

Н. Н. Зинчук, д-р геол.-минерал. наук, профессор, академик АН РС (Я),
председатель Западно-Якутского научного центра АН РС (Я), г. Мирный,
nanzinchuk@rambler.ru, ORCID-0000-0002-9682-3022

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРОДУКТОВ ГИПЕРГЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД (на примере Сибирской платформы)

Сравнительное комплексное исследование древних кор выветривания на породах различного химического и минералогического состава позволили проследить особенности их гипергенного изменения и типоморфные признаки элювиальных продуктов, что очень важно для решения ряда прикладных задач. В переотложенных продуктах выветривания различных пород возможно дифференцировать на структурном уровне одни и те же разновидности первичных минералов, а также идентифицировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся в последнем случае либо характером заселения октаэдрических позиций в их структуре, либо способом взаимного наложения отдельных силикатных слоев или их политипией. Переотложение продуктов выветривания пород различного состава вблизи областей денудации и накопление в основном в пресноводных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся осадочных толщ и незначительное погружение их определили слабое гидродинамическое воздействие среды на аллотипные минералы (прежде всего глинистые), что не привело к существенному диагенетическому изменению. Поэтому переотложенные в древних осадочных толщах продукты различных типов кор выветривания сохраняют структурные и кристаллохимические особенности по отношению к минералам элювиальных толщ, что позволяет проследить пути поступления в бассейны седиментации терригенного (в том числе и алмазоносного) материала.

Ключевые слова: древние коры выветривания, гипогенные и гипергенные минералы, типоморфизм минералов, алмазоносные толщи.

Коры выветривания (КВ) возникают при благоприятных соотношениях следующих основных факторов [8–11]: интенсивности выветривания, глубины возможного корообразования и скорости размыва образовавшегося элювия. Интенсивность выветривания резко возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ во многом зависит от глубины залегания грунтовых вод. К

КВ обычно относят элювиальные толщи хемогенно преобразованных образований, развивающихся на поверхности любых материнских пород и сохраняющих их макро- и мезоструктуру [7–13]. Нередко в разрезах таких измененных пород наблюдается определенная зональность. Под зональностью КВ принято понимать определенную её часть (горизонт), обладающую примерно однородным минеральным составом, физико-механическими свойствами, структурно-текстурными особенностями и характеризующуюся

определенным комплексом происходящих в ней геохимических процессов. Под профилем КВ подразумевается совокупность всех её зон, которых обычно выделяется несколько. Наиболее сильно измененные разности исходных пород располагаются обычно в верхах разрезов. К нижним частям профилей они постепенно переходят в менее измененные, а затем и в сравнительно “свежие” материнские породы. Важным следствием процесса корообразования является специфический цвет слагающих КВ отдельных частей, который в ряде случаев (особенно в трубчатых телах основного или ультраосновного состава) резко отличается от окраски вмещающих пород, не затронутых процессами гипергенного преобразования. КВ характеризуется весьма различной мощностью, которая в целом определяется уровнем грунтовых и трещинных вод, чем существенно отличается от почвенного слоя. Главнейшим фактором выветривания является климат. На территории земного шара (от экватора до полюсов) выделяются (имея площадное распространение) следующие климатические пояса: гумидный тропический, аридный, гумидный умеренный и нивальный. Полные профили КВ развиваются в областях гумидного тропического климата, характеризующихся высокой среднегодовой температурой и обилием осадков, что обуславливает бурное развитие на поверхности растительности. В верхних горизонтах таких разрезов процессы выветривания могут доходить до образования каолинита (сиалитный или каолинитовый тип выветривания) и даже минералов бокситовой группы, в частности гиббсита (латеритный тип выветривания). В гумидном умеренном поясе, несмотря на обилие органического вещества в почвенном профиле, количество выпадающих метеоритных вод значительно меньше. Это приводит к замедлению интенсивности гипергенного преобразования пород, т. е. возникновению сокращенных профилей выветривающихся толщ. Еще

меньшая интенсивность этого процесса наблюдается в областях аридного климата. Указанные изменения нередко ограничиваются развитием в их разрезе лишь промежуточных горизонтов, в связи с чем рассматриваемые КВ характеризуются неполными профилями. В зоне нивального климата процессы выветривания ограничиваются только начальными стадиями гипергенного изменения пород без четко выраженной зональности. При этом в средних частях рассматриваемых профилей выветривания новообразования непосредственно отражают химический и минеральный состав исходных пород, т. е. в зависимости от их типа разрезы образующихся КВ характеризуются специфической зональностью. Важное значение в процессе формирования КВ имеет также геолого-тектонический фактор, проявляющийся в основном через рельеф. Так, накопление наиболее мощных элювиальных толщ связано с крупными пенепами, приуроченными к водораздельным территориям [17–21]. В этих условиях, при низком уровне грунтовых вод, осуществляется интенсивный дренаж верхних горизонтов и одновременно отсутствуют размыв и переотложение образующихся в указанных частях разреза элювиальных продуктов. В областях с сильно расчлененным рельефом верхние элювиальные горизонты смываются и поэтому КВ (аналогично аридному поясу) обычно свойственны неполные профили. При благоприятном сочетании указанных факторов возникают КВ, в которых природа вторичных минералов связана со средой, обусловившей их образование, и тектонической обстановкой, способствующей их сохранению. По морфологическим особенностям залегания и соотношения с коренными породами выделяются два основных типа КВ – площадного и линейного распространения. Как разновидность площадной коры могут быть выделены [4–7, 26–27] также КВ локального распространения в пределах трубок взрыва трапповых и кимберлитовых пород. КВ первого типа харак-

теризуются значительным латеральным и близким к горизонтальному залеганием их подошвы. Мощность развития КВ на трубчатых телах определяется степенью устойчивости к процессам гипергенного изменения слагающих их пород, по сравнению с вмещающими толщами. Так, если слагающий трубки взрыва Сибирской платформы (СП) туфогенный материал характеризуется рыхлым строением (например, туфы, туфобрекчии и туфогенные образования), то этот тип определяет более интенсивную фильтрацию через него поверхностных вод, чем через окружающие трубки породы. Линейные КВ приурочены к контактовым и тектонически ослабленным зонам, являясь в основном как бы корнями площадных КВ, проникающими в коренные породы на весьма значительную глубину (иногда на многие сотни метров).

