

Н. Н. Зинчук, д-р геол.-минерал. наук, профессор, академик АН РС (Я),
председатель Западно-Якутского научного центра АН РС (Я), г. Мирный,
nzninchuk@rambler.ru,

М. Н. Зинчук, научный сотрудник, Западно-Якутский научный центр Академии
наук Республики Саха (Якутия), г. Мирный, nzninchuk@rambler.ru

О ЗНАЧЕНИИ АССОЦИАЦИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Проведен краткий анализ поведения глинистых минералов осадочных формаций на различных стадиях седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и метагенеза. Показано, что каждая из выделенных в земной коре зон характеризуется различными сочетаниями глинистых минералов и степенью постседиментационного преобразования пород. Охарактеризованы глинистые минералы и их ассоциации в терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, вулканогенных и галогенных формациях. Особенно детально охарактеризованы глинистые минералы ранних стадий седименто- и диагенеза (частично катагенеза), к которым обычно приурочены большинство древних (верхнепалеозойских и мезозойских) алмазоносных россыпей, по наличию в которых индикаторных минералов кимберлитов обычно проводятся поиски коренных месторождений алмазов с помощью шлихо-минералогического метода. На примере конкретных алмазоносных районов Сибирской платформы показана важность для решения прогнозно-поисковых задач изучения вещественного состава вулканогенной формации и особенностей распределения его материала при формировании разновозрастных коллекторов алмазов.

Ключевые слова: глинистые минералы, осадочные формации, седиментогенез, диагенез, катагенез, метагенез отложений.

Накапливающиеся в отложениях различных осадочных формаций глинистые минералы с учетом их изменения и новообразования на различных этапах осадочного процесса в каждом из них характеризуются специфическими химико-минералогическими и морфолого-генетическими особенностями. Аллотигенные глинистые минералы имеют в отложениях осадочных формаций обычно фоновое значение. Поэтому для использования их в формационном анализе в каждой из выделяемых нами [6–17, 23–27] в осадочном чехле земной коры четырех зон типоморфное значение имеют и аутигенные глинистые минералы, природа которых определяется гидрогеохимическим характером и термобарическими

параметрами среды минералообразования. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов должна проводиться, по нашему мнению, с учетом подразделения осадочного чехла земной коры на четыре (сверху вниз) зоны [15–16], соответствующие стадиям диагенеза (ДГ): протокатагенеза (ПК₁₋₃), ранним подстадиям стадии мезокатагенеза (МК₁₋₂), поздним подстадиям этой же стадии (МК₃₋₅) – стадии апокатагенеза (АК₁₋₄) и стадии метагенеза (МГ). При этом стадия ПК и подстадии МК₁₋₂, вместе со стадией ДГ, относятся к раннему, а подстадии МК₃₋₅ и стадия АК – к позднему катагенезу. Три верхние зоны включают собственно осадки и осадочные породы, а четвертая – их метаморфические аналоги.

Каждая из этих зон характеризуется различной степенью постседиментационного преобразования отложений, включая содержащиеся в них глинистые минералы. Постседиментационные изменения отложений на фоне общей тенденции последовательной интенсификации их под действием термобарических параметров среды с учетом направленности их, в зависимости от гидрогеохимических условий осадконакопления в главнейших литологических формациях (терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной, вулканогенной и галогенной) характеризуются специфическими особенностями [12–16, 28–30]. Важнейшей предпосылкой объективного использования результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры (в частности, в отложениях отдельных осадочных формаций) являются не только палеотектонические и палеоклиматические факторы, определяющие закономерности накопления отложений отдельных формаций [1–7, 18–22], но и исследование достаточно мощных, характерных для каждой формации толщ с необходимой статистикой количества изучаемых объектов, включая и дублирующее число образцов в отдельных частях конкретных разрезов.

Отложения *терригенной формации* (или терригенных формаций) имеют наиболее широкое распространение в осадочном чехле земной коры. Наличие в верхней части слагающих конкретный регион легко размокающих в воде глинистых отложений, а также способных к аналогичной дезинтеграции песчано-алевритовых разностей их непосредственно указывает, что они претерпели изменения, соответствующие лишь диа- и начальным этапам раннего катагенеза, т. е. относятся к I зоне осадочного чехла земной коры. Это четко сочетается также с присутствием в рассматриваемых отложениях практически неизмененных разновидностей смектита и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований (МГСО) с содержанием более 40 % разбухающих слоев, с которыми неупорядоченно чере-

дуются подчиненные неразбухающие [11–14]. Одновременно с этим для слюдистых минералов данной зоны характерна псевдоизометричнопластинчатая форма частиц и отсутствие различия в их морфологии как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях, что указывает на их аллотигенное происхождение [16–17]. Анализ ассоциаций глинистых минералов в соответствующих рассматриваемой зоне отложениях позволяет оценивать климатические условия в предшествующие размыву источников сноса этапы геологического времени. Так, присутствие в накапливавшихся мощных толщах терригенных отложений существенного содержания каолинита непосредственно указывает [13–17, 23] на размыв достаточно зрелых кор выветривания (КВ). Это при моно- и олигомиктовом типе обломочно-го материала указывает, что накопление продуктов, связанных с размывом КВ, в пресных водоемах либо в эпиконтинентальных морях на пассивных континентах мирового океана можно рассматривать, как одну из основных закономерностей формирования отложений платформенной субформации терригенной формации. В случае размыва КВ, сформированных на первично слюдистых породах, содержащих в основном более устойчивую, чем 1М, гидрослуду политипной модификации 2М₁, последняя наряду с каолинитом также является характерным типоморфным минералом отложений платформенной субформации [13–14]. При этом присутствие в отложениях этой субформации только диоктаэдрических глинистых минералов свидетельствует о накоплении терригенно-аллотигенного материала в пресноводных условиях [24]. В отличие от этого, наличие в рассматриваемых отложениях хлорита как слоистого минерала наиболее ранней генерации, связанного в глинистых разностях с аградационной трансформацией монтмориллонита, а в песчано-алевритовых с развитием в них крустификационного цемента, указывает на приуроченность их к морским бассейнам [23]. Соответственно преобладание в

полимиктовых отложениях гидрослюды 1М и МГСО свидетельствует о размыве активных окраин континентов и накоплении отложений геосинклинальной субформации терригенной формации. При этом сохранность хлорита в этих отложениях может указывать на переотложение слабо измененных гипергенными процессами Fe-Mg-разностей изверженных и метаморфических пород. В процессе постседиментационного преобразования отложений терригенной формации глинистые минералы, в соответствии с литолого-фациальным типом накопившихся осадков, подвергаются аградационной трансформации. Эти изменения по масштабу отражают степень погружения содержащих их отложений в зоны все более высоких давлений и особенно температур, а направленность процессов зависит от гидрогеохимического характера среды [14–17]. Особенно наглядно это наблюдается в терригенных образованиях древних потенциально алмазоносных толщ основных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП). Так, главнейшими образованиями *верхнего палеозоя* Малоботуобинского алмазоносного района (МБАР), в формировании которых значительную роль сыграли позднедевонские-раннекаменноугольные КВ, являются (рис. 1 и 2) породы лапчанской ($C_{2-3}l$), ботуобинской (P_1bt) и боруллойской (P_2br) свит. В разрезах *лапчанской свиты*, непосредственно залегающих на КВ терригенно-карбонатных пород, в её нижних горизонтах отмечены (рис. 1) максимальные концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$. Однако наблюдаются случаи, когда в нижних горизонтах лапчанской свиты диоктаэдрическая гидрослюда почти полностью исчезает. Для глинистой составляющей пород лапчанской свиты свойственна повышенная концентрация Mg-Fe-хлорита, по структурно-морфологическим особенностям близкого к установленному нами [14] в КВ терригенно-карбонатных пород. Это, как и содержание, и состав грубообломочного материала, а также мине-

ральные парагенезисы легкой, тяжелой и глинистой фракций позволяют считать [28–29], что в период формирования осадков лапчанской свиты в них преобладали продукты переотложения КВ терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и кластических образований среднего палеозоя. Значительно меньшую роль играли в этом процессе выветрелые породы основного и ультраосновного состава [13–15]. Судя по приведенным особенностям концентрации глинистых минералов, наблюдается неравномерная обогащенность образований лапчанской свиты продуктами переотложения КВ терригенно-карбонатных пород. К нижним частям разрезов этой свиты (как и в ботуобинской, и боруллойской) и её базальным горизонтам обычно приурочены и максимальные значения отношения $J(10 \text{ \AA}):J(5 \text{ \AA})$ слюдистых минералов, что также указывает на повышенную концентрацию здесь более выветрелого (зрелого) материала. В отличие от лапчанской свиты, в нижних горизонтах *ботуобинской* увеличивается (рис. 1 и 2) концентрация монтмориллонита, неупорядоченных МГСО и вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований (ВМСО), что свидетельствует о возрастании в этих горизонтах роли продуктов выветривания основного и ультраосновного составов и уменьшении влияния терригенно-карбонатных пород. На это указывают сравнительно меньшие концентрации диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ и каолинита с относительно упорядоченной структурой. Нередко отмечается достаточно высокая концентрация каолинита по всему разрезу свиты, что связано с поступлением его из КВ на породах трапповой формации (в частности туфогенных образований). В глинистой составляющей из пород *боруллойской свиты* преобладают (рис. 1 и 2) монтмориллонит и неупорядоченные МГСО, а в проницаемых породах (песчаниках и алевролитах) пойменных и озерно-болотных фаций и каолинит. Соответственно снижается содержание гидрослюды и хлорита. Анализ минераль-

