

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС (Я), г.Мирный

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД

Важнейшими типоморфными признаками глинистых образований в изученных кор выветривания (КВ) являются: а) повсеместное присутствие диоктаэдрической гидрослюда ($2M_1$) в элювие терригенно-карбонатных пород и её постоянная ассоциация в наиболее зрелых профилях с каолинитом относительно наиболее упорядоченной структуры, чем у каолинита, образовавшегося за счёт других пород; б) постоянное наличие в разрезах КВ пород трапповой формации (туфы, туфогенные породы, долериты) наряду с ди- и триоктаэдрическим монтмориллонитом, а также неупорядоченным вермикулит-монтмориллонитовым смешанослойным образованием, в той или иной мере разупорядоченного каолинита, ассоциирующего в КВ туфогенных пород с галлузитом (при полном отсутствии в продуктах выветривания слюдоподобных минералов); в) содержание в КВ кимберлитов совместно с поликатионным монтмориллонитом, значительного количества триоктаэдрического хлорита (пакеты δ и δ'), серпентина (структурные типы А и В) и в различной степени изменённого флогопита, в том числе связанной с ним гидрослюда 1М.

Ключевые слова: коры выветривания, терригенно-карбонатные породы, туфы и туфогенные образования, долериты, кимберлиты, глинистые минералы.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2021.54

Коры выветривания (КВ) возникают при благоприятных соотношениях следующих основных факторов [3-9, 11-16]: интенсивности выветривания, глубины возможного корообразования и скорости размыва. Интенсивность выветривания резко возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ также сильно зависит от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже [6, 13]. На таких водоразделах обычно и формируется мощная КВ. Однако она сохраняется от размыва только при стечении благоприятных факторов, в первую очередь, в понижениях древнего рельефа денудационной поверхности и в тектонически опущенных блоках. На пенеппене или

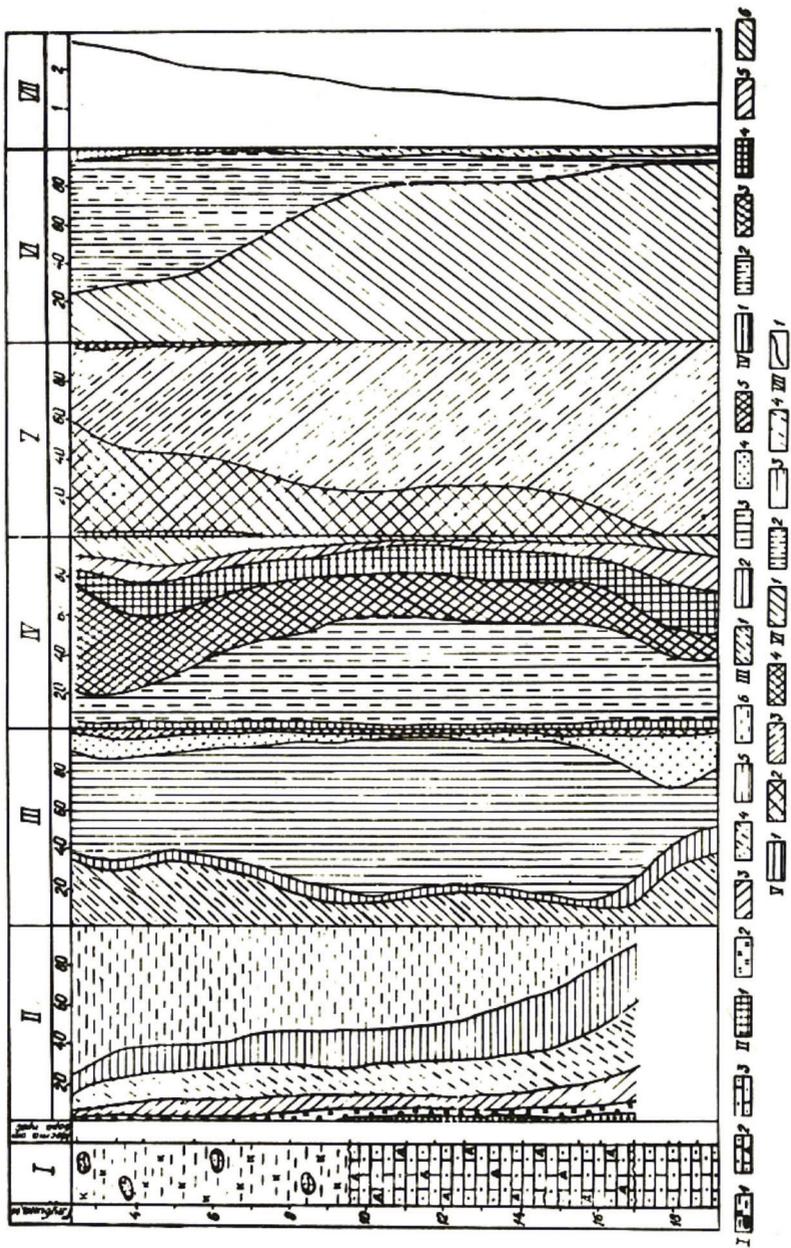
первичной аккумулятивной равнине дренаж был слаб, отчего здесь обычно не образуются мощные КВ. На древних платформах мира (Сибирской, Африканской, Восточно-Европейской, Китайской и др.) остаточные КВ на различных породах имеют широкое распространение. Наиболее детально они изучены нами и другими исследователями на Сибирской платформе, где благоприятные условия для формирования КВ существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время [6, 13, 16, 20]. На рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна. На северо-западе и северо-востоке Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС) сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге СП возникли аналогичные площади с континентальным осадконакоплением, разделяемые более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации общего воздымания СП предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой дифференцированных тектонических движений практически не происходило. Рельеф суши в рассматриваемое время был сильно пене-пленизирован. При этом выравнивание рельефа и образование элювия на исходных породах протекали постепенно на протяжении всего периода формирования поверхности выветривания, при котором элювиальные продукты поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с весьма незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа [1-3, 10]. Так, отложения нижнего карбона ТВС отражают погребённую поверхность выравнивания на границе девона и карбона и по всему разрезу обогащены элювиальными продуктами [8]. На территории ТВС в карбоне и перми широкое развитие получили низменные заболоченные равнины с угленосными отложениями. В целом для позднедевонско-раннекаменноугольной эпохи характерно весьма активное развитие процессов корообразования, протекавших в условиях теплого и влажного климата. В конце пермского периода во многих районах СП началось излияние лав и внедрение траппов, особенно сильно проявившиеся к началу раннего триаса. К концу этого периода длительная эпоха денудации рельефа завершилась пене-пленизацией СП, которая в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя, предшествовавшей юрской активизации. В раннем и среднем триасе климат был субтропический с элементами аридного с резко неравномерным распределением осадков по сезонам, а в позднем триасе – ранней юре – с возросшим количеством атмосферных осадков. Всё это способствовало формированию мощной, преимущественно каолиновой КВ [6, 12]. При этом корообразование, денудация и переотложение продуктов этой КВ в коррелятивные толщи рассматриваемого региона происходили

равномерно, что было обусловлено, как и в позднем девоне – раннем карбона, слабыми изменениями палеорельефа и тектонического режима.

