

УДК 551.311.231:553.08

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ И ПРОБЛЕМА ПОИСКОВ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Статья 2. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА КИМБЕРЛИТАХ АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный

Поступила в редакцию 17.09.15

Приведены результаты комплексного исследования коры выветривания кимберлитов Западной (Гвинейско-Либерийский щит) и Юго-Западной (Ангола) Африки. В первом случае для элювия кимберлитов довольно характерно присутствие кристобалита и франколита, причем последний наиболее типичен для келифитовых кайм на гранатах, что связано с его изменением в постмагматических и гипергенных условиях. Обычны для гвинейских кор выветривания кимберлитов повышенные концентрации вермикулита и каолинита, что объясняется значительными концентрациями в основной массе пород дезинтегрированного материала вмещающих тела и дайки обогащенных кремнеземом кислых пород. При близком к кислому составу пород, вмещающих кимберлитовые диатремы Анголы, элювий последних обычно характеризуется сменой ассоциаций глинистых минералов по разрезу, что успешно можно использовать для выделения геолого-технологических типов руд. Серпентин, развивающийся по оливину, присутствует только в автолитовой кимберлитовой брекчии диатремовой фации, в то время как в кратерных образованиях содержится в основном сапонит. Впервые здесь идентифицировано упорядоченное лизардит-сапонитовое смешанослойное образование, ассоциирующее с лизардитом политипных модификаций $A + 1T$ с примесью клинохризотила.

Ключевые слова: Гвинейско-Либерийский щит, Ангола, кора выветривания, кимберлиты.

Кора выветривания (КВ) на кимберлитовых породах с различной степенью детальности описана на многих перспективных для алмазоносного магматизма территориях Африканской платформы (Владимиров и др., 1971; Козлов, 1969; Михайлов, 1969; Михайлов, Куликова, 1970; Ротман и др., 2003; Харьков и др., 1984, 1998; Dawson, Hawthorne, 1973; Mitchell, 1970; Nixon, 1973; Reid, Dawson, 1972; Wicks, 1979). Наиболее детально нами элювиальные толщи в верхних частях кимберлитовых тел (трубок и даек) изучены в Анголе и Гвинее (Жухлистов и др., 2006; Зинчук, 2000; Зинчук и др., 1980, 1983, 1987а, 1987б, 2003а, 2003б, 2005, 2006; Зуев и др., 1988).

Ангола

Кимберлитовое поле Катока расположено в бассейне реки Шикапа, на крайнем юге провинции Лунда-Норте, в северо-восточной части Анголы. На западе она граничит с провинцией Маланже, на юге — с провинцией Мошико, а на северо-востоке замыкает границу страны. В орографическом плане данная территория представляет собой часть монотонной равнины Северо-Восточной Анголы с общим наклоном поверхности с юга на север (Зуев и др., 1988; Ротман и др., 2003). В этом же направлении она дренируется речной сетью, принадлежащей бассейну р. Конго и ее левому притоку р. Касаи.

В геолого-структурном отношении описываемая территория приурочена к юго-западному склону щита Касаи архейско-протерозойского возраста и примыкающей к нему мезозойско-кайнозойской впадины Конго. В схеме геоморфологических единиц территории Анголы район включен в восточную часть плато Лунда, где развиты породы платформенного чехла (Харьков и др., 1998). Породы, вмещающие кимберлитовую трубку Катока, представлены докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, а перекрывающие — неогеновыми песками формации Калахари, палеоген-неогеновыми межформационными песками и слабо литифицированными песчаниками, а также современными аллювиальными и техногенными отложениями.

Вмещающие трубку гнейсы имеют полевошпат-пироксеновый состав и содержат прожилки и прослойки мощностью 1–5 см кварцитов и кварцбиотитовых сланцев. Они характеризуются различной степенью выветрелости — от глинистых сапролитов до монолитных прочных разностей. Породы смяты в складки, углы падения полосчатости от 30 до 80°. Контакт их с кимберлитами резкий, крутой (до субвертикального), иногда колленообразный, неровный. Переход от гнейсов к кимберлитам на поверхности плавный, без резких уступов в рельефе. К западу от трубки кора выветривания по гнейсам имеет зональное строение.

Верхняя ее часть (до 10–15 м) представлена плотными, твердыми и тугопластичными суглинками, водоупорными, жирными на ощупь из-за обилия полуразрушившихся слюд или сапонитизированных прожилков кварцитов белого и голубого оттенков. Отчетливо наблюдается унаследованная текстура полосчатых перематых крутопадающих гнейсов с обилием зеркал скольжения, покрытых жирным на ощупь, влажным глинистым налетом. Нижняя (15–25 м) зона глинисто-дресвянистого состава имеет преобладающий серовато-зеленый и зеленовато-серый цвет. Она насыщена водой и содержит в большом количестве зерна кварцита размером 2–3, реже 5–6 мм. Порода, за исключением некоторых фрагментов, легко разрушается. Кварц-биотитовые сланцы выветрелые до жирных супесей или тонкоплитчатого рухляка. С глубины 25–40 м обычно преобладают дресвяные, дресвяно-щебенистые разности, выветрелые, с беспорядочной сетью трещин. Переходная зона к сохранным или слабо измененным породам (зона начальной дезинтеграции) составляет обычно 3–5 м.

Кимберлитовая трубка Катока перекрыта довольно мощным чехлом рыхлых неогеновых и неоген-палеогеновых преимущественно песчаных отложений, а в долине руч. Катока — современными аллювиальными и техногенными отложениями относительно небольшой мощности. Непосредственно на вмещающих породах и кимберлитах залегают межформационные пески, а в нижней части разреза — слабо литифицированные песчаники коричнево-бурого цвета с равномерно распределенными белыми вкрапленниками каолинита. При высыхании породы приобретают характерный слабый серовато-вишневый оттенок. Пески, как правило, мелкозернистые, иногда содержат субгоризонтальные прослои аргиллитоподобных коричневатобурых глин, довольно твердых и плотных, мощностью до 10 см и редкую гальку кремнистых пород. В нижней части межформационных песков отмечаются индикаторные минералы кимберлитов (ИМК) в виде пиропы и пикроильменита (последний преобладает). Мощность рыхлых отложений резко увеличивается от первых метров на периферии до 130 м к центру трубки. На межформационных песчаных породах залегают пески формации Калахари, красноватобурого цвета, мелкозернистые до тонкозернистых. В основании они содержат 1–2-метровый базальный горизонт, сложенный гравелитами кремнистых пород с суглинисто-супесчаным заполнителем. ИМК в этих образованиях не отмечены. Мощность песков Калахари в контуре трубки и на ее склонах существенно не меняется и не превышает 20 м. Аллювиальные и техногенные отложения долины руч. Катока мощностью до 10 м представлены чаще всего мелко-среднезернистыми песками коричневатожелтого цвета, водонасыщенными, с примесью гальки кремнистых пород. Они часто перемыты при бессистемной отработке старателями аллювия и в последующем заматы песками со склонов

трубки при площадном смыве за счет ливневых осадков. Аллювиальные и техногенные образования засорены ИМК.

На состав описываемых отложений и мощность элювиальных толщ существенно влияет тропический климат, характеризующийся наличием в течение года двух основных сезонов: сезона дождей (который длится с конца августа до первых дней мая) и сухого сезона (с мая по август). Самый дождливый период отмечен с начала ноября по март, когда количество осадков может достигать 55 мм в сутки. Максимальная температура зарегистрирована в августе (35,1°C), минимальная — в июне (11,6°C), среднесуточная температура составляет около 22°C.