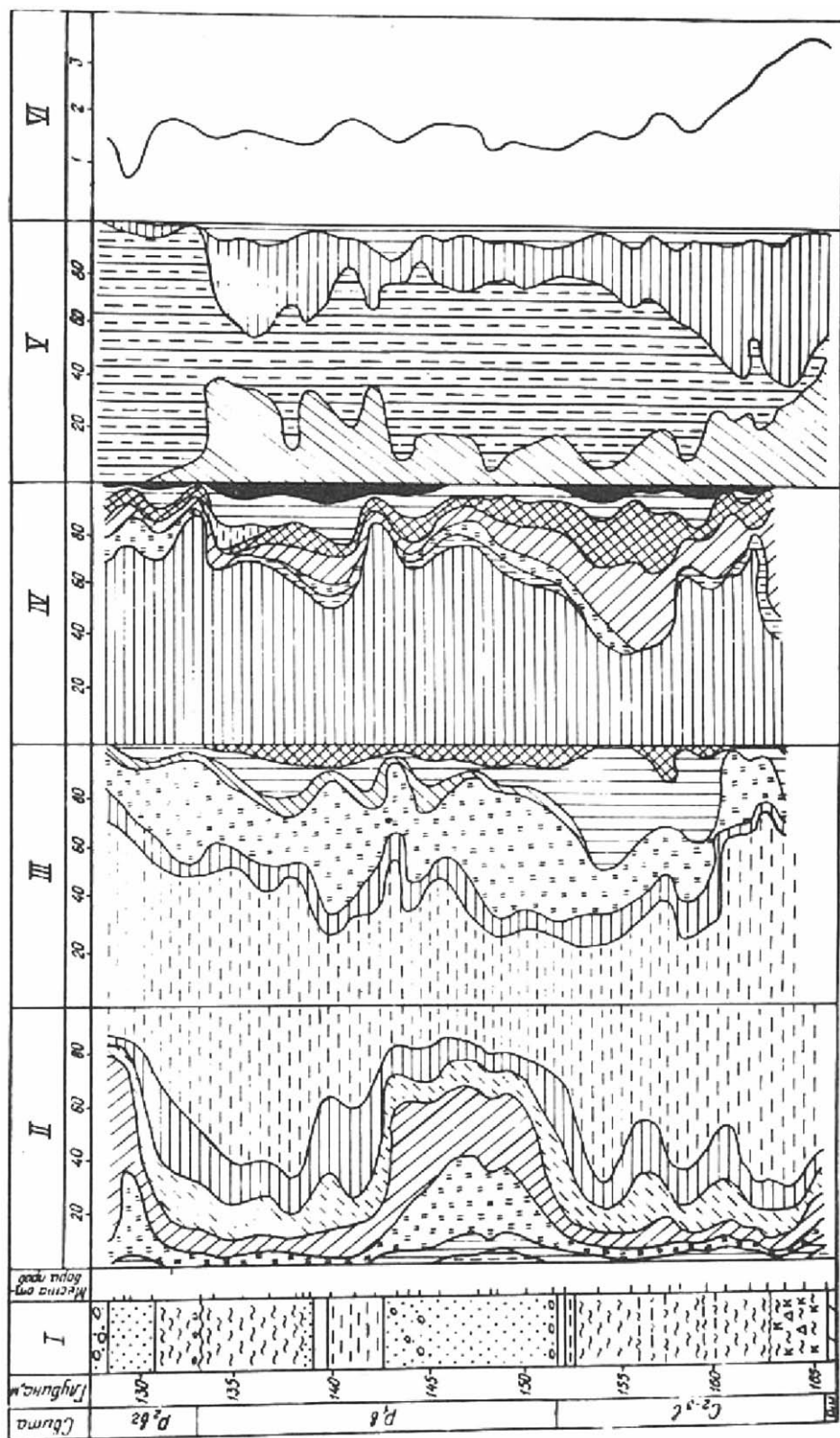


Рис. 1. Литолого-стратиграфический разрез верхнепалеозойских отложений, вскрытых скважиной 276/168

I – Литологическая колонка: 1 – галечники с песком; 2 – песчаники; 3 – пески; 4 – алевролиты; 5 – глинистые алевролиты; 6 – глины; 7 – кора выветривания на терригенно-карбонатных породах; 8 – терригенно-карбонатные породы; II – Гранулометрический состав (размеры фракций в мм): 1 – 1,0–0,75; 2 – 0,75–0,5; 3 – 0,5–0,25; 4 – 0,25–0,1; 5 – 0,1–0,05; 6 – 0,05–0,01; 7 – мельче 0,01 мм; III – Минеральный состав легкой части фракции 0,1–0,05 мм: 1 – кварц; 2 – калиевые полевые шпаты; 3 – плагиоклазы; 4 – кремнистые агрегаты; 5 – глинисто-железистые агрегаты; 6 – обломки пород; IV – Терригенные минералы тяжелой части фракции 0,1–0,05 мм: 1 – ильменит + магнетит; 2 – измененный ильменит; 3 – турмалин; 4 – апатит; 5 – гранаты; 6 – циркон; 7 – пирооксены; 8 – прочие минералы; V – Минеральный состав фракции мельче 0,001 мм: 1 – гидрослюда; 2 – монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования; 3 – каолинит; 4 – хлорит; 5 – Отношение интенсивностей межплоскостных расстояний на дифрактограммах со значениями 10,0;5,0 Å

ного состава боруллойской свиты позволяет говорить о большом влиянии в период её формирования продуктов выветривания основных пород среднепалеозойского возраста и о подчиненной роли терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, которые к тому времени в значительной степени были перекрыты отложениями лапчанской и ботубинской свит.

В отличие от описанных выше для позднепалеозойских осадочных толщ, обогащенных переотложенными элювиальными продуктами, интенсивное средне-позднетриасовое выветривание терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, долеритов, агломератовых туфов трубок взрыва и туфогенных образований корвунчанской свиты (T_1) и их последующий размыв привели к формированию континентальных и прибрежно-морских осадочных толщ, среди которых выделяются [4, 7–11, 19–22]: иреляхская (T_3-J_1ir) и укугутская (J_1uk) свиты, а также плинсбахский (J_1p) и тарский (J_1t) ярусы. Глинистой составляющей, выделенной из всех типов пород *иреляхской* (рис. 3) и *укугутской* свит МБАР свойствен полиминеральный состав (преимущественно аллотигенные разновидности монтмориллонита, гидрослюда, каолинита, метагаллуазита и хлорита, небольшая примесь вермикулита, серпентина, неупорядоченных диоктаэдрического МГСО и триоктаэдрического ВМСО). Распределение перечисленных глинистых минералов довольно изменчиво, что связано с особенностями осадконакопления, в том числе с путями поступления в бассейны седиментации продуктов размыва. Мезозойское осадконакопление контролировалось в описываемом регионе двумя структурно-формационными зонами [8–12]: в юго-восточной части района, в приосевой зоне Ангаро-Вилюйского мезозойского прогиба – АВМП (низменная аллювиальная равнина) и в северо-западном его борту (в пределах траппового плато, где существовали денудационная и денудационно-аккумулятивная равнины с накоплением преимущественно местного материала). По составу породообразующих компонентов большая часть пород иреляхской свиты относится к полевошпат-кварцевым и мезомиктовым кварцевым разновидностям кварцевой группы, а также

к граувакковым, кварцевым или полевошпат-кварцевым грауваккам, переменное количество пелитовой составляющей (фракции мельче 0,01 мм) отмечено во всех образцах (цемент преимущественно базального и пленочного типов), однако чисто глинистые породы довольно редки и тяготеют к центральной части МБАР. Такие глинистые породы иногда переполнены углистой органикой и насыщены гидроксидами. Главными поставщиками глинистых минералов в бассейны седиментации иреляхского времени были широко

развитые в районе и на смежных территориях в различной степени выветрелые породы нижнего палеозоя и трапповой формации. Судя по составу глинистых минералов, здесь отмечены продукты размыва терригенно-карбонатных пород, долеритов, туфогенных образований и кимберлитов, причем преимущественно они развиты в базальных горизонтах и низах иреляхской свиты центральной и северной частей МБАР. Эти продукты уверенно идентифицируются по постоянному присутствию каолинита, диоктаэдриче-

