

УДК 552.52

Н. Х. ПЕТРОСОВ, Г. Б. ИИСАНИ

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ  
УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР

## Вещественный состав

Отложения терригенно-карбонатной формации распространены на юге республики, в пределах Приараксинской зоны. Глинистые породы встречаются только в джерманисском разрезе, в других районах, в Нахичеванской АССР отложения верхнего триаса представлены доломитами и известняками. Мощность формации колеблется в пределах 500—700 м.

Глины и аргиллиты составляют около 50% мощности отложений, они переслаиваются с песчаниками, алевролитами, пластами каменного угля. Мощность последних 15—150 см, глины и аргиллитов — 2—5, иногда 20 и более метров.

Петрографические типы алевро-песчаных пород представлены кварцевыми и кремнекlasto-кварцевыми разновидностями, угли относятся к группе длиннопламенных и бурых.

Глинистые породы тонко- и толстослоистые; слоистость обычно нормальная, реже линзовидная. Они плотные, различных оттенков серого цвета, чаще темно-серые. Содержат растительные остатки, а также сидеритовые конкреции, которые располагаются (иногда непрерывно) вдоль напластования пород. Конкреции очень плотные, с раковинистым изломом, цвет темно-серый. Обычно поверхность их покрыта рыхлой желтовато-бурой коркой гидроокислов железа. Ядро сложено сидеритом и глинистым веществом, структура мелкозернисто-стуксовая. На поверхности пластов глинистых пород отмечены биоглифы, многочисленные ходы червей. В глинах и аргиллитах содержится богатый комплекс морской фауны—гастропод, нелеципод и других форм.

Глинистые породы относятся в основном к алевритовой разновидности; среднее содержание фракции  $< 0,001$  мм составляет 50%, 0,001—0,01 мм — 18%, 0,01—0,1 мм — 22%,  $> 0,1$ —10%. Вверх по разрезу содержание грубых фракций возрастает. Карбонатность колеблется в широких пределах (2—23%), в среднем составляет 14—15%.

Структура глинистых пород алевронелитовая, меганелитовая, реже исамнопелитовая и лептонелитовая, текстура беспорядочная, пятнистая. Крупные частицы представлены кварцем, обломками метаморфических, осадочных и кислых магматических пород, слюдами, полевыми шпатами. Форма зерен округлая, угловато-округлая. По обломкам пород и полевым шпатам развиваются глинистые и кремнистые минералы, кальцит, гидроокислы железа.

В глинистой основе рассеяны многочисленные мелкие зерна кварца и кальцита, углефицированные растительные остатки, скопления гидроксидов железа; иногда эти компоненты распределены в породе неравномерно, чем и обусловлено наличие пятнистых текстур. Отдельные участки глинистой основы (обычно это трещинки, поры, скопления органического вещества) раскristализованы в мелкочешуйчатые, оптически ориентированные агрегаты с низким двупреломлением, представленные, по-видимому, каолинитом. По глинистой основе развиваются также игольчатые новообразования кварца, реже сравнительно крупные призматические кристаллиты гидрослюда. Последние отличаются более высоким двупреломлением и характерным шелковистым блеском. Участками глинистая масса замещена крупнокристаллическим кальцитом.

Постоянными компонентами легкой фракции являются измененные минералы и обломки пород (8—96%, в среднем 75%), кварц (1—35%, в среднем 18%), полевые шпаты (~1%), мусковит (~2%), неизмененные обломки пород. В тяжелой фракции установлены магнетит (в среднем 4%), циркон (~1%), турмалин (~1,5%), рутил (~0,1%) гранаты (~0,5%), зеленая слюда (~2%), авгит (0,2%). Из аутигенных минералов постоянно присутствуют пирит+марказит (1—35%, в среднем 10%), гидроксиды железа (2—100%, в среднем 70%), барит+целестин, флюорит. Выход тяжелой фракции в среднем составляет 0,08%.

В глинах терригенно-карбонатной формации установлены гидрослюда, каолинит, хлорит, монтмориллонит, смешаннослойный Г-М. Основным минералом является гидрослюда (50—80%); каолинит составляет около 20% глинистой фракции, редко достигает 40%, остальные минералы в сумме не превышают 20%.

