

ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.311.231:553.08

**Строение и состав коры выветривания на
терригенно-карбонатных породах
в алмазоносных регионах****Н.Н. Зинчук**

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), 678170, Мирный, ул. Ленина, 4/1. E-mail: nnzinchuk@rambler.ru
(Статья поступила в редакцию 19 августа 2016 г.)

В процессе выветривания терригенно-карбонатных пород основных алмазоносных районов Сибирской платформы вначале происходило растворение карбонатов и разложение триоктаэдрических слоистых силикатов. В результате этого и последовательного выноса отдельных элементов из различных горизонтов элювиальных толщ наблюдается изменение физико-механических свойств и структурно-текстурных особенностей первичных пород. Быстрая деструкция карбонатов и триоктаэдрических минералов приводит к развитию полостей и крупных пор с высокой проницаемостью, обеспечивающей вынос из минералов калия, избытка кремнезема и других неустойчивых в зоне гипергенеза элементов. Перераспределение элементов обеспечивает локальное снижение рН среды и последующее относительное накопление алюминия – главного элемента, необходимого для новообразований каолинита. В образовавшихся пустотах и трещинах могут кристаллизоваться некоторые промежуточные фазы (гипс, алюминит, базальминит, ярозит и др.). Важной особенностью гипергенного изменения терригенно-карбонатных пород алмазоносных районов Сибирской платформы в допозднепалеозойское время является интенсивный процесс наложенного вторичного образования сульфатных минералов за счет инфильтрации вод, богатых серой, что позволяет относить такую кору выветривания к серно-кислоте типу, в отличие от дораннеюрской коры щелочного типа.

Ключевые слова: *терригенно-карбонатные породы, Сибирская платформа, алмазоносные районы, серно-кислый и щелочной типы выветривания.*

DOI: 10.17072/psu.geol.16.3.199

На древних платформах мира выделяется до восьми эпох мощного корообразования и алмазоносного магматизма (Зинчук, Хмелевский, 1977; Казанский, 1976; Шамшина, 1979). На Сибирской платформе (СП) наиболее благоприятные палеогеографические условия для формирования кор выветривания (КВ) существовали в позднедевонское – раннекаменноугольное и среднепозднетриасовое время, когда

и образовались древние россыпи алмазов (Борис, Зинчук, 1980, 1981, 2005; Зинчук, 1994, 2000, 2008; Зинчук и др., 1983, 1985; Иванов и др., 1977; Казанский, 1976; Котельников, Зинчук, 1980; Плотникова, Кардопольцева, 1969; Хитров и др., 1988; Шамшина, 1979; Шамшина, Шпунт, 1975; Ягнышев и др., 1976). В алмазоносных районах СП (Малоботуобинском, Средне-Мархинском и Далдыно-Алакитском) ши-

роко развитые КВ на терригенно-карбонатных породах сформировались во время упомянутых длительных континентальных перерывов. Развитие и сохранность кор полностью зависят от структурно-формационной позиции каждого конкретного участка. При общих благоприятных условиях (стабильной тектонической обстановке, теплом и влажном климате) на конседиментационных палеоподнятиях и их склонах (рис.1, А-Г) сформировались и фрагментарно сохранились наиболее полные профили КВ (десятки метров), а в палеовпадинах фиксируются небольшие по размерам и мощности (первые десятки сантиметров, редко больше) останцы нижних частей аналогичных профилей. Площадная остаточная доверхнепалеозойская КВ на терригенно-карбонатных породах широко распространена в северной части Малоботуобинского района (МБАР) и в отдельных пунктах Далдыно-Алакитского района (ДААР) под покровом верхнепалеозойских осадочных толщ. В отдельных пунктах этих районов (бассейн руч. Улахан-Ирелях и др.) установлены фрагменты линейных КВ, развитых по зонам тектонических нарушений (Борис, Зинчук, 2005; Зинчук, 1994, 2008; Зинчук, Котельников, Борис, 1983). Значительные по размерам и мощности (до 15 м) поля среднепозднетриасовой КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя обнаружены в различных частях МБАР и Средне-Мархинского алмазоносных районов (СМАР). Зачастую эта КВ перекрывается осадочными толщами мезозоя. Сохранность древних КВ связана как с геолого-тектоническим развитием территории, так и с особенностями их консервации. Особо благоприятным условием для сохранения КВ является наличие в пределах палеоподнятий и их склонов небольших понижений рельефа, структурных и террасовидных площадок, а во впадинах, наоборот, развитие осложняющих их мелких поднятий (Борис, Зинчук, 1980, 1981; Зинчук, 1994, 2000, 2008; Зинчук, Котельников, Борис, 1983; Хитров и др. 1988;

Шамшина, 1979; Шамшина, Шпунт, 1975; Ягнышев и др., 1976). Такие особенности объясняют широкое развитие позднедевонско-раннекаменноугольной КВ в северной и северо-западной частях МБАР, на юге и юго-западе ДААР районов, на склонах Улу-Тогинского, Мирнинского, Джункунского, Чернышевского, Чукук-Мархинского, Верхне-Алакитского и других палеоподнятий. В пределах сводовых частей палеоподнятий сохранились от размыва небольшие по мощности и размерам поля КВ. Остальная площадь этих районов претерпела воздымание и подвергалась размыву. Поэтому здесь устанавливаются выходы на современную поверхность более древних горизонтов нижнего палеозоя, чем под верхнепалеозойскими отложениями (Борис, Зинчук, 1980, 1981, 2005; Зинчук, 1994, 2000, 2008; Зинчук, Котельников, Борис, 1983; Зинчук и др. 1985; Иванов и др. 1977; Казанский, 1976; Котельников, Зинчук, 1980; Плотникова, Кардопольцева, 1969).

Значительные по мощности и размерам поля развития среднепозднетриасовой КВ на породах нижнего палеозоя сохранились от размыва только в пределах центральных частей МБ и СМАР. Здесь мощность КВ составляет обычно 3-4 м (иногда 10-15), где отмечается и наиболее полный элювиальный профиль. Особенно широко КВ развиты здесь на склонах Иреляхской депрессии, а также в верховьях руч. Чуоналыр-южный. Обособленно находится Мачобинская депрессия, на склонах которой отмечаются изолированные друг от друга небольшие поля развития КВ мощностью до первых метров, а на восточном склоне этой депрессии и в бассейне руч. Лимонитовый мощностью до 10 м. На остальной площади развития терригенно-карбонатных пород в пределах денудационно-аккумулятивной равнины, совпадающей с центральной частью Ангаро-Вилуйского наложенного мезозойского прогиба (АВНМП), нижние горизонты КВ мощностью до 1 м фиксируются только в единичных разрезах. Это обусловлено тем, что в раннелайсовое время перед

началом и во время формирования экзо- полностью смыта, а на отдельных участ- тических валунно-галечных отложениях ках денудации подверглись даже породы укугутской свиты КВ была практически субстрата.

