

О ДИАГЕНЕТИЧЕСКОМ РИТМООБРАЗОВАНИИ

Ю. О. ГАВРИЛОВ

На примере среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья рассматривается вопрос о возможности образования в диагенезе карбонатных прослоев в глинистых отложениях с первоначально равномерно рассеянным по осадку карбонатным материалом. Многократное повторение этого процесса может привести к появлению ритмично построенной глинистой толщи с прослоями мергелей. Обсуждается вероятный механизм диагенетического разделения глинистого осадка на две фазы — глинистую и карбонатную. В определяющей степени действие этого механизма зависит от изменения концентраций HCO_3^- в иловых водах и явления переотложения углекислого кальция в диагенезе.

Ритмичное строение осадочных толщ или отдельных пачек встречается в природе довольно часто. Появление в разрезах ритмов зачастую влечет за собой определенные выводы о цикличности осадконакопления. Вместе с тем некоторые исследователи высказывают сомнение в том, что встречаемые в осадочных толщах ритмы всегда являются отражением седиментационных процессов. Иногда допускается возможность образования их на стадии диагенеза осадков (Ботвинкина, 1959; Дафф и др., 1971; Sujkowski, 1958). Процесс диагенетического разделения осадка на слои различного состава моделировался в лабораторных опытах, и иногда получались интересные результаты (Денисов, 1948; Смирнов, Федорова, 1974, 1977).

Однако вследствие того, что неясен механизм возникновения ритмов в диагенезе, а также поскольку отсутствуют пока критерии, по которым можно было бы уверенно отличать диагенетические прослои от первично-седиментационных, идея диагенетического ритмообразования не получила широкого распространения среди геологов.

Целью настоящей статьи является обсуждение возможного механизма ритмичного разделения в диагенезе глинистых осадков на глинистые и карбонатные слои и рассмотрение некоторых вытекающих из этого явления последствий.

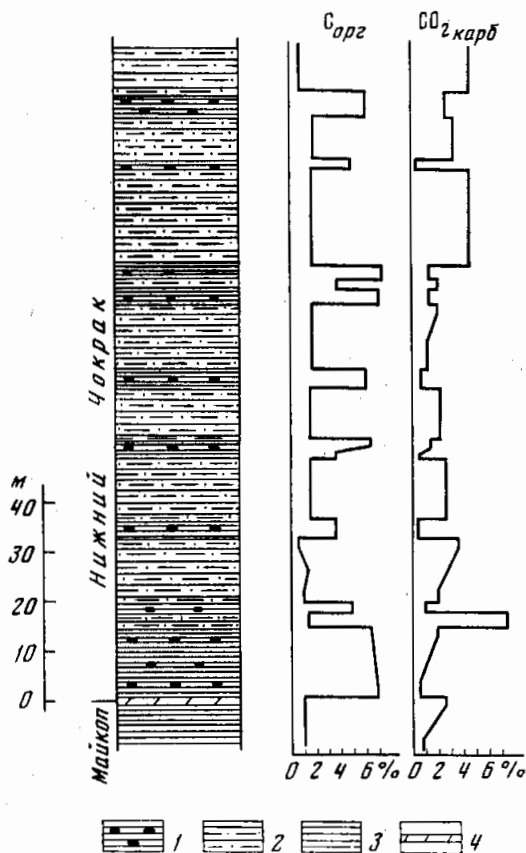
* * *

Нередко ритмичное строение присуще горизонтам, содержащим карбонатные конкреции. Последние, будучи типичными диагенетическими образованиями, предоставляют необходимую информацию для выяснения условий, в которых шло формирование вмещающих конкреции пород.

В среднемиоценовых чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья распространены конкреции различного минерального состава, но наиболее многочисленными являются кальцитовые и кальцит-сидеритовые зональные разности.

Конкреции этого типа приурочены к горизонтам черных глин, почти не содержащим алевритовой примеси, обогащенным органическим веществом ($C_{орг}$ от 3 до 10%). Мощность горизонтов черных глин 2—4 м, в основании же чокрака они слагают толщу в несколько десятков метров (фиг. 1).