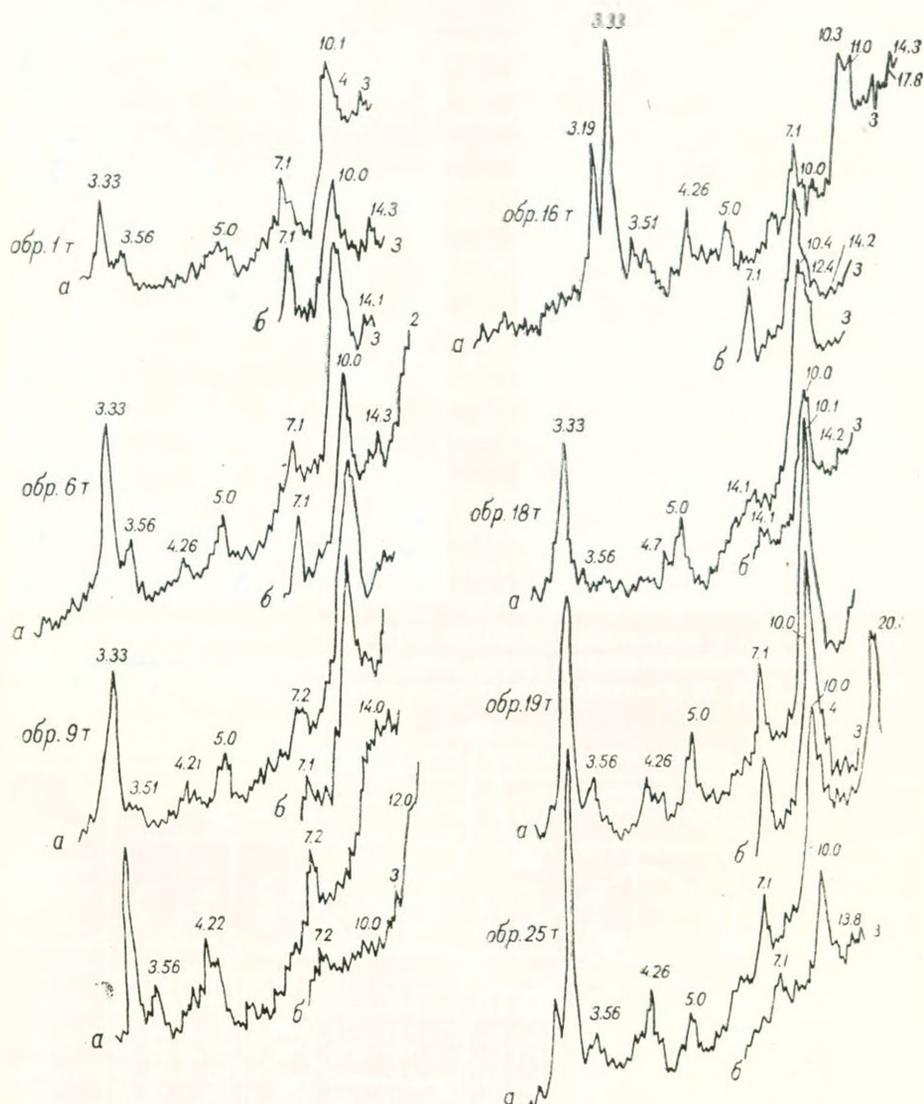
Распределение глинистых минералов не контролируется в разрезе и на площади распространения формации; несколько больше каолинита в отложениях карнийского яруса.

Гидрослюда относится к диоктаэдрическому типу, встречается в двух модификациях—1М и 2М<sub>1</sub>, причем 1М почти всегда больше 2М<sub>1</sub>. Фиксируется на дифрактограммах (фиг. 1) по серии базальных рефлексов с  $d=10\text{Å}$ ;  $5\text{Å}$  и т. д., которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином.

По данным электронографии, гидрослюды имеют следующие параметры элементарной ячейки: 1М— $a=5,20\text{Å}$ ,  $b=9,00\text{Å}$ ,  $c=9,98\text{Å}$ ,  $\beta=100^\circ$ . 2М<sub>1</sub>— $a=5,20\text{Å}$ ,  $b=9,00\text{Å}$ ,  $c=19,70\text{Å}$  и  $\beta=95^\circ$ . Иногда они обнаруживают несовершенство структуры по оси *C*.

