

УДК 552.52(179.25)

Г. Б. НИСАНЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

ПИРОФИЛЛИТ, ПАРАГОНИТ И СОПУТСТВУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР КАК ИНДИКАТОРЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

В статье дается описание и генетическая интерпретация очень редко встречающихся в осадочных породах парагонита и пирофиллита, а также сопутствующих глинистых минералов из палеозойских отложений Армянской ССР.

Авторы приходят к выводу о метагенетическом происхождении пирофиллита и парагонита, которые фиксируют предметаморфические фации в условиях, когда региональный метаморфизм накладывается на метаморфизм погружения. Авторы считают, что для указанных условий ассоциация пирофиллит-парагонит-неупорядоченный (псевдомоноклинный) каолинит-гидрослюда $2M_1$ является критической и намечает собой рубеж между собственно осадочными и метаморфическими фациями.

Пирофиллит считался до недавнего времени типичным минералом метасоматических и метаморфических фаций. Милло [7] указывает на несколько случаев обнаружения обломочного и эпигенетического пирофиллита в осадочных породах. В 60-х годах в Советском Союзе пирофиллит в цементе песчаников описан А. Г. Коссовокой и В. Д. Шутовым [5, 6], А. В. Копелювичем [4]. Сведений о пирофиллите в осадочных отложениях до сих пор еще очень мало [1], поскольку в них, особенно в глинах, он встречается довольно редко. Несколько больше информации о парагоните [1, 2, 3, 10, 11, 12], но и этот минерал весьма редок в осадочных отложениях. Отсюда интерес, который могут представить парагонит и пирофиллит в глинистых породах карбонатно-терригенной формации верхнего девона—нижнего карбона Армянской ССР.

Отложения карбонатно-терригенной формации распространены в двух тектонических зонах—Приараксинской и Зангезурской. В последней они локализованы вблизи участков развития глубинных разломов, что обусловило некоторое своеобразие глинистых пород этой зоны.

Глинистые сланцы и аргиллиты ассоциируют с известняками, песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами. Мощность формации достигает в Приараксинской зоне 1700—1800 м. Глинистые породы составляют около 20% объема формации. Мощность глинистых пластов обычно колеблется в пределах 0,2—5 м, иногда достигает более 50 м. Породы содержат остатки брахиопод, кораллов, фораминифер, пелеципод, гастропод; характерно наличие карбонатно-кремнисто-глинистых конкреций. Глины серые, темно-серые, массивные, иногда рассланцованные. Вдоль сланцеватости отмечаются скопления белой слюды, пирита, угли-

финирированные фрагменты растений. Глины алевритистые, реже алевритовые и песчаные, карбонатность в среднем составляет 4,5%. Структура и текстура глин алевропелитовая, мегапелитовая, микрослонистая, пятнистая, сланцеватая. Песчаные и алевритовые частицы составляют 20—30% объема породы; представлены кварцем, альбитом, слюдами, обломками пород (осадочных, метаморфических, кислых магматических), реже цирконом, магнетитом, пиритом. Обломки пород и полевые шпаты нередко интенсивно изменены—вплоть до полного замещения глинистыми и кремнистыми минералами, слюдами, кальцитом, гидроокислами железа. Глинистая основа пронизана тонкодисперсным кварцем, гидроокислами железа, углистым веществом, кальцитом. Участками глинистая масса раокристаллизована в сравнительно крупные (0,02—0,04 мм) чешуйки, игольчатые и тонкопризматические кристаллиты, которые в глинистых сланцах располагаются субпараллельно сланцеватости. Раковины фораминифер, фрагменты криноидей, водоросли замещены кальцитом, кремнистым и глинистым веществом. Некоторые раковины фораминифер и стебли криноидей по периферии сложены глинистым веществом, погасяющим как монокристалл, а ядра—перекристаллизованным кальцитом; у других, наоборот, ядра замещены глинисто-кремнистым материалом, а стенки—кальцитом. Таким образом, аутигенные глинистые минералы развиваются по глинистой основе, обломкам пород и минералов, остаткам микроорганизмов.

Неглинистые аутигенные компоненты представлены измененными минералами и обломками пород (~85%), альбитом (2%), овежими обломками пород (~1%), кварцем (5%), мусковитом (3%), цирконом (3%), турмалином (2%), рутилом (~1%); из аутигенных присутствуют гидроокислы железа (до 100%), пирит, рутил, анатаз, турмалин, флюорит, кальцит, кварц, халцедон.

Все указанные выше особенности характерны для пород обеих зон—Приараксинской и Зангезурской, различия наблюдаются в составе глинистых минералов. В глинах Приараксинской зоны основными глинистыми минералами являются каолинит (50—80%), гидрослюда (20—40%), парагонит (до 20%); как второстепенные примеси встречаются Fe-Mg-хлорит и смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда. В глинах Зангезурской зоны каолинит и гидрослюда остаются главными минералами, но важным компонентом является также пирофиллит; другие минералы-примеси почти отсутствуют. Таким образом, для Приараксинской зоны характерна парагонит-гидрослюда-каолинитовая ассоциация, для Кафанской—пирофиллит-гидрослюда-каолинитовая.

