

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА РУБЕЖАХ МЕЛ–ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН НА ХРЕБТЕ ЛОМОНОСОВА (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН)

канд. геол.-минерал. наук В.В.КРУПСКАЯ¹, канд. геол.-минерал. наук А.А.КРЫЛОВ²,
д-р. геол.-минерал. наук В.Н.СОКОЛОВ³

¹ – ИГЕМ РАН, г. Москва, vi_kru@bk.ru

² – ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, akrylow@gmail.com

³ – МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, sokolov@geol.msu.ru

В работе представлены результаты исследования состава глинистых минералов, отобранных на хребте Ломоносова в рамках проекта глубоководного бурения IODP-302. Анализ полученных данных позволил выявить основные тенденции изменения условий выветривания, процессов образования и преобразования глинистых минералов в критические периоды мел-палеоцен-эоценового времени. Верхнемеловые (предположительно кампан) и верхнепалеоценовые осадки, отличающиеся повышенным содержанием каолинита, отлагались в результате выветривания кислых пород или каолиновых кор выветривания. На границе палеоцен–эоцен произошла смена кислотно-щелочных условий выветривания и в обстановке мелководного бассейна накапливались осадки с повышенным содержанием смектита (монтмориллонита). Содержание монтмориллонита достигает максимального значения во время кратковременных периодов повышения температуры в интервалах палеоцен–эоценового термального максимума (PETM) и «Azolla». Монтмориллонит из последнего горизонта сформировался, согласно нашим исследованиям, в результате преобразования пеплового материала. Между событиями PETM и «Azolla» развивались процессы десиликации и растворения глинистых минералов. Одновременно с похолоданием наблюдается углубление бассейна и изменение его конфигурации, что прослеживается по изменению ассоциаций глинистых минералов. Появление первых сезонных льдов было установлено около 44–45 млн лет назад по интервалам, в которых уменьшаются содержания смектита от 40–60 % до 0–10 %, когда транспорт его поверхностными потоками был затруднен и поставка в бассейн седиментации практически прекращалась.

Ключевые слова: Глинистые минералы, климатические изменения, мел-палеоцен-эоценовые граничные отложения, Арктический бассейн, условия седиментации и постседиментационные преобразования глинистых минералов, микростроение глинистых осадков.

ВВЕДЕНИЕ

Глобальные и относительно кратковременные эпизоды изменений климата в истории Земли сопровождалась повышениями температуры, а также изменениями океанической и атмосферной циркуляций, что приводило к довольно резкой смене процессов седиментации, геохимического и минерального состава осадков, а также к преобразованиям в морской и наземной экосистемах. Такие явления наблюдались на границах мел–палеоцен и палеоцен–эоцен [Ахметьев, 2004; Гаврилов, Щербинина, 2004; Zachos et al., 2001; Premovi et al., 2008 и др.].

Позднемеловое-палеогеновое время было эпохой пенеппенизации рельефа континентов, что привело к развитию мощных почвенных покровов, кор выветривания и месторождений глин. В регионах с гумидным климатом развивались озерно-болотные отложения, вызывающие выделение огромных масс углекислоты и выброс их в атмосферу, что способствовало развитию парникового эффекта, изменению изотопного состава карбонатов, изменению циркуляции океанических вод.

Все это в большей степени изменило облик флоры и фауны в высоких широтах, нежели в экваториальных зонах [Гаврилов, Шербинина, 2004 и др.].

Изучение строения и истории развития Арктического бассейна позволяет глубже понять особенности эволюции Земли. Одной из центральных морфологических структур Арктического бассейна является хребт Ломоносова, где в 2004 году состоялось бурение ACEX (Arctic Coring Expedition) в рамках программы глубоководного бурения океана (IODP-302). В результате экспедиции ACEX были отобраны морские осадки, которые охватывают возрастной диапазон от конца мела до плейстоцена–голоцена [Moran et al., 2006; Backman et al., 2008; Backman, Moran, 2009].

Формирование Евразийской части Арктического бассейна началось около 58 млн лет назад на границе мела и палеоцена. К этому же временному интервалу относятся значительные изменения экологических сообществ, смена литологических разностей в осадках, а также изменение циркуляции океанических вод. Спрединг на хребте Гаккеля привел к тому, что часть Евразийской платформы, являющаяся современным хребтом Ломоносова, начала свое «путешествие» в направлении высоких широт [Backman et al., 2008; O'Regan et al., 2008]. Таким образом, изучение осадков, отобранных в ходе глубоководного бурения на хребте Ломоносова, открывает возможность проследить историю развития Арктического бассейна. В данной работе акцент сделан на изучении осадков палеогенового времени. За период становления Северного Ледовитого океана (СЛО) в бассейне менялись температура, соленость и циркуляция поверхностных и глубинных вод. На формирование осадочного чехла в значительной степени повлияли тектоническая позиция хребта Ломоносова и глобальные климатические изменения. С кампанского времени Арктический регион пережил переход от теплых гумидных к холодным нивальным условиям [Moran et al., 2006; Sluijs et al., 2006].

