

**О.В. СУЗДАЛЬСКИЙ, А.Е. КОМАРОВА**

**АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ МОРСКИХ ПОСЛЕПАЛЕОГЕНОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ НИЗОВЬЕВ РЕКИ ЕНИСЕЯ**

Значение аутигенного комплекса не только для изучения осадков, но и для восстановления геохимической обстановки в придонных частях бассейнов в стадию седиментогенеза и диагенетических процессов общепризнано. С этой точки зрения морские отложения, залегающие ниже зырянского горизонта или соответствующих ему осадков, до настоящего времени остались неизученными.

Почти во всех работах, посвященных геологии низовьев р. Енисей, содержатся сведения о минералогическом составе послепалеогеновых морских отложений, основанные на результатах шлихового, иммерсионного изучения пород, на данных окрашивания и в меньшей степени термического анализа. Кроме заведомо принесенных, в породах содержатся минералы, нередко рассматриваемые как аутигенные. Однако доказательства в пользу аутигенности этих минералов не приводятся.

Для изучения минералогического состава морских отложений рассматриваемого региона, в структурно-тектоническом отношении принадлежащего к Усть-Енисейской впадине, в лабораториях Института геологии Арктики были сделаны иммерсионные, термические, рентгеноструктурные и химические анализы, Е.П. Колокольцевой и О.В. Суздальским произведено окрашивание глинистых фракций и А.Е. Комаровой исследованы прозрачные шлифы из образцов пород, отобранных О.В. Суздальским из обнажений и керна скважин. Эти анализы позволили доказать аутигенность целого ряда минералов.

Последовательность описания аутигенных минералов принята согласно классификации, предложенной Г.И. Теодоровичем [1958].

**Группа кремнезема**

**Опал**, как и подавляющее большинство других минералов морской толщи, имеет различное происхождение. В качестве аутигенного минерала он изредка встречается в глинистых и алевроитовых породах санчуговской подсвиты (в настоящее время более чем когда либо стратиграфия морских послепалеогеновых отложений Усть-Енисейской впадины не может считаться установленной; в работе принято деление морской толщи на мессовско-санчуговскую свиту, включающую мессовскую и санчуговскую подсвиты и казанцевскую свиту). Опал слагает главным образом футляры диатомей.

Под микроскопом в поперечных срезах диатомей видно, что опал образует мелкие шарики размером до 0,03-0,05 мм в поперечнике. В параллельных николях чистый, прозрачный, с резко отрицательной шагренево́й поверхностью. Оптически изотропен. Показатели преломления изменчивы (N от 1,38 до 1,51), что свидетельствует о различном содержании в нем воды.

**Группа карбонатов**

К группе карбонатов принадлежат многочисленные минералы, из которых в изучаемой толще обнаружены аутигенные кальцит, доломит, сидерит из подгруппы кальцита и арагонит из подгруппы арагонита.

**Кальцит** терригенного происхождения очень редко встречается среди минералов легкой фракции в иммерсионных препаратах. Аутигенный кальцит наблюдается в виде рассеянных зерен в глинах и алевролитах, а в качестве цемента также и в породах более крупного состава, принадлежащих к санчуговской подсвите и казанцевской свите. Иногда кальцит участвует в образовании конкреций в породах санчуговской подсвиты.

В глинистых к алевроито-глинистых породах образуются разрозненные более или менее изометричные зернышки карбоната. В глинистом веществе они распознаются благодаря своему высокому двупреломлению, рельефу и псевдоабсорбции. В пелитоморфной массе цемента при раскristаллизации возникают мельчайшие, не поддающиеся измерению под микроскопом при самых сильных увеличениях зернышки карбоната. Здесь, так же как и в глинистых породах, наблюдаются более крупные зерна кальцита неправильной лапчатой формы и пластинки размером до 0,15-0,3 мм, реже до 0,5 мм.

В крупных зернах видна спайность. В них удается определить оптические константы. Минерал одноосный, отрицательный ( $N_g = 1,658$ ;  $N_p = 1,486$ ;  $N_g - N_p = 0,172$ ).