Каолинит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с $d=7 \text{ \AA}$, $3,5 \text{ \AA}$ и т. д. (табл. 1). По данным электронографии, структура каолинита несовершенная, период «С» не проявляется; минерал относится к псевдомоноклинному типу с параметрами: $a=5,13 \text{ \AA}$, $b=8,92 \text{ \AA}$.

На термограммах (рис. 1, обр. 18п и 15п) фиксируются одна эндотермическая и одна экзотермическая реакции с максимумами соот-

Результаты рентгеновского анализа гидрослюд и каолинитов карбонатно-терригенной формации

Обр. 11	Гидрослюда		Обр. 26	Каолинит	
	<i>d, n</i>	<i>J</i>		<i>d, n</i>	<i>J</i>
10,1	4	0,01	10,0	3	001
7,1	2	—	7,15	10	001
4,98	3	002	4,94	2	002
4,48	0	110,020	4,45	9	020,110
4,26	1	—	3,57	10	002
3,52	2	—	3,35	7	—
3,35	10	003	2,56	9	201, др.
2,57	10	130	2,50	3	200,131
2,46	2	—	2,45	3	—
2,39	2	—	2,38	2	003
2,30	1	—	2,34	5	202, др.
2,24	2	220	2,28	2	113,131
2,13	3	—	2,24	2	—
1,986	4	005	2,19	2	132,220
1,812	5	—	2,13	—	—
1,694	3	310	1,988	4	203,132
1,664	4	—	1,889	1	133
1,538	5	—	1,840	1	139, др.
1,497	8	060	1,810	1	—
1,484	1	—	1,779	1	004
1,451	1	—	1,655	4	240, др.
1,381	3	—	1,534	2	230
1,371	4	—	1,489	7	060
1,296	4	400	1,449	3	061
1,286	1	—	1,425	1	005
1,202	3	—			