Условия выветривания, его интенсивность и особенности климата могут быть восставлены по изучению ассоциаций глинистых минералов [Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Петров, 1967; Chamley, 1989; Wilson, 1999 и др.], которые составляют порядка 50–60 % от общего состава пород. Ввиду особенностей строения и состава именно эти минералы являются наиболее чувствительными индикаторами изменения окружающей среды, будь это процессы седиментогенеза или диагенеза (катагенеза) [Дриц, Коссовская, 1990]. Изменению состава глинистых минералов на границах мел–палеоцен и палеоцен–эоцен в разных географических обстановках посвящено довольно большое количество работ [Drits et al., 2004; White, Schiebout, 2008; Deconinck et al., 2000 и др.]. Глинистые минералы представляют собой сложные объекты для изучения ввиду их малых размеров, слоистой структуры и широко развитых процессов изоморфизма. Выводы об их генезисе можно делать только после детального исследования с привлечением современного высокоразрешающего оборудования и новых программ по обработке данных эксперимента. Структурные особенности глинистых минералов, присутствие смешанослойных минералов и характер их переслаивания и упорядоченности устанавливаются с помощью комплекса кристаллохимических методов [Рентгеновские методы..., 1955]. При анализе глинистых минералов с целью реконструкции условий осадконакопления, включая палеоклиматические и палеогеографические обстановки в бассейне седиментации, необходимо восстанавливать условия генезиса минералов [Chamley, 1989]. Так, глинистые минералы могут иметь терригенный генезис, и в таком случае изучение их ассоциаций может быть использовано для построения седиментационных моделей и путей транспорта. Однако глинистые минералы могут образовываться в поровом пространстве на стадии преобразования осадков и пород и, таким образом, иметь аутигенный генезис. В этом случае преобладание той или

иной группы будет свидетельствовать о постседиментационных процессах. Также, в редких случаях, глинистые минералы могут иметь сингенетичный генезис, то есть формироваться на стадии седиментогенеза и не претерпевать перемещения, как, например, коры выветривания. Такие отложения вызывают большой интерес, но почти не наблюдаются в морских осадках.

Целью настоящей работы является реконструкция условий седиментогенеза и постседиментационных преобразований осадков в мел-палеогеновое время по результатам изучения состава, строения и морфологии глинистых минералов, которые не только несут в себе информацию об источниках сноса осадочного материала, но могут использоваться в качестве индикатора климатических изменений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представляемая работа основана на изучении глинистой фракции осадков, отобранных на хребте Ломоносова в ходе экспедиции ACEX-IODP 302, скважины 2А и 4А (рис. 1). При выполнении проекта было пройдено около 428 м осадков в возрастном диапазоне от верхнего мела (предположительно кампан [Backman et al., 2008]) до голоцена, однако в предлагаемой работе детально рассматривается не весь диапазон, а только интервал керна 198–427 м, охватывающий период с кампана по средний эоцен (44,4 млн лет). В комплекс методов входили: рентгеновская дифракция, инфракрасная спектроскопия, растровая электронная микроскопия.

Рентгеновская дифракция проводилась на образцах глинистой фракции (< 2 мкм), которая предварительно отбиралась методом седиментации в соответствии с законом Стокса в лаборатории кристаллохимии минералов им. Н.В.Белова ИГЕМ РАН из фракции < 10 мкм. Фракция < 10 мкм готовилась из валовых образцов во ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга». Ориентированные препараты готовились на стеклянных подложках из насыщенной глинистой суспензии. Такие препараты отличаются высокой степенью ориентации частиц в плоскости подложки. Рентгеновские спектры были получены в ИГЕМ РАН на дифрактометре D/MAX-2200 при использовании медного излучения с монохроматором на дифра-

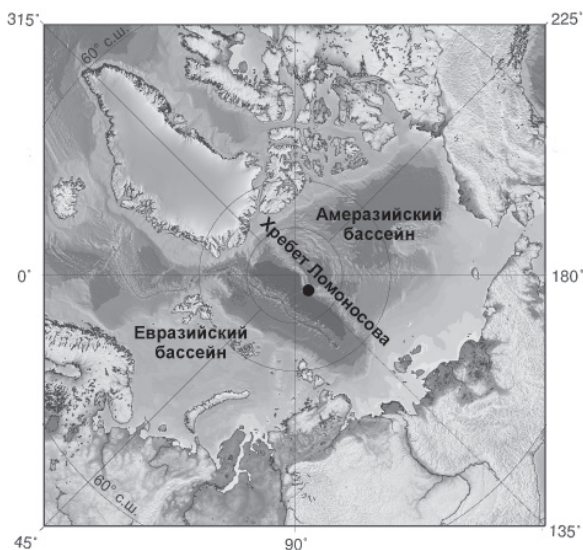


Рис. 1. Положение станции глубоководного бурения по программе Integrated Ocean Deep Program, Leg 302 совместно с Arctic Coring Expedition. Место бурения с координатами ~ 87° 52,00' с.ш., 136° 10,64' в.д. показано черным кружком

гированном пучке, рабочий режим 40 kV–30 mA, фиксированная система щелей. Полученные спектры обрабатывались в программе MacDiff. Ассоциации глинистых минералов рассчитывались по результатам анализа ориентированных препаратов в воздушно-сухом, насыщенном этиленгликолем и прокаленном при 550 °C состояниях согласно стандартной методике Бискайя [Biskaye, 1965]. Результаты анализа наносились на графики распределения глинистых минералов по разрезу. Метод Бискайя является полуколичественным и может быть использован при экспрессном анализе распределения и соотношения основных групп глинистых минералов. Так как большинство морских осадков представляют собой полиминеральные смеси, определить минеральную разновидность часто не представляется возможным и в этом случае изучаются соотношения основных групп глинистых минералов: смектита, иллита, каолинита и хлорита. В отдельных случаях (в образцах с преобладанием минерала порядка 70 отн. %) был определен минерал монтмориллонит из группы смектита, как будет показано ниже.

Изучение морфологии частиц глинистых минералов, их взаимоотношение с другими минералами, а также микроструктурные исследования проводились при помощи растрового электронного микроскопа (РЭМ) LEO 1450VP, оснащенного системой энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy 300 на геологическом факультете МГУ им. М.В.Ломоносова.