Установлено, что одиночные слои кальцитовых и кальцит-сидеритовых конкреций почти не встречаются; как правило, в конкреционных пачках прослеживается пять—восемь прослоев (фиг. 2). Обращает на себя внимание ритмичное строение конкреционных пачек: слои чередуются приблизительно через равные промежутки (от 0,1—0,2 до 1,0 м). Причем зачастую обнаруживается прямая зависимость между размером конкреций и расстоянием между слоями. Если в наиболее часто встречающихся конкреционных пачках расстояние между прослоями 0,1—0,3 м при диаметре эллипсоидальных стяжений 0,15—0,25 м (см. фиг. 1),



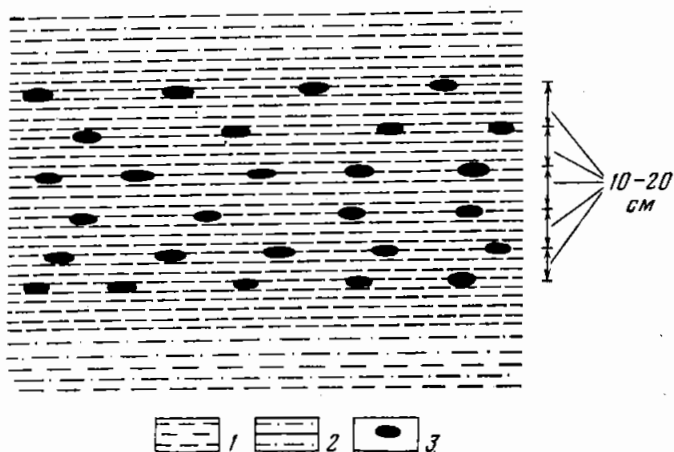
Фиг. 1. Литолого-геохимическая колонка разреза нижней части чокракской толщи по р. Элистанжи

1 — черные глины с кальцитовыми и зональными сидерит-кальцитовыми конкрециями; 2 — бурые алевритистые глины; 3 — серые глины (майкопские); 4 — пласт мергеля (тарханский горизонт)

то в некоторых горизонтах с увеличением промежутка между прослоями до 1 м размер конкреций возрастает до 1,0—1,5 м в диаметре (фиг. 3).

Имеются многочисленные свидетельства того, что кальцитовые стяжения, равно как и ядра зональных конкреций, формировались в самых верхних горизонтах обводненного и рыхлого ила на глубине в первые дециметры; сидерит образовывался позже, в более уплотненном осадке (Гаврилов, 1977). Решение вопроса о том, что обуславливает ритмичное строение пачек черных глин, неразрывно связано с выяснением причин, приводящих к возникновению каждого индивидуального слоя.

В глинистых отложениях карбонатные диагенетические конкреции в подавляющем большинстве случаев залегают слоями. Появление слоев в разрезе может быть вызвано различными причинами. Одной из них, как считает Н. М. Страхов (1960), является утечка CO_2 из ила по плоскостям напластования осадка, что приводит к концентрации вдоль них карбонатного материала. Как показывают наблюдения, обычно действие этого фактора проявляется в тех случаях, когда в глинах есть тонкие песчано-алевритовые прослойки, которые играют роль «вентиляционных каналов» в осадке. При этом карбонатные стяжения оказываются как



Фиг. 2. Строение пачки черных глин с прослоями кальцитовых конкреций

1 — черные глины, обогащенные органическим веществом; 2 — бурые алевритистые глины; 3 — карбонатные конкреции

бы «нанизанными» на пропласточки, сложенный более грубым материалом, чем основная масса вмещающей породы.

Другой причиной, ведущей к образованию прослоев конкреций, является изменение первичных седиментационных условий накопления толщи вследствие временного относительного или абсолютного усиления карбонатакопления с последующим перераспределением карбонатного материала в возникшем прослое и стягиванием его в конкреции.

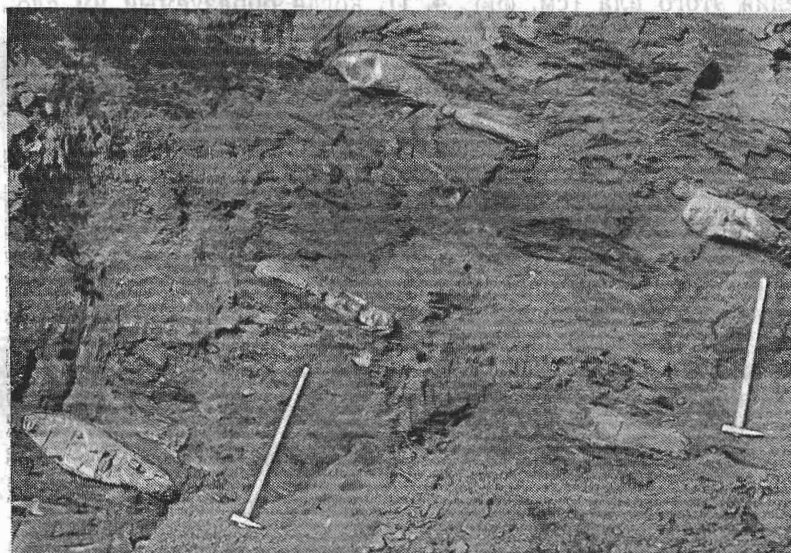
Вряд ли можно предполагать, что прослои кальцитовых конкреций в чокракско-караганских отложениях образовались в результате дегазации осадка вдоль плоскостей напластования, поскольку горизонты черных глин весьма выдержаны по простиранию. Кроме того, в связи с образованием кальцитовых стяжений в рыхлом, сильно обводненном иле преимущество латеральной дегазации осадка над вертикальной не проявлялось. Черные глины лишены также примеси алевритового материала, который мог бы образовывать тонкие линзочки и слойки, способствовавшие уходу из ила CO_2 .