Выветривание представляет собой глобальный процесс физико-химического преобразования их как в субаквальных, так и в основном субаэральных условиях [3, 13–15, 25]. Процесс выветривания затрагивает практически все слагающие верхнюю оболочку Земли породы, т. е. изверженные, метаморфические и осадочные, включая карбонатные и хемогенные разности последних. Наиболее четкие закономерности указанного процесса наблюдаются в профилях выветривания алюмосиликатных пород (особенно изверженных), отдельные разности которых характеризуются выраженной контрастностью как по химическому составу, так и по минералогическим особенностям. Однако для выяснения некоторых частных вопросов минералогии КВ при сравнительном анализе различных типов элювиальных продуктов весьма важные данные могут быть получены также при изучении КВ и на осадочных породах. Механизм гипергенного преобразования различных гипогенных минералов определяется их структурными особенностями. Так, минералы островной (оливин), цепочечной (пироксены), ленточной (амфиболы) и каркасной (полевые шпаты) струк-

тур в процессе выветривания подвергаются последовательному растворению. В отличие от этого, слоистые силикаты (к группе гипогенных разновидностей которых относятся в основном слюды и в меньшей степени хлориты и серпентиновые минералы) в зоне гипергенеза испытывают гамму различных твердофазных трансформаций. В результате этого из продуктов преобразования первичных минералов в каждой зоне возникают новые вторичные минералы. Выветривание обусловлено в основном процессами физического, химического и биогенного преобразования первичных пород. К агентам физического выветривания горных пород относится воздействие на них температуры, воды и частично света. Под действием суточных (и тем более сезонных) колебаний температуры (особенно в климатических поясах, характеризующихся резкими изменениями количества лучистой энергии, доставляемой на поверхность Земли Солнцем) происходит растрескивание пород. Это связано в основном с неодинаковыми коэффициентами линейного и объемного расширения отдельных минералов (особенно у разновидностей с ярко выраженной анизотропией), а также с более интенсивным поглощением энергии темноцветными минералами, что в совокупности приводит к возникновению неравномерных напряжений в отдельных частях породы и обуславливает их инсоляционное выветривание. Физическое воздействие воды (преимущественно метеорного типа) проявляется в основном в областях умеренного и в еще большей степени нивального климата при замерзании в трещинах и дополнительном растрескивающим действием льда в результате увеличения занимаемого им объема, по сравнению с жидкой фазой. Воздействие световой энергии (кроме нагревания) осуществляется также косвенно, через каталитическое воздействие её на протекание химических реакций и, как следствие этого, интенсификацию их в процессе частичного разрушения связей между отдельными химическими элементами в

структуре минеральных фаз. Это приводит к разложению наименее устойчивых минералов в выветривающихся породах и дезинтеграции последних на отдельные блоки, в пределах которых более устойчивые к указанному воздействию минералы могут быть связаны вначале относительно более прочно, разрушаясь вдоль границ зерен отдельных минералов лишь на более поздних стадиях преобразования исходных пород. Из сказанного следует, что физическое изменение исходных пород сводится к последовательной дезинтеграции их на все более мелкие отдельные. Указанные процессы следует рассматривать [1–4, 16, 25] на трех уровнях, соответствующих макро-, мезо- и микропреобразованиям выветривающихся пород. При этом процесс дезинтеграции пород на макро- и мезоблоки протекает по границам зерен или их наиболее прочно связанных первичных агрегатов, т. е. по относительно ослабленным направлениям. В зависимости от генетического типа выветривающихся пород, их дезинтеграция характеризуется специфическими особенностями. Метеорные воды действуют также в качестве химического агента. Под воздействием химических процессов происходит ещё более существенные изменения исходных пород, в связи с чем их следует рассматривать [7–9] как наиболее существенные при формировании продуктов выветривания. Эти процессы обуславливают на этапе изменения материнских пород растворение значительной части содержащихся в них минералов и за счет их на стадии дифференциации синтез из образовавшихся растворов новых фаз (в основном глинистых минералов слоистого типа). Надо учитывать при этом, что химическое воздействие на различные минералы в процессе выветривания протекает неодинаково. На природу образующихся новых фаз большое влияние оказывают характер среды, определяемый свойствами её параметрами pH и Eh. При этом в зависимости от характера среды, свойственной профилю выветривания пород определяемого типа, одни и те же

первичные минералы могут испытывать различные изменения. Надо учитывать также, что метеорные воды, проникающие в толщу выветривающихся пород, предварительно контактируют с покрывающей Землю в областях умеренного и, особенно, жаркого климата с богатой растительностью. По мере увеличения объема органической массы, с которой взаимодействуют выпадающие на дневную поверхность осадки, pH дренажных вод последовательно понижается, что способствует более интенсивному химическому разложению выветривающихся пород.

Большое значение для прохождения процессов гипергенного изменения различных пород имеет их первичный состав. Так, практически *бескислотные породы*, например, *лейкократовые граниты* [9–11], содержат до 54 % микроклина, 22 % олигоклаза, 16% кварца и 4% слюды (мусковита и биотита). В нижней зоне профиля КВ такие породы характеризуются, за счет начальной стадии разложения плагиоклаза и наименее устойчивой части калиевого полевого шпата, появлением лишь небольшого количества (~4 %) слабо упорядоченного преимущественно Al-Fe³⁺-монтмориллонита ($b=0,894$ нм) и галлуазита ($b=0,894$ нм). Несмотря на одинаковые значения указанного параметра, последний, в отличие от очень мелких псевдоизометричных частиц монтмориллонита, четко диагностируется под электронным микроскопом по трубчатой форме кристаллов. Одновременно с этим, вследствие более слабой устойчивости триоктаэдрических слюд по сравнению с их диоктаэдрическими аналогами [13, 24], подвергается быстрой деградации также биотит. Это сопровождается частичной диоктаэдризацией исходного материала с возникновением небольшого количества монтмориллонит-гидролюдистого смешанослойного образования (МГСО) с тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих – неразбухающих пакетов с подчиненными – разбухающими. В средней зоне профиля КВ

в результате интенсивного разложения указанных выше исходных минералов резко увеличивается содержание монтмориллонита и особенно галлуазита. В то же время вследствие неустойчивости монтмориллонита по мере последовательного снижения щелочности среды из продуктов его разложения формируется каолинит ($b=8,90 \text{ \AA}$) в виде относительно крупных пачек как по оси c , так и в плоскости ab . Верхняя зона, благодаря резко выраженной кислой среде, характеризуется преобладанием процесса преобразования главной массы микроклина в каолинит с более высокой, чем в средней зоне, степенью совершенства структуры, но с меньшим в целом размером его доменных микроблоков. В свою очередь, доля галлуазита снижается, а монтмориллонит, в связи с интенсивным дренажем и быстрым выносом из этой зоны неустойчивых химических элементов, не возникает вообще [8–10].