Трубка Катока располагается в естественной эрозионной котловине, образованной ручьем, протекающим с востока на запад. Она имеет в плане почти изометричную форму, размерами 1020×930 м. Площадь трубки с глубиной значительно уменьшается. С поверхности она более чем на 80% перекрыта продуктами разрушения вмещающих пород и образованиями формации Калахари. Непосредственно на дневную поверхность кимберлиты выходят только в западной части месторождения. Диатрема характеризуется сложным внутренним строением. В ее составе выделяются (Харьков и др., 1998) породы гипабиссальной, жерловой и кратерной фаций. Породы гипабиссальной (субвулканической) фации представлены порфиоровыми кимберлитами (ПК), которые зафиксированы в виде обломков в более поздних фазах внедрения. Кимберлитовые брекчии (КБ) являются доминирующим типом пород жерловой фации. В центральной части диатремы ниже глубины 240 м фиксируются автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ), образуя как бы центральный рудный столб. Кратерную постройку кимберлитовой трубки выполняют вулканогенно-осадочные образования. Они представляют собой переслаивающиеся пелитовые, песчаные и гравелитистые отложения, в восточной части кратерной постройки отмечаются туфобрекчии. Встречающиеся в кимберлитовых породах трубки Катока минералы можно разделить (Зинчук и др., 2006) на: а) минералы вмещающих трубку гранитогнейсов (кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды, акцессории); б) сугубо кимберлитовые минералы и их производные (пироксены, амфиболы, флогопит, серпентин, кальцит, акцессории); в) продукты выветривания и инфильтрационные образования (кандит, смектит, кальцит, доломит, окислы и гидрокислы железа). Некоторые минералы содержатся как во вмещающих породах, так и в кимберлитах.

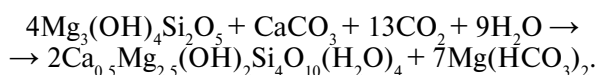
Характерной особенностью выполняющих кратер пород является наличие в качестве главного породообразующего минерала слоистого силиката сапонита — магнезиального соединения и реликтовых алюмосиликатов, представленных полевыми шпатами. Подобная ассоциация в данном случае встречается повсеместно в ксенотуфах и в вулка-

ногенно-осадочных породах (рис. 1). Те и другие в различной степени пропитаны гематитом и содержат кальцит, доломит или оба минерала вместе. Красный цвет породы и наличие многих белых включений внешне напоминают латерит (Козлов, 1969), от которого она отличается минеральным составом. Практически все находящиеся в данных породах минералы являются неравновесными в процессе латеритизации. Латерит (по крайней мере, верхняя его часть) не должен содержать карбонатов, смектитов и полевых шпатов. Для него не характерен и кварц, поскольку он тоже если не полностью растворяется, то в значительной мере редуцирован. Латерит, как известно, образуется в условиях алитного выветривания, когда вместе с основаниями выносятся из силикатов почти весь кремнезем, а лейкократовые силикаты и все другие алюмосодержащие фазы замещаются (Михайлов, Куликова, 1970) гидроксидами алюминия, даже в корях КВ кварцсодержащих пород (гранитах и гнейсах). Выпадающие осадки обычно слабокислые, и взаимодействие их с силикатами вызывает гидролиз последних, который сводится к удалению оснований и замещению их водородом. Вместе с основаниями выносятся соответствующее количество кремнезема и удаляются все растворимые соли. В результате на месте исходных минералов остаются гидроокислы алюминия, титана и успевшее окислиться железо в виде окислов и гидроокислов. Происходит и удаление кремнезема из ранее образовавшихся кандитов. В условиях обводненности пород свободные гидроокислы алюминия не образуются, а возникают вторичные силикаты (сиалитное выветривание). При хорошем дренаже в обводненной части возникают кандиты, при плохом — гидроолуды и гидрохлориты, смектиты. Все это характерно для верхней зоны латерита. Нижние обводненные зоны содержат кандиты и смектиты. Что касается карбонатов, то они могут в верхней части появиться только в результате изменения (даже сезонно) климата. В подобных условиях вместе с повышением щелочности грунтовых вод увеличивается и количество кремнекислоты, и возникают силикаты. Но это уже наложенный процесс, при котором поровые растворы подтягивают к дневной поверхности вместе с основаниями и кремнекислоту и на поверхности возникает смектит. Среди карбонатов рентгенометрически достоверно установлены (рис. 1) два минерала — кальцит и доломит. Не исключено присутствие арагонита, который часто встречается в парагенетической ассоциации с доломитом вообще и в апокимберлитах в частности (Зинчук, 2000; Зинчук и др., 1987б). Поэтому в КВ сохраняется определенный, достаточно высокий баланс щелочей, предохраняющий во время ливневой породы диатремы от полного гидролиза находящихся в ней как реликтовых, так и вторичных минералов. Это способствовало тому, что КВ на глубине не могла образоваться. В верхней части трубки сохранились такие уязвимые к постоянному гумид-

ному климату минералы, как карбонаты и смектиты, которые отсутствуют в верхних зонах латеритных КВ. Известно, что в гумидном климате при обводненности гранито-гнейсовых пород образуется каолинит. В породах кратерной фации этот минерал встречается сравнительно редко в небольших (2–3%) количествах. Если учесть тот факт, что вмещающие кимберлитовые тела породы представлены гранито-гнейсами и обломками этих пород и их составляющие выполняют значительную часть кратера, то следовало бы ожидать среди терригенного материала кандитов намного больше. Несомненно, часть кандитов претерпевает силификацию (фактически ресилификацию). Во время ливней образуются бикарбонаты щелочей, а также кальция и магния по следующим уравнениям: $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$; $\text{Ca}, \text{Mg}(\text{HCO}_3)_2 + 2\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, а также $6\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5 + 36\text{CO}_2 + 30\text{H}_2\text{O} \rightarrow 18\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2 + 12\text{Si}(\text{OH})_4$.

Взаимодействуя между собой и с кандитами, эти образования в засушливый сезон приводят к образованию сапонита по следующей схематической реакции: $\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5 + 12\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2 + 2\text{NaHCO}_3 + 12\text{Si}(\text{OH})_4 \rightarrow 4\text{Na}_{0,5}\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}](\text{H}_2\text{O})_4 + 26\text{CO}_2 + 19\text{H}_2\text{O}$.

