

УДК 552.14 : 551.762 (470.67)

АУТИГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНОГО ДАГЕСТАНА

ГАВРИЛОВ Ю. О.

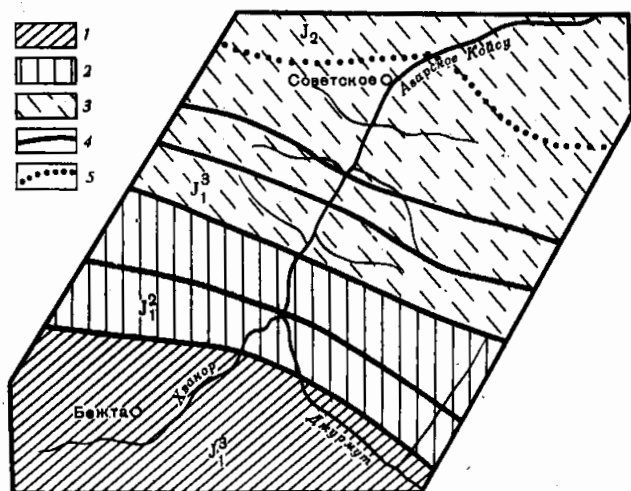
Рассмотрены аутигенные образования, залегающие в нижне- и среднеюрских терригенных отложениях, в различной степени подвергшихся воздействию постдиагенетических процессов. В наименее измененных тоарских и среднеюрских песчано-глинистых отложениях широко распространены диагенетические сидеритовые конкреции при резко подчиненном количестве сульфидных. В среднелейасовых аспидных сланцах развиты кремнисто-сульфидные стяжения, возникшие в результате метасоматического замещения сидеритовых конкреций, что явилось результатом действия интенсивных глубинных постдиагенетических процессов.

Различные аутигенные образования, встречающиеся в древних отложениях, могут характеризовать изменения, которые происходили в осадке в диагенезе, а в ряде случаев и на более поздних этапах существования породы. Причем различные постдиагенетические процессы иногда существенным образом меняют состав аутигенных минералов и их агрегатов. Выяснив направленность этих изменений, можно попытаться оценить характер тех условий, в которых пребывали породы в процессе погружения их на значительные глубины. Одним из объектов, где такие изменения достаточно четко прослеживаются, являются юрские отложения Северного Кавказа. Нами изучались нижне- и среднеюрские отложения в западной части Дагестана в долине р. Аварское Койсу от пос. Советское до пос. Бежта.

На юге этого района распространены отложения *бежитинской свиты* ($J_1^3 t_2$), выполняющие Бежитинский грабен-синклиорий (фиг. 1). В этой свите выделяются интервалы как переслаивания песчаных и глинистых пород, так и преимущественно глинистые. Возраст толщи — верхнетоарский. Степень дислоцированности пород бежитинской свиты в разных местах различна. Преимущественно здесь развиты складки с относительно пологими крыльями, местами появляются следы кливажа. На фоне этого сравнительно спокойного залегания отложений встречаются участки, где слои интенсивно смяты, а также в значительной степени подверглись кливажированию. С севера поле развития отложений бежитинской свиты ограничивается крупным разрывным нарушением — Тляратинским надвигом. Севернее появляется *зона аспидных сланцев* (J_1^2), полоса распространения которых простирается в юго-восточном направлении. Возраст этих отложений, по данным А. И. Гущина, Д. И. Панова и др., определяется как среднелейасовый. Главную роль в сложении толщи играют темно-серые, почти черные аспидные сланцы, местами существенно алевритистые; подчиненное значение имеют пласты песчаников, голубовато-серых, очень плотных. Породы зоны аспидных сланцев интенсивно дислоцированы: смяты в складки различной морфологии, разбиты многочисленными разрывными нарушениями. В этой толще повсеместно развит кливаж, плоскость которого ориентирована весьма круто, часто почти вертикально. Кливаж придает специфический облик толще аспидных сланцев, заметно отличая ее от отложений смежных зон, где он проявлен в гораздо меньшей степени.

Далее к северу после крупного разрыва, ограничивающего зону аспидных сланцев среднего лейаса, развиты *тоар-среднеюрские отложения* ($J_1^3 - J_2$). Набор пород, слагающих эту толщу, однообразен — пес-

чаники, алевролиты, аргиллиты, очень редки пласты известняков, однако распределение их в разрезе весьма неравномерное. Слои в этой зоне, и особенно в ее северной части, по сравнению со среднеleyасовой толщей залегают более спокойно и осложняются преимущественно флексурами и крупными коробчатыми складками; в южной части ее, примыкающей к зоне аспидных сланцев, залегание толщи осложняется разрывными нарушениями, усиливается смятие пород, появляется также кливаж. Породы, развитые в трех зонах, в различной степени подверглись вторичным изменениям, о чем свидетельствуют результаты изучения как глинистых минералов, так и песчаников. В тоар-средне-



Фиг. 1. Схема геологического строения района р. Аварское Койсу (по данным Гущина А. И., Панова Д. И. и др.)
 1 — песчано-глинистые отложения бажитинской свиты (верхний тоар); 2 — аспидные сланцы (средний лейас); 3 — песчано-глинистые отложения (тоар-средняя юра); 4 — разрывные нарушения; 5 — нормальная геологическая граница, не осложненная разрывом

юрских отложениях и в бажитинской толще набор глинистых минералов включает в себя гидрослюда, каолинит, хлорит иногда с несовершенной структурой, а также встречается в небольшом количестве смешанослойный минерал ряда гидрослюда — монтмориллонит (последний отмечался в бажитинской свите). Причем как качественные, так и количественные вариации в соотношении этих минералов в разных образцах свидетельствуют о том, что такое разнообразие возникло еще на стадиях седиментации и диагенеза и было связано с накоплением отложений в различных фациальных условиях. Эта первоначальная картина лишь частично изменилась в результате постдиагенетических процессов, которые обусловили главным образом уменьшение количества или исчезновение из состава глинистых минералов монтмориллонитового компонента.

Иначе обстоит дело с породами из зоны аспидных сланцев. Из глинистых минералов здесь фиксируются только гидрослюда и хлорит, присутствующие в изучавшихся образцах примерно в равных количествах или с некоторым преобладанием гидрослюда. Существенная хлоритизация глинистых отложений и унификация их состава свидетельствуют об интенсивных вторичных преобразованиях, которым подверглись эти породы. Это же подтверждают и результаты изучения песчаников, указывающие на развитие в песчаных породах бластеза, характерного для поздних этапов ката- и метагенеза. Различия в степени измененности пород в разных зонах в значительной степени обуславливают и черты, присущие аутигенным образованиям, залегающим в этих отложениях.