Распределение в осадках, различный размер, порой неправильные (лапчатые) формы зерен кальцита, значительно реже обладающего кристаллическими формами, свидетельствуют о его образовании в уже отложившихся осадках в начальные и, возможно, более поздние стадии сингенеза. Это подтверждается тем, что в периферических частях присутствуют мельчайшие глинистые частицы. Еще более поздними образованиями стадии диагенеза, а возможно, и начала эпигенеза являются песчано-карбонатные конкреции. Однако пока нет данных для однозначного решения этого сложного вопроса, по которому мнения различных авторов существенно расходятся [Македонов, 1948; 1954; Пустовалов, 1940].

**Доломит** слагает конкреции из существенно алевроитовых пород низов (?) санчуговской подсвиты. Он кристаллизуется в виде округло-ромбоэдрических зерен, реже в виде правильных ромбоэдров, табличек или вытянутых призмочек, размеры которых колеблются от 0,01 до 0,05 мм. Иногда формы кристаллов нарушаются при замещении ими пространства между другими зернами.

Доломит одноосный, отрицательный, обнаруживает спайность по ромбоэдру. Показатели преломления:  $N_g = 1,680$ ;  $N_p = 1,500$ ;  $N_g - N_p = 0,180$ . Химическими анализами установлено содержание в конкреции 26,82% CaO, 18,31% MgO, 41,57% CO<sub>2</sub>. Необходимо упомянуть присутствие примесей SiO<sub>2</sub> (8,44%) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,39%), которое объясняется захватом глинистой и алевроитовой фракции вмещающей породы при росте конкреции.

Большинство кристаллов доломита окружено тончайшей каймой скрытозернистого карбоната, образующего подобие цемента. Реликты последнего почти всегда присутствуют в хорошо сформированных кристаллах доломита, указывая на их образование путем замещения кальцита. Диагенетические (эпигенетические?) процессы доломитизации, видимо, можно связывать с поступлением MgCO<sub>3</sub>, образующегося при обменных реакциях в условиях разложения органического вещества.

**Сидерит** принимает участие в составе цемента алевролитов санчуговской подсвиты и алевроитового заполнителя из конгломератов, залегающих в основании казанцевской свиты.

Сидерит наблюдается в виде очень мелких ромбоэдров и призм, размеры которых не превышают 0,01-0,02 мм. Другая разновидность сидерита, скрытозернистая, образует пелитоморфную массу. Распределение сидерита неравномерное. Мелкозернистый, лучше раскristаллизованный сидерит цементирует кластические зерна и выполняет небольшие угловатые промежутки между ними. Пелитоморфный сидерит слагает немногочисленные линзочки до 1-2 см длиной или неправильные по форме гнезда до 0,5 мм в поперечнике. Между объемом карбонатной массы и степенью ее раскristаллизации существует обратная зависимость: чем большие объемы слагает сидерит, тем слабее он раскristаллизован, и наоборот.

Кристаллы сидерита нередко искривлены в результате взаимодействия при раскристаллизации. В шлифах сидерит слабо окрашен в желтоватые и зеленоватые тона. Он обладает очень высоким двупреломлением и светопреломлением, при котором даже  $N_e$  намного выше, чем у канадского бальзама. Минерал одноосный, отрицательный. Показатели преломления:  $N_o = 1,874$ ;  $N_e = 1,633$ ,  $N_o - N_e = 0,241$ .

Мелкие кристаллы сидерита образуются по чешуйкам биотита, реже он замещает растительные остатки, в которых при этом сохраняется первоначальная структура клетчатки. В последнем случае в цементе, кроме сидерита, нередко наблюдается фосфатное вещество. Обычно же он ассоциирует с хлоритами и, лептохлоритами, преобладая над последними. Приведенные ассоциации и присутствие в породах остатков древесины свидетельствуют о слабо восстановительных условиях в стадию диагенеза, которые, по мнению Л.В. Пустовалова, характеризовали верхнюю зону осадка [Пустовалов, 1940]. Согласно представлениям Г.И. Теодоровича [1958], сидерит образуется в некоторых песчано-алевритово-глинистых прибрежно-морских или мелководно-морских толщах, к которым, судя по геологическим данным, относятся и рассматриваемые сидеритсодержащие осадки.