Мало вероятно также то, что обогащение определенных прослоев карбонатом Са происходило в результате изменений условий седимен-

тации. Тщательное сравнение глин в конкреционных пачках из прослоев со стяжениями и из смежных слоев не показало между ними каких-либо различий. Кроме того, прослой диагенетических конкреций хотя и прослеживаются на километры, но совсем не такие выдержанные по простиранию, как, например, пласты мергелей явно осадочного происхождения, которые протягиваются на десятки и сотни километров. Наконец, чтобы объяснить образование ритмично-построенных конкреционных пачек причинами седиментационного характера, потребовалось бы предположить многократное и частое изменение режима осадконакопления как раз для тех отложений, которые накапливались в наиболее спокойных и стабильных условиях.

Анализ строения конкреционных пачек приводит к заключению, что диагенетические процессы не только обуславливали образование стяжений в результате перераспределения материала в прослоях, обогащенных карбонатом, но и активно формировали сами эти прослой в осадке с изначально равномерно распределенным карбонатным веществом.

Известно, что поведение карбоната кальция в осадке, а соответственно и процесс карбонатного конкрециеобразования, регулируется режи-



Фиг. 3. Строение конкреционной пачки с крупными кальцитовыми стяжениями (длина молотка 70 см)

мом углекислоты в иловых водах. Поэтому важно знать, как ведет себя углекислота в активной зоне диагенеза.

Результаты изучения современных осадков показывают, что в подавляющем большинстве случаев в илах, в которых осуществляется сульфат-редукция, параллельно с убылью сульфатов в иловой воде происходит увеличение количества HCO_3^- (под последними подразумевается сумма HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2), возникающего за счет редуционных процессов (Шишкина, 1972; и др.).

Н. М. Страхов (1972, 1976), разбирая вопрос о динамике редуционных процессов, отмечал, что, хотя HCO_3^- особенно интенсивно генерируется в верхних горизонтах ила, здесь наблюдается его минимальное содержание, так как основная масса иона эвакуируется в наддонную

воду; вместе с тем в более глубоких горизонтах осадка, откуда удаление HCO_3^- затруднительно, происходит увеличение его концентрации. Одновременно растет величина щелочного резерва за счет растворения рассеянного в иле CaCO_3 .

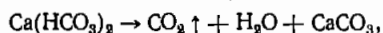
Н. М. Страхов (1976) отмечал также, что при перекристаллизации углекислого кальция ион HCO_3^- играет временную служебную роль: вначале переводит более растворимую (обычно арагонитовую) фазу CaCO_3 в раствор, а затем при осаждении диагенетического CaCO_3 удаляется из ила.

Эти два аспекта геохимии иловых процессов (во-первых, возрастание с глубиной осадка содержания в иловых водах HCO_3^- и, во-вторых, активное влияние HCO_3^- на переотложение углекислого кальция), по всей вероятности, играли определяющую роль в формировании диагенетических карбонатных слоев.

Схематично действие механизма диагенетического слоеобразования можно представить следующим образом (фиг. 4).

Для упрощения картины рассмотрим такой случай, когда слой глинисто-алевроитовых осадков, в которых диагенетические процессы протекали вяло, начал перекрываться глинистыми илами, обогащенными реакционноспособным органическим веществом. На начальных стадиях накопления этого ила (см. фиг. 4, I), когда образуемый им слой еще тонок (сантиметры), большая часть возникающего в результате редукционных процессов иона HCO_3^- эвакуируется в наддонную воду; на этом этапе растворения рассеянного в осадке CaCO_3 в ощутимых масштабах не происходит.