На снимках суспензий (фиг. 2а) частицы гидрослюда имеют неправильную, изометричную, очень редко изометрично-пластинчатую форму и в основном резкие контуры ограничения.

Термограммы (фиг. 3) характеризуются двумя или тремя эндоэффектами (выделение различных типов воды) и одним экзоэффектом (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумами соответственно при 100—120°, 580—600°, 900—940°C. Последний пик выражен достаточно резко для гидрослюд и смещен в область высоких темпера-

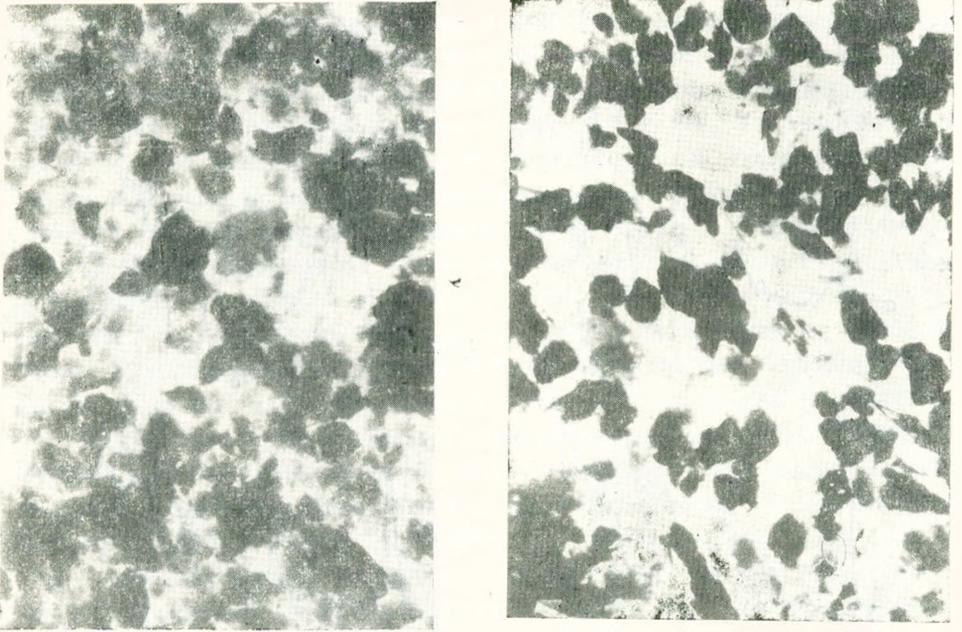


Фиг. 1. Дифрактограммы глины терригенно-карбонатной формации.

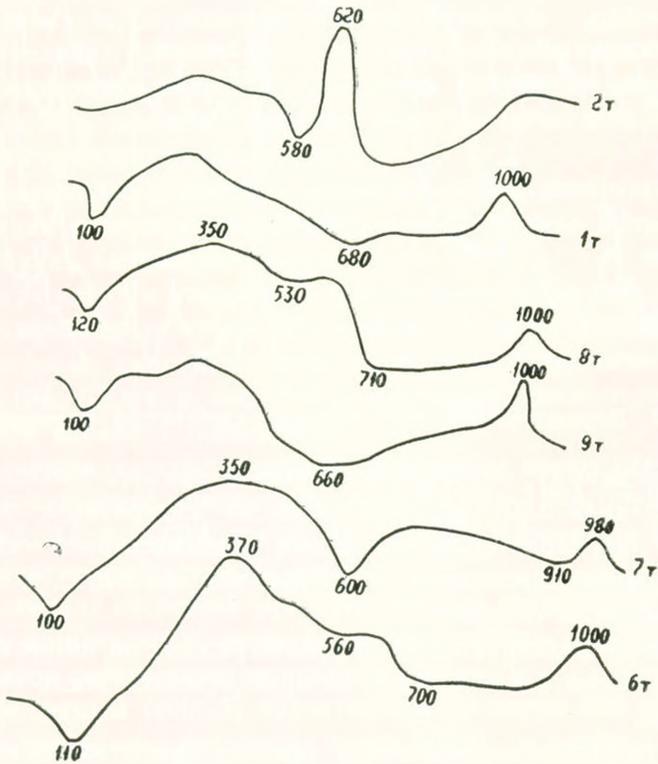
гур, что, по-видимому, объясняется наличием примеси каолинита. Термограммы фракции 0,001 мм, выделенной из сидеритовой конкреции (обр. 2Т, фиг. 3), характеризуются одним эндоэффектом с максимумом при 580°C и одним интенсивным экзоэффектом при 620°C, т. е. состоит преимущественно из сидерита.