Образцы глинистых осадков для исследований в РЭМ вырезались из монолита в направлении, перпендикулярном напластованию. В дальнейшем, для сохранения естественной микроструктуры глинистых осадков, образцы обезвоживались с помощью метода вакуумной морозной сушки. Суть метода заключается в «мгновенном» замораживании влажных образцов при температуре жидкого азота (–196 °C). При этом вся поровая влага, не успев раскристаллизоваться, переходит в твердое псевдоаморфное состояние. Такой переход не сопровождается объемным расширением образующейся фазы и не вызывает каких-либо разрушений микроструктуры образца. Затем замороженные образцы переносят в вакуумную камеру сублимационной установки, где высушиваются при низких отрицательных температурах за счет сублимации замерзшей влаги в вакууме [Осипов и др., 1989]. Подготовка исследуемой поверхности проводилась путем раскалывания образца. После этого полученная поверхность обдувалась сжатым воздухом и образец приклеивался на смотровой столик электропроводным клеем. Для предотвращения эффекта зарядки на поверхность исследуемых образцов в вакууме наносилась тонкая пленка золота толщиной 10–20 нм.

Микроструктурные исследования глинистых осадков проводились по РЭМ-изображениям при малых (250–1000 крат) и больших (5000–20000 крат) увеличениях. В первом случае получались обзорные изображения, а во втором – наблюдались тонкие детали микростроения, такие как размер и форма структурных элементов, характер их поверхности, тип контактов между глинистыми частицами и их микроагрегатами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Распределение глинистых минералов часто предопределяется глобальными климатическими изменениями. Так, многие авторы признают, что тренды смектита коррелируют с трендами изменения климата в Арктическом регионе [Winkler et al., 2002; Strand et al., 2008 и др.] и в мире в целом [Ehrmann et al., 1992; White, Schiebout, 2008 и др.], так же как и с изменениями областей источника сноса [Griffin et al., 1968; Nrnberg et al., 1994; Wahsner et al., 1999 и др.]. На рис. 2а показано распределение глинистых минералов по возрастному разрезу скважины 4А в диапазоне мел–эоцен с учетом перерыва в осадконакоплении с 56,2 по 65,5 млн лет назад, согласно [Backman, Moran, 2009]. Рис. 2б отражает изменение $\delta^{18}\text{O}$ и,

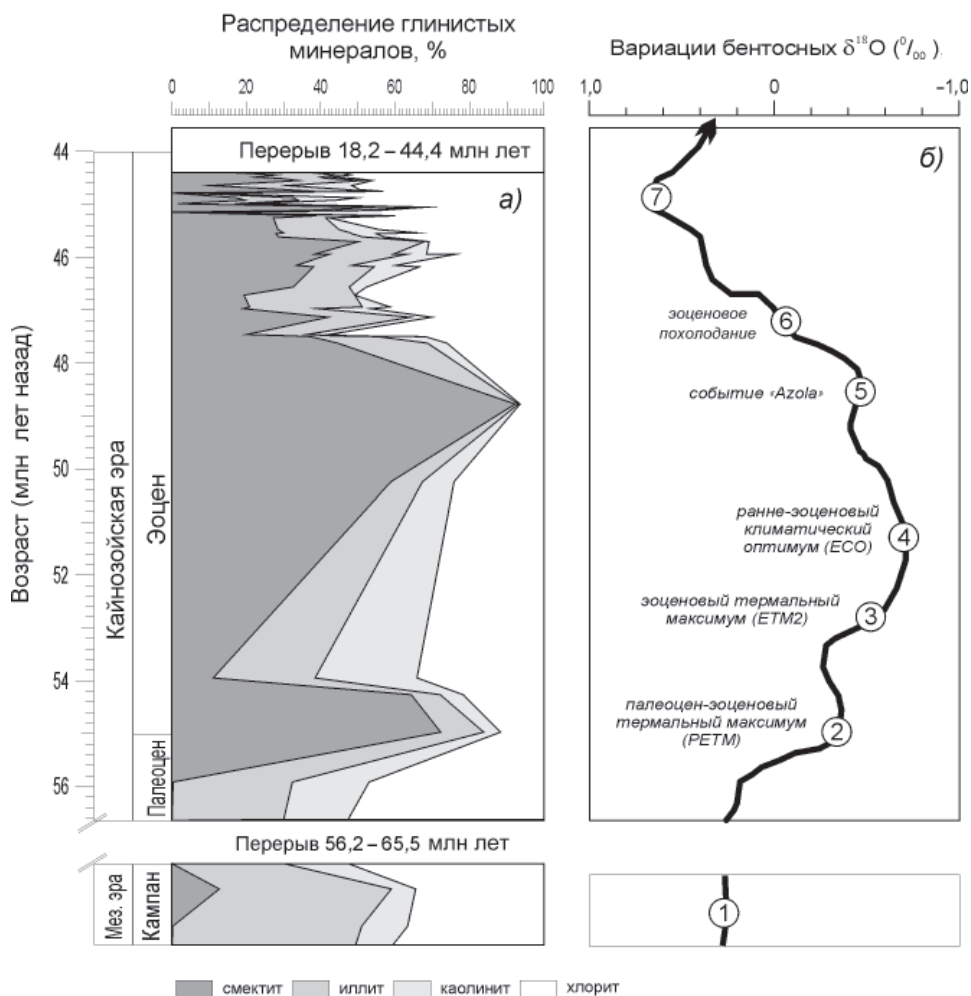


Рис. 2. Соотношения глинистых минералов по временному разрезу IODP-302 (а) и вариации бентосных $\delta^{18}\text{O}$ по [Zachos et al., 2001] (б) и их сопоставление с главными климатическими событиями, отмеченными на изотопной кривой цифрами в кружках, пояснение в тексте

согласно [Zachos et al., 2001], соответствует следующим климатическим этапам (снизу вверх): 1 – верхне-меловое событие – характеризует состояние океанической окраины до формирования Арктического бассейна; 2 – палеоцен-эоценовый термальный максимум (РЕТМ) около 55 млн лет; 3 – эоценовый термальный максимум (ЕТМ2) около 53 млн лет; 4 – ранне-эоценовый термальный оптимум (ЕЕТО), отличающийся более длительным развитием во времени по сравнению с другими этапами с максимумом около 51,5 млн лет; 5 – событие «Azolla» около 48,7 млн лет назад [Brinkhuis et al., 2006]; 6 – эоценовое похолодание, начавшееся 47,5 млн лет назад; 7 – максимум похолодания в эоцене около 44,7 млн лет назад.