В пределах основных алмазонасных районов СП древние КВ развиты на различных породах: терригенно-карбонатных нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах. В структурном плане эти элювиальные толщи приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин [8-11, 17-21]. В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала КВ, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Возможно, здесь протекали только начальные стадии дезинтеграции пород субстрата. Так, например, в позднедевонское-раннекаменноугольное время в Мало-Ботубинском алмазонасном районе (МБАР) относительно наиболее полные и мощные (до 15 м) площадные остаточные КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя развивались (а затем и сохранились от размыва) на Улу-Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамляющих Кюеляхскую, Улахан- Ботубинскую и Ахтарандинскую впадины. При этом в отдельных разрезах устанавливаются верхние горизонты КВ, свидетельствующие о формировании в них полных профилей. Состав этих горизонтов позволяет предполагать, что корообразование происходило в теплом влажном климате при относительно хорошем дренаже. Следует отметить, что на поднятиях и их склонах наблюдаются более мелкие формы рельефа, на которых менее контрастно проявляется общая закономерность приуроченности наиболее мощных КВ к повышенным структурам. Похожие палеогеоморфологические особенности развития и распределения характерны и для средне-позднетриасовых КВ, когда в пределах этого же МБАР в мезозойское время структуры формировались в двух различных структурно-формационных зонах, резко отличающихся условиями развития и сохранения доюрских КВ [6-8, 22-26]. Одна из них охватывает всю северо-западную половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилуйского мезозойского наложенного прогиба (АВМНП), являющегося на протяжении длительного времени (норий-ранний лейас) денудационной и только в плинсбахе – денудационно-аккумулятивной поверхностью. Здесь ко времени корообразования были развиты верхнепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения, а также породы трапповой формации (долериты и туфы) нижнего триаса. Только в полосе

шириной примерно до 30 км (редко больше по депрессиям и древним водотокам, размывавшим трапшовое плато) вдоль бровки северо-западного борта этого же прогиба в то время обнажались терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. Здесь в средне-позднетриасовые время, судя по сохранившимся разрезам полного профиля латеритоподобной КВ, существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Такие профили изучены нами на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя мощностью до 15 м (правобережье нижнего течения р.Малой Ботубии), на трапхах нижнего триаса мощностью до 43,5 м (Хатат-Юлегирское междуречье), на кимберлитах мощностью до 15 м (трубка имени XXIII съезда КПСС). Вторая – юго-восточная зона района, совпадающая с центральной частью АВМНП, была неблагоприятной для интенсивного корообразования. Здесь в среднем и позднем триасе обнажались терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. В процессе корообразования разрушенный материал пород субстрата сносился в пониженные участки центральной части прогиба. Синхронность этих процессов подчеркивается отсутствием КВ под глинистыми осадками иреляхской свиты мощностью до 60 м (а на больших поднятиях и больше), сохранившимся от размыва в мелких депрессиях.

В позднем девоне – раннем карбоне на большей части территории Непско-Ботубинской и Анабарской антеклиз и их склонов, а также почти на всей площади МБАР и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов (ДААР) подвергались выветривания *терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя*. Из-за значительно большего эрозионного среза пород в допозднепалеозойское, чем в дораннеюрское (рис. 1) время, сохранность средне-позднетриасовых КВ оказалась здесь относительно лучшей, чем позднедевонских- раннекаменноугольных. Возможно, эти КВ вместе с перекрывающими их отложениями фиксируют поверхности последних циклов денудации этих двух глобальных и продолжительных эпох корообразования. Обычно выветриванию на этой территории подверглись плотные серые, светло-серые иногда грязно-серые карбонатные песчанистые алевролиты и известково-доломитовые песчаники, а также отдельные прослои карбонатизированных глин. Нижние части зоны дезинтеграции в таких профилях представлены раздробленными многочисленными трещинами и микротрещинами желтыми и желтовато-серыми известково-доломитовыми песчаниками и алевролитами. Структурно-текстурные особенности материнских пород здесь обычно сохраняются полностью. Во фракции мельче 0,001 мм породы содержат слабо деградированную гидрослюда политипной модификации $2M_1$ с полубеспорядоченной структурой, а также триоктаэдрическое хлорит-монтмориллонитовое (ХМСО)



и диоктаэдрическое монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование (МГСО). При этом в низах разрезов в существенном количестве присутствует гидрослюда 1М. Для обеих смешанослойных фаз нередко характерно упорядоченное чередование пакетов, унаследованное от исходных пород нижнего палеозоя [6]. В средних частях таких профилей наблюдаются значительные участки (трещины и пустоты выщелачивания первичных карбонатов и триоктаэдрических минералов), заполненные преимущественно прозрачными серовато-желтыми шестоватыми кристаллами гипса, а иногда и алюминита, алунита и кальцита. Триоктаэдрические слоистые силикаты в этих частях разреза существенно уменьшаются, отчего в глинистой составляющей присутствует главным образом гидрослюда 2M₁ и МГСО также с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. В темно-коричневых до желтовато-серых глинах верхних частей профилей КВ этих пород преобладает МГСО с более высоким содержанием разбухающих пакетов, унаследовавшая от аналогичного образования из нижележащих отложений упорядоченное чередование слоёв на основе сочетаний АВ³ и АВ⁵ [6-12, 23-26]. Присутствует здесь и примесь гидрослюда 2M₁ с беспорядочной структурой.

В профилях с более глубоким гипергенным преобразованием пород уже в верхних горизонтах зоны дезинтеграции доминируют глинистые образования, а также линзы, желваки и прожилки белых и серовато-белых вторичных образований, состоящих из алунита, алюминита, базальюминита, гипса и кальцита. Нижние части таких профилей представлены мелкозернистыми плохо отсортированными известковистыми алевролитами иногда с прожилками песчаников. В связи с более интенсивным выветриванием пород в этом типе профилей рефлексы глинистых минералов на дифрактограммах характеризуются большей диффузностью. FeO ←

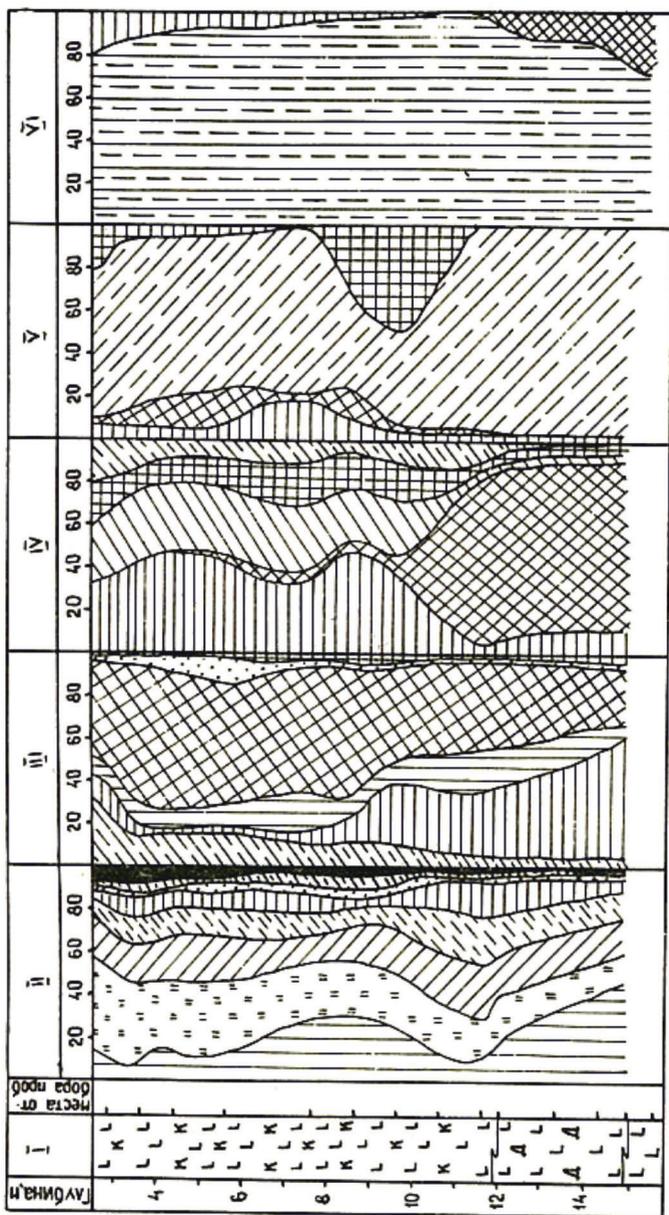
Рис.1. Литологический разрезы дораннеюрской КВ терригенно-карбонатных пород, вскрытых шурфом 558/2966 в МБАР:

1 – Литологическая колонка: 1 – выветрелые породы; 2 – дезинтегрированные породы; 3 – плотные карбонатные песчаники; П – Гранулометрический состав (размеры фракций в мм): 1 – крупнее 0,5; 2 – 0,5-0,25; 3 – 0,25-0,1; 4 – 0,1-0,05; 5 – 0,05-0,01; 6 – мельче 0,01 мм; Ш – Минеральный состав легкой части фракции 0,1-0,05 мм: 1 – кварц; 2 – полевые шпаты; 3 – слюдисто-глинистые и глинисто-железистые агрегаты; 4 – обломки пород; 5 – прочие минералы; 1У – Первичные минералы тяжелой части фракции 0,1-0,05 мм: 1 – ильменит; 2 – магнетит; 3 – группа эпидота; 4 – турмалин; 5 – циркон; 6 – другие минералы; У – Аутигенные минералы тяжелой части фракции 0,1-0,05 мм: 1 – пирит; 2 – сидерит; 3 – гидроксиды железа; 4 барит; У1 – Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм: 1 – гидрослюда; 2 – монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования; 3 – каолинит; 4 – хлорит и неупорядоченное ХМСО; УП – Отношение интенсивностей межплоскостного расстояния J (10 Å) : J (5 Å) в Å.