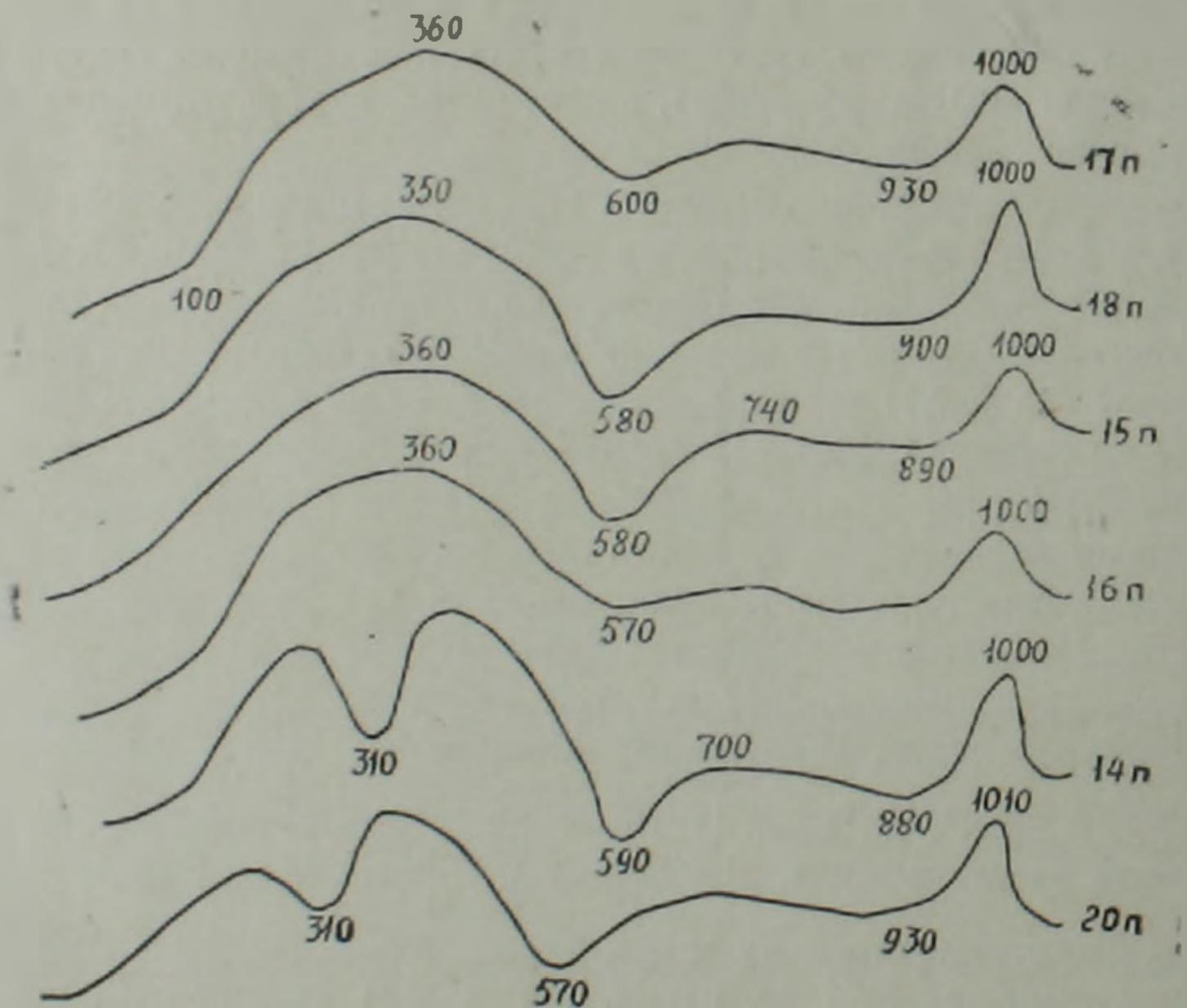


Рис. 1. Термограммы каолинит-гидрослюдистых глин.

ветственно при 600—660°C и около 1000°C. Химический состав существенно каолинитовых глин приводится в табл. 2 (обр. 15, 22, 7).

Гидрослюда фиксируется по базальным рефлексам с $d = 10 \text{ \AA}$, 5 \AA и т. д., которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином (табл. 1). Минерал диоктаэдрический, представлен двумя модификациями—1М и 2М₁. Параметры элементарной ячейки: 1М— $a = 5,20 \text{ \AA}$, $b = 9,00 \text{ \AA}$, $c = 9,98 \text{ \AA}$, $\beta = 100^\circ$; 2М₁— $a = 5,19 \text{ \AA}$, $b = 9,00 \text{ \AA}$, $c = 19,80 \text{ \AA}$, $\beta = 95^\circ 30'$.

На термограммах гидрослюдистых глин (рис. 1, обр. 20 и 14) первый эндоэффект выражен достаточно отчетливо, эндотермическая реакция, вызванная выделением ОН—групп, протекает сравнительно слабо. В химическом составе существенно гидрослюдистых глин К₂О заметно преобладает (табл. 2, обр. 19 и др.).

Таблица 2

Химический состав каолинит-гидрослюдистых глин

№ обр.	О к с л ы												
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	влага	и и и	Na ₂ O	K ₂ O
20	53,35	13,85	0,14	16,44	0,68	1,01	0,60	0,07	0,22	0,87	8,87	0,17	3,16
19	54,06	4,37	0,64	22,97	0,90	1,24	1,09	—	0,23	1,49	8,11	0,21	4,66
15	56,97	3,04	0,64	25,13	1,12	0,74	0,27	0,04	0,08	1,08	7,47	0,56	2,48
14	53,49	10,40	0,35	21,34	0,60	0,86	0,36	0,07	0,20	1,21	9,96	0,30	1,33
22	53,35	16,88	4,61	15,76	0,50	0,37	1,18	—	1,60	1,85	9,13	0,12	0,63
21	53,39	7,07	0,78	22,97	0,85	0,99	0,36	0,07	0,20	3,57	7,19	0,53	2,38
29	60,16	4,33	0,57	16,13	1,12	1,24	0,18	0,03	0,14	1,63	11,00	0,66	2,60
26а	56,31	7,69	1,84	15,62	0,67	4,89	2,67	0,07	0,83	1,85	4,06	2,38	0,74
11	64,34	4,66	0,78	17,71	1,87	0,60	0,91	0,04	0,16	1,04	5,57	0,05	2,54
12	62,60	5,73	0,71	16,92	2,17	0,86	0,73	0,03	0,23	1,16	5,25	0,04	3,70
7	58,72	4,84	0,51	21,40	0,67	0,86	0,47	—	0,10	1,50	6,00	0,31	2,92
9	62,91	6,85	0,35	17,45	2,00	0,86	0,47	—	0,16	0,69	5,70	0,24	2,48

Аналитик Л. А. Оганисян (ИГН АН Арм.ССР).

На электронно-микроскопических снимках каолинитовых и гидрослюдистых глин фиксируются частицы: неопределенной, иногда изометричной и удлиненно-пластинчатой формы (рис. 2).

Парагонит развивается по основной массе аргиллитов—сланцев, образуя бесцветные, сравнительно крупные чешуйки, размером 0,07—0,4 м.м. Это позволило отобрать (под биноклем) мономинеральную фракцию для электронографического и спектрального анализов. Минерал относится к модификации 2М₁ имеет следующие параметры ячейки: $a = 5,17 \text{ \AA}$, $b = 8,95 \text{ \AA}$, $c = 19,45 \text{ \AA}$, $\beta = 95^\circ 48'$. Содержание некоторых элементов по данным спектрального анализа: Si, Al > 10%, Fe ~ 3%, Ti—0,3—1%, Na—0,3—1%, Ca, Mg, Ba, Sr—0,03%, Mn, Cr, Zr, Cu, Ga, Jt—0,003%, Ni, Li—0,001%, Be—0,0001%. Значение параметра «С».