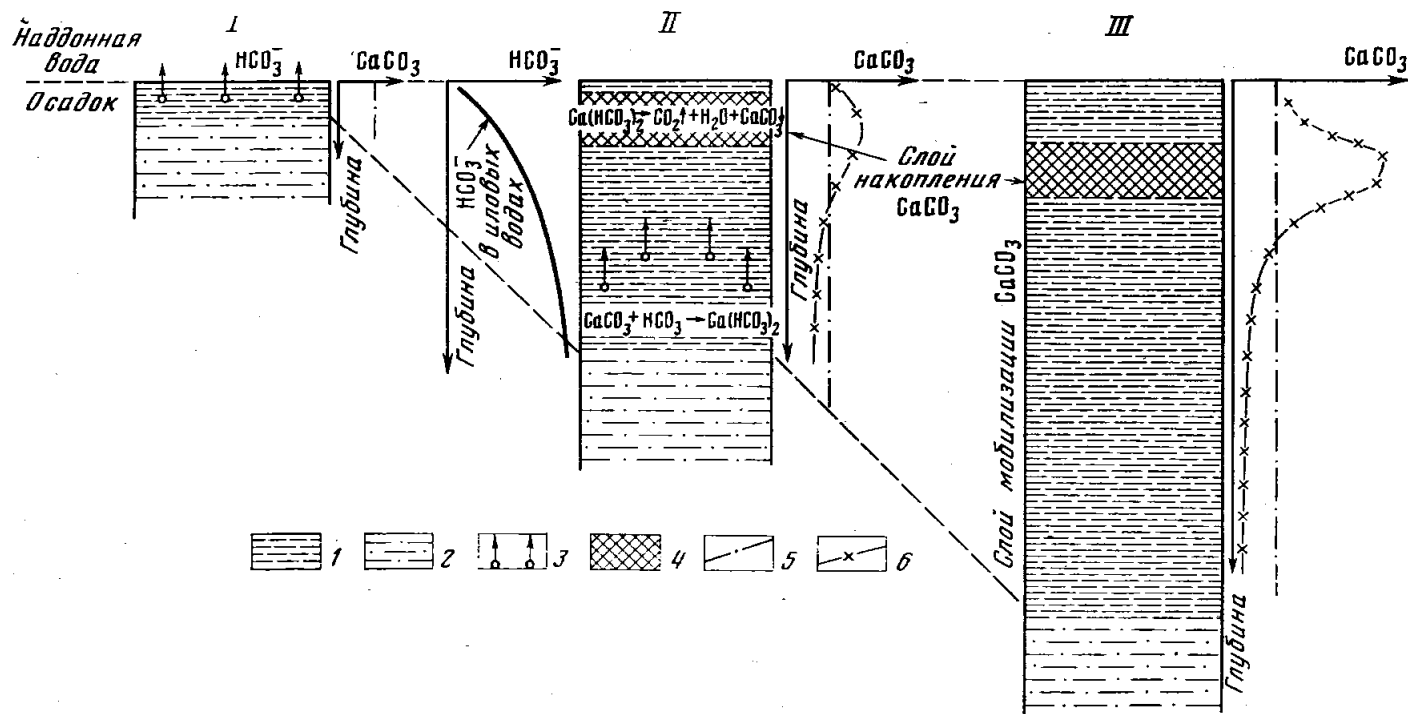
В дальнейшем (см. фиг. 4, II), по мере накопления осадков, из наиболее погружившихся частей слоя удаление HCO_3^- постепенно все более затрудняется и начинает происходить его накопление. Это обстоятельство приводит к появлению разницы концентраций HCO_3^- в иловых водах между приповерхностными и более углубленными частями ила. Причем при достижении определенного содержания HCO_3^- рассеянный в осадке карбонат Са начинает растворяться. Образовавшиеся бикарбонаты Са из более глубоких горизонтов диффундируют в приповерхностные части ила. Здесь, в условиях пониженного содержания в иловых водах углекислоты, осуществляется реакция, обратная растворению CaCO_3 :



и происходит осаждение кальцита. Не исключено, что часть бикарбонатов может удаляться в наддонную воду. В результате этого процесса нижележащие участки ила избавляются от CaCO_3 , а приповерхностные, наоборот, обогащаются. Тем самым происходит образование слоя (слой накопления), в котором содержание CaCO_3 повышено по сравнению с его первоначальным содержанием в осадке.

Однако на первых этапах обогащение «слоя накопления» карбонатным материалом довольно слабое, и поэтому по мере аккумуляции осадка и опускания этого слоя в более глубокие горизонты ила он может растворяться, и образующиеся бикарбонаты опять мигрируют в приповерхностные части ила, и там осаждается кальцит. Таким образом, происходит оттеснение «слоя накопления» кверху. Вместе с тем содержание CaCO_3 в этом слое постоянно увеличивается, поскольку карбонатный материал мобилизуется из все большего объема ила. При значительном накоплении в слое CaCO_3 , когда имеющейся в иле углекислоты уже недостаточно, чтобы растворить этот прослой, он фиксируется на месте и оттеснения его кверху более не происходит (см. фиг. 4, III).