При этом, как и положено, выделяются летучие. Удаление в условиях засухи воды и CO_2 приводит к образованию сапонита. Обменный натрий потом замещается кальцием. Как следует из последней реакции, на образование сапонита должно быть израсходовано очень мало каолинита и много серпентина, доломита или того и другого. В случае отсутствия в системе достаточного количества глинозема под воздействием дождевых вод из обычной ассоциирующихся в кимберлитах минералов может образоваться чисто магниезальный смектит — стивенсит, согласно следующей схематической реакции:



Здесь возможны послойные замещения представленного лизардитом серпентина пакетами стивенсита с образованием, как и в случае с каолинитом, смешаннослойных сростков, в которых новый стивенситовый слой приспособляется к старому, серпентинному, представленному лизардитом или модификацией 6Н. Поскольку магний в присутствии в растворе кальция не может войти в межпакетное пространство, то его растворимый бикарбонат может удаляться и входить в состав доломита. Обычно же, будучи в растворе, магний занимает в октаэдрических позициях места железа, освободившиеся в процессе вермикулитизации слюд. В случае нехватки магнезии обычно возникают диоктаэдрические трехэтажные слои с заселением октаэдрических позиций окисным железом и алюминием. Это приводит к возникновению нонтронита, а нередко и неупорядоченного смешаннослойного образования, состоящего из двух- (каолиновых) и трехэтажных слоев. Однако подобные смеси в КВ

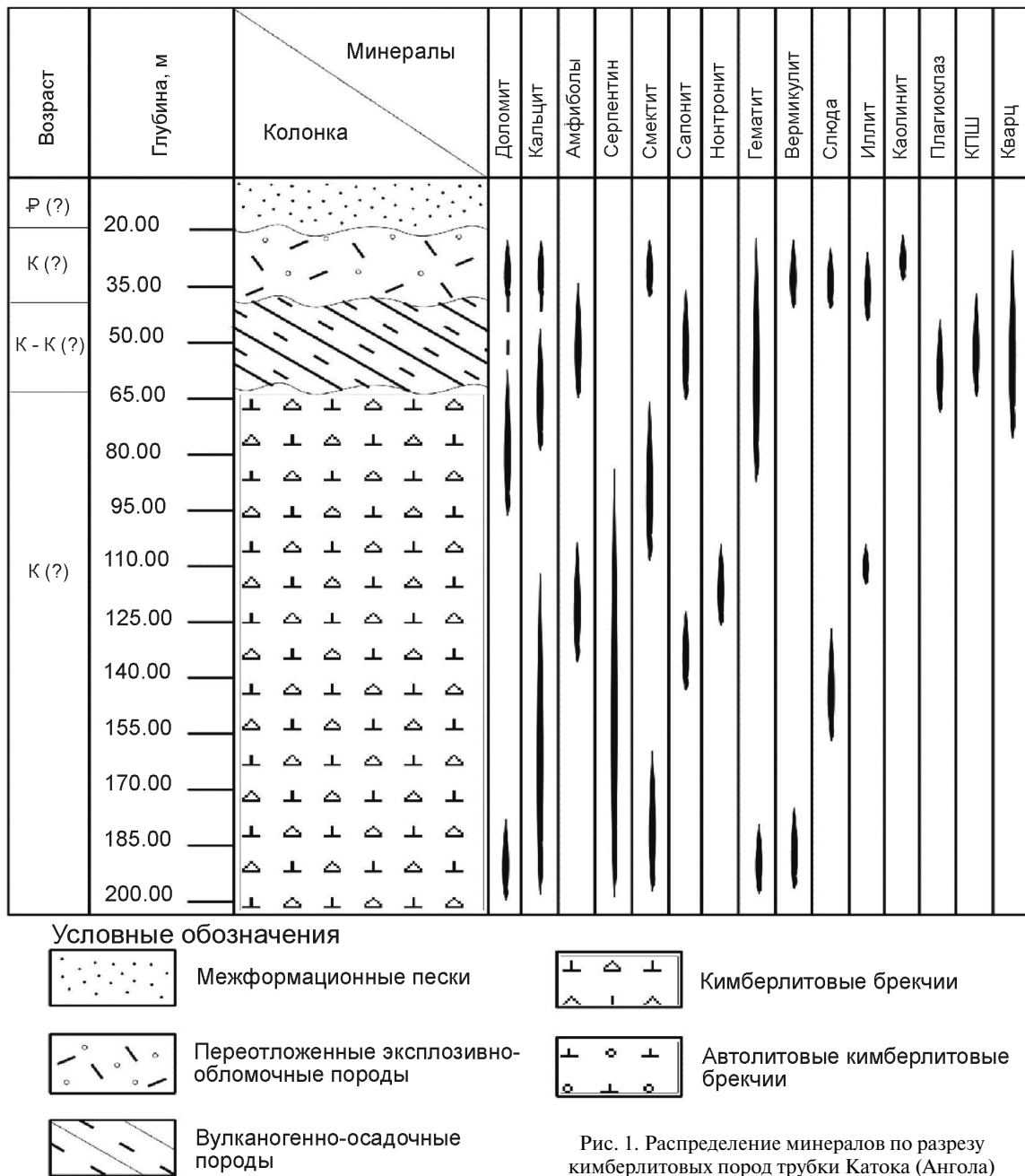


Рис. 1. Распределение минералов по разрезу кимберлитовых пород трубки Катока (Ангола)

трубки Катока не получили широкого развития. Поэтому причиной столь низкого содержания каолинита может быть отсутствие сколько-нибудь мощной каолиновой зоны в КВ гранито-гнейсов, что возможно в данном климате только при условии преобладания сноса над химическим разложением кристаллических пород. В распределении минералов по разрезу кимберлитовой трубки наблюдаются (рис. 1) определенные закономерности, которые сводятся к следующему: а) верхняя часть кимберлитового тела обогащена кварцем, полевыми шпатами, содержит громадное количество сапонита; б) в нижней части преобладает серпентин, количество которого находится в обратной зависимости от смектита.

Сапонит и смектит возникли, по всей вероятности, вследствие силификации серпентина. Раз-

ница заключается в том, что на образование первого из них был израсходован весь (или почти весь) серпентин, поскольку среда была богатая кремнеземом и глиноземом (полевые шпаты и кварц). Смектит возник за счет самого серпентина, а также пироксенов и амфиболов, содержащих по сравнению с оливином и серпентином повышенное количество кремнезема. Значительную часть магнезии при этом отнял у системы в процессе своей кристаллизации и доломит. Смектит представлен также магниальной разностью, которая по составу более всего отвечает стивенситу, у которого, в отличие от сапонита, отсутствует замещение в кремнекислородной сетке кремния алюминием, а некоторая нехватка октаэдрических катионов не может обеспечить только незначительный заряд слоя в целом и компенсация происходит за счет

поглощенного кальция. Таким путем возникают смешанослойные образования, которые могут образоваться как за счет существующего серпентина, так и в процессе изменения клинопироксена, когда возникают за его счет смектит и серпентин. На глубине 299 м (обр. 534/28) в АКБ в ассоциации с лизардитом и слабой примесью сапонита присутствует упорядоченное лизардит-сапонитовое смешанослойное образование (Зинчук и др., 2003б). Детальные исследования (Жухлистов и др., 2006) показали, что это образование, вероятно, формировалось в закрытой системе при низких термобарических параметрах среды и медленно протекающем процессе деструкции первичных и синтезе вторичных минералов. Относительно низкие давление и температуры в зоне возникновения лизардит-сапонита обусловили значительное содержание в его структуре разбухающих слоев. Невысокая динамика массопереноса вещества в системе минералообразования способствовала появлению упорядоченного чередования неразбухающих и разбухающих слоев в структуре идентифицированного смешанослойного минерала. В распределении минералов по разрезу кимберлитовой трубки наблюдаются (рис. 1) определенные закономерности, которые сводятся к следующему: а) верхняя часть кимберлитового тела обогащена кварцем, полевыми шпатами и содержит громадное количество сапонита; б) в нижней части преобладает серпентин, количество которого находится в обратной зависимости от смектита.