и Fe_2O_3 в таких породах, судя по совпадению зон выделения Si, Al, K и Fe на картинах сканирования в характеристических рентгеновских лучах, входят в основном в состав силикатных минералов (Fe^{2+} в структуру хлорита, а Fe^{3+} - трехэтажных слоев диоктаэдрического типа). Анализ кривых ИКС исходных и прокаленных до 600°C образцов из нижних частей рассматриваемого типа КВ показал, что Fe^{3+} в структуре содержащихся здесь триоктаэдрических минералов находится в октаэдрических позициях. В породах около трещин и выщелоченных пустот встречаются участки выделений более короткостолбчатого, чем в низах профилей, желтовато-серого минерала, диагностируемого как ярозит. Глинистые минералы здесь представлены гидрослюдой $2M_1$ и МГСО, в структуре которой к верхам этой зоны увеличивается содержание разбухающих пакетов. Хлорит, широко развитый в нижних частях профилей КВ допозднепалеозойского возраста, по данным растровой электронной микроскопии, представлен относительно крупными частицами. Гидрослюда $2M_1$ сложена псевдоизометричными микроблоками (иногда довольно крупными), отличающимися от частиц хлорита жесткостью и большей толщиной по оси *c*. МГСО $1M$ локализуется в виде микроагрегатов, состоящих из более мелких частиц, близких по форме к собственно гидрослуде [6-10, 23-26]. Меньшая стабильность смешанослойной фазы определяет последовательное увеличение вверх по разрезу роли Al в октаэдрических позициях её структуры. На это указывает частичное сохранение на ИК-спектрах полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al^{VI}-связи с частотой $525\text{-}530\text{ см}^{-1}$ после прокаливания образцов при $550\text{-}600^\circ\text{C}$ [7].

Наиболее детально средне-позднетриасовая *кора выветривания на долеритах* изучена нами в пределах юго-восточной окраины ТВС, т.е. в пределах МБАР и ДААР. Трапповое плато, занимающее северо-западную часть МБАР, и развитая на нём площадная остаточная КВ вместе с породами субстрата в послераннеюрское время подверглись интенсивной денудации. Поэтому КВ на долеритах здесь сохранилась от размыва только в понижениях плато или в тектонически опущенных блоках. Мощность КВ на долеритах составляет обычно первые метры, лишь в отдельных разрезах достигая 50 и более метров. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть КВ – зона дезинтеграции (рис.2). Размеры останцов такой КВ обычно небольшие (до 1 км^2 , редко больше). Форма их овальная, неправильная. Кроме площадных элювиальных образований этого типа, в северной части МБАР установлена линейная КВ долеритов (мощностью до 30 м), развитая вдоль зоны тектонических нарушений. Следует при этом отметить, что большинство сохранившихся полей этой КВ располагаются на пониженных участках современных

водораздельных пространств траппового плато, имея выход на дневную поверхность, и в меньшей степени – в пределах склонов мезозойских депрессий, где указанные элювиальные толщи перекрыты нижнеюрскими отложениями. Исходные, не подвергшиеся выветриванию, породы в северной части МБАР и в ДААР представлены разнотекстурными серыми и темно-серыми долеритами, сложенными плагиоклазами (лабрадор-битовнит), моноклинными пироксенами (авгит), ильменитом, магнетитом, оливином, биотитом и стекловатым мезостазисом. Преобладают пойкилоофитовая и интерсертальная структуры, значительно реже офитовая и порфиоровая. Уже в нижних горизонтах зоны дезинтеграции наблюдается разложение плагиоклазов и фемических минералов и формирование по ним железисто-глинистых тонкодисперсных агрегатов. На этом этапе наблюдается существенное перераспределение Si, начальная стадия окисления Fe²⁺ и резкое усиление гидратации минералов, ведущее к скоплению в продуктах выветривания адсорбированной и конституционной воды. Вверх по разрезам увеличивается сеть различных макро-, мезо- и микротрещин, выполненных вторичными минералами (кальцитом, иддингситом, гётитом и гематитом). Большинство реликтовых минералов долеритов здесь замещены глинистыми образованиями и гидроксидами железа. На дифрактограммах воздушно-сухого препарата фракции мельче 0,001 мм выветрелого долерита с указанных частей разрезов наблюдается асимметричный рефлекс со значением 1,38 нм, свидетельствующий о многофазовом составе этих образований. После насыщения образцов глицерином на рентгенограммах отмечаются два интенсивных отражения. Первое – со значением 1,41 нм по соотношению интенсивностей рефлексов и величине параметра $b=0,920$ нм относится к вермикулиту, а второе – 1,77 нм, соответствует разбухающему монтмориллониту ($b=0,902$ нм), принадлежащему ди-триоктаэдрической разновидности. Образование в нижних горизонтах этой КВ вермикулита связано преимущественно с изменением биотита [7-10, 22-26]. Вследствие выщелачивания из биотита К и возникновения в его структуре прослоев из молекул H₂O, координированных Mg, образуется вермикулит с близкими размерами элементарной ячейки в базисной плоскости. Вынос в дальнейшей части Mg из структуры вермикулита и окисление подавляющей массы Fe²⁺ ведёт к возникновению монтмориллонита, близкого к ди-триоктаэдрическому Mg-Fe³⁺. О преобладании Fe³⁺ свидетельствует исчезновение полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al^{VI}-связи с частотой 525-530 см⁻¹ на кривых ИКС после прокаливания наименее изменённых образцов, особенно из нижней части профилей. По мере преобразования вермикулита в монтмориллонит, последовательно уменьшается



- I 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

параметр b исходного минерала. При этом монтмориллонит в межслоевых промежутках содержит в основном Mg. Кроме того, в продуктах начального выветривания долерит широко развит диоктаэдрический монтмориллонит ($b=0,893$ нм), обогащённый Na в межслоевых промежутках. В виде мономинеральной ($d=1,240$ нм) фазы он нередко заполняет трещины в породе. Что обусловлено интенсивным переходом в свободное состояние и частично полным выносом из системы содержащегося в плагиоклазах Ca. Под растровым электронным микроскопом видно, что Na-монтмориллонит представлен близкими к глобулярной форме микроагрегатами размером 30-40 мкм, состоящими из тонких листоватых частиц псевдоизометричного габитуса – ультрамикроблоков. По рентгеноспектральным исследованиям этот монтмориллонит содержит в структуре, наряду с Al, некоторое количество Mg и сравнительно мало Ca. Железа в нем также немного и распределено оно по площади сканирования относительно равномерно так, что не совпадает с зонами выделения других элементов, отчего концентрация его в структуре этого монтмориллонита не наблюдается. Кальций, освобождающийся в это время при частичном разложении плагиоклазов, образует CaCO_3 . В целом дезинтеграция долеритов на ранних стадиях выветривания на довольно крупные элементы и развитие среди продуктов выветривания в основном гидрофильных минералов (вермикулита и монтмориллонита), как правило, затрудняет перераспределение щёлочных земель и кремнезёма, вследствие чего образование каолинита в таких профилях протекает довольно медленно и начинается лишь при определённых концентрациях указанных элементов в элювии. Заметно препятствует его развитию и состав собственно