«Слой накопления», видимо, представляет собой зону, обогащенную карбонатным веществом, вверх и вниз от которой содержание карбоната сравнительно плавно уменьшается. Предполагаемое изменение кар-

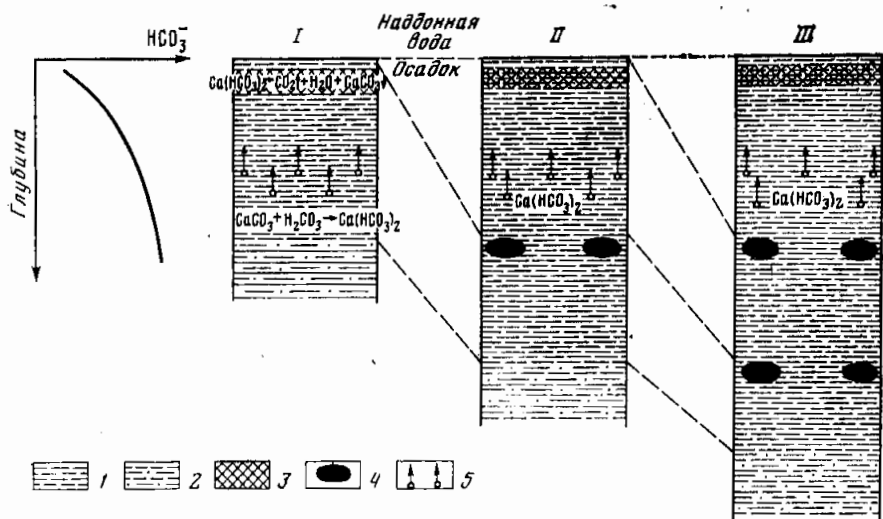


Фиг. 4. Схема диагенетического образования карбонатного слоя в глинистых осадках
 I — глинистый осадок, обогащенный органическим веществом; 2 — глинисто-алевритовый осадок; 3 — направление диффузии бикарбонатов Ca и ионов HCO_3^- ; 4 — слой диагенетического накопления карбонатов Ca; 5 — первоначальное содержание CaCO_3 в осадке; 6 — предполагаемое изменение содержания CaCO_3 в осадке в диагенезе

бонатности осадка сравнительно с первоначальным содержанием CaCO_3 , в осадке показано на фиг. 4, II, III. Если бы на этом формирование карбонатного слоя закончилось, то в обнажении прослеживался бы постепенный переход от слоя мергеля к глине. Однако процессы перераспределения вещества продолжают и на более поздних стадиях диагенеза: CaCO_3 стягивается к прослою из окружающей его глины (из зоны слабого обогащения CaCO_3), что усиливает разделение осадка на две фазы и обуславливает появление между ними более резких границ.

В зависимости от того, как много CaCO_3 мобилизовано из осадка (из «слоя мобилизации»), степень обогащения «слоя накопления» карбонатным материалом может быть весьма различной — от сравнительно небольшого увеличения концентрации CaCO_3 по сравнению с фоновым содержанием до очень значительного — несколько десятков процентов, иногда более 50%. Соответственно в разрезе толщи эти прослои в одном случае будут трудно отличимы от остальной массы породы, а в другом они будут резко выделяться в виде пласта мергеля.

В процессе диагенетического слоеобразования в самом «слое накопления» могут создаваться неравновесные условия, приводящие к перераспределению вещества и стягиванию его в конкреции. Последние по сравнению с мелкими арагонитовыми раковинками и тонкодисперсным CaCO_3 , рассеянным в осадке, являются гораздо более устойчивыми к растворяющему действию углекислоты, сохраняя стабильность и в более глубоких горизонтах ила.



Фиг. 5. Схема образования ритмично построенной конкреционной пачки

1 — глинистый осадок, обогащенный органическим веществом; 2 — глинисто-алевритовый осадок; 3 — слой диагенетического накопления карбонатов Ca; 4 — сформированные карбонатные конкреции; 5 — направление диффузии бикарбонатов Ca

В тех случаях, когда происходит накопление достаточно мощной толщи осадков, по крайней мере в несколько раз превышающей мощность «слоя мобилизации», процесс диагенетического слоеобразования может продолжаться также и после возникновения первого карбонатного прослоя. В осадке, перекрывающем новообразованный пласт, аналогичным

образом осуществляется перераспределение карбоната Са, что приводит к образованию следующих — второго, третьего и т. д. прослоев. Такая диагенетическая переработка осадка будет продолжаться до тех пор, пока идет накопление осадков этого типа. Многократное образование карбонатных прослоев приводит к возникновению ритмов в осадочной толще. На фиг. 5 показана схема формирования ритмично построенной конкреционной пачки.