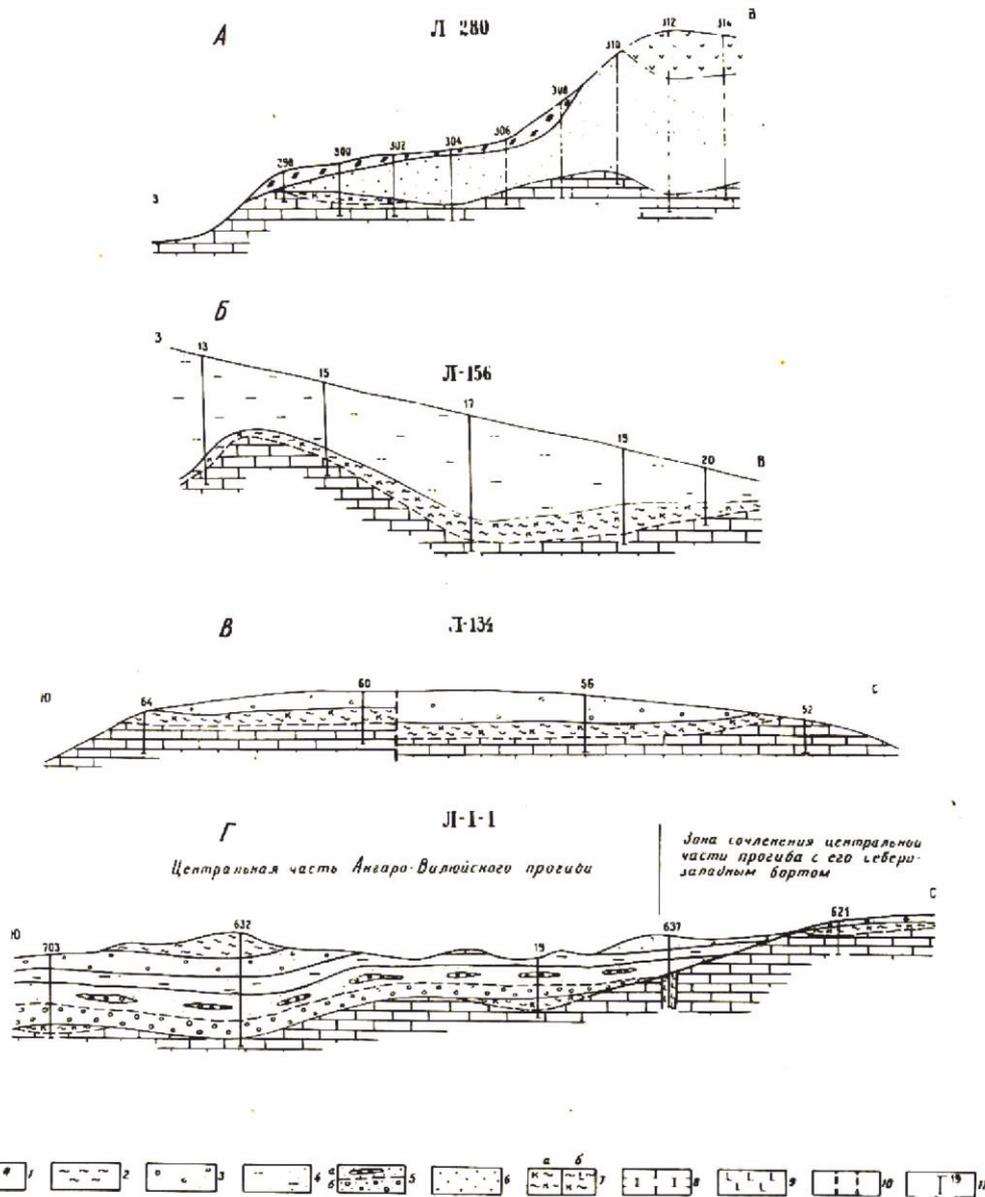


Рис. 1. Сводные геологические разрезы коры выветривания на терригенно-карбонатных породах: А – северо-западный борт Ангаро-Вилуйского прогиба; Б – Иреляхская депрессия; В – южная часть северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба; Г – центральная часть прогиба и зона её сочленения с указанным бортом; 1 – четвертичные отложения; 2 – алевритисто-глинистые породы тоарского яруса; 3 – пески с галькой домерского подъяруса; линзами и прослоями галечников (а) и галечники (б) укугутской свиты; 4 – песчано-алевритоглинистые отложения карикского подъяруса; 5 – пески с линзами и прослоями галечников (а) и галечники (б) укугутской свиты; 6 – осадки верхнего палеозоя; 7 – траппы верхнего триаса; 8 – верхнедевонско-каменноугольные и средневерхнетриасовые коры выветривания на терригенно-карбонатных породах площадного развития (а) и средневерхнетриасовые коры выветривания на туфогенных породах трубок взрыва локального (б) развития; 9 – терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя; 10 – туфы трубок взрыва; 11 – тектонические нарушения; 12 – колонковые скважины и их номера

Иногда под мощной (до 200 м) толщей нижнеюрских отложений центральной части прогиба сохраняются фрагменты зоны дезинтеграции КВ (мощностью до 1 м), особенно на поднятиях и структурных террасах их склонов. На юго-восточном борту этого прогиба сохранилась от размыва КВ мощностью в отдельных разрезах до 7 м. Немаловажную роль в сохранении от размыва древних КВ в районе сыграло перекрытие их тонкозернистыми осадками, формирование которых обычно происходило в спокойной фациальной обстановке, т.е. без интенсивной денудации элювиальных толщ. Если мощные КВ перекрыты глинистыми отложениями, нередко возникают трудности их разграничения. В разрезах с неполными профилями верхние горизонты КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя представлены желтовато-бурыми карбонатными глинами (алевролитами), иногда комковатого сложения, обычно с горизонтально залегающими плитчатыми обломками сцементированных разностей пород. В верхних частях таких профилей присутствует «вмытый» терригенный материал. В разрезах с полным профилем в верхних горизонтах фиксируются бесструктурные желтые, часто охристые ржаво-желтые и красно-бурые глины мощностью до 8-10 м. Для таких разрезов характерны серые и белесые вторичные образования. По внешним признакам подобные горизонты КВ относительно легко могут быть обнаружены в толще первичных неизмененных пород. Однако граница с перекрывающими образованиями устанавливается с трудом, особенно при наличии осадков пролювиально-делювиальных и озерных фаций. Это приводит к ошибкам при картировании КВ и объединению с перекрывающими их осадочными толщами.

Допозднепалеозойская КВ на терригенно-карбонатных породах

Кора мощностью до 14 м отмечена в северной части МБАР и на многих площадях ДААР. Так, в сводовой части Улу-

Тогинского палеоподнятия встречены небольшие поля такой КВ (рис.1,А-Г) мощностью в первые метры (иногда до 6-8 м), где сохраняются только нижние горизонты профилей. Кроме площадной КВ здесь установлены фрагменты линейных кор, развитых по зонам тектонических нарушений. Эти разрезы представлены обычно буровато-желтой песчанистой карбонатной глиной с интенсивно выветрелыми железненными обломками материнских терригенно-карбонатных пород. В ДААР вдоль склонов Чукук-Мархинского и Верхне-Алакитского поднятий также устанавливаются более крупные, чем на самих поднятиях, поля развития аналогичной КВ. Подобным образом изменяется и её мощность, достигающая 4-5, редко 7-10 м. Обычно эта КВ здесь сильно размыва и представлена в профилях лишь нижними горизонтами, состоящими преимущественно из карбонатных глин, цвет и состав которых зависят от состава субстрата. Анализ физико-механических свойств и вещественного состава пород показывает (Зинчук, Борис, 1980, 1981; Зинчук, Котельников, Борис, 1983), что подвергшиеся выветриванию толщи нижнего палеозоя в основных алмазоносных районах СП находятся на ранних стадиях мезокатагенеза (МК₁ и МК₂), что соответствует средней зоне коры (Ваганов, 2000; Зинчук, Котельников, Борис, 1983). Вверх по разрезам отмечается постепенное изменение как физико-механических свойств, так и их состава. Однако реликты структурно-текстурных особенностей материнских пород обычно сохраняются в отдельных обломках до самих верхов разрезов. Горизонтальное залегание пород по всему разрезу дает возможность наблюдать полный профиль с определенной зональностью, что позволяет с учетом иных признаков (Зинчук, 1994; Казанский, 1976; Шамшина, 1979) относить эти образования к типичной остаточной КВ. Нередко выветрелые породы перекрываются маломощными осадочными толщами верхнего палеозоя, отличающимися от подстилающего элювия цветом, составом,

структурно-текстурными особенностями, а также степенью постседиментационного изменения (не выше стадии протокатагенеза). Исходные породы таких разрезов (типа скв.114/176, глубины ниже 17,5 м и др.) представлены плотными (общая пористость 8,4%, средняя плотность 2,50 г/см³) серыми и светло-серыми, иногда грязно-серыми карбонатными песчанистыми алевролитами и известково-доломитовыми-ми песчаниками, а также отдельными маломощными прослоями карбонатизированных глин. По гранулометрическому составу не подвергшиеся выветриванию песчаники чаще всего относятся к мелкозернистым, содержащим прослойки алевролитов. Цемент (25-30%) – поровый и базальный, преимущественно глинисто-карбонатный и глинисто-кремнисто-карбонатный. Песчаники и алевролиты сложены кварцем (до 30-45%), полевыми шпатами (10-15%), а также глинисто-карбонатными (до 22%) и глинисто-железистыми (до 5%) агрегатами. Среди полевых шпатов доминируют неправильной формы обломки олигоклаза и альбита. Встречаются кристаллы микроклина и санидина (или их обломки), единичные зерна халцедона, доломита и кальцита, а также чешуйки прозрачного мусковита. Тяжелая фракция таких пород обогащена весьма устойчивыми минералами: турмалином, цирконом, гранатами, сфеном, дистеном и рутилом. Среди рудных минералов преобладает магнетит. В низах разреза часть зерен ильменита частично лейкоксенизирована. В целом в тяжелой фракции превалирует (до 62%) комплекс аутигенных минералов, представленных почти полностью гидроксидами железа (гётит, реже гидрогётит).