Гвинейско-Либерийский щит

Кимберлитовые породы *Гвинейско-Либерийского щита* сконцентрированы в основном в Гвинее, Сьерра-Леоне, Мали и Береге Слоновой Кости (Козлов, 1969; Михайлов, 1969; Михайлов, Куликова, 1970). Наиболее детально изучены они в *Лесной Гвинее* — районе широкого развития кимберлитовых пород дайковой фации, где обнаружено (Харькив и др., 1998; Dawson, Hawthorne, 1973) 17 кимберлитовых тел трубчатой формы и несколько десятков дайковых тел. Здесь установлены системы даек сложной морфологии и изменчивого простирания, названные советскими геологами штокверками (Владимиров и др., 1971).

Детально нами изучено кимберлитовое тело 14, которое открыто на крутом водоразделе вершины руч. Фегурбан-Кессако в 15 км на северо-запад от пос. Бананкоро. Вмещающими породами являются биотитовые граниты, местами разгнейсованные. Они интродуцированы полого- и крутопадающими телами долеритов. По соседству с телом 14 располагается участок, сложенный кристаллическими сланцами преимущественно полевошпатового состава и с незначительным количеством темноцветных минералов. Для этой территории характерна разрывная тектоника, подчеркнутая (Харькив и др., 1984) дайкоподобными телами долеритов и зонами милонизации и окварцевания.

Установлено сложное строение тела 14, которое представляет собой серию сближенных более мелких тел преимущественно северо-западного простирания. Всего на площади 2,5 га выявлено 12 кимберлитовых тел, расстояния между которыми колеблются от 5 до 25 м. Они имеют вытянутую дайкоподобную форму и изменчивую мощность — от 0,1 до 50 м (в раздувах). Средние размеры в плане наиболее крупных тел (14А, 14В, 14Б и 14Г) соответственно: 175×25, 50×12, 50×10 и 50×8 м. Вмещающими породами тела 14А и расположенных вблизи него даек являются гранитоиды, для тел 14В и 14Г — кристаллические сланцы. Тело 14В приурочено к контакту кристаллических сланцев и гранитоидов. Приконтактные изменения выражены слабо и заключаются в довольно интенсивной серпентинизации вмещающих пород. Серпентин развит здесь в виде округлых желваков размером 2–3 см и маломощных (1–2 см) прожилков. Перекрывающие тело долериты серпентинизированы на всю сохранившуюся мощность (от 1,5 до 7 м). В них серпентин выполняет промежутки между округлыми скорлуповатой отдельностью глыбами долеритов.

На гвинейских кимберлитах мощность КВ составляет от 2 до 65 м. Изучение проб из штокверковых тел 14А и 14Б позволило выявить основные особенности вторичного и гипергенного изменения кимберлитов. Исходные кимберлитовые породы этих штокверковых тел (глубины ниже 83 м) характеризуются четко выраженной порфировой структурой и сложены зернами частично серпентинизированного оливина, пироба и пикроильменита, включениями глубинных ультраосновных пород, редкими ксенолитами кристаллических сланцев и гранитоидов, сцементированных серпентин-карбонатной основной массой. Оливин первой генерации составляет около 40% объема всей породы. Его частично серпентинизированные зерна (размером до 20 мм) имеют овальную или изометрически-неправильную, иногда близкую к округлой форму. В измененных зернах оливина ленточные выделения серпентина образуют сетчатую, решетчатую или паркетовидную текстуру псевдоморфоз. Нередко в такие зерна включены одно–два выделения клинопироксена. Пиробы также встречаются довольно часто в зернах размером 0,5–0,6 мм. Вокруг зерен гранатов нередко развита келифитовая кайма сложного состава и строения. Цвет пиробов изменяется от оранжевого до фиолетово-красного. Пикроильменит (размером от 0,1 до 2 мм) встречается чаще пироба. Микропорфиновые вкрапления основной массы представлены псевдоморфозами по оливину, чешуйчатыми и пластинчатыми выделениями флогопита. Псевдоморфозы по оливину второй генерации (10–15%) — идиоморфные или округло-овальные, размером 0,1–0,3 мм. Выполнены они чешуйчато-волокнистым серпентином, в центральных участках которого развит хлорит, иногда отдельные зерна карбоната. Свежий оливин второй генерации сохраняется без

изменения редко. Для флогопита (5–6%) характерна таблитчатая или изометрическая шестигранная форма, размеры кристаллов 0,03–0,08 мм. Промежутки между этими минералами заполнены серпентин-карбонатными агрегатами с многочисленными зернами красновато-бурого перовскита (размером 0,05–0,08 мм) и доминирующими изометрично-идiomорфными зернами пикроильменита (размером 0,01–0,06 мм). Нередко ильменит и перовскит образуют оторочку псевдоморфозы по оливину второй генерации. Отмечены здесь также мельчайшие выделения апатита.

Сравнительно плотные, но более измененные по сравнению с нижележащими образованиями, порфиновые кимберлиты отмечены на глубине 22 м, где они содержат 20–30% псевдоморфоз по оливину призматической и неправильной формы, размером от 0,5 до 8 мм по длинной оси. Сложены они изотропным желтовато-кремовым серпентином, пронизанным тонкими прожилками изотропного серпентина и кальцита. По сравнению с более глубокими горизонтами здесь увеличивается количество мелких зеленовато-бурых агрегатов измененных слюдистых образований с положительным удлинением и прямым погасанием. Нередко такие агрегаты имеют зеленовато-желтый цвет, мелкочешуйчатое и тонковолокнистое строение. По данным рентгенографических исследований эти образования сложены в основном монтмориллонитом. Вверх по разрезу (тело 14А, глубина 15,3–22 м) признаки гипергенного изменения пород проявляются более отчетливо, и они принимают различную окраску. Нередко чередуются светло- и зеленовато-серые линзовидные участки, представленные сменной прослоев мелкопорфинового и более крупнопорфинового в различной степени измененного кимберлита. Размер псевдоморфоз по оливину в крупнопорфиновом кимберлите колеблется от 2 до 12 мм. В основной массе пород этого интервала увеличивается роль оливково- и желтовато-зеленых чешуек слюд с характерной пятнистой окраской, изменяющейся от почти бесцветной до бурой. Кристалло-оптические и рентгено-дифрактометрические исследования показали различные стадии замещения флогопита вермикулитом, характеризующимся как несовершенной, так и совершенной структурой, что связано с различной степенью структурной упорядоченности исходных слюдистых минералов.

В глинистой составляющей из образований данного интервала идентифицированы (Зуев и др., 1988; Харьков и др., 1998) монтмориллонит, хлорит, серпентин и кальцит. В составе псевдоморфоз по оливину присутствует кристобалит, ассоциирующий с монтмориллонитом. По данным химических анализов, в таких новообразованиях наблюдается повышенное (74,82–75,08%) количество кремнезема. Однако во многих внешне похожих новообразованиях встречены полевые шпаты, монтмориллонит, вермикулит, каолинит и кварц. На более высоких горизонтах описываемого профиля (глубины 10,5–

15,3 м) залегают сильно выветрелые кимберлиты пестрой окраски. Структурно-текстурные особенности материнских пород отмечены здесь только в отдельных обломках. В основной массе пород присутствуют серовато-бурые, коричневатые и красновато-бурые (но иногда почти прозрачные) агрегаты, характеризующиеся положительным удлинением и прямым погасанием. Зачастую они содержат массу непрозрачных пылеватых включений, среди которых доминирует гидрослюда. Наряду с монтмориллонитом, вермикулитом и каолинитом в пелитовой составляющей образований этого интервала в переменном количестве присутствуют серпентин и мелкие выделения магнетита.