Породы со *слюдистыми образованиями* (как, например, *терригенно-карбонатные отложения* нижнего палеозоя СП) содержат (рис. 1) в нижней зоне профиля выветривания диоктаэдрическую гидрослюда ($b=9,00 \text{ \AA}$) в виде смеси политипных модификаций $1M$ и $2M_1$ ($1M>2M_1$), триоктаэдрический хлорит ($b=9,22 \text{ \AA}$) и серпентин ($b=9,35 \text{ \AA}$). Эти отложения характеризуются развитием на них доверхнепалеозойской и до-нижнеюрской КВ. Наибольшее преобразование исходные породы претерпели в КВ средне-позднетриасового возраста. В средней зоне КВ рассматриваемых пород хлорит и серпентин полностью исчезает. Подвергается существенной деградации также гидрослюда $1M$ (как менее устойчивая по сравнению с $2M_1$), причем трансформационные процессы в структуры гидрослюда $1M$ обуславливают значительное увеличение количества разбухающих слоев, в то время как гидрослюда $2M_1$ остается относительно стабильной [7–9]. В результате этого возникает МГСО вначале с содержанием менее 40 % разбухающих пакетов, но в верхней зоне

количество последних существенно увеличивается. Вследствие весьма низкого совершенства структуры этой фазы она в кислой среде, свойственной верхней зоне КВ, быстро подвергается деструкции, и из образующихся продуктов возникает полубеспорядочный в структурном отношении каолинит. В результате указанных трансформаций содержание гидрослюда $1M$ к верхам профиля резко снижается, поэтому здесь наблюдается преобладание поли типа $2M_1$ ($2M_1>1M$). В свою очередь, слюдяные породы основного типа, в частности, *амфибол-флогопит-плаггиоклазовые гнейсы* архея Приольхонья, содержат [8, 18] около 50 % основного плаггиоклаза, 30 % флогопита, 20 % амфибола. В нижней зоне КВ они характеризуются наличием, кроме того, примеси триоктаэдрического хлорита ($b=9,20 \text{ \AA}$), а также три- (или $Mg-Fe^{2+}$ -) и диоктаэдрическую (или $Al-Fe^{3+}$ -) разновидностей монтмориллонита (b соответственно 9,20 и 8,91 \AA), связанных в последнем случае с начальной стадией трансформации флогопита в свойственной этой зоне восстановительной обстановке и в небольшом объеме с деструкцией плаггиоклаза. В слабо выветрелых частях общей верхней зоны в связи с развитием вверх по профилю выветривания все более окислительной обстановки флогопит трансформируется в вермикулит ($b=9,16 \text{ \AA}$). Плаггиоказ и амфибол в этих условиях подвергаются интенсивному растворению, причем из продуктов разложения первого (как и в нижней зоне) возникает ди- ($b=9,96 \text{ \AA}$), а второго – ди-триоктаэдрический или $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонит ($b=9,06 \text{ \AA}$). При этом, учитывая высокую основность плаггиоклаза, при его деструкции в виде побочной фазы синтезируется также $CaCO_3$ в виде кальцита. Одновременно в результате деструкции диоктаэдрического монтмориллонита и полностью диоктаэдризированной части триоктаэдрической разновидности этого минерала возникает каолинит, характеризующийся относительно упорядоченной структурой и весьма высокой дисперсностью частиц. Кроме

этого, благодаря частичной дегградации вермикулита образуется ассоциирующий с ним ди-триоктаэдрический монтмориллонит, что доказывается, как показано нами ранее при изучении КВ на долеритах Якутии [8–9], разложением обеих этих фаз при кипячении их в течение 1,5 часов в 10 %-м растворе HCl, но сохранением после обработке образца 10 %-м раствором CH₃COOH. В более выветрелых частях верхней зоны по мере развития кислой среды и прогрессирующего выноса Mg из межслоевых промежутков вермикулита при сохранении в его микроблоках лишь менее 10 % слоев первичного минерала и диоктаэдризации указанной выше разновидности монтмориллонита в результате их гомогенизации возникает (рис. 2) неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование (VMCO). Благодаря не только структурной, но и кристаллохимической неоднородности этой фазы, она разлагается при обработке образцов теплым 10 %-м раствором как HCl, так и CH₃COOH. Кроме того, рассматриваемая ди-триоктаэдрическая фаза после прокаливании образцов в течение 1,5 часа при 600 °C вместо четкого рефлекса, свойственного дегитратированному состоянию ди- или триоктаэдрической разновидности монтмориллонита, образует широкую дифракционную полосу. Дальнейшая полная диоктаэдризация указанной выше фазы обеспечивает (рис. 3), в соответствии с рассмотренным ранее [7, 8] механизмом, дополнительный синтез каолинита, что приводит к общему увеличению содержания этого минерала в рассматриваемой части разреза.

Разности *ультраосновных пород*, как, например, *кимберлиты* СП представлены (рис. 4) агрегатами серпентина из слоев типа A и B ($b=9,29 \text{ \AA}$) и кальцита с рассеянными выделениями магнетита, а также разнообразными псевдоморфозами по оливину и переменным количеством вкрапленников флогопита [9–11, 23–24]. В нижней зоне КВ таких пород содержится, кроме того, примесь хлорита ($b=9,20 \text{ \AA}$), сепиолита, ди-триокта-

эдрического Mg-Fe³⁺-монтмориллонита ($b=9,05 \text{ \AA}$) и гидрослюдь ($b=9,00 \text{ \AA}$) 1M, ассоциирующей с МГСО, относящимися в последних двух случаях к продуктам частичной диоктаэдризации флогопита. В средней зоне отмечается последовательное увеличение количества гидрослюдь, а серпентин представлен только слоями A. Одновременно с этим резко увеличивается (рис. 4) содержание как Mg-Fe-хлорита, так и близкого к собственно Mg-разновидности, а также Mg-Fe³⁺-монтмориллонита, причем неразбухающий минерал, судя по свойственным ему сравнительно узким рефлексам на рентгенодифрактограммах, характеризуется относительным совершенством структуры. Смешанослойная фаза в этих двух частях разреза характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих – неразбухающих пакетов с подчиненными – разбухающими. В верхних частях профиля выветривания в связи с развитием в них окислительной обстановки хлорит не образуется, а вместо флогопита возникает вермикулит и рассмотренные выше продукты его дальнейшей трансформации. Одновременно с этим в результате продолжающегося процесса диоктаэдризации монтмориллонита происходит некоторое ухудшение степени совершенства его структуры, что проявляется [8–10] на рентгенодифрактограммах увеличением полной ширины на половину высоты (ПШПВ) его рефлексов. Сопровождающая эти преобразования в низах верхней зоны частичная деструкция монтмориллонита обуславливает относительное увеличение содержания в ней гидрослюдь. В свою очередь, в структуре смешанослойной фазы содержание неразбухающих пакетов уменьшается, в результате чего последние в этом случае неупорядоченно чередуются с преобладающими – разбухающими. В самых верхах разреза из продуктов деструкции наиболее разупорядоченной части диоктаэдрического монтмориллонита и смешанослойной фазы синтезируется небольшая примесь каолинита.