Нижняя часть зоны дезинтеграции (глубины 15,3-17,5 м) представлена раздробленными многочисленными трещинами и микротрещинами желтых и желтовато-серых известково-доломитовых песчаников и алевролитов. Структурно-текстурные особенности материнских пород сохраняются в этой зоне полностью. Общая пористость пород увеличивается

до 16,1-23,2%, а средняя плотность уменьшается до 2,15-2,35 г/см³. В породах несколько увеличивается содержание пелита (до 26%) и уменьшается доля кварца (до 10%) и полевых шпатов (до 3,2%). В легких фракциях пород преобладают желтовато-бурые и бурые глинисто-карбонатные и слюдисто-глинистые агрегаты. В тяжелой фракции доминируют серовато-черные обломки магнетита, в различной степени измененного. Несколько накапливается землистый эпидот и уменьшается (до 25%) общее содержание весьма устойчивых тяжелых минералов, среди которых (как в неизмененных материнских породах) преобладают турмалин, циркон и гранаты.

В аутигенном комплексе уменьшается роль гидроксидов железа, но увеличивается (до 18,5%) концентрация желтовато-бурых непрозрачных образований сидерита (крупнее 0,1 мм), что связано с возникновением в этой подзоне восстановительных условий. Во фракции мельче 0,001 мм породы содержат слабодеградированную гидрослюда политипной модификации 2М1 с полубеспорядочной структурой, триоктаэдрические хлорит-монтмориллонитовые (ХМСО) и диоктаэдрические монтмориллонит-гидрослюдистые (МГСО) смешанослойные образования. При этом в низах разреза гидрослюда 1М присутствует в существенном количестве. Для обеих смешанослойных фаз характерно упорядоченное чередование пакетов, унаследованное от исходных пород нижнего палеозоя.

Верхняя часть зоны дезинтеграции (глубины 9,5-15,3 м) представлена грязно-серыми выветрелыми карбонатизированными песчаниками, сцементированными бурой пелитовой массой. Структура пород алевро-псаммитовая, участками алевритовая и пелитовая. За счет разрушения породообразующих компонентов и тонкодисперсного цемента в них резко (рис.2,а) возрастает количество пелитовой (до 53%) и алевритовой (до 36%) составляющих. В легкой фракции преобладают глинисто-железистые (67%) и слюдисто-глинистые

(20%) агрегаты. В этой зоне КВ еще больше уменьшается роль полевых шпатов (до 2%) и кварца (до 10%). Состав тяжелой фракции довольно близок с нижними горизонтами зоны дезинтеграции. Несколько накапливаются (до 59%) рудные минералы и землистый эпидот (до 22%), но уменьшается (до 19%) концентрация весьма устойчивых минералов. Состав фракции мельче 0,001 мм в целом аналогичен нижним горизонтам зоны дезинтеграции. В рассматриваемой части зоны дезинтеграции более существенно, чем в нижней части, изменены структурно-текстурные особенности пород, что связано с усилением воздействия на них гипергенных процессов. Вследствие этого происходит последовательная дезинтеграция крупных структурных элементов пород. Поверхность образующихся отдельностей в этой части зоны обычно сильно рассечена микротрещинами шириной до нескольких микрон. Наблюдаются поры самых различных размеров и форм (от нескольких микрон до очень крупных, достигающих 40 мкм). Породы этой подзоны имеют рыхлое строение, что обуславливает к верхам толщи их довольно высокую пористость (25%) и низкую среднюю плотность (~2,02 г/см³). Верхняя часть описываемого разреза (глубины 2,0-9,5 м), относящаяся к *зоне выщелачивания*, представлена желтовато и грязно-бурыми сильно-трещиноватыми глинистыми породами. Трещин здесь значительно больше, чем в зоне дезинтеграции, они заполнены смесью минералов-новообразований серого и серовато-белого цвета. Увеличивается общая пористость (до 45,2% в образцах из верхней части разреза) и значительно уменьшается средняя плотность (до 1,42-1,51 г/см³) пород. В верхних горизонтах (рис.2,а) существенно увеличивается (до 76%) доля пелитовой фракции, что свойственно уже собственно глинистым породам.

В легких фракциях преобладают глинисто-железистые (41-48%), глинисто-слюдистые (6-12%) и слюдисто-глинистые (8-11%) агрегаты. Участками

несколько возрастает (до 31,7%) содержание кварца, концентрация полевых шпатов при этом не превышает 5%.

Из первичных минералов тяжелой фракции в этой части разреза возрастают концентрации землистого эпидота (до 56%) и весьма устойчивых (гранаты, турмалин, циркон и др.) минералов (до 39,8%). Отмечается существенное окисление магнетита, в связи с чем количество его снижается до 16,2%. По сравнению с зоной дезинтеграции в аутигенном комплексе рассматриваемой зоны резко увеличивается (до 58%) роль сидерита и пирита, а содержание гидроксидов железа относительно уменьшается (до 42%). Среди темно-коричневых и бурых глинистых образований нижней части зоны выщелачивания (2,5-9,5 м) наблюдаются значительные участки (трещины и пустоты выщелачивания первичных карбонатов и триоктаэдрических минералов), заполненные преимущественно прозрачными серовато-желтыми шестоватыми кристаллами гипса. Триоктаэдрические минералы в этой зоне полностью исчезают, отчего в рассматриваемых породах присутствует в основном гидрослюда 2M₁ и МГСО также с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. Отмечается здесь небольшая примесь гиббсита (рефлекс 4,81 Å) и талька (рефлекс 9,31 Å). Верхняя часть зоны выщелачивания (глубины 2,0-2,5 м) представлена глинами пятнистой окраски (от темно-коричневой до желтовато-серой) с мелкочешуйчатой структурой и массивной текстурой. Участками породы слабо изменены и содержат существенную примесь песчаного и алевроитового материала. В них лишь с трудом прослеживаются реликты первичной материнской породы. В глине отмечаются очень мелкие чешуйки мусковита. Участками глина карбонатизирована и содержит по трещинам и пустотам выщелачивания выделения короткостолбчатого ярозита. В ассоциации глинистых минералов здесь преобладает МГСО с более высоким содержанием разбухающих пакетов, унаследованная от аналогичной фазы из ниже-

лежащих отложений упорядоченное чередование различных слоев на основе сочетаний AB^3 и AB^5 (Ваганов, 2000; Василенко и др., 1997; Звягин и др., 1979; Зинчук, 1994, 2000). В лабильных межслоевых промежутках её содержится в основном Na (рефлекс 12,1 Å). Присутствует здесь также примесь гидрослюда $2M_1$, характеризующейся полностью беспорядочной структурой. В рассматриваемом профиле (рис.3, а) можно выделить комплекс элементов, отличающихся некоторой инертностью и лишь незначительно изменяющих своё содержание вверх по разрезу. К ним относятся P, Cr, Mn, Ti, Fe, Na и F. Наиболее значительно меняются содержания SO_3 , Ca, Fe^{2+} , Mg, Fe^{2+} , Al и Si (рис.3,а). Четко выделяется ряд интервалов, отличающихся изменением концентрации тех или иных элементов (оксидов). В некоторых участках (глубины 15,3-15,5 м и 3,5-6,5 м) происходит интенсивное накопление (по сравнению с исходной породой) Ca, CO_2 (иногда Mg) при значительном выносе Si. В других (глубина 9,5 м) концентрируются Si и Al. Вверх по профилю за счет окисления Fe^{2+} накапливается Fe^{3+} . Анализ общего баланса вещества позволяет выделить следующий ряд накапливающихся компонентов: Fe^{3+} , SO_3 , Al и Mn. Ряд элементов (оксидов), концентрация которых вверх по разрезу в целом уменьшается, имеет следующий вид: Cr, CO_2 , Ca и Si. Однако участками (глубины 3-6 м и др.) за счет вторичной карбонатизации несколько увеличивается (рис.3,а) количество CaO (до 0,579 г/см³) и CO_2 (до 0,507 г/см³). Анализ корреляционных отношений позволяет выделить несколько групп оксидов с одинаковым поведением в процессе корообразования: CaO– SO_3 , MgO– Cr_2O_3 , FeO– CO_2 , TiO_2 – P_2O_5 , SiO_2 – Al_2O_3 .