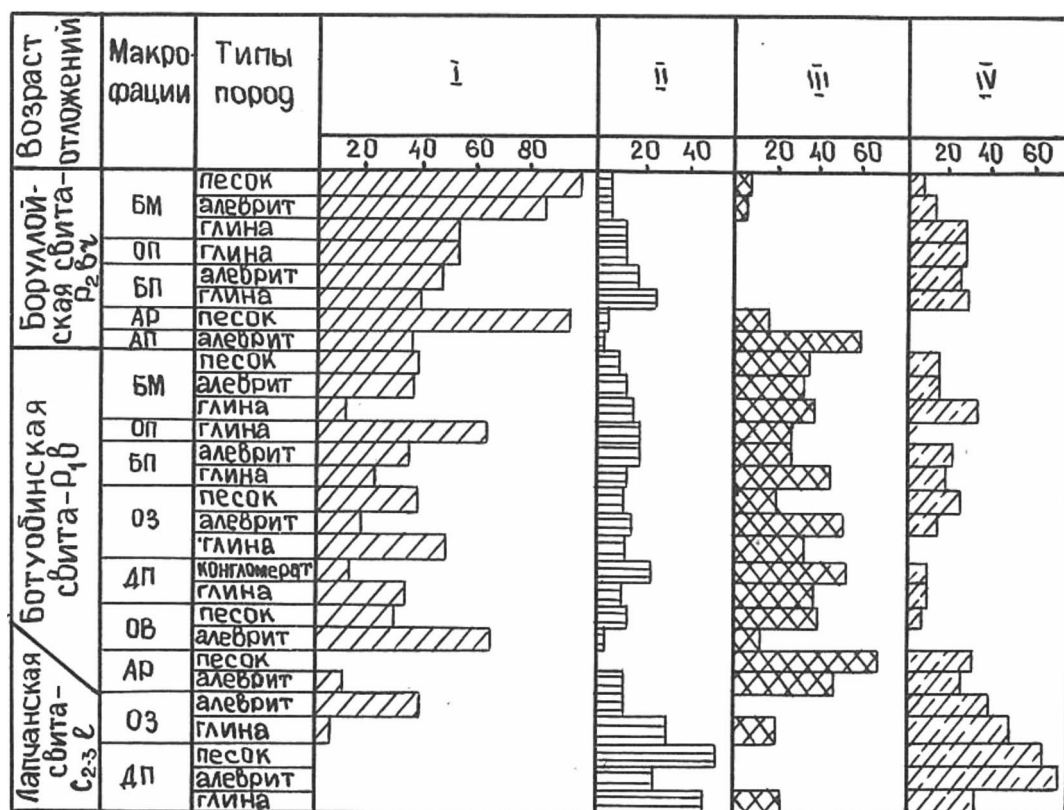


Рис. 2. Среднее содержание глинистых минералов во фракции мельче 0,001 мм из пород различных макрофаций верхнепалеозойского возраста

Название макрофаций: АР – русловых отложений; АП – пойменных отложений; ПК – пролювиальных отложений; ОВ – озерных отложений речных преимущественно аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин; ОЗ – зарастающих слабо заболачивающихся озер и заиляющих торфяных болот, речных аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин; БП – заливно-лагунного прибрежного мелководья бассейна; БМ – открытого подвижного мелководья бассейна

Глинистые минералы: I – монтмориллонит и смешанослойные образования, II – гидрослюда, III – каолинит, IV – хлорит

ской гидрослюда $2M_1$ и неупорядоченного МГСО. Их максимальные концентрации (до 95 % пелитовой составляющей) отмечены в отложениях, перекрывающих КВ. Здесь доминируют каолинит с моноклинной элементарной ячейкой. В пределах этого структурного типа есть индивиды с различной степенью совершенства структуры. В большинстве изученных нами образцов из иреляхской свиты центральной части изученного района превалирует каолинит с не совсем строгим периодом c ; иногда он имеет более совершенную структуру и элементарную ячейку, приближающуюся по форме к триклинно-моноклинной. Каолинит представлен обломками псевдогексагональных кристаллов, что обычно свойственно [11–15] его аллотигенной разновидности. Различная

структурная упорядоченность минерала связана с размывом разных горизонтов элювия терригенно-карбонатных пород. Каолинит с очень плохой упорядоченностью, ассоциирующей с метагаллузитом, мог поступать в бассейны также за счет размыва продуктов выветривания основных пород (особенно туфов и туфогенных образований). Гидрослюда в роли главного компонента глинистой составляющей иреляхских отложений отмечена в центральной части МБАР в поле распространения элювия терригенно-карбонатных пород. В них присутствует гидрослюда $2M_1$ с примесью $1M$ (последняя фаза часто ассоциирует с МГСО). Их переменные соотношения связаны с размывом различных горизонтов КВ. Наиболее зрелый выветрелый материал обычно кон-

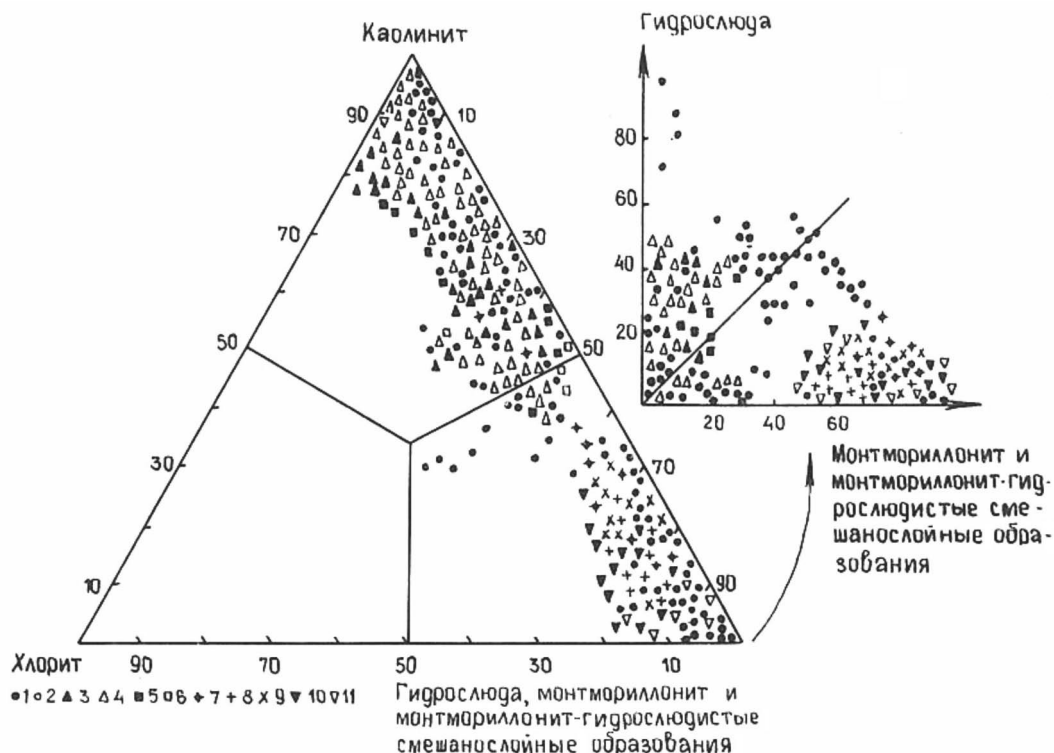


Рис. 3. Содержание глинистых минералов во фракции мельче 0,001 мм из пород иреляхской свиты МБАР

Горные выработки: 1 – северная часть района; 2 – район г. Мирный; 3–4 – правобережье р. Ирелях; 5 – алмазозносная россыпь Новинка; отдельные скважины центральной (6–7) и южной (8–11) частей района

центрируется в нижних частях разреза, на что указывают также значения отношения интенсивностей основных базальных отражений диоктаэдрической гидрослюда по изученным разрезам. Много продуктов выветривания в иреляхских отложениях отмечено и в пределах траппового плато (северная часть рассматриваемого района). Пелитовая составляющая из пород описываемой толщи представлена здесь каолинитом и диоктаэдрической гидрослюдой $2M_1$ с примесью других глинистых минералов (размыв КВ терригенно-карбонатных пород) или (преимущественно) в базальных горизонтах – монтмориллонитом, ассоциирующим с неупорядоченными смешанослойными образованиями, иногда с существенной примесью метагалаузита (размыв выветрелых пород трапповой формации, о чем свидетельствует также состав легкой и тяжелой фракций). Иреляхским отложениям, развитым вдоль северо-западного борта АВМП, свойственны неравномерные концентрации выветрелого материала кимберлитовых пород, перенесенного на различные расстояния. Последнее обосновывается также наличием [21–22] отмеченных нами в иреляхских отложениях вторичных минералов кимберлитов – Fe-Mg- и Mg-хлорита, серпентина и вермикулита. Породы *укугутской свиты* в целом слабо обогащены продуктами выветривания. Только в локальных депрессиях северо-западной части МБАР в случае непосредственного залегания укугутской свиты на элювии терригенно-карбонатных пород или траппов, в нижних горизонтах увеличивается концентрация аллотигенных глинистых минералов. Судя по составу глинистых минералов в отложениях укугутской свиты (преобладание монтмориллонита и смешанослойных образований), здесь доминируют продукты выветривания пород трапповой формации и менее развит материал измененных терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. Отложения *плинсбахского яруса* также характеризуются сравнительно небольшой концентрацией продуктов выветривания, что подтверждается как со-