Из сказанного следует, что профили КВ слюдястых пород от кислого до ультраосновного состава также характеризуются сходным строением. Особенностью изменения пород уже в нижней зоне является возникновение [8] за счет первичных – гипогенных минералов (главным образом триоктаэдрических слюд) гипергенного хлорита. В средней зоне наибольшее развитие имеют разбухающие минералы. Однако, по сравнению с бесслюдястыми породами, они представлены наряду с монтмориллонитом смешанослойной фазой. При этом оба указанных минерала в основных и ультраосновных породах относятся не только к собственно диоктаэдрическому типу, но и близкому к триоктаэдрическому с прогрессирующей диоктаэдризацией последнего вверх по разрезам профилей выветривания. Это является необходимым условием для возникновения в дальнейшем из продуктов деструкции разбухающих минералов наиболее устойчивого в гипергенных условиях слоистого минерала – каолинита [11]. Для продуктов выветривания слюдястых разновидностей основных пород, как и их бесслюдястых аналогов, характерно к тому же, в отличие от кислых пород, более высокое содержание разбухающих минералов. Благодаря этому и вследствие существенной триоктаэдричности значительной части этих минералов в профилях выветривания основных пород в результате более быстрого разложения наименее совершенной в структурном отношении слюдястой фазы политипной модификации $1M$ и соответственно производной от нее $MGCO$ элювий обогащается устойчивым политипом $2M_1$.

Формирование отдельных зон в профиле выветривания различных типов бесслюдястых и слюдястых пород (от кислых до ультраосновных включительно) определяется не только их минералогией и гидрохимией среды на разных уровнях выветривания, но и структурными особенностями порообразующих минералов и механизмом их преобразования в зоне гипергенеза. Главнейшим процессом

изменения бесслюдястых пород является растворение исходных минералов и, в зависимости от скорости выноса подвижных элементов [3, 9] из системы минералообразования и соответствующих изменений кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных параметров, последовательно развивающийся синтез определенных минералов или их ассоциаций. Указанный механизм преобразования исходных пород и возникновения в различных зонах профиля выветривания минеральных фаз подчеркивается характером взаимоотношения между первичными и вторичными минералами. Так, согласно оптическим и электронно-микроскопическим исследованиям (в последнем случае в основном по данным растровой электронной микроскопии) при выветривании пород вследствие полного или частичного растворения наименее устойчивых гипогенных минералов в объеме образующихся вначале отдельных пород возникают полосы и каналы. При этом, согласно нашим наблюдениям [8–9], на раннем этапе гипергенного процесса минералы претерпевают максимальное изменение со стороны сколов, не совпадающих с плоскостями наиболее совершенной спаянности, т. е. в местах оборванных кристаллических связей. В то же время на гранях, соответствующих главнейшим плоскостям спаянности, этот процесс протекает более медленно, особенно у относительно устойчивых к выветриванию минералов. В этом случае на указанных гранях в местах развития кристаллических дефектов в структуре (в частности выхода на поверхность дислокаций) развиваются зародышевые формы вторичных минералов, а также различной конфигурации фигуры травления [9]. На более поздних этапах выветривания вновь образующиеся минералы возникают как в пустотах, включая первичные поры, трещины самой разнообразной природы и участки выщелачивания неустойчивых минералов, так и на поверхности относительно устойчивых первичных минералов, в том числе на гранях и сколах наиболее

стабильного в зоне гипергенеза минерала – кварца. Необходимо отметить, что форма и размеры вторичных фаз не зависят от морфологии исходных минералов. На сопряженность процессов растворения гипогенных и кристаллизации гипергенных минералов указывает также образование тонких минеральных смесей в пределах практически любого исходного минерального индивида. Это свидетельствует о формировании вторичных и глинистых минералов в отдельных зонах профиля выветривания, происходящее либо путем растворения исходных минералов с последующим синтезом из продуктов их деструкции новообразованных фаз в отдельных частях объема разрушенных зерен, либо в результате кристаллизации минералов из интерстиционных растворов в ранее существовавших порах пород или возникающих в процессе их геологической истории в трещинах.

В профилях выветривания бесслюдистых кислых пород, содержащих из слабо устойчивых минералов преимущественно кислые плагиоклазы, а из относительно более устойчивых – калиевые полевые шпаты, на ранних этапах элювиального процесса, в условиях промежуточного между щелочных, щелочно-земельных элементов и, частично, Si, синтезируется главным образом диоктаэдрический монтмориллонит непостоянного в отдельных участках элювия химического состава [4–5, 20–22]. Согласно имеющимся данным [7, 9], кислые и средние плагиоклазы представляют собой тонкие структуры распада твердых растворов с переслаиванием доменов, попеременно обогащенных Na и Ca, т. е. характеризуются гетерогенностью кристаллического строения. В то же время основные плагиоклазы с преимущественным заселением структурных позиций в пустотах трехмерного тетраэдрического каркаса катионами Ca, как правило, являются гомогенными образованиями. Эти особенности плагиоклазов непосредственно наследуются структурой возникающих за счет их деструкции разновидностей монтмориллонита, т. е. по-

следний в продуктах изменения основных пород имеет более высокую степень совершенства структуры. Соответственно образующийся по роговой обманке монтмориллонит также характеризуется относительно упорядоченной структурой, что частично сохраняется и в продуктах его последовательной диоктаэдризации. Указанные элементы различия в совершенстве структуры минерала-предшественника отражаются и на возникающих за их счет разновидностях каолинита. В частности, по гетерогенным плагиоклазам, свойственным кислым породам, содержащим значительное количество как Na, так и Ca, образуется весьма разупорядоченный каолинит [5–7]. Общая тенденция возникновения слабо упорядоченных первичных слюдистых структур в результате раскристаллизации продуктов растворения кислых плагиоклазов, особенно их Na-Ca-разновидностей, близких к олигоклазу, т. е. минералу, характеризующемуся практически равным количеством щелочных и щелочно-земельных катионов, подчеркивается, кроме того, образованием алюмосиликата из двухэтажных слоев с наиболее низким совершенством структуры – галлуазита. На поздних стадиях элювиального процесса в резко выраженной кислой среде микроклин по известной схеме [7, 11], также, как и монтмориллонит, преобразуется в каолинит. Однако, в отличие от указанной выше генерации, последняя характеризуется более высокой степенью упорядоченности структуры. Отсюда следует, что существует закономерная унаследованность вновь возникающими силикатами (особенно слоистого типа) структурных свойств первичных минералов. Об универсальности этого процесса свидетельствует развитие указанных минералов в КВ на однотипных породах, имеющих различный возраст и развитых в весьма существенно отличающихся по геологическому строению регионах.