В профилях доверхнепалеозойской КВ на терригенно-карбонатных породах с более глубоким преобразованием пород (рис.3,б) в разрезе доминируют глинистые образования, а также линзы, желваки и прожилки белых и серовато-белых вторичных образований, состоящих (Зинчук,

1994; Иванов и др. 1977; Плотникова, Кардопольцева, 1969) из алунита, алюминита, гипса и кальцита. Нижняя часть такого профиля (глубины 10,4 м и ниже) представлена мелкозернистыми плохо отсортированными известковистыми алевритами (иногда с прожилками песчаников). В обломочном материале (от 0,05 до 0,5 мм) преобладают полуокатанные и неокатанные зерна кварца (55 - 60%), обломки кварцитовидных пород и серпентин-хлоритовых сланцев (в сумме 5-7%). Встречаются единичные чешуйки мусковита и глауконита. Рудный минерал (преимущественно магнетит) не превышает 8%. Цемент (20-25%) кварцево-глинистый и частично карбонатный контактового и порового типов. Ассоциация минералов в этой части разреза аналогична характерной для низов КВ вышеописанного типа, что позволяет отнести её к *зоне дезинтеграции*. В связи с более интенсивным выветриванием пород в этой части разреза рефлекс глинистых минералов на дифрактограммах характеризуются большей диффузностью. Концентрации FeO и Fe_2O_3 в 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+} в трехэтажные слои диоктаэдрического типа). Анализ кривых ИКС исходных и прокаленных до 600°C образцов из нижних частей рассматриваемой КВ показал, что Fe^{3+} в структуре содержащихся здесь трехэтажных минералов находится в октаэдрических позициях. Выше по разрезу в *зоне выщелачивания* (глубина 10,5 м) породы приобретают бурую окраску.

В целом песчано-алевритовые породы характеризуются тонкочешуйчатой структурой и неясно-полосчатой текстурой. Такая полосчатость обусловлена либо развитием по трещинам, либо в линзовидных пустотах выщелачивания карбонатов и триоктаэдрических минералов, а также ярко-желтых шестоватых полупрозрачных кристаллов, сложенных гипсом и смесью

алюминита и базальминита. Присутствие такой смеси подтверждается наличием на кривых ДТА дериватограмм двух интенсивных эндоэффектов в интервале 20-335°C. В этой части разреза резко уменьшается содержание хлорита и несколько

увеличивается количество разбухающих пакетов (Ваганов, 2000; Василенко и др., 1997; Звягин и др., 1979; Зинчук, 1994, 2000) в МГСО, ассоциирующей с гидрослюдой 2M₁.

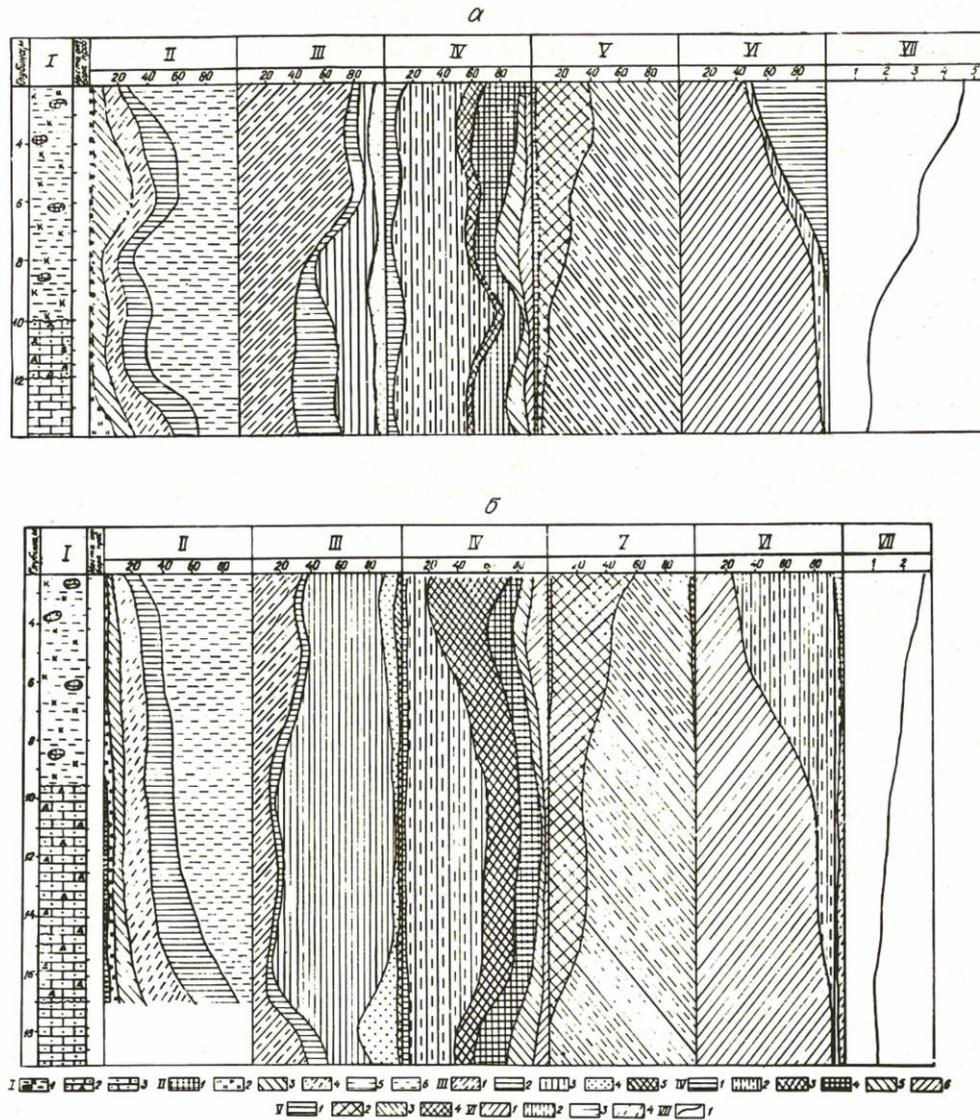


Рис. 2. Литологические разрезы допозднепалеозойской (а) и дораннеюрской (б) кор выветривания терригенно-карбонатных пород: I. Литологическая колонка: 1 – выветрелые породы; 2 – дезинтегрированные породы; 3 – плотные карбонатные песчаники; II. Гранулометрический состав (размеры фракций в мм): 1 – крупнее 0,5; 2 – 0,5-0,25; 3 – 0,25-0,1; 4 – 0,1-0,05; 5 – 0,05-0,01; 6 – мельче 0,01 мм; III. Минеральный состав легкой части фракции 0,1-0,05 мм: 1 – кварц; 2 – полевые шпаты; 3 – слюдисто-глинистые и глинисто-железистые агрегаты; 4 – обломки пород; 5 – прочие минералы; IV. Первичные минералы тяжелой части фракции 0,1-0,05 мм: 1 – ильменит; 2 – магнетит; 3 – группа эпидота; 4 – турмалин; 5 – циркон; 6 – другие минералы; V. Аутигенные минералы тяжелой части фракции 0,1-0,05 мм: 1 – пирит; 2 – сидерит; 3 – гидроксиды железа; 4 – барит; VI. Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм: 1 – гидрослюда; 2 – монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования; 3 – каолинит; 4 – хлорит и хлорит-монтмориллонитовые смешанослойные образования; VII. Отношение интенсивностей межплоскостного расстояния $J(10 \text{ \AA}) : J(5 \text{ \AA})$ в Å

В верхней части описываемого профиля КВ (глубина 2,9-4,3 м) глины характеризуются аналогичными структурой и текстурой. В породах около трещин и выщелоченных пустот встречаются участки выделений более короткостолбчатого,

чем в низах профиля, желтовато-серого минерала, диагностируемого как ярозит. Глинистые минералы здесь представлены гидрослюдой 2М₁ и МГСО, в структуре которой к верхам этой зоны увеличивается содержание разбухающих пакетов.