Осадки верхнего мела изучены на примере трех образцов и отличаются повышенным содержанием каолинита. При этом все глинистые частицы довольно крупные, преимущественно изометричной формы или несколько удлиненные

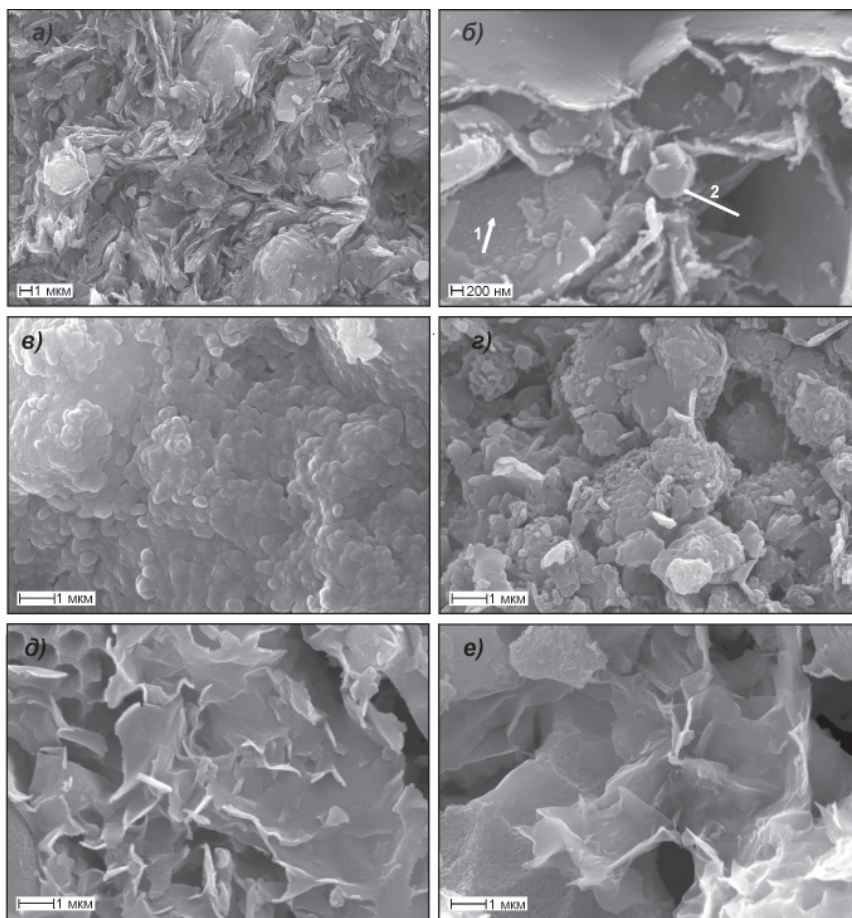


Рис. 3. РЭМ-изображения свежих сколов осадков: *a* – верхний мел (предположительно, кампан): 426 м; *б* – РЕТМ (палеоцен-эоценовый термальский максимум): ~55,0 Ма (381 м), 1 – аморфное вещество, 2 – каолинит; *в* – ЕТМ2 (эоценовый термальский максимум): ~51,9 Ма (342 м); *г* – ЕСО (эоценовый климатический оптимум): ~50,3 Ма (321 м); *д* – событие «Azolla»: 48,8 Ма (302 м); *е* – эоценовое похолодание: 46,6 Ма (274 м)

(рис. 3*a*). На РЭМ-изображениях не видно четких границ частиц, что говорит об их плохой сохранности. Электронные снимки осадков кампанского возраста отличает наличие специфической турбулентной структуры [Соколов, 2000], которая отражает динамику среды осадконакопления. Турбулентная структура выражается в специфической направленности глинистых частиц друг относительно друга, в огибании ориентированными прослоями глинистых частиц более крупных терригенных частиц кварца и полевых шпатов. Все частицы отличает плотная упаковка, что подтверждает высокую уплотненность меловых осадков.

Период с 65,5 до 56,2 млн лет назад соотносится с тектонической перестройкой Арктического бассейна. Осадки, если и накапливались в этот период, были впоследствии денудированы (рис. 2*a*).

Осадки, сформированные сразу после перерыва в осадконакоплении, скорее всего, были накоплены путем переотложения из нижележащих, о чем говорит сходство состава глинистой фракции.

РЕТМ отчетливо выражен в осадках хребта Ломоносова, что видно по значительному преобладанию смектита (монтмориллонита) в составе глинистой фракции. Частицы монтмориллонита слагают более крупные листообразные микроагрегаты (рис. 3б), на поверхности которых видны сгустки аморфного вещества (отмечены цифрой 1 на рис. 3б), представленного, по-видимому, оксидами Si и Al. Осадки менее уплотнены по сравнению с меловыми, при этом, после завершения процесса осадконакопления, в относительно свободном поровом пространстве кристаллизуются псевдогексагональные мелкие частица каолинита (см. рис. 3б-2).

Эоценовый термальный максимум в осадках хребта Ломоносова проявляется довольно специфическим образом, и прогнозируемого увеличения содержания смектитовых минералов не происходит. Наоборот, в составе глинистой фракции наблюдается некоторое уменьшение содержания монтмориллонита при увеличении доли других глинистых минералов. Детальное рассмотрение рентгенограмм и свежих сколов в РЭМ позволили выявить следующие закономерности. В направлении к ранне-эоценовому оптимуму (54–51 млн лет назад) происходит закономерное увеличение доли аморфного кремнезема и опала, а суммарное содержание глинистых минералов в составе фракции <2 мкм уменьшается вплоть до 51–52 млн лет назад, когда вся проба представлена аморфным веществом (рис. 3в). Затем, вверх по разрезу, количество глинистых минералов во фракции <2 мкм увеличивается, на рентгеновских спектрах появляются их заметные рефлексы, опал меняется на кристобалит. На РЭМ-изображениях (рис. 3г) видны плохо различимые частицы глинистых минералов, из чего можно сделать вывод, что в интервале 54–52 млн лет назад глинистые частицы подвергались массовому растворению. Учитывая, что нижележащие осадки в большей степени состоят из монтмориллонита и его содержание здесь уменьшается, то можно говорить о возрастании кислотности бассейна и вероятном развитии процессов десиликации в почвенных (континентальных) условиях. В интервале 52–51 млн лет процессы десиликации достигают максимума, преобразовывая осадки в аморфный кремнезем, и затем снижаются в диапазоне 51–50 млн лет назад.