Верхние горизонты тела 14А (глубина 7–8 м) представлены сильно выветрелыми породами, практически лишенными первичной структуры в обохранных обломках. Доминируют в них глинистые образования, не содержащие псевдоморфоз по оливину. Редко встречаются единичные зерна сильно выветрелого пиропса. Окраска глинистой массы бурая, зеленовато-бурая, грязно-серая и во многом зависит от степени ожелезнения пород. В интервале 10–12 м среди выветрелых пород отмечены участки с обохранными реликтовыми структурами кимберлитов. Они сложены тонкоагрегатным глинистым веществом с чередованием участков зеленого, светло-серого, бурого и коричневого цветов. Такие участки обычно вытянуты перпендикулярно к оси керн колонковых скважин, образуя своеобразную слоистость. Иногда эти слои отличаются между собой и по особенностям реликтовой структуры. Например, прослой кирпично-бурого цвета отличаются от серых прослоев более мелкопорфировой структурой. В них псевдоморфозы по оливину обычно имеют мелкие размеры (0,05–0,4 мм, но преобладают 0,1–0,2 мм). Сложены они зеленовато-желтым серпентином и кальцитом. В таком прослое отмечается повышенное количество зерен рудного минерала (пикроильменита или титаномагнетита) размером 0,1–1,0 мм. В прослоях серого цвета размер псевдоморфоз значительно больше (0,2–1,0 мм) и количество их достигает 20%. В составе глинистой составляющей КВ преобладает монтмориллонит, ассоциирующий с вермикулитом, каолинитом и тонкодисперсными, в различной степени измененными полевыми шпатами. Следует отметить в различной степени изменения включений ультраосновных пород. В отдельных слабо сцементированных участках таких включений сохранились реликты гранатовых серпентинитов. Во фракции мельче 0,001 мм, выделенной из таких измененных включений, отмечены монтмориллонит, вермикулит, каолинит и тонкодисперсный кварц. Постоянно присутствует в профиле флогопит, в различной степени замещенный новообразованиями вермикулита и хлорита. Существенное изменение при выветривании описываемых кимберлитов претерпели гранаты. Однако нередко (особенно в нижних частях профиля выветривания) встречаются

гранаты, окруженные келифитовыми оболочками, которые в ряде случаев пропитаны кремнеподобным веществом. Рентген-дифрактометрические исследования келифитовой оболочки коричневатого цвета шириной 1–2 мм, окружающей зерно оранжевого граната размером 8×9 мм, показали полиминеральный состав, доминирует в котором франколит, ассоциирующийся с вермикулитом и кристобалитом.

В процессе выветривания кимберлитовых пород Гвинейско-Либерийского щита происходит (рис. 2) накопление в их верхних горизонтах Al_2O_3 (до 0,2560 г/см³). За счет окисления Fe^{2+} в отдельных частях разреза отмечена повышенная (до 0,4251 г/см³) концентрация Fe_2O_3 . Процесс гипергенного преобразования кимберлитов сопровождается выщелачиванием карбонатов, перераспределением и выносом (в г/см³): CaO (уменьшается от 0,2376 до 0,0187), MgO (от 0,5569 до 0,0382) и CO_2 (от 0,1934 до следов). В целом при выветривании этих кимберлитов наблюдается тенденция к уменьшению концентрации (в г/см³) Na_2O (от 0,0038 до 0,0013)

и K_2O (от 0,0111 до 0,0028). Что касается кремнезема, то существенного изменения концентрации этого компонента в КВ пород верхних частей тела 14А не отмечено, в то время как в условиях других древних платформ (например, Сибирской платформы) SiO_2 частично выносятся вместе с другими подвижными элементами. Вверх по профилям выветривания тел Лесной Гвинеи также уменьшаются концентрации Be, Mo, Zr, Zn, Sr, Nb и V. Довольно неравномерно распределены по профилю Sc, Pb, Co, Ni, Cu, Mn и другие малые элементы.

Обсуждение

Таким образом, в разработанных нами схемах преобразования в тропических условиях слагающих кимберлиты компонентов представлены те изменения, которые претерпевают исходные минералы в случае выноса из них или привноса отдельных компонентов (рис. 3), а также изменения валентности некоторых ионов. Для полноты представления всю эволюцию изменений следует проследить, на-

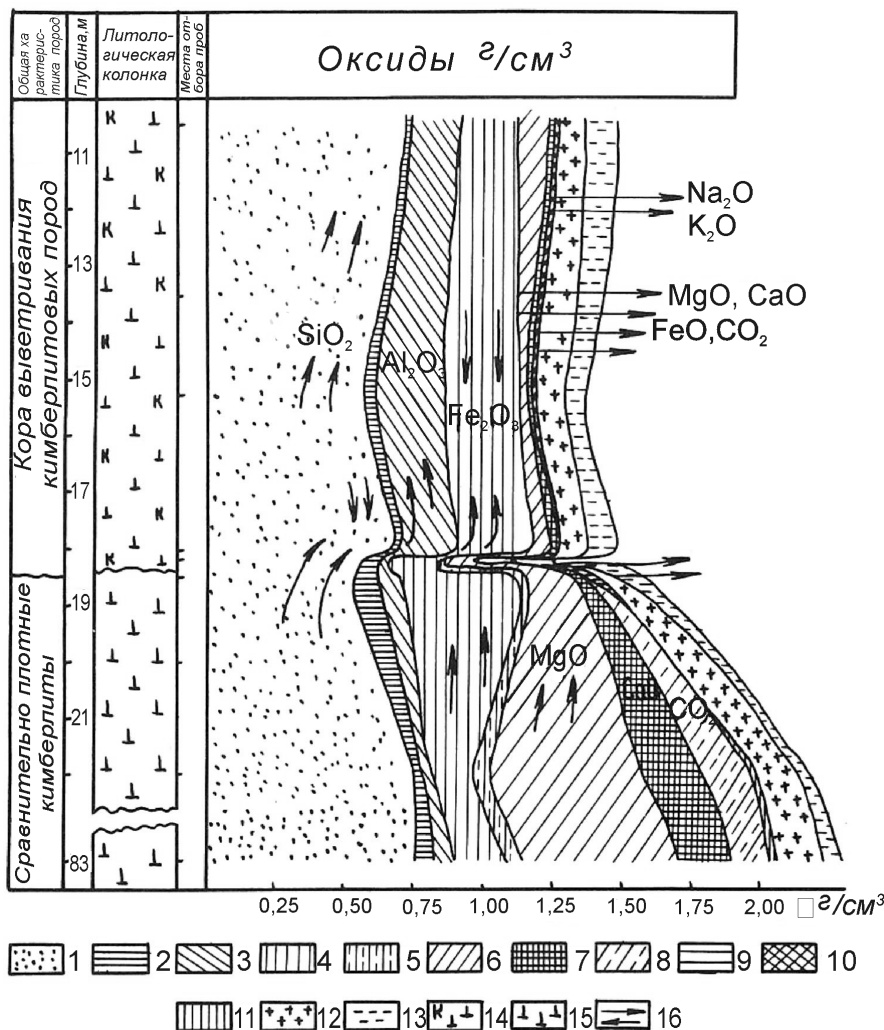


Рис. 2. Геохимическая диаграмма коры выветривания кимберлитов Гвинейско-Либерийского щита (по телу 14А): 1 — SiO_2 ; 2 — TiO_2 ; 3 — Al_2O_3 ; 4 — Fe_2O_3 ; 5 — FeO; 6 — MgO; 7 — CaO; 8 — CO_2 ; 9 — $MnO + Cr_2O_3 + NiO + CoO$; 10 — $Na_2O + K_2O$; 11 — $SO_3 + P_2O_5 + \text{п.п.п.}$; 12 — H_2O^+ ; 13 — H_2O^- ; 14 — кора выветривания кимберлитов; 15 — сравнительно плотные породы; 16 — направление передвижения оксидов