ставом грубообломочного материала, так и особенностями более мелкоразмерных разностей пород [4, 16–17]. Алевролиты плинсбахского яруса нередко переслаиваются с песчаными образованиями, образуя алевро-песчаный ритмолит. В глинистой составляющей доминируют (рис. 4) монтмориллонит и МГСО с примесью гидрослюда и хлорита. Наибольшее содержание выветрелого материала отмечается в базальных слоях локальных участков вокруг островов, береговых валов и береговой линии вдоль северо-западного борта АВМП, где происходила значительная абразия слагающих этот борт выветрелых терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. В местах обнажений источников алмазов происходил их размыв, что отмечено наличием здесь индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и алмазов в базальных горизонтах яруса. В *тоарское время* на территории АВМП существовал морской бассейн. В его отложениях выделены [15–17] фации сильноподвижного мелководья морского бассейна (отложения центральной части подводной дельты) и удаленных от побережья частей морского бассейна. Даже возвышенные участки северо-западного борта АВМП, сложенные траппами, являлись сублитералью тоарского моря. Тоарские отложения формировались преимущественно в неглубокой части моря. Материал КВ сюда поступать не мог, так как к этому времени практически на всей площади района эти элювиальные толщи и отложения, продуктами их переотложения, были уже перекрыты плинсбахскими образованиями, а поэтому состав глинистой составляющей (рис. 4 и 5) этих двух прибрежно-морских ярусов довольно близок. Условия формирования тоарских отложений были также неблагоприятными для переотложения продуктов древних КВ, что исключило возможность формирования здесь россыпей алмазов. В тоарское время все источники алмазов данного района были также перекрыты более ранними нижнеюрскими осадками (иреляхская и укугутская свиты, а также плинсбахский ярус).

Сравнительно небольшое во II переходной зоне повышение термобарических параметров среды обуславливает соответственно слабое аградационно-трансформационное преобразование разбухающих минералов как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях. Выделение этой зоны на основе данных изучения этого типа глинистых минералов представляет значительные трудности. Поэтому характерным признаком этой зоны является развитие в песчано-алевритовых отложениях ее определенных разновидностей аутигенных глинистых минералов. Так, в пресноводных отложениях платформенной субформации на ранних этапах мезокатагенеза в проницаемых породах происходит образование вторичного каолинитового цемента, обладающего, в отличие от поступающего из КВ каолинита, высокой степенью идиоморфизма частиц.

В свою очередь, развитие в аналогичных породах тонких удлиненных пластинок (т. е. удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита) указывает на морские условия осадконакопления и унаследование их на последующих стадиях постседиментационного преобразования осадков и сформировавшихся из них пород [16–19]. При этом в структурном отношении эта фаза представляет МГСО, содержащее более 40 % разбухающих слоев. Наличие в породах этого цемента (в отличие от бертьеринового, хлоритового и каолинитового) свойственно только поздним этапам подстадий МК₁₋₂, на что указывает его закономерная локализация во внутренней части порового пространства, т. е. после развития крустификационного бертьеринового или хлоритового цемента. Такая последовательность выделения в порах песчано-алевритовых пород цемента в

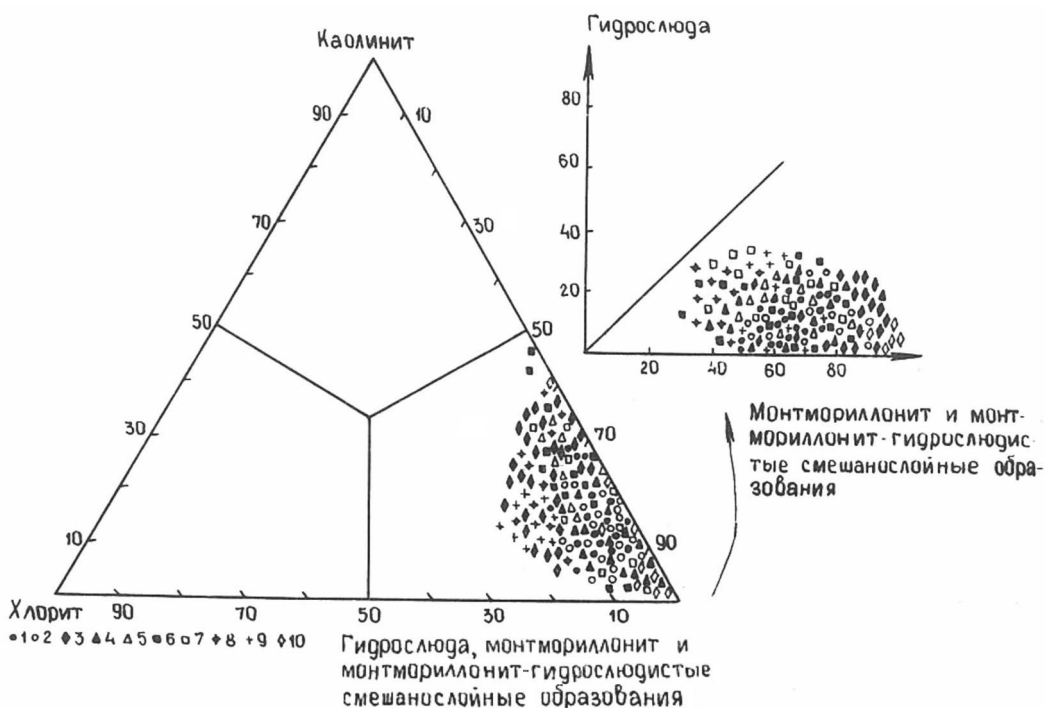


Рис. 4. Содержание глинистых минералов во фракции мельче 0,001 мм из образцов плинсбахского яруса МБАР

1 – район г. Мирный; 2 – правобережье р. Ирелях; 3 – алмазоносная россыпь Новинка; 4 – карьер Хататского бурогоугольного месторождения; 5–10 – отдельные скважины центральной части района

виде удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита позволяет использовать его как один из важных типоморфных признаков для выделения раннекатагенетической стадии постседиментационного преобразования отложений морского типа и приуроченности их ко II зоне осадочного чехла земной коры.

Снижение в структуре МГСО содержания разбухающих слоев до менее 40 % как в аргиллитах, так и в цементе сильно сцементированных песчано-алевритовых пород указывает [10–14], что эта часть разреза соответствует III зоне осадочного чехла земной коры. В аргиллитах глинистые минералы (в том числе со слюдяным типом структуры) представлены в этой зоне, аналогично вышележащим частям разреза, исключительно псевдоизометричными пластинками, т. е. имеют алло-

тигенный генезис. Свойственную глинистым отложениям всего осадочного чехла земной коры и песчано-алевритовым разностям их в I зоне указанного чехла эту гидрослюду следует рассматривать, как фоновый минерал. Поэтому по морфолого-генетической природе эта разновидность гидрослюды не может быть использована с достаточной объективностью для подразделения собственно осадочного чехла земной коры на упомянутые выше зоны. В III зоне, одновременно с резким уменьшением содержания разбухающих слоев в структуре МГСО, сопровождающимся адсорбцией ряда минералообразующих катионов (и, в первую очередь, К), происходит также последовательное увеличение размеров псевдоизометричных пластинок гидрослюды, обусловленное процессами их частичной рекристаллизации.