←

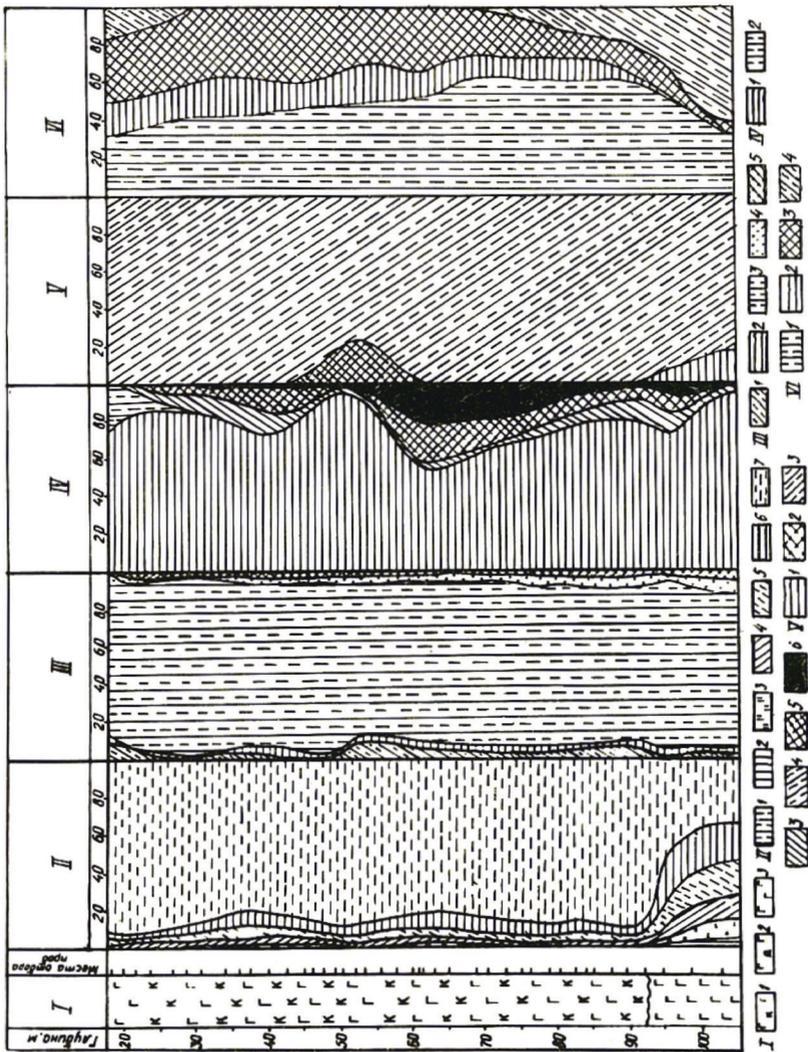
Рис.2. Литологический разрез КВ долеритов МБАР, вскрытый скважиной 264/334 в МБАР:

1 – Литологическая колонка: 1 – выветрелые долериты, 2 – дезинтегрированные породы, 3 – плотные долериты; П – Гранулометрический состав (размеры фракций в мм): 1 – крупнее 2,5; 2 – 2,5-1,0; 3 – 1,0-0,5; 4 – 0,5-0,25; 5 – 0,25-0,1; 6 – 0,1-0,05; 7 – 0,05-0,01; 8 – мельче 0,01; Ш – Минеральный состав легкой фракции 0,1-0,05 мм: 1 – кварц, 2 – полевые шпаты, 3 – кремнистые агрегаты, 4 – слюдисто-глинистые агрегаты, 5 – глинисто-железистые агрегаты, 6 – прочие минералы и образования; У – Состав первичных минералов тяжелой фракции 0,1-0,05 мм: 1 – ильменит+магнетит; 2 – измененный ильменит; 3 – очень неустойчивые минералы (амфиболы, пироксены, оливин); 4 – умеренно устойчивые минералы (группа эпидота); 5 – гранаты; 6 – циркон; 7 – весьма устойчивые минералы (сфен, дистен, турмалин); У – Аутигенные минералы тяжелой фракции 0,1-0,05 мм: 1 – пирит, 2 – сидерит, 3 – гидроксиды железа, 4 – барит; У1 – Глинистые минералы фракции 0,001 мм: 1 – монтмориллонит и неупорядоченные VMCO , 2 – каолинит, 3 – хлорит, 4 – вермикулит.

монтмориллонита или вермикулит-монтмориллонитового смешанослойного образования (МВСО). Эти минералы характеризуются существенным замещением Al^{VI} на Fe^{3+} и Mg, что подчеркивается также возникновением примеси Ca-Fe-Mg-силикатов в процессе термической обработки фракции мельче 0,001 мм изменённых пород. Последовательность преобразования минералов в КВ долеритов показывает, что возникновение каолинита в значительной мере происходит через стадию наименее структурно упорядоченного МВСО после выноса из его структуры феррических элементов. Химический и минеральный состав долеритов при выветривании указывает на её щёлочной тип.

Кора выветривания на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва установлена в разных позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зонах МБАР. Меньшая устойчивость туфов и туфобрекчий в процессах корообразования, по сравнению с вмещающими породами, позволяет наиболее рельефно проследить на них установленную закономерность более интенсивного развития (независимо от типов пород субстрата) и лучшей сохранности КВ в пределах денудационной поверхности выравнивания, территориально совпадающей с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинам. Так, туфогенные породы трубчатых тел А-48, А-50 и др. на Мирнинском палеоподнятии подверглись выветриванию на значительную глубину. Здесь под нижнеюрскими осадками и траппами вскрыта КВ значительной мощности (до 90 м). В таких разрезах установлены и более зрелые её горизонты. В центральных частях Кюеляхской верхнепалеозойской впадины и АВМНП на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва (А-200, А-220, А-400 и др.) установлены только самые нижние горизонты (зоны дезинтеграции и начального выщелачивания) КВ мощностью в несколько метров. Следует отметить, что в пределах Мирнинского палеоподнятия, наряду с трубками взрыва, выветрелыми на значительную глубину, встречены трубчатые тела (А-88, А-103 и др.) со слабо выраженным корообразованием. Такое положение можно объяснить [6] различной степенью переработки агломератовых туфов и туфобрекчий трубчатых тел гидротермально-метасоматическими процессами как в период их становления, так и в дальнейшем. При этом чем интенсивнее такие породы подверглись переработке, тем менее устойчивыми они становятся к выветриванию. Ярким примером в этом отношении является трубка А-49 (рис.3), по породам которой, сильно изменённым гидротермально-метасоматическими процессами, в позднедевонское-раннекаменноугольное время весьма интенсивно и на значительную глубину развивалось