Каолинит фиксируется на дифрактограммах по интенсивным базальным рефлексам с  $d=7\text{Å}$ ;  $3,5\text{Å}$ , которые исчезают после прокаливания образцов.

На электронномикроскопических снимках существенно каолинитовых глин (фиг. 2б) частицы имеют неправильную и изометричную форму, различную плотность и резкость очертаний.



Фиг. 2 Электронномикроскопические снимки глин: а) Гидрослюдистого состава, обр. 12Т. Увел. 7200, б) Клоллинит-гидрослюдистого состава, обр. 9Т. Увел. 6600.



Фиг. 3. Термограммы глинистой фракции глин терригенно-карбонатной формации.

По данным электронографии, каолинит — моноклинный, структура неупорядочная по оси  $c$ ; параметры ячейки:  $a=5,13\text{ \AA}$ ,  $b=8,92\text{ \AA}$ .

Хлорит диагностируется по базальным рефлексам с  $d=14\text{ \AA}$  и  $7\text{ \AA}$  на дифрактограммах природных и обработанных образцов. Судя по интенсивностям отражений четных и нечетных порядков на дифрактограммах прокаленных образцов, хлорит относится к железистой разновидности.

Монтмориллонит на дифрактограммах природных образцов фиксируется по рефлексу с  $d(001)=12-14\text{ \AA}$ , который после насыщения их глицерином увеличивается до  $17\text{ \AA}$ , после прокаливания сокращается до  $10\text{ \AA}$ .

На некоторых дифрактограммах природных образцов фиксируются рефлексы с  $d(001)=11,6-14,3\text{ \AA}$ ; с глицерином они возрастают до  $12,4-16,3\text{ \AA}$ , после прокаливания сокращаются до  $10\text{ \AA}$ , что свидетельствует о наличии смешаннослойной фазы с различным соотношением слюдистых и разбухающих слоев.

В терригенно-карбонатной формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: 1) гидрослюдистая и 2) каолинит-гидрослюдистая; в обеих ассоциациях участвуют хлорит, монтмориллонит и смешаннослойный Г-М. Наиболее широко распространена первая ассоциация.

Химический состав глинистых пород и содержание в них некоторых малых элементов приводятся в таблицах 1, 2, 3.

Таблица 1

Химический состав глинистых пород терригенно-карбонатной формации

№ образцов	О к с л ы											Сумма	
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Влага	пшп	Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O
1Т	58,23	1,14	18,86	5,37	2,73	—	0,56	1,92	1,39	6,50	1,00	3,00	100,70
3Т	61,67	0,72	15,72	3,73	3,60	0,02	0,49	1,46	3,04	4,69	1,45	3,35	99,94
6Т	59,50	0,72	16,89	9,11	1,44	0,07	0,56	1,53	1,40	5,92	1,30	2,45	100,89
9Т	60,35	0,72	18,06	6,97	0,72	0,23	0,49	1,47	1,75	5,74	1,00	3,15	100,05
10Т	66,28	0,72	16,41	1,67	3,60	0,02	0,42	1,63	2,57	3,19	1,50	2,50	100,51
12Т	66,57	1,02	15,20	2,55	1,87	—	0,49	1,32	2,80	4,42	1,31	3,10	100,64
13Т	53,23	1,02	18,95	7,92	1,00	—	1,26	1,79	5,29	6,79	1,00	3,40	100,83
14Т	63,57	0,72	18,64	2,75	2,44	0,02	0,49	1,81	1,24	4,60	0,85	3,70	100,82
17Т	62,63	0,72	16,25	1,83	0,96	0,05	0,42	1,05	2,77	3,94	1,50	2,65	100,57
23Т	61,34	1,02	18,17	5,02	1,72	0,02	0,35	1,75	1,50	5,49	1,45	2,85	100,68
24Т	67,35	0,72	17,13	3,10	0,43	—	0,61	1,14	2,61	3,35	1,75	3,60	100,88

Высокое содержание SiO<sub>2</sub> (в среднем 61,87%) объясняется присутствием большого количества свободного кремнезема. В аргиллитах среднее содержание SiO<sub>2</sub> составляет 62,91%, в глинах—60,83%. Содержание H<sub>2</sub>O (2,67%), Na<sub>2</sub>O (1,42%) и K<sub>2</sub>O (3,45%) в глинах больше, чем в аргиллитах (соответственно 1,83%; 1,14%; 2,98%).