повышенное содержание Na и отсутствие K позволяют уверенно отнести минерал к парагониту.

Пирофиллит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с $d \sim 9.17 \text{ \AA}$, 4.6 \AA и т. д. (табл. 3). На термограммах глин со значи-

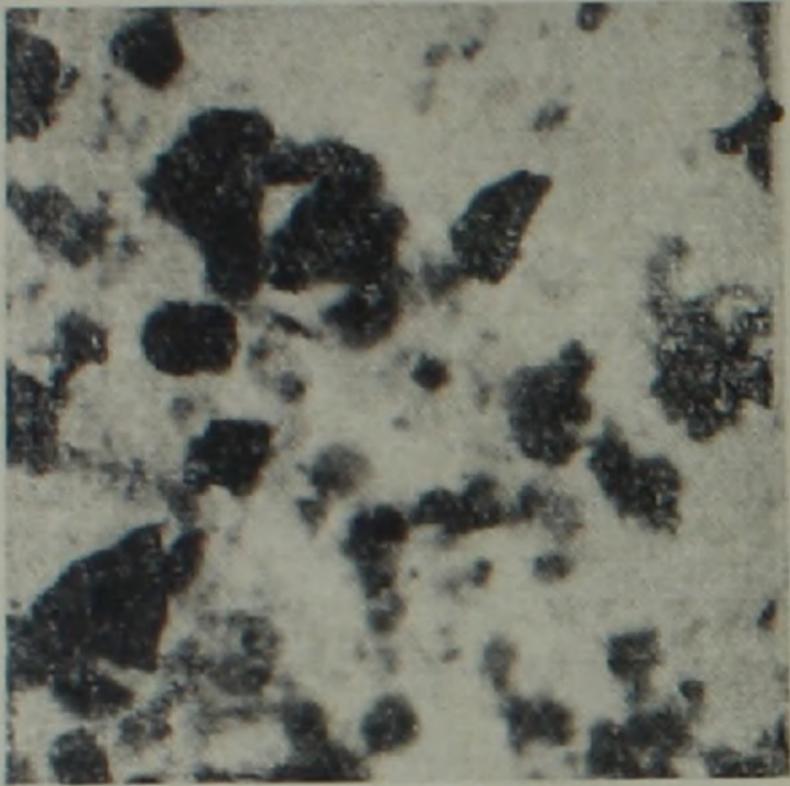


Рис. 2. Электронномикроскопический снимок каолинит-гидроалюсиной глины

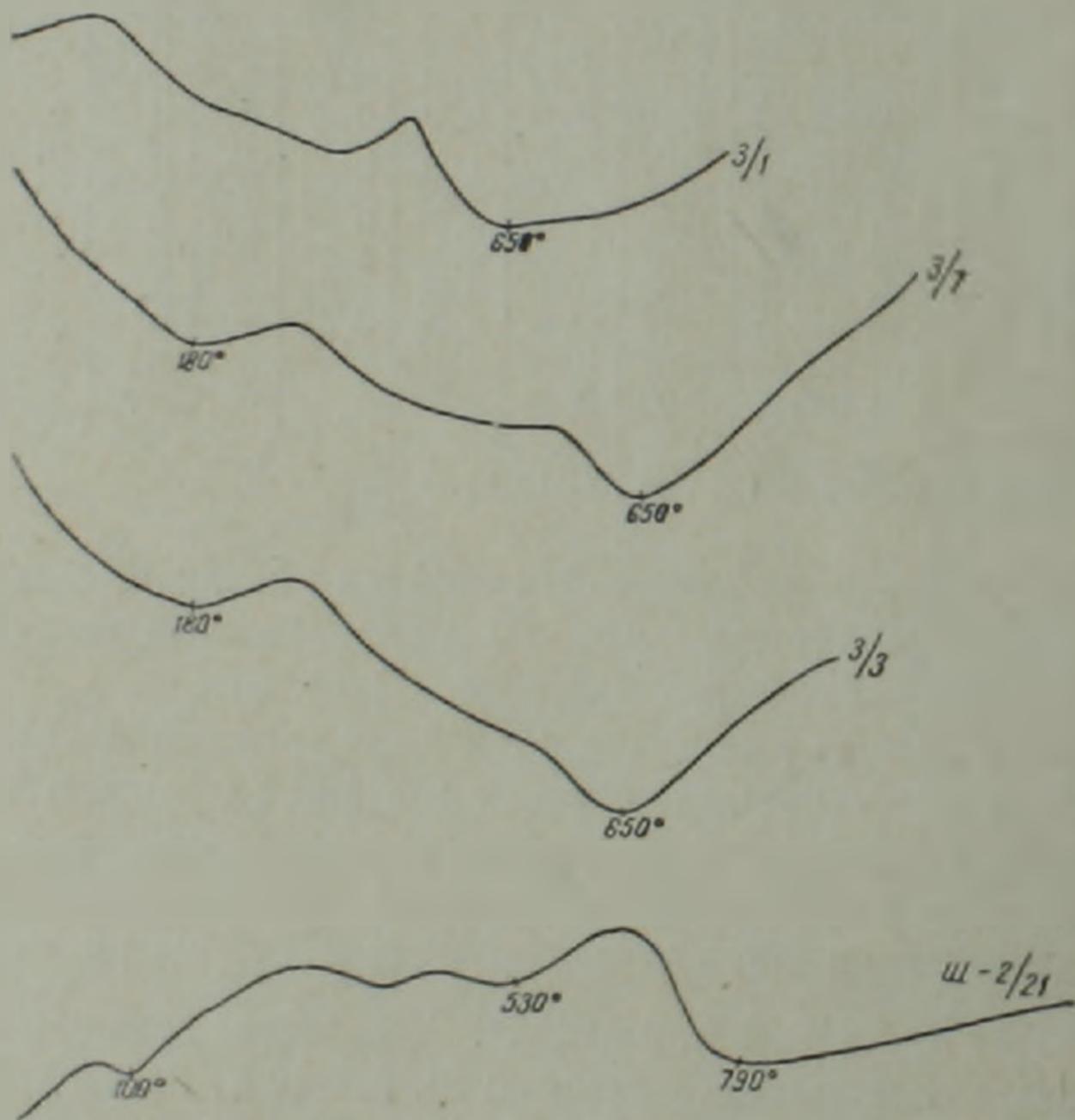


Рис. 3. Термограммы глин со значительным содержанием пирофиллита.

тельным содержанием пирофиллита (рис. 3) фиксируется один широкий эндоэффект дегидратации с максимумом около 650°C . Иногда эта реак-

ция протекает в несколько этапов (обр. 2/21), что, очевидно, связано со степенью совершенства минерала или прочностью связи ОН-групп в его структуре. Химический состав пирофиллитовых глин приводится в табл. 4. Обращает внимание высокое содержание Al_2O_3 , что характерно для пирофиллитов [1]. Повышенное содержание K_2O связано с присутствием гидрослюда мусковитового типа. Другие аномалии (Fe, H_2O и др.) по отношению к теоретическому составу также обусловлены наличием примесей.