Химический состав карбонатных конкреций, %

№ п. н.	№ образца	М. н. о.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	CO ₂	Сорг	P ₂ O ₅	Сумма	Ca ₃ (PO ₄) ₂	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	Изб. FeO	Изб. MgO
1	38	17,92	Нет	0,60	34,18	0,50	4,32	7,39	31,65	0,30	0,32	97,18	0,70	$\frac{7,03}{9,17}$	$\frac{0,81}{1,06}$	$\frac{54,12}{70,56}$	$\frac{14,74}{19,21}$	0,61	0,54
2	41	18,91	1,11	2,30	32,71	0,53	6,32	4,81	26,60	0,23	1,98	95,50	4,32	$\frac{7,10}{10,77}$	$\frac{0,86}{1,30}$	$\frac{49,93}{75,76}$	$\frac{8,02}{12,17}$	1,74	0,97
3	43a	34,94	Нет	1,62	20,88	0,35	7,58	6,72	25,00	0,14	0,12	97,35	0,26	$\frac{13,28}{22,56}$	$\frac{0,57}{0,97}$	$\frac{32,10}{54,52}$	$\frac{12,92}{21,95}$	0,97	0,54
4	43б	29,01	Нет	1,40	27,97	0,44	5,09	6,32	27,50	0,20	0,24	98,17	0,52	$\frac{8,59}{12,91}$	$\frac{0,71}{1,07}$	$\frac{45,10}{67,81}$	$\frac{12,11}{18,21}$	—	0,53
5	44	21,32	0,69	1,94	31,50	0,83	7,00	4,25	24,80	0,13	2,69	95,16	5,86	$\frac{6,84}{11,06}$	$\frac{1,35}{2,18}$	$\frac{47,29}{76,50}$	$\frac{6,34}{10,26}$	2,17	1,22
6	47	17,66	0,59	1,88	30,83	0,37	7,42	6,70	32,50	0,14	0,27	98,35	0,59	$\frac{12,67}{16,45}$	$\frac{0,60}{0,78}$	$\frac{49,71}{64,56}$	$\frac{14,02}{18,21}$	—	0,50
7	50	41,96	3,92	0,32	24,50	0,58	1,07	4,75	16,60	0,29	0,18	97,17	0,39	$\frac{1,53}{3,7}$	$\frac{0,94}{2,27}$	$\frac{33,42}{80,74}$	$\frac{5,50}{13,29}$	—	—
8	51	23,46	1,04	1,73	34,62	0,61	3,22	4,70	26,55	0,14	0,59	96,66	1,29	$\frac{4,50}{6,79}$	$\frac{0,99}{1,49}$	$\frac{53,00}{79,98}$	$\frac{7,79}{11,74}$	1,75	0,98
9	48a	30,93	0,52	1,51	6,44	0,61	27,83	1,37	23,90	1,88	2,52	97,51	5,49	$\frac{44,37}{75,72}$	$\frac{0,99}{1,69}$	$\frac{10,38}{17,71}$	$\frac{2,86}{4,86}$	—	1,37
10	48б	7,99	0,49	3,06	41,41	0,64	4,65	5,70	34,75	0,16	0,23	99,08	0,50	$\frac{7,82}{9,09}$	$\frac{1,04}{1,21}$	$\frac{65,89}{76,60}$	$\frac{11,27}{13,10}$	0,54	0,31

Примечание. Химический анализ карбонатных конкреций и пересчет компонентов на минеральные составляющие производился по методике, описанной в книге «Методы изучения осадочных пород» (т. II, М.: Гостеолтехиздат, 1957, 563 с.), в химической лаборатории ГИН АН СССР. М. н. о. — минеральный нерастворимый остаток. В числителе указаны значения в процентах, в знаменателе — в пересчете (на 100%) от суммы карбонатов. В последних двух графах приведены избытки FeO и MgO, полученные при пересчете на карбонаты; появление избытка связано с частичным растворением силикатной части пробы.

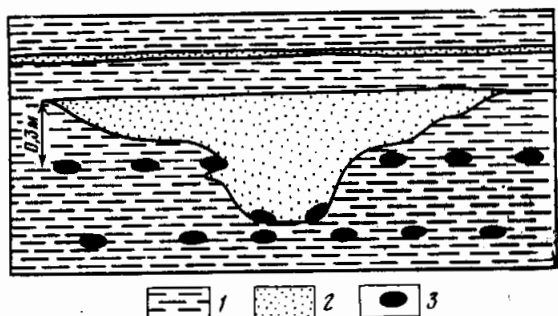
Аутигенные образования тоар-среднеюрских отложений. Из аутигенных образований, развитых в песчано-глинистых толщах этой зоны, наиболее распространены диагенетические карбонатные конкреции. Последние в глинистых отложениях, как правило, залегают слоями, образуя цепочки стяжений; местами слои группируются в конкреционные пачки. Для подавляющего большинства конкреций характерна уплощенная линзообразная форма, размер их невелик (2—6 см в толщину и 10—30 см в диаметре). Сложены конкреции коричневато-серым, иногда с лиловым оттенком карбонатом, очень мелкозернистым. Химический анализ породы (табл. 1, № 1—8) показывает, что в ее составе преобладает карбонат закиси железа, количество которого колеблется в пределах от 55 до 80% (от суммы карбонатных минералов), подчиненную роль играют CaCO_3 (3—22%), MgCO_3 (10—22%), MnCO_3 (1—2%). На дифрактограммах этих образцов отчетливо выделяются рефлексы сидерита ($d/n=2,778\text{—}2,78 \text{ \AA}$), иногда фиксируются слабые пики, принадлежащие доломиту ($d/n=2,88 \text{ \AA}$) или магнизальному кальциту ($d/n=3,01 \text{ \AA}$). Судя по несколько заниженным значениям d/n для сидерита, в его структуру изоморфно входят ионы магния. По преобладающему компоненту эти стяжения можно именовать сидеритовыми.

В конкрециях помимо алевритовой примеси изредка обнаруживаются небольшие (несколько миллиметров) выделения сульфидов (обычно пирита), мелкозернистые, микроскопически не имеющие правильных кристаллографических очертаний: линзочки, пылевидные сгустки, мелкие горошины. В верхнеааленских отложениях встречен глинисто-карбонатный пласт (1,5 м), содержащий большое количество оолитов. Последние сложены железистым силикатным минералом, близким к хлориту. Причем здесь можно наблюдать такую последовательность выделения минералов: оолиты замещаются пиритом и в свою очередь цементируются сидеритом, стяжения которого встречаются в этом пласте.