В КВ бесслюдистых основных пород, которые содержат главным образом основные плагиоклазы, пироксены и ам-

фиболы, на ранних этапах гипергенного процесса вследствие растворения вначале наименее устойчивых из указанных минералов – основных плагиоклазов образуются ассоциации из относительно более упорядоченного, чем в кислых породах, диоктаэдрического монтмориллонита и CaCO_3 . Универсальный характер развития этой ассоциации подчеркивается присутствием ее в нижних зонах элювия, сформировавшегося также на долеритах СП [7–9]. Одновременно с этим, за счет продуктов разложения несколько более устойчивых в процессе гипергенного преобразования пород пироксенов и амфиболов возникает близкий к триоктаэдрической разновидности монтмориллонит. В отличие от диоктаэдрического, этот тип монтмориллонита, как и большинство слоистых силикатов триоктаэдрического типа (особенно гипогенных) характеризуются изначально более совершенной структурой. В результате прогрессирующего выноса в процессе выветривания из структуры этого монтмориллонита Mg и полного окисления Fe^{2+} происходит последовательная диоктаэдризация его структуры и гомогенизация с диоктаэдрическим аналогом рассматриваемого минерала, связанным с деструкцией основного плагиоклаза. Учитывая общую направленность кристаллохимических преобразований минералов в зоне гипергенеза, указанный процесс имеет в этом случае необратимый характер [8, 11]. Благодаря присутствию в монтмориллонитовой массе относительно упорядоченных разновидностей этого минерала, возникающий за счет продуктов его деструкции каолинит характеризуется довольно высоким структурным совершенством. Об этом свидетельствует, в частности, четко диагностируемая в данном случае, начиная со средней зоны, т. е. уровня появления каолинита в разрезе, политипная модификация его $1T_k$, не фиксируемая не только в указанной, но и в верхней зоне профилей выветривания кислых пород [8, 13]. Свойственная продуктам выветривания основных пород более высокая дисперсность каолинита

обусловлена блокирующим влиянием повышенного содержания в них железистых соединений, особенно их закисных форм. На поздних стадиях выветривания, несмотря на интенсивный вынос подвижных элементов, необходимость вначале диоктаэдризации первично возникающего триоктаэдрического монтмориллонита определяет более длительное сохранение его в элювии. Каолинит к верхам разреза закономерно характеризуется повышением степени совершенства структуры.

В отличие от этого в слюдистых разновидностях пород как кислого, так и основного состава, наряду с растворением рассмотренных выше минералов, важное значение приобретают процессы преобразования различных разновидностей слюд. Благодаря слоистой структуре минералы слюдистого типа в процессе выветривания подвергаются деградиционной трансформации, причем в зависимости от ди- или триоктаэдричности этих минералов и свойственных им политипных модификаций указанные изменения обладают определенными особенностями. Одной из них является присутствие преимущественно в нижних и средних частях профилей выветривания, кроме возникающего в ряде случаев (при соответствующем типе исходных пород) собственно монтмориллонита и гаммы различных смешанослойных образований. В профилях выветривания кислых пород, содержащих смесь диоктаэдрических слюдистых минералов политипных модификаций $1M$ и $2M_1$, особенно в случае преобладания в исходных породах устойчивого политипа $1M$, наиболее важное значение для образования элювиальных продуктов приобретает различная стабильность отдельных модификаций этих минералов. Так, уже на ранних этапах выветривания вследствие неоднородного замещения Si на Al в тетраэдрах кристаллической решетки слюды, из части наименее заряженных межслоевых промежутков структуры $1M$ происходит интенсивный вынос K, что обуславливает развитие смешанослойной фазы. Вначале эта фаза характеризуется

преобладанием в структуре неразбухающих пакетов, которые с тенденцией к упорядоченности переслаиваются с подчиненными – разбухающими [7–9, 11]. По мере снижения вверх по разрезу рН среды и соответственно уменьшения степени замещения в тетраэдрах Si на Al и, как следствие этого, отрицательного заряда слоев, вынос K из межслоевых промежутков слюдястого минерала модификации 1M увеличивается. В результате в структуре смешанослойной фазы возрастает количество лабильных пакетов, с которыми неупорядоченно чередуются подчиненные – неразбухающие. Это сопровождается, кроме того, резким нарушением порядка наложения отдельных слоев в указанной структуре и, за счет ее дальнейшей деструкции, развитием на основе структурной унаследованности также неупорядоченного каолинита. В результате рассмотренного выше процесса и соответственно большей устойчивости поли типа 2M₁ в элювии, формирующемся на поздних стадиях выветривания, наблюдается инверсия соотношения политипных модификаций слюдястых минералов.

В КВ слюдястых пород основного типа, которые содержат наряду с основными плагиоклазами, пироксенами и амфиболами также тетраэдрические слюды (главным образом, биотит и флогопит), т. е. минералы, характеризующиеся преимущественно политипной модификацией 1M, на ранних этапах элювиального процесса происходит развитие не только различных смешанослойных фаз, но и, в зависимости от рН и Eh среды, ряда промежуточных индивидуальных минералов триоктаэдрического типа. При этом на наиболее ранних стадиях преобразования исходных пород в щелочной среде и резко восстановительной обстановке флогопит частично трансформируется [6–9] в хлорит, а на более поздних этапах в близкой к указанной выше среде, но в окислительной обстановке – в вермикулит. Хлорит в этом случае, как и в профиле выветривания рассмотренных выше слюдястых пород кислого типа, быстро разлагается.

В отличие от этого в результате деградиционной трансформации вермикулита вначале возникает парагенетическая ассоциация из вермикулита и ди-триоктаэдрического монтмориллонита. Эта ассоциация устойчиво сохраняется в профиле выветривания до тех пор, пока в микроблоках исходного минерала содержится более 10 % вермикулитовых пакетов. На поздних стадиях выветривания, по мере повышения кислотности среды и развития все более окислительной обстановки, в микроблоках вермикулита последовательно увеличивается количество монтмориллонитовых пакетов. Когда количество вермикулитовых пакетов в указанных микроблоках становится менее 10 %, происходит их гомогенизация с преобладающей массой подвергающегося одновременно с этим существенной диоктаэдризации близкого к триоктаэдрическому монтмориллонита. На накапливающихся в ходе этого процесса слабо подвижных химических элементов (Si и особенно Al) синтезируется относительно дисперсный каолинит, наследующий от исходного минерала довольно высокую степень совершенства структуры. В профилях выветривания ультраосновных пород, в частности в кимберлитах, однотипные минералы, встречающиеся как в основных, так и ультраосновных разностях пород, учитывая принцип универсальности, характеризуются близким механизмом преобразования. Особенностью гипергенного процесса в этих породах на раннем его этапе благодаря длительному сохранению высокощелочной среды является в основном лишь перекристаллизация относительно высокотемпературной политипной модификации серпентина B в наиболее низкотемпературную – A.