Событие «Azolla» названо так по находкам в осадках спор разной сохранности одноименных папоротниковых [Brinkhuis et al., 2006]. В составе фракции <2 мкм осадков данного горизонта отмечается преобладание диоктадрического смектита (монтмориллонита) (порядка 75 % от веса фракции и свыше 90 отн. %). Монтмориллонит характеризуется относительно высокой степенью упорядоченности структуры, что отражается на узких рентгеновских профилях в ориентированных препаратах, и четким соблюдением положений высоких порядков, когда $d_{(001)} = k \cdot x_k$ ($d_{(001)}$ – межплоскостное расстояние первого порядка, k – порядок отражений, x_k – межплоскостное расстояние соответствующего порядка). Ассоциации частиц монтмориллонита хорошо видны на РЭМ-изображениях в виде тонких изогнутых листообразных микроагрегатов, напоминающих смятые листы бумаги (рис. 3д).

Эоценовое похолодание выражается в значительном снижении доли смектитовых минералов в составе глинистой фракции и снижением суммарного содержания глинистых минералов в отдельных горизонтах до 10–20 % от веса фракции <2 мкм [Krupskaya et al., 2009]. Интервал 47,5–45,5 млн лет назад характеризуется развитием различных биотических сообществ (рис. 3е) и представляет собой, по сути, биогенные илы [Sangiorgi et al., 2008].

Интервал 44,4–45,2 млн лет назад является наиболее «холодным» периодом в палеоцен-эоценовой истории Арктического бассейна. Состав фракции <2 мкм отличается резкими и довольно кратковременными флуктуациями как в суммарном содержании глинистых минералов, так и в соотношении глинистых минералов между собой. В горизонтах с уменьшением суммарного содержания глинистых минералов происходит увеличение содержания кварца и резкое уменьшение относительного

содержания смектита и наоборот — с увеличением доли глинистых минералов наблюдается уменьшение содержания кварца, а среди глинистых минералов возрастает количество смектита. Периодичность таких колебаний — порядка 1,8–2,0 млн лет.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ХРЕБТЕ ЛОМОНОСОВА

Рассматриваемый в работе временной интервал разреза АСЕХ относится к так называемому периоду «green-house» [Moran et al., 2006], который характеризуется относительно высокими температурами и повышенной влажностью [Brinkhuis et al., 2006; Sluijs et al., 2006]. Подобные условия должны были привести к значительному увеличению химического выветривания и, как следствие, к активному формированию глинистых минералов (по большей части смектита и каолинита) в областях сноса. В крайних случаях каолинит и смектит (монтмориллонит) формируются в разных климатических обстановках, и тогда в осадках наблюдается резкое преобладание одного из них [Chamley, 1989]. Хорошо окристаллизованный каолинит с гексагональными частицами преимущественно образуется по кислым породам (гранитам), в то время как монтмориллонит предпочитает формироваться в щелочных условиях по основным породам (базальтам, туфам, вулканическим пеплам) [Moll, 2001]. Кристалломорфологический облик глинистых частиц, четкость граней и степень нарушенности формы позволяют спроектировать особенности транспорта и относительную близость (удаленность) береговой линии. Ввиду преимущественно больших кристаллитов (до 50–100 нм толщиной), которые образуют естественные агрегаты до 10 мкм [Крупская и др., 2009], каолинит не может переноситься течениями на большие расстояния и, как правило, отлагается в непосредственной близости к источнику сноса, где его содержание в осадках может преобладать. При переотложении глинистых минералов, и в особенности смектита, происходит нарушение формы частиц. Разупорядочение начинается по граням глинистых частиц и потом переносится на базальную поверхность. Минералы группы смектита отличаются от других глинистых минералов более тонкими частицами, их толщина может достигать 3–7 нм. При такой толщине частиц перемещение в условиях водных потоков и трение о другие более крупные и более твердые частицы приводят к разрушению и разупорядочению структуры всех глинистых минералов. Смектиты наиболее чувствительны к механическому воздействию, и их структура страдает в случае транспортировки на дальние расстояния в первую очередь. Именно поэтому в подавляющем большинстве случаев смектиты из четвертичных осадков, перенесенные водными потоками и подвергавшиеся ледовому воздействию, обладают довольно плохой упорядоченностью, что проявляется в первую очередь в расширении и снижении интенсивности базальных рефлексов.

Меловой период в целом в различных географических обстановках характеризуется увеличением интенсивности образования каолинитовых кор выветривания [Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Chamley, 1989]. В районе станции глубоководного бурения в это время существовал континентальный склон, широко развитые турбидито-подобные процессы проявляются в структуре глинистых минералов в виде направленного расположения частиц относительно друг друга.

После перерыва в осадконакоплении в интервале 65,5–56,2 млн лет назад условия седиментации в значительной степени изменились. В позднем палеоцене формируется мелководный и пресноводный бассейн, вероятно периодическое заливаемый и осушаемый. В первое время после формирования бассейна происходит размыв ранее сформированных меловых осадков, обогащенных каолинитом и иллитом. Теплые гумидные условия, особенно на стадии РЕТМ, около 55 млн лет назад, способствуют продуцированию большого количества смектита, который поступает в бассейн седиментации с близлежащей суши. Близкий перенос очевиден по утолщению микроагрегатов частиц и расширению рефлексов 001 монтмориллонита. Роль каолинита в осадках резко снижается, доминирующим минералом в

глинистой фракции является монтмориллонит. Таким образом, наблюдается смена пород-источников терригенного вещества и условий выветривания с кислых в позднем мелу на щелочные в эоцене.

