

УДК 551.311.231:553.08

 <https://doi.org/10.31996/mru.2019.2.13-20>

**М. М. ЗІНЧУК**, д-р геол.-мінерал. наук, професор, академік АН РС (Я), голова Західноякутського наукового центру АН РС (Я), м. Мирний, nnzinchuk@rambler.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9682-3022>

**M. ZINCHUK**, West-Yakutian Scientific Centre of the Sakha Republic (Yakutia) Academy of Sciences, nnzinchuk@rambler.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9682-3022>

## ОСОБЛИВОСТІ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ У ДАВНІХ КОРАХ ВИВІТРЮВАННЯ РІЗНИХ ПОРІД В АЛМАЗОНОСНИХ РЕГІОНАХ

## ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ДРЕВНИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД В АЛМАЗОНОСНЫХ РЕГИОНАХ

## SPECIFIC FEATURES OF CLAY MINERALS IN ANCIENT CRUSTS OF WEATHERING OF VARIOUS ROCKS IN DIAMONDFEROUS REGIONS

(Матеріал друкується мовою оригіналу)

Результати комплексного дослідження різновікових давніх кір вивітрювання (КВ) на різних породах основних алмазоносних районів Сибірської платформи засвідчили, що багатоконпонентний склад початкових утворень зумовив сповільнене перетворення первинного матеріалу. Типоморфними ознаками глинистих утворень у вивчених КВ є: а) повсюдна наявність диоктаєдричної гідрослюди (2М1) в елювії теригенно-карбонатних порід і її асоціація з каолінітом; б) наявність у розрізах КВ порід трапової формації (туфи, туфогенні породи, долерити) поряд з ди- і триоктаєдричним монтморилоном, вермикуліт-монтморилоновим змішаношаровим утворенням невпорядкованого каолініту, що асоціюється у КВ туфогенних порід з галуазитом; в) уміст у КВ кімберлітів спільно з полікатіонним монтморилоном чималой кількості триоктаєдричного хлориту (пакети  $\delta$  і  $\delta'$ ), серпентину (структурні типи А і В), різною мірою зміненого флогопіту і пов'язаної з ним гідрослюди 1М.

**Ключові слова:** глинисті мінерали, кори вивітрювання, теригенно-карбонатні породи, туфогенні утворення, долерити, кімберліти.

Results of complex research of different age ancient weathering crusts in various rocks (terrigeneous-carbonate rocks of Lower Paleozoic, dolerites, tuffs and tufogene formations, kimberlites) within the main diamondiferous regions of the Siberian platform indicated that complicated multicomponent composition of initial formations (with the exception of terrigenous-carbonate rocks), containing di- and trioctahedral minerals, the structure of which has tri- and bivalent rock-forming elements, stipulated decelerated transformation of the initial material. Development of incomplete weathering profiles is first of all caused by weak ejection of bivalent cations from primary minerals. That is why newly emerging phases will be dioctahedral and often preserve mixed composition of cations. The most important typomorphic indications of clay formations in the studied weathering crusts are as follows: a) omnipresent dioctahedral hydromica (2M1) in the weathering crust 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 weathering crust 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  $\delta$  and  $\delta'$ ), serpentine (structural types A and B) and altered to various degree phlogopite, including related with it hydromica 1M.

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

Коры выветривания (КВ) возникают при благоприятных соотношениях следующих основных факторов [9–13]: интенсивности преобразования, 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 сильно зависит от глубин 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 [3–10]. На таких водоразделах обычно и формируется мощная КВ, которая сохраняется от размыва только при стечении благоприятных факторов

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 (СП), где благоприятные условия для формирования КВ существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время [1, 2, 6, 12–15]. 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 ТВС и Вилюйской мезозойской синеклизы (ВМС)