Таким образом, полученные в процессе проведенных исследований материалы позволяют дифференцировать на структурном уровне одни и те же видовые разновидности первичных минералов, а также идентифицировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся в последнем случае либо характером за-

селения октаэдрических позиций в их структуре (т. е. ди- или триоктаэдрическим мотивом кристаллической решетки), либо способом взаимного наложения отдельных силикатных слоев в структуре этих минералов, или их политипией. Для решения прикладных вопросов в каждом перспективном регионе необходимо выяснять специфический характер гипергенных продуктов, возникающих на всех стадиях выветривания пород различного типа. В связи с этим важное значение имеет установление в разрезах КВ на различных породах главнейших типоморфных особенностей, свойственных индивидуальным разностям как первичных, так и вторичных образований, а в отдельных случаях и ассоциаций минералов указанного типа. Типоморфные признаки принято рассматривать на трех уровнях, соответствующих химическому составу минералов, неоднородности их строения и особенностям кристаллической структуры. При этом в практических целях используются, исходя из генетической природы и кристаллохимии отдельных групп минералов, определенные, наиболее характерные для каждой из них свойства (с учетом анализа материала в виде оптимальной по размеру и плотности фракций). Анализ ЛМ-ОК-диаграмм [9] показывает, что факторы выветривания кислых (в том числе и терригенно-карбонатных) пород направлены непосредственно к полю каолинов, что в целом соответствует известной закономерности преимущественного образования указанного минерала при выветривании силикатных и близких к ним (по химическому составу) осадочных пород. Несмотря на определенное различие исходных пород основного состава, продукты их выветривания (на упомянутой диаграмме) по химической конституции на рассматриваемой стадии гипергенного процесса имеют тенденцию к их сближению. Одновременно с этим векторы выветривания пород основного состава (долеритов, туфов, туфобрекчий и туфогенных образований) направлены к полю бокситов, что обусловлено пред-

почтительным образованием при их выветривании гидроокислов Al. При этом, как показано на примере изучения пород трапповой формации, в виде промежуточного минерала возникает вначале каолинит, а затем гиббсит. Направление вектора выветривания на ЛМ-ОК диаграмме занимает (рис. 5) промежуточное положение между полем кислых (в том числе терригенно-карбонатных) образований и пород основного состава, т. е. в продуктах их выветривания с одинаковой вероятностью может реализовываться образование как гидроокислов Al, так и каолинита. При этом свойственный слюде из ультраосновных пород (кимберлитов) политип 1M обуславливает, как менее устойчивый при выветривании, сравнительно более быстрое накопление в продуктах его диоктаэдризации Al, чем выветривание слюды 2M₁ в кислых и терригенно-карбонатных породах. Комплексное исследование КВ, образованным одновременно на различных породах, позволило уточнить их типоморфные особенности, а также получить новые данные об особенностях и закономерностях их преобразования в гипергенных условиях. Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации и накопление в основном в пресноводных континентальных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся осадочных толщ и незначительное погружение их определили слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие (или слабое воздействие) наложенных на них процессов катагенетического преобразования. Это привело к тому, что глинистые минералы древних перспективных осадочных толщ (на СП это преимущественно верхнепалеозойские и мезозойские толщи), связанные в основном с процессом переотложения различных продуктов выветривания, сохраняют унаследованность структурных и кристаллохимических особенностей по отношению к минералам в разрезах элювиальных толщ. Поэтому полученные типоморфные признаки однотипных

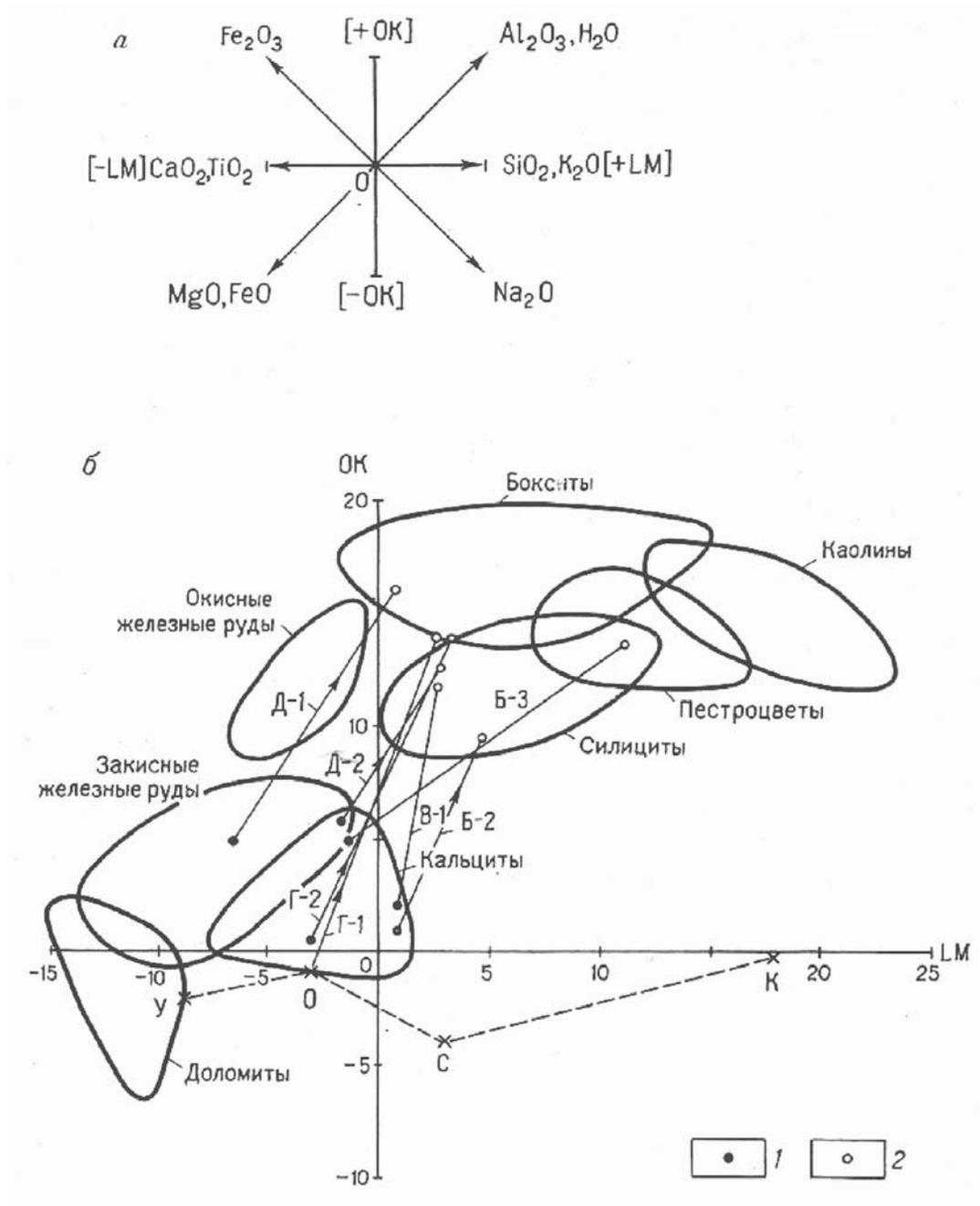


Рис. 5. Вариационная диаграмма LM-OK химического состава пород и продуктов их изменения в земной коре [8, 25, 26]

