вмещающих пород в процессе их подогрева магматическим расплавом. Этому способствовала хорошая трещиноватость вмещающих долериты пород. Об этом свидетельствует также наличие в висячем боку силла мелких жил долерита, которые всю переработанную стометровую часть кимберлитовой трубки разделяют примерно пополам. Надсилловая часть тела описываемой кимберлитовой трубки сложена породами, возникшими в разное время и различных условиях преобразования кимберлитовой брекчии, в связи с чем все они являются апородами [21, 28]. Верхняя часть кимберлитового тела представлена серпентин-карбонатной породой с сохранившимися структурно-текстурными особенностями исходной породы, по которым,

согласно общепринятой классификации [8, 9, 16], можно выделить две зоны: кимберлитовой туфобрекчии (КТБ) и автолитовой кимберлитовой брекчии (АКБ).

Характерной особенностью первой зоны является постоянное присутствие во всех исследованных образцах триоктаэдрического Са-сметита, гидрохлорита и кальцита, который является главным породообразующим минералом. В некоторых отобранных по разрезу пробах отмечается повышенное содержание слюды и доломита. Структура исходной породы реликтовая брекчиевая, а новая структура – гетеробластовая с субизотропной основной тканью. Вторая зона сложена в основном серпентином с переменным содержанием (иногда значительным) доломита. Почти постоянно присутствуют слюды, иногда встречается тальк. Структура породы также реликтовая брекчиевая и новая гетеробластовая (в ксенолитах гомеобластовая), в выделениях серпентина – ленточная, секториальная, а в нижней части зоны переходит в петельчатую или сетчатую.

Нижняя надсилловая часть тела кимберлитовой трубки изменена сильнее под влиянием внедрявшейся в него основной магмы, что привело к постепенному исчезновению реликтовых структурно-текстурных особенностей автолитовой кимберлитовой брекчии. В непосредственной близости к контакту с долеритами в породе практически полностью исчезают структурно-текстурные признаки, которые могли бы напомнить [21, 30–32] кимберлитовую брекчию (исходную породу). Нижнюю надсилловую часть тела трубки по минеральному составу также можно разделить на две зоны: хлорит-кальцит-серпентиновую и серпентин-диопсид-хлоритовую. В породах *первой зоны* наряду с обычными для серпентинизированных кимберлитовых брекчий минералами (серпентин и кальцит) появляется и хлорит. В средних частях зоны отмечено начало перекристаллизации серпентина. На общем фоне слабоизотропных волнисто-гаснущих агрегатов наблюдаются индиви-

ды антигорита, количество и размер которых с глубиной несколько увеличиваются и только на отдельных участках встречаются лучистые микроагрегаты (структура метельчато-лучистая). Это и есть начало интенсивного повторного метаморфизма исходной кимберлитовой брекчии, обусловленного воздействием теплоты внедрившейся основной магмы. Во второй, *нижней*, зоне карбонаты (в первую очередь кальцит) в изученных образцах отсутствуют или находятся в очень малом количестве. Порода в основном сложена хлоритом, кроме которого в переменном количестве присутствуют антигорит, а также специфический для этой подзоны минерал – диопсид. В некоторых пробах установлено также присутствие талька и везувиана. В отдельных участках подзоны отмечена полная перекристаллизация породы с образованием антигорита, хлорита и магнетита. Структура породы лепидобластовая или сноповидная. Ниже по разрезу обнаружены волластонит и эпидот, встречаются также тальк, везувиан и кальцит. На отдельных участках наблюдается повышенное содержание в породе магнетита. Здесь структура породы кристаллогранолепидобластовая.

