

УДК 551.311.231:553.08(571.56)

Николай Зинчук

*Западно-Якутский научный центр Академии наук РС(Я),
ул. Ленина, 4/1, Мирный, РФ, 678170,
nzninchuk@rambler.ru*

ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМАЦИИ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Комплексные исследования кор выветривания D_3-C_1 и T_{2-3} на различных породах (терригенно-карбонатные образования, долериты, туфы, туфогенные породы, кимберлиты) свидетельствуют, что в условиях тёплого и влажного климата образовались соответствующие формации кор выветривания. Многокомпонентный состав исходных пород обусловил во время корообразования замедленное преобразование первичного материала, в результате чего формирование кор выветривания приостановилось зачастую на начальных стадиях. Развитие неполных профилей выветривания вызвано, прежде всего, слабым выносом из первичных минералов двухвалентных катионов. Вновь возникающие фазы диоктаэдрические, они нередко сохраняют смешанный состав структурных катионов. Обнаруженные типоморфные различия в составе каждого типа коры выветривания можно успешно использовать при совершенствовании методики поисковых работ на алмазы.

Ключевые слова: кора выветривания, терригенно-карбонатные породы, долериты, туфы, туфогенные образования, кимберлиты, поисковые работы, алмаз, Сибирская платформа.

На древних платформах в алмазоперспективных районах широко развиты древние коры выветривания (КВ) на различных породах [3, 6–10, 14, 15, 17–20, 23, 25, 27, 28, 32], а также отложения, обогащённые продуктами их размывания и переотложения в разных фациальных обстановках [1, 2, 9–14, 18, 21, 22, 24, 26, 31]. Интенсивность выветривания обычно резко возрастает с повышением температуры и количества выпадающих осадков [3, 23, 25, 27]. Важное значение при этом имеет обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ во многом зависит от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее мощная КВ формируется на водоразделах, в то время как интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, а на плоских водоразделах наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. Элювиальные продукты сохраняются от размыва только при стечении благоприятных факторов, преимущественно в понижениях древнего рельефа и в тектонически опущенных блоках.

Наиболее детально мы изучили КВ в Малоботуобинском (МБАР), Далдыно-Алакитском (ДААР) и Средне-Мархинском (СМАР) алмазонасных районах Сибирской платформы (СП). В них благоприятные палеогеографические условия для формирова-

ния выветрелых толщ существовали в позднедевонское–раннекаменноугольное и средне–позднетриасовое время.

Поскольку на рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна [9–11, 13], то на северо-западе и северо-востоке Тунгусской синеклизы (ТС) сформировались низменные прибрежные равнины, а на юге Тунгусской и Вилуйской синеклиз возникли равнины с континентальным осадконакоплением, их разделяли более высокие денудационные плато. Каменноугольному периоду активизации общего вздымания СП предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой дифференцированных тектонических движений практически не было. Выравнивание пенепленизированного рельефа и образование элювия на исходных породах происходило постепенно на протяжении всего периода формирования территории. Продукты КВ поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа. Поэтому отложения C_1 ТС отражают погребённую поверхность выравнивания на границе $D-C$ и по всему разрезу обогащены продуктами выветривания, то есть представляют формацию древних КВ [12–15, 18]. Общая картина осадконакопления в карбоне (по сравнению с девонем) изменялась мало. На территории ТС в карбоне и перми были широко развиты низменные заболоченные равнины с угленосными отложениями. В конце перми во многих районах СП начались излияния лав и внедрение траппов (особенно интенсивно – в начале T_1). К концу этого периода длительная эпоха денудации завершилась пенепленизацией СП. Региональная пенепленизация в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя (предшествовала юрской активизации СП). В этот же период формировалась мощная КВ, причем корообразование, денудация и переотложение элювиальных продуктов в коррелятивные толщи происходили относительно равномерно, что было обусловлено (как и в D_3-C_1) слабым изменением палеорельефа и тектонического режима. Иреляхская свита рэта–геттанга Ангаро-Вилуйского наложенного мезозойского прогиба (АВНМП), наиболее обогащённая продуктами выветривания (формация КВ и продуктов их переотложения), является отражением погребённой денудационной поверхности среднего–верхнего триаса.

В пределах упомянутых выше алмазоносных районов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) древние КВ развиты на различных породах: терригенно-карбонатных PZ_1 , долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах. В структурном плане древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям [6, 8, 9, 14, 17], в пределах которых во время формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин. В конседиментационных палеоподнятиях, служивших местами аккумуляции переотложенного материала КВ, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Например, в D_3-C_1 в МБАР относительно наиболее полные и мощные (до 15 м) площадные остаточные КВ на терригенно-карбонатных породах PZ_1 развивались (а затем сохранились от размывания) на Мирнинском, Улу-Тогинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамлявших, соответственно, Ботуобинскую, Улу-Тогинскую, Джункунскую и Ахтардинскую впадины. При этом в отдельных разрезах фиксируют верхние горизонты КВ, свидетельствующие о формировании в них полных профилей.

Подобные палеогеоморфологические особенности развития и распределения характерны и для средне–позднетриасовых КВ на аналогичных породах, которые в МБАР формировались в двух различных структурно-формационных зонах [6, 9, 14], резко

отличающихся условиями развития и сохранения элювиальных продуктов. Одна из них охватывает всю северо-западную половину территории района и структурно совпадает с северо-западным бортом АВНМП; этот прогиб на протяжении длительного времени (норий–ранний лейас) являлся денудационной поверхностью и только в плинсбахе – денудационно-аккумулятивной. Здесь ко времени корообразования были развиты терригенно-вулканогенные отложения PZ_3 , а также породы трапповой формации T_1 (долериты, туфы, туфогенные образования). Только в полосе шириной 25–30 км вдоль бровки северо-западного борта АВНМП в то время обнажались терригенно-карбонатные породы PZ_1 , подвергающиеся интенсивному корообразованию. Вторая – юго-восточная зона района (совпадает с центральной частью АВНМП, где в среднем и позднем триасе обнажались терригенно-карбонатные породы PZ_1) – была неблагоприятной для интенсивного корообразования. В процессе выветривания разрушенный материал субстрата сносился в пониженные участки центральной части прогиба. Возможно, на небольших поднятиях в прогибе КВ могла достигать значительной мощности.

В ДААР также обнаружено приуроченность КВ к палеоподнятиям и их склонам. Например, поля развития площадных остаточных КВ на терригенно-карбонатных породах ордовика и силура тяготеют к Чукук-Мархинскому и Верхне-Алакитскому поднятиям и их склонам, причем на этих склонах выявлено фрагменты относительно более мощных и широких (по площади) элювиальных толщ, а в ближайших депрессиях – аккумуляцию продуктов их переотложения. Судя по таким разрезам КВ на траппах мощностью до 15 м, здесь в средне–позднетриасовое время также были благоприятные условия для интенсивного корообразования.

В позднедевонское–раннекаменноугольное время на большей части территории Непско-Ботубобинской и Анабарской антеклиз и их склонов, а также почти на всей площади МБАР и ДААР выветриванию подвергались повсеместно обнажавшиеся *терригенно-карбонатные породы* PZ_1 . В течение T_{2-3} корообразование на этих породах происходило только в юго-восточной части МБАР. Из-за значительно большего эрозионного среза пород в допозднепалеозойское время, чем в дораннеюрское, сохранность средне–позднетриасовых КВ оказалась здесь значительно лучшей, чем позднедевонских–раннекаменноугольных. В целом эти КВ вместе с перекрывающими их отложениями фиксируют поверхность последних циклов денудации двух глобальных и продолжительных эпох выветривания (рис. 1), которые обусловили формирование разновозрастных формаций КВ и продуктов их переотложения.