Учитывая последовательность образования железистых минералов и условия их залегаия, можно реконструировать обстановку, в которой они образовались. Порядок выделения пирита и сидерита в конкрециях указывает на образование первого на самых ранних этапах существования осадка, в верхних его горизонтах. Причем нужно учитывать, что в количественном отношении выделения сульфидных минералов очень малочисленны. Это обстоятельство обусловлено рядом факторов, один из которых — большая скорость осадконакопления толщи. Высокие темпы аккумуляции обеспечивались поставкой с берега (северо-восточной суши) большого количества терригенного материала. Н. М. Стрехов [9] указывал, что высокая скорость осадконакопления тормозит проникновение SO_4^{2-} в ил и отрицательно сказывается на пиритообразовании. Кроме того, небольшие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (от 0,5 до 1% в породе) в тоар-среднеюрских глинистых отложениях обуславливали сравнительно вялое течение реакций сульфатредукции, что не способствовало образованию пиритовых стяжений в сколько-нибудь значительных масштабах. Наконец, есть основания предполагать, что водоем здесь был несколько опреснен [10] вследствие поступления пресных речных вод, а понижение содержания SO_4^{2-} в наддонной воде уменьшало количество поступающего в ил сульфат-иона и тем самым также не способствовало пиритообразованию.

Из установленной последовательности выделения минералов видим, что пиритообразование сменялось сидеритообразованием. Такой порядок формирования минералов наиболее распространен в терригенных отложениях. Обусловлен он прежде всего двумя причинами: во-первых, в верхних слоях осадка на образование FeCO_3 отрицательное влияние оказывает присутствие сульфид-иона [2, 8, 11, 12 и др.]; во-вторых, в приповерхностных горизонтах ила низко содержание углекислоты, необходимой для формирования сидерита. В более глубоких горизонтах уменьшается количество HS^- и, напротив, возрастает количество углекислоты, а тем самым создаются благоприятные условия для образования FeCO_3 .

В тоар-среднеюрских глинистых отложениях из-за редуцированности зоны сульфидообразования в осадке сидеритовые конкреции появляются уже на небольшой глубине. Оценить эту глубину помогают специфические условия залегания некоторых из них, в частности их взаимоотношения со следами подводных размывов. В изученной толще к размывам нередко бывают приурочены линзовидные или более сложной желобообразной формы песчаные тела, врезающиеся в подстилающие глины. В. Т. Фролов [10] считает, что эти отложения продолжают в области авандельты речные потоки. На фиг. 2 изображен один из



Фиг. 2. Взаимоотношение песчаного желоба со слоем сидеритовых конкреций

1 — глина; 2 — песчаник; 3 — сидеритовые конкреции

таких желобов, который по мощности не превышает 0,5—0,7 м, но пересекает слой сидеритовых конкреций, уже сформировавшихся ко времени размыва осадка. Причем некоторые стяжения, вымытые из глинистого осадка, устилают дно желоба. Очевидно, что глубина формирования конкреций не может превышать расстояния от слоя стяжений до кровли этого песчаного тела, а заведомо меньше его. В описываемом случае это расстояние составляет около 0,3 м. Следует, однако, учитывать, что в процессе диагенеза и в постдиагенетический период глинистые отложения подверглись уплотнению. Причем мощность слоя осадков для глин этого типа, алевритистых и незначительно обогащенных органическим веществом, сократилась примерно в 2—3 раза [1]. Таким образом, реальную первоначальную глубину образования диагенетических сидеритовых конкреций в этих отложениях можно определить в несколько дециметров (примерно 0,6—0,9 м). Соответственно мощность зоны сульфидообразования, которая предшествует в осадке сидеритообразованию, измерялась в первые дециметры, а иногда даже сантиметры.

В глинистых отложениях нередко встречаются следы жизнедеятельности животных, из чего следует, что граница между окислительной и восстановительной зонами проходила ниже поверхности осадка. Хорошая аэрируемость придонных вод обуславливала их насыщенность кислородом. В связи с незначительным содержанием $C_{орг}$ в осадках O_2 не расходовался полностью на диагенетические реакции в самых верхних слоях ила, а проникал в относительно глубокие горизонты. Тем самым увеличивалась мощность слоя, обогащенного O_2 , и соответственно уменьшалась зона сульфидообразования, что также являлось причиной уменьшения количества выделений пирита в породе, а порой полного ее исчезновения. Следует, однако, отметить, что в некоторых песчано-глинистых толщах Северного Кавказа картина была несколько иной. Так, например, в обогащенных органическим веществом глинах среднего миоцена мощность зоны пиритообразования увеличивалась и сидеритовые стяжения соответственно возникали на гораздо большей глубине, в осадке, уже в значительной степени уплотнившемся [1].

Рассмотренный ход образования аутигенных минералов был характерен для большей части тоар-среднеюрской толщи. Однако в некото-

рые моменты накопления среднеюрских отложений он несколько ослаблялся, свидетельством чему могут служить карбонатные стяжения, для которых характерно зональное строение. Причем среди них различаются два вида конкреций с противоположным типом зональности.

Одна из разновидностей этих стяжений залегает в маломощной глинистой пачке (10—15 м) в верхнеааленских отложениях. Конкреции эллипсоидальные или округлые, в диаметре 20—25 см, в центральной части их развиты многочисленные септариевые трещинки. Как видно из табл. 1 (№ 48 а, б), ядро (а) имеет существенно известковистый состав, а периферическая зона сложена в основном железистым карбонатом. На дифрактограммах образцов ядра конкреций фиксируются рефлексы первого порядка, соответствующие доломиту ($d/n=2,88 \text{ \AA}$), более слабые пики, характерные для кальцита, а также рефлексы, свидетельствующие о небольшой примеси сидерита. Внешняя зона сложена магниевой разновидностью сидерита ($d/n=2,778-2,78 \text{ \AA}$) с примесью кальцита. Глины, вмещающие конкреции, темно-бурого цвета, относительно других отложений несколько обогащены органическим веществом (1,5% $C_{орг}$), в них также почти отсутствует песчано-алевритовая примесь. В этих породах чаще, чем в других, встречаются мелкие выделения диагенетических сульфидов. Глины этой пачки в отличие от остальной толщи накапливались, видимо, в более спокойных условиях, а невысокие темпы терригенного осадконакопления повысили относительную долю органического вещества в осадке.

В связи с тем что новые порции осадка невысокими темпами перекрывали уже накопившийся ил, в него из наддонной воды поступало большее количество SO_4^{2-} , а соответственно интенсивнее формировался FeS_2 . По сравнению с остальной толщей зона сульфидообразования здесь увеличивалась. Параллельно с сульфидообразованием происходило перераспределение и стягивание в конкреции рассеянного, в основном, видимо, биогенного карбоната, чему способствовала возникшая в результате редуционных процессов углекислота. В дальнейшем в более глубоких горизонтах ила в зоне сидеритообразования вокруг известковистого ядра формировалась корка, сложенная $FeCO_3$.