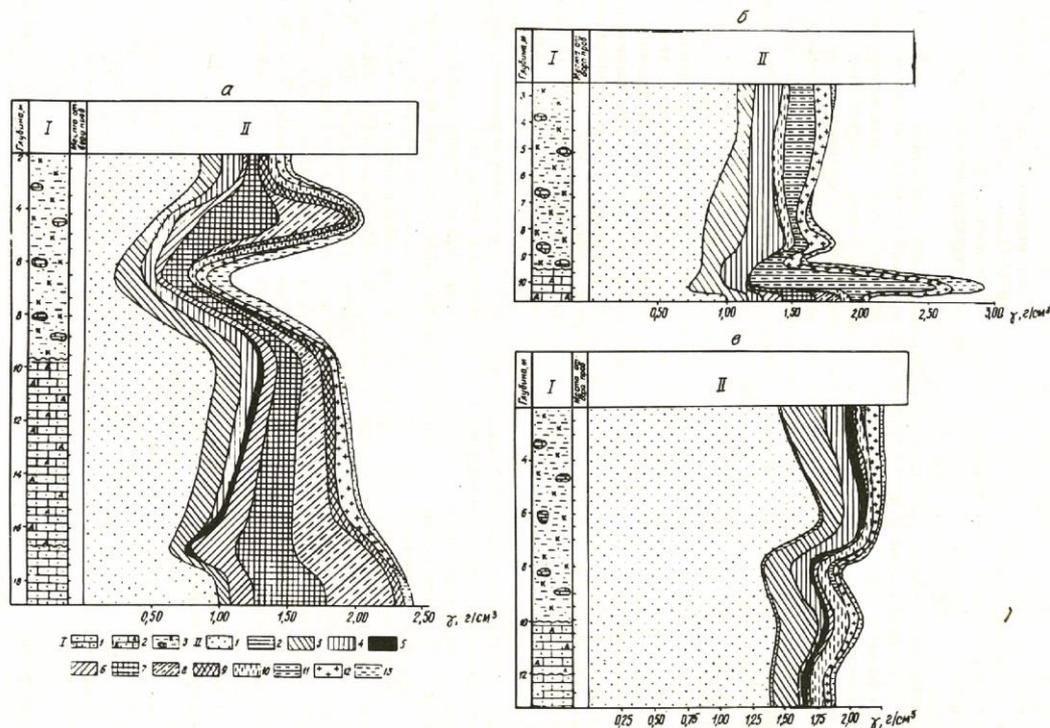


Рис. 3. Геохимические диаграммы верхнепалеозойской (а,б) и дораннеюрской (в) коры выветривания терригенно-карбонатных пород: I. Литологическая колонка: 1 – плотные известковые песчаники; 2 – дезинтегрированные породы; 3 – выветрелые породы; II. Концентрация петрохимических компонентов (в г/см³): 1 – SiO₂; 2 – TiO₂; 3 – Al₂O₃; 4 – Fe₂O₃; 5 – FeO; 6 – MgO; 7 – CaO; 8 – CO₂; 9 – MnO+Cr₂O₃+CoO; 10 – K₂O+Na₂O; 11 – SO₃+P₂O₅+n.n.n.; 12 – H₂O⁺; 13 – H₂O

Хлорит, широко развитый в нижних частях КВ допозднепалеозойского возраста, по данным растровой электронной микроскопии представлен относительно крупными, но тонкими частицами (Зинчук, 2000, 2008).

Гидрослюда 2М₁ сложена псевдоизометрическими микроблоками, иногда довольно крупными, отличающимися от частиц хлорита жесткостью и большей толщиной по оси с. МГСО 1М локализуется в виде микроагрегатов, состоящих из более мелких частиц, близких по форме к собственно гидрослуде (Плотникова, Кардопольцева, 1969; Хитров и др., 1988). Меньшая стабильность смешанослойной фазы определяет последовательное увели-

чение вверх по разрезу роли Al в октаэдрических позициях её структуры. На это указывает также частичное сохранение на ИК-спектрах полосы поглощения деформационных колебаний Si - O - Al^{VI}-связи с частотой 525-530 см⁻¹ после прокалывания образцов в течение 2 часов при 550-600°C. Вверх по разрезу этой КВ наблюдается общая последовательность изменения (с некоторыми отклонениями) физических и физико-механических свойств, присущая типично элювиальным толщам. В этом же направлении уменьшается средняя плотность пород (от 2,50 до 1,42 г/см³) и увеличивается пористость (от 8,4 до 47,4%).

В целом в таких профилях КВ отмечено (рис.3,б) относительно инертное поведение Cr, Mn, F, Na, Ti и P. В зоне дезинтеграции повышается содержание серного ангидрида (до 0,462 г/см³), что связано с образованием здесь сульфатных минералов. Наиболее высокая изменчивость по всему разрезу характерна для сульфидной серы (коэффициент вариации 140%). Далее следуют SO₃, Mg, Fe²⁺ и Al. В суммарном балансе вещества тенденцией к накоплению характеризуются Fe³⁺, Mg, Si, K и Ti. Уменьшаются концентрации Fe²⁺ и Al. Эта петрохимическая система отличается значительными отрицательными корреляционными связями. Положительной корреляцией связаны только Mg-Mn, Ni-F, R-Si. Алюминий тяготеет к паре Ni-F, а хром – к паре Mg-Mn. Анализ поведения аксессуарных элементов в изучаемом разрезе показывает их относительно монотонное распределение. Некоторая тенденция к накоплению проявляется у Mo, Pb, Ga, Ti и Ba. При структурном анализе корреляционных матриц выделены следующие ассоциации элементов: Ba-Sr-Mo-Zr, V-Nb-Ti, Co-Ni-Mn, Ga-Zn и Cu-B. В целом для позднедевонско-раннекаменноугольной КВ терригенно-карбонатных пород отмечены значительные колебания концентраций (в %): SiO₂ (29,80-62,00), Al₂O₃ (6,75-17,52), Fe₂O₃ (4,54-18,69), CaO (0-11,25), S (0,63-7,48) и CO₂ (до 9%). Для образований этого типа свойственно значительное (2,40-4,99%) содержание K₂O, что связано с преобладанием в пелитовой составляющей гидрослюд. Судя по изменениям некоторых коэффициентов выветривания (SiO₂ : Al₂O₃ = 2,8-9,0; Al₂O₃ : K₂O = 1,4-5,0; Al₂O₃ : Na₂O = 56,2-146,0; K₂O : Na₂O = 24,0-41,6), можно утверждать, что в изученных разрезах интенсивности преобразования пород довольно неравномерное распределение «зрелости» глинистой составляющей. Поэтому максимальные значения этих коэффициентов встречаются в самых различных частях разрезов. Более четкая картина преобразования при выветривании терригенно-карбонатных по-

род наблюдается и по изменению соотношения интенсивностей основных базальных отражений (002): (004) диоктаэдрической гидрослюды 2M₁. По мере выветрелости пород возрастают коэффициенты выщелачивания (5,9-82,7), окисления (5,7-51,9) и разложения (2,4-10,1). В сравнительно небольших пределах изменяются также коэффициенты глинизации (1,3-3,8), алитизации (0,3-0,9) и ферритизации (0,5-2,0). Отмечаемый иногда разброс значений этих коэффициентов даже в пределах одного разреза связан с избирательным характером химического преобразования исходных пород и с литологической неоднородностью изученных профилей.

Среднепозднеэриасовая кора выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя

Развита в основных алмазоносных районах СП повсеместно, но значительные по размерам поля её распространения сохранились от размыва в основном в центральной части МБАР (Зинчук, 1994; Зинчук, Борис, 1981; Иванов и др., 1977; Хитров, Зинчук, 1988), где её мощность составляет обычно 3-4 м, достигая в отдельных профилях до 15 м. На остальной площади развития терригенно-карбонатных пород (в пределах центральной части АВНМП) нижние горизонты этой КВ вскрыты только в единичных скважинах, мощностью редко превышающей 1 м. В разрезах с сохранившимися неполными профилями эта КВ обычно представлена карбонатными глинами (алевролитами), иногда комковатого сложения, желтовато-буровато-серого цвета с реликтами структур материнских пород в отдельных менее измененных участках. В более полных профилях сверху залегают желтые, ржаво-желтые и красновато-бурые ожелезненные глины мощностью до 6 м. Здесь также участками сохраняются текстурно-структурные особенности первичных пород. В верхних горизонтах иногда отмечается обилие желваков и

прожилков белых и серовато-белых вторичных образований (смеси гипса, алюминита, базальюминита и паральюминита), что позволяет относительно легко обнаруживать подобные горизонты в полевых условиях (особенно при документации керна). Здесь, как и в КВ доверхнепалеозойского возраста, наблюдается существенное различие в степени постседиментационных изменений между исходными терригенно-карбонатными породами (находящимися на ранних стадиях мезокатагенеза), перекрывающими элювиальные продукты мезозойскими осадочными образованиями (не прошедшими стадию протокатагенеза). Залегающие между плотными нижнепалеозойскими породами и сравнительно слабосцементированными образованиями мезозоя в различной степени измененные продукты сформировались во время среднепозднетриасовой эпохи выветривания, что согласуется с данными для других территорий СП (Казанский, 1976; Шамшина, 1979). Однако нередко верхний контакт среднепозднетриасовой КВ терригенно-карбонатных пород с перекрывающими мезозойскими образованиями (особенно с пролювиально-делювиальными и озерными) устанавливается с трудом. Здесь обычно сначала (снизу-вверх) наблюдаются постепенные переходы от плотных неизмененных (известковистых песчаников и алевролитов, доломитистопесчаных известняков и др.) к их трещиноватым дезинтегрированным разностям. К средним частям полных профилей они постепенно сменяются сероцветными глинистыми образованиями с реликтами структур материнских пород и горизонтальным залеганием, которое наблюдается даже в очень измененных породах. В верхах таких профилей, перекрытых осадочными толщами, нередко отмечается различная примесь песка и редкие («вмытые») гальки кремней и кварца, а иногда присутствуют маломощные прослои и гнезда бурых кварцевых песков, гравелитов и конгломератов. Подобные постепенные переходы верхних и нижних ча-