Отношение  $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$  13,3 что значительно меньше, чем в низележащих глинах карбонатно-терригенной формации (~32). В последних, Известия, XXVIII, № 4—2

Таблица 2

Среднее содержание некоторых окислов в глинистых породах терригенно-карбонатной формации\*

Окислы	Типы глинистых пород		
	глина	аргиллит	среднее по всем типам
SiO <sub>2</sub>	$\frac{60,83}{5}$	$\frac{62,91}{6}$	$\frac{61,87}{11}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{17,20}{5}$	$\frac{17,24}{6}$	$\frac{17,22}{11}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{5,11}{5}$	$\frac{4,02}{6}$	$\frac{4,56}{11}$
FeO	$\frac{2,14}{5}$	$\frac{1,62}{6}$	$\frac{1,86}{11}$
H <sub>2</sub> O	$\frac{2,67}{5}$	$\frac{1,83}{6}$	$\frac{2,25}{11}$
п.п.п.	$\frac{4,24}{5}$	$\frac{5,62}{6}$	$\frac{4,93}{11}$
Na <sub>2</sub> O	$\frac{1,42}{5}$	$\frac{1,14}{6}$	$\frac{1,28}{11}$
K <sub>2</sub> O	$\frac{3,45}{5}$	$\frac{2,98}{6}$	$\frac{3,11}{11}$

\* В знаменателе — количество анализов.

Таблица 3

Распределение некоторых элементов в глинистых породах терригенно-карбонатной формации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Средне-арифметическое (M) в ‰	Модальное (M <sub>0</sub> ) в ‰	Кларки в осадочных глинах
Cr	50	0,01—0,03	0,027	0,027	1·10 <sup>-2</sup>
Ti	50	0,35—1	0,880	0,892	4,5·10 <sup>-1</sup>
Ni	50	0,01—0,003	0,0086	0,0089	9,5·10 <sup>-3</sup>
Mn	50	0,03—1	0,90	0,883	6,7·10 <sup>-2</sup>
Cu	50	0,01—0,03	0,018	0,017	5,7·10 <sup>-3</sup>
Sr	50	0,01—0,1	0,086	0,086	4,5·10 <sup>-2</sup>
Ba	50	0,03—0,1	0,091	0,089	8·10 <sup>-2</sup>
B	50	0,01—0,03	0,022	0,026	1·10 <sup>-2</sup>

кроме того, меньше K<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>, FeO, больше Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Из малых элементов в них Ti вдвое больше; содержание других элементов в обеих формациях не превышает кларковый уровень в осадочных глинах. Указанные признаки свидетельствуют о сравнительно меньшей метамор-

физации и зрелости глинистых пород терригенно-карбонатной формации и преимущественно гидрослюдистом их составе.

### Условия образования глин и генезис глинистых минералов

Образованием терригенно-карбонатной угленосной формации в позднем триасе завершается герцинский цикл осадконакопления на территории Армянской ССР. Прогибание и трансгрессия, имевшие место в пермское и раннемезозойское время и обусловившие формирование мощной (до 1500 м) карбонатной формации (P—T<sub>2</sub>), сменяются в конце триаса инверсией и затем освобождением области от морского покрова. Уже в рэтский век Приараксинская зона припаивается к Закавказскому поднятию, вследствие чего образуется обширная суша, простиравшаяся вплоть до центральной части геосинклинали Большого Кавказа.

Согласно Н. М. Страхову, территория Армении в триасе располагалась в пределах северного аридного пояса. Однако ряд признаков свидетельствует о том, что аридный в целом позднетриасовый климат Армении характеризовался горизонтальной зональностью. В частности, в Джерманисском бассейне и прилегающих к нему участках суши условия были гумидными (углеобразование, наличие в отложениях остатков богатой тропической флоры), а в Нахичеванской зоне—аридными (интенсивное доломитообразование).