возникли равнины с континентальным осадконакоплением. Они разделялись 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 пенепленизирован. При этом выравнивание рельефа и образование элювия на исходных породах протекали постепенно на протяжении всего периода формирования поверхности выветривания, при котором продукты выветривания поступали в коррелятивные толщ равномерно, что связано с весьма незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа [1, 5]. Так, отложения нижнего карбона ТВС отражают погребённую поверхность выравнивания на границе девона и карбона и по всему разрезу обогащены продуктами выветривания [9]. На территории ТВС в карбоне и перми широкое развитие получили низменные заболоченные равнины с угленосными отложениями. 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 пенепленизацией СП, которая в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя, предшествовавшей юрской активизации платформы. В раннем и среднем триасе климат был субтропический с элементами аридного с 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]. При этом корообразование, денудация и переотложение продуктов этой КВ в коррелятивные толщ рассматриваемого региона происходили относительно равномерно, что было обусловлено, как и в позднем девоне – раннем карбоне, слабыми изменениями палеорельефа и тектонического режима.

В пределах основных алмазоносных 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 древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин [7–10]. 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, в позднедевонское-раннекаменноугольное время в Малоботуобинском алмазоносном 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-Ботуобинскую и Ахтарандинскую впадины. В отдельных разрезах устанавливаются верхние горизонты КВ, свидетельствующие о формировании полных профилей. Состав этих горизонтов позволяет предполагать,

что корообразование происходило в теплом влажном климате при относительно хорошем дренаже. На поднятиях и их склонах наблюдаются более мелкие формы рельефа, на которых менее контрастно проявляется общая закономерность приуроченности наиболее мощных КВ к поднятиям.

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 элювиальных толщ [4–8]. Одна из них охватывает всю северо-западную половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Виллюйского наложенного мезозойского прогиба (АВНМП), являющегося на протяжении длительного времени (норий-ранний лейас) денудационной и только в плинсбах – 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 трапповое плато) вдоль бровки северо-западного борта этого же прогиба в то время обнажались терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. Здесь в средне-позднетриасовое 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 Ботуобии), на траппах нижнего триаса мощностью до 43,5 м (Хатат-Юлегириское междуречье), на кимберлитах мощностью до 15 м (трубка имени XXIII съезда КПСС). Вторая – юго-восточная зона района, совпадающая с центральной частью АВНМП, 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 (до 60 м), сохранившимся от размыва в мелких депрессиях. Возможно, что на больших поднятиях в прогибе КВ могла достигать значительной мощности.

В позднем девоне – раннем карбоне на большей части территории Непско-Ботуобинской и Анабарской антеклиз и их склонов, а также почти на всей площади МБАР и Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР) подвергались выветриванию *терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя*. Из-за значительно большего эрозионного среза пород в допозднепалеозойское время, чем в дораннеюрское, сохранность средне-позднетриасовых КВ оказалась здесь относительно лучшей, чем позднедевонских-раннекаменноугольных. Эти КВ вместе с перекрывающими их отложениями фиксируют поверхности последних циклов денудации описываемых двух глобальных и продолжительных эпох корообразования. Обычно выветриванию на этой территории подверглись плотные серые, светло-серые иногда грязно-серые карбонатные песчаные алевролиты и известково-доломитовые песчаники, а также отдельные прослой 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 слабодеградированную 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  $1M$ . 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, алуниита и кальцита. Триоктаэдрические слоистые силикаты в этих частях разреза существенно уменьшаются, отчего в глинистой составляющей присутствует главным образом гидрослюда  $2M_1$  и МГСО также с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. В темно-коричневых до желтовато-серых глинах верхних частей профилей выветривания этих пород также преобладает МГСО с более высоким содержанием разбухающих пакетов, унаследовавшее от аналогичной фазы из нижележащих отложений упорядоченное чередование слоёв на основе сочетаний  $AB^3$  и  $AB^5$  [6]. Присутствует здесь и примесь гидрослюды  $2M_1$ , характеризующаяся полностью 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 алуниита, 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.  $FeO$  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 инфракрасной спектроскопии (ИКС) исходных и прокаленных до  $600^\circ C$  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 ча-

стиц, близких по форме к собственно гидрослуде [8]. Меньшая стабильность смешанослойной фазы определяет последовательное увеличение вверх по разрезу роли Al в октаэдрических позициях её структуры, на что указывает сохранение на ИК-спектрах полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al<sup>VI</sup>-связи с частотой  $525\text{--}530\text{ см}^{-1}$  после прокаливания образцов при  $550\text{--}600^\circ C$  [5].