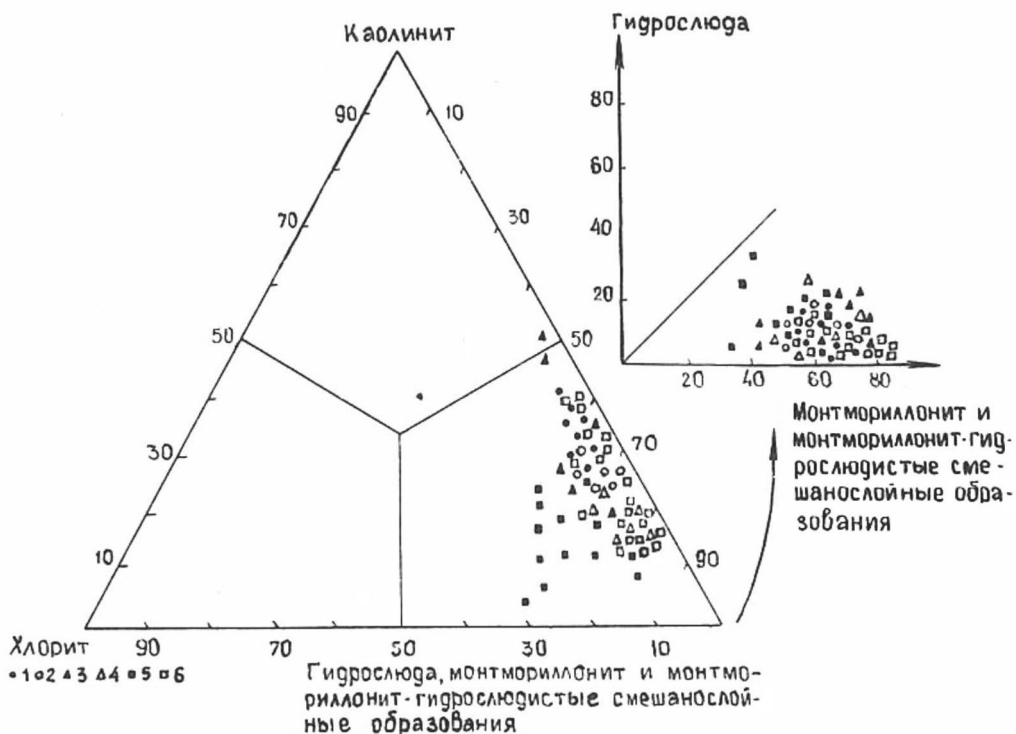


Рис. 5. Содержание глинистых минералов во фракции мельче 0,001 мм из пород тоарского яруса МБАР

Горные выработки: 1–6 – отдельные скважины по площади распространения отложений тоарского яруса

В то же время наличие в цементе песчано-алевритовых пород морского генезиса удлиненно-пластинчатой гидрослюды наряду со снижением количества разбухающих слоев в структуре ассоциирующих с ней МГСО до менее 40 % также является одним из важнейших критериев III зоны, в которой степень постседиментационного преобразования отложений и содержащихся в них минералов соответствуют, в отличие от двух верхних зон, позднему катагенезу. Характерной особенностью указанных смешанослойных образований на рентген-дифрактометрических кривых является значение межплоскостного расстояния основного рефлекса этой фазы, равного $\sim 10\text{--}10,1 \text{ \AA}$. В этой зоне четко различается также профиль основного рефлекса рассматриваемой фазы в зависимости от ее генетической природы. Так, основной рефлекс МГСО со значением около 10 \AA , связанного с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов, характеризуется на дифрактограммах плавным снижением его интенсивности в сторону меньших углов Θ . Это вызвано тем, что при деградации первичных слюд изменение свойств им микроблоков с наибольшей интенсивностью происходит по их периферии. Центральные части микроблоков изменяются в этом случае в меньшей степени, вплоть до сохранения фрагментов исходной слюды, что определяет присутствие на дифрактометрических кривых таких фаз четко выраженного 10 \AA рефлекса с резким спадом интенсивности его в сторону увеличения углов Θ . Это четко указывает на гетерогенность продуктов первичной деградации слюд, частично сохраняющейся, несмотря на интенсивно развивающиеся в III зоне осадочного чехла земной коры аградационные процессы. В отличие от этого аналогичного типа смешанослойная фаза, но связанная с аградацией собственно монтмориллонита, связанного, например, с продуктами выветривания бесслюдистых изверженных пород [11–14], характеризуется симметрией основного рефлекса. Такой

профиль указанного отражения обусловлен однородной открытостью в структуре исходного монтмориллонита всех межслоевых промежутков. Вследствие этого МГСО, возникающие при аградации монтмориллонита, с учетом некоторого различия заряда отдельных слоев в структуре последнего, следует рассматривать, как относительно гомогенные структуры. Необходимо иметь в виду, что типоморфный минерал для I зоны отложений терригенной формации – каолинит в нижних частях осадочного чехла земной коры, а именно, начиная с ранних этапов стадии АК, становится неустойчивым. Хотя мелкие пластинки удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита, свойственного II зоне, при трансформационной аградации его в III зоне в удлиненно-пластинчатую гидрослюду испытывают существенную регенерацию, последние даже в наиболее древних и испытывавших максимальные погружения отложениях не получают кристаллографически полноценной огранки на концах, типа серошпатокиита [24]. Это показывает, что одной из важнейших особенностей накопления и постседиментационного преобразования отложений терригенной формации является относительно невысокая минерализация водной среды (с повсеместным дефицитом К), что способствует сохранению в них каолинита, вплоть до зоны апокатагенеза и метагенеза при накоплении его соответственно либо в нормально-морских бассейнах, либо в пресных водоемах.

Выяснение особенностей глинистых минералов в *отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций* представляет, по сравнению с отложениями собственно терригенной формации, менее сложную задачу. Это связано с их локализацией либо в виде относительно тонких прослоев, четко выделяющихся в мощных толщах карбонатных пород, либо в существенно обогащенных карбонатным материалом отложениях карбонатного типа. Вследствие более интенсивной аградации диоктаэдрических разбухающих минералов в отложениях рассма-

триваемых формаций эту особенность необходимо учитывать при геологической интерпретации результатов их изучения в отложениях этих формаций, чтобы не завышать степени катагенетического изменения содержащих их отложений. В связи с этим при исследовании глинистых минералов в собственно терригенных прослоях отложений этих формаций следует проводить, как показали раньше другие исследователи [5, 23], для пластов хлорит-сапонитов, не только в средних их частях, но и периферийных участках. Это позволит путем сравнительного анализа оценить влияние карбонатной среды в краевых частях терригенных прослоев на степень аградации материала в различных диа-метагенетических зонах осадочного чехла земной коры. Исследование глинистых минералов, кроме рекомендуемого нами раньше [17–20], для отложений всех формаций первоначального получения рентген-дифрактограмм в целом от неориентированных препаратов, в отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций изучаемые разности пород необходимо обрабатывать на холоде 2 % раствором HCl для разложения карбонатов. В процессе этой процедуры следует учитывать изменение также обменного комплекса как ди-, так и триоктаэдрических смектитов. Кроме аллотигенных глинистых минералов, приуроченных к терригенно-осадочным прослоям, большое значение в разрезах отложений этих формаций (особенно в собственно карбонатной) имеет устойчивость в I зоне осадочного чехла земной коры слоисто-цепочечных Mg-силикатов. Поэтому для выявления их в реальных разрезах необходимо особенно тщательно исследовать в подошве карбонатных толщ переходные зоны между терригенными и соответствующими карбонатными породами. Важность такой методологии исследования пограничных отложений между карбонатными толщами и терригенными прослоями определяется преобразованием во II зоне слоисто-цепочечных минералов в смектиты, которые в III зоне трансформируются

в тальк- и хлорит-сапониты. Являясь специфическими минералами, они во многом способствуют не только реконструкции палеогеографических условий седиментогенеза, но и имеют большое значение в решении ряда вопросов нефтегазовой геологии [14, 24]. В отличие от отложений терригенной формации, основной особенностью накопления и постседиментационного преобразования осадков терригенно-карбонатной и карбонатной формаций является общая повышенная гидрогеохимическая минерализация среды. Отсюда следует, что последний фактор следует рассматривать, как важный типоморфный признак седиментогенеза указанных формаций.

Присутствие в осадочном чехле земной коры мощных толщ Na- и, чаще всего Са-монтмориллонитовых глин, в ряде случаев в ассоциации с цеолитами непосредственно свидетельствует, что содержащие эти минералы отложения относятся к *вулканогенной формации*. Если в отложениях терригенно-карбонатной и особенно карбонатной формаций на относительно более высокую интенсивность аградационно-трансформационных процессов влияет гидрогеохимический характер среды их накопления, то, наоборот, особенности отложений вулканогенной формации в еще большей степени, чем при накоплении отложений терригенной формации, определяются природой исходного материала. Довольно показательны в этом отношении туфогенные образования основных алмазоносных районов СП, которые представлены как трубочными телами, так и вулканогенно-осадочными породами корвунчанской свиты нижнего триаса. Трубки взрыва туфобрекчий обнаружены в различных частях МБАР, т. е. в разных его позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зонах. Меньшая устойчивость туфов и туфобрекчий в процессе корообразования, по сравнению с вмещающими породами, позволяет наиболее рельефно проследить на них установленную закономерность более интенсивного развития (независимо

от типов пород субстрата) и лучшей сохранности КВ в пределах денудационной поверхности выравнивания, территориально совпадающей с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинами. Во фракции мельче 0,001 мм из нижних частей профилей этого типа присутствует в основном хлорит, который, судя по значению $b=9,27 \text{ \AA}$, относится к Mg-Fe-типу. Некоторое сжатие кристаллической решетки при прокаливании препаратов свидетельствует об определенной “дефектности” его структуры. Развиты в этих частях разреза триоктаэдрические и ди-триоктаэдрические минералы, с небольшой примесью каолинита. Вверх по разрезу профилей выветривания отмечается вермикулит и Mg-Fe³⁺-монтмориллонит, которые постепенно переходят в неупорядоченное ВМСО с $d=1,49 \text{ \AA}$, что указывает на увеличение роли трехвалентных катионов (в том числе и Al) в его структуре. Возрастают по мере выветрелости этих пород концентрации каолинита и появляется примесь гиббсита. В низах профилей выветривания туфогенных пород корвунчанской свиты монтмориллонит на ранних этапах выветривания в связи с наличием в структуре преимущественно Mg и Fe³⁺ близок к ди-триоктаэдрическому типу. Вместе с Fe-хлоритом по мере выветрелости пород возникают вермикулит и ди-триоктаэдрический монтмориллонит, которые постепенно переходят в ВМСО неупорядоченного типа, содержащее в октаэдрических позициях структуры в основном Al и Fe³⁺. Этот процесс сопровождается существенным перераспределением Si. Удаление из структуры указанной фазы избытка кремния и фемических элементов обуславливает обогащение элювия Al и развитие в нем каолинита. Следовательно, кроме образования каолинита непосредственно по микроклину либо по плагиоклазам (через стадию монтмориллонита), существенную роль играет возникновение его за счет ВМСО.