Проведёнными исследованиями прослежено изменение минерального состава пород по направлению к силлу. Одни минералы (магнетит и тальк) встречаются по всему изученному разрезу. Они являются сквозными и не могут отражать тех условий, которые связаны непосредственно с внедрением основной магмы. Другие (хлорит, диопсид, волластонит и везувиан) располагаются на определённом расстоянии от силла и характеризуют изменение физико-химической среды, в которой происходило их образование. По мере приближения к контакту с долеритами заметного увеличения содержания диопсида не наблюдается. Апокимберлитовые породы трубки, которые расположены между силлом и его нижней апофизой, во многом аналогичны таковым из надсилловой части. Они представлены вторичными образованиями по автоли-

товой кимберлитовой брекчии и так же, как и в надсилловой части, являются неоднородными уже по своей природе. Что касается изменений, вызванных внедрением основной магмы, то они в лежащем боку силла выражены слабо. Так, на расстоянии 2–4 м ниже силла долеритов в апокимберлитовой брекчии наблюдается только повышение степени карбонатизации. Порода сложена угловатыми обломками серпофита, псевдоморфозами по оливиону, сцементированными серпентин-карбонатным цементом; встречаются также эллипсоидные зерна пирропа. Мелкие пустоты выстланы карбонатом. Отмечаются чешуйки хлоритизированной слюды и зерна ильменита.

Вниз по описываемому разрезу заметные изменения, вызванные внедрением основной магмы, отмечаются только на глубине примерно 559 м, уже в непосредственной близости от апофизы долеритового силла. Контакт между свежей породой апофизы (представляющей собой инъекцию мощностью 2–3 м, сложенную сверху долеритом и габбро-долеритом) и полностью изменённой породой настолько резкий, что нередко наблюдается даже в пределах одного шлифа, а “закалка” составляет всего 1–2 мм. Магматическая порода темно-серого цвета выглядит совершенно свежей, плотной, крепкой вплоть до сложенного гроссуляром участка “закалки”. У самого контакта порода заметно биотитизирована. При рассмотрении полностью изменённой породы, примыкающей к участкам “закалки”, нередко не представляется возможным определить, за счет чего она образовалась, поскольку реликтов структуры ни долерита, ни апокимберлита не сохраняется. Такие породы, по данным рентгенодифрактометрических исследований [21, 29], сложены в основном хлоритом и тальком. Но поскольку в ней встречается малинового цвета гранат, который можно отнести к реликтовым минералам, то контактирующая с долеритом порода является, по видимому, экзоконтактовой и представляет собой апокимберлит [28]. По минерально-

му составу, геологическим особенностям и происхождению приконтактовые образования имеют много общего с родингитами, которые сложены хлоритом и диопсидом, чем напоминают хлорит-диопсидовые родингиты, описанные в работе [17] для офиолитов.

Под воздействием интрузии долеритов как во вмещающих карбонатных породах нижнего палеозоя, так и в кимберлитах ($\sigma_{D_3-C_1}$) образовалась зона метаморфически изменённых пород, мощность которой висячем (по отношению к силлу) блоке соизмерима с мощностью собственно долеритового силла [31–32]. Во вмещающих кимберлиты мергелях кылахской свиты ($O_{2-3}kl$) вскрыты (скв. 45) сохраняющие первичный облик прослой и линзы скарнов андрадит-гроссулярового состава, а в известняках сохолоохской свиты ($O_{1-2}ss$) – существенно хлоритовые метасоматиты. Последним свойственно рыхлое сложение и обилие мелких пустот, в которых развиты идиоморфные псевдогексагональные кристаллы хлорита, покрытые огранёнными зёрнами марказита, пирита и кальцита. Окраска хлоритов зелёная, размер кристаллов 5–8 мм. Под биноклем у чешуек хлорита наблюдается отчетливо выраженное зональное строение. Центральная часть кристаллов имеет наиболее темную окраску и содержит вкрапленность пирита, средняя часть прозрачная и светлоокрашенная, а периферическая более низкого порядка. По данным электронографического исследования [21, 27], хлориты из скарнов характеризуются в целом относительно высокой степенью совершенства. В ряде случаев проявляется трехмерная упорядоченность в наложении слоев, последовательность которых отвечает политипной модификации 1ТС. Наиболее четко эта модификация фиксируется во внешней части индивидов хлорита зонального строения, например, с глубины 326 м в скв. К-45. Параметры элементарной ячейки политипа таковы: $a = 0,532$ нм; $b = 0,922$ нм; $c = 1,46$ нм; $\beta = 96^\circ$; ф. гр. С1; последовательность слоёв – $s_2 s_2 t_1$. В промежуточной части кристаллов