Таблица 3

Результаты рентгеновского анализа глин со значительным содержанием пирофиллита

Обр. 3/1		Обр. 3/3		Обр. 3/7		Обр. 2/21	
J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
5	10,0	5	9,87	4	9,97	2	14,2
6	9,17						
8	7,0	6	9,17	4	9,17	2	10,1
3	4,98	4	4,96	5	7,00	5	9,2
5	4,49	5	4,57	2	5,01	6	7,1
4	4,25	2	4,41	3	4,60	3	4,98
2	3,87	7	3,33	3	4,44	4	4,58
1	3,70	10	3,04	3	4,25	4	4,44
4	3,50	3	2,55	5	3,51	3	4,24
10	3,35	2	2,41	10	3,35	6	3,51
2	3,21	2	2,29	2	3,20	10	3,34
3	3,07	4	1,999	6	3,06	7	3,06
3	2,89	4	1,834	5	2,558	5	2,56
2	2,86	3	1,643	3	2,459	4	2,41
5	2,55	1	1,520	4	2,421	2	2,27
3	2,45	2	1,491	5	2,339	2	2,13
4	2,34			2	2,280	3	2,00
2	2,28			2	2,236	3	1,817
2	2,24			2	2,168	3	1,667
3	2,168			3	2,000	3	1,542
2	2,035			2	1,891	4	1,495
2	1,894			2	1,839		
4	1,817			3	1,818		
3	1,655			2	1,673		
3	1,541			2	1,632		
4	1,495			2	1,541		
				3	1,493		

Ранее [8] авторами обсуждался вопрос о генезисе каслинита и гидрослюда $1M$ и $2M_1$, поэтому речь пойдет здесь в основном о пирофиллите и парагоните.