В верхнебайосских—батских отложениях помимо многочисленных сидеритовых конкреций встречаются одиночные слои с крупными (диаметром до 1—2 м) уплощенными карбонатными линзами. Последние также представляют собой своеобразные зональные стяжения; они преимущественно сложены $CaCO_3$, а внутри них заключены одно или несколько сидеритовых конкреций. В известковистой части конкреций нередко обнаруживается текстура *cope-in-cope*. В разрезе слои с такими конкрециями встречаются редко, отделяясь друг от друга интервалами в десятки метров; отмечены единичные случаи, когда расстояние между ними не превышало первых метров. В самом конкреционном слое линзы располагаются на расстоянии в несколько метров, а иногда в первые десятки метров; между ними, как правило, можно проследить цепочку из мелких сидеритовых конкреций, таких же, какие заключены в крупных стяжениях. Вмещающие их глины — серы, иногда с коричневатым оттенком, в основном аналогичные породам из смежных слоев, содержащих обычные сидеритовые конкреции, и отличаются от них лишь несколько большей карбонатностью.

Для выяснения условий образования этих стяжений следует обратить внимание на два обстоятельства: во-первых, на сходство вмещающих их пород со смежными сидеритоносными отложениями, и, во-вторых, на то, что внутри крупных линз оказываются запечатанными сидеритовые конкреции, аналогичные конкрециям из сидеритоносных слоев. Это сходство указывает на то, что на начальной стадии диагенеза между этими отложениями не было различия в характере минералообразования и в обоих случаях шел рост сидеритовых конкреций. Но если в большей части толщи стягиванием карбоната закиси железа процесс конкрециообразования заканчивался, то на тех интервалах, которые были более известковистыми, рост конкреций продолжался вследствие

перераспределения рассеянного в осадке CaCO_3 . В качестве «затравок» центров, к которым происходил подток карбонатного вещества, служили уже сформировавшиеся сидеритовые конкреции.

В осадках, где формировались стяжения этого типа, так же как и в глинах с незональными конкрециями, вследствие значительной сокращенности зоны сульфидообразования стяжения FeCO_3 возникали на небольшой глубине, опережая начало мобилизации в осадке CaCO_3 . Запаздывание перераспределения известковистого материала в слоях, где его содержание повышено, обуславливалось также вялостью редукционных процессов в осадках с небольшим содержанием органического вещества, а соответственно невысокой концентрацией в иловой воде образующейся при этом углекислоты. В результате возникали стяжения, в которых по сравнению с описанными ранее, зональность была противоположной ($\text{FeCO}_3 \rightarrow \text{CaCO}_3$).

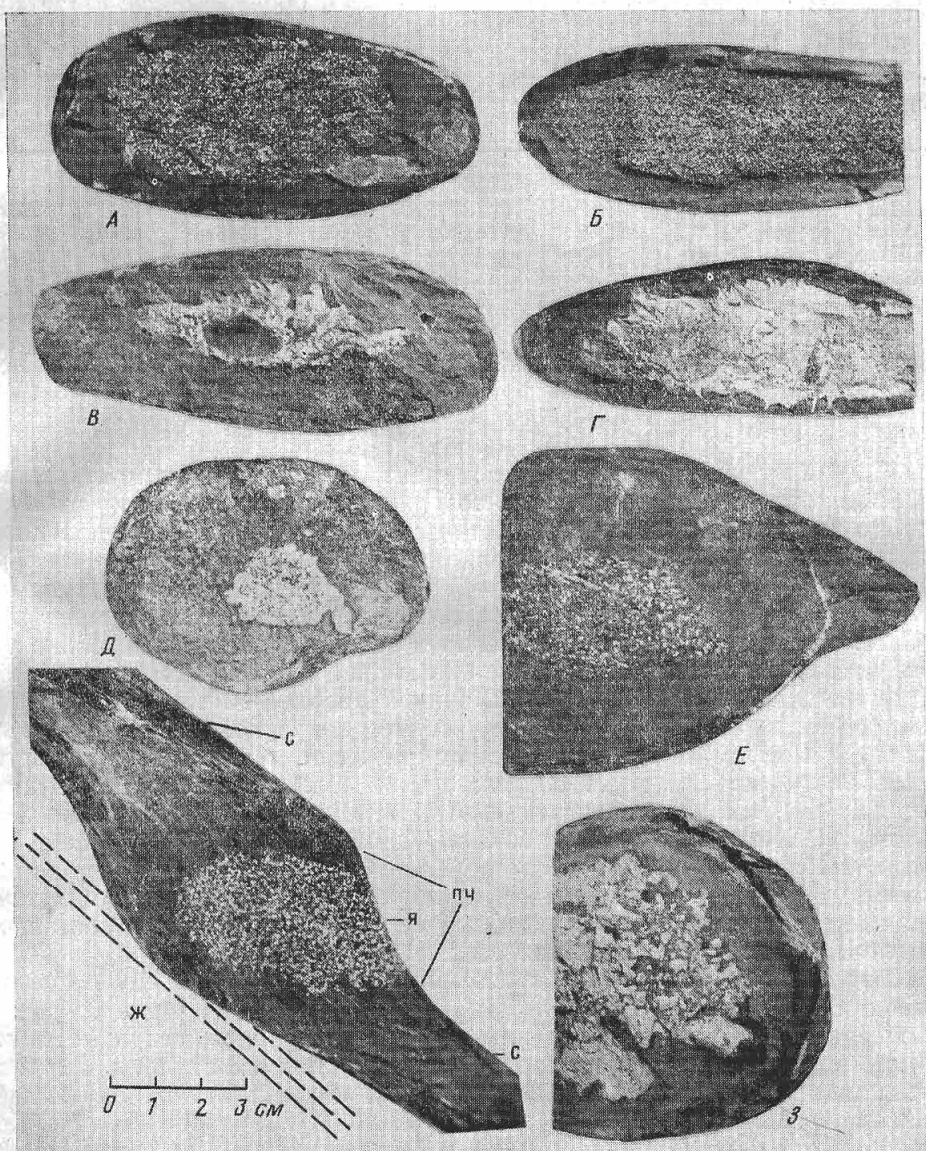
Характеризуя в целом аутигенные диагенетические образования в тоар-среднеюрских отложениях, отметим, что сходство большинства стяжений (FeCO_3), развитых в изученной толще, и их количественное распространение указывают на довольно однообразный характер процессов аутигенного минералообразования: преобладание сидеритообразования при резко сокращенных масштабах формирования сульфидов.

Аутигенные образования зоны аспидных сланцев (J_1^2). В этой зоне конкреционные образования также встречаются довольно часто. По форме и условиям залегания они очень похожи на конкреции из тоар-среднеюрских отложений, в связи с чем геологи, не изучая специально их состав, описывали стяжения как сидеритовые. В тех местах, где глинистые сланцы квиважированы в наименьшей степени, хорошо видно, что конкреции залегают цепочкообразными прослоями, преимущественно группирующимися в конкреционные пачки мощностью в несколько метров. Слойки вмещающих пород плавно облекают стяжения. Однако если сидеритовые конкреции, как правило, имеют коричневатую-серую или коричневатую-красноватую окраску за счет окисления их с поверхности, то конкреции из аспидных сланцев темно-серые, аналогичные по цвету вмещающим породам.