**Арагонит** присутствует в конкрециеобразователе из класто-карбонатных конкреций санчуговской подсвиты.

Слабая раскристаллизация скрытозернистой карбонатной массы конкрециеобразователя приводит к росту тончайших иголок арагонита, радиально расходящихся из мелких (до 0,01 мм) комочков - центров. На некоторых участках конкреции кластические зерна обрастают корочкой арагонита, игольчатые кристаллы которого располагаются перпендикулярно к поверхности кластического зерна.

Форма кристаллов арагонита игольчатая, окраска желтоватая. Он обладает отрицательным удлинением, прямым погасанием и светопреломлением. Показатели преломления:  $N_g = 1,686$ ;  $N_p = 1,531$ ,  $N_g - N_p = 0,155$ .

В наиболее крупных (до 0,1 мм) кристаллах из тех же конкреций удастся получить фигуру одноосного, отрицательного минерала с показателями преломления по  $N_g$  несколько выше 1,658 и  $N_p = 1,486$ , т.е. кальцита. Эти кристаллы всегда содержат реликты мелкозернистой массы карбоната, за счет которой и происходит их образование. Можно думать, что кальцит формируется из неустойчивого в поверхностных частях стратисферы арагонита [Теодорович, 1958]. Таким образом, в этом случае усматриваются стадийные изменения от скрытозернистого карбоната к арагониту и от него к кальциту.

### Группа осадочных силикатов

Морские послепалеогеновые отложения содержат аутигенные глауконит и лептохлориты, глинистые минералы групп гидрослюдов и монтмориллонита и турмалин.

**Глауконит**, относящийся к подгруппе калийсодержащих силикатов железа, является, пожалуй, одним из наиболее широко распространенных минералов аутигенного комплекса морских послепалеогеновых отложений, хотя и не образует таких скоплений, как в нижнемеловых породах. Он обнаружен в песчаных, алевритовых и глинистых породах санчуговской свиты.

Глауконит возникает в связующей глинистой массе песчаных и алевритовых пород, в существенно глинистых породах, иногда выполняет полости опализированных панцирей диатомей или замещает их целиком, но чаще всего образуется по кластическим зернам сильно пелитизированных полевых платов и кислых эффузивов. В последнем случае песчаные и алевритовые зерна размером от 0,01 до 0,2 мм сначала проходят стадию пелитизации в условиях подводного выветривания, а затем превращаются в глауконит. «Глауконитизация» начинается иногда сразу во многих точках периферических частей зерен, распространяясь к их центрам. При этом первоначальные угловатые очертания кластических зерен сглаживаются, а новообразованные зерна глауконита приобретают

овальные или округлые формы. В панцирях диатомей глауконитизация распространяется из центра (полости) к краевым частям, замещая его полностью или оставляя тончайшую опаловую оболочку вокруг новообразования глауконита. В этих случаях глауконит обладает ярко-зеленой окраской.

Процессу глауконитизации скорее поддаются мелкие зерна, чем крупные. Нередко мелкие, близко расположенные кластические зерна в процессе замещения глауконитом сливаются воедино, приобретая типичные для аутигенного глауконита лапчатые формы. В таких сложных зернах сквозь тонкую зеленую пленочку глауконита еще видны реликты темного пелитового вещества. Цвет глауконита в лапчатых зернах темно-зеленый или ярко-зеленый. Значительно реже наблюдаются бледно-зеленые, почти голубые оттенки и еще реже - зерна глауконита, окрашенные в бурые тона.

Все зерна глауконита обладают агрегатной поляризацией. В редких случаях выступает слюдястый характер глауконита. В глинистых породах новообразования глауконита очень мелкие, не превышающие 0,02 мм. Тончайшие чешуйчатые зерна темно-зеленого цвета, концентрируясь в мелкие комковатые образования в процессе роста формируют лапчатые и овальные зернышки глауконита. В них наблюдаются тонкие, извилистые трещинки, характерные для коллоидального вещества.

Таким образом, в изученных морских отложениях встречаются самые различные формы глауконита, свидетельствующие о разнообразии процессов его образования, связанного с ростом лапчатых микроконкреций, замещением слюд, выполнением и замещением панцирей диатомей, наконец, возникновением микроагрегатов в трещинах обломочных зерен или оболочек вокруг кластических зерен.