корообразование. Так, скважина глубиной около 100 м в центре трубки не вышла из измененных пород. Перекрывается это тело долеритами и нижнеюрской осадочной толщей общей мощностью до 17 м. Поскольку изученный разрез туфов и туфобрекчий прерывается примерно 27-метровой толщей долеритов (глубины 107,8-134,4 м), то для понимания процессов выветривания и особенностей изменения вещественного состава его продуктов нами наиболее детально исследована верхняя (глубины 17,0-107,8 м) часть вскрытого скважиной разреза. Выветрелую часть этого интервала с некоторой долей условности можно разделить на две зоны, связанных постепенным переходом: верхнюю (17,1-48 м) и нижнюю (48-94,2 м). Для общей минералого- геохимической характеристики туфов и туфобрекчий нами изучены также породы, залегающие ниже указанного интервала и представленные аналогичными плотными туфогенными образованиями. Исходные (материнские) породы (глубина 94,2-107,8 м) в низах трубки представлены зелеными и грязно-зелеными сравнительно плотными туфами и туфобрекчиями (средняя плотность пород до 2,90 г/см³, пористость 13-25%). Основная масса пород характеризуется в целом слабой раскристаллизованностью, реже она стекловатая. Сложены породы сравнительно плотным пирокластическим материалом с мелкими обломками иных пород, кварца, полевых шпатов, биотита и других минералов. Включения (размером до нескольких сантиметров) состоят из обломков терригенно-карбонатных пород, песчаников, алевролитов и траппов. В выветрелых породах данного разреза преобладают псефито-псаммитовые и кристалло-литовитрокластические структуры. Дифракционная картина фракции мельче 0,001 мм образцов из низов разреза и её изменение при различных обработках указывает, что в отличие от исходных долеритов в сравнительно плотных туфогенных образованиях присутствует в основном хлорит, который, судя по значению $b=0,927$ нм, относится к Mg-Fe-типу. Некоторое сжатие кристаллической решетки при прокаливании свидетельствует об определённой «дефектности» его структуры. Наличие в слабо изменённых туфах и туфобрекчиях хлорита подчёркивается как присутствием на кривых ДТА дериватограмм эндоэффектов при 550 и 740°C, связанных, соответственно, с разрушением брусито- и талькоподобного слоев в структуре минерала, так и спектром ЯГР, указывающим на преобладание в структуре Fe²⁺ (Fe²⁺/Fe³⁺≈2,5). На кривых ИК-спектров в области валентных колебаний ОН-групп также отмечаются две слабые полосы поглощения с частотами около 3400 и 3600 см⁻¹ (соответственно в брусито- и талькоподобных слоях). После насыщения образца глицерином появляется довольно интенсивный рефлекс 1,77 нм, указывающий также на наличие во фракции мельче 0,001 мм слабо



выветрелых туфогенных образований Mg-Fe-монтмориллонита, ассоциирующий с реликтовой примесью вермикулита, характеризующегося, судя по значению $d=0,1521$ нм, содержанием в октаэдрических сетках его структуры, наряду с Mg, значительного количества Fe^{3+} . Преобладание в низах рассматриваемого профиля этих минералов обуславливает близкий характер кривых ИКС как исходных образцов, так и после их термической обработки. Соответственно, высокое значение квадрупольного расщепления Δ для части Fe^{3+} (положение Π_3) указывает на сильное искажение его октаэдров ($\Delta \geq 1$ мм/с). Это может быть связано с окислением Fe^{2+} при возникновении вермикулита и диоктаэдрического монтмориллонита. Образующиеся ионы Fe^{3+} , по-видимому, концентрируются в триоктаэдрических участках новообразованных структур. Основным механизмом компенсации возникающего в этом случае избыточного положительного заряда связан с появлением O^{2-} за счёт депротонизации ОН-групп, что и влияет на форму октаэдров, содержащих ионы Fe^{3+} . Ещё одна форма ионов Fe^{3+} (положение Π_2) также находится в октаэдрической координации, но в тех участках силикатных слоёв ди-триоктаэдрического монтмориллонита, где в ближайших по отношению к ним тетраэдрах ионы Si замещены на ионы Al, а избыточный (-) заряд компенсируется межслоевыми катионами. В этом случае фиксируются средние по величине значения $\Delta \sim 0,6-0,8$ мм/с. Отмечается также аналогичное с материнскими породами распределение железа по структурным позициям [7-10], характеризующееся существенным увеличением роли его трехвалентной формы ($Fe^{2+}/Fe^{3+} \approx 1,6$). В связи с относительным накоплением в этом случае монтмориллонита, значение Δ (положение Π_2) несколько снижено, что может быть связано с примесью гидроксидов с более низкими значениями Δ (порядка 0,50 мм/с), которые отдельно не выявляются вследствие недостаточного разрешения спектра между значениями 0,60 и 0,50 мм/с.

←

Рис.3. Литологический разрез КВ агломератовых туфов и туфобрекчий по разрезу трубки Ан-49 (МБАР):

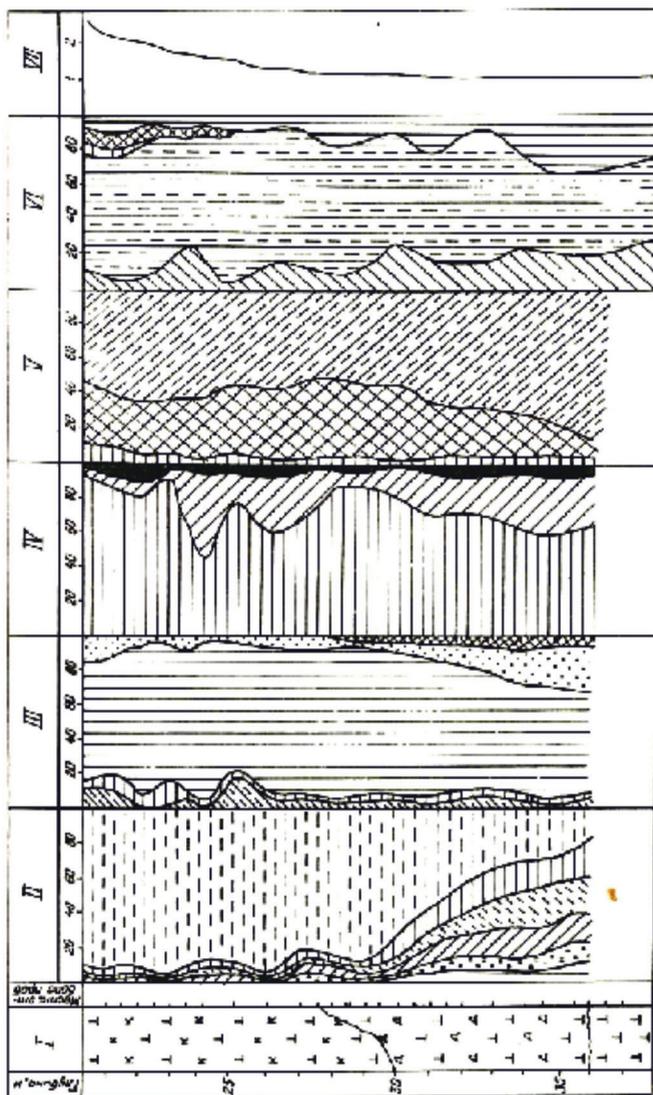
1 – Литологическая колонка: 1 – выветрелые породы, 2 – плотные туфы и туфобрекчий; Π – Гранулометрический состав (размеры фракций в мм): 1 – 1,0-0,05; 2 – 0,5-0,25; 3 – 0,25-0,1 мм; 4 – 0,1-0,05; 5 – 0,05-0,01; 6 – мельче 0,01 мм; Ш – Минеральный состав фракции 0,1-0,05 мм: 1 – кварц, 2 – полевые шпаты, 3 – глинистые и глинисто-железистые агрегаты; 4 – обломки пород; 5 – прочие минералы; IY – Состав первичных минералов тяжелой фракции 0,1-0,05 мм: 1 – неизменные рудные минералы (ильменит и магнетит); 2 – измененные рудные минералы; 3 – группа эпидота; 4 – гранаты; 5 – циркон; Y – Аутигенные минералы тяжелой фракции 0,1-0,05 мм: 1 – пирит, 2 – сидерит, 3 – гидроксиды железа; Y – Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм: 1 – хлорит, 2 – вермикулит и монтмориллонит, 3 – неупорядоченные ВМСО, 4 – каолинит.

Развитые в изменённых агломератовых туфах и туфобрекчиях (как и в КВ долеритов) триоктаэдрические и ди-триоктаэдрические минералы почти полностью (за исключением следов собственно диоктаэдрической фазы с $d=1,23$ нм) растворяются в CH_3COOH . Частичное сохранение на дифрактограммах отражений, кратных $0,715$ нм, а также присутствие в образце фазы со значением $b=0,890$ нм указывает на примесь каолинита.