Но наиболее существенная отличительная черта этих образований — состав и внутреннее строение их. В стяжениях часто наблюдается зональность: в центральной части находятся многочисленные обильные выделения сульфидных минералов, заключенных в темно-серой плотной массе; последняя слагает также краевые части конкреций, где выделения сульфидов, как правило, отсутствуют (фиг. 3). Сульфиды представлены хорошо ограненными кубиками, на гранях которых часто видна штриховка. Основной сульфидный минерал — пирит. Сульфидная минерализация иногда бывает настолько обильна, что при выветривании и окислении FeS_2 образуются полости внутри конкреций.

Изучение несульфидной породы, слагающей стяжения, показало, что главный породообразующий компонент SiO_2 . Результаты химических анализов этой породы приведены в табл. 2 (обр. 13, 17, 20) в сравнении с составом вмещающих сланцев (n — вмещающая порода, k — конкреции). Как видим, содержание SiO_2 в конкрециях достигает 60—70%. На дифрактограммах этих образцов фиксируются отчетливые и интенсивные рефлексы, соответствующие кварцу (d/n —3,33 Å). Другой породообразующий минерал — хлорит, рефлексы которого также уверенно устанавливаются (фиг. 4). Примесь гидрослюдь весьма незначительна. Причем хлорит-кварцевый состав характерен не только для периферийной части стяжений, но и для массы, заполняющей пространство между кристалликами сульфидов в центре конкреций. Встречаются также конкреции, в которых сульфидная минерализация отсутствует, а сложены они целиком хлорит-кварцевой массой.

Для того чтобы наглядно представить направленность изменения состава породы при переходе от вмещающих отложений к конкрециям, результаты химических анализов (для главных компонентов) показаны на фиг. 5. Как видно, содержание одних компонентов, таких, как



Фиг. 3. Конкреции (А, В, Д) и фрагменты конкреций (Б, Г, Е, З) с сульфидной минерализацией; Ж — фрагмент конкреции с прилегающей к ней вмещающей породой (сланец): я — ядро конкреции, пч — периферическая часть, с — сланцы; пунктиром показано направление плоскости кливажа. Белые сгустки и точки в конкрециях — пирит; темная масса — кварц-хлоритовая порода

MgO, FeO, SiO₂, MnO, в стяжениях увеличивается или иногда остается примерно на том же уровне, что и в породе, количество других, напротив, уменьшается (Al₂O₃, K₂O, Na₂O, TiO₂, Fe₂O₃), что же касается CaO и P₂O₅, то они не обнаруживают четкой тенденции в поведении. Подобные изменения в компонентном составе пород связаны с различием в минералогическом составе вмещающих пород и стяжений: для первых, как ранее отмечалось, характерен хлорит-гидрослюдистый состав, для вторых — хлорит-кварцевый. Не остаются индифферентными к выявленным различиям и содержащиеся в породе малые элементы. Результаты их определения представлены в табл. 3. Как видим, количество большей части элементов сокращается при переходе от вмещающих пород к конкрециям (Cr, V, Cu, Pb, Ga, Mo), тогда как для Ni, Co и до некоторой степени Ge обнаруживается обратная тенденция к концентрации в конкрециях.

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
13/n	55,02	1,26	20,91	3,03	4,27	0,04	1,66
13/k	68,85	0,42	8,45	2,61	9,17	0,04	2,12
17/n	57,69	1,26	18,35	3,67	4,46	0,07	1,89
17/k	71,28	0,42	8,33	2,36	8,43	0,04	1,31
20/n	62,85	0,84	13,33	3,86	6,15	0,18	2,38
20/k	60,23	0,40	9,94	3,31	11,37	0,42	2,02
226/n	57,55	1,10	18,71	2,50	6,02	0,08	2,03
226/k	57,87	0,85	10,17	2,89	14,77	0,28	2,39
224/n	57,97	1,27	18,67	3,68	4,71	0,03	1,79
224/k	14,12	0,42	2,98	1,08	37,83	0,70	5,48

Обращает на себя внимание тот факт, что карбонатность описываемых стяжений крайне низкая — содержание CO₂ колеблется от нуля до первых процентов. Это обстоятельство, а также наличие в конкрециях обильной сульфидной минерализации существенно отличает их от карбонатных конкреций северной тоар-среднеюрской зоны, хотя наблюдаются значительное сходство в их морфологии и характере залегания. Помимо описанных конкреций в аспидных сланцах довольно часто встречаются самостоятельные выделения сульфидных минералов в виде небольших стяжений, гнезд, тонкой рассеянной минерализации в породе или иногда по трещинкам, что неоднократно отмечалось геологами [5, 6 и др.]. Часть сульфидных стяжений, сравнительно немногочисленных, видимо, диагенетического происхождения. Они обычно имеют линзовидную или овальную форму, располагаются параллельно первичной слоистости пород, обгибаются слоями, сложены плотной, часто сливной, однородной и мелкозернистой сульфидной массой; залегают в виде одиночных стяжений и не образуют насыщенных сульфидными конкрециями горизонтов, которые нередко встречаются в обогащенных органическим веществом толщах.

Однако многочисленные проявления сульфидной минерализации, для которой характерна кубическая форма выделения, будь то рассеянные в породе кристаллики или сростки кристаллов, секущие слоистость, вряд ли можно связывать с образованием их в диагенезе. Они формировались на гораздо более поздних стадиях существования пород, вероятно, под влиянием гидротермальной проработки толщи. Конечно, отсутствие четких критериев в разграничении диагенетических и постдиагенетических сульфидов затрудняет их классификацию. Следует отметить, что характер выделения сульфидов в зоне аспидных сланцев совсем иной, нежели в отложениях тоара-средней юры северной зоны, в меньшей степени подвергшихся воздействию поздних постдиагенетических процессов.

Аутигенные образования бежитинской свиты. Отложения бежитин-

Таблица 3

Содержание элементов в конкрециях и во вмещающих породах *, 10⁻⁴%

№ образца	Cr	V	Cu	Pb	Ga	Mo	Ni	Co	Ge
13n	63	108	40	22	31	1,5	30	10	2,0
13к	27	54	32	14	<15	<1,5	50	16	2,1
17n	70	105	36	24	21	1,5	33	12	1,9
17к	24	52	28	10	<13	<1,5	55	20	1,9
20n	48	72	30	14	14	1,5	36	17	1,6
20к	28	48	20	10	<10	<1,5	50	19	1,7

* Анализы выполнены спектральным методом в химической лаборатории ГИН АН СССР.