Для терригенно-карбонатной формации характерны следующие ассоциации аллотигенных неглинистых минералов: 1) кварц (с нормальным погасанием)—циркон (окатанный)—обломки осадочных пород; 2) кварц (с мозаичным погасанием)—турмалин—мусковит—обломки метаморфических пород; 3) циркон (бипирамидальный, неокатанный)—обломки кислых магматических пород. Наиболее широко распространена первая ассоциация, образовавшаяся в результате переотложения древних осадочных пород. Источником второй и третьей ассоциаций являлись метаморфические, кислые интрузивные и эффузивные породы, слагавшие значительные площади Закавказского поднятия. Отсутствие в отложениях терригенно-карбонатной формации грубообломочного материала, наличие в них *Claphoteris platyphilia* Goepf., *Laccopteris daintrei* Schenk, *Nilssonia acuminata* Geopp. и другой флоры позволяют заключить, что рельеф позднетриасовой суши был сравнительно невысоким и слаборасчлененным.

Таким образом, глинистые осадки образовались за счет размыва в основном осадочных, отчасти кислых интрузивных и эффузивных пород в условиях гумидного климата и невысокого слаборасчлененного рельефа. Указанные условия способствовали образованию первичного каолинит-гидрослюдистого материала, причем гидрослюда была связана в основном с продуктами размыва древних осадочных толщ, а каолинит—с корами выветривания кислых интрузивных и эффузивных пород; этим объясняется, по мнению авторов, преобладающая роль гидрослюды в

составе глинистого вещества. В бассейне седиментации и в стадию постр-диагенетического преобразования пород соотношение указанных компонентов сохраняется, хотя глинистое вещество и претерпевает определенные изменения.

Глинистые осадки каолинит-гидрослюдистого состава отлагались на заболачивающихся участках регрессирующего моря, в прибрежно-дельтовых условиях (наряду с богатой морской фауной, в глинах имеются прекрасно сохранившиеся отпечатки листьев, ветвей и стеблей). Глинообразование пространственно было сопряжено с процессом углеобразования. Эти условия (обилие органики, кислая реакция) способствовали аутигенезу каолинита уже в стадию диагенеза. Последний образует псевдоморфозы замещения по глинистой основе, обычно в местах скопления органического вещества, в трещинках и порах. Сказанное позволяет считать, что каолинит развивается главным образом за счет породообразующей гидрослюды. Замещенные каолинитом участки, представленные в виде тонкоагрегатного вещества с точечной поляризацией, выделяются на фоне основной массы ориентировкой частиц, более крупными размерами агрегатов и низким двуупреломлением; иногда такие участки погасают как монокристалл. Нужно однако отметить, что описанное явление развито не столь широко, чтобы связать с ним генезис всего каолинитового вещества глин. Это обстоятельство, а также благоприятные условия для образования каолинитовых кор, заставляют думать, что часть каолинита в глинах терригенно-карбонатной формации имеет аллотигенное происхождение. Обломочный каолинит при наличии обильной органики в бассейне седиментации находился в равновесном состоянии со средой диагенеза: в последующих циклах он сохранился в результате консервации в непроницаемых глинистых породах.

Диоктаэдрическая гидрослюда  $2M_1$  в глинах угленосной формации имеет аллотигенное происхождение, он связан с продуктами размыва древних осадочных и метаморфических пород. Ранее авторами было показано, что в нижележащих глинах карбонатно-терригенной формации аутигенная гидрослюда  $2M_1$  в ассоциации с парagonитом  $2M_1$  развивается в стадию метагенеза: отчасти—позднего катагенеза. Они образуют достаточно крупные (до 0,1 мм) чешуйки по глинистой основе, которые располагаются в основном вдоль сланцеватости пород. Эти явления в глинах угленосной формации не наблюдаются, поскольку они находятся на уровне раннекатагенетического изменения. Аутигенные неглинистые минералы в них представлены пиритом, марказитом, сидеритом, очень редко баритом и флюоритом. Перемежающиеся с глинами зернистые породы имеют нормальноосадочные структуры; конформные и инкорпорационные глины структур отсутствуют. Среди обломочных минералов нередко встречаются неизменные полевые шпаты, пироксены, амфиболы. В глинах хлорит представлен железистой разновидностью; обычное соотношение гидрослюд— $1M > 2M_1$ . Текстуры глин в основном беспорядочные. Угли высокозольные (20—60%), величина теплоты сгорания колеблется

в пределах 3515—8000 ккал. т. е. относится к слабо метаморфизованным разностям—длиннопламенным и бурым.

