

УДК 552.53:549.632(477.5)

ОСОБЛИВОСТІ АСОЦІАЦІЙ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ СОЛЕНОСНИХ ФОРМАЦІЙ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

С. Шехунова¹, Я. Яремчук², О. Шевченко³, В. Кочубей⁴

¹Інститут геологічних наук НАН України
01054 м. Київ, вул. Олесь Гончара, 55б
E-mail: shekhun@igs-nas.org.ua

²Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а
E-mail: slava.yaremchuk@gmail.com

³ДП “Науково-дослідний інститут нафтогазової промисловості”
НАК “Нафтогаз України”

E-mail: shevchenko@naukanaftogaz.kiev.ua

⁴Національний університет “Львівська політехніка”
79013 м. Львів, вул. Степана Бандери, 12

Наведено результати гранулометричного, рентгенофазового, комплексного термічного та електронно-мікроскопічного дослідження пелітової фракції водонерозчинного залишку девонської (франської) соленосної та пермської (асельсько-сакмарської) соле- та каліє-магнієсних субформацій соленосних формацій Дніпровсько-Донецької западини. Асоціація глинистих мінералів кам'яної солі верхньофранської формації утворена діоктаедричною гідрослюдою та триоктаедричним хлоритом магнезально-залізного або залізного складу. Гідрослюда з нерозчинного залишку кам'яної солі частини досліджених солянокупольних структур представлена політипами алотигенними (стійкішим 2M₁ та менш стійким 1M) та аутигенним (1Md), що свідчить про полігенність джерел теригенної складової, вплив гіперсолонного середовища та відносну інертність глинистих мінералів кам'яної солі до катагенетичного впливу. Переважними мінералами пелітової фракції нерозчинного залишку соляних порід пермської соленосної формації є діоктаедрична гідрослюда і триоктаедричний магнезально-залістий хлорит, проте склад глинистих мінералів відкладів різних стадій галогенезу відрізняється за вмістом змішаношаруватих утворень і деякою мірою впорядкованістю структури гідрослюди.

Ключові слова: соленосні формації, глинисті мінерали, гранулометричний склад, рентгенофазовий аналіз, електронна мікроскопія, комплексний термічний аналіз, Дніпровсько-Донецька западина, Україна.

Особливості асоціацій глинистих мінералів в осадових і метаосадових утвореннях визначені петрохімічним типом порід у ділянці живильної провінції та ступенем їхніх гіпергенних змін, фізико-хімічними умовами середовища осадонагромадження (седиментогенезу й раннього діагенезу), а також умовами і ступенем постседиментаційних перетворень на різних стадіях літогенезу, тому вивчення складу і кристалохімічних особливостей глинистих мінералів дає важливу інформацію про фізико-хімічні умови утворення й перетворення осадових формацій, зокрема соленосних [1–27 та ін.]. Для

з'ясування особливостей мінеральних асоціацій глинистої фракції девонських і пермських соленосних формацій Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) досліджено склад нерозчинного залишку кам'яної солі та соляно-теригенних порід, кам'яної солі з карналіт-кізеритовими прошарками і кам'яної солі з включеннями полігаліту й карналіту.

У розрізі осадової товщі ДДЗ є три соленосні формації: верхньофранська, верхньофаменська і нижньопермська [5, 17–21]. Соленосні розрізи верхньофранської та фаменської формацій представлені подібними породами – кам'яною сіллю, що перешарована з ангідритами, аргілітами, доломітами, вапняками, рідше – з пісковиками й ефузивними утвореннями. Потужність соленосних розрізів у нормальному заляганні верхньофранської формації, що поширена по всій території западини, сягає 600 м. Відклади формації зазнали інтенсивного галотектокінезу та утворили різні типи солянокупольних структур – від незначних роздувів до штоків, потужність формації в яких перевищує 2 000 м [5 та ін.]. Верхньофаменська формація виявлена локально в прибортових частинах ДДЗ на північному заході западини та в середній частині південно-східної крайової зони. Потужність відкладів – до 400 м. Верхньодевонські формації мають циклічну будову: у найпотужніших їхніх розрізах різні автори виділяють від шести ритмів соленагромування.

Нижньопермська соленосна формація, що поширена на більшості території ДДЗ, розділена на дві субформації: соленосну (микитівська та слов'янська світи) і калій-магнієносну (краматорська світа). Соленосна субформація представлена чергуванням пластів кам'яної солі, вапняків, аргілітів, мергелів, ангідритів, галопелітів. Потужність пластів кам'яної солі сягає 75 м. Потужність субформації – до 1 200 м [5, 18]. Калій-магнієносна субформація складена кам'яною сіллю з прошарками ангідритів, засолених алевролітів, пісковиків та галопелітів, а також калійних і магнієвих солей. У розрізі світи виявлено два калієносні горизонти (хлоридно-сульфатний карналіт-кізеритовий і хлоридний сільвінітовий) та бішофітовий. У будові субформації виділено шість циклів, які починаються теригенно-соленосними породами або ангідритами, а завершуються потужними соляними пластами. Нижні цикли завершуються згаданими калієносними та бішофітовим горизонтами. Структурно-текстурні особливості кам'яної солі соленосних формацій надзвичайно різноманітні. Найхарактернішою текстурою є шарувата та її похідні, а також флюїдальна, брекчієва, плямиста й інші, що формуються на різних стадіях літогенезу. Структури за розміром змінюються від дрібно- до гігантозернистих, а за формою зерен – від ізометричнозернистих (ізометричнокристалічних) до кристалопластичних. Описано широкий спектр кольорів і відтінків забарвлення кам'яної солі ДДЗ, однак найхарактернішими для порід верхньофранської соленосної формації та нижньопермської соленосної субформації є різні відтінки сірого, а для нижньопермської калієносної субформації – рудого та бурого кольорів [5, 17–21].

Соленосні формації утворилися за різних геодинамічних умов: верхньодевонські – на рифтовій стадії, а нижньопермські – на синеклізній, тому речовина цих формацій зазнала різного ступеня діагенетичних, катагенетичних, метаморфічних і гіпергенних перетворень, що позначилося на особливостях складу їхніх асоціацій глинистих мінералів.

Верхньофранську соленосну формацію схарактеризовано за результатами вивчення пелітової фракції водонерозчинного залишку кам'яної солі та глинистих прошарків з Парафіївської, Роменської, Солоницької, Ісачківської, Єфремівської, Біляївської, Кулічівської, Сологубівської, Глинсько-Розбишівської та Північнозагорівської (св. 1, інт. 2 825–4 423 м) соляних структур. Глинистий матеріал у кам'яній солі є у розсіянному