Вверх по разрезу зоны дезинтеграции этого разреза наблюдается быстрое окисление и разложение хлорита, который уже на глубине $92,1$ м фиксируется под растровым электронным микроскопом в виде локальных выделений в породе. Свидетельством его разрушения служит исчезновение, по данным ЯГР, ионов Fe^{2+} и формы Fe^{3+} с наиболее высоким Δ . При этом ионы железа переходят в трехвалентное состояние (оксиды и гидроксиды). Образуется гематит, о чём свидетельствует появление в спектре ЯГР шести линий с параметрами $H_{\text{эф}} \sim 503$ кэ, $\Delta \sim 0,15$ мм/с, $\delta \sim 0,17$ мм/с (относительно Pd), что является результатом зеемановского расщепления уровня ядер железа в $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ при действии эффективных магнитных полей [6, 23–26]. Постепенно исчезают в этой зоне вермикулит и Mg-Fe^{3+} -монтмориллонит, вместо которых (судя по появлению на дифрактограммах после насыщения образцов глицерином рефлексов $1,8\text{-}1,9$ нм и, главным образом, по данным Фурье-преобразования (как и в наиболее выветрелых долеритах) возникает неупорядоченное ВМСО с $d=0,149$ нм, что указывает на увеличение роли трехвалентных катинов (в том числе Al), в его структуре. Неупорядоченный характер этого смешанослойного образования определяется также почти полной аморфизацией его при прокаливании при $550\text{-}600^\circ\text{C}$ ибо собственно монтмориллонит или вермикулит дают [6, 16] чёткую дифракционную картину с периодом $0,96\text{-}0,98$ нм. Это образование полностью растворяется в 10% растворе HCl и частично в тёплой 5% CH_3COOH . Оно характеризуется исчезновением полосы поглощения Si-O-Al^{VI}-связи с частотой $525\text{-}539$ см⁻¹ после прокаливания образцов при 600°C , что свидетельствует о сохранении в его структуре элементов триоктаэдричности. Из трехвалентных катионов в октаэдрических позициях минерала преобладают ионы Fe^{3+} , что подтверждается наличием в центральной части спектра ЯГР дублета линий [6, 22–25], обусловленных присутствием ионов Fe^{3+} в положении P_2 . Кроме того, фиксируются входящие, по-видимому, в октаэдрические сетки этого же минерала ионы Fe^{3+} в положении P_1 с наименьшим значением Δ . Октаэдры, включающие ионы Fe^{3+} этой формы, наименее искажены благодаря симметричному окружению только трехвалентными ионами в октаэдрической сетке с ионами Si^{4+} в тетраэдрической. Первый дублет ионов Fe^{3+} силиката (положение P_1) отражает, вероятно, их вклад

в структуру гётита, который, судя по интенсивному рефлексу 0,416 нм на дифрактограммах, присутствует здесь в существенном количестве. Однако из-за высокой дисперсности частиц гётита в мессбауэровском спектре не выявляется сверхтонкая структура Fe^{3+} , хотя дублет линий четко фиксируется. Выше по разрезу с повышением содержания гётита этот дублет выявляется по минимальной полуширине спектра ($\Gamma_1=0,28$ мм/с). Однако в верхах этой КВ содержание гётита несколько сокращается. В этом направлении увеличивается содержание каолинита, который представлен здесь относительно тонкими по оси микроблоками размером не более 2-3 мкм. Интенсивное развитие здесь каолинита сопровождается выделением аморфного кремнезёма.

Кора выветривания на туфогенных образованиях корвунчанской свиты нижнего триаса, по сравнению с площадными остаточными КВ на терригенно-карбонатных породах и долеритах, распространена весьма ограничено. Такие туфогенные породы нижнего триаса сохранились от размыва в виде относительно небольших полей лишь в самой северо-западной части МБАР. На остальной территории траппового плато отмечаются мелкие разобшённые сложными очертаниями останцы этих пород, выполняющие отрицательные формы раннетриасового рельефа. Сохранившаяся мощность КВ туфогенных образований корвунчанской свиты обычно составляет первые метры, только изредка достигая до 27 м. Выветрелые породы в таких профилях представлены зеленовато- и желтовато-серыми или коричневыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями. Обломочный материал (включения алевролитов, терригенно-карбонатных пород, долеритов, гравия кремнистых пород и др.) в отдельных местах составляет до половины объёма туфогенных образований. Структура материнских пород преимущественно кристалло-литовитрокластическая, псефито-псаммитовая, участками до псаммитовой. Цементирующая масса сложена изотропным пепловым материалом (бурой и грязно-бурой окраски) с обломками различных пород (траппов, алевролитов и кварцитов) и некоторых породообразующих минералов (кварца, полевых шпатов и др.). Нередко в этих довольно плотных туфогенных породах отмечаются следы вторичных изменений – ожелезнения, пиритизации и кальцитизации. По мере выветрелости пород изменяется и их окраска. В нижних частях профилей выветривания (т.е. на ранней стадии преобразования пород) по первичным железистым минералам (магнетит и др.), содержащим в основном двухвалентное железо, развиваются псевдоморфозы в виде безводного оксида Fe – гематита. Выше по разрезу он переходит в наиболее устойчивый в гипергенных условиях гидроксид Fe – гётит. При окислении Fe^{2+} в структуре хлорита и разложении



последнего вначале также возникает гематит, который по мере усиления выветрелости пород опять-таки переходит в гётит. Биотит последовательно трансформируется в парагенетическую ассоциацию вермикулита и монтмориллонита. Последний на ранних этапах выветривания в связи с наличием в структуре преимущественно Mg и Fe³⁺ близок к ди-триоктаэдрическому типу. Детальный анализ изменения форм железа в продуктах выветривания позволил дифференцировать его распределение и соотношение форм с различной валентностью по разрезу и в составе отдельных минеральных фаз. В хлорите Fe²⁺ находится в двух позициях (M₁ и M₂), преобладая в цис-позициях, т.е. M₁. В свою очередь, Fe³⁺ в вермикулите и в ди-триоктаэдрическом монтмориллоните также распределён по двум позициям, соответственно П₃ и П₂.

Кора выветривания на кимберлитовых породах отмечена на многих трубках СП. Так, в МБАР КВ кимберлитов отмечена на трубках имени XXIII съезда КПСС, Дачная, Таёжная, Амакинская, Интернациональная и Мир. Наиболее химически переработанными являются кимберлиты трубки им. XXIII съезда КПСС [5-7, 12, 15, 22], по скважинным разрезам которой отмечена более глубокая химическая переработка других кимберлитовых диатремах СП. Изученные нами новые разрезы (скв.А-63К и шахта 102) позволили провести комплексные исследования минерального состава кимберлитовых пород в процессе выветривания. Так, исходные, подвергшиеся выветриванию, породы этой трубки представлены (рис.4) серой и голубовато-серой плотной кимберлитовой брекчией (скв.А-63К, глубина 32,9 м; шахта 102, глубина 30 м и ниже). Преобладающая масса породы сложена агрегатами кальцита и серпентина с мелкими

←

Рис.4. Литологический разрез КВ кимберлитов трубки имени XXIII съезда КПСС (МБАР), вскрытой разведочной шахтой 102:

1 – Литологическая колонка: 1 – выветрелые образования, 2 – дезинтегрированные породы, 3 – плотные кимберлиты; П – Гранулометрический состав (размеры фракций в мм): 1 – 1,0-0,5; 2 – 0,5-0,25; 3 – 0,25 – 0,1; 4 – 0,1-0,05; 5 – 0,05-0,01; 6 – мельче 0,01; Ш – Минеральный состав легкой фракции 0,1-0,05 мм: 1 – кварц, 2 – полевые шпаты, 3 – слюдисто-глинистые и глинисто-железистые агрегаты, 4 – обломки различных пород, 5 – слюды и гидрослюды; У – Состав первичных минералов тяжелой фракции 0,1-0,05 мм: 1 – неизменные ильменит+магнетит; 2 – измененные рудные минералы; 3 – неустойчивые минералы (биотит, флогопит, пироксены, амфиболы); 4 – умеренно устойчивые минералы (группа эпидота и апатит); 5 – гранаты; 6 – турмалин; 7 – циркон; 8 – другие весьма устойчивые минералы; У – Аутигенные минералы тяжелой фракции 0,1-0,05 мм: 1 – пирит, 2 – сидерит, 3 – гидроксиды железа (гётит, гидрогетит и гематит); 4 – барит; У1 – Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм: 1 – гидрослюды, 2 – монтмориллонит и МГСО, 3 – каолинит, 4 – метагаллуазит, 5 – хлорит; УП – Отношение интенсивностей межплоскостных образований J(10Å):J(5Å) на дифрактограммах.