чина с исходных кимберлитовых минералов, несмотря на то, обнаружены они в исследуемых образцах или нет. Собственно кимберлитовыми минералами являются оливин, клинопироксен, флогопит, пироп, пикроильменит, а также монтчеллит, перовскит и др. Последние присутствуют не всегда или в незначительном количестве. Поскольку главный минерал, оливин, в кимберлитах изученных тел в свежем виде не отмечен, то его наличие в исходных породах определяется по образовавшимся по нему псевдоморфозам. По клинопироксену часто образуется антигорит, каймы которого обычно ориентированы в одном направлении. К исходным кроме собственно кимберлитовых относятся минералы, образовавшиеся в постмагматических, гидротермальных условиях (серпентин, тальк, хлорит), а также ксеногенные образования (карбонаты, полевые шпаты), выветривание которых в различной степени влияло на среду экзогенного минералообразования и на конечный продукт данного процесса. Исходными при выветривании кимберлитов являются карбонаты кальция — кальцит и доломит. Эти минералы (в первую очередь, кальцит) являются сквозными, поскольку их образование прослеживается при различных процессах минералообразования. Преобразование кальцита (растворение, перенос и повторное возникновение с передвижением кальцитсодержащей зоны по вертикали) зависит от парциального давления CO_2 (атмосферного, почвенного за счет окисления органических остатков) и проходит по следующей схематической реакции:



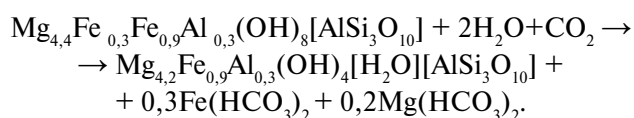
Реакция обратимая и ход реакции зависит от удаления из системы CO_2 и H_2O (испарения), повышения щелочности раствора. Это в одинаковой степени верно для любых широт, но интенсивность обратного хода в жарком тропическом климате будет во много раз больше, чем в прохладном, а значит, бикарбонат кальция в прохладном климате удерживается дольше в растворе и дольше мигрирует, чем в жарком. В последнем кальций во время ливней растворяется (реакция идет вправо), а в засушливый период он образуется вновь (реакция идет влево). В связи с этим кальцит встречается даже в верхних зонах аллитных КВ, где привносимый со стороны бикарбонат кальция во время засушливого сезона распадается с образованием карбоната. Отсутствие карбонатов кальция в верхах КВ трубок и жил свидетельствует о постоянно кислой среде, обусловленной гниением органических остатков. И это происходит в условиях, когда, в отличие от Анголы и Гвинеи, вмещающими диагнотом являются карбонатные породы (как было показано раньше для Сибирской платформы; Зинчук, 2015). Доломит в процессе выветривания подвергается гидролизу и бикарбонат кальция ведет себя аналогично таковому, возникшему при разложении кальцита, а бикарбонат магния в дальнейшем

обычно входит в октаэдрические позиции слоистых силикатов (сметитов). Вторичные изменения по оливину обычно начинаются гидролизом, который для кимберлитовых пород в гумидных условиях заключается в его серпентинизации с образованием псевдоморфоз. В телах Анголы и Гвинеи по оливину развивался лизардит, который унаследовал кремнезем и магнезию. При этом часть железа обособляется с образованием магнетита. Другая часть входит в состав лизардита и в магнетит преобразуется только при хризотилизации последнего. Хризотил нередко возникает с лизардитом, когда эти минералы образуют совместно кайму на краю псевдоморфоз, а также вдоль различных трещин в исходном оливине или псевдоморфозе по нему. Возникновение хризотила, который является главным политипом в серпофитах, сопровождается выделением скелетных кристаллов и даже жеод магнетита. Однако для трубки Катока хризотилизация нехарактерна, а магнетит находится в незначительном количестве и не во всех образцах. Серпентин, как известно, образуется в системе с недостающим количеством кремнезема. Согласно известной схематической реакции, по магниезильному форстериту должен образоваться серпентин и брусит: $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5 + \text{Mg}(\text{OH})_2$. В процессе выветривания серпентиновых минералов происходит частичный вынос магнезии в виде бикарбоната и вхождение его в доломит, а остальная часть вместе с кремнеземом в слабощелочных условиях связывается в сметит. В кислых условиях бикарбонат магния выносятся, а из оставшейся кремнекислоты возникают халцедон и кварц. В случае изменения лизардитового серпентина, которым в основном и сложен апокимберлит, железо входит в состав сметита. Свободный кремнезем возникает уже в процессе разрушения кислыми водами сметита, который является промежуточным соединением. В сильнощелочных гидротермальных условиях происходит вынос кремнекислоты и образование брусита, хотя в кимберлитовых породах трубки Катока брусит идентифицирован только в ряде образцов. Псевдоморфное замещение оливина при сохранении реликтов последнего для кимберлитов — редкостное явление. Этот процесс проходит в особых условиях, и брусит не является конечным продуктом изменения оливина. Все же бруситизация отдельных зерен оливина возможна при полном удалении из него в процессе гидролиза кремнекислоты, что происходит в сильно щелочных условиях, которые также нужны для образования брусита. Это возможно при отсутствии углекислоты, которая соединяется с основанием с образованием карбонатов. С другой стороны, сам вынос растворов с кремнекислотой невозможен без движения трещинных вод, в противном случае наступает равновесие и прекращается гидролиз оливина и перешедшего в раствор магния. Вынос кремнезема, как и образование брусита, происходит в щелочных условиях в процессе движения трещин-

ных вод. Не исключено, что в кимберлитах Анголы и Гвинеи щелочность обусловлена содовым компонентом. Именно благодаря натрию, содовым образованиям, которые возникают в сезон засухи и полностью исчезают во время ливней, и было возможным образование сапонита. В окислительной среде магнетит неустойчивый. Происходит окисление закисного железа с частичным его удалением и образованием маггемита, который не очень стабилен и переходит в стабильный гематит.