Таким образом, генерация гидрослюды  $2M_1$ , характерная для высших стадий изменения пород, в данном случае исключается. Нет также критериев для отнесения полиптина  $2M_1$  к диагенетическим или позднекатагенетическим образованиям. Отметим, что глины содержат в среднем до 3% обломочного мусковита (биотит почти отсутствует), который не несет никаких следов изменения.

Диоктаэдрическая гидрослюда  $1M$  встречается, как правило, совместно с  $2M_1$ , в соотношении  $1M > 2M_1$ . По данным А. Г. Коссовской [2], главным источником аутигенного полиптина  $1M$  в терригенных отложениях является биотит. Как было отмечено, в глинах угленосной формации биотит почти не встречается, тем не менее, авторы считают, что часть гидрослюды  $1M$  имеет аутигенное происхождение. Древние осадочные породы, испытавшие глубокие изменения, тем более метаморфические, не могли быть поставщиком столь значительного количества гидрослюды  $1M$ , поскольку в терригенных формациях она исчезает в основном уже в стадию раннего метазенеза [1]. Очевидно, аутигенная генерация полиптина  $1M$  происходит в начальные стадии литогенеза за счет полевых шпатов и других метастабильных продуктов. Содержание измененных (пелитизированных полевых шпатов, обломков пород) составляет в среднем 75% легкой фракции. Вследствие методических трудностей, детальное исследование продуктов изменения невозможно; судя по интерференции и характерному матово-шелковистому блеску, они относятся к гидратированным слюдам. Представлены эти продукты слабо поляризуемыми тонкочешуйчатыми агрегатами, нередко оптически ориентированными и реагирующими на свет по суммарному эффекту. Данные электронографии в большинстве случаев указывают на высокую степень совершенства структуры гидрослюды  $1M$ , что также является признаком ее аутигенности. Нужно добавить, что в глинах угленосной формации содержится в среднем до 2% обломочной зеленой слюды, которая, возможно, была одним из источников образования полиптина  $1M$ .

Значительные трудности представляет генетическая интерпретация минералов-примесей: хлорита, монтмориллонита, смешаннослойной фазы Г-М. В сумме они составляют не более 20% глинистой фракции, что исключает возможность их детального исследования и однозначного толкования.

Можно предположить, что хлорит образуется по обломкам эффузивных пород в стадию диагенеза—раннего катагенеза. Замещение их железистым  $14\text{Å}$  хлоритом—широко распространенное явление в глинах геосинклинальных и орогенных формаций Армянской ССР [3]. В последних он развивается по стекловатому базису обломков эффузивных пород и темноцветным минералам. Не исключено, что хлоритизация последних имеет место уже в коре, однако аналогичный хлорит в песчаниках явно аутигенного происхождения. В случае большого количества об-

ломков пород (или крупных шпекластов), новообразованный хлорит перекачивается в цемент и становится его важной составной частью.

Диagenетические 14Å хлориты описаны Г. В. Карповой [1] в угленосных формациях Днепровско-Донецкой впадины; предполагается синтез хлорита в среде диagenеза с избытком железа и реакционноспособного алюмокремниевое материала.

Менее вероятным кажется аллотигенное происхождение хлорита в рассматриваемой формации, поскольку при наличии метаморфических и глубоко измененных древних осадочных пород в качестве источников сноса в осадках фиксировались бы в основном магнезиальные хлориты.

Трудно допустить образование монтмориллонита за счет главных источников сноса—пород, дифференциация которых происходила в условиях гумидного климата и невысокого слаборасчлененного рельефа. С другой стороны, отсутствие синхронного осадконакопленню вулканизма (не только эксплозивного, но и других форм), кислая реакция, обусловленная интенсивным разложением растительности в обстановке полузамкнутого водоема, исключали аутигенную генерацию монтмориллонита. Между тем, в глинах многих угленосных формаций монтмориллониты различного генезиса (преобразование гидрослюд, синтез в катагенетических порах и т. д.) являются чуть ли не постоянными, хотя и второстепенными компонентами. В нашем случае наиболее вероятным кажется привнос монтмориллонита из развитого на осадочном субстрате почвенного слоя соседних аридных зон. В частности, Нахичеванская зона, где отлагались доломиты, отстояла от джерманисского бассейна всего на расстоянии 20—30 км.