Наиболее обстоятельно вопрос о генезисе аутигенного пирофиллита в осадочных отложениях рассмотрен в упомянутых публикациях А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова. Ими выделена кварцево-пирофиллитовая фацция, которая возникает при региональном эпигенезе кварцевых граувакк и каолинитовых глин вслед за кварцево-диккитовой фацией. Последняя фиксируется в мезозойских отложениях Сибирской платформы на глубине 2500 м, а в рифрейских и нижнемелозойских отложениях Русской платформы—на глубине 1000—1500 м (здесь, по-видимому, имеет значение фактор времени). Таким образом, кварц-пирофиллитовая фацция рас-

полагается непосредственно ниже указанных глубин, в зоне метатенеза. Пирофиллит образуется по диккиту в результате перехода пород из зоны глубинного эпигенеза в зону метатенеза. Отсутствие щелочей и избыток SiO_2 , связанный с растворением обломочного кварца, приводит к надстраиванию двухэтажной структуры диккита слоем кремнекислородных тетраэдров и появлению трехэтажной структуры устойчивого пирофиллита. В случае присутствия в интерстиционных растворах К, в породах этой зоны возникает, как правило, серицит. Авторы ссылаются на экспериментальные работы В. Нолля, И. Грюнера, Б. Стрингхема, выявившими

Таблица 4

Химический состав глины со значительным содержанием пирофиллита

Химические компоненты	№ обр.			
	III-31	III-33	III-37	III-221
SiO_2	48,90	50,60	49,30	54,63
TiO_2	1,32	0,39	1,00	1,13
Al_2O_3	30,82	35,67	29,25	24,98
Fe_2O_3	3,93	4,15	7,18	2,24
FeO	2,15	0,71	0,28	5,02
MnO	не общ.	0,07	0,60	0,02
CaO	1,68	1,19	1,50	2,52
MgO	1,60	0,55	1,00	1,41
P_2O_5	0,35	0,04	0,19	0,09
Влага	0,46	0,30	0,20	0,52
П. п. п.	3,61	3,42	5,80	1,27
Na_2O	0,35	0,23	0,24	2,20
K_2O	4,80	2,60	4,20	0,90
Сумма	99,62	99,60	100,74	100,08

возможность синтеза пирофиллита из гелей SiO_2 и Al_2O_3 в тех же условиях что каолинит, но при более высоких температурах (около 400°). Этот процесс может идти и при более низких температурах, если концентрация ионов Al ниже ионов Si; диккит и пирофиллит могут образоваться в близких условиях при pH ниже 7 и температуре $200-300^\circ$. Допускается, что последовательное эпигенетическое изменение кварцево-каолинитовых пород протекает при $\text{pH} \leq 7$ как бы в закрытой системе $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ (что предопределяется составом исходных пород) в условиях постепенно повышающихся температур и давлений. А. В. Копелиович [4] также считает возможной парагенетическую связь минералов в зоне эпигенеза-метатенеза в ассоциации каолинит-диккит-пирофиллит. С другой стороны, он отмечает, что «между диоктаэдрическими слюдами и пирофиллитом имеются постепенные переходы» (стр. 231). Можно добавить, что в системе $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при атмосферном давлении и температуре $300-500^\circ\text{C}$ образуются пирофиллит+бемит+каолинит; в присутствии Ca, Mg и щелочей при давлении $87-300$ атм и температуре около 400° образуются пирофиллит+бемит+талек; при умеренных дав-

лениях и более высоких температурах каолинит и пирофиллит развиваются, если даже в системе имеется избыток К [7]. Таким образом, указанный парагенез закономерен в природных и искусственных средах и отражает определенные термобарические условия. Однако в сходных условиях, при умеренных давлениях и температуре выше 350°, пирофиллит может возникнуть и без каолинита, избыток Al_2O_3 в этом случае уходит на генерацию бемита [1]. P1—условия образования пирофиллита и парагонита в процессе метаморфизма осадочных пород довольно близки. Г. В. Карисовой [3] обнаружен парагонит в каменноугольных отложениях Большого Донбасса с максимальными мощностями порядка 15—16 км (~ 4 кбар), вмещающими антрацит без признаков графитизации (400°C); поле устойчивости парагонита располагается ниже этого уровня (в сторону больших давлений и температур) в ассоциации с мусковитом 2M₁ и хлоритом IIв, $\beta=97^\circ$. Розенфельд описал парагонит, образовавшийся в близких термобарических условиях [12]. Грюнер [10] синтезировал парагонит при температуре 400°C. P1—условия возникновения парагонита оцениваются примерно в 400°C и 4000 бар, пирофиллиту соответствуют несколько большие значения температуры и давления.

Пирофиллит и парагонит в отложениях карбонатно-терригенной формации образовались в несколько иных условиях и не в ассоциации с диккитом, а с каолинитом и гидрослюдой 2M₁, в самую позднюю стадию преобразования пород.

Парагенезы глинистых и неглинистых минералов, структурно-текстурные особенности пород указывают на три уровня их постседиментационного изменения: ранний и поздний катагенез и метагенез.