Таким образом, следствием процессов диагенетического перераспределения вещества является появление в первоначально однородном осадке существенной литологической неоднородности.

В чокракско-караганских черных глинах в обилии встречаются мелкие стяжения пирита, что свидетельствует о значительной интенсивности протекавших здесь редуционных процессов. Таким образом, существовала благоприятная обстановка для диагенетического слоеобразования.

Однако то обстоятельство, что в чокракско-караганских отложениях ритмичное строение характерно лишь для пачек, сложенных определенным типом глин, указывает на необходимость соблюдения определенных условий для возникновения диагенетической ритмичности. Влияние на этот процесс оказывают, видимо, такие факторы, как содержание в осадке реакционноспособного органического вещества (ОВ), скорость осадконакопления, карбонатность осадка, гранулометрический состав осадка и степень его однородности, а также, может быть, некоторые другие.

Прежде всего обращает на себя внимание то, что в чокракско-караганских отложениях ритмичное строение присуще горизонтам черных глин, в которых повышено содержание ОВ— $C_{орг}$ от 3 до 10%. Значительные содержания ОВ обуславливают высокую интенсивность диагенетической переработки осадка, играя определяющую роль в редуционных процессах. В результате же действия этих процессов в илах создается благоприятный для возникновения диагенетических прослоев режим углекислоты. Таким образом, обогащенность осадка органическим веществом, очевидно, является необходимым условием для диагенетического ритмообразования.

Сходным по существу своего воздействия на течение диагенетических процессов является такой фактор, как скорость осадконакопления. Известно, что чем ниже скорость аккумуляции осадков, тем легче осуществляется диффузия сульфат-иона из наддонной воды в ил (Страхов и др., 1959; Вергер, 1964), а от количества SO_4^{2-} также в значительной степени зависит интенсивность процессов редуции. Поэтому низкую скорость осадконакопления также следует рассматривать как условие, благоприятное для ритмообразования. Подтверждением этому предположению является то, что в чокракско-караганской толще, как показывает сравнительный анализ разнотипных пород, темпы накопления отложений, слагающих горизонты черных глин с кальцитовыми конкрециями, были самыми низкими.

Следует отметить также следующее обстоятельство. При быстром осадконакоплении скорость диффузии бикарбонатов в илах может оказаться меньше скорости увеличения мощности слоя осадков. В результате бикарбонаты из углубленных частей ила не будут успевать достигать приповерхностных частей осадка и диагенетический «слой накопления» не будет образовываться.

Горизонты черных глин отличает почти полное отсутствие песчано-алевритовой примеси, что также способствовало образованию ритмов. Напротив, в случае появления в глинах прослоечков более грубого материала этот процесс нарушился бы, поскольку вследствие удаления из ила по этим прослоечкам CO_2 изменился бы режим углекислоты. Поэтому еще одним условием, определяющим успешное течение ритмооб-

разования, является стабильное накопление однородной глинистой толщи.

Поскольку при образовании конкреционных прослоев происходила мобилизация карбонатного вещества из всего объема осадка, этот процесс должен был влиять на изменение карбонатности глин. Причем чем интенсивнее он протекал, тем меньшее количество первичного карбоната должно было сохраниться в породе. Действительно, замечено, что существует обратная зависимость между содержанием $C_{орг}$ и карбонатностью породы: глины со значительным содержанием $C_{орг}$ (до 10%) бывают почти бескарбонатными. Эта закономерность хорошо прослеживается на фиг. 1, на которой изображен фрагмент литолого-геохимической колонки разреза чокрака р. Элистанжи. Поскольку карбонатный материал в осадке подвергся интенсивному перераспределению, по остаточной карбонатности пород довольно трудно судить о ее первоначальной величине. Следует, однако, отметить, что нами не было встречено ритмично построенных пачек с карбонатностью глин, превышающей 15—20%.

Как видим, на процесс диагенетического ритмообразования влияют многие факторы, т. е. этот процесс является функцией от нескольких аргументов. Вариации последних соответственно обуславливают существующее различие между ритмами в разных частях разрезов.