Комплексные исследования профилей выветривания этих пород свидетельствуют, что, несмотря на различный возраст, условия формирования и сохранности КВ, у них есть общие черты (рис. 2). В легкой фракции продуктов КВ терригенно-карбонатных пород повышены концентрации полуокатанных и окатанных зерен кварца и халцедона, а также угловатых обломков опала. Здесь повышено, по сравнению с другими толщами, содержание кислых плагиоклазов (альбита, олигоклаза) и санидина, зёрна которых в верхних горизонтах разрезов чаще всего регенерированы и изменены. Зёрна плагиоклазов обычно имеют неправильную форму со сглаженными углами. Слабо выветрелым терригенно-карбонатным породам свойственно также наличие вторичных сульфатных минералов – алюминита, паралюминита, базалюминита, ярозита и др. Для тяжёлой фракции довольно характерны полуокатанные и окатанные зерна апатита, альмандина, турмалина, циркона, эпидота, а также повышенные концентрации аутигенного пирита, сидерита, барита и ярозита. В отдельных разрезах есть единичные пластинчатые обломки хлоритоида, брусита, муассанита, не встреченные в КВ других типов.

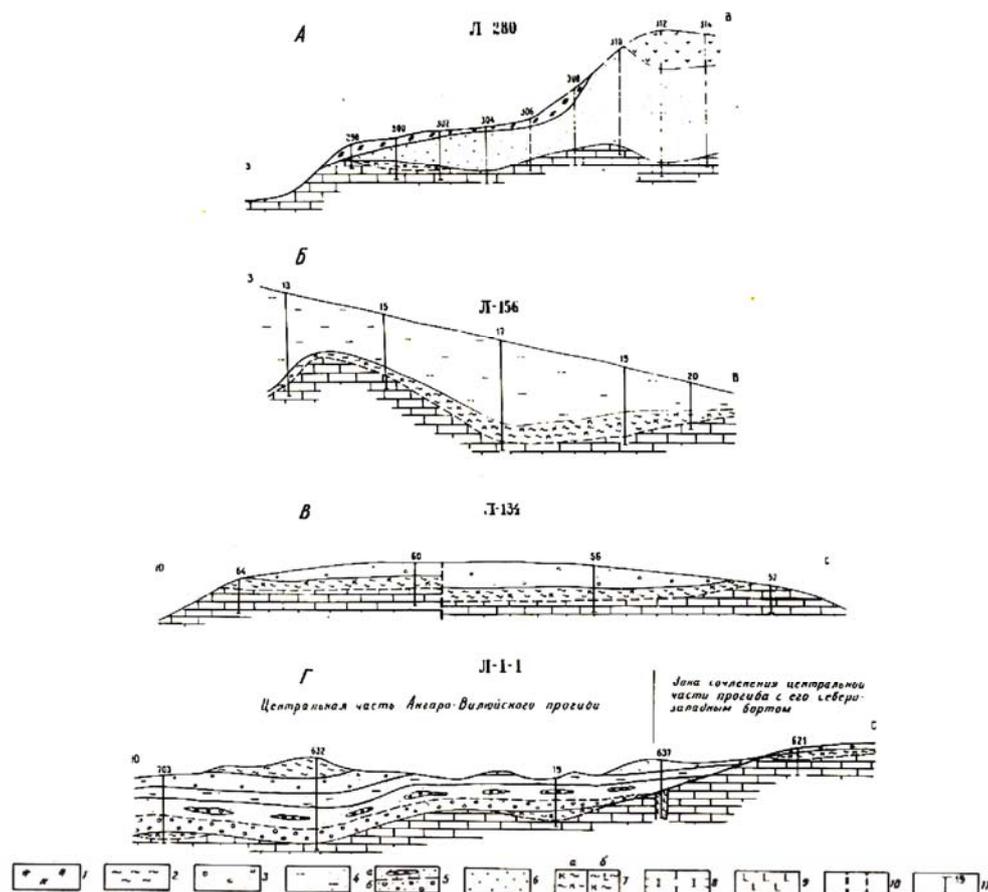


Рис. 1. Сводные геологические разрезы кор выветривания терригенно-карбонатных пород:
 А – северо-западный борт Ангаро-Вилуйского прогиба; Б – Иреляхская депрессия; В – южная часть северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба; Г – центральная часть прогиба и зона её сочленения с северо-западным бортом; 1 – четвертичные отложения; 2 – алевритисто-глинистые породы тоарского яруса; 3 – пески с галькой домерского подъяруса; 4 – песчано-алеврито-глинистые отложения карикского подъяруса; 5 – пески с линзами и прослоями галечников (а) и галечники (б) укугутской свиты; 6 – осадки PZ_3 ; 7 – траппы T_1 ; 8 – коры выветривания T_{2-3} и D_3-C_1 на терригенно-карбонатных породах площадного развития (а) и T_{2-3} на туфах трубок взрыва локального развития (б); 9 – терригенно-карбонатные породы PZ_1 ; 10 – туфы трубок взрыва; 11 – тектонические нарушения; 12 – колонковые скважины и их номер.

Имеющийся в терригенно-карбонатных породах тонкодисперсный триоктаэдрический хлорит (в основном раннекатагенетический), который образует в породах цемент, быстро разлагается в зоне гипергенеза. Поэтому пелитоморфные продукты выветривания этих пород представлены исключительно диоктаэдрическими минералами. На самой ранней стадии выветривания это первичные минералы (гидрослюды и монтмориллонит-гидрослюдистая смешаннослоистая фаза), а на более поздних стадиях – и вторичные минералы типа каолинита.