Ранний катагенез (область аргиллитов) фиксируется в обеих зонах. Породы включают глинисто-железисто-карбонатные конкреции. Аргиллиты ассоциируют с тонкозернистыми известняками и песчаниками. Встречаются биотит, амфиболы и сравнительно свежие плагиоклазы (альбит, микроклин). Аутигенные неглинистые минералы представлены гидроокислами железа, пиритом, кальцитом, реже анатазом рутилом. Структуры и текстуры пород нормально-осадочные. Породообразующими глинистыми минералами являются моноклинный каолинит с несовершенной структурой и гидрослюда 1M и 2M₁, как правило, в соотношении $1M \geq 2M_1$. Почти постоянно встречаются смешаннослойный гидрослюда-монтмориллонит.

Поздний катагенез (область сланцев-аргиллитов) также фиксируется в обеих зонах. Глинистые породы ассоциируют с кварцито-песчаниками, кварцитами. Основными глинистыми минералами являются моноклинный каолинит с несовершенной структурой и гидрослюда 2M₁ (как правило, $2M_1 > 1M$). Смешаннослойный гидрослюда-монтмориллонит, обломочные амфиболы и биотит почти отсутствуют. Последние, а также плагиоклазы, интенсивно кальцитизированы, ожелезнены, серицитизированы. Характерно широкое развитие аутигенных титанистых минера-

лов—анатаза, рутила, сфена. В глинах возникают слабоориентированные текстуры основной массы. В зернистых породах заметны следы бластеза, участками цемент «растаскивается», появляются регенерационные разрастания на кварце, рутиле.

Метагенез (область глинистых сланцев) фиксируется в обеих зонах, но проявляется несколько различно. Глинистые сланцы ассоциируют с кварцито-песчаниками, кварцитами, крупнозернистыми известняками. Моноклинный каолинит с несовершенной структурой остается главным глинистым минералом. Гидрослюда представлена политипом $2M_1$; в редких образцах установлена второстепенная примесь модификации $1M$. Смешаннослойные минералы отсутствуют. Альбит, амфиболы, обломки пород замещаются серицитом. В сланцах Приараксинской зоны по глинистой основе развиваются гидрослюда (мусковит) $2M_1$ и парагонит $2M_1$, в сланцах Кафанской зоны—пирофиллит.

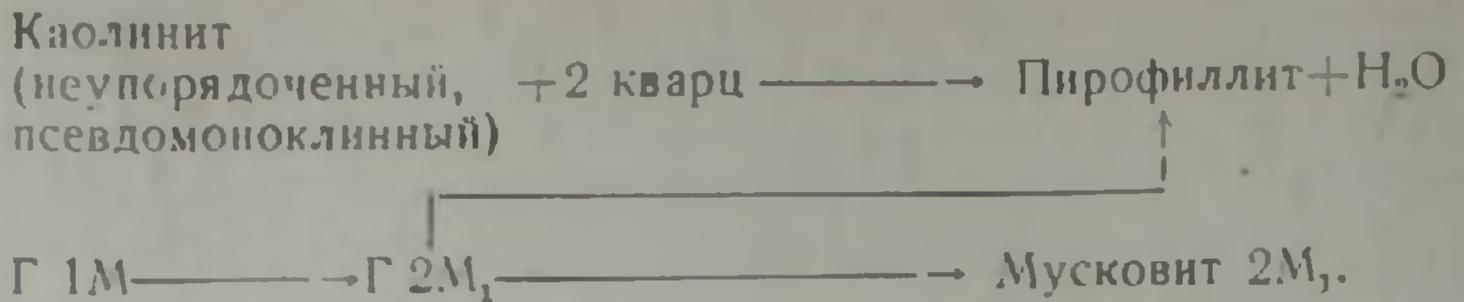
Из аутигенных неглинистых минералов широко представлены анатаз, рутил, турмалин. Минералы располагаются параллельно (или субпараллельно) друг к другу, чем и обусловлена сланцеватая текстура глинистых пород. В зернистых породах, вследствие усиления бластеза, широко развиваются конформные и мозаичные структуры, становятся обычными явления регенерации и перекристаллизации.

Итак, парагонит в Приараксинской зоне и пирофиллит в Кафанской развиваются по глинистой основе, сложенной моноклинным каолинитом и гидрослюдой $2M_1$ в самую позднюю стадию изменения пород. Авторы полагают, что эти минералы фиксируют появление переходных фаций между нормально-осадочными и метаморфическими.

Винклер [1] относит ломонит-пренит-кварцевую фацию к метаморфическим. Однако по вопросу о границе осадочных и метаморфических фаций нет единого мнения, в частности, ломонитовую некоторые исследователи относят к осадочным. Действительно, в условиях ломонитовой фации ($t=220\pm 20^\circ$, $P=2-3$ кбар) многие глинистые минералы (в том числе каолинит и гидрослюда $2M_1$) сохраняют устойчивость. Только с подъемом температуры и началом формирования фации зеленых сланцев указанные минералы исчезают. Именно к этому моменту в фации зеленых сланцев впервые появляются парагонит и пирофиллит [1]. Винклер пишет: «Первое появление пирофиллита и парагонита совпадает с началом фации зеленых сланцев» (стр. 183).