В условиях болотного выветривания, распространенного в породах Сибирской платформы, магнетит замещается сидеритом, сохраняя реликты (и форму октаэдрических кристаллов) по следующей схематической реакции: $2\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}_2^{3+} + \text{O}_4 + 12\text{C}_{\text{орг}} + 6\text{H}_2\text{O} + 11\text{O}_2 \rightarrow 6\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow 6\text{FeCO}_3 + 6\text{CO}_2 + 6\text{H}_2\text{O}$. При этом происходит окисление значительного количества органических остатков и восстановление окисного железа. Сидерит возникает обычно вследствие инфильтрации бикарбоната железа, который образовался в верхней части профилей в процессе каолинизации и поступал в нижние смектитовые и хлоритовые зоны. Он выпадает из раствора из-за повышения pH, вызванного взаимодействием его с этими минералами. В условиях гумидного климата, и тем более на Африканской платформе при тропическом выветривании, ильменит и пикроильменит переходят в полуразрушенную фазу, из которой выносятся часть закисного железа (до 14% его содержания), а частично идет окисление (до 25% от его содержания). Магний при этом удерживается в структуре ильменита дольше. Подобного рода образования, сохранившие внешнюю форму, цвет ильменита и содержащие кроме реликтов исходного минерала также гематит и анатаз, принято называть аризонитом. В гидротермальных условиях обычно происходит непосредственное замещение ильменита пелитоморфной кристаллической фазой, представленной рутилом, анатазом или брукитом. При этом резко меняется цвет агрегата. В процессе экстракции агрессивными водами из аризонита всего железа остается зерно пелитоморфного агрегата светло-коричневого цвета — лейкоксен, состоящий из существовавших уже в аризоните полиморфных разновидностей оксида титана и молекул воды. Пикроильменит нередко бывает окружен перовскитом. Большинство гранатов обладают различной толщины келифитовой каймой, возникшей в процессе взаимодействия магматического расплава с образовавшимся пиропом. Они представлены триоктаэдрической слюдой, но чаще развившимися по ней вторичными минералами — серпентином и хлоритом. Последний в процессе выветривания изменяется обычным для данного элювия путем, т.е. так же, как и флогопит. Сам же гранат претерпевает изменения, которые не приводят к резкой трансформации его физических свойств и заключаются прежде всего в экстракции закисного железа, образовании своего рода каналцев с дальнейшим

окислением оставшейся его части. Большинство флогопитов замещается 14-ангстремовым хлоритом и встречается только в виде реликтов среди хлоритовых чешуй. Флогопиты магматогенного происхождения характеризуются повышенным содержанием глинозема, и поэтому образовавшиеся по ним хлориты содержат алюминий не только в тетраэдрических, но и в октаэдрических позициях со следующей формулой: $\text{Mg}_{4,4}\text{Fe}_{0,3}^{2+}\text{Fe}_{0,9}^{3+}\text{Al}_{0,3}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Образовавшийся при повышенных температурах Al-серпентин (дисептохлорит) в ходе выветривания, в зависимости от интенсивности процесса и наличия дополнительных компонентов, трансформируется в гидрохлорит по следующей схеме:



Сложность строения профиля выветривания кимберлитов заключается в том, что, в отличие от кристаллических массивов, породы которых практически однородны, кимберлитовые брекчии характеризуются полигенностью, в них существенную роль играют ксенолиты. Образовавшаяся по кимберлитовым породам КВ лишена обычной для площадного типа зональности, она не может полностью отвечать и линейному типу однородных пород. Кроме того, на древние КВ нанесли свой отпечаток более поздние преобразования, до современных процессов включительно, что в значительной степени изменило первоначальный их вид. В различной степени претерпевают изменения породы диатрем под воздействием глубинных эксгалляций. Тем не менее анализ профилей КВ кимберлитовых пород позволил проследить эволюцию изменения исходных минералов, с учетом специфических особенностей характерных для каждого из регионов. Так, в КВ кимберлитовых пород трубок Сибирской платформы под влиянием кислородсодержащих осадков сначала по кимберлитам образовались смектитовая зона и, поскольку дождевые воды богаты кислородом, смектит с окисным железом (нонтронит — в случае выветривания серпентиновых кимберлитов и монтмориллонит — при изменении хлоритизированных лампрофировых разновидностей, а также богатых ксенолитами пород фундамента). В дальнейшем произошла каолинизация под воздействием углекислоты, выделявшейся в процессе разложения углекислых остатков. Каолинизация в этих же условиях могла проходить также по хлоритам, вермикулитам или непосредственно по флогопиту. Окисное железо в процессе каолинизации органическими кислотами экстрагируется в смектитах и других минералах, образуя комплексный анион, который окисляется кислородом воздуха с возникновением гидроокислов железа (Зинчук и др., 2003б; Зинчук, Стегницкий, 2005). Окисное железо восстанавливается под воздействием солнечного света в процессе окис-

ления углерода. Повышенное выделение CO_2 стабилизирует бикарбонатный ион, в связи с которым закисное железо может мигрировать, тем более что соли закисного железа подвергаются гидролизу при более высоком рН, чем окисного. Бикарбонат при падении парциального давления распадается с образованием сидерита или, попадая в зону аэрации и окисляясь, подвергается дальнейшему гидролизу. Окисление железа интенсивнее происходит в щелочной среде, сохранению (а значит, и увеличению миграционных свойств железа) способствует низкая температура раствора, в связи с чем он попадает в нижние зоны, где откладывается в трещинах (инфильтрационная кора). Бикарбонат железа формируется в слабокислых условиях при возникновении каолинита. В отличие от этого, при формировании многих трубок АП в момент взрыва образовывался глубокий маар на возвышенном плато кристаллического щита, что привело к образованию КВ, свойственной гористой местности, когда физическое выветривание и денудационные процессы преобладают над химическим изменением, и в маар во время ливней сносился весь материал. В результате выветривания кимберлитовых пород возник определенный профиль, в котором четко разграничиваются следующие снизу вверх зоны: а) серпентиновая зона, в которой кроме серпентина и реликтовых кимберлитовых минералов ксеногенные минералы присутствуют в обычных для диатрем количествах; б) смектитовая зона, в которой серпентиновые минералы еще присутствуют; в) сапонитовая зона, в которой отсутствуют серпентин, но присутствуют реликтовые минералы вмещающих пород и устойчивые кимберлитовые минералы. Смектитовая зона, которая сложена, по всей вероятности, нонtronитом и стивенситом, а также, возможно, Al-серпентинами (септохлоритами), является промежуточной, возникшей при выветривании собственно кимберлитов. Сапонитовая зона появилась в результате выветривания механической смеси различных пород. Несмотря на жаркий климат, латеритный профиль не образовался. Щелочная среда преобладала как во время возникновения КВ, так и сейчас, когда она находится в равновесном состоянии с современным климатом и гидродинамическими условиями. Это подтверждается также нахождением в различных зонах карбоната кальция, который является чувствительным индикатором по отношению к изменению реакции среды.