вмещающих их пород, %

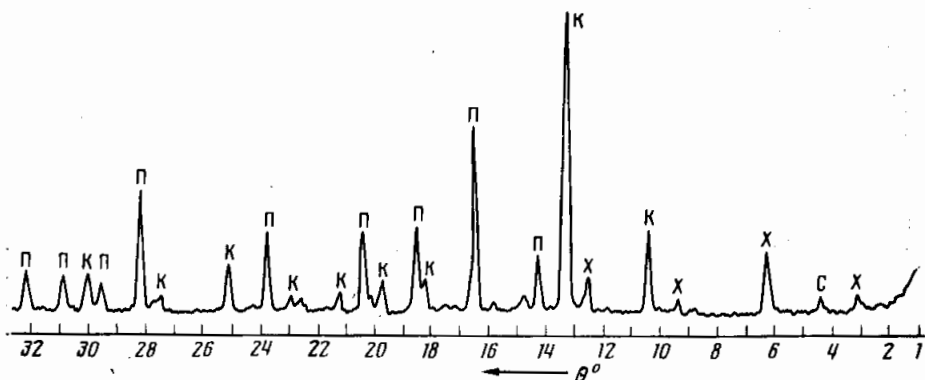
MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	Сорг	P ₂ O ₅	Сумма
1,97	1,72	3,72	4,51	0,29	Нет	0,63	1,46	100,49
2,72	0,63	0,48	3,30	0,11	»	0,12	0,57	99,59
2,05	1,97	2,87	4,05	0,18	0,55	0,62	0,13	99,81
3,35	0,63	0,44	3,40	0,11	Нет	0,14	0,08	100,30
2,14	1,18	1,71	3,76	0,25	0,65	Нет	0,17	99,45
3,78	0,63	0,44	3,87	0,12	2,95	»	0,14	99,65
2,32	1,51	2,44	4,40	0,56	Нет	0,19	0,18	99,57
3,54	0,36	0,35	4,51	0,22	0,70	0,38	0,36	99,64
2,06	1,51	2,87	3,49	0,64	Нет	0,68	0,13	99,50
5,05	0,36	0,48	1,45	0,15	29,15	0,42	0,17	99,63

ской свиты, как уже отмечалось, изменены и дислоцированы гораздо в меньшей степени, чем породы зоны аспидных сланцев. Кливаж обычно развит слабо. В глинистых породах залегают линзовидные сидеритовые конкреции, которые аналогичны сходным образованиям, описанным в тоар-среднеюрских отложениях северной зоны. Конкреции распространены широко и встречаются во всех подразделениях бежитинской свиты. Вместе с тем в ряде мест отмечаются локальные интенсивные вторичные изменения толщи. Так, например, в районе р. Симбирсхеви (правого притока р. Хзанор) наблюдается существенное смятие толщи и значительное развитие кливажа; здесь же отмечены кварцевые жилы. По данным Н. В. Венцовского, вдоль левого борта долины проходит зона разрывных нарушений, с которой, видимо, и связаны наблюдаемые изменения толщи. В этих дислоцированных и измененных вторичными процессами породах появляются конкреционные образования, аналогичные по составу развитым в зоне аспидных сланцев, т. е. хлорит-кварцевые с обильной сульфидной минерализацией в центральной части. В табл. 2 приведены данные анализы конкреций из зоны интенсивных вторичных изменений (обр. 226) и из зоны, где эти изменения минимальны (обр. 224). Как видим, состав конкреции обр. 226 практически идентичен составу конкреций обр. 13—20 из аспидных сланцев, тогда как образец 224к представляет собой карбонатную породу преимущественно сидеритового состава (подтверждается данными рентгеновского анализа) и аналогичен составу стяжений из тоар-среднеюрских отложений северной зоны (см. табл. 1).

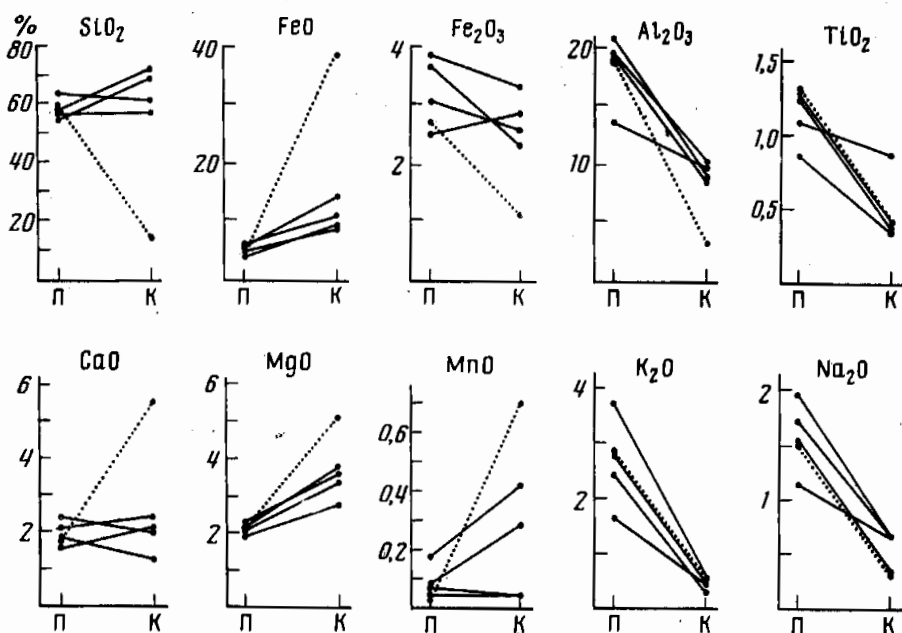
Таким образом, в разновозрастных отложениях бежитинской свиты, но в разной степени подверженных вторичным изменениям, распространены конкреционные образования различного состава. Полная идентичность их морфологии и условий залегания приводят к выводу, что первоначально все конкреции, будучи диагенетического происхождения, имели сходный, а именно сидеритовый состав. В дальнейшем же состав некоторых изменился под воздействием постдиагенетических процессов. Если в отложениях бежитинской свиты эти изменения носили локальный характер, то в наибольшей степени подверженных переработке породах зоны аспидных сланцев подобные явления проявились повсеместно. Причем в аспидных сланцах конкреции с наиболее обильной сульфидной минерализацией встречаются на участках, примыкающих к крупным разрывным нарушениям. Предположение о том, что существенные различия аутигенных образований в разных зонах могли появиться еще на начальном этапе существования толщи в результате изменения характера седиментации, не подтверждается сравнением этих отложений между собой, поскольку имеются многочисленные свидетельства сходства условий осадконакопления. В пользу того, что изменения состава конкреций носили наложенный характер, говорит также появление в тоар-среднеюрской толще северной зоны, где широко распространены сидеритовые конкреции, хлорит-кварцевых стяжений с

сульфидной минерализацией в той ее части, которая примыкает к зоне аспидных сланцев, подвергшихся наибольшей вторичной переработке.