Каолинит здесь имеет нечеткую псевдогексагональную форму кристаллов, свойственную разностям, возникшим при выветривании основных пород. Такой каолинит характеризуется не только несовершенной огранкой, но и весьма неупорядоченной структурой. Возникая за счет раскристаллизации витрокластического материала различного химического состава при низких термобарических параметрах среды, продукты изменения указанного материала практически не содержат слюду, которая обычно [10, 17] не возникает в гипергенных условиях. В отложениях этой формации однородные толщи монтмориллонитовых глин образуют ценные в промышленном отношении месторождения Na- и Ca-разновидностей, т. е. либо бентонитов, либо флоридинов. В соответствии с различной активностью отдельных катионов, Na-разновидность монтмориллонита может замещаться кальциевой, а с отдельными минералами вулканогенного происхождения, образующихся по кислой витрокластике, ассоциирует высокодисперсный кристобалит.

Накопление вулканогенного материала как в пресных водоемах, так и в нормально-морских бассейнах определяет раскристаллизацию его уже на ранних этапах литогенеза в виде различного типа смектитов с весьма низким зарядом слоев. Следствием этого является ограниченная способность фиксации ими K и сохранение, вследствие этого, на одинаковых стадиях постседиментационного изменения содержащих их отложений более значительного количества лабильных слоев, чем в продуктах аградации МГСО, связанных с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов. Это различие, слабо фиксирующееся в I и II зонах осадочного чехла земной коры, особенно четко проявляется в III зоне, обуславливая выделение в толще, содержащей деградированные слюды, прослоев аградированного монтмориллонита в виде характерных “маркеров”, которые используются для расчленения и корреляции разрезов [14–15]. Указанное

различие в интенсификации адсорбции К этими двумя типами разбухающих минералов можно рассматривать как основную особенность отложений вулканогенной формации. Это свойство отложений вулканогенной формации имеет важное практическое значение, так как объясняет наблюдающееся в таком случае нарушение общей тенденции последовательного уменьшения разбухающих слоев в структуре минералов из трехэтажных слоев в процессе погружения содержащих их отложений в стратисферу. В связи с этим прослой с аномально пониженным количеством лабильных слоев в структуре МГСО, присутствующие в III зоне осадочного чехла земной коры, однозначно указывают на их вулканогенную природу. Выделение в мощных осадочных толщах таких прослоев позволяет использовать их, как надежные маркеры при расчленении и корреляции фаунистически обделенных отложений.

Несмотря на высокую минерализацию водной среды в условиях накопления отложений *галогенной формации* [14], вследствие свойственной I зоне низких термобарических параметров среды, тенденция к более высокой упорядоченности структуры глинистых минералов в отложениях формации проявляется в весьма ограниченных масштабах. Указанная тенденция, учитывая, что слоистые силикаты и алюмосиликаты в рассматриваемой зоне не возникают, проявляется только в несколько более интенсивной фиксации аллотигенными минералами, содержащимися в водной среде катионов. Поэтому из аутигенных минералов в этой зоне возникают только гидроталькиты, алюминиты, сульфаты, карбонаты и другие минералы ранней генерации.

Таким образом, как показано нами на примере изучения отложений терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной и вулканогенной формаций [14–16, 19–21], глинистые минералы в них отмечаются как аутигенного, так и аллотигенного генезиса, представленные несовершенными в структурном отношении

разновидностями. Они характеризуются значительными дефектами, т. е. вакансиями в структуре, которые полностью не заполняются, вплоть до стадии МГ. Это связано с тем, что в пластовых водах и поровых растворах на предшествующих МГ стадиях литогенеза сохраняется дефицит главнейших для структур слоистых силикатов катионов, приводящих к сравнительно незначительным изменениям материала переотложенных КВ в бассейнах седиментации, что показано на примере верхнепалеозойских и мезозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов СП. Так, локализация продуктов переотложения КВ в верхнепалеозойских отложениях Далдыно-Алакитского района, по сравнению с МБАР, характеризуется довольно специфическими чертами, что существенно облегчает проведение поисковых работ на территории первого и делает их более эффективными. Здесь оконтуривание ореолов рассеяния кимберлитового материала в базальных слоях каменноугольно-пермских отложений привело к открытию новых кимберлитовых трубок. В отличие от этого, продукты переотложения древних КВ в мезозойских отложениях МБАР наиболее четко фиксируются по составу аллотигенных глинистых слоистых минералов и особенностями концентрации некоторых малых элементов. Так, для отложений иреляхсой свиты, сформированных в условиях низменной аллювиальной равнины (центральная часть АВМП), характерно преобладание монтмориллонита, ассоциирующего с ВМСО. В глинистой составляющей двух других ландшафтных зон (озерной и озерно-болотной, а также денудационно-аккумулятивной равнины) преобладает каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$. Все эти особенности связаны со значительно большей обогащенностью иреляхских отложений низменной аллювиальной равнины продуктами переотложения верхнепалеозойских отложений, в то время как в двух других ландшафтных зонах обычно резко преобладает материал переотложения выветрелых терригенно-

карбонатных пород и траппов, иногда со значительной концентрацией продуктов выветривания кимберлитов. В целом для мезозойского времени характерны специфические особенности перемыва и переотложения древних КВ, обусловленные развитием в районе двух структурно-формационных зон. В одной из них (юго-восточной) условия для накопления продуктов выветривания в перекрывающих их отложениях существовали в иреляхское время только на склонах центральной части прогиба. В укугутский период эти образования подверглись значительной эрозии, а сохранившиеся от размыва их останцы перекрылись мощной (до 100 м) толщей аллювиальных отложений, обогащенных чуждым району материалом. Формирование плинсбахских и тоарских осадков происходило здесь в прибрежно-морских условиях при незначительном поступлении элювиальных продуктов из областей размыва, обрамлявших возникший морской бассейн. В отличие от этого в северо-западной структурно-формационной зоне, занимающей трапповое плато, практически на протяжении всего иреляхского, укугутского и карикского времени на возвышенных платообразных поднятиях происходило корообразование с одновременным размывом и переотложением продуктов выветривания в располагавшиеся вблизи локальные депрессии и частичным выносом их за пределы данной зоны. При этом здесь существовали условия для формирования делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных (озерно-болотных) фаций. В домерское время находящиеся в рассматриваемой зоне продукты КВ и отложения, обогащенные ими, подверглись абразии и накапливались в базальных горизонтах прибрежно-морских отложений. Тоарские образования формировались уже после перекрытия КВ или их полного размыва. Наиболее благоприятными для поисков алмазных месторождений является полоса вдоль бровки северо-западного борта АВМП, совпадающая с Мирнинским поднятием, где широко раз-

виты отложения иреляхской свиты, являющейся формацией перемыва и переотложения КВ, и образования укугутской свиты и карикского подъяруса. К этим отложениям, тяготеющим к локальным депрессиям (Иреляхской и Мачобинской) центральной части указанного поднятия, приурочены все известные в настоящее время россыпи алмазов промышленного значения. Определенный поисковый интерес представляют слабо изученные участки этого поднятия, которые могут быть поставщиками в прилегающие депрессии кимберлитового материала. Для терригенно-карбонатных и карбонатных формаций наиболее характерными слоистыми силикатами являются ди-триоктаэдрические смектиты и хлорит-сапонины. Более высокая минерализация среды при накоплении отложений галогенной формации уже в I зоне определяет более интенсивную фиксацию катионов аллотигенными глинистыми минералами. На поздних этапах стадии ПК в песчано-алевритовых породах кристаллизуется в виде крустификационных каемок хлорит, который, по сравнению с отложениями нормально-морских бассейнов, характеризуется повышенной в этом случае магнезиальностью. Главной особенностью отложений галогенной формации уже в I зоне является также отсутствие условий для генерации каолинита. В связи с этим в отложениях рассматриваемой формации каолинит может присутствовать лишь как реликтовая примесь при эпизодической активизации на континенте денудационных процессов, связанных либо с положительными тектоническими движениями в областях источников сноса, либо с понижением уровня водной поверхности в областях осадконакопления. В этом случае в размыв и переотложение могут быть включены полиминеральные, преимущественно ранее накопившиеся осадочные толщи, сложенные в условиях аридного литогенеза, свойственного формированию отложений галогенной формации, слабо измененными гипергенными процессами разностями пород. По мере погружения