Не останавливаясь на сложных, далеко не решенных вопросах об условиях образования глауконита, мы склонны рассматривать его находки как свидетельство неоднократной смены окислительно-восстановительных условий в придонной части неглубокого морского бассейна, существовавшего в санчуговское время.

Показатели, преломления колеблются от 1,62 до 1,63 по  $N_g$  и от 1,59 до 1,60 по  $N_p$ . Минералы обладают микроагрегатной поляризацией, двусосные, отрицательные.

**Лептохлориты**, бескальциевые силикаты железа, охватывают подгруппу минералов, сильно отличающихся по химическим и оптическим свойствам, а также по условиям образования. В исследованных породах лептохлориты участвуют в составе цемента. Они известны не только в санчуговских, но и в казанцевских отложениях. В базальных (?) конгломератах последних лептохлориты образуются по кластическим зернам, сцементированным гипсо-сидеритовой массой.

Лептохлориты, образующиеся совместно с сульфидами (пирит) и цементирующие алевролиты, находятся в виде тонких, неправильных, хлопьевидных чешуек зеленого и темно-зеленого цвета и обладают довольно высоким для хлоритов двупреломлением.

Лептохлориты в сидеритовой микрозернистой массе породы более разнообразны по цвету, форме и структуре. Иногда они образуют колломорфные сгустки зеленого и темно-зеленого, почти черного цвета. В них всегда видны трещинки усыхания, характерные для коллоидного вещества. Чаще эти лептохлориты изотропные, реже, обладая агрегатным строением, они слабо интерферируют.

Лептохлориты образуются по кластическим зернам полевых шпатов, основных и кислых эффузивов, моноклинного пироксена, эпидота, апатита, по чешуйкам гидрослюды. Изредка в орбиту замещения и обволакивания вовлекаются также зерна кварца. Предшествующей фазой замещения последнего лептохлоритами является образование тонковолокнистого гипса, каемочки которого окружают некоторые зерна кварца. Непосредственно вслед за гипсом появляются чешуйки лептохлоритов, развивающиеся более активно, чем гипс, и постепенно обволакивающие зерна кварца. Образования лептохлоритов этого рода бобовидные, округлые или слюдоподобные. По размерам бобовины соответствуют кластическим зернам, достигая 0,4 мм. Цвет лептохлорита в бобовинах желтовато-зеленый или темно-зеленый. Минерал оптически отрицательный,

двуосный, изредка одноосный. Слюдopodobные лептохлориты двуосные, оптически отрицательные. Плеохроизм слабый, двупреломление довольно высокое.

Бобово-оолитовые образования лептохлоритов обладают концентрически-скорлуповатым строением, желтовато-зеленой окраской и отличаются сильным ожелезнением. Тонкодисперсное рудное вещество, состоящее из окислов железа и титана, распределяется то в виде тонких концентрических колец, то в виде мелких, неправильных пятен. Нередко рудное вещество восстанавливается до магнетита или титаномагнетита (?), которые порой встречаются и в центре оолитов также в качестве новообразований.

Судя по приведенным данным в морских послепалеогеновых отложениях присутствуют различные минералы, объединяемые под общим названием лептохлоритов. Можно с уверенностью говорить о наличии среди них шамозита (темно-зеленый, до черного минерал, двуосный, отрицательный, слабо плеохроирующий). Кроме закисных и закисно-окисных (?), по-видимому, присутствуют в основном окисные лептохлориты (некоторые коллоидные образования). Однако этот вопрос требует дальнейшей разработки. Во всяком случае, лептохлориты формировались в различных геохимических условиях, что подтверждается приведенными выше примерами. Известно также совместное нахождение лептохлоритов и глауконита, свидетельствующее об изменениях окислительно-восстановительной обстановки во время образования аутигенного комплекса.

**Глинистые минералы**, или, иначе, силикаты группы глин, в рассматриваемых породах, можно сказать, представлены только минералами группы гидрослюд. Это подтверждается многочисленными анализами глинистых фракций пород окрашиванием метиленовым голубым (МГ) и МГ+КСl, термическими и рентгенографическими анализами. Вместе с тем можно предполагать присутствие в глинах минералов группы монтмориллонита, о чем свидетельствует более интенсивная чем вторая, первая эндотермическая реакция [Викулова, 1957, стр. 284].