Метасоматическое замещение происходило под влиянием агрессивных флюидов, состав которых исчерпывающе определить невозможно. Однако по наличию в толще кварцевых жил, иногда содержащих кристаллы сульфидов, а также по продуктам замещения сидеритовых конкреций можно говорить о том, что растворы содержали кремнезема и сероводород. Морфологическое разнообразие скоплений сульфидных



Фиг. 4. Дифрактограмма образца конкреции (из центральной части стяжения с сульфидной минерализацией) К — кварц, Х — хлорит, П — пирит, С — слюда



Фиг. 5. Диаграмма химического состава конкреций и вмещающих их пород П — вмещающая порода, К — конкреция; точки, соответствующие составу кварц-хлоритовых конкреций и вмещающих их пород, соединены сплошной линией, для сидеритовой конкреции — прерывистой линией

выделений в конкрециях, а иногда и отсутствие их, указывает на то, что замещение происходило по-разному: с сохранением или выносом Fe за пределы конкреции. В случае зональных стяжений с сульфидной минерализацией замещение осуществлялось постепенно со всех сторон с появлением по периферии зон с новообразованным кварцем и хлоритом, который использовал часть имевшегося здесь железа. Неизрасходованное свободное Fe оттеснялось к центру, где будучи под воздействием H_2S связано в сульфиды, образовывало мелкокристаллическую вкрапленность (см. фиг. 5). Появлению такого строения конкреций спо-

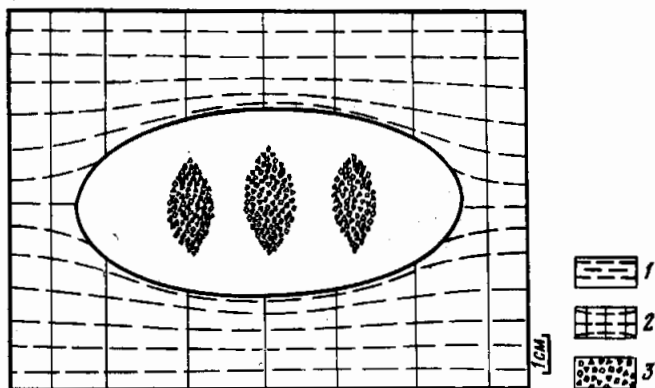
собствовало то, что переход эквивалентных количеств Fe из карбонатной формы в сульфидную сопровождался уменьшением объема, занимаемого минералом. Поскольку в конкрециях этого типа имело место перераспределение железа, видимое на фиг. 5 уменьшение FeO в зональных стяжениях относительно сидеритовых характерно только для краевых частей, тогда как валовое содержание закиси железа для всей конкреции, т. е. с учетом сульфидной зоны, в целом не меняется. Вместе с тем существование хлорит-кварцевых стяжений, в которых сульфидная минерализация отсутствует, указывает на то, что иногда процесс метасоматического замещения $FeCO_3$ сопровождался выносом железа за пределы конкреций. Такая разница в поведении железа может быть связана с различием физико-механических свойств конкреций, т. е. с их проницаемостью для агрессивных флюидов, с неодинаковой степенью проработки самой толщи, с вариациями в первоначальном составе диагенетических стяжений, а также, возможно, и с некоторыми другими факторами.

Поведение SiO_2 отчетливо видно на фиг. 5. В сидеритовых конкрециях содержание кремнезема очень невелико по сравнению с вмещающими породами и в основном определяется его присутствием в примеси глини или алевролитового материала. В сульфидно-силикатных конкрециях количество этого компонента резко возрастает и достигает или даже значительно превосходит его содержание в сланцевой породе. Остальные компоненты стяжений довольно четко объединяются в две группы. Одна группа компонентов, среди которых CaO , MgO и MnO , обнаруживает четкую тенденцию к уменьшению их количества в хлорит-кварцевых стяжениях по сравнению с карбонатными (фиг. 5). Связано это с тем, что они входили в виде изоморфной примеси в сидерит, но в процессе замещения последнего эти компоненты высвобождались и удалялись за пределы стяжений. Другая группа, которая объединяет такие разнородные компоненты, как Al_2O_3 и TiO_2 , с одной стороны, и K_2O и Na_2O — с другой, в карбонатных стяжениях ведет себя сходным образом. Такое поведение обуславливается вхождением их в состав примеси глинистых и других терригенных минералов, содержавшихся в сидеритовых конкрециях, которые, видимо, в меньшей степени были подвержены вторичным изменениям.

Интерес представляет вопрос о времени метасоматических замещений. Однако решить его однозначно достаточно трудно. Учитывая, что помимо среднелейасовых отложений аспидной зоны интенсивными вторичными процессами были затронуты также тоарские отложения как бежитинской свиты, так и северной зоны, рассматриваемые изменения заведомо проявились в послелейасовое время. Прямые геологические наблюдения не дают возможности точнее ответить на этот вопрос. Вместе с тем отмечались некоторые особенности сульфидной минерализации, указывающие на появление ее после возникновения кливажа. Так, в сланцах, развитых в районе р. Симбирисхеви, наблюдалась конкреция, которая пересекалась кливажом (фиг. 6). При этом сульфидная минерализация образовывала не сплошное поле в центре конкреции, а линзовидные скопления, располагавшиеся внутри стяжений вдоль плоскости кливажа, т. е. возникла уже после появления кливажной трещиноватости и диагенетической, конечно, считаться не может.

Помимо конкреций сидерит в песчано-глинистых толщах может находиться в рассеянном виде, образовывать слои мощностью от нескольких сантиметров до первых дециметров и протягивающиеся на десятки и сотни метров, входить в состав конкреций, вымытых при подводных размывах осадка и образующих конкреционные конгломераты. В каждом из этих случаев сидерит может служить источником Fe при воздействии на толщу агрессивных растворов с H_2S и образовании сульфидной минерализации. Так, по дисперсно рассеянному сидериту возникает мелкая вкрапленность сульфидных кристалликов по всему объему слоев сланцев или песчаников, изначально обогащенных $FeCO_3$. При этом следует отметить, что помимо сидерита источником Fe явля-

ются также гидроокислы Fe, не перешедшие в диагенезе в иные минеральные формы (особенно при недостатке $C_{орг}$), и железистые разновидности силикатных минералов. Интересное образование может возникнуть при замещении кремнисто-сульфидной массой непрерывного сидеритового слоя: горизонт с обильной сульфидной минерализацией относительно большой протяженности. В этом случае, если не учесть возможности его образования описанным выше путем, сульфидный слой можно принять за первично диагенетический или рассматривать его в качест-



Фиг. 6. Конкреция с линзами сульфидной минерализации, расположенными вдоль плоскости кливажа
 1 — глинистые сланцы; 2 — направление плоскости кливажа;
 3 — линзовидные скопления выделений сульфидов

ве следов эксгальционно-осадочного рудопроявления, что не будет соответствовать реальному генезису. Метасоматическое замещение сидерита сульфидами в пластах конкреционных конгломератов приводит к появлению горизонтов с галькой, в значительной степени пиритизированной (нами подобный горизонт отмечен в более западных районах в долине р. Фиэгдон). Сложность образования таких пластов необходимо иметь в виду при генетических реконструкциях в зонах колчеданных месторождений.