стей КВ на отдельных площадях затрудняют их картирование. Иногда верхние части КВ относят к базальным горизонтам перекрывающих толщ, содержащих продукты её переотложения, или объединяют их с элювием. Чтобы избежать этих ошибок в полевых условиях, необходимо установить четкую взаимосвязь КВ с материнскими породами, а также учитывать структурно-тектоническую позицию каждой отдельной площади, что позволит прогнозировать на ней примерную мощность элювия. Наиболее полные профили предраннеюрской КВ терригенно-карбонатных пород обнаружены в центральной части МБАР, где они нередко перекрыты нижнеюрскими осадками, а на отдельных участках рассматриваемого региона отмечаются разрезы элювия, содержащие более измененные верхние горизонты. В большинстве изученных нами таких разрезов выветриванию подвергались известковистые песчаники или алевролиты. Этот процесс сопровождается изменением физических свойств пород, что приводит к повышению пелитовой составляющей (до 75% фракции мельче 0,01 мм) к верхам разрезов (рис.2,Б). Наложенные процессы карбонатизации нередко приводят здесь к цементации алевропелитовых частиц с образованием прочных агрегатов, полная дезинтеграция которых практически не достигается в водной среде. Главными минералами *легкой фракции* продуктов этого типа КВ являются кварц (до 79%) и полевые шпаты (до 29%). При этом содержание кварца вверх по разрезам увеличивается за счет изменения терригенно-карбонатных кварцсодержащих пород. В верхних горизонтах наиболее полных профилей зерна кварца сильно корродированы, трещиноваты и покрыты вторичными продуктами. Среди полевых шпатов преобладают микролин и олигоклаз, а также единичные зерна альбита и санидина. Первичную природу этих минералов удается определить зачастую только в нижних горизонтах КВ, поскольку уже в зоне дезинтеграции они замещаются вторичными серыми и грязно-

серыми образованиями, диагностировать которые сложно. Характерны для легкой фракции изученных профилей выветривания доломит и кальцит. Из других минералов отмечены в незначительном количестве зерна халцедона, опала, чешуйки мусковита, а также желваковидные скопления алуниита и базальюминита. Среди терригенных минералов *тяжелой фракции* обычно преобладают рудные минералы (ильменит и магнетит). В отдельных разрезах (рис.2,б) обломки магнетита слагают до половины объема первичных минералов тяжелой фракции. Ильменита в таких фракциях до 10-15%. Характерна для тяжелых фракций таких выветрелых образований повышенная (до 20-25%) концентрация турмалина. Из других минералов довольно характерны эпидот и циркон. Содержание остальных тяжелых терригенных минералов редко превышает первые проценты. Среди аутигенных минералов тяжелой фракции обычно преобладает пирит, а вверх по разрезу накапливаются гидроксиды железа. Концентрации сидерита в таких случаях редко больше 10%.

Во фракции мельче 0,001 мм таких выветрелых пород преобладает гидрослюда 1М со сравнительно высоким совершенством структуры и МГСО с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. Гидрослюда 1М, как и в допозднепалеозойской КВ, ассоциируют с политипом минерала 2М₁. Выше по разрезу (на глубине примерно 8 м) наблюдается некоторое увеличение в структуре смешанослойной фазы количества монтмориллонитоподобных пакетов со свойственной им тенденцией к упорядоченному чередованию со слюдоподобными слоями. В верхах разреза в зоне гидролиза появляется также примесь каолинита с полубеспорядочной структурой (Зинчук, 1994; Хитров, Зинчук, 1988). Его появление отражается на дериватограммах наличием относительно резкого эндоэффекта при 585°C и слабого экзоэффекта при 960°C. Судя по частичному растворению этого МГСО в HCl, некоторое замещение в его структуре

Al^{VI} на Fe³⁺ наблюдается и в раннеюрской КВ терригенно-карбонатных пород. Обработка образцов Li, последующее прокаливание их до 300°C и насыщение глицерином (смешанослойная фаза после этого не разбухает) свидетельствуют о невысоком заряде содержащихся в её структуре лабильных пакетов (т.е. об их монтмориллонитовой природе).

По данным химических анализов (рис.3,в) для образований дораннеюрской КВ характерна повышенная концентрация SiO₂ (63,84-76,75%), Al₂O₃ (6,67-15,19%) и Fe₂O₃ (2,21-7,34%). Содержание оксидов железа обычно увеличивается вверх по разрезам. Процесс разрушения в гипергенных условиях МГСО сопровождается (рис.4) выносом из её структуры К, что подтверждается уменьшением его концентраций в продуктах выветривания (от 5,72 до 2,33%). Все эти компоненты следует отнести к числу наиболее количественно изменяющихся в описываемых профилях выветривания. Остальные компоненты относительно инертны. Интенсивное накопление в некоторых горизонтах кремнезема связано с развитием здесь кремнистых образований (в виде линз, желваков и других выделений), возникших вследствие переотложения SiO₂, выносимого из структуры исходных минералов в процессе формирования за их счет нового минерала каолинита. Его появление сопровождается (Плотникова, Кардопольцева, 1969; Хитров, Зинчук, 1988) повышением в верхних горизонтах разреза концентрации Al₂O₃ (до 0,339 г/см³) и Fe₂O₃ (до 0,163 г/см³). Элементы, содержание которых уменьшается в зависимости от выветрелости пород, можно расположить в следующий ряд: Mn, K, Mg, Fe²⁺, Ca, Al и Ti. Образования профиля КВ отличаются еще меньшей (по сравнению с допозднепалеозойскими элювиальными толщами) петрохимической организованностью в процессе физико-химического преобразования пород. Значимые корреляционные связи установлены лишь для следующих пар: Al₂O₃ – TiO₂, Na₂O – MnO, K₂O – MgO, CaO – P₂O₅. Это указы-

ваит, что перечисленные петрохимические компоненты имеют общую геохимическую специфику в процессе корообразования. Судя по изменению некоторых коэффициентов выветривания ($SiO_2 : Al_2O_3 = 1,7 - 11,5$; $Al_2O_3 : K_2O = 1,2 - 11,8$; Al_2O_3

: $Na_2O = 18,4 - 146,0$; $K_2O : Na_2O = 8,4 - 43,6$ и т.д.), можно говорить о довольно неравномерном проявлении в изученных разрезах интенсивности преобразования пород и специфике изменения в процессе корообразования зрелости глинистой

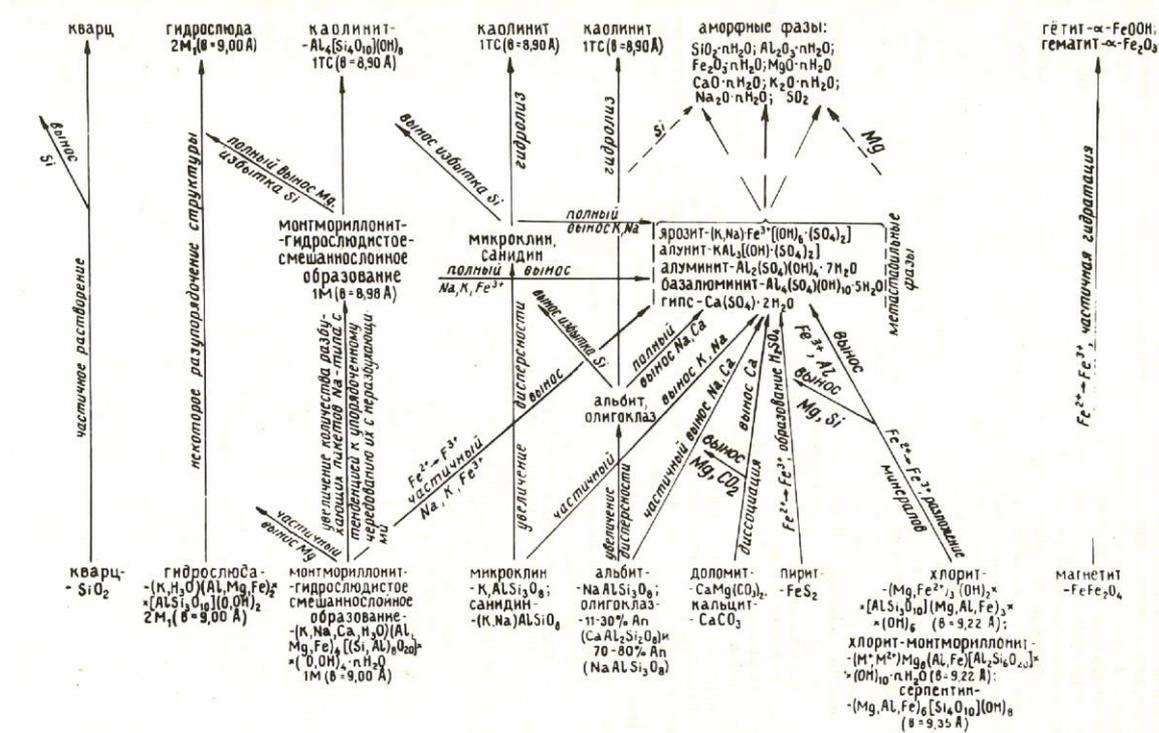


Рис. 4. Схема преобразования минералов в коре выветривания терригенно-карбонатных пород основных алмазоносных районов Сибирской платформы