Довольно характерными для КВ кимберлитовых пород Гвинейско-Либерийского щита являются сравнительно редко встречающиеся в этом типе образований других платформ такие новообразования, как кристобалит и франколит. Образование последнего в каймах вокруг зерен граната может быть связано с наложенными постмагматическими процессами преобразования минералов в гипергенных условиях. Смена различно окрашенных участков кимберлитов объясняется неравномерным распределением по разрезу вторичных фаз, что под-

тверждается также и различными концентрациями основных породообразующих оксидов. Формировалась эта КВ в условиях низко пенепленизированного рельефа, на что указывают стадийный характер преобразования кимберлитовых минералов и замедленная миграция некоторых породообразующих элементов (в частности, щелочей и щелочных земель). В целом постмагматическим и гипергенным изменениям кимберлитов Гвинейско-Либерийского щита свойствен ряд специфических черт, не характерных для аналогичных пород других платформ. Прежде всего это проявляется в степени карбонатизации породы: в кимберлитах Гвинеи она в 3–4 раза ниже, чем, например, в небольших телах кимберлитовых пород Сибирской платформы. Тем не менее тенденция к возрастанию карбонатной составляющей в кимберлитах дайковой фации, установленная нами для кимберлитов Сибирской платформы, сохраняется и у гвинейских кимберлитов. Важная особенность вторичного (в том числе гипергенного) минералообразования системы кимберлитовых тел Гвинеи — присутствие в составе КВ разрушенных продуктов кислых пород кристобалита и каолинита, которые в такой ассоциации нехарактерны. Эти минералы формировались за счет выветривания дезинтегрированного материала вмещающих трубки гранитоидов и привноса из них кремнекислоты. Довольно характерным минералом продуктов выветривания кимберлитов Гвинеи является также вермикулит, встречающийся здесь (в отличие от аналогичных образований Сибирской платформы) как во вкрапленниках (преимущественно за счет изменения флогопита), так и в основной массе пород.

Парагенетические ассоциации глинистых минералов могут успешно использоваться при разведке слабо эродированных кимберлитовых трубок. Фациальные типы характеризуются различными ассоциациями глинистых минералов, с помощью которых можно расчленять разрезы для выделения геолого-технологических типов руд, что хорошо иллюстрируется на примере трубок Анголы, тел и даек Гвинеи. Анализируя распределение глинистых минералов по разрезу, хорошо видно наличие отдельных ассоциаций только в определенных типах пород и частичное или полное их отсутствие в других фациальных разновидностях. Как показано выше, серпентин, развивающийся по оливину, присутствует только в автолитовой кимберлитовой брекчии диатремовой фации, в то время как кратерные образования характеризуются полным его отсутствием и широким развитием смектитов, в частности сапонита. Поскольку в кратерной части трубки ассимилировались породы различного генезиса, то наряду со слоистыми силикатами кимберлитов присутствуют ксеногенные минералы, такие как кварц, полевые шпаты и др. Но реперными минералами в данном случае выступают серпентин и сапонит. Наличие второго и полное отсутствие первого свидетельствуют о границе перехода пород диатремовой фации в кратерную.

ЛИТЕРАТУРА

- Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А., Колесникова Т.П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. М.: Недра, 1971. 242 с.
- Жухлистов А.П., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Стегницкий Ю.Б. Лizardит и сапонит в кимберлитах трубки Катока (Западная Африка) // Зап. Русского минерал. об-ва. 2006. Ч. СХХХУ, № 1. С. 91–102.
- Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра, 2000. 538 с.
- Зинчук Н.Н. Особенности гипергенного изменения кимберлитов и проблема поисков коренных месторождений алмазов. Статья 1. Коры выветривания на кимберлитах Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90, вып. 5. С. 28–40.
- Зинчук Н.Н., Горшков А.И., Ротман А.Я. и др. Первая находка нового упорядоченного смешанослойного минерала lizardит-сапонит в кимберлитах трубки Катока // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Воронеж. ун-т. 2003а. С. 206–210.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Горшков А.И. Идентификация и генезис lizardит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полез. ископ. 2003б. № 1. С. 87–96.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Стегницкий Ю.Б. Особенности вторичных слоистых силикатов в породах трубки Катока (Ангола) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 3. С. 72–76.
- Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геол. и геофиз. 1987а. № 10. С. 66–72.
- Зинчук Н.Н., Стегницкий Ю.Б. Продукты выветривания кимберлитовых пород как дополнительный критерий при поисково-разведочных работах на алмазы (на примере трубок Накынского поля и Катока) // Геология алмазов — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Воронеж. ун-т, 2005. С. 1369–1384.
- Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Афанасьев В.П. Использование вторичных минералов из кимберлитов при поисках алмазов // Геохимия и рудообразование. Вып. 8. Киев: Наукова думка, 1980. С. 78–87.
- Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П. Вторичные минералы кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1987б. 282 с.
- Зув В.М., Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Манкенда А. Слабоэродированные кимберлитовые трубки Анголы // Геол. и геофиз. 1988. № 3. С. 56–63.
- Козлов И.Т. Кора выветривания на одной из кимберлитовых трубок в Гвинее // Литология и полез. ископ. № 2. С. 90–94.
- Михайлов Б.М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. Л.: Недра, 1969. 180 с.
- Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальные типы кор выветривания на кимберлитах Западной Африки // Коры выветривания. Вып. 11. М.: Наука, 1970. С. 65–80.
- Ротман А.Я., Зинчук Н.Н., Носыко С.Ф. и др. Геология и вещественный состав кимберлитовой трубки Катока (Ангола) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Воронеж. ун-т, 2003. С. 111–122.
- Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.
- Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Ремизов В.И. Особенности вторичного минералообразования в кимберлитовых породах Гвинеи // Геол. и геофиз. 1984. № 11. С. 64–72.
- Dawson J.B., Hawthorne I.B. Magmatic sedimentation and carbonatitic differentiation in kimberlite sills at Benfontein, South Africa // J. Geol. Soc. London. 1973. Vol. 129. P. 61–85.
- Mitchell R.H. Kimberlite and related rocks — a critical reappraisal // J. Geol. 1970. Vol. 78. P. 686–704.
- Nixon P.H. Kimberlitic volcanoes in East Africa // Overseas Geol. Mineral. Res. 1973. N 41. P. 119–130.
- Reid A.M., Dawson J.B. Olivine-garnet reaction in peridotites from Tanzania // Lithos. 1972. Vol. 5, N 2. P. 115–124.
- Wicks F.J. Serpentine mineralogy, petrology and paragenesis // Can. Miner. 1979. Vol. 17. P. 673–677.

**SPECIFIC FEATURES OF HYPERGENE ALTERATION OF KIMBERLITES
AND PROBLEM OF PRIMARY DIAMOND DEPOSITS PROSPECTING**

Article 2. CRUSTS OF WEATHERING ON KIMBERLITES OF AFRICAN PLATFORM

N.N. Zinchuk

Results of complex investigation of kimberlites crust of weathering of Western (Guinean-Liberian shield) and South-Western (Angola) Africa are provided. In the first case the presence of cristobalite and francolite is rather characteristic of kimberlites evolution, the latter is most typical for kelyphitic rims on garnets at this, which is related with its alteration in postmagmatic and hypergene conditions. Increased concentrations of vermiculite and kaolinite are rather typical for Guinean crusts of weathering of kimberlites, which is explained by significant concentrations of disintegrated material in the basic mass of rocks hosting bodies and dykes of enriched by silica acidic rocks. At near acidic composition of rocks hosting kimberlite diatremes of Angola eluvium of the latter is usually characterized by change of clay minerals association on section, which can be successfully used for distinguishing geological-technological types of ores. Serpentine, developing on olivine, is present only in autolithic kimberlite breccia of a diatreme facies, while in crater formations mainly saponite is available. For the first time ordered lizardite-saponite mixed-layered formation was identified here, being associated with lizardite of polytypic modifications A+1T with admixture of clino-chrysotile.

Key words: Guinean-Liberian shield, Angola, crust of weathering, kimberlites.

Сведения об авторе: *Зинчук Николай Николаевич* — докт. геол.-минерал. наук, проф., председатель Западно-Якутского научного центра АН РС (Я), г. Мирный; *e-mail:* nnzinchuk@rambler.ru