а – векторы породообразующих окислов на диаграмме; б – распределение химических составов продуктов выветривания терригенно-карбонатных пород (Б), долеритов (В), туфов и туфогенных образований (Г) и кимберлитов (Д). Породы: У – ультраосновные, О – основные, С – средние, К – кислые; Б-2 – скв. 432/192; Б-3 – скв. 114/176; В-1 – скв. 202/44; Г-1 – скв. Ан-50; Г-2 – скв. 280/188; Д-1 – скв. А-63К; Д-2 – шахта 102. 1 – исходные породы, 2 – выветрелые продукты

минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций можно успешно использовать для идентификации в древних осадочных толщах продуктов, которые поступали из различных местных источников снова и связаны с гипергенными изменениями пород различного химического и минералогического состава, что успешно можно использовать при прогнозировании и поисках алмазных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобривич А. П., Бондаренко М. И., Гневушев М. А. и др. Алмазные месторождения Якутии. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 515 с.
2. Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. – М.: Недра, 1964. – 190 с.
3. Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. – Новосибирск: Наука, 1997. – 568 с.
4. Владимиров Б. М., Костровицкий С. И., Соловьева Л. В. и др. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок. – М.: Наука, 1981. – 136 с.
5. Егоров К. Н., Корнилова В. П., Сафронов А. Ф., Филиппов Н. Д. Слюдяный кимберлит из трубки Удачная-Восточная// Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 291. – № 1. – С. 199–202.
6. Зинчук Н. Н. Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии//Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 58–66.
7. Зинчук Н. Н. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформы//Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.
8. Зинчук Н. Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). – Новосибирск: НГУ, 1994. – 240 с.
9. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000. – 538 с.
10. Зинчук Н. Н., Лисковая Л. В. Вторичные минералы основной массы кимберлитов Якутии//Сб.: Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: ВГУ, 2005. – С. 824–847.
11. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Крайнов А. В. Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. Учебное пособие. – Воронеж: ВГУ, 2013. – Вып. 68. – 100 с.
12. Зинчук Н. Н., Спецус З. В., Зуенко В. В., Зуев В. М. Кимберлитовая трубка Удачная (вещественный состав и условия формирования). – Новосибирск: НГУ, 1993. – 147 с.
13. Зинчук Н. Н., Харькив А. Д., Мельник Ю. М., Мовчан Н. П. Вторичные минералы кимберлитов. – Киев: Наукова думка, 1987. – 287 с.
14. Илупин И. П. Распространение и генезис некоторых гидротермальных и гипергенных минералов в кимберлитах Якутии// Сов. геология. – 1962. – № 3. – С. 152–156.
15. Лебедев А. А., Смирнов Г. И. Серпентинизация в кимберлитах//Труды ЯФ СО АН СССР. – 1963. – № 9. – С. 193–105.
16. Лисковая Л. В. Возможности использования рентгенографического анализа для характеристики основной массы кимберлитов//Сб.: Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: ВГУ, 2001. – С. 79–93.
17. Маршинцев В. К., Барашков Ю. П. Некоторые вопросы серпентинизации кимберлитов//Геология и геофизика. – 1979. – № 11. – С. 54–57.
18. Мельник Ю. М., Зинчук Н. Н., Харькив А. Д. Основные ассоциации вторичных минералов в кимберлитовых породах Якутии//Минерал. сб. Львов. ун-та. – 1982. – № 36/2. – С. 76–83.
19. Милашев В. А. Парагенетические ассоциации вторичных минералов в кимберлитовых породах//Геохимия. – 1963. – № 6. – С. 557–564.
20. Ровша В. С., Футенгендлер С. И. Пироаурит из кимберлитов Якутии//ЗВМО. – Ч. 92. – Вып. 3. – С. 354–359.
21. Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. – 212 с.

22. Свиридов В. Ф., Яковлевская Т. А. Новые данные об амакините из кимберлитовой трубки Удачная//Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1973. – № 10. – С. 144–147.

23. Соболева С. В., Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Особенности флогопита мантийного происхождения//ЗВМО. – 1979. – Ч. 108. – Вып. 6. – С. 678–685.

24. Соболева С. В., Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Динамика изменения флогопита в процессе формирования кимберлитовых пород Якутии//Сб.: Рентгенография минерального сырья и строение минералов. – М.: ВИЭМС, 1981. – С. 147–155.

25. Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. – М.: Недра, 1968. – 199 с.

26. Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Геолого-генетические основы шликерно-минералогического метода поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1995. – 348 с.

27. Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов Мира. – М.: Недра, 1998. – 556 с.

REFERENCES

1. Bobrievich A. P., Bondarenko M. I., Gnevushev M. A. et al. Diamond deposits of Yakutia. – Moskva: Gosgeoltekhizdat, 1959. – 515 p. (In Russian).

2. Bobrievich A. P., Ilupin I. P., Kozlov I. T. et al. Petrography and mineralogy of kimberlite rocks of Yakutia. – Moskva: Nedra, 1964. – 190 p. (In Russian).

3. Vasilenko V. B., Zinchuk N. N., Kuznetsova L. G. Petrochemical models of diamond deposits of Yakutia. – Novosibirsk: Nauka, 1997. – 568 p. (In Russian).

4. Vladimirov B. M., Kostrovickij S. I., Solovieva L. V. et al. Classification of kimberlites and internal structure of kimberlite pipes. – Moskva: Nauka, 1981. – 136 p. (In Russian).

5. Egorov K. N., Kornilova V. P., Safironov A. F., Filippov N. D. Micaceous kimberlite from pipe Udachnaya-Vostochnaya//Rep. of USSR AS. – 1986. – V. 291. – № 1. – P. 199–202. (In Russian).

6. Zinchuk N. N. Specific features of composition and distribution of micaceous formations in kimberlite rocks of Yakutia//News of HEI. Geology and exploration. – 1991. – № 7. – P. 58–66. (In Russian).

7. Zinchuk N. N. Comparative characteristics of material composition of kimberlite rocks crust of weathering of the Siberian and East-European platforms//Geology and geophysics. – 1992. – № 7. – P. 99–109. (In Russian).

8. Zinchuk N. N. Crusts of weathering and secondary changes of the Siberian platform kimberlites (in connection with the problem of prospecting and mining of diamond deposits). – Novosibirsk: NSU, 1994. – 240 p. (In Russian).

9. Zinchuk N. N. Postmagmatic minerals of kimberlites. – Moskva: Nedra, 2000. – 538 p. (In Russian).

10. Zinchuk N. N., Liskovaya L. V. Secondary minerals of basic Yakutia kimberlites mass//Coll.: Geology of diamonds – the present and the future (geologists to the 50th anniversary of Mirny and diamond-mining industry of Russia). – Voronezh: VSU, 2005. – P. 824–847. (In Russian).

11. Zinchuk N. N., Savko A. D., Krajnov A. V. Kimberlites in the Earth history. Proceedings of geology SRI of VSU. Tutorials. – Voronezh: VSU, 2013. – Iss. 68. – 100 p. (In Russian).