После РЕТМ наступает временное охлаждение температуры бассейна и затем довольно интенсивное потепление с максимумом, приходящимся на ранне-эоценовый климатический оптимум (ЕСО) порядка 51 млн лет назад. За счет снижения уровня моря формируются мелководные условия, близкие к континентальным, в которых развиваются процессы десиликации (вероятно, в почвенных условиях), приводящие к формированию большого количества аморфного кремнезема. По результатам исследования микроструктур под электронным микроскопом, подавляющее количество аморфного кремнезема в этом временном интервале имеет abiогенное происхождение и образовалось за счет разрушения глинистых минералов в кислых условиях. Максимум развития процессов десиликации приходится на ЕСО, когда в осадках не видно и следов каких-либо минералов.

Период в районе 48,7 млн лет назад характеризуется краткосрочным повышением температуры. На хребте Ломоносова это выразилось в развитии пресноводных мелководных каналов, в которых произрастало папоротниковое растение *Azolla* [Brinkhuis et al., 2006], давшее название этому интервалу. Для этого времени характерен теплый и влажный климат, подобный климату современных тропиков.

Береговая зона была расположена ближе к району бурения. Осадки указанного периода значительно отличаются по составу глинистых минералов. Основным минералом является хорошо окристаллизованный диоктаэдрический смектит (монтмориллонит) без следов переноса на поверхности частиц. Особенности морфологии частиц монтмориллонита в совокупности с особенностями взаимоотношений этих частиц с органическими остатками позволяют судить об аутигенном генезисе монтмориллонита в диапазоне 300–302 м (событие «Azolla», 48,7 млн лет). Монтмориллонит сформировался практически одновременно с осаждением биогенного материала и не подвергался повторному переотложению водными или другими потоками. Нижележащие осадки отличаются смешанным составом, содержание смектита в целом ниже, и он характеризуется худшей степенью упорядоченности. Это свидетельствует, о том что смектитовый материал был уже переотложен, а не накоплен непосредственно в бассейне осадканакопления. Таким образом, можно заключить, что источником материала для формирования монтмориллонитов во время накопления папоротниковых *Azolla* были фрагменты вулканокластического материала. До настоящего времени следов пеплов не было обнаружено в осадках Центральной Арктики. Горизонты пеплов, отложенные в мел-палеоэоценовое время, были найдены на Шпицбергене, где известны очаги вулканической активизации [Harland et al., 1997]. Отложения глин с содержанием монтмориллонита свыше 70 % и мощностью около 3 м, найденные на суше, представляют собой промышленную ценность и могут разрабатываться как месторождения ценного бентонитового сырья.

На границе палеоцен–эоцен хребет Ломоносова был значительно ближе к континенту Евразия, чем в настоящий момент [Backman, Moran, 2009]. Вероятнее всего пепловый материал поступал в бассейн седиментации в район бурения из активных вулканов Шпицбергена. После его накопления в теплом мелководном пресноводном бассейне, практически в условиях застойной гидродинамики, он был полностью преобразован в монтмориллонит. В результате остатки пеплов не были выявлены, а весь пепловый материал трансформировался в хорошо окристаллизованный монтмориллонит [Krupskaya et al., 2009].

Событие «Azolla» предвещает длительное и постепенное похолодание в Северном полушарии, которое начинается около 48 млн лет назад. С началом похолодания увеличивается глубина бассейна в районе хребта Ломоносова, условия от практически континентальных переходят к лагунным (с большой долей биогенного

материала) и затем к морским [Sangiorgi et al., 2008]. В диапазоне 48–46 млн лет назад в теплых и влажных условиях формировались озера или лагуноподобные бассейны. Активно развивались соответствующие им биологические сообщества. Терригенная седиментация почти не развита. На уровне 45 млн лет открывается море – снижается доля коллоидной составляющей и увеличивается доля глинистых минералов. Береговая зона удаляется от области бассейна седиментации.

Первые признаки присутствия сезонных льдов относят к лютетскому ярусу эоцена – около 44–45 млн лет назад [St. John, 2008]. К этому периоду относятся интервалы, которые отличаются контрастными изменениями соотношений глинистых минералов. Прежде всего это проявляется в колебаниях содержания смектита от 0 до 40–50 %. Иллит и хлорит, как правило, имеют более крупные размеры отдельных частиц и агрегатов и переносятся преимущественно придонными водными потоками или сильными поверхностными течениями. В отличие от них, смектит обладает очень малыми размерами и способностью хорошо диспергировать в пресной воде, что приводит к высокой плавучести, и способностью быть перенесенным на дальние расстояния поверхностными потоками и/или течениями. Резкое уменьшение содержания смектита в донных осадках опресненного водоёма может свидетельствовать о прекращении действия поверхностных потоков. Наиболее легко это объяснить действием сезонных льдов [Krupskaya et al., 2010]. Таким образом, «бессмектитовые» периоды можно соотнести с периодами развития сезонных льдов.

В диапазоне 44,4–18,2 млн лет поверхность хребта Ломоносова была поднята и, вероятно, существовали континентальные условия осадконакопления. Таким образом, детальное изучение глинистых минералов, их состава, строения и свойств позволило во многом дополнить картину истории жизни осадочного бассейна в районе хребта Ломоносова в мел-палеоцен-эоценовое время, составленную по результатам палеонтологических исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное исследование глинистых минералов, включающее рентгеновскую дифракцию и растровую электронную микроскопию, позволяет оценить изменение условий выветривания и смену пород, послуживших источником для формирования глинистых минералов в возрастном диапазоне от верхнего мела до эоцена. На основании результатов исследования состава глинистых минералов во фракции <2 мкм в указанном временном интервале установлена смена кислотно-щелочных условий выветривания: в мелу и верхнем палеоцене до РЕТМ наблюдается преобладание каолинита, что говорит о выветривании, преимущественно, кислых пород. Судя по микроструктуре осадков, отлагались они в условиях турбидитных потоков в непосредственной близости от области сноса, которой могли служить меловые каолиновые коры выветривания.