структура хлорита, теряя пространственную упорядоченность (что проявляется в отсутствии или диффузном характере рефлексов с $k \neq 3l$ на II эллипсе электронограмм от текстур), сохраняет высокое совершенство строения отдельных слоёв (рефлексы $13l$ и $20l$ с $k = 3l$ на II эллипсе электронограмм весьма четкие), которые статистически смещены относительно друг друга на $\pm b/3$. На контакте с силлом хлорит теряет трехмерную упорядоченность и характеризуется полубеспорядоченной структурой, состоящей из пакетов А в символах Б. Б. Звягина [18] или Пв в символах С. Бейли [19]. Отсюда следует, что повышение температуры вблизи силла приводит к возникновению хлоритов с более низкой упорядоченностью структуры.

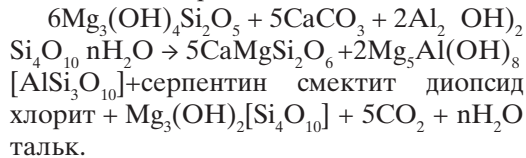
В апокимберлитовых метасоматитах трубки Краснопресненская развиты [27] скарновая (волластонит-диопсид-гроссуляр-андрадитовая) и более поздняя (наложенная) пропилитовая (кальцит-серпентин-хлоритовая) минеральные ассоциации. Хлориты из этих метасоматитов характеризуются отсутствием трехмерной структурной упорядоченности и представлены полубеспорядочными разновидностями из пакетов А с достаточно совершенным строением отдельных слоёв, что отражается в четкости рефлексов II эллипса электронограмм. В некоторых случаях в ассоциации с хлоритом отмечается примесь серпентина структурного типа А. В наибольшем количестве этот минерал установлен на глубине 357 м, т. е. на некотором удалении от силла. Соответственно наблюдающаяся в интервале 349–368 м (скв. К-68) структурная однородность хлоритов непосредственно на контакте с силлом (глубина 371 м) исчезает. Судя по диффузному характеру II эллипса [27], степень совершенства структуры хлорита в этом случае снижается до полностью беспорядочной.

В связующей массе кимберлитовой туфобрекчии и автолитовой брекчии вне указанной метасоматической зоны, а также в цементе слабо метасоматически из-

мененной автолитовой кимберлитовой брекчии и в виде порфировых вкрапленников встречаются пластинчатые индивиды флогопита, в различной степени затронутого процессами хлоритизации. Флогопит из туфобрекчии верхних горизонтов трубки (скв. К-45, гл. 155 м) существенно разупорядочен, но всё же на I эллипсе его электронограммы наблюдаются [21] слабые отражения, соответствующие смеси модификаций $1M+2M_1$. У флогопитов из автокимберлитовой брекчии на глубинах 267 м (скв. К-66) и 324 м (скв. К-67) степень упорядоченности резко ухудшается, вплоть до полного исчезновения отражений на I эллипсе электронограмм. Однако затем с увеличением глубин залегания кимберлитов упорядоченность структуры минерала начинает закономерно улучшаться. Максимального совершенства флогопит достигает на глубине 337 м (скв. К-67), причём ему свойственна в этом случае политипная модификация $1M$ с очень слабой примесью $2M_1$. На глубине 342 м из этого же разреза упорядоченность флогопита постепенно ухудшается (за счёт его хлоритизации), и структура характеризуется наличием некоторых нарушений в наложении слоёв. Однако на глубине 344 м (скв. К-67) ещё отчётливо фиксируются обе модификации флогопита. Ниже по разрезу по мере приближения к контакту с вмещающими породами (гл. 350,5 м) в структуре минерала исчезает трехмерная упорядоченность. Здесь фиксируется уже полубеспорядочный флогопит со статистическим разворотом слоёв на $\pm 120^\circ$ в его структуре, характеризующийся размытыми рефлексами на I эллипсе.