рассеянными выделениями магнетита. Количество обломочного материала редко превышает 25% объёма породы. Из слоистых силикатов таких пород установлены пластинчатые серпентины, структура которых состоит из слоёв типа *A* и *B* [2, 7, 10] Ассоциирует серпентин в таких участках с гидрослюдой, МГСО, хлоритом, вермикулитом и монтмориллонитом. Гидрослюда связана в основном с диоктаэдризацией флогопита и наследует свойственный последнему политип 1М. Выше по разрезу усиливается трещиноватость пород. Трещины выполнены грязно-бурыми (местами до серовато-чёрных) вторичными образованиями. Отдельные прослои сложены сероцветными глинистыми образованиями с большим количеством мелких (мельче 0,1 мм) выделений гидроксидов железа и сидерита. Иногда на фоне сильно изменённых (до глинистого состояния) образований встречаются единичные слабо изменённые псевдоморфозы серпентина. Содержание гидрослюды здесь в целом небольшое, но нередко возрастает количество монтмориллонита, причем вверх по разрезу он становится более поликатионным, так как в составе лабильных межслоевых продуктов относительно возрастает роль Na. Судя по значению *b* (0,893 нм), в октаэдрических сетках его структуры присутствует главным образом Al и частично Fe³⁺. По всему профилю выветривания монтмориллонит ассоциирует с переменной примесью МГСО, которому здесь свойственна тенденция к упорядоченности, а к верхам приобретает явные элементы разупорядоченности структуры. В этой части профилей присутствует более существенная, чем в неизменённых кимберлитах, примесь Fe-Mg- или близкого к Mg типу хлорита, представленного за счёт частичной деградации смесью разностей как с «нормальной», так и с «дефектной» структурами [6, 11]. В ассоциации с ними отмечается примесь серпентина, представленного структурным типом *A*. Это сопровождается уменьшением его параметра *b* (с 0,920 до 0,915 нм) вследствие повышения в структуре роли катионов с меньшим ионным радиусом (Fe³⁺). Судя по проявлению в этой зоне (в прослоях с невысоким содержанием хлорита) на кривых ДТА дериватограмм интенсивного эндоэффекта при температуре 540-560°C и экзоэффекта при 900-910°C, а также сохранению на дифрактометрических кривых слабых рефлексов, кратных 0,715 нм после обработки образцов HCl, в этих продуктах выветривания есть примесь каолинита. В продуктах выветривания самих верхних горизонтов описываемых профилей содержится в основном монтмориллонит, ассоциирующий обычно с неупорядоченным МГСО, в межслоевых промежутках которой преобладают Mg и Ca. Значительно увеличивается здесь и отношение интенсивностей рефлексов 1,0 и 0,5 нм на дифрактограммах, что указывает на последовательное изменение совершенства

структуры и химизма слюдястых минералов. Соответственно, на кривых ИК-спектров образований самих верхних частей профилей сохраняются полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al^{VI}-связи с частотой 525-530 см⁻¹ после прокаливания образцов при 600°C, которая исчезает в продуктах нижних частей профилей. Это свидетельствует об увеличении по разрезу содержания Al в структуре трехэтажных минералов разбухающего типа. Следует отметить, что серпентин сохраняется вплоть до самых верхних частей разреза, а содержание каолинита практически не меняется.

Таким образом, в основных алмазоносных районах СП одновременному выветриванию в позднем девоне - раннем карбоне и среднем – позднем триасе подверглись различные породы, что обусловило специфический характер гипергенных продуктов, возникающих особенно на промежуточных стадиях, в профиле КВ на породах каждого типа. В ряде случаев денудация элювиальных толщ, сформированных на рассматриваемых породах, также происходила в одно и то же время. Поэтому в отдельные участки аккумулятивных бассейнов, за счёт размыва и переотложения продуктов выветривания различных пород, поступал весьма неоднородный материал, характеризующийся для каждой определённой коры специфическими типоморфными особенностями как первичных, так и вторичных минералов. В связи с этим важно установить в разрезах КВ на различных породах главнейшие типоморфные признаки, свойственные индивидуальным разностям первичных и вторичных минералов. Так, присутствующий в *терригенно-карбонатных породах* триоктаэдрический, в основном раннекатагенетический тонкодисперсный хлорит, образующий цемент в породах и возникающий, в отличие от метаморфических разностей этого минерала, при низких значениях *P* и *T* среды, быстро разлагается в зоне гипергенеза. Поэтому пелитоморфные продукты выветривания этих пород представлены исключительно диоктаэдрическими минералами. На ранних стадиях выветривания это первичные минералы (гидрослюда и MgCO), а на более поздних стадиях и вторичные минералы (в частности, каолинит). О преобладании трехвалентных катионов в октаэдрических позициях структуры указанных минералов свидетельствует параметр *b* их элементарных ячеек (0,90 нм у разновидностей трехэтажного и 0,89 нм – двухэтажного типа), а также дегидратация их в два этапа (в интервалах около 100-200 и 500-600°C. Особенностью глинистой составляющей КВ терригенно-карбонатных пород, независимо от времени их формирования, следует считать повсеместное присутствие в её составе гидрослюда $2M_1$ с Al и Fe³⁺ в октаэдрических позициях. Весьма характерным минералов в продуктах выветривания терригенно-карбонатных

пород является также МГСО, специфической особенностью которого, наряду с преобладанием в нижних частях разрезов (по отношению к гидрослюде $2M_1$), считается тенденция к упорядоченному чередованию пакетов, унаследованная от предыдущего этапа интенсивного катагенетического преобразования исходных пород. Для верхних частей этого типа КВ характерен и каолинит с полубеспорядочной структурой. Следовательно, присутствие каолинита и гидрослюды $2M_1$ со значительно разупорядоченной структурой следует считать прямым и наиболее надёжным типоморфным признаком относительно глубокой стадии выветривания терригенно-карбонатных пород. При этом в связи с большей по сравнению со смешанослойной фазой и гидрослюдой $1M$, устойчивостью гидрослюды $2M_1$, она начинает преобладать над последними, что является дополнительным, кроме парагенезиса с каолинитом, типоморфным признаком для данной стадии выветривания этих пород. Отличительной особенностью глинистых минералов в слабо изменённых профилях КВ *долеритов* является сохранение Mg-Fe³⁺-монтмориллонита до тех пор, пока в породах фиксируется вермикулит. Это связано с тем, что на первом этапе выноса Mg из межслоевых промежутков вермикулита монтмориллонитовые слои возникают на поверхности кристаллов исходного минерала, главным образом, со стороны боковых граней. Вследствие этого обе фазы остаются сегрегированными друг от друга и в структурном отношении представляют механическую смесь. Ди-триоктаэдрический тип монтмориллонита одновременно с парагенетической ассоциацией минерала с вермикулитом является надёжным типоморфным признаком продуктов ранней стадии выветривания долеритов. По мере возникновения в верхних частях наиболее изменённых профилей пакетов монтмориллонита в пределах всего объёма кристаллов микроблоки вермикулита распадаются на отдельные слои, сохранившие, несмотря на сопровождающую этот процесс их существенную диоктаэдризацию, реликтовую структуру последнего. Такие слои, неупорядоченно чередуясь с разбухающими пакетами, образуют смешанослойную фазу, присутствие которой в продуктах выветривания основных пород, в связи с совершенно иной природой чередующихся пакетов, является их типоморфным признаком. При резком уменьшении количества вермикулитовых пакетов в структуре смешанослойного образования оно (с одновременным резким увеличением количества дефектов в структуре) всё более приближается к диоктаэдрическому типу, что сопровождается также усилением роли Al в октаэдрических позициях структуры этой фазы. Данное смешанослойное образование характеризуется беспорядочным наложением слоёв в структуре и пониженными значениями параметра b (0,894-0,896 нм) элементарной ячейки.