составляющей. Максимальные значения тех или иных коэффициентов выветривания приурочены к различным частям разрезов. Более четко это видно по изменению величины соотношения интенсивностей базальных отражений диоктаэдрической гидрослюда $2M_1$ (рис.2,Б). Наибольшие значения этого параметра зафиксированы для данной гидрослюда из верхних горизонтов дораннеюрской КВ терригенно-карбонатных пород, что связано здесь с повышением зрелости глинистой составляющей.

Заключение

Проведенными исследованиями установлено, что в процессе выветривания терригенно-карбонатных пород вначале происходило растворение карбонатов и

разложение триоктаэдрических слоистых силикатов. В результате наблюдается существенное изменение физико-химических свойств и структурных особенностей первичных пород. Залегающим в нижней части разреза допозднепалеозойской КВ известковистым песчаникам свойственны максимальные, по сравнению с вышележащими образованиями, значения плотности влажной породы ($2,43 \text{ г/см}^3$), минимальные – пористости (20,8%) и естественной влажности (9%), а также максимальные значения прочности на раздавливание ($43,4 \text{ кг/см}^2$) и на сдвиг ($13,3 \text{ кг/см}^2$). Хрупкость образцов из этой части разреза указывает на наличие прочных кристаллизационных (цементационных) связей между песчаными и пылеватыми частицами, сцепление между которыми происходит в основном за счет кар-

бонатного цемента. Анализ растровых снимков проб, отобранных по разрезу допозднепалеозойской КВ терригенно-карбонатных пород, показывает, что изменение структурно-текстурных особенностей первичных пород на различных участках протекало неравномерно. С наибольшей скоростью эти изменения происходили около макро- и микротрещин крупных кристаллов CaCO_3 и, частично, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ с ассоциирующими с ними выделениями, в основном триоктаэдрического хлорита и в меньшей мере ХМСО. Имевшаяся примесь последней фазы приурочена к известковистым песчанистым глинам с примесью крупных ромбэдров доломита. Быстрая деструкция карбонатов и триоктаэдрических минералов приводит к развитию полостей и крупных пор с высокой проницаемостью, обеспечивающей вынос из минералов К, избытка кремнезема и других неустойчивых в зоне гипергенеза элементов. Интенсивность процесса и комплекс выносимых элементов неодинаковы не только в разновозрастных КВ, но и в разрезах синхронных КВ с различной степенью изменения пород. Отмеченное перераспределение элементов обеспечивает локальное снижение рН среды и последующее относительное накопление Al - главного элемента, необходимого для новообразований каолинита. Вследствие выноса подвижных элементов (особенно щелочей и щелочных земель) на определенной глубине появляются «ячеистые» формы остаточных диоктаэдрических слоистых фаз, накапливающихся в исходных осадках дораннеюрского времени совместно с неглинистым материалом и повторяющих контур выщелоченных кристаллов CaCO_3 и $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, а также первоначального скопления триоктаэдрических минералов. Выше в этих профилях отмечаются столь же мелкие кристаллы вторичного кварца со специфическими формами приспособления к ранее выпавшим кристаллам карбонатов. Такие структуры выщелачивания породы, свойственные слабо измененным глинистым отложениям (в основном со-

временным осадкам субаквального типа), указывают, что цементация её вначале карбонатными, а затем триоктаэдрическими минералами ранней генерации обусловила сохранение породой первичного седиментационного строения. Седиментационная структура в глинистых породах подчеркивается частицами гидрослюда $2M_1$ и ассоциирующей с ней МГСО, а в песчано-алевритовых – слабо уплотненными зернами кварца. В образовавшихся пустотах и ранее возникших трещинах на данной стадии выветривания могут кристаллизоваться вначале некоторые промежуточные фазы (гипс, алюминит, базалюминит, ярозит и др.). В дальнейшем они растворяются и вследствие развития здесь интенсивного гидролиза по более дисперсной и менее упорядоченной, чем гидрослюда, МГСО (т.е. политипу 1М) на относительно поздней стадии выветривания начинается формирование каолинита. Такой механизм образования последнего, по электронографическим данным, основывается на значительном уменьшении в ассоциации глинистых минералов содержания частиц политипной модификации 1М. Эта стадия характеризуется уменьшением в составе первичных минералов Fe^{2+} , которые полностью удаляются из смешанослойной фазы, что является необходимым условием для развития на ней каолинита. Важное значение для преобразования этих фаз в каолинит имеет полное разупорядочение их структуры, резко повышающее реакционную способность материала. Одновременно с уменьшением на наиболее проницаемых участках смешанослойная фаза несколько обогащается натрием. Гидрослюда $2M_1$ в это время почти не изменяется, отчего её количество относительно политипа 1М возрастает ($2M_1 > 1M$). Но при этом несколько снижается степень совершенства её структуры, что указывает на большую устойчивость при выветривании. Соотношение между этими минералами также подчеркивает, что каолинит развивается за счет фазы аналогичной (т. е. однослойной) политипной модификации. Это отражает (на

уровне сохранения полиптипии) структурную унаследованность новообразованной фазы по отношению к первичному минералу. На участках преобладания тонкодисперсных диоктаэдрических минералов их гидролиз в связи с низкой проницаемостью таких участков протекает значительно медленнее. Важной особенностью выветривания рассматриваемых пород в допозднепалеозойское время является очень интенсивный процесс наложения вторичного образования сульфатных минералов за счет инфильтрации вод, богатых серой. Поэтому такую КВ следует относить к сернокислому типу, в отличие от дораннеюрской коры щелочного типа.

Библиографический список

- Борис Е.И., Зинчук Н.Н.* Структурно-формационные и генетические особенности формирования продуктивных отложений верхнего палеозоя и мезозоя бассейна среднего течения р.Виллой в связи с поисками месторождений алмазов // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж, 2005. С.1339-1361.
- Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и Мира (Основы прогнозирования). М.: Геоинформмарк, 2000. 371 с.
- Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 574 с.
- Звягин Б.Б., Врублевская З.В., Жухлистов А.П. и др.* Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. М.: Наука, 1979. 224 с.
- Зинчук Н.Н.* Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). Новосибирск, 1994. 240 с.
- Зинчук Н.Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра, 2000. 538 с.
- Зинчук Н.Н.* Задачи и возможности литолого-минералогических исследований при алмазописковых работах на закрытых территориях // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: матер. конф. посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» ЯНЦ СО РАН. Якутск, 2008. С.314-325.
- Зинчук Н.Н., Борис Е.И.* Среднепозднетриасовые коры выветривания северо-восточной части Ангаро-Виллойского прогиба // Сов. геология. 1980. №4. С.113-125.
- Зинчук Н.Н., Борис Е.И.* Обогащенность продуктами выветривания мезозойских отложений Ангаро-Виллойского прогиба // Советская геология. 1981. №7. С.100-108.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И.* Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
- Зинчук Н.Н., Хмелевский В.А.* Петрографическая характеристика основных типов мезозойских осадочных пород северо-восточной части Ангаро-Виллойского прогиба / ВИНТИ. М., 1977. 37 с.
- Зинчук Н.Н., Хмелевский В.А., Борис Е.И., Затхей Р.А.* Литология древних осадочных толщ в районах развития кимберлитового магматизма. Львов, 1985. 200 с.
- 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.
- Казанский Ю.П.* Выветривание и его роль в осадконакоплении. М.:Наука, 1976. 271с.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Об устойчивости и палеогеографическом значении гидрослюдов в корях выветривания и продуктах их переотложения на территории Западной Якутии // ДАН СССР. 1980. Т.255, №3. С.705-709.
- Плотникова М.И., Кардопольцева О.И.* Литология и условия формирования верхнепалеозойских и мезозойских алмазоносных отложений Мало-Ботуобинского района // Труды СНИИГГиМС. 1969. Вып.98. С.182-185.
- 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.
- Шамшина Э.А.* Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 150 с.
- Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р.* Эпохи корообразования на территории Якутии // Древние коры выветривания Якутии / ЯФ СО АН СССР. Якутск, 1975. С.3-29.
- Ягнъшев Б.С., Зинчук Н.Н., Тимченко В.А., Хмелевский В.А.* Основные черты геохимии

осадочных мезозойских образований Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия) / ВИНТИ. М., 1976. 32 с.