Какая-то, возможно, весьма значительная часть глинистых минералов является аллотигенной. К ним, вероятно, следует относить сильно разрушенные гидрослюды, установленные в ряде образцов пород рентгенографическим анализом. Однако образование глинистых минералов происходило и в результате изменения различных минералов в осадке, что доказывается, например, пелитизацией кластических зерен полевых шпатов и кислых эффузивов. В шлифах можно наблюдать постепенные переходы относительно свежего полевого шпата в пелитизированный. Вблизи периферии обрадуются тончайшие слюdistые и хлоритовые чешуйки. Изменение глинистого вещества с образованием хлорита и глинисто-слюdistых минералов характерно для большей части изученных образцов пород.

Необходимо подчеркнуть существование общих благоприятных условий для сохранения и новообразования гидрослюдистых минералов, которые существовали на всем протяжении седиментогенеза и диагенеза алевритово-глинистых пород санчуговской подсвиты и казанцевской свиты. Из них в первую очередь можно упомянуть морские условия осадкообразования и преобладание физического выветривания в последующие стадии формирования пород [Викулова, 1957]. Морские условия седиментации и присутствие большого количества продуктов разрушения основных изверженных пород благоприятны также для образования монтмориллонитов.

**Турмалин** как аутигенный минерал осадочных пород довольно редко встречается, чем, видимо, и объясняется упоминание о нем в незначительном числе работ [Розенбуш, 1934; Харкер, 1937]. В морских послепалеогеновых отложениях новообразования турмалина приурочены к глинам и глинистому цементу (заполнителю алевритов и уплотненных песков санчуговской подсвиты и казанцевской свиты).

Турмалин образуется в виде очень мелких и редких столбиков - призмочек с недоразвитыми зачаточными гранями на одном из ее концов. Другой конец призмы обычно не сформирован. Размеры призм 0,05 x 0,01 мм; 0,04 x 0,007 мм; 0,02 x 0,006 мм.

Чаще турмалин чистый, но нередко испещрен тончайшими включениями глинистого вещества.

Аутигенный турмалин обладает характерным для этого минерала плеохроизмом. По длине столбика он бесцветен, а по короткой стороне призмы имеет грязно-зеленую или сине-зеленую окраску. В распределении цветов наблюдается довольно четкая зональность: в центре призмы яркие цвета интерференции и к ее краям - затухающие. Минерал одноосный, отрицательный, двупреломление около 0,018.

### Группа окислов к гидроокислов

Из группы окислов и гидроокислов в морских породах установлены магнетит, гётит и гидрогётит.

**Магнетит** из бобово-оолитовых конкреций в цементе казанцевских конгломератов отмечен выше, при описании лептохлоритов. Он слагает вместе с гидроокислами железа концентрические кольца в срезе оолитов, в которых образуется в результате восстановления гидроокислов железа. Цвет магнетита черный, местами синевато-черный в отраженном свете; непрозрачный. Иногда в рудной массе обнаруживаются среди рудной пыли кристаллы магнетита октаэдрической формы.

**Гётит и гидрогётит** исключительно широко распространены в породах самого различного механического состава и стратиграфической принадлежности. Наряду с другими минералами они цементируют кластические зерна.

Гётит в отраженном свете серый, довольно светлый, в проходящем свете - оранжевый, иногда с желтоватым или коричневатым оттенком. Показатели преломления  $N_g = 2,40-2,41$ ,  $N_p = 2,26-2,27$ ;  $N_g - N_p = 0,14$ ; двуосный, отрицательный.

Гидрогётит в отраженном свете серый, оранжево-серый или буровато-серый, в проходящем свете непрозрачный, изредка красновато-оранжевый. Показатели преломления его несколько ниже, чем у гётита:  $N_g = 2,29-2,34$ ;  $N_m = 2,34-2,35$ ;  $N_p = 2,18-2,21$ . Плеохроирует от светло-желтого по  $N_p$  до коричневого по  $N_m$  и светло-оранжевого по  $N_g$ .