Монтмориллонит встречается в ассоциации с неупорядоченным смешаннослойным образованием типа Г-М с различным соотношением слюдяных (Г) и разбухающих (М) слоев (первые всегда преобладают). Очевидно Г-М образуется за счет монтмориллонита путем необменной фиксации  $K^+$  в межслоевых промежутках в начальные стадии осадконакопления. Возможно также, что он возникает в результате гидратации диоктаэдрических слюд в корях выветривания и в бассейне седиментации.

Таким образом, глинистые минералы угленосной формации имеют двойственную природу—аллотигенную и аутигенную. Однако формирование их парагенезов контролируется главным образом палеогеографическими условиями (климат, состав размываемых пород, рельеф); вместе с тем, влияние постседиментационных процессов достаточно ярко проявляется на всех этапах эволюции глинистых осадков.

Հ. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ, Գ. Բ. ԿՈՍՍՈՎԱ

## ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՇ ՏԵՐԻԳԵՆ-ԿԱՐԲՈՆԱՏԱՅԻՆ ԱՄԽԱԲԵՐ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ԿԱՎՈՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. ւ. մ.

Արդիլիտները և կավերը կազմում են ֆորմացիայի ընդհանուր հզորության (500—700 մ) մոտավորապես 50 տոկոսը: Նրանց ուսումնասիրությունը գենետիկական միներալոգիայի տեսակետից մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում, բանի որ կավառաջացումը տեղի է ունեցել ուշտրիասյան ծովի ռեգրեսիայի յուրահատուկ պայմաններում և կապված է եղել ածխառաջացման պրոցեսի հետ:

Կավերի մանրակրկիտ ուսումնասիրման շնորհիվ անջատվում է կավային միներալների երկու ասոցիացիա՝ հիդրոփալլարային և կաոլինիտ-հիդրոփալլարային, որոնցից առաջինն ավելի լայն է տարածված: Երկու խմբերում էլ կան իստոնորդ միներալներ՝ երկաթխառն քլորիտ, մոնտմորիլոնիտ և հիդրոփալլար-մոնտմորիլոնիտ տիպի խառը շերտավոր ֆազ:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ կավային միներալներն ունեն երկակի՝ այստիգեն և աուտիգեն բնույթ: Սակայն կավային ապարների պարագենեզիսների կազմավորման գլխավոր գործոններն են հանդիսանում կլիման, հողմահարվող ապարների կազմությունը, ռելիեֆը՝ այսինքն պալեոաշխարհադրական պայմանները: Մինևույն ժամանակ նստվածքառաջացման և հետնստվածքառաջացման պրոցեսների ազդեցությունը բավական ցայտուն է արտահայտված նստվածքառաջացման ամբողջ ցիկլի ընթացքում: Այսպիսով, դիագենեզի ժամանակ օրգանական նյութերի բայքայման և թթու ռեակցիայի պայմաններում առաջանում է կաոլինիտ, իսկ վաղ կատագենեզի ընթացքում կավային հիմքի և կանաչ փալլարների հաշվին դարդանում է 1M մոդիֆիկացիայի հիդրոփալլար: Իրա հետ մեկտեղ ապար կազմող միներալների հարաբերությունը ամբողջությամբ պահպանվում է: Այս հանգամանքը թույլ է տալիս եզրակացնելու, որ կավային ապարների հիմնական մասը (պոլիտիպ 2M<sub>1</sub>, մասամբ 1M և պսեղոմոնոկլինային կաոլինիտ) ունի ալոտիգեն ծագում:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кирнова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях «Недра», М., 1972
2. Коссовская А. Г. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слоистых минералов осадочных пород. Тр. ГИАН СССР, вып. 221, 1971.
3. Петросов И. Х. Ассоциации глинистых минералов в верхнетретичных отложениях Приреванского района Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, вып. 37, № 3, 1963.