В эоцене (начиная с РЕТМ ~55 млн лет) кислотно-щелочные условия среды осадконакопления резко изменились и процессами выветривания были затронуты преимущественно основные породы (базальты и вулканические пеплы), о чем свидетельствует высокое содержание минералов группы смектита среди глинистых минералов. При этом горизонты, соответствующие коротким эпизодам глобального потепления климата РЕТМ и событию «Azolla», выделяются преобладанием монтмориллонита. Во время указанных периодов осадочный бассейн был мелководным, что подтверждается палеонтологическими данными. Глинистый материал продуцировался в непосредственной близости от бассейна седиментации и был переотложен плотностными потоками во время РЕТМ, в то время как в период «Azolla» глинистые минералы не подвергались перемещению, а были образованы *in situ*.

В интервале между РЕТМ (~55 млн лет назад) и событием «Azolla» (~49 млн лет назад), вероятно, существовали кислые почвенные условия, которые привели к

обширному развитию десиликации и растворению глинистых минералов. Растворение смектитовых минералов шло интенсивнее, что наблюдается по уменьшению их содержания в составе фракции <2 мкм. Максимальное развитие процессы десиликации достигают ~51 млн лет назад (ЕСО), глинистая фракция представлена аморфными окислами без признаков кристаллических минералов и биогенных остатков. Событие «Azolla» характеризуется развитием аутигенного хорошо упорядоченного монтмориллонита, который образовался в результате трансформации вулканических пеплов. По-видимому, весь вулканокластический материал подвергся постседиментационным преобразованиям, его следов в осадках не было обнаружено.

Эоценовое похолодание прослеживается в осадках по увеличению содержания аморфных окислов Al, Si, Fe и Mn в составе фракции <2 мкм. Среди глинистых минералов наблюдается значительное уменьшение содержания смектита и увеличение доли иллита, хлорита и каолинита, что говорит об удалении береговой линии, углублении бассейна и увеличении доли физического выветривания.

Признаки появления сезонных льдов, наблюдаемые по другим данным, проявляются в составе глинистой фракции по резким колебаниям компонентного состава фракции <2 мкм: во время теплых периодов (безо льда) увеличивается содержание смектита до 40–60 %, в то время как в периоды стояния сезонных льдов увеличивается содержание иллита и кварца за счет усиления действия придонных и(или) оползневых потоков и уменьшается содержание смектита до 0–10 отн. % за счет блокирования льдами поверхностных течений и прекращения поставки смектитовых минералов в бассейн седиментации.

Авторы признательны J. Backman и K. Moran, а также IODP Team за предоставленную уникальную возможность изучать осадки мел-палеоцен-эоценового возраста Арктического бассейна, И.А. Андреевой – за помощь в гранулометрическом анализе и выделении глинистой фракции, St. Jons, H. Brinkhuis за идеи, которые вдохновили на написание работы, а также всем тем, кто способствовал развитию этого исследования. Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ №10-05-01034-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахметьев М.А. Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое // Современные проблемы геологии / Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Д. Хуторского. М.: Наука, 2004. С. 463–492.
- Гаврилов Ю.О., Шербинина Е.А. Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии / Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Д. Хуторского. М.: Наука, 2004. С. 493–531.
- Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Академия наук СССР, 1951. 715 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
- Крупская В.В., Буточкиков М., Николаева С.К., Закусин С.В., Соколов В.Н. Моделирование свойств дисперсных систем на примере каолиновых глин // Материалы Международного минералогического семинара «Минералогическая интервенция в микро- и наномир». Сыктывкар, 2009. С. 456–459.
- Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород / Под ред. академика Е.М. Сергеева. М.: Недра, 1989. 211 с.
- Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 340 с.
- Рентгеновские методы определения и кристаллохимическое строение минералов глин / Пер. с англ. Б.Б. Звягина и Т.А. Франк-Каменецкой; Под ред. и с пред. В.А. Франк-Каменецкого. М.: Изд-во иностранной литературы, 1955. 404 с.

Соколов В.Н. Глинистые породы и их свойства // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 9. С. 59–66.

Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lvlie R., Plike H., Spofforth D., Gattaceca J., Moran K., King J., and Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23(1):PA1S03. doi:10.1029/2007PA001476.

Backman J. and Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Synthesis // *Cent. Eur. J. Geosci.* 2009. Vol. 1(22). P. 157–175. doi:10.2478/v10085-009-0015-6

Biskaye P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1965. Vol. 76. P. 803–832.

Brinkhuis H. et al. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // *Nature (London, U.K.)*. 2006. Vol. 441(7093). P. 606–609. doi:10.1038/nature04692.

Chamley H. *Clay Sedimentology*. New York: Springer-Verlag, 1989. 623 p.

Deconinck J.F., Blanc-Valleron M.M., Rouchy J.M., Camoin G., Badaut-Trauth D. Paleoenvironmental and diagenetic control of the mineralogy of Upper-Cretaceous-Lower Tertiary deposits of the Central Paleo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) // *Sedimentary geology*. 2000. Vol. 132. P. 263–278.

Drits V.A., Lindgreen H., Sakharov B.A., H.J. Jakobsen H.J. and B.B.Zviagina. The detail structure and origin of clay minerals at the Cretaceous/Tertiary boundary, Steevns Klint (Denmark) // *Clay minerals*. 2004. Vol. 39. P. 367–390.

Ehrmann W.U., Melles M., Kuhn G., Grobe H. Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean // *Marine Geology*. 1992. P. 249–273.