Structure and Composition of the Weathering Crust on the Terrigenous-Carbonate Rocks in Diamondiferous Regions

N.N. Zinchuk

West-Yakutian Scientific Centre of RS (Y) AS, 4/1Lenina Str., Mirny 678170, Russia, E-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Carried out complex research indicated that in the course of weathering of terrigenous-carbonate rocks of basic diamondiferous regions of the Siberian Platform a dissolution of carbonates and decomposition of trioctahedral laminated silicates took place first. Because of such process and sequential washing out the individual elements from various levels of thick eluvial layers, sufficient alteration of physical-mechanical properties and structural-textural specific features of primary rocks can be observed. Fast destruction of carbonates and trioctahedral minerals leads to development of cavities and large pores with high permeability, providing leaching of potassium, abundance of silica and other unstable in the zone of hypergenesis elements. Redistribution of elements provides a local decrease of medium pH and subsequent relative accumulation of aluminum, which is the most important element necessary for new formation of kaolinite. Some intermediate phases (gypsum, aluminite, basaluminite, jarosite and others) may crystallize in the formed caverns and fractures. A very intensive process of superimposed secondary formation of sulphate minerals due to infiltration of rich in sulphur waters is an important feature of hypergene alteration of terrigenous-carbonate rocks in the basic diamondiferous regions of the Siberian Platform. It allows referring such crust of weathering to sulfuric type, apart from the Pre-Early Jurassic crust of alkaline type.

Key words: *terrigenous-carbonate rocks; Siberian platform; diamondiferous regions; sulfuric and alkaline types of weathering.*

References

- Boris E.I., Zinchuk N.N. 2005. Strukturalno-formatsionnye i geneticheskie osobennosti formirovaniya produktivnykh otlozheniy verkhnego paleozoya i mezozoya basseyna srednego techeniya reki Vilyuy v svyazi s poiskami mestorozhdeniyalmazov [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]. In *Geology of diamonds – present and future (geologists to the 50th anniversary of Mirny and diamond-mining industry of Russia)*. Voronezh, VSU, pp. 1339-1361. (in Russian)
- Vaganov V.I. 2000. Almaznye mestorozhdeniya Rossii i mira (Osnovy prognozirovaniya) [Diamond deposits of Russia and the World (Fundamentals of forecasting)]. Moskva, Geoinformmark (in Russian)
- Vasilenko V.B., Zinchuk N.N., Kuznetsova L.G. 1997. Petrokhimicheskie modelialmaznykh mestorozhdeniy Yakutii [Petrochemical models of diamond deposits of Yakutia]. Novosibirsk, Nauka. (in Russian)
- Zvyagin B.B., Vrublevskaya Z.V., Zhukhlistov A.P. et al. 1979. Vysokovolt'naya elektronografiya v issledovanii sloistykh mineralov [High-voltage electronography in investigation of laminated minerals]. Moskva, Nauka. (in Russian)
- Zinchuk N.N. 1994. Kory vyvetrivaniya I vtorichnye izmeneniya kimberlitov Sibirskoy platform (v svyazi s problemoy poiskov i razrabotkialmaznykh mestorozhdeniy) [Weathering crusts and secondary changes of

- the Siberian platform kimberlites (in connection with the problem of prospecting and development of diamond deposits)]. Novosibirsk, NSU (in Russian)
- Zinchuk N.N. 2000. Postmagmatic mineral kimberlitov [Postmagmatic minerals of kimberlites]. Moskva, Nedra (in Russian)
- Zinchuk N.N. 2008. Zadachi i vozmozhnosti litologo-mineralogicheskikh issledovaniy pri almazoposkovykh rabotakh na zakrytykh territoriyakh [Problems and feasibility of lithological-mineralogical investigations for diamond prospecting on closed territories]. In Problemy prognozirovaniya i poiskov mestorozhdeniy almazov na zakrytykh territoriyakh. Yakutsk, YRC RAS SB, pp. 314-325. (in Russian)
- Zinchuk N.N., Boris E.I. 1980. Sredne-posdnetriasovye kory vyvetrivaniya severovostochnoy chasti Angaro-Vilyuyskogo progiba [Middle-Late-Triassic weathering crusts of northeastern part of Angara-Vilyuy Trough]. Sovetskaya Geologiya. 4:113-125. (in Russian)
- Zinchuk N.N., Boris E.I. 1981. Obogashchennost produktami vyvetrivaniya mezozoyskikh otlozheniy Angaro-Vilyuyskogo progiba [Enrichment of the Mesozoic sediments of Angara-Vilyuy Trough by products of weathering]. Sovetskaya Geologiya. 7:100-108. (in Russian).
- Zinchuk N.N., Kotelnikov D.D., Boris E.I. 1983. Drevnie kory vyvetrivaniya i poiski almaznykh mestorozhdeniy [Ancient weathering crusts and prospecting of diamond deposits]. Moskva, Nedra. (in Russian)
- Zinchuk N.N., Hmelevsky V.A. 1977. Petrograficheskaya charakteristika osnovnykh tipov mezozoyskikh osadochnykh porod severovostochnoy chasti Angaro-Vilyuyskogo progiba [Petrographic characteristic of main types of Mesozoic sedimentary rocks of northeastern part of the Angara-Vilyuy Trough]. Moskva, VINITI. (in Russian)
- Zinchuk N.N., Hmelevsky V.A., Boris E.I., Zatkhey R.A. 1985. Litologiya drevnikh osadochnykh tolshch v rayonakh razvitiya kimberlitovogo magmatizma [Lithology of ancient sedimentary starts in the regions of kimberlite magmatism]. Lvov, LNU. (in Russian).
- Ivaniv I.N., Zinchuk N.N., Boris E.I., Hmelevsky V.A. 1977. Sostav, usloviya formirovaniya otlozheniy irelyakhskoy [Composition, conditions of formation of the Irelyakh Suite sediments]. Sovetskaya Geologiya.5:148-156. (In Russian)
- Kazansky Y.P. 1976. Vyvetrivanie i ego rol v osdkonakoplenii [Weathering and its role in sedimentation]. Moskva, Nauka. (in Russian)
- Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N. 1980. Ob ustoychivosti i paleogeograficheskom znachenii gidroslyud v korakh vyvetrivaniya i produktakh ikh pereotlozheniya na territorii Zapadnoy Yakutii [About stability and paleogeographical significance of hydromicas in weathering crusts and products of their redeposition on the territory of Western Yakutia]. Doklady AN USSR. 255(3):705-709. (in Russian)
- Plotnikova M.I., Kardopoltseva O.I. 1969. Litologiya i usloviya formirovaniya verkhnepaleozoyskikh i mezozoyskikh almazonosnykh otlozheniy Malo-Botuobinskogo rayona [Lithology and conditions of formation of the Upper Paleozoic and Mesozoic diamondiferous sediments of Malo-Botuobinsky region]. Trudy SNIIG&MS. 98:182-185. (in Russian)
- Hitrov V.G., Zinchuk N.N., Kotelnikov D.D. 1988. Zakonomernosti izmeneniya khimicheskogo sostava porod v zone gipergeneza [Regularities of alteration of the rock chemical composition in the zone of hypergenesis]. In Gipergenez i rudoobrazovanie. Moskva, Nauka. (in Russian)
- Shamshina E.A. 1979. Kory vyvetrivaniya kimberlitovykh porod Yakutii [Weathering crusts of Yakutian kimberlite rocks]. Novosibirsk, Nauka. (in Russian)
- Shamshina E.A., Shpunt B.R. 1975. Epokhi kroobrazovaniya na territorii Yakutii [Epochs of crust formation on the territory of Yakutia]. In Drevnie kory vyvetrivaniya Yakutii. Yakutsk. USSR AS SB YD. (in Russian)
- Yagnyshev B.S., Zinchuk N.N., Timchenko V.A., Hmelevsky V.A. 1976. Osnovnye cherty geokhimii osadochnykh mezozoyskikh obrazovaniy Malo-Botuobinskogo rayona (Zapadnaya Yakutiya) [General geochemical features of Mesozoic formations of the Malo-Botuobinsky region sedimentary (Western Yakutiya)]. Moskva, VINITI. 1976. (in Russian)