Многие детали строения конкреционных пачек в чокракско-караганских отложениях находятся в хорошем соответствии с описанным механизмом ритмообразования. В частности, становится понятной существующая прямая зависимость между размером конкреций и расстоянием между конкреционными прослоями (при отсутствии заметного увеличения расстояния между конкрециями в прослое). Действительно, чем из большего объема осадка мобилизовывался карбонат (т. е. при увеличении расстояния между прослоями), тем большее количество материала накапливалось в прослое и соответственно увеличивался размер стяжений (см. фиг. 2 и 3). Причем кальцитовые конкреции никогда не встречаются в самой подошве пачек черных глин, поскольку была необходима диагенетическая переработка определенного объема осадка, который мог бы дать требуемый для конкреционного слоя материал. Следует, однако, отметить, что причины, вызывающие значительные колебания расстояния между диагенетическими прослоями, пока неясны. Решение этого вопроса требует дальнейших специальных исследований на большем количестве объектов.

В чокракско-караганских отложениях ритмичное строение конкреционных пачек характерно прежде всего для раннедиагенетических кальцитовых стяжений. Объясняется это тем, что процесс ритмообразования наиболее успешно протекает на этапе раннего диагенеза в активной зоне осадка, захватывающей, по оценке Н. М. Страхова (1976), около 1,5 м, где наблюдается наибольший градиент щелочного резерва. Поскольку расстояние между прослоями кальцитовых конкреций, как правило, 10—30 см, а черные глины уплотнились в диагенезе в 4—5 раз (Гаврилов, 1977), в неуплотненном иле это расстояние составило 0,5—1,5 м. Рыхлость и высокая обводненность ила были также необходимы для успешного осуществления диффузии бикарбонатов в приповерхностные слои осадка.

Имеются многочисленные свидетельства того, что именно в самых верхних горизонтах осадка образовывались кальцитовые конкреции. Позднее в частично уплотнившемся осадке в некоторых пачках на них нарастал сидерит, формируя зональные стяжения. Следует отметить, что сидерит в этих пачках не образовывал самостоятельных стяжений, а концентрировался только около возникших на ранних стадиях диагенеза кальцитовых ядер. Однако не всегда дифференциация карбонатного и глинистого вещества в раннем диагенезе проявляла себя в достаточной степени, чтобы результат ее действия можно было зафиксировать в

сформированной породе в виде цепочек конкреций или пропластчков: диагенетическое слоеобразование могло заключаться в появлении лишь слабообогатенных карбонатным веществом прослоев. Но возникшей неоднородности осадка было достаточно, чтобы контролировать перераспределение аутигенных компонентов ила на более поздних стадиях диагенеза. Поэтому если в дальнейшем в осадке шло образование карбонатов (например, FeCO_3), то последние, как и при формировании зональных конкреций, стягивались к прослоям, обогатенным CaCO_3 , и осаждались около них.

Нужно также учитывать, что прослои, обогатенные карбонатным материалом, могли играть роль своеобразных геохимических фильтров. Вследствие повышенных значений pH в пределах этих прослоев карбонаты, растворенные в отжимаемых при уплотнении (элизонных) водах, осаждались здесь, повышая содержание этого компонента в прослоях, тем самым способствуя разделению осадка на две фазы.

Таким образом, литологическая неоднородность осадка, возникающая на ранних стадиях диагенеза, впоследствии продолжала усиливаться.

В чокракско-караганских отложениях неоднократно отмечалось, что цепочки конкреций по простиранию переходят в небольшой по мощности (2—4 см) непрерывный пласт, прослеживающийся на сотни и более метров. Диагенетическая природа таких пластов несомненна. Очевидно, определяющим условием для стягивания карбоната в конкреции или осадения его в виде пласта является количество мобилизованного карбонатного вещества: при значительных концентрациях образуется непрерывный пласт. Последние в разрезах могут приниматься за первично-осадочные слои. Критериями для выявления диагенетических прослоев, видимо, могут быть относительная невыдержанность их по простиранию (сотни метров, реже первые километры), присутствие в прослоях значительного количества явно диагенетических минералов (сидерит), отсутствие отчетливых признаков седиментационной природы прослоев (следы жизнедеятельности организмов, текстуры взмучивания, подводного оползания и др.).

Гипотеза о диагенетическом слоеобразовании позволяет объяснить отдельные особенности строения конкреционных прослоев. Например, некоторые исследователи (Виталь, 1959, и др.) отмечали расщепление по простиранию конкреционного прослоя на две ветви. Очевидно, что связать такое явление с действием каких-либо седиментационных причин нельзя. Вместе с тем механизм диагенетического слоеобразования вполне допускает возможность расщепления слоя. Произойти это может при самых незначительных на первый взгляд изменениях характера осадка в латеральном направлении: вариации в содержании карбонатного материала, органического вещества, алевритовой примеси. Все эти причины (или, возможно, некоторые другие), оказывая влияние на течение диагенетических преобразований, могут привести к ускорению или замедлению процесса слоеобразования по сравнению с соседними участками. В результате по мере накопления осадка в синхроничном горизонте в одном месте успевают образоваться два карбонатных прослоя, а в другом — один, что в разрезе в сформированной породе выразится в виде расщепления по простиранию конкреционного слоя.