Нам представляется, что происшедшие в нижнеюрской толще и локально в тоарских отложениях изменения пород явились результатом действия различных процессов. Слюдисто-хлоритовый состав глинистых пород, развитие бластеза в песчаниках, следы растворения кварца и появление «бородатых» зерен, широко распространенный метасоматоз, интенсивный кливаж позволяют считать, что породы претерпели изменения, характерные для стадии метагенеза осадочных толщ. Сходная картина, по данным А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова [3], Н. В. Логвиненко [4] и др., характерна для метагенетически измененных отложений других районов.

В сланцах широко распространены жилы различной морфологии и заполненные кварцем. Многочисленные мелкие жилки образовались вдоль трещинок клиновидной формы в смятых в складки песчаных пластах и имеют, как правило, ориентировку параллельно плоскости кливажа. Для некоторых более крупных жил также удастся проследить их выклинивание. Поскольку жилы образовались вдоль замкнутых трещин, их можно рассматривать как жилы «альпийского типа». Возникновение последних связано с перераспределением в породе вещества (в частности, SiO_2) и весьма характерно для стадии метагенеза.

Вместе с тем встречаются, хотя и редко, жилы мощностью до 0,5 м и более, протягивающиеся на сравнительно большое расстояние — до нескольких десятков метров (насколько можно проследить в обнажениях). Обычно они обнаруживаются на участках, прилегающих к разрывным нарушениям. Не исключено, что образование их связано с

проявлением гидротермальной деятельности¹. Кроме того, появление рассеянной сульфидной вкрапленности в породах, особенно в около-разрывных зонах, и скоплений сульфидов в метасоматически замещенных конкрециях позволяет предполагать поступление сюда в первоначально бессульфидные отложения флюидов, содержащих H_2S . Совокупное действие метагенных и гидротермальных процессов обусловило появление существующей картины. На стадии метагенеза под воздействием высоких температур и давлений происходила существенная перестройка минералогического состава пород. В частности, в значительных масштабах осуществлялось растворение кварца и переход SiO_2 в подвижное состояние, свидетельство чему — образование «альпийских жил» и появление признаков кремневого метасоматоза. Одним из ведущих факторов, влияющих на изменения пород, был боковой стресс, вызвавший образование кливажа. Появление последнего в толще увеличивало проницаемость сланцев, соответственно растворы из более глубоких горизонтов могли мигрировать вверх, пропитывая кливажированную толщу. С этими растворами следует связывать и поступление сероводорода. Для Большого Кавказа с его многочисленными проявлениями колчеданно-полиметаллического оруденения насыщение гидротермальных растворов сероводородом было, видимо, вполне обычным явлением.

В результате этих процессов помимо других изменений пород происходило метасоматическое замещение диагенетических сидеритовых конкреций хлорит-кремнистой массой и связывание Fe в пирит, а также переход в сульфиды других реакционноспособных форм железа, рассеянного в породах. Причем около крупных разрывных нарушений, т. е. в местах наиболее проницаемых зон, сульфидная вкрапленность получала наибольшее развитие. Нахождение в сланцах хлорит-кварцевых стяжений, не содержащих сульфидных выделений, помимо указанных ранее причин может обуславливаться существованием в толще участков, где проницаемость пород для флюидов с H_2S была понижена. Поэтому в среднелейасовой толще кремневый метасоматоз, который определялся метагенными процессами, распространен шире, чем сопровождавшее его связывание железа в сульфиды под воздействием сероводородсодержащих растворов. Значительная роль бокового стресса в изменении пород отчетливо проявляется в отложениях Бежитинской свиты, где местами в наименее измененных отложениях залегают сидеритовые стяжения, а на участках, подвергшихся интенсивному кливажированию и соответственно с повышенной проницаемостью для агрессивных флюидов, залегают хлорит-кварцевые стяжения с сульфидной минерализацией.

Нам представляется, что появление в разрезе конкреций описанного типа может служить достаточно достоверным показателем воздействия на толщу гидротерм, содержащих H_2S . Соответственно такая толща может рассматриваться в качестве потенциально перспективной на сульфидные (колчеданные) рудопроявления. Это предположение подтверждается литологическими исследованиями на широкой площади в пределах Центрального Кавказа. Здесь в юрских отложениях, содержащих большое количество сидеритовых стяжений, по мере приближения к району, где в этой толще локализованы сульфидные полиметаллические месторождения (р. Фиагдон), нарастает степень метасоматического замещения стяжений $FeCO_3$ кварцево-сульфидной породой. На участке, непосредственно прилегающем к полиметаллическому месторождению, конкреции подобного типа, содержащие обильную сульфидную минерализацию, описаны В. С. Стариковым и Г. П. Ольховским [7]. В связи с такими индикаторными свойствами конкреционных аутигенных образований изучение их и правильное тол-

¹ Под «гидротермальными» в статье подразумеваются горячие минерализованные растворы, поступавшие в юрскую толщу из более глубоких горизонтов, однако генезис этих растворов в настоящее время не ясен.

кование генезиса может представлять не только теоретический интерес, но также использоваться в практической работе геологов, занимающихся поисками полезных ископаемых.

Литература

1. *Гаврилов Ю. О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982, с. 100.
2. *Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968, с. 368.
3. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7, с. 3—18.
4. *Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968, 92 с.
5. *Мацапулин В. У.* Аутигенно-диагенетические сульфиды юрских флишоидов Горного Дагестана.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 422—423.
6. *Мацапулин В. У., Мигура А. П.* Сульфиды свинца и цинка в конкрециях и конгломератах ааленских отложений юго-восточного Дагестана.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 6, с. 1478—1480.
7. *Старилов В. С., Ольховский Г. П.* Конкреционные образования из ааленских отложений Северной Осетии и их значение.— Тр. Северокавказского горно-металлургического ин-та, 1961, вып. 16, с. 32—37.
8. *Стащук М. Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968, с. 208.
9. *Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А.* Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 23, с. 223.
10. *Фролов В. Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965, с. 180.
11. *Berner R. A.* Stability fields of iron minerals in anaerobic marine sediments.— J. Geol., 1964, v. 72, № 6, p. 826—834.
12. *Curtis C. D.* Diagenetic iron minerals in some British Carboniferous sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v. 31, № 11, p. 2109—2123.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
12.X.1981