Гётит и гидрогётит отличаются разнообразием условий нахождения и, вероятно, образования. В трещинах отдельностей они связаны с выпадением из растворов, так же как и в некоторых пористых или галечных песках. В этих породах гидроокислы железа выполняют поры, цементируют кластические зерна и глинисто-алевритовый заполнитель, облекают тончайшей пленкой кластические зерна. Они участвуют в сложении рассмотренных выше микроконкреций, в которых разделяющие их кольца состоят из лептохлоритов. Наконец, гётит и гидрогётит рассеяны в виде тончайшей рудной пыли во многих разностях пород и образуются путем замещения глинистых минералов и гипса в цементе казанцевского конгломерата и карбонатов в раковинах морских моллюсков.

### Группа сульфидов

**Пирит** - единственный представитель этой группы аутигенных минералов. Он встречается в виде мелких рассеянных или сгруппированных близ растительных остатков зерен и линз в алевритовых или глинистых породах санчуговской подсвиты. Изредка пирит обнаруживается в цементе галечных и гравийных песков и конгломератов из низов казанцевской свиты.

Форма зерен пирита обычно неправильная округлая, нередко он образует микроагрегаты. Иногда удается наблюдать кубические кристаллики пирита. В отраженном свете в шлифах пирит только изредка обнаруживает металлический блеск и характерную латунно-желтую окраску, так как покрывается тонкой пленкой гидроокислов железа.

Аутигенность пирита доказывается наличием микроагрегатных его форм в цементе, обогащенном растительными остатками.

### Группа растворимых солей

**Гипс** встречается в глинистых, песчано-алевритовых породах санчуговской подсвиты и в конгломератах казанцевской свиты. В первых он выполняет тонкие (от 0,03 до 0,07 мм) трещины, длина которых не превышает нескольких сантиметров. В песчано-алевритовых породах волнистые прожилки гипса располагаются между кластическими зернами, как бы облекая их. Жилки тонковолокнистого гипса в конгломератах казанцевской свиты прорезают не только глинистую массу цемента, но и желвакообразные микроконкреции лептохлоритов. Местами наблюдается совместное образование гипса и лептохлоритов.

Волокна гипса располагаются большей частью поперек трещин или под некоторым углом к ним. В некоторых разностях песчаных пород мелкие, беспорядочно расположенные таблички и призмочки гипса совместно с глинистым веществом, выполняющим небольшие поры между соприкасающимися кластическими зернами, цементируют их. Размеры призмочек не превышают 0,1 мм. Цвет белый или в результате окрашивания примесями - коричневатый. Показатели преломления:  $2V = +56^\circ$ ;  $N_g = 1,531$ ;  $N_p = 1,521$ .

Если аутигенность гипса не вызывает сомнения, а образование в стадию диагенеза кажется весьма вероятным (гипс более поздний, чем карбонаты), то условия, в которых он образовался, далеко не ясны. Какая-то его часть, в основном в конгломератах казанцевской свиты, могла образоваться при окислении пирита. Г.И. Теодорович указывает, что в результате окисления пирита в известьсодержащих породах возникает ассоциация гипса с гидроокислами железа [*Теодорович, 1958*, стр. 174]. Но то, что такой процесс имеет место в глинистых и песчано-алевритовых породах, пока еще доказать нельзя.

—

Исследование морских послепалеогеновых пород из низовьев р. Енисея позволило доказать аутигенное происхождение целого ряда минералов, представляющих шесть групп: 1) кремнезема (опал); 2) карбонатов (кальцит, доломит, сидерит, арагонит); 3) осадочных силикатов (глауконит, лептохлориты, в том числе шамозит, гидрослюды, монтмориллониты, турмалин); 4) окислов и гидроокислов (магнетит, гётит, гидрогётит); 5) сульфидов (пирит); б) растворимых солей (гипс).

В нашу задачу входило описание аутигенных минералов, полнота которого зависит от количества материалов, характеризующих каждый из них. Авторы не сомневаются, что дальнейшее изучение морских послепалеогеновых пород приведет к выявлению новых аутигенных минералов, к более глубокому их познанию и к выводам об условиях осадкообразования, смене режимов морского бассейна, условиях диагенеза и к более широким интерпретациям. В связи со сказанным уже теперь можно сделать несколько замечаний о своеобразии пород и о той среде, в которой они формировались.