Согласно полученным данным, указанные выше особенности слоистых силикатов определяются, с одной стороны, условиями их образования, а с другой – наложенным на них воздействием внедрившегося в исходные породы долеритового силла. Образование хлоритов, в том числе редко проявившегося упорядоченного политипа $1TC$ [27], протекало при относительно невысоких температурах. Обра-

зование упорядоченного политипа $1TC$ из кристаллохимически наиболее выгодных слоёв типа A могло произойти лишь в стабильных условиях роста. Судя по значению параметра b (0,922–0,926 нм), хлорит относится к Fe-Mg-разновидности. Во время кристаллизации хлорита в метасоматитах за счёт изменения вмещающих пород градиент падения температуры был, по видимому, довольно большим, что препятствовало полному упорядочению структуры хлорита, хотя условия для образования минерала с относительно совершенным строением в общем, очевидно, имели место. На это, в частности, указывают структурные особенности хлорита из отдельных интервалов описываемого разреза (гл. 318 м и др.), который дал электронограммы от текстур с размытыми, но отчётливо проявляющимися рефлексами I эллипса. Однако этот хлорит всё-таки менее совершенен, чем из внешней части рассмотренного выше хлоритового индивида с глубины 326 м того же разреза, в связи с чем свойственный ему политип $1TC$ можно рассматривать как частично разупорядоченный. По мере роста зональных кристаллов хлорита создавались все более благоприятные (с относительно спокойным режимом) условия для образования во внешней части хлоритовых индивидов политипа $1TC$ с наиболее совершенной структурой. Возникновение хлорита возможно при наличии в физико-химической системе определенного содержания глинозема. Обогащение отдельных участков исходной кимберлитовой породы глиноземом возможно за счет выноса из нее других компонентов, в первую очередь летучих, как это следует из работ [21, 27] из схематической реакции:



В отличие от хлоритов флогопиты, согласно выявленным в породах двум модификациям ($1M$ и $2M_1$), представляют собой полигенные образования. Политип

1M связан с наиболее ранними процессами постмагматического изменения серпентина из кимберлитов, тогда как наблюдающаяся в скарнах смесь политипов 1M+2M₁, соответствует стадии наложенного низкотемпературного гидротермального процесса последующих *преобразований* флогопита 1M под воздействием долеритового силла. При этом появление в сочетании с 1M политипа 2M₁ у флогопита может быть также связано с метасоматической перекристаллизацией серпентина из первичного кимберлита в стабильных условиях и при невысокой (<700 °C) температуре. Следует отметить, что ассоциация политипов флогопита 1M+2M₁ отмечена нами [40] и для других регионов развития кимберлитового магматизма (Индия, Лесото и др.). Для флогопитов, как и для хлоритов, наблюдается та же тенденция ухудшения степени совершенства структуры по мере приближения содержащих их пород к силлу. Так, с глубины 350 м (скв. К-67) в приконтактной зоне изменения кимберлитовой брекчии начинается интенсивная хлоритизация флогопита с образованием слабо упорядоченных хлоритов. Для реализации этого процесса необходима предварительная разупорядоченность структуры слюдистого минерала.

Наличие в породах изученного объекта талька установлено рентгенометрически. Незначительное количество кальциевых минералов в близконтактных участках надсилловой части трубки свидетельствует о выносе оттуда извести, что отражается в низком её содержании (в среднем до 4 %) по сравнению с исходной породой кимберлитового тела (в среднем до 10 %), а также по сравнению со свежим долеритом (до 11 %). Причиной тому является последующее селективное выщелачивание из приконтактной зоны карбоната кальция с образованием пустот по всему объёму породы.

В кимберлитах на контактах с долеритовыми интрузивами отмечаются также существенные изменения глубинных минералов, в том числе и алмазов [1–6].