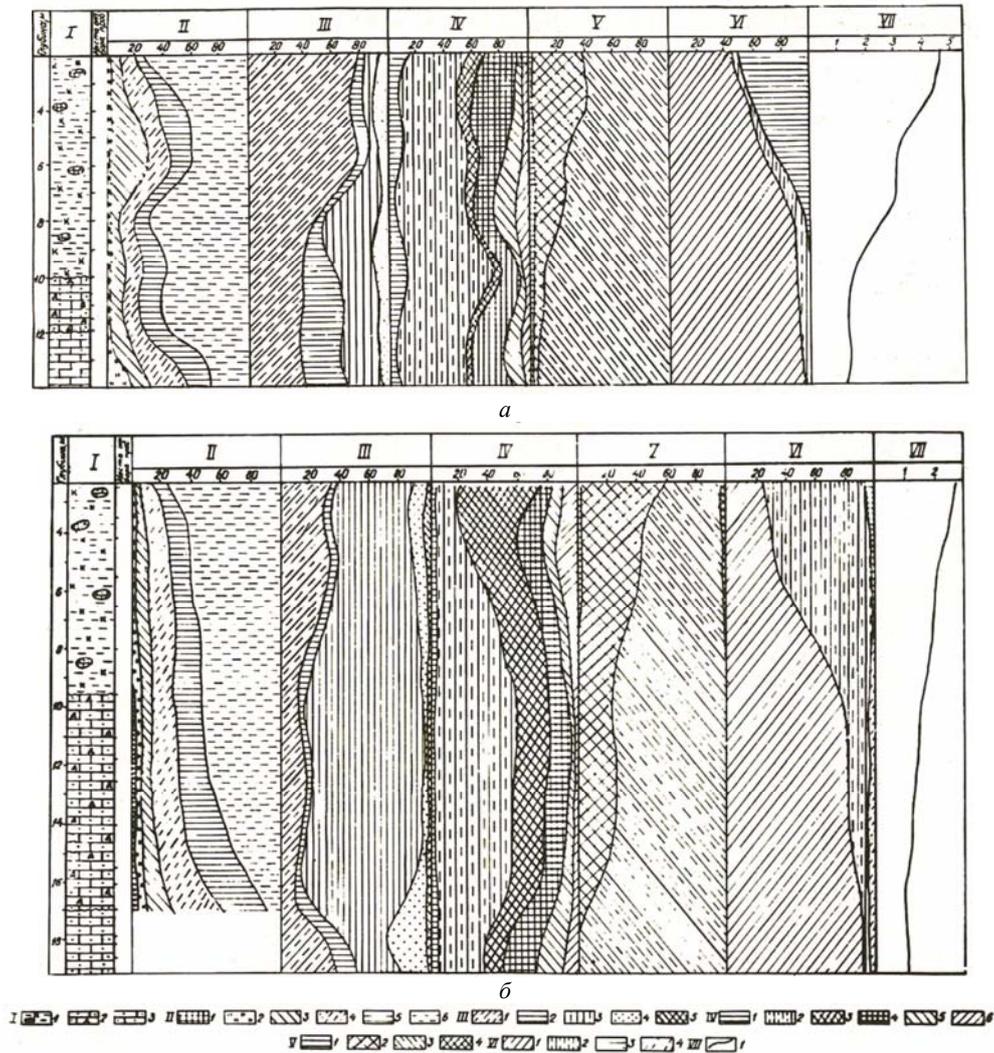


Рис. 2. Литологический разрез допозднепалеозойской (а) и дораннеюрской (б) кор выветривания терригенно-карбонатных пород:

I – литологическая колонка, породы: 1 – выветрелые; 2 – дезинтегрированные; 3 – плотные карбонатные; II – гранулометрический состав, размер фракций, мм: 1 – > 0,5; 2 – 0,50–0,25; 3 – 0,25–0,10; 4 – 0,10–0,05; 5 – 0,05–0,01; 6 – < 0,01; III – минеральный состав легкой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – кварц; 2 – полевые шпаты; 3 – слюдисто-глинистые и глинисто-железистые агрегаты; 4 – обломки пород; 5 – прочие минералы; IV – первичные минералы тяжелой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – ильменит; 2 – магнетит; 3 – группа эпидота; 4 – турмалин; 5 – циркон; 6 – другие минералы; V – аутигенные минералы тяжелой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – пирит; 2 – сидерит; 3 – гидроксиды железа; 4 – барит; VI – минеральный состав фракции < 0,001 мм: 1 – гидрослюда; 2 – монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослоистые образования; 3 – каолинит; 4 – хлорит и хлорит-монтмориллонитовые смешаннослоистые образования; VII – отношение интенсивностей межплоскостных расстояний $I_{1,0 \text{ нм}}:I_{0,5 \text{ нм}}$.

Особенностью глинистой составляющей КВ терригенно-карбонатных пород, независимо от времени их формирования (см. рис. 2), является повсеместное наличие в её составе диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ с Al и Fe^{3+} в октаэдрических позициях. Весьма характерный минерал в продуктах выветривания этих пород – монтмориллонит-гидрослюдистое смешаннослоистое образование (МГСО) с различной тенденцией к упорядоченности.

Анализ вариационных LM–OK-диаграмм, построенных по нашей методике [31], свидетельствует, что выветривание терригенно-карбонатных пород резко отличается от характера изменения в гипергенных условиях магматических пород региона – долеритов, туфов, туфогенных образований, а также кимберлитов. Вектор преобразования терригенно-карбонатных пород направлен непосредственно к полю каолинита, что в целом соответствует известной закономерности его образования при выветривании кислых и близких к ним по химическому составу осадочных пород. Этот вывод полностью подтвержден нашими данными о закономерном развитии каолинита в наиболее полных профилях КВ терригенно-карбонатных пород.

Учитывая общие черты в вещественном составе продуктов выветривания *пород трапповой формации* (туфы, туфогенные образования, долериты), целесообразно анализировать их минералого-геохимические особенности совместно. Мы акцентируем внимание не только на отличительных чертах состава и характеристике первичных минералов, но и на некоторых аспектах строения и кристаллической структуры, которые подчеркивают главнейшие типоморфные признаки элювиальных продуктов.

Характерными минералами лёгкой фракции выветрелых пород трапповой формации (рис. 3, 4) являются в различной степени изменённые плагиоклазы (от андезина до битовнита) и гейландит. Вверх по разрезу в породах обычно увеличивается содержание олигоклаза, что связано с меньшей устойчивостью средних и основных плагиоклазов. В слабо изменённых зёрнах плагиоклазов довольно часты полисинтетические двойники. Гейландит представлен мелкими угловатыми пластинчатыми обломками. Довольно характерны для КВ туфов и туфогенных пород выделения аллофана. Типоморфным минералом тяжёлой фракции является ильменит [8–10]. В КВ долеритов обычно доминируют толстотаблитчатые и пластинчатые его кристаллы с хорошо развитыми гранями, а также угловатые обломки с реликтами огранки. В КВ туфов и туфогенных пород зёрна ильменита преимущественно неправильной формы со сглаженными краями, реже – остроугольные обломки. Часто фиксируют значительные концентрации амфиболов, клинопироксенов, эпидота, клиноцоизита, цоизита, турмалина, циркона, кианита и вулканического стекла. Среди тяжёлых аутигенных минералов резко доминируют разнообразное выделения гидроксидов железа, что придаёт породам буроватую окраску.

Для глинистых минералов из слабо изменённых долеритов (см. рис. 3) характерен Mg- Fe^{3+} -монтмориллонит [4], ассоциирующий с вермикулитом. Обе фазы сегрегированы друг от друга и структурно являются механической смесью. В верхних частях наиболее полных изменённых профилей выветривания появляются пакеты монтмориллонита в пределах всего объёма кристаллов, и по мере их появления микроблоки вермикулита распадаются на отдельные слои, которые, несмотря на сопровождающую этот процесс их существенную диоктаэдризацию, сохраняют реликтовую структуру вермикулита [4]. Такие слои неупорядоченно чередуются с разбухающими пакетами и образуют смешаннослоистую фазу. Её наличие в продуктах выветривания основных пород, в связи с иной природой чередующихся пакетов, есть типоморфным признаком.

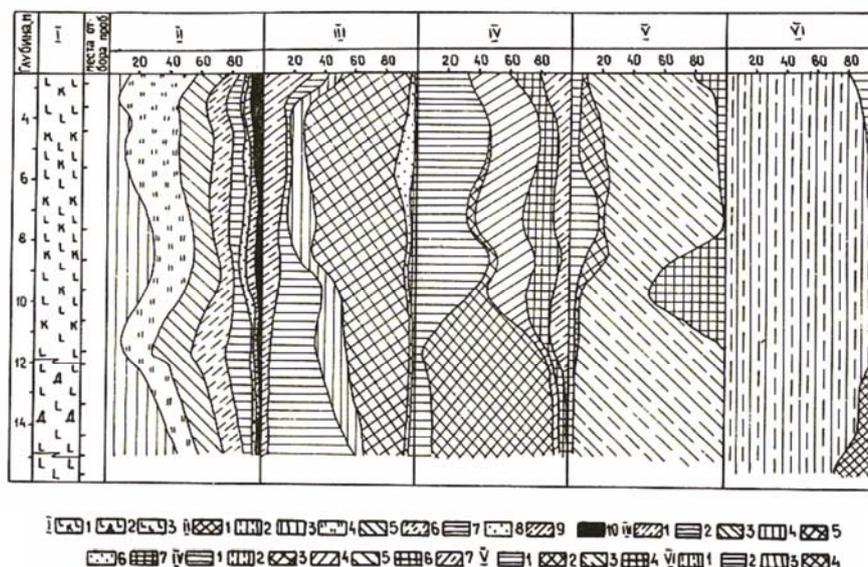


Рис. 3. Литологический разрез образований коры выветривания долеритов, вскрытых скважиной 264/334 в МБАР:

I – литологическая колонка: 1 – выветрелые долериты; 2 – дезинтегрированные породы; 3 – плотные долериты; II – гранулометрический состав, размер фракций, мм: 1 – > 2,5; 2 – 2,5–1,0; 3 – 1,0–0,5; 4 – 0,50–0,25; 5 – 0,25–0,10; 6 – 0,10–0,05; 7 – 0,05–0,01; 8 – < 0,01; III – минеральный состав лёгкой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – кварц; 2 – полевые шпаты; 3–5 – агрегаты: 3 – кремнистые, 4 – слюдисто-глинистые, 5 – глинисто-железистые; 6 – прочие минералы; IV – первичные минералы тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – ильменит + магнетит; 2 – изменённый ильменит; 3 – очень неустойчивые минералы (амфиболы, пироксены, оливин); 4 – умеренно устойчивые минералы (группа эпидота); 5 – гранаты; 6 – циркон; 7 – весьма устойчивые минералы (титанит, рутил, кианит, турмалин); V – аутигенные минералы тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – пирит; 2 – сидерит; 3 – гидроксиды железа; 4 – барит; VI – глинистые минералы фракции < 0,001 мм: 1 – монтмориллонит и неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешаннослоистое образование; 2 – каолинит; 3 – хлорит; 4 – вермикулит.

При резком уменьшении количества вермикулитовых пакетов в структуре смешаннослоистого образования оно всё более приближается к диоктаэдрическому (с одновременным резким увеличением количества дефектов), что сопровождается усилением роли Al в октаэдрических позициях. Такому образованию присущи беспорядочное наложение слоёв в структуре и пониженные значения параметра b (0,894–0,896 нм) элементарной ячейки. Обнаружено также слабое разбухание с глицерином после насыщения K, что свидетельствует об относительно высоком заряде слоистых пакетов.

Анализ вариационных LM–OK-диаграмм показал [31], что, несмотря на определённое различие исходных пород основного состава, продукты их выветривания по химизму в чём-то похожи. Векторы выветривания основных пород исследованных алмазодносных районов направлены к полю бокситов, что обусловлено их формированием в процессе выветривания гидроксидов Al. Значительное перераспределение Si и вынос его избытка и железа из структуры первичных минералов приводят к первоначальному развитию каолинита в средних частях наиболее изменённых профилей, а в отдельных трубчатых телах туфогенных пород (Ан-49) – и гиббсита.

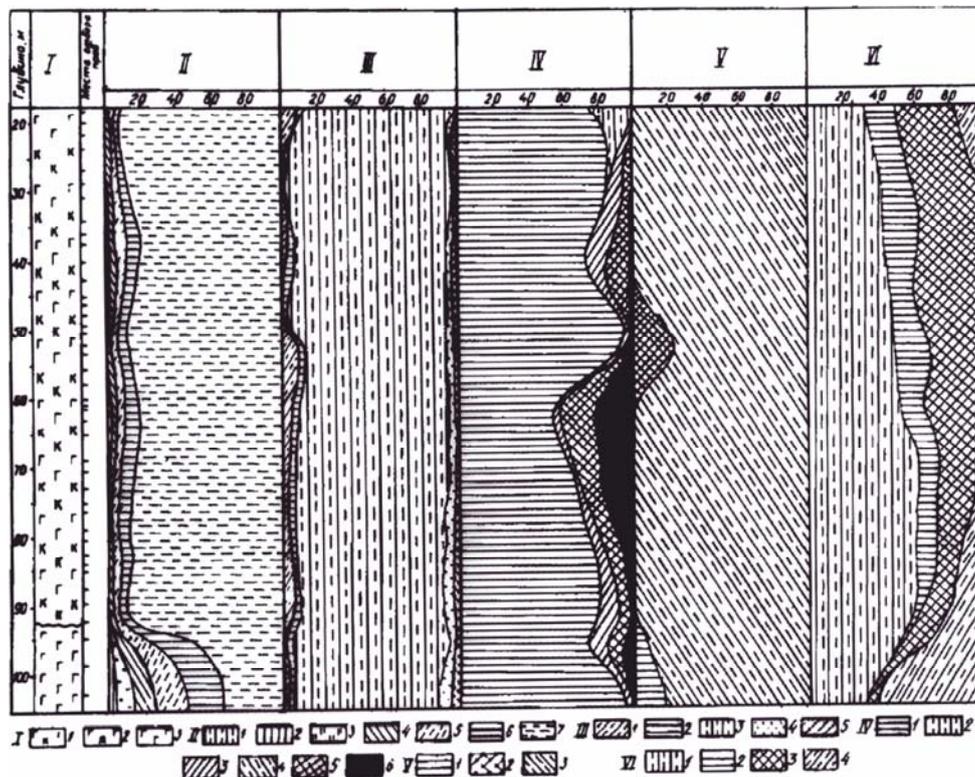


Рис. 4. Литологический разрез коры выветривания агломератовых туфов и туфобрекчий трубки Ан-49:

I – литологическая колонка: 1 – выветрелые породы; 2 – плотные туфы и туфобрекчии; II – гранулометрический состав, размер фракций, мм: 1 – 1,0–0,5; 2 – 0,50–0,25; 3 – 0,25–0,10; 4 – 0,10–0,05; 5 – 0,05–0,01; 6 – < 0,01; III – состав лёгкой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – кварц; 2 – полевые шпаты; 3 – глинистые и глинисто-железистые агрегаты; 4 – обломки пород; 5 – прочие минералы; IV – первичные минералы тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – неизменённые рудные минералы (ильменит, магнетит); 2 – частично изменённые рудные минералы; 3 – группа эпидота; 4 – гранаты; 5 – циркон; V – аутигенные минералы тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – пирит; 2 – сидерит; 3 – гидроксиды железа; VI – состав фракции < 0,001 мм: 1 – хлорит; 2 – вермикулит и Mg-Fe³⁺-монтмориллонит; 3 – вермикулит-монтмориллонитовые смешаннослоистые образования; 4 – каолинит.

Для выяснения закономерностей преобразования *кимберлитов* и определения типоморфных особенностей продуктов их выветривания проведено [2, 5, 16, 19, 29–32] комплексное исследование профилей выветривания СП, Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Гвинеи. Для лёгких фракций КВ кимберлитовых пород характерно (рис. 5) постоянное наличие бледно-оливковых и желтовато-зелёных чешуек флогопита и продуктов его изменения (хлорита и вермикулита), обломков серпентина, а также глинисто-карбонатных агрегатов, состоящих преимущественно из смеси глинистых минералов, кальцита и доломита. В сильно химически переработанных продуктах выветривания кимберлитов увеличивается количество пироба, корродированного по кубоидному типу [29–32].