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. Размеры останцов такой коры обычно небольшие (до  $1\text{ км}^2$ , 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 нижеюрскими отложениями.

Исходные, не подвергшиеся выветриванию, породы в северной части МБАР и в ДААР представлены разномасштабными серыми и темно-серыми долеритами, сложенными плагиоклазами (лабрадор-битовнит), моноклинными пироксенами (авгит), ильменитом, магнетитом, оливином, биотитом и стекловатым мезостазисом. Преобладают пойкилоофитовая и интерсерпентальная 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  $Fe^{2+}$  и резкое усиление гидратации минералов, ведущее к скоплению в продуктах выветривания адсорбированной и конституционной воды. Вверх по разрезу 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  $1,38\text{ нм}$ , свидетельствующий о многофазовом составе этих образований. После насыщения образцов глицерином на рентгенограммах отмечаются два интенсивных отражения. Первое – со значением  $1,41\text{ нм}$  по соотношению интенсивностей рефлексов и величине параметра  $b=0,920\text{ нм}$  относится к вермикулиту, а второе –  $1,77\text{ нм}$  соответствует разбухающему монтмориллониту ( $b=0,902\text{ нм}$ ), принадлежащему ди-триоктаэдрической разновидности. Образование в нижних горизонтах этой коры выветривания вермикулита связано преимущественно с изменением биотита [6]. Вследствие выщелачивания из биотита K и возникновения в

его структуре прослоев из молекул  $H_2O$ , координированных Mg, образуется вермикулит с близкими размерами элементарной ячейки в базисной плоскости. Вынос в дальнейшем части Mg из структуры вермикулита и окисление подавляющей массы  $Fe^{2+}$  ведёт к возникновению монтмориллонита, близкого к ди-триоктаэдрическому Mg- $Fe^{3+}$ . О преобладании  $Fe^{3+}$  свидетельствует исчезновение полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al<sup>VI</sup>-связи с частотой 525–530  $cm^{-1}$  на кривых ИКС после прокаливания наименее изменённых образцов, особенно из нижней части профилей. По мере преобразования вермикулита в монтмориллонит последовательно уменьшается параметр  $b$  исходного минерала. При этом монтмориллонит в межслоевых промежутках содержит в основном Mg. Кроме того, в продуктах начального выветривания 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 щелочных 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 монтмориллонита или вермикулит-монтмориллонитовые смешанослойные образования (VMCO). Эти минералы характеризуются существенным замещением Al<sup>VI</sup> 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 VMCO после выноса из его структуры фемических элементов. Порядок изменения химического и минерального состава долеритов при выветривании указывает, что последний относится к щелочному типу.

*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 полеоподнятии 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 АВНМП 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. При этом 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 слабовыраженным 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 эти породы подверглись переработке, тем менее устойчивыми они становятся к выветриванию. Ярким примером в этом отношении является трубка А-49, по породам которой, сильно изменённым гидротермально-метасоматическими процессами, в позднедевонское-раннекаменноугольное время весьма интенсивно и на значительную глубину развивалось корообразование. Скважина глубиной около 100 м в центре трубки не вышла из изменённых 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 (48,0–94,2 м). Для характеристики туфов и туфобрекчий нами изучены также породы, залегающие ниже указанного интервала и представленные 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/см<sup>3</sup>, 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 слабоизменённых туфах и туфобрекчиях хлорита подчёр-