отложений во II зону и повышения термобарических параметров среды в песчано-алевритовых отложениях начинается интенсивная кристаллизация аутигенных глинистых минералов более поздней, чем хлорит, генерации. Однако, в отличие от отложений терригенной формации, в проницаемых разностях которых, в зависимости от характера водоемов или бассейнов седиментации осадков, т. е. пресноводного или морского типа, соответственно кристаллизуются либо каолинит, либо удлиненно-чешуйчатый монтмориллонит, а в аналогичных породах галогенной формации возникает только последний минерал. Наиболее четко особенности аутигенных глинистых минералов в песчано-алевритовых отложениях проявляются в III зоне. Так, развитие в указанных породах удлиненно-пластинчатой гидрослюды с пирамидальными окончаниями частиц и высокой степенью совершенства структуры является главнейшим признаком накопления терригенного материала в условиях формирования отложений галогенной формации. Это свидетельствует, что при повышенной в этом случае минерализации пластовых вод и поровых растворов, в совокупности с высокими термобарическими параметрами среды в максимальной степени реализуется свойственная указанному минералу слюдистого типа оптимальная кристаллографическая огранка частиц. Обычно этот минерал ассоциирует с хлоритом, частицы которого в рассматриваемых фациальных условиях также характеризуются элементами псевдогексагональной огранки. Эта ассоциация глинистых минералов показывает, что в среде минералообразования должны присутствовать в стехиометрическом соотношении необходимые для их синтеза катионы, а именно: Si, Al, Mg, Fe и K.

Наиболее результативно можно использовать результаты комплексного исследования глинистых минералов как для стратиграфических построений, так и особенно для палеогеографических реконструкций перспективных на алмазы территорий. При этом следует учитывать

установленные нами типоморфные признаки глинистых минералов из развитых на этих площадях древних КВ – главных поставщиков аллотигенных разностей, важнейшими из которых являются: а) повсеместное присутствие диоктаэдрической гидрослюды ($2M_1$) в КВ терригенно-карбонатных пород и её постоянная ассоциация в наиболее зрелых профилях с каолинитом относительно наиболее упорядоченной структуры, чем в аналогичного минерала из других пород; б) постоянное наличие в разрезах КВ пород трапповой формации (туфы, туфогенные породы и долериты) наряду с ди- и триоктаэдрическим монтмориллонитом, а также неупорядоченным ВМСО в той или иной мере неупорядоченного каолинита, ассоциирующего в элювии туфогенных пород с галлуазитом; в) содержание в КВ кимберлитов совместно с поликатионным монтмориллонитом, значительного количества триоктаэдрического хлорита (пакеты δ и δ'), серпентина (структурные типы А и В) и в различной степени измененного флогопита, в том числе связанной с ним гидрослюдой 1М. Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации и накопление их в основном в пресноводных континентальных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся верхнепалеозойских и мезозойских осадочных толщ алмазоносных районов СП и незначительное погружение их определили слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие наложенных на них процессов катагенетического преобразования. Эти условия привели к тому, что глинистые минералы в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях алмазоносных районов СП, связанные в основном с процессами переотложения различных продуктов выветривания, определенным образом наследуют структурные и кристаллохимические минералы из элювиальных толщ. Это позволяет использовать типоморфные признаки однотипных глинистых минералов и геохимические особенности выветрелых пород

для идентификации в осадочных толщах продуктов, поступивших из различных источников сноса и связанных с гипергенными изменениями пород различного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Благулькина В. А., Ровша В. С., Сарсадских Н. Н.* К минералогии связующей массы кимберлита//ЗВМО. – 1965. – Ч. 94. – Вып. 1. – С. 471–476.
2. *Бобревич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т.* и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. – М.: Недра, 1964. – 192 с.
3. *Борис Е. И., Зинчук Н. Н.* Структурно-формационные и генетические особенности формирования продуктивных отложений верхнего палеозоя и мезозоя бассейна среднего течения р. Вилюй в связи с поисками месторождений алмазов//Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: ВГУ, 2005. – С. 1339–1361.
4. *Дукардт Ю. А., Зинчук Н. Н., Борис Е. И.* Плинсбахские отложения Малоботуобинского алмазоносного района. – М.: ВИНТИ, 1975. – 36 с.
5. *Звягин Б. Б., Врублевская З. В., Жухлистов А. П.* и др. Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. – М.: Наука, 1979. – 224 с.
6. *Зинчук Н. Н.* Литология верхнеплинсбахских отложений Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. – М.: ВИНТИ, 1974. – 19 с.
7. *Зинчук Н. Н.* Сравнительная характеристика гранулометрического состава глинисто-алевритно-песчаных пород. – М.: ВИНТИ, 1974. – 17 с.
8. *Зинчук Н. Н.* О стратиграфической приуроченности, диагностике и генезисе каолинита в мезозойских терригенных отложениях Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия)//Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1976. – № 12. – С. 27–35.
9. *Зинчук Н. Н.* О выделении новых генетических типов иреляхских отложений на правом берегу реки Малая Ботуобия (Западная Якутия)//Новости геологии Якутии. – Якутск, 1978. – № 4. – С. 67–72.
10. *Зинчук Н. Н.* Особенности распределения глинистых минералов в мезозойских алмазоносных отложениях Западной Якутии//Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1981. – № 10. – С. 38–44.
11. *Зинчук Н. Н.* Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазоносных отложениях Западной Якутии//Геология и геофизика. – 1982. – № 8. – С. 81–90.
12. *Зинчук Н. Н.* Глинистые минералы в древних корах выветривания и продуктах их переотложения в континентальных толщах Западной Якутии. – М.: МОИП, 1986. – С. 5–19.
13. *Зинчук Н. Н.* Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформы//Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.
14. *Зинчук Н. Н.* Кобы выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). – Новосибирск: НГУ, 1994. – 240 с.
15. *Зинчук Н. Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000. – 538 с.
16. *Зинчук Н. Н., Борис Е. И.* Средне-поздне триасовые коры выветривания северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба//Советская геология. – 1980. – № 4. – С. 113–125.
17. *Зинчук Н. Н., Борис Е. И.* Обогащенность продуктами выветривания мезозойских отложений Ангаро-Вилюйского прогиба//Советская геология. – 1981. – № 7. – С. 100–108.
18. *Зинчук Н. Н., Коптиль В. И.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003. – 603 с.
19. *Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Борис Е. И.* Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений.– М.: Недра, 1983. – 196 с.
20. *Зинчук Н. Н., Хмелевский В. А.* Петрографическая характеристика основных типов мезозойских осадочных пород северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба. – М.: ВИНТИ, 1977. – 37 с.
21. *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.
22. *Иванов И. Н., Зинчук Н. Н., Борис Е. И.* и др. Геология, вещественный состав, условия образования и перспективная оценка отложений иреляхской свиты Мало-Ботуобинского алмазоносного района Западной Якутии. – М.: ВИНТИ, 1976. – 48 с.

23. Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. – М.: Наука, 1976. – 271 с.

24. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Об устойчивости и палеогеографическом значении гидрослюдов в корках выветривания и продуктах их перетолжения на территории Западной Якутии//ДАН СССР. – 1980. – Т. 255. – № 3. – С. 705–709.

25. Рожков И. С., Михалев Г. П., Зарецкий Л. М. Алмазоносные россыпи Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. – М.: АН СССР, 1963. – 137 с.

26. Рубенчик И. Б., Осипова З. В. Палеогеографическая обстановка накопления рэт-лейасовых алмазоносных отложений Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия)//Геология и геофизика. – 1977. – № 6. – С. 150–157.

27. 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.

28. Хмелевский В. А., Зинчук Н. Н. Минералы легких и глинистых фракций мезозойских алмазоносных россыпей Западной Якутии (на примере одной из россыпей Мало-Ботуобинского района). – М.: ВИНТИ, 1974. – 27 с.

29. Хмелевский В. А., Зинчук Н. Н., Борис Е. И. Минералы тяжелых фракций из пород продуктивных горизонтов одной из алмазоносных россыпей Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. – М.: ВИНТИ, 1974. – 41 с.

30. Ягншев Б. С., Зинчук Н. Н., Тимченко В. А., Хмелевский В. А. Основные черты геохимии осадочных мезозойских образований Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия). – М.: ВИНТИ, 1976. – 32 с.

REFERENCES

1. Blagulkina V. A., Rovsha V. S., Sarsadskikh N. N. To mineralogy of binding mass of kimberlite//Notes WMO. – 1965. – Pt. 94. – Iss. 1. – P. 471–476. (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. – 192 p. (In Russian).