Пикроильменит в результате инконгруэнтного растворения интенсивно замещается анатазом. Кристаллы, друзы, корочки новообразованного анатаза обычно не имеют плотного контакта с материнским зерном и могут кристаллизоваться даже на некотором расстоянии от него во вмещающей породе. При этом пикроильменит замещается не только с поверхности, но и по порам в объёме зерна, если туда проникает раствор; пористость повышается за счёт самопроизвольного коррозионного растрескивания [2–3]. По фронту реакции на замещенном зерне образуется рельеф растворения, морфология которого определяется кристаллографической ориентировкой соответствующего участка поверхности. Кроме того, благоприятные условия для растворения существуют на различных дефектах кристаллической решетки пикроильменита, в результате чего в процессе растворения вскрываются одиночные дислокации, различные их скопления и другие нарушения реальной структуры минерала. Кристаллы новообразованного анатаза имеют типичную для него морфологию. Габитусной формой является обычно тетрагональная дипирамида; нередко с ней сочетаются призма и пинакоид. Габитус кристаллов дипирамидальный, однако в некоторых случаях благодаря сильному развитию пинакоид становится таблитчатым. У таблитчатых кристаллов анатаза к единичной дипирамиде добавляются формы более высоких индексов, а призма угнетается. Степень замещения пикроильменита анатазом сильно колеблется – от развития тонкой корочки новообразованных продуктов на поверхности зерен до почти полного их замещения. По визуальной оценке пикроильменит в зоне метасоматоза изменяется сильнее, чем пироп. Степень замещения обоих минералов к контакту траппов с кимберлитом нарастает, вплоть до полного их уничтожения.

Пироп в описываемых условиях замещается хлоритом, под которым на поверхности зерна формируется пирамидально-черепитчатый рельеф [1–4]. Цвет

хлорита зависит от состава граната: на хромистых фиолетовых гранатах хлорит зеленоватый, на оранжевых и красных – желтоватый или золотистый. Элементы рельефа растворения более крупные на оранжевых и красных гранатах, у них же по сравнению с фиолетовыми более высокая степень замещения, т. е. устойчивость граната в данных условиях изменяется примерно так же, как и в гипергенных [2, 20, 21, 25]. Наиболее устойчивые в данных условиях хромшпинелиды, однако, и они растворяются с образованием контрастного мелкокавернозного рельефа по всей поверхности зерна; кроме того, развивается микротрещиноватость, поражающая наружную часть (зону) зерна.

Таким образом, первичные кимберлитовые минералы (пироп, пикроильменит и хромшпинелиды) неустойчивы в зоне метасоматоза, связанного с интрузиями траппов, и испытывают глубокие физико-химические изменения. В подобных условиях неустойчив также и алмаз, подвергающийся каталитическому окислению. Поэтому в зоне метасоматоза можно ожидать появление на алмазах своеобразных каверн каталитического окисления и общее снижение содержания полезного компонента. Под воздействием трапповой интрузии на кимберлиты и вмещающие их породы в начальные стадии метаморфизма при изменении флогопита и хлорита происходит в основном уменьшение степени упорядоченности их структур. Однако в отличие от хлорита, тенденция уменьшения степени упорядоченности флогопита по мере приближения содержащих его пород к трапповой интрузии выражена слабее и усиливается лишь с началом процесса хлоритизации минерала. Необходимо подчеркнуть, что все описанные изменения связаны с интрузиями дифференцированных траппов; “сухие” траппы не оказывают практически никакого воздействия на кимберлитовые минералы или эти изменения очень незначительны. Под влиянием внедрившейся в кимберлитовое тело основной магмы произошла метаморфизация карбонат-