Диагенетические ритмы в терригенных отложениях, по-видимому, не являются редкостью. Примером ритмообразования могут служить скопления сидеритов в нижне- и среднеюрских отложениях Дагестана. Здесь встречаются мощные пачки глинистых отложений (многие десятки метров), в которых прослеживаются многочисленные конкреционные или непрерывные сидеритовые прослои (2—3 см), залегающие через 5—15 см. Прослои протягиваются по простиранию на сотни метров без заметных изменений. Поскольку они в основном сложены типичным

диагенетическим минералом — сидеритом, предполагать их осадочное происхождение нет никаких оснований. И напротив, все детали строения этой толщи находят свое объяснение, если исходить из предположений об их образовании в диагенезе.

Интересные данные, свидетельствующие в пользу диагенетического образования карбонатных прослоев, приводит А. Халлам (Hallam, 1964), изучавший лейасовые отложения Англии. Им было замечено, что чем мощнее разрез, тем большее число известняковых слоев он содержит. Причем исчезновение части известняковых слоев в менее мощных разрезах не может быть связано с их неотложением, поскольку имеются надежные палеонтологические данные, указывающие на синхронность сравниваемых разрезов. Наблюдаемая правильная циклическая последовательность в данном случае целиком определяется вторичным перераспределением вещества в осадочной толще. По мнению П. Даффа и др. (1971), гипотеза «ритмического разделения» снимает трудности, связанные с необходимостью объяснения многочисленных мелких, но существенных литологических изменений пород по разрезу особенностями режима осадконакопления.

Из существа механизма диагенетического карбонатного ритмообразования следует, что определяющим условием для формирования слоев является изменение концентрации HCO_3^- по вертикали в иловых водах. Однако не для всех гидрохимических типов иловых вод в современных осадках характерна такая картина. Например, в водах хлоридно-натрий-кальциевых HCO_3^- распределяется равномерно и, соответственно, отсутствуют условия для образования карбонатных прослоев. Кроме того, даже в тех случаях, когда прослеживается закономерное увеличение содержания HCO_3^- в иловых водах с глубиной, процесс диагенетического слоеобразования происходит, видимо, не всегда, а только при достижении определенной величины разницы концентраций. Градиент щелочного резерва — величина подвижная, зависящая от различных факторов. Пример современных осадков показывает, что даже в пределах одного водоема поведение HCO_3^- в иловых водах заметно меняется (Охотское море; Шишкина, 1972): в одних случаях наблюдается резкое увеличение концентраций HCO_3^- с глубиной, в других — сравнительно слабое. Поэтому нет ничего удивительного в том, что в разрезах древних отложений даже незначительные вариации в характере слагающих толщу пород приводят к появлению или исчезновению диагенетических карбонатных (конкреционных) прослоев.

Процесс диагенетического ритмообразования, очевидно, должен протекать в осадках и некоторых современных водоемов.

Думается, что по мере изучения осадков реальность существования этого механизма будет подтверждена. Однако для получения положительного результата требуются: во-первых, проведение исследований на подходящем объекте (восстановленные осадки, стабильность осадконакопления, т. е. сравнительно монотонная толща, исключающая возможность накопления карбонатного прослоя седиментационным путем); во-вторых, комплексное изучение осадка и иловых вод; в-третьих, высокая детальность опробования, позволяющая уловить вариации в содержании карбонатов не в отдельных фрагментах колонки, а по всей ее длине.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. О выделении диагенетической слоистости.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 1.
- Виталь Д. А. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Гаврилов Ю. О. Некоторые аспекты диагенеза чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископаемые, 1977, № 3.
- Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., «Мир», 1971.

- Денисов Н. Я. О механической дифференциации глинистых осадков.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 1.
- Смирнов Г. А., Федорова Г. Г. О диагенетическом происхождении ритмов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Смирнов Г. А., Федорова Г. Г. О диагенетическом происхождении ритмов.— В кн.: Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. Уфа, 1977.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Балаис редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 4.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного оксанского литогенеза. М., «Наука», 1976.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 23.
- Шишкина О. В. Геохимия морских океанических иловых вод. М., «Наука», 1972.
- Berner R. A. An idealized model of dissolved sulfate distribution in recent sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, No. 9.
- Hallam A. Origin of the limestone-shale rhythm in the blue Lias of England: a composite theory.— J. Geol., 1964, v. 72, No. 2.
- Sujkowski Zb. Diagenesis.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, v. 42, No. 11.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
4.IV.1979