Подведем итог. Нет сомнения, что парагонит и пирофиллит развиваются по глинистой основе, т. е. по моноклинному каолиниту с неупорядоченной структурой, либо по гидрослюдой $2M_1$. Парагонит и пирофиллит фиксируют весьма высокий уровень изменения пород, характерный для фации зеленых сланцев, в которой каолинит неустойчив. Однако каолинит и гидрослюда $2M_1$ сохраняются в глинистых сланцах карбонатно-терригенной формации в качестве основных компонентов. Эти, казалось бы, взаимоисключающие обстоятельства свидетельствуют, по мнению авторов, о двойственной природе глинистых сланцев, которые намечают

Для Зангезурской зоны:



Указанные минералы и ряды трансформации характеризуют конкретную ситуацию. Набор критических минералов (следовательно, и постседиментационные ряды) в любом случае будет зависеть от исходного петрологического вещества. Не исключено, однако, что для аналогичной геологической обстановки и породной ассоциации (каолинит-гидрослюдистые глины—кварцевые песчаники—кварциты) эти минералы могут иметь универсальное значение. По крайней мере можно считать реальностью существование ассоциации пирофиллит-парагонит-неупорядоченный каолинит-гидрослюда 2M₁, фиксирующей предметаморфические фации в рассмотренных выше условиях.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 16.1.1980.

Վ. Բ. ՆԻՍԱՆՅԱՆ, Ի. Կ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՊԱՇՏՊԱՆՈՒԹՅԱՆ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՊԻՐՈՖԻԼԻՏԸ,
ՊԱՐԱԿՈՆԻՏԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՈՒՂԵԿՑՈՂ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԿՆԵՐԸ
ՈՐՊԵՍ ԵՏՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆԴԻԿԱՏՈՐՆԵՐ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում տրվում է Հայկական ՍՍՀ պալեոզոյան նստվածքներում հայտնաբերված և առհասարակ նստվածքային ապարներում շատ հազվադեպ հանդիպող պիրոֆիլիտի, պարագոնիտի և նրանց ուղեկցող կավային միներալների նկարագրությունն ու ծագումնային մեկնաբանումը:

Հեղինակները հանգում են այն եզրակացության, որ պիրոֆիլիտն ու պարագոնիտն ունեն մետազենետիկ ծագում և նրանց առկայությունը հաստատում է մինչմետամորֆային փափանների գոյությունն այն պայմաններում, երբ ոեզինայ մետամորֆիզմը վրադրվում է խորասուղման մետամորֆիզմի վրա: Հեղինակները գտնում են, որ նշված պայմանների համար պիրոֆիլիտ-պարագոնիտ շարգավորված (կեղծ մոնոկլինային) կաոլինիտ-փայլար 2M₁ միասնությունը կրիտիկական է և նրա գոյությունը սահման է հանդիսանում բուն նստվածքային և մետամորֆային փափանների միջև:

PYROPHILLITE, PARAGONITE AND ASSOCIATED ARGILLACEOUS MINERALS IN THE PALEOZOIC DEPOSITIONS OF THE ARMENIAN SSR AS INDICATORS OF POSTSEDIMENTARY CHANGES

S u m m a r y

The description and genetic interpretation of paragonite and pyrophyllite which are rare in sedimentary rocks as well as associated argillaceous minerals from Paleozoic depositions of the Armenian SSR are given in this article.

The authors come to the conclusion that pyrophyllite and paragonite are of metagenetic origin and they fix premetamorphic facies under the conditions when regional metamorphism is superimposed the submer-sion metamorphism. The authors consider that for the indicated conditions the pyrophyllite-paragonite-disordered (pseudomonoclinic) kaolinite-hydro-mica $2M_1$ association is critical and marks the boundary between proper sedimentary and metamorphic facies.

ЛИТЕРАТУРА

1. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. «Мир», 1969.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3, «Мир», 1966.
3. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях.
4. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. «Наука», 1965.
5. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы—индикаторы глубинного изменения терригенных пород. В кн. «Геохимия, минералогия, петрография осадочных пород». Изд. АН СССР, 1963.
6. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метagenеза. Известия АН СССР, сер. геол., № 7, 1963.
7. Милло Ж. Геология глин «Недра», 1964.
8. Нисанян Г. Б., Петросов И. Х. Глинистые породы карбонатно-терригенной формации верхнего девона—нижнего карбона Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1975.
9. Roy R., Osborn E. F. The system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Am. Mineral, 39, 1954.
10. Gruner I. W. Conditions for the formation of paragonite. Am. Mineral., 27, 1942, 131.
11. Eugster H. P. Muscovite-paragonite Join and its use as a geologic thermometer. Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1956.
12. Rosenfeld I. L. Paragonite in the schist of Glebe Mountain, southern Vermont. Am. Mineral, 41, 1956.