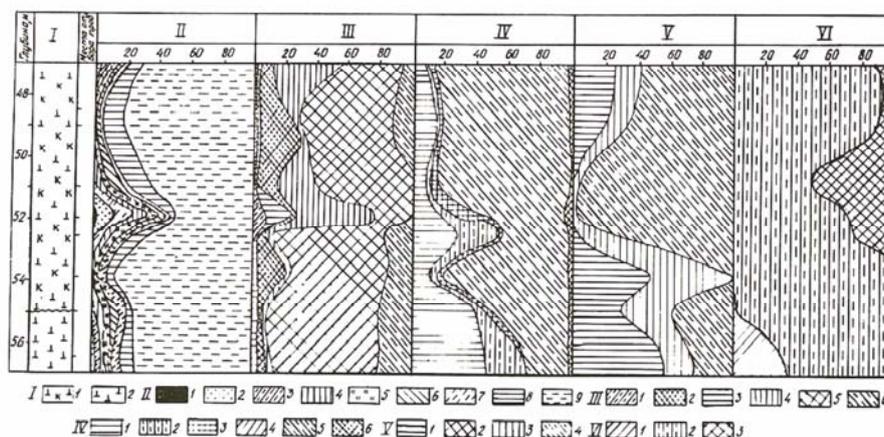


Рис. 5. Литологический разрез коры выветривания кимберлитов трубки Юбилейная, вскрытых разведочной скважиной 231:

I – литологическая колонка, кимберлиты: 1 – выветрелые, 2 – плотные; II – granulometricкий состав, размер фракций, мм: 1 – > 5,0; 2 – 5,0–2,0; 3 – 2,0–1,0; 4 – 1,0–0,5; 5 – 0,50–0,25; 6 – 0,25–0,10; 7 – 0,10–0,05; 8 – 0,05–0,01; 9 – < 0,01; III – состав лёгкой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – кварц; 2 – полевые шпаты; 3 – слюды; 4 – кремнисто-глинисто-железистые агрегаты; 5 – карбонаты; 6 – глинисто-карбонатные образования; IV – первичные минералы тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – ильменит + магнетит; 2 – титанистые образования; 3 – очень неустойчивые минералы (амфиболы, пироксены, хлоритоид, слюдоподобные железённые образования); 4 – умеренно устойчивые минералы (апатит, группа эпидота); 5 – гранаты; 6 – другие весьма устойчивые минералы (турмалин, циркон, рутил, хромшпинелиды, титанит, кианит); V – аутигенные минералы тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – пирит; 2 – сидерит; 3 – кальцит; 4 – гидроксиды железа; VI – состав фракции < 0,001 мм: 1 – слюда и гидрослюда; 2 – монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослоистые образования; 3 – хлорит и вермикулит.

Нередки в КВ кимберлитов зёрна пироба с белесой рубашкой, столь характерной для древних россыпей района. И в плотных, и в выветрелых кимберлитах есть пиробы с келифитовой каймой. Зафиксировано различную степень изменения оливина (вплоть до полной серпентинизации), пироксенов, хромшпинелидов, пикроильменита – в зависимости от степени выветрелости кимберлитов. В глинистой фракции продуктов выветривания кимберлитов, кроме серпентина, хлорита и вермикулита, есть монтмориллонит, МГСО и гидрослюда (см. рис. 5). Судя по значению $b = 0,893$ нм, в октаэдрических сетках структуры разбухающих минералов содержатся в основном Fe^{3+} и Al. В нижних и средних частях КВ кимберлитов эта смешаннослоистая фаза имеет тенденцию к упорядоченному чередованию пакетов. К верхам профилей в ней появляются явные элементы разупорядочения структуры, в лабильных промежутках (как и в монтмориллоните), преобладают Mg и Ca.

Во фракции < 0,001 мм слабо изменённых кимберлитов (преимущественно зона дезинтеграции) серпентин представлен пластинчатой разновидностью, структура которой состоит из слоёв А и В [4, 7]. Минерал сохраняется вплоть до самых верхов профилей выветривания, где есть только политип А. 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 несколько микрометров. Вверх по разрезу

размер частиц новообразованного серпентина и его сростков обычно увеличивается. Отсюда следует, что морфология выделений серпентина в породах, не затронутых выветриванием, существенно отличается от таковой в продуктах гипергенного изменения кимберлитов и родственных им пород. Вектор выветривания кимберлитов на вариационной LM–OK-диаграмме [6, 14, 31] занимает промежуточное положение – между полем терригенно-карбонатных образований и пород основного состава, то есть в продуктах их выветривания с одинаковой вероятностью могут формироваться как оксиды, так и каолинит. Присущий кимберлитовой слюде политип 1M обуславливает (как менее устойчивый при выветривании) сравнительно более быстрое накопление в продуктах диоктаэдризации Al, чем выветривание слюды 2M₁ в терригенно-карбонатных породах.

Продолжительность периодов корообразования, происходящего в условиях тёплого влажного климата и относительно хорошего дренирования территории, существенно влияла на мощность элювиальных толщ и на количество алмазов, высвобождающихся из этих толщ во время их формирования либо непосредственно на кимберлитах, либо в продуктах их ближнего переотложения во вторичных коллекторах. Оценивая с таких позиций изложенные выше данные о древних КВ основных алмазоносных районов СП (как в целом, так и в наиболее богатых алмазами МБАР и ДААР), можно сделать вывод, что в D_3 – C_1 и T_{2-3} здесь были благоприятные условия для интенсивного корообразования. Об этом свидетельствуют, прежде всего, сохранившиеся от размывания мощные КВ с высокозрелыми верхними горизонтами. Непосредственно в КВ россыпи алмазов формировались только над кимберлитовыми трубками, что обусловило ограниченный размер россыпей [6, 14, 28]. На других породах россыпи не образуются, за исключением случаев, когда субстратом являются вторичные коллекторы алмазов (например, отложения PZ_3).

Поэтому важно выяснить условия размывания и переотложения продуктов КВ при накоплении отложений PZ_3 и MZ . Мы детально изучили их в пределах МБАР, где они широко развиты. Оказалось, что если эти отложения (в первую очередь грубообломочные горизонты) образовывались в условиях накопления делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озёрных фаций (то есть за счёт преимущественно ближнего сноса местного материала), то вблизи кимберлитовых тел формировались россыпи алмазов. В случае обильного привнесения чуждого региону терригенного материала развивались аллювиальные фации, КВ на кимберлитах размывались, и обогащённые алмазами отложения выносились за пределы локальных участков, при этом происходило их сильное разубоживание за счёт “транзитного” неалмазоносного аллювия. В таких условиях образование алмазных россыпей практически невозможно. Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации, накопление их в континентальных пресноводных водоёмах, небольшая мощность сформировавшихся осадочных толщ и незначительное их погружение обусловили слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы и отсутствие наложенных на них процессов катагенетического преобразования. Поэтому глинистые минералы осадочных толщ PZ_3 и MZ , связанные, в основном, с процессами переотложения различных продуктов выветривания, определённым образом наследуют структурные и кристаллохимические особенности минералов из элювиальных толщ. Это даёт возможность использовать описанные типоморфные признаки однотипных минералов лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций (как и геохимические особенности выветрелых пород) для идентификации в осадочных толщах продуктов, поступивших из разных источников сноса и связанных с гипергенными изменениями пород различного состава.

На протяжении *позднего палеозоя* в МБАР (северо-восточный борт ТС) унаследованное и некомпенсированное опускание отдельных участков территории привело к образованию ряда конседиментационных депрессий: Ахтарандинской (на западе), Улахан-Ботуобинской (охватывает нижнее течение р. Большая Ботуобия) и Кюеляхской (верховье р. Кюелях). Между этими депрессиями расположены участки, испытывавшие относительно замедленное опускание территории. Например, на западе района расположено Чернышевское поднятие, а в районе Улу-Тогинской петли р. Виллой – Улу-Тогинское. Всё это обусловило формирование в пределах поднятий и их склонов осадков, обогащённых местным, а в депрессиях – чуждым району материалом. Отметим, что в районе пока не обнаружены кимберлитовые трубки, перекрытые верхнепалеозойскими отложениями. Однако находки в базальных горизонтах упомянутых поднятий заметных концентраций алмазов и индикаторных минералов-спутников со специфическими свойствами дают основания предполагать наличие на этой территории пока не открытых коренных источников. В D_3-C_1 эти кимберлитовые диатремы подвергались эрозии, и высвободившийся вследствие выветривания кимберлитовый материал формировал россыпи различных генетических типов.