12. Zinchuk N. N., Specius Z. V., Zuenko V. V., Zuev V. M. Kimberlite pipe Udachnaya (material composition and conditions of formation). – Novosibirsk: NSU, 1993. – 147 p. (In Russian).

13. Zinchuk N. N., Harkiv A. D., Melnik Yu. M., Movchan N. P. Secondary minerals of kimberlites. – Kiev: Naukova dumka, 1987. – 287 p. (In Russian).

14. Ilupin I. P. Distribution and genesis of some hydrothermal and hypergene minerals in kimberlites of Yakutia//Sov. geology. – 1962. – № 3. – P. 152–156. (In Russian).

15. Lebedev A. A., Smirnov G. I. Serpentinization in kimberlites//Proceedings of YB SB of USSR AS. – 1963. – № 9. – P. 193–105. (In Russian).

16. Liskovaya L. V. Possibilities of applying X-ray analysis for characterizing the basic mass of kimberlites//Coll.: Problems of diamond geology and some ways of their solution. – Voronezh: VSU, 2001. – P. 79–93. (In Russian).

17. Marshincev V. K., Barashkov Yu. P. Some issues of kimberlites serpentinization//Geology and geophysics. – 1979. – № 11. – P. 54–57. (In Russian).

18. *Melnik Yu. M., Zinchuk N. N., Harkiv A. D.* Basic associations of secondary minerals in kimberlite rocks of Yakutia//Mineral. coll. Lvov univ. – 1982. – № 36/2. – P. 76–83. (In Russian).
19. *Milashev V. A.* Paragenetic associations of secondary minerals in kimberlite rocks//Geochemistry. – 1963. – № 6. – P. 557–564. (In Russian).
20. *Rovsha V. S., Futengendler S. I.* Pyroaurite from kimberlites of Yakutia//ZWMO. – P. 92. – Iss. 3. – P. 354–359. (In Russian).
21. *Rozen O. M., Manakov A. V., Zinchuk N. N.* Siberian craton: formation, diamondiferousness. – Moskva: Nauchnyj mir, 2006. – 212 p. (In Russian).
22. *Sviridov V. F., Yakovlevskaya T. A.* New data about amakinite from kimberlite pipe Udachnaya//Proc. of USSR AS. Geol. ser. – 1973. – № 10. – P. 144–147. (In Russian).
23. *Soboleva S. V., Harkiv A. D., Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D.* Specific features of mantle origin phlogopite//ZWMO. – 1979. – Part 108. – Iss. 6. – P. 678–685. (In Russian).
24. *Soboleva S. V., Harkiv A. D., Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D.* Dynamics of phlogopite alteration in the process of Yakutia kimberlite rocks' formation//Coll.: X-ray diffraction of mineral raw material and structure of minerals. – Moskva: VIEMR, 1981. – P. 147–155. (In Russian).
25. *Francesson E. V.* Petrology of kimberlites. – Moskva: Nedra, 1968. – 199 p. (In Russian).
26. *Harkiv A. D., Zinchuk N. N., Krjukov A. I.* Geologic-genetic fundamentals of heavy concentrate- mineralogical method of prospecting diamond deposits. – Moskva: Nedra, 1995. – 348 p. (In Russian).
27. *Harkiv A. D., Zinchuk N. N., Krjukov A. I.* Primary diamond deposits of the World. – Moskva: Nedra, 1998. – 556 p. (In Russian).

Рукопис отримано 5.10.2017.

М. М. Зінчук, Академія наук Республіки Саха (Якутія), Західноякутський науковий центр АН РС(Я), Росія, м. Мирний, nnzinchuk@rambler.ru, ORCID-0000-0002-9682-3022

ПРАКТИЧНЕ ЗНАЧЕННЯ ПРОДУКТІВ ГІПЕРГЕННОЇ ЗМІНИ РІЗНИХ ПОРІД (на прикладі Сибірської платформи)

Порівняльне комплексне дослідження давньої кори вивітрювання на породах різного хімічного й мінералогічного складу дало змогу простежити особливості її гіпергенної зміни і типоморфні ознаки елювіальних продуктів, що дуже важливо для вирішення низки прикладних завдань. У перевідкладених продуктах вивітрювання різних порід можна диференціювати на структурному рівні одні й ті самі різновиди первинних мінералів, а також ідентифікувати вторинні шаруваті силікати, які розрізняються в останньому випадку або характером заселення октаедричних позицій в їхній структурі, або способом взаємного накладення окремих силікатних шарів чи їхньою політипією. Перевідкладення продуктів вивітрювання порід різного складу поблизу ділянок денудації і накопичення переважно в прісноводних водоймах, а також невелика потужність сформованих осадових товщ і неістотне їхнє занурення визначили слабкий гідродинамічний вплив середовища на алотигенні мінерали (насамперед глинисті), що не призвело до істотних діагенетичних змін. Тому перевідкладені в давніх осадових товщах продукти різних типів кори вивітрювання зберігають структурні й кристалохімічні особливості стосовно до мінералів елювіальних товщ, що дає змогу простежити шляхи надходження в басейни седиментації теригенного (зокрема й алмазоносного) матеріалу.

Ключові слова: давня кора вивітрювання, гіпогенні й гіпергенні мінерали, типоморфізм мінералів, алмазоносні товщі.

N. N. Zinchuk, *West-Yakutian Scientific Center of RS AS (Y), Mirny*, nnzinchuk@rambler.ru, ORCID-0000-0002-9682-3022

PRACTICAL SIGNIFICANCE OF HYPERGENE ALTERATION PRODUCTS OF VARIOUS ROCKS (as example of the Siberian platform)

Comparative complex investigation of ancient crusts of weathering on rocks of various chemical and mineralogical composition allowed tracing specific features of their hypergene alteration and typomorphic indications of eluvial products, which is very important for solving a number of applied tasks. It is possible to differentiate at the structural level the same varieties of primary minerals in redeposited products of weathering of various rocks, as well as identify secondary stratified silicates, differing in the last case either by character of octahedral positions' occupation in their structure, either by way of mutual superposition of individual silicate layers or by their polytypic character. Redeposition of products of weathering of various composition rocks near denudation areas and accumulation mainly in freshwater basins, as well as small thickness of the formed sedimentary layers and their insignificant immersion determined weak hydrodynamic impact of environment on allothigenic minerals (argillaceous, first of all), which has not led to sufficient diagenetic alteration. That is why redeposited in ancient sedimentary thick layers products of various types of crusts of weathering preserve structural and chrystallochemical features in relation to the minerals of eluvial thicknesses, which allow tracing the ways of terrigenous material arrival into sedimentation basins (including diamondiferous material).

Keywords: *ancient crusts of weathering, hypogene and hypergene minerals, typomorphism of minerals, diamondiferous thicknesses.*