серпентиновой породы, в результате чего возникли приконтактные новообразования, более мощные в висячем боку силла и сравнительно маломощные в лежащем. Метаморфизация наиболее удаленных от силла участков проявились в перекристаллизации слагающих тело трубки минералов, которая по направлению к силлу сменяется хлоритизацией, доминирующей по всей прилегающей к долериту части трубки. Особенности вещественного состава изменённых кимберлитовых и трапповых пород следует учитывать при планировании и проведении прогнозно-поисковых работ и в первую очередь на перспективных территориях, где одновременно распространены эти магматические образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев В. П.* Генезис пирамидально-черепитчатого рельефа растворения на гранатах пироп-альмандинового ряда//Записки ВМО. 1985. Т. 114. № 1. С. 73–80.
2. *Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П.* Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Гео, 2010. 650 с.
3. *Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Соколов В. Н.* Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитов//В сб.: Минерогения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980. С. 45–54.
4. *Афанасьев В. П., Харьков А. Д., Белик Ю. П.* Морфология и генезис скульптурированных гранатов из кимберлитовых пород Якутии//Геология и геофизика. 1976. № 10. С. 80–90.
5. *Бартошинский З. В.* Об особенностях алмазов из некоторых кимберлитовых тел со “столбчатым” строением//Минерал. сборник Львовского ун-та. 1968. № 22. Вып. 1. С. 54–58.
6. *Бартошинский З. В., Захарова В. Р., Иванив И. Н.* Протравленные алмазы в мезозойских отложениях//Геология и геофизика. 1978. № 10. С. 154–161.
7. *Бехтерева М. С.* Некоторые результаты опробования скважинных радиолоновых измерений при поисках кимберлитовых трубок под траппами//Тр. ЦНИГРИ. 1978. Вып. 137. С. 76–82.
8. *Бобривич А. П., Бондаренко М. И., Гневушев М. А.* и др. Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.

9. *Бобриевич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т.* и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. 192 с.
10. *Богатых И. Я.* Новые данные о динамическом воздействии траппов на кимберлитовые тела//Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 1. С. 166–167.
11. *Бондаренко А. Т., Зинчук Н. Н., Пыстин А. Б.* и др. Электрические свойства пород трапповой формации Мирнинского кимберлитового поля//Геология, закономерности распределения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный: МГТ, 1998. С. 32–34.
12. *Ваганов В. И.* Алмазные месторождения России и Мира (основы прогнозирования). М.: Геонформарк, 2000. 371 с.
13. *Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г.* Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 574 с.
14. *Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
15. *Велинский В. В.* Серпентинизация гипербазитов (новые представления о природе процесса)//Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 52–62.
16. *Владимиров Б. М., Костровицкий С. И., Соловьёва Л. В.* и др. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубков. М.: Наука, 1981. 136 с.
17. *Добрецов Н. Л., Татаринов А. В.* Жадит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1983. 125 с.
18. *Звягин Б. Б.* Электрография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Недра, 1964. 280 с.
19. *Звягин Б. Б., Врублевская З. В., Жухлистов А. П.* и др. Высоковольтная электрография в исследовании слоистых силикатов. М.: Наука, 1979. 224 с.
20. *Зинчук Н. Н.* Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск: НГУ, 1994. 240 с.
21. *Зинчук Н. Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра, 2000. 538 с.
22. *Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П., Лелюх М. И.* О воздействии траппов на кимберлитовые минералы//Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1999. № 3. С. 43–50.
23. *Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т., Гарт М. Н.* Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М.: Недра, 2002. 695 с.
24. *Зинчук Н. Н., Дукардт Ю. А., Борис Е. И.* Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004. 166 с.
25. *Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Борис Е. И.* Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
26. *Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Соколов В. Н.* Преобразование минерального состава и микростроения долеритов Якутии в процессе выветривания//Кора выветривания. М.: Наука, 1983. № 18. С. 111–125.
27. *Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Мельник Ю. М.* Изменение кимберлитов на контактах с долеритами (на примере Якутии)//Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 954–957.
28. *Зинчук Н. Н., Мельник Ю. М., Серенко В. П.* Апокимберлитовые породы//Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
29. *Зинчук Н. Н., Соболева С. В., Котельников Д. Д., Харьков А. Д.* Особенности слоистых силикатов из кимберлитов и вмещающих их пород в зонах активного воздействия траппового магматизма (на примере Якутии)//Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 5. С. 1199–1202.
30. *Крючков А. И., Харьков А. Д.* Взаимоотношение кимберлитов и траппов в Далдыно-Алакитском районе//Советская геология. 1989. № 8. С. 25–34.
31. *Крючков А. И., Харьков А. Д., Роговой В. В.* Динамическое воздействие траппов на кимберлиты и идентификация отторженцев кимберлитов//Отечествен. геология. 1994. № 5. С. 16–23.
32. *Лелюх М. И., Прокопчук Б. И.* Примеры горизонтальной и вертикальной деформации терригенных отложений траппами в северо-восточной части Тунгусской синеклизы//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 5. С. 1141–1143.
33. *Масайтис В. Л.* Петрология Аламджахской трапповой интрузии//Тр. ВСЕГЕИ. 1958. 22 с.
34. *Милашев В. А.* Кимберлитовые провинции. Л.: Недра, 1974. 224 с.
35. *Олейников Б. В., Саввинов В. Т., Погудина М. А.* Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Виллюйской синеклиз//Геология и геохимия базитов Восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 4–75.
36. *Парфёнов Л. М., Кузьмин М. И.* и др. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 522 с.