Изучение взаимоотношения минералов приводит к выводу об определенной стадийности в их образовании. Отдельные минералы образовались во время седиментогенеза, другие - в стадию диагенеза. Изменение физико-химической обстановки на протяжении сингенеза приводило к образованию аутигенных минералов, устойчивых в данной среде, которое нередко происходило путем замещения одних минералов другими. Изменения физико-химической обстановки протекали либо в виде частых микроколебаний (например, при образовании глауконита - от слабо восстановительной к окислительной обстановке при преобладании последней), либо в виде направленных

процессов, в результате которых образовались ряды минералов (например, в условиях понижения окислительно-восстановительного потенциала образовался ряд: пирит → сидерит → лептохлориты → гидроокислы железа).

Большое палеогеографическое значение имеет использование минералов-индикаторов рН, которые позволяют наметить в морской толще следующие геохимические фации по профилю окислительно-восстановительного потенциала:

1) слабо восстановительную, к которой относятся некоторые алевриты и глины из нижней и средней частей санчуговской подсвиты, содержащие рассеянный пирит, сидерит и лептохлориты (закисные?);

2) нейтральную, характеризующуюся присутствием лептохлоритов (закисно-окисных?), сидерита, в меньшем количестве - кальцита и глауконита и известную во всех частях разреза санчуговской подсвиты и в базальных (?) конгломератах казанцевской свиты;

3) слабо окислительную, которой свойственно присутствие рассеянного глауконита, в незначительном количестве лептохлоритов (окисных?), гётита, гидрогётита, а иногда и сидерита. Алевриты, песчаные алевриты и алевритовые глины этой фации встречаются во всех частях разреза санчуговской подсвиты;

4) окислительную - глинистые, алевритовые и песчаные породы которой, содержащие гидроокислы железа, встречаются и в санчуговской подсвите, и в казанцевской свите.

Комплексы аутигенных минералов санчуговских отложений, включающие гидроокислы железа, сидерит, глауконит, гидрослюды и другие минералы, являются типичными для эпиконтинентальных (материковых) морей. Ничтожное количество хемогенного кальцита и малочисленность глауконитовых зерен, так же как и новообразования гидрослюд, свидетельствуют о сравнительно низких температурах в придонных частях бассейна. Формирование глауконита, согласно существующим представлениям, кроме того, указывает на существование достаточно интенсивных течений в период осадкообразования.

В заключение авторы считают необходимым подчеркнуть, что в процессе преобразования морские отложения не только претерпели уплотнение, но и подверглись цементации. Примеры образования цемента были приведены выше. По представлениям Н.М. Страхова [1953], в некоторых деталях оспариваемых другими авторами, перераспределение вещества с образованием конкреций и цементацией протекает в третьем этапе диагенеза, который с полным правом может быть причислен к стадии породообразования. Поэтому, если не все, то хотя бы цементированные разности послепалеогеновых морских отложений должны называться породами.

## Литература

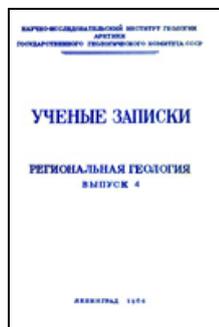
1. Викулова М.Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., 1957.
2. Запорожцева А.С. О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита. Докл. АН СССР, нов. сер., № 5, 1954.
3. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолтехиздат, 1955.
4. Македонов А.В. Конкреции в угленосных отложениях как новый коррелятивный признак. Матер. Третьей геол. конфер. Коми АССР, Сыктывкар, 1948.
5. Македонов А.В. Конкреции воркутинской угленосной свиты. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук, Л., 1954.
6. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, М., 1940.
7. Розенбуш Г. Описательная петрография. Госгеонефтеиздат, М.-Л., 1934.

8. *Страхов Н.М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

9. *Теодорович Г.И.* Аутигенные минералы осадочных пород, Изд. АН СССР, М., 1958.

10. *Харкер А.* Метаморфизм. Изд. Главзолото, М., 1937.

***Ссылка на статью:***



*Суздальский О.В., Комарова А.Е.* Аутигенные минералы морских послепалеогеновых отложений низовьев реки Енисея. Ученые записки НИИГА, серия региональная геология. 1964. Выпуск 4, с. 167-178.