Главнейшими образованиями верхнего палеозоя МБАР, в формировании которых значительную роль играли КВ D_3-C_1 , были породы лапчанской (P_1l), ботуобинской (P_1bt) и боруллольской (P_2br) свит. Преобладание в базальных горизонтах *лапчанской свиты* крупнообломочного материала из местных источников (известковистые песчаники, доломиты и др.), полевошпатово-кварцевый (нередко до кварцевого) состав минералов лёгкой фракции, обеднённый комплекс минералов тяжёлой фракции (преобладают аутигенные) – всё это свидетельствует о преобладании в составе пород материала переотложенной КВ на терригенно-карбонатных породах. В нижних горизонтах разрезов, которые залегают непосредственно на КВ терригенно-карбонатных пород, обнаружены [6, 9, 11–14] максимальные концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$. Однако зафиксированы случаи, когда в пробах из нижних базальных горизонтов этих толщ такой гидрослюды нет вообще, что является доказательством неравномерного распределения выветрелого материала данного типа. Для пелитовой составляющей лапчанской свиты характерна также повышенная концентрация Mg-Fe-хлорита, который по структурно-морфологическим особенностям близок к хлориту из КВ терригенно-карбонатных пород. Если к этим данным добавить состав грубообломочного материала и минеральные парагенезисы различных фракций, то можно утверждать, что в период формирования осадков лапчанской свиты в них преобладали продукты переотложения КВ терригенно-карбонатных пород PZ_1 и кластических образований PZ_2 . Значительно меньшую роль играли выветрелые продукты основного и ультраосновного состава.

В грубообломочных породах *ботуобинской свиты* повышено (до 60 %) содержание гальки кварцитов. В базальных горизонтах обломочный материал отсортирован обычно плохо. Как и в лапчанской свите, в них нет чётких закономерностей в распределении главнейших минералов лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций, что свидетельствует о неравномерном распределении здесь материала древних КВ. Основные порообразующие минералы свиты – кварц и полевые шпаты. Весьма типичны минералы группы эпидота, среди которых, в отличие от лапчанской свиты, преобладает эпидот. Отдельные прослои обогащены чешуйчатыми выделениями биотита, лепидомелана, мусковита и хлорита. Для тяжёлой фракции характерно наличие в различной степени окатанных зёрен циркона, турмалина и апатита. В отличие от лапчанской свиты, в нижних гори-

зонтах ботуобинской увеличивается концентрация монтмориллонита, МГСО и вермикулит-монтмориллонитовых смешаннослоистых образований (ВМСО), что свидетельствует о возрастании в этих горизонтах роли продуктов выветривания пород основного и ультраосновного состава и уменьшении – терригенно-карбонатных. Это подтверждено и сравнительно меньшей концентрацией диоктаэдрической гидрослюда $2M_1$ и каолинита с относительно упорядоченной структурой. Нередко фиксируют достаточно высокое содержание каолинита по всему разрезу свиты, что связано с поступлением его из верхних горизонтов КВ на породах трапповой формации.

В грубообломочном материале *боруллойской свиты* несколько увеличивается содержание обломков кварца. Главное отличие пород этой свиты от нижележащих отложений *C-P* – обилие слюдистых минералов (биотит, мусковит, лепидомелан). Постоянно есть минералы группы эпидота. Выявлено различия в минеральном составе базальных горизонтов и всего разреза в целом. Например, в пробах из базального горизонта нет слюд и хлорита, а содержание ильменита, лейкоксена, иногда альмандина повышено. В пелитовой составляющей преобладают МГСО и ВМСО, а в проницаемых песчаниках и алевролитах пойменных и озёрно-болотных фаций – и каолинит; меньше гидрослюда и хлорита. Проведенные исследования дают основания для вывода, что в процессе формирования отложений доминирующее влияние оказали продукты выветривания основных пород *PZ₂*. Выветрелые толщи терригенно-карбонатных пород *PZ₁*, которые к тому времени уже были значительно перекрыты отложениями лапчанской и ботуобинской свит, играли подчинённую роль. Иногда в боруллойской свите находят примесь монтмориллонита и ассоциирующих с ним смешаннослоистых образований, что может быть связано с перемыванием и переотложением пород *C₂₋₃* и *P₁*.

В *мезозойское время* в пределах большей части МБАР (территориально совпадает с АВНМП) было две структурно-формационные зоны со специфическими особенностями строения, что наложило отпечаток на формирующиеся осадки. Материал древних КВ попадал в бассейны седиментации в период формирования здесь континентальных отложений иреляхской (*T₃-J_{1ir}*) и укугутской (*J_{1uk}*) свит, а также прибрежно-морских отложений плинсбахского (*J_{1p}*) и тоарского (*J_{1t}*) ярусов.

В *иреляхской свите* псефитовые породы представлены [3, 9–14, 17, 26, 28] гравелитами, конгломератами, брекчиями и рыхлыми галечно-щебёночными отложениями. В основании разреза они образуют линзы и прослои, а по разрезу находят только рассеянные гальки и гравий. Наибольшая мощность прослоев грубообломочных пород в нижней толще иреляхской свиты в пределах приосевой части АВНМП. Кластический материал до 80 % представлен тут хорошо окатанными обломками разнообразных пород (метаморфические, кислые, средние, щелочные интрузивные и эффузивные), чуждых району. Обломки местных пород (по-разному изменённые терригенно-карбонатные породы *PZ₁* и траппы) окатаны слабо. Широко распространены здесь псаммиты, представленные граувакковыми аркозами, полевошпатово-кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми граувакками. Чисто алевритовые и глинистые породы в разрезах приосевой части прогиба сравнительно редки. И состав крупнообломочного материала, и данные пофракционных минералогических исследований свидетельствуют о незначительной концентрации здесь продуктов перемывания и переотложения древних КВ.

Для иреляхских отложений вдоль полосы АВНМП характерно развитие глин с прослоями тонкозернистых песков и алевритов. Более полные разрезы свиты сохранились тут в Иреляхской и Мачобинской депрессиях. Стратотипом иреляхских отложений этого района можно считать [3, 12–14, 17, 26] разрезы древней россыпи, расположенной

в локальной впадине на борту Иреляхской мезозойской депрессии. В нижних горизонтах свиты повышено содержание продуктов переотложения древних КВ. Обычно в таких участках увеличивается крупность песка и появляется примесь галечного и гравийного материала. Нередко в нижних частях разрезов встречаются глыбы и щебень различного выветрелых терригенно-карбонатных пород PZ_1 и концентрации пиропы и пикроильменита. Вверх по разрезу содержание выветрелого материала резко уменьшается. Неравномерно распределён и выветрелый материал кимберлитов. О различной дальности его переноса свидетельствуют различная морфология алмаза и его минераловспутников и наличие некоторых вторичных минералов, характерных для кимберлитов: Fe-Mg-хлорита, вермикулита и серпентина политипной модификации А [3, 6, 7, 14, 15, 17, 26]. Судя по структурно-морфологическим особенностям этих минералов и их приуроченности к иреляхским алмазоносным россыпям МБАР, сформированным вблизи от коренных месторождений, они испытали незначительный перенос.