Ему свойственно также слабое разбухание с глицерином после насыщения К, что указывает на относительно высокий заряд силикатных слоёв структуры. Для нижних горизонтов КВ *туфогенных образований* трубок взрыва СП наиболее характерными слоистыми силикатами являются вермикулит и низкотемпературных хлорит. Последний, как и хлорит из КВ терригенно-карбонатных пород, быстро разлагается вверх по разрезу. На основе вермикулита здесь, как и в продуктах выветривания долеритов, вначале возникает ассоциация вермикулита и $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита, которые в верхних частях разреза в результате гомогенизации переходят в неупорядоченное ВМСО. Более интенсивное преобразование туфогенных пород трубок взрыва привело к существенно более раннему, чем в долеритах, образованию каолинита. Последний в этом случае формируется в три стадии: по микроклину, средним плагиоклазам (через стадию их монтмориллонитизации) и по ВМСО, причём у слоистых фаз перед этим ухудшается степень совершенства структуры. По данным электронографии и растровой электронной микроскопии, каолинит в этом случае характеризуется в целом беспорядочным наложением слоёв в структуре и нечеткой псевдогексагональной формой кристаллов, особенно при возникновении его по смешанослойной фазе, что характерно для изменённых основных пород. Парагенезис такого каолинита с неупорядоченным ВМСО может служить прямым и весьма надёжным признаком довольно глубокой стадии выветривания этих пород. В исходных туфогенных породах некоторых трубок и корвунчанской свиты средние и основные плагиоклазы преобладают над микроклином, что обусловило появление в продуктах их выветривания каолинита с метагаллуазитом. Это позволяет использовать такую парагенетическую ассоциацию в качестве типоморфной как для идентификации основных пород в целом, так и для дифференциации отдельных их разновидностей по продуктам выветривания. Особый интерес представляет вопрос о типоморфных особенностях продуктов *выветривания кимберлитов*, в которых в различной степени сохраняются устойчивые минералы этих пород (алмазы и их парагенетические спутники – пироп, пикроильменит, хромшпинелиды и др.). Как в плотных, так и в выветрелых кимберлитах нередко отмечаются келифитовые каймы, являющиеся продуктом реакции пироба с расплавом. Внешняя поверхность их обычно покрыта бугорчатыми образованиями, повторяющими рельеф зерна по келифитовой каймой, которая часто имеет радиально-лучистое строение. Между основанием каймы и поверхностью пироба, как и по трещинам в нем, отмечаются пелитоморфные новообразования, в составе которых преобладает хлорит с незначительной примесью флогопита и кальцита. В глинистой составляющей

продуктов выветривания кимберлитов, кроме содержащихся и в легкой фракции серпентина, хлорита и вермикулита, присутствует также монтмориллонит, МГСО и гидрослюда. В октаэдрических сетках структуры разбухающих минералов, судя по $b=0,893$ нм, содержатся главным образом Fe^{3+} и Al. В нижних и средних частях коры выветривания кимберлитов эта смешанослойная фаза характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. К верхам профилей в ней появляются явные элементы разупорядочения структуры и в лабильных межслоевых промежутках, как и в монтмориллоните, преобладают Mg и Ca. По кристаллохимическим особенностям указанная смешанослойная фаза рассматриваемого типа KB существенно отличается от аналогичной в изменённых терригенно-карбонатных породах. Это связано с иными природой и химизмом исходного материала, за счёт которых в кимберлитах возникло указанное образование, представленное продуктами диоктаэдризации флогопита и дальнейшей его дегградации. Это обуславливает свойственный указанным продуктам высокий отрицательный межслоевой заряд, который наследуется от исходной слюдистой структуры. Такие особенности смешанослойной фазы, характеризующейся специфической неоднородностью слагающих её пакетов, являются важным типоморфным признаком продуктов выветривания кимберлитов. Кроме того, для продуктов выветривания этих пород характерен пластинчатый серпентин, структура которого состоит из слоёв типов *A* и *B*. Серпентин сохраняется вплоть до самых верхов профилей выветривания, где характеризуется политипом *A*. При этом для частиц новообразованного политипа (*A*) вначале характерна округлая глобулярная форма (размер глобул до 0,5 мкм). Глобулы образуются иногда на острых гранях других минералов. Они сочленяются в вытянутые червеподобные сростки длиной в несколько микрометров. Вверх по разрезу профилей выветривания обычно увеличиваются размеры новообразованного серпентина и их сростков. Морфологические выделения серпентина в неизменных породах существенно отличаются от его форм в продуктах гипергенного изменения кимберлитов и родственных им пород. Характерная для элювиальных продуктов гидрослюда связана с изменением флогопита и наследует свойственный ему политип *1M*, что является важнейшим её типоморфным признаком.

Библиографический список

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. №-3. С.366-369.
2. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.Н.* Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.

3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А.* Проблема алмазоносности Сибирской платформы // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2002. №-1. С.19-36.
4. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.
5. *Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В., Матросов В.А.* Тектонофизические исследования при алмазопоисковых работах. Методическое пособие. М.: Научный мир. 2008. 175 с.
6. *Зинчук Н.Н.* Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Геология и геофизика. 1992. №-7. С.99-109.
7. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Б.* Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). М.: МГТ. 2004. 172 с.
8. *Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов А.П.* Структурно-кристаллохимические преобразования слоистых минералов на разных стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2002. №-1. С.47-60.
9. *Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.
10. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липашова А.Н.* Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений // Руды и металлы. 1999. № 3. С.18-30.
11. *Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Гориков А.И.* Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. 2003. №-1. С.87-96.
12. *Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П.* Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.
13. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В.* Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. – Выпуск 68. – Воронеж : ВГУ. 2013. 99 с.
14. *Квасница В.Н., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм микрокристаллов алмаза -М.:Недра.1999.224 с.
15. *Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н.* Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. №-6. С.594-601.
16. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. №-1. С.53-61.
17. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. №-2. С.53-63.
18. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологической. 2001. Т.76. №-1. С.45-53.
19. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Во-

- ронезского госуниверситета. Геология. 2001. №-12. С.45-51.
20. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфогенетические разновидности каолинита в корях выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корях выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №-5. С.19-25.
21. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии.-М.: Недра. 2001.-428 с
22. Харьков А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.
23. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.
24. Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Т.76. №-2. P. 93-112.
25. Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. 2015. Т.465. №-2. P.1297-1301.
26. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. №-6. P.576-588.

SPECIFIC FEATURES OF CLAY MINERALS IN ANCIENT CRUSTS OF WEATHERING OF VARIOUS ROCKS

N.N. Zinchuk

nnzinchuk@rambler.ru

The most important typomorphic indications of clay formations in the studied crusts of weathering are as follows: a) omnipresent dioctahedral hydromica (2M₁) in the crust of weathering of terrigenous-carbonate rocks and its association in the most mature profiles with kaolinite of relatively ordered structure, than of kaolinite, having been formed at the expense of other rocks; b) constant availability of trappean formation (tuffs, tufogene rocks, dolerites) in sections of crusts of weathering together with di- and trioctahedral montmorillonite, as well as disordered vermiculite-montmorillonite mixed-layered formation, to this or that degree disordered kaolinite, associated in the crust of weathering of tufogene rocks with halloysite (at complete absence of micaceous minerals in the products of weathering); c) the content in the crust of weathering of kimberlites together with polycationic montmorillonite of a significant quantity of trioctahedral chlorite (packets δ and δ'), serpentine (structural types A and B) and altered to various degree phlogopite, including related with it hydromica 1M.

Keywords: crusts of weathering, terrigenous-carbonate rocks, tuffs and tufogene formations, dolerites, kimberlites, clay minerals.