3. Boris E. I., Zinchuk N. N. Structural-formational and genetic features of Upper Paleozoic and Mesozoic productive sediments formation of the Vilyuy middle course basin in connection with

prospecting of diamond deposits//Geology of diamonds – present and future (geologists to the 50th anniversary of Mirny and diamond-mining industry of Russia). – Voronezh: VSU, 2005. – P. 1339–1361. (In Russian).

4. Dukardt Y. A., Zinchuk N. N., Boris E. I. Pliensbachian sediments of Malo-Botuobinsky diamondiferous region. – Moskva: VINITI, 1975. – 36 p. (In Russian).

5. Zvyagin B. B., Vrublevskaya Z. V., Zhukhlistov A. P. et al. High-voltage electro-nography in investigation of laminated minerals. – Moskva: Science, 1979. – 224 p. (In Russian).

6. Zinchuk N. N. Lithology of Upper-Pliensbachian deposits of Malo-Botuobinsky region of Western Yakutia. – Moskva: VINITI, 1974. – 19 p. (In Russian).

7. Zinchuk N. N. Comparative characteristics of particle size of argillous-aleurite-sandy rocks. – Moskva: VINITI, 1974. – 17 p. (In Russian).

8. Zinchuk N. N. About stratigraphic confinedness, diagnostics and genesis of kaolinite in Mesozoic terrigenous sediments of Malo-Botuobinsky region (Western Yakutia)//News of HEI. Geology and Exploration. – 1976. – № 12. – P. 27–35. (In Russian).

9. Zinchuk N. N. About allocation of new genetic types of Irelyakh sediments on the right bank of the Malaya Botuobiya river (Western Yakutia)//News of geology of Yakutia. – № 4. – Якутск, 1978. – P. 67. – 72. (In Russian).

10. Zinchuk N. N. Features of argillaceous minerals distribution in Mesozoic diamondiferous deposits of Western Yakutia//News of HEI. Geology and Exploration. – 1981. – № 10. – P. 38–44. (In Russian).

11. Zinchuk N. N. About main sources of argillaceous minerals in Mesozoic continental diamondiferous deposits of Western Yakutia//Geology and Geophysics. – 1982. – № 8. – P. 81–90. (In Russian).

12. Zinchuk N. N. Argillaceous minerals in ancient crusts of weathering and products of their redeposition in continental rock mass of Western Yakutia. – Moskva: MOIP, 1986. – P. 5–19. (In Russian).

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

14. 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).

15. *Zinchuk N. N.* Postmagmatic minerals of kimberlites. – Moskva: Nedra, 2000. – 538 p. (In Russian).
16. *Zinchuk N. N., Boris E. I.* Middle-Late-Triassic crusts of weathering of north-eastern part of Angara-Vilyuy trough//Soviet geology. – 1980. – № 4. – P. 113–125. (In Russian).
17. *Zinchuk N. N., Boris E. I.* Enrichment of Angara-Vilyuy trough Mesozoic sediments by products of weathering//Soviet geology. – 1981. – № 7. – P. 100–108. (In Russian).
18. *Zinchuk N. N., Koptil V. I.* Typomorphism of the Siberian platform diamonds. – Moskva: Nedra, 2003. – 603 p. (In Russian).
19. *Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D., Boris E. I.* Ancient crusts of weathering and prospecting of diamond deposits. – Moskva: Nedra, 1983. – 196 p. (In Russian).
20. *Zinchuk N. N., Hmelevsky V. A.* Petrographic characteristic of main types of Mesozoic sedimentary rocks of Angara-Vilyuy trough north-eastern part. – Moskva: VINITI, 1977. – 37 p. (In Russian).
21. *Ivaniv I. N., Zinchuk N. N., Boris E. I., Hmelevsky V. A.* Composition, conditions of Irelyakh suite sediments formation//Soviet geology. – 1977. – № 5. – P. 148–156. (In Russian).
22. *Ivaniv I. N., Zinchuk N. N., Boris E. I.* et al. Geology, material composition, conditions of formation and perspective assessment of Irelyakh suite sediments of Malo-Botuobinsky diamondiferous region of Western Yakutia. – Moskva: VINITI, 1976. – 48 p. (In Russian).
23. *Kazansky E. P.* Weathering and its role in sedimentation. – Moscow: Science, 1976. – 271 p. (In Russian).
24. *Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N.* About stability and paleogeographical significance of hydromicas in crusts of weathering and products of their redeposition on the territory of Western Yakutia//USSR DAS. – 1980. – V. 255. – № 3. – P. 705–709. (In Russian).
25. *Rozhkov I. S., Mihalev G. P., Zareckij L. M.* Diamondiferous placers of the Malo-Botuobinsky region of Western Yakutia. – Moskva: AN SSSR, 1963. – 137 p.
26. *Rubenchik I. B., Osipova Z. V.* Paleogeographical situation of Rhaetic-Liassic diamondiferous sediments accumulation of Malo-Botuobinsky region (Western Yakutia)//Geology and Geophysics. – 1977. – № 6. – P. 150–157. (In Russian).
27. *Hitrov V. G., Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D.* Regularities of the rocks' chemical composition alteration (change) in the zone of hypergenesis//Hypergenesis and ore formation. – Moscow: Science, 1988. – P. 15–28. (In Russian).
28. *Hmelevsky V. A., Zinchuk N. N.* Minerals of light and argillaceous fractions of Western Yakutia Mesozoic diamondiferous placers (on the example of one of Malo-Botuobinsky region placers). – Moskva: VINITI, 1974. – 27 p. (In Russian).
29. *Hmelevsky V. A., Zinchuk N. N., Boris E. I.* Minerals of heavy fractions from rocks of productive levels of one of Malo-Botuobinsky region diamondiferous placers of Western Yakutia. – Moskva: VINITI, 1974. – 41 p. (In Russian).
30. *Yagnyshev B. S., Zinchuk N. N., Timchenko V. A., Hmelevsky V. A.* Main geochemical features of Malo-Botuobinsky region sedimentary Mesozoic formations (Western Yakutia). – Moskva: VINITI, 1976. – 32 p. (In Russian).

Рукопис отримано 8.07.2016.

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

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

ПРО ЗНАЧЕННЯ АСОЦІАЦІЙ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ

Наведено стислий аналіз поведінки глинистих мінералів осадових формацій на різних стадіях седиментогенезу, діагенезу, катагенезу й метагенезу. Показано, що кожна з виділених у земній корі зон характеризується різними поєднаннями глинистих мінералів і ступенем постседиментаційного перетворення порід. Охарактеризовано глинисті мінерали та їх асоціації в теригенних, теригенно-карбонатних, карбонатних, вулканогенних і галогенних формаціях. Особливо детально охарактеризовано глинисті мінерали ранніх стадій седименто- й діагенезу (частково катагенезу), до яких зазвичай приурочена більшість

давніх (верхньопалеозойських і мезозойських) алмазонасних розсіпів, в яких за наявності індикаторних мінералів кімберлітів зазвичай проводяться пошуки корінних родовищ алмазів за допомогою шліхо-мінералогічного методу. На прикладі конкретних алмазонасних районів Сибірської платформи показано важливість для вирішення прогнозно-пошукових завдань вивчення речовинного складу вулканогенної формації й особливостей розподілу його матеріалу під час формування різновікових колекторів алмазів.

Ключові слова: глинисті мінерали, осадові формації, седиментогенез, діагенез, катагенез, метагенез відкладів.

N. N. Zinchuk, West-Yakutian Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, Mirny, Russia, nnzinchuk@rambler.ru,

M. N. Zinchuk, West-Yakutian Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, Mirny, Russia, nnzinchuk@rambler.ru

SPECIFIC FEATURES OF ARGILLACEOUS MINERALS' USE

Brief analysis of sedimentary formations' argillaceous minerals behavior has been made on various stages of sedimentogenesis, diagenesis, katagenesis and metagenesis. It is shown that each of the distinguished in the Earth crust zone is characterized by various combinations of argillaceous minerals and degree of postsedimental transformation of rocks. Argillaceous minerals and their associations in terrigenous, terrigene-carbonate, carbonate, volcanogenous, and halogenic formations were characterized. In specific details argillaceous minerals of early stages of sedimental- and diagenesis (partially katagenesis) were characterized, to which most of ancient (Upper Paleozoic and Mesozoic) diamondiferous placers are usually confined, by availability in which of kimberlite indicator minerals prospecting of primary deposits of diamonds with the help of heavy concentrate-mineralogical method are performed. The importance for solving of forecast-prospecting tasks of investigating material composition of volcanogegic formation and specific features of its material distribution during formation of different in age collectors of diamonds on specific diamondiferous regions of the Siberian platform is shown. Bibliography: 30 titles, 5 figures.

Keywords: argillaceous minerals, sedimentary formations, sedimentogenesis, diagenesis, katagenesis, metagenesis of sediments.