В отличие от этого, в отложениях *укугутской свиты* концентрация продуктов переотложения древних КВ незначительная. Нижние горизонты свиты сложены довольно мощной толщей конгломератов, галечный материал которых представлен разнообразными изверженными, метаморфическими и осадочными породами, почти 90 % которых чужды для района. В депрессиях траппового плато (северо-западный борт прогиба) продуктов переотложения древних КВ больше, чем в центральной части прогиба, но значительно меньше, чем в иреляхских породах. В северо-западном борту прогиба развиты гравелиты, отличающиеся от иреляхских большей грубозернистостью и несколько иным составом обломков, среди которых нет пелитизированных эффузивных пород. В укугутских отложениях заметно больше гравийных зерен кварца, ортоклаза и микроклина. Довольно характерны песчаные образования. Появляются сильно хлоритизированные обломки эффузивных пород или туфов с реликтовой порфировой и кристалло-витрокластической структурой. Алевритовые и глинистые породы сравнительно редки, обычно залегают в виде отдельных прослоев в разных частях изученной территории. Иногда фиксируют тонкое переслаивание алевролитов, глин и мелкозернистых песчаных пород, а в алевритах – мелкие частицы хлоритизированных пород, которые по форме и структуре напоминают пелитизированные обломки, найденные в иреляхской свите, но отличаются от них интенсивным зеленым цветом и значительным содержанием хлорита.

В целом результаты комплексного изучения вещественного состава укугутских отложений свидетельствуют, что породы слабо обогащены продуктами переотложения КВ. Только в локальных депрессиях северо-западного борта прогиба, причём в случае непосредственного залегания их на КВ терригенно-карбонатных пород и траппов, в нижних горизонтах увеличивается концентрация аллотигенных глинистых минералов, связанных с выветриванием этих пород.

В отложениях *плинсбахского яруса* крупнообломочные породы распространены ограничено. Их состав менее разнообразен, чем в укугутской свите, и обычно тесно связан с составом местных пород. Довольно широко развиты псаммитовые образования аркозовой и граувакковой групп, что характерно и для аналогичных пород *тоарского яруса*. От аналогичных образований укугутской свиты отложения обоих ярусов отличаются более высоким содержанием литоидных обломков и, частично, их составом. Плинсбахские алевролиты нередко переслаиваются с песчаными породами, образуя алевропесчаный ритмолит. Они плохо сортированы, имеют полимиктовый состав и повышенную углистость. В них много хлоритизированных обломков слюд и самого хлорита.

Тоарские алевритовые породы отличаются значительной крупностью частиц, большей примесью глинистого вещества, полимиктовым составом и обилием скоплений хлорита и сидерита, а также заметно меньшим содержанием слюд и обломков неизменённых пород. В целом для отложений обоих ярусов не характерна высокая концентрация продуктов выветривания других пород, о чём свидетельствуют особенности вещественного состава этих толщ, в частности, незначительная примесь аллотигенных глинистых минералов. В период формирования этих отложений небольшую роль играли только продукты древних КВ основных пород, доказательством чего является наличие в пелитовой фракции аллотигенного монтмориллонита и смешаннослоистых образований, характерных для этого типа выветрелых пород.

Проведенные исследования дают основания для таких выводов. В позднедевонское–раннекаменноугольное и средне–позднетриасовое время в условиях тёплого и влажного климата активно развивались процессы корообразования, вследствие чего образовались соответствующие формации КВ. Исходные породы в древних КВ (за исключением терригенно-карбонатных) содержали ди- и триоктаэдрические минералы, в структуре которых есть трёх- и двухвалентные пороодообразующие катионы. Такой сложный, многокомпонентный состав пород обусловил замедленное преобразование первичного материала. Как следствие, формирование КВ зачастую приостанавливалось на начальных стадиях. Развитие неполных профилей выветривания вызвано, прежде всего, слабым выносом из первичных минералов двухвалентных катионов. Поэтому вновь возникающие фазы были диоктаэдрическими и нередко сохраняли смешанный набор структурных катионов.

Поскольку в продуктах выветривания преобладает пелитовая составляющая, то можно выделить такие важнейшие типоморфные признаки глинистых образований в изученных КВ: 1) повсеместное наличие диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ в КВ терригенно-карбонатных пород и её постоянная ассоциация в наиболее зрелых профилях с каолинитом, структура которого была более упорядоченной, чем у каолинита, образованного за счёт других пород; 2) постоянное наличие в разрезах КВ пород трапповой формации (долериты, туфы, туфогенные образования) ди- и триоктаэдрического монтмориллонита, неупорядоченного ВМСО, по-разному неупорядоченного каолинита, ассоциирующего в КВ туфогенных пород с галлузитом (при полном отсутствии в продуктах выветривания слюдоподобных минералов); 3) наличие в КВ кимберлитов поликатионного монтмориллонита, значительного количества триоктаэдрического хлорита (пакеты δ' и δ), серпентина (структурные типы А и В), интенсивно изменённого флогопита и связанной с ними гидрослюды 1М.

Определено, что в изученных КВ смешаннослоистым образованиям (в зависимости от природы исходных минералов, за счет которых они возникли) свойственны различные виды переслаивания пакетов и неодинаковый химический состав в одном и том же типе фаз, что является важным типоморфным признаком. В частности, ВМСО развиты в породах, где нет слюдоподобных минералов, а из трёхслойных разновидностей фиксируют в основном вермикулит. Соответственно, МГСО приурочены к породам, которые содержат минералы трёхслойного типа с калием в межслоевых промежутках, то есть типично слюдистого типа. По кристаллохимическим особенностям эта смешаннослоистая фаза в КВ кимберлитов существенно отличается от аналогичной в изменённых терригенно-карбонатных породах. Это связано с разной природой и разным составом исходного материала, из которого в кимберлитах формировалось МГСО, представленное продуктами диоктаэдризации флогопита и его дальнейшей дегградации. Это обусло-

вило присущий описуваным продуктам високий отрицательный межслоевой заряд, который наследуется от исходной слюдяной структуры. Такие особенности смешанно-слоистой фазы, характеризующейся специфической неоднородностью слагающих её пакетов, являются важным признаком продуктов выветривания кимберлитов.

Описанные различия между типами кор выветривания можно успешно использовать при совершенствовании методики поисковых работ на алмазы.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев В. П.* Поисковая минералогия алмаза / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, Н. П. Похиленко. – Новосибирск : Гео, 2010. – 650 с.
2. *Василенко В. Б.* Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии / В. Б. Василенко, Н. Н. Зинчук, Л. Г. Кузнецова. – Новосибирск : Наука, 1997. – 574 с.
3. Вторичные минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук, А. Д. Харькив, Ю. М. Мельник, Н. П. Мовчан. – Киев : Наук. думка, 1987. – 282 с.
4. *Звягин Б. Б.* Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов / Б. Б. Звягин. – М. : Недра, 1964. – 280 с.
5. *Зинчук Н. Н.* Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ / Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.
6. *Зинчук Н. Н.* Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук. – Новосибирск : НГУ, 1994. – 240 с.
7. *Зинчук Н. Н.* Постмагматические минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук. – М. : Недра, 2000. – 538 с.
8. *Зинчук Н. Н.* Средне-позднетриасовые коры выветривания северо-восточной части Ангаро-Вилуйского прогиба / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис // Советская геология. – 1980. – № 4. – С. 113–125.
9. *Зинчук Н. Н.* Доверхнепалеозойские коры выветривания восточного борта Тунгусской синеклизы / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис // Геология и геофизика. – 1981. – № 5. – С. 38–46.
10. *Зинчук Н. Н.* Обогащенность продуктами выветривания мезозойских отложений Ангаро-Вилуйского прогиба / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис // Советская геология. – 1981. – № 7. – С. 100–108.
11. *Зинчук Н. Н.* О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис // Геология и геофизика. – 1981. – № 8. – С. 22–29.
12. *Зинчук Н. Н.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль. – М. : Недра, 2003. – 603 с.
13. *Зинчук Н. Н.* Структурно-формационное и минерагеническое районирование территории развития погребенных кор выветривания и продуктов их переотложения в алмазоносных регионах / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис, Ю. Б. Стегницкий // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 7. – С. 956–964.
14. *Зинчук Н. Н.* Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений / Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, Е. И. Борис. – М. : Недра, 1983. – 196 с.
15. *Казанский Ю. П.* Выветривание и его роль в осадконакоплении / Ю. П. Казанский. – М. : Наука, 1969. – 126 с.

16. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок / Б. М. Владимиров, С. И. Костровицкий, Л. В. Соловьева и др. – М. : Наука, 1981. – 136 с.
17. Коры выветривания бассейна р. Вилюй / Н. Н. Зинчук, В. И. Тараненко, Е. И. Борис и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1978. – № 8. – С. 108–112.
18. Коры выветривания Сибири. Кн. 2. Формация кор выветривания Сибирской платформы / под ред. Ю. П. Казанского и В. П. Казаринова. – М. : Недра, 1979. – 249 с.
19. Милашев В. А. Парагенетические ассоциации вторичных породообразующих минералов в кимберлитовых породах / В. А. Милашев // Геохимия. – 1963. – № 6. – С. 557–564.
20. Михайлов Б. М. Рудоносные коры выветривания / Б. М. Михайлов. – Л. : Недра, 1986. – 238 с.
21. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза / Ю. Л. Орлов. – М. : Наука, 1984. – 264 с.
22. Павлов С. Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна / С. Ф. Павлов. – Новосибирск : Наука, 1974. – 172 с.
23. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания / В. П. Петров. – М. : Недра, 1967. – 343 с.
24. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / А. П. Бобриевич, И. П. Илупин, И. Т. Козлов и др. – М. : Недра, 1964. – 192 с.
25. Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах / Л. Б. Рухин. – Л. : Недра, 1969. – 693 с.
26. Состав, условия формирования отложений иреляхской свиты / И. Н. Иванив, Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис, В. А. Хмелевский // Советская геология. – 1977. – № 5. – С. 148–156.
27. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1 / Н. М. Страхов. – М. : АН СССР, 1962. – 212 с.
28. Файнштейн Г. Х. Коры выветривания и их роль в россыпном рудообразовании осадочного чехла Сибирской платформы / Г. Х. Файнштейн // Рудоносные коры выветривания. – М. : Наука, 1974. – С. 271–277.
29. Харьков А. Д. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений / А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук, А. И. Крючков. – М. : Недра, 1995. – 348 с.
30. Харьков А. Д. Коренные месторождения алмазов Мира / А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук, А. И. Крючков. – М. : Недра, 1998. – 556 с.
31. Хитров В. Г. Закономерности изменения химического состава пород в зоне гипергенеза / В. Г. Хитров, Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников // Гипергенез и рудообразование. – М. : Наука, 1988. – С. 15–28.
32. Шамшина Э. А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии / Э. А. Шамшина. – Новосибирск : Наука, 1979. – 150 с.

Стаття: надійшла до редакції 11.12.2017
прийнята до друку 21.12.2018

Микола Зінчук

Західноякутський науковий центр Академії наук РС(Я),
вул. Леніна, 4/1, Мирний, РФ, 678170,
nanzinchuk@rambler.ru

**ПРИКЛАДНЕ ЗНАЧЕННЯ МІНЕРАЛОГІЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ
ФОРМАЦІЇ ДАВНІХ КІР ЗВІТРЮВАННЯ**

Комплексні дослідження кір звітрювання D_3-C_1 і T_{2-3} на різних породах (теригенно-карбонатні утворення, долерити, туфи, туфогенні породи, кімберліти) засвідчують, що за умов теплого й вологого клімату утворились відповідні формації кір звітрювання. Багатокомпонентний склад вихідних порід зумовив під час короутворення уповільнене перетворення первинного матеріалу, унаслідок чого формування кір звітрювання призупинилось головно на початкових стадіях. Розвиток неповних профілів звітрювання зумовлений, передусім, слабким винесенням двовалентних катіонів з первинних мінералів. Фази, що знову з'являлися, – діоктаедричні; вони нерідко зберігають змішаний склад структурних катіонів. Виявлені типоморфні відмінності у складі кожного типу кори звітрювання можна успішно використовувати під час удосконалення методики розшукових робіт на алмази.

Ключові слова: кора звітрювання, теригенно-карбонатні породи, долерити, туфи, туфогенні утворення, кімберліти, розшукові роботи, алмаз, Сибірська платформа.

Nikolai Zinchuk

West-Yakut Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences,
4/1, Lenin St., Mirnyi, Russia, 678170,
nanzinchuk@rambler.ru

**APPLIED SIGNIFICANCE OF THE MINERALOGICAL FEATURES
OF THE ANCIENT CRUSTS OF WEATHERING FORMATION**

Comprehensive studies of the crusts of weathering (D_3-C_1 and T_{2-3}) on various rocks of the Siberian platform (terrigenous-carbonate rocks, dolerites, tuffs, tufogene rocks, kimberlites) indicate that the corresponding crusts of weathering have been formed in a warm and humid climate. The original rocks in the ancient crusts of weathering (except terrigenous-carbonate) contained di- and trioctahedral minerals, in the structure of which there are tri- and divalent rock-forming cations. Such a complex, multicomponent composition of rocks led to a slow-moving transformation of the primary material. As a result, the formation of the crusts of weathering has been often suspended in the initial stages. The development of incomplete weathering profiles has been caused primarily by the weak subtraction of divalent cations from the primary minerals. Therefore, the newly emerging phases were dioctahedral and often retained a mixed set of structural cations.

The most important typomorphic features of clay rocks in the studied crusts of weathering were identified: (1) the widespread presence of dioctahedral hydromica $2M_1$ in the crust of terrigenous-carbonate rocks, as well as its permanent association in the most mature profiles with kaolinite (its structure was more orderly than that of kaolinite formed by other rocks); (2) the constant presence in trap formation crusts of weathering (dolerites, tuffs, tufogene rocks) of di- and trioctahedral montmorillonite, disordered vermiculite-montmorillonite mixed-layer forma-

tion and differently disordered kaolinite, which associates in the tufogene rocks crusts of weathering with halloysite (with the complete absence of mica-like minerals in weathering products); (3) the presence in kimberlites crusts of weathering of polycationic montmorillonite, a significant amount of trioctahedral chlorite (δ' - and δ -packets), serpentine (structural types A and B), intensively modified phlogopite and the associated 1M-hydromica.

In the studied crusts of weathering, mixed-layered formations (depending on the nature of the source minerals, due to which they have been formed) have different types of packet interbedding and unequal chemical composition in the same type of phases, which is an important polymorphic feature.

The described differences between the types of crusts of weathering can be successfully used in improving the diamond prospecting technique.

Key words: crust of weathering, terrigenous carbonate rocks, dolerites, tuffs, tufogene rocks, kimberlites, prospecting, diamond, Siberian platform.