квивається як присутствием на кривих дифференциального термического анализа (ДТА) дериватограмм эндоэффектов при 550 и 740 °С, связанных, соответственно, с разрушением брусито- и талькоподобного слоев в структуре минерала, так и спектром ядерного гамма-резонанса (ЯГР), указывающим на преобладание в структуре  $Fe^{2+}$  ( $Fe^{2+}/Fe^{3+} \approx 2,5$ ). На кривых ИК-спектров в области валентных колебаний ОН-групп также отмечаются две слабые полосы поглощения с частотами около 3400 и 3600  $cm^{-1}$  (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 слабыветрелых туфогенных образований Mg-Fe-монтмориллонита, который ассоциирует 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  $\Delta$  для части  $Fe^3$  (положение  $P_3$ ) 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  $Fe^{3+}$  концентрируются в триоктаэдрических участках новообразованных структур. Основной механизм 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  $P_2$ ) 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 [6], характеризующееся существенным увеличением роли его трехвалентной формы ( $Fe^{2+}/Fe^{3+} \approx 1,6$ ). В связи с относительным накоплением в этом случае монтмориллонита, значение  $\Delta$  (положение  $P_2$ ) несколько снижено, что может быть связано с примесью гидроксидов с более низкими значениями  $\Delta$  (порядка 0,50 мм/с), которые отдельно не выявляются вследствие недостаточного разрешения спектра между значениями 0,60 и 0,50 мм/с. Развитие 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 небольшую примесь каолинита.

Вверх по разрезу зоны дезинтеграции 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  $\Delta$ . При этом ионы железа переходят в трехвалентное состояние (оксиды и гидроксиды). Образуется гематит, о чём свидетельствует появление в спектре ЯГР шести линий с параметрами  $H_{\phi} \sim 503$  кэ,  $\Delta \sim 0,15$  мм/с,  $\delta \sim 0,17$  мм/с (от-

носительно Pd), что является результатом зеэмановского расщепления уровня ядер железа в  $\alpha-Fe_2O_3$  при действии эффективных магнитных полей [6]. Постепенно исчезают в этой зоне вермикулит и Mg- $Fe^{3+}$ -монтмориллонит, вместо которых (судя по появлению на дифрактограммах после насыщения образцов глицерином рефлексов 1,8–1,9 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 катионов (в том числе Al), в его структуре. Неупорядоченный характер этого смешанослойного образования определяется также почти полной аморфизацией его при прокаливании при 550–600 °С ибо собственно монтмориллонит или вермикулит дают [11] чёткую дифракционную картину с периодом 0,96–0,98 нм. Это образование полностью растворяется в 10 %-м растворе HCl и частично в тёплой 5 %  $CH_3COOH$ . Оно характеризуется исчезновением полосы поглощения Si-O-Al<sup>VI</sup>-связи с частотой 525–539  $cm^{-1}$  после прокаливании образцов при 600 °С, 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], обусловленных присутствием ионов  $Fe^{3+}$  в положении  $P_2$ . Кроме того, фиксируются входящие в октаэдрические сетки этого же минерала ионы  $Fe^{3+}$  в положении  $P_1$  с наименьшим значением  $\Delta$ . 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 месбауэровском 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 трапшовой плато отмечаются мелкие разобшённые сложных очертаний 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 объема туфогенных образований. Структура материнских пород преимущественно кристалло-литовитрокластическая, псефи-*

то-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<sup>2+</sup> 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 Fe<sup>3+</sup> 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 Fe<sup>2+</sup> находится [6] в двух позициях (M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub>), преобладая в дис-позициях (M<sub>1</sub>). В свою очередь, Fe<sup>3+</sup> в вермикулите и ди-триоктаэдрическом монтмориллоните также распределён по двум позициям, соответственно P<sub>3</sub> и P<sub>2</sub>.

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 [6–8, 14], по скважинным разрезам которой отмечена более глубокая химическая переработка других кимберлитовых диатрем Якутии. 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 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 рассеянными выделениями магнетита. Количество обломочно-материала редко превышает 25 % объема породы. Из слоистых силикатов таких пород установлены пластинчатые серпентины, структура которых состоит из слоёв типа А и В [8]. Ассоциирует серпентин на 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-бурими (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 сильноизменённых (до глинистого состояния) образований встречаются единичные слабоизменённые псевдоморфозы серпентина. Содержание гидрослюды здесь в целом небольшое, но нередко возрастает количество монтмориллонита, причем вверх по разрезу он становится бо-

лее 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 Fe<sup>3+</sup>. 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 [7]. В ассоциации с ними отмечается примесь серпентина, представленного структурным типом А. Это сопровождается уменьшением его параметра *b* (с 0,920 до 0,915 нм) вследствие повышения в структуре роли катионов с меньшим ионным радиусом (Fe<sup>3+</sup>). Судя по проявлению в этой зоне (в прослоях с невысоким содержанием хлорита) на кривых ДТА дериватограмм интенсивного эндоэффекта при температуре 540–560 °С и экзоэффекта при 900–910 °С, 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 неупорядоченными МГСО, в межслоевых промежутках которых 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 химического состава слюдистых минералов. Соответственно, на кривых ИК-спектров образований самих верхних частей профилей сохраняются полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al<sup>VI</sup>-связи с частотой 525–530 см<sup>-1</sup> после прокаливания образцов при 600 °С, 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 пред-

ставлені виключительно діоктаэдрическими мінералами. На ранніх стадіях виветривання це первичні мінерали (гідрослюда і МГСО), а на більш пізніх стадіях і вторичні мінерали (в частині, каолінит). О преобладанні тріхвалентних катіонів в октаэдрических позиціях структури вказаних мінералів свідечує параметр  $b$  їх елементарних ячеек (0,9 нм у різновидностей тріхэтажного і 0,89 нм – двухэтажного типу), а також дегідратація їх в два етапи (в інтервалах околу 100–200 і 500–600 °С). Особливістю глинистої складової КВ терригенно-карбонатних порід, незалежно від часу їх формування, слід вважати повсюдне присуття в її складі гідрослюди  $2M_1$  з Al і  $Fe^{3+}$  в октаэдрических позиціях. Всього характерним мінералом в продуктах виветривання терригенно-карбонатних порід вважається також МГСО, специфічною особливістю якого, наряду з преобладанням в нижніх частинах розривів (по відношенню до гідрослюди  $2M_1$ ), вважається тенденція до упорядоченому чередуванню пакетів, унаслідок якого етапу інтенсивного катагенетического преобразования вихідних порід. Для верхніх частин цього типу КВ характерні каолінит з полубеспорядочною структурою. Слід, отже, присуття каолінита і гідрослюди  $2M_1$  значимо розупорядоченою структурою слід вважати прямим і найбільш надійним типоморфним ознакою відносно глибокої стадії виветривання терригенно-карбонатних порід. При цьому в зв'язі з більшою по порівнянню з сумішанослойною фазою і гідрослюдою  $1M$ , стійкістю гідрослюди  $2M_1$ , вона починає преобладати над останніми, що вважається додатковим, крім парагенезиса з каолінитом, типоморфним ознакою для даної стадії виветривання цих порід.

Відмінною особливістю глинистих мінералів в слабозмінених профілях КВ долеритів вважається збереження  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллоніта до тих пор, поки в породах фіксується вермікулит. Це пов'язано з тим, що на першому етапі виносу Mg з міжслойних проміжків вермікулита монтмориллонітові шари виникають на поверхності кристаллів вихідного мінерала, головним чином, з боку бокових граней. Внаслідок цього обидві фази залишаються сегрегированими одна від одної і в структурному відношенні представляють механічну суміш. Ди-тріоктаэдрический тип монтмориллоніта одночасно з парагенетической асоціацією мінерала з вермікулитом вважається надійним типоморфним ознакою продуктів ранньої стадії виветривання долеритів. По мірі виникнення в верхніх частинах найбільш змінених профілів пакетів монтмориллоніта в межах всього об'єму кристаллів мікроблоки вермікулита розпадаються на окремі шари, зберегли, незважаючи на супроводжуючий цей процес їх суттєву діоктаэдризацію, реліктову структуру останнього. Такі шари, неупорядочено чередуясь з розбухаючими пакетами, утворюють сумішанослойную фазу, присуття якої в продуктах виветривання основних порід, в зв'язі з повністю іншою природою чередуємих пакетів, вважається їх типоморфним ознакою. При різкому зменшенні кількості вермікулитових пакетів в структурі сумішанослойного утворення воно (з одночасним різким збільшенням кількості дефектів в структурі) все більш наближається до діоктаэдрического типу, що супроводжується також посиленням ролі Al в октаэдрических позиціях структури цієї фази. Дане сумішанослойное утворення характеризується беспорядочним накладенням слойів в структурі і пони-

женими значеннями параметра  $b$  (0,894–0,896 нм) елементарної ячейки. Їму властиво також слабе розбухання з глицерином після насичення К, що вказує на відносно високий заряд силікатних слойів структури.

Для нижніх горизонтів КВ туфогенних утворень трубок вибуха СП найбільш характерними слойистими силікатами вважаються вермікулит і низкотемпературний хлорит. Останній, як і хлорит з КВ терригенно-карбонатних порід, швидко розкладається вгору по розрізу. На основі вермікулита тут, як і в продуктах виветривання долеритів, внаслідок виникнення асоціації вермікулита і  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллоніта, які в верхніх частинах розрізу в результаті гомогенізації переходять в неупорядоченне ВМСО. Більш інтенсивне преобразование туфогенних порід трубок вибуха привело до суттєво більш ранньому, ніж у долеритах, утворенню каолінита. Останній в цьому випадку формується в три стадії: по мікрокліну, середнім плагіоклазам (через стадію їх монтмориллонізації) і по ВМСО, причому у слойистих фаз перед цим погіршується ступінь досконалості структури. По даним електроннографії і растрової електронної мікроскопії, каолінит в цьому випадку характеризується в цілому беспорядочним накладенням слойів в структурі і нечіткої псевдогексагональної формою кристаллів, особливо при виникненні його по сумішанослойною фазі, що характерно для змінених основних порід. Парагенезис такого каолінита з неупорядоченим ВМСО може служити прямим і дуже надійним ознакою досить глибокої стадії виветривання цих порід. В вихідних туфогенних породах деяких трубок і корвунчанської свити середні і основні плагіоклази преобладають над мікрокліном, що обумовило виникнення в продуктах їх виветривання каолінита з метагаллузітом. Таку парагенетическую асоціацію можна використовувати як типоморфну для ідентифікації основних порід в цілому, так і для диференціації окремих їх різновидностей по продуктам виветривання.

Особливим інтересом представляє питання про типоморфних особливостях продуктів виветривання кимберлітів, в яких в різній ступені зберігаються стійкі мінерали цих порід (ІМК – алмаз, піроп, пікроільменит, хромшпинеліди і др.). Як в щільних, так і в виветрених кимберлітах нерідко відзначаються келіфітові кайми, які є продуктом реакції піропа з расплавом. Зовнішня поверхність їх звичайно покрита бугорчастими утвореннями, повторюючими рельєф зерна по келіфітовій каймі, яка часто має радіально-лучисте будову. Між основою кайми і поверхнею піропа, як і по тріщинам в ній, відзначаються пелітоморфні новоутворення, в складі яких преобладать хлорит з незначителіною примісью флогопіта і кальцита. В глинистої складової продуктів виветривання кимберлітів, крім збережених і в легкій фракції серпентина, хлорита і вермікулита, присуття також монтмориллоніт, МГСО і гідрослюда. В октаэдрических сітках структури розбухаючих мінералів, судячи по  $b=0,893$  нм, зберігаються головним чином  $Fe^{3+}$  і Al. В нижніх і середніх частинах КВ кимберлітів МГСО характеризується тенденцією до упорядоченому чередуванню пакетів. До верхів профілів в ній з'являються явні елементи розупорядочення структури і в лабільних міжслойних проміжках, як і в монтмориллоніте, преобладають Mg і Ca. По кристаллохімічним особливостям вказана сумішанослойная фаза розпадається на сумішанослойную КВ суттєво відрізняється від аналогічної в змінених терригенно-карбонатних породах. Це пов'язано

с иными природой и химическим составом исходного материала, за счёт которых в кимберлитах возникло указанное образование, представленное продуктами диоктаэдризации флогопита и дальнейшей его деградации. Это обуславливает свойственный указанным продуктам высокий отрицательный межслоевой заряд, который наследуется от исходной слоистой 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 А и В. Серпентин сохраняется вплоть до самых верхов профилей выветривания, где характеризуется политипом А. При этом для частиц новообразованного политипа (А) 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. Следует отметить, что морфологические выделения серпентина в породах, не затронутых выветриванием, существенно отличаются от его форм в продуктах гипергенного изменения кимберлитов и родственных им пород. Характерная для этих продуктов выветривания гидрослюда связана в основном с изменением флогопита и наследует свойственный ему политип 1М, что также является важнейшим её типоморфным признаком.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борис Е. И., Зинчук Н. Н. Структурно-формационные и генетические особенности формирования продуктивных отложений верхнего палеозоя и мезозоя бассейна среднего течения р. Вилюй в связи с поисками месторождений алмазов//Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: ВГУ, 2005. – С. 1339–1361.
2. Звягин Б. Б., Врублевская З. В., Жухлистов А. П. и др. Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. – М.: Наука, 1979. – 224 с.
3. Зинчук Н. Н. О стратиграфической приуроченности, диагностике и генезисе каолинита в мезозойских терригенных отложениях Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия)//Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1976. – № 12. – С. 27–35.
4. Зинчук Н. Н. Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазоносных отложениях Западной Якутии//Геология и геофизика. – 1982. – № 8. – С. 81–90.
5. Зинчук Н. Н. Глинистые минералы в древних корах выветривания и продуктах их перестроения в континентальных толщах Западной Якутии. – М.: МОИП, 1986. – С. 5–19.
6. Зинчук Н. Н. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформы//Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.
7. Зинчук Н. Н. Кора выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). – Новосибирск: НГУ, 1994. – 240 с.
8. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000. – 538 с.
9. Зинчук Н. Н. Задачи и возможности литолого-минералогических исследований при алмазопроисковых работах на закрытых территориях//Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК “АЛРОСА” – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2008. – С. 314–325.
10. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Борис Е. И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. – М.: Недра, 1983. – 196 с.
11. Иванов И. Н., Зинчук Н. Н., Борис Е. И., Хмелевский В. А. Состав, условия формирования отложений иреляхской свиты//Советская геология. – 1977. – № 5. – С. 148–156.
12. Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. – М.: Наука, 1976. – 271 с.
13. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Об устойчивости и палеогеографическом значении гидрослюд в корах выветривания и продуктах их перестроения на территории Западной Якутии//ДАН СССР. – 1980. – Т. 255. – № 3. – С. 705–709.
14. Хитров В. Г., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Закономерности изменения химического состава пород в зоне гипергенеза//Гипергенез и рудообразование. – М.: Наука, 1988. – С. 15–28.
15. Хмелевский В. А., Зинчук Н. Н. Минералы легких и глинистых фракций мезозойских алмазоносных россыпей Западной Якутии (на примере одной из россыпей Мало-Ботуобинского района). – М.: ВИНТИ, 1974. – 27 с.

#### REFERENCES

1. Boris E. I., Zinchuk N. N. Structural-formational and genetic features of Upper Paleozoic and Mesozoic productive sediments formation of the Vilyuy middle course basin in connection with prospecting of diamond deposits//Geology of diamonds – present and future (geologists to the 50<sup>th</sup> anniversary of Mirny and diamond-mining industry of Russia). – Voronezh: VSU, 2005. – P. 1339–1361. (In Russian).
2. Zvyagin B. B., Vrublevskaia Z. V., Zhuhlistov A. P. et al. High-voltage electronography in investigation of laminated minerals. – Moskva: Nauka, 1979. – 224 p. (In Russian).
3. Zinchuk N. N. About stratigraphic confinedness, diagnostics and genesis of kaolinite in Mesozoic terrigenous sediments of Malo-Botuobinsky region (Western Yakutia)//News of HEI. Geology and Exploration. – 1976. – № 12. – P. 27–35. (In Russian).
4. Zinchuk N. N. About main sources of argillaceous minerals in Mesozoic continental diamondiferous deposits of Western Yakutia//Geology and Geophysics. – 1982. – № 8. – P. 81–90. (In Russian).
5. Zinchuk N. N. Argillaceous minerals in ancient crusts of weathering and products of their redeposition in continental rock mass of Western Yakutia. – Moskva: MOIP, 1986. – P. 5–19. (In Russian).
6. Zinchuk N. N. Comparative characteristics of material composition of kimberlite rocks' crusts of weathering of the Siberian and East-European platforms//Geology and Geophysics. – 1992. – № 7. – P. 99–109. (In Russian).
7. Zinchuk N. N. Crusts of weathering and secondary changes of the Siberian platform kimberlites (in connection with the problem of prospecting and mining of diamond deposits). – Novosibirsk: NSU, 1994. – 240 p. (In Russian).
8. Zinchuk N. N. Postmagmatic minerals of kimberlites. – Moskva: Nedra, 2000. – 538 p. (In Russian).
9. Zinchuk N. N. Tasks and possibilities of lithological-mineralogical investigations during diamond-prospecting works on closed territories//Problems of forecasting and prospecting of diamond deposits on closed territories. Materials of the conference devoted to the 40th anniversary of YaGEER&D CNIGRI of “ALROSA” OJSC. – Yakutsk: YRC RAS SB, 2008. – P. 314–325. (In Russian).
10. Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D., Boris E. I. Ancient crusts of weathering and prospecting of diamond deposits. – Moskva: Nedra, 1983. – 196 p. (In Russian).
11. Ivaniv I. N., Zinchuk N. N., Boris E. I., Hmelevskij V. A. Composition, conditions of Irelyakh suite sediments formation//Soviet Geology. – 1977. – № 5. – P. 148–156. (In Russian).
12. Kazanskij Ju. P. Weathering and its role in sedimentation. – Moskva: Nauka, 1976. – 271 p. (In Russian).
13. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N. About stability and paleogeographical significance of hydromicas in crusts of weathering and products of their redeposition on the territory of Western Yakutia//USSR DAS. – 1980. – V. 255. – № 3. – P. 705–709. (In Russian).
14. Hitrov V. G., Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D. Regularities of the rocks' chemical composition alteration (change) in the zone of hypergenesis//Hypergenesis and ore formation. – Moskva: Nauka, 1988. – P. 15–28. (In Russian).
15. Hmelevskij V. A., Zinchuk N. N. Minerals of light and argillaceous fractions of Western Yakutia Mesozoic diamondiferous placers (on the example of one of Malo-Botuobinsky region placers). – Moskva: VINITI, 1974. – 27 p. (In Russian).

Рукописотримано 29.10.2018.