Griffin J.J., Windom H., Goldberg E.D. The distribution of clay minerals in the World Ocean // *Deep-Sea research*. 1968. Vol. 15. P. 433–459.

Harland W.B., Anderson L.M., Manasrah D., Butterfield N.J. *Geology of Svalbard*. Geological Society, 1997. 526 p.

Krupskaya V.V., Krylov A.A., Garshev A.V., Sokolov V.N. Paleocene-Eocene sedimentation in Arctic Ocean: results from the clay minerals investigation (IODP-ACEX, 302 data) // *Book of abstracts of the Mid-European Clay Conference (MECC2010)*. Budapest, 2010. P. 624.

Krupskaya V., Krylov A., Sokolov V., Andreeva I. Clay minerals as a tool for reconstruction of the periods of climate changes (IODP Leg 302 data) // *Book of Abstracts, International Conference «Clays, Clay Minerals and Layered Materials»*. Moscow, 2009. P. 144.

Moran K. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature (London, UK)*. 2006. Vol. 441(7093). P. 601–605. doi:10.1038/nature04800.

Moll W.F.J.R. Baseline studies of the Clay Minerals Society source clays: geological origin // *Clays and Clay Minerals*. 2001. Vol. 4. № 5. P. 374–380.

Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., Thiede J. Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment transport and release // *Marine Geology*. 1994. Vol. 119. P. 185–214.

O'Regan M., Moran K., Backman J., Jakobsson M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Pockalny R.A., Skelton A., Stickley C., Ko N., Brumsack H.-J., Willard D. Mid-Cenozoic tectonic and paleoenvironmental setting of the central Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. P. 1–15. doi:10.1029/2007PA001559.

Premovi P.I., Todorovi B.Z. and Stankovi M.N. Cretaceous-Paleogene boundary (KPB) Fish Clay at Hjerup (Stevns Klint, Denmark): Ni, Co, and Zn of the black marl // *Geologica Acta*. 2008. Vol. 6. № 4. P. 369–382.

Sangiorgi F., van Soelen E.E., Spofforth D.J.A., Plike H., Stickley C.E., St John K., Koc N., Schouten S., Sinninghe Damste J.S., Brinkhuis H. Cyclicity in the middle Eocene central Arctic Ocean sediment record: orbital forcing and environmental response // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PA1S08. doi:10.1029/2007PA001487

Sluijs A., Schouten S., Pagani M., Woltering M., Brinkhuis H., Sinninghe Damst J.S., Dickens G.R., Hube M., Reichart G.-J., Stein R., Matthiessen J., Lourens L.J., Pedentchouk N., Backman J., Moran K.

IODP Expedition 302 Scientists. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum // *Nature*. 2006. Vol. 441. P. 610–613.

St. John K. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23(1). PA1505. doi:10.1029/2007PA001483.

Strand K., Junttila J., Lahtinen T., Turunen S. Climatic transitions in the Arctic as revealed by mineralogical evidence from the Upper Cenozoic sediments in the central Arctic Ocean and the Yermak Plateau // *Norwegian Journal of Geology*. 2008. Vol. 88. P. 305–312.

Wahsner M., Muller C., Stein R., Ivanov G., Levitan M., Shelekhova E. & Tarasov G. Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways – a synthesis // *Boreas*. 1999. Vol. 28. P. 215–233.

White P.D., Schiebout J. Paleogene paleosols and changes in pedogenesis during the initial Eocene thermal maximum: Big Bend National Park, Texas, USA // *Geological Society of America Bulletin*. 2008. Vol. 120. P. 1347–1361.

Winkler A., Wolf-Welling T.C.W., Stattegger K., Thiede J. Clay minerals sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene (ODP Leg151, NAAG) // *Int. J. Earth Science (Geol. Rundsch)*. 2002. Vol. 91. P. 133–148.

Wilson M.J. The Origin and Formation of Clay Minerals in Soils: Past Present and Future Perspectives // *Clay Minerals*. 1999. Vol. 34. P. 7–25.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present // *Science*. 2001. Vol. 292 (5517). P. 686–693. doi:10.1126/science.1059412

V.V.KRUPSKAYA, A.A.KRYLOV, V.N.SOKOLOV

CLAY MINERALS AS INDICATORS OF SEDIMENTARY ENVIRONMENT DURING THE CRETACEOUS-PALEOCENE-EOCENE TIME IN THE LOMONOSOV RIDGE (ARCTIC OCEAN)

Results of investigation of the composition of clay minerals in the fraction less than 2 mkm as well as micro-composition of sediments under the scanning electron microscope are represented in this work. Principal trends of changes of the weathering conditions, processes of the formation and alterations of the clay minerals during critical periods of the Cretaceous-Paleocene-Eocene were established based on analysis of the obtained data. Upper Cretaceous (supposedly Campanian) and Upper Paleocene sediments, containing elevated amount of kaolinite, were deposited on the continental slope as a result of weathering of acid rock or/and kaolin-bearing crust of weathering. Changes of the acid/base conditions of the weathering occurred at the Paleocene-Eocene boundary and the sediments with elevated amount of smectite (montmorillonite) were accumulated at the shallow-basin environments. Highest amount of montmorillonite was observed during the short-time periods of elevated temperature within the intervals of Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) and «Azolla». Montmorillonite from the latter interval was formed as a result of ash beds transformation. Between PETM and Azolla events the processes of desilication and dissolution of the clay minerals were developed. The deepening of basin and changes of its configuration were observed simultaneously with cooling; it was traced based on associations of the clay minerals. Appearance of the first seasonal ices were established approximately 44–45 Ma based on intervals where amount of smectite reduced from the 40–60 % to 0–10 %. This occurred because the transport of smectite with surface currents was stacked by the ices.

Keywords: Clay minerals, climatic changes, Cretaceous-Paleocene-Eocene sediments, Arctic Ocean, sedimentary environments and postsedimentary transformation of clay minerals, microstructure of clay sediments.