37. Трухин В. И., Жиляева В. А., Зинчук Н. Н., Романов Н. Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. М.: МГУ, 1989. 165 с.

38. Францессон Е. В., Лутц Б. Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. М.: Недра, 1995. 342 с.

39. Харьков А. Д., Борис Е. И., Саврасов Д. И. и др. Трапповые брекчии Мало-Ботубинского района Западной Якутии и их рудоносность/Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата, 1977. С. 34–51.

40. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

41. Шамшина Э. А., Крючков А. И., Роговой В. В. и др. Минералогические особенности кимберлитовых пород, изменённых под воздействием траппового сила//Топоминералогия и типоморфизм минералов. Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1989. С. 47–55.

Рукопис отримано 14.02.2014.

М. М. Зінчук, д-р геол.-мінерал. наук, проф., акад. АН РС(Я), голова Західноякутського наукового центру Академії наук Республіки Саха (Якутія), м. Мирний, nnzinchuk@rambler.ru

ЗМІНИ ДЕЯКИХ МІНЕРАЛІВ КІМБЕРЛІТІВ ПІД ВПЛИВОМ ТРАПІВ

Проведено комплексне дослідження речовинного складу ділянок впливу трапових інтрузій на кимберлітові породи. Показано, що істотно можуть у таких випадках змінюватися первинні мінерали кимберлітів (алмаз і його парагенетичні мінерали-супутники). Змінюються так само породоутворювальні мінерали (серпентини і карбонати), вторинні утворення і шаруваті силікати (флогопіт і продукти його перетворення – хлорит). У початковій стадії метаморфізму під час зміни флогопіту і хлориту відбувається в основному зменшення ступеня впорядкованості їх структур. Потім, з наближенням до інтрузії, ступінь упорядкованості флогопіту виражена слабкіше і посилюється лише з початком процесу хлоритизації мінералу. Усі описані зміни пов'язані лише з інтрузіями диференційованих трапів, а “сухі” породи слабо впливають на зміну кимберлітів.

Ключові слова: трапові інтрузії, кимберлітові породи, алмаз і його парагенетичні мінерали-супутники, шаруваті силікати.

N. N. Zinchuk, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, prof., acad. West-Yakutia Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, nnzinchuk@rambler.ru

ALTERATION OF SOME KIMBERLITE MINERALS UNDER EFFECT OF TRAPS

Complex investigation of material composition of trap intrusions' areas of influence on kimberlite rocks was carried out. It is indicated that kimberlite primary minerals (diamond and its paragenetic accessory minerals) can sufficiently alter in such cases. Rockforming minerals (serpentine and carbonates), secondary formations and stratified silicates (phlogopite and product of its transformation – chlorite) also change. At the initial stage of metamorphism with alteration of phlogopite and chlorite mainly decrease of order degree of their structure takes place. Then, with approach to intrusion degree of phlogopite order is expressed weaker and strengthens only with the beginning of mineral chloritization process. All the described alterations are related only with intrusions of differentiated traps and “dry” rocks weakly effect alteration of kimberlites.

Keywords: trap intrusions, kimberlite rocks, diamond and its paragenetic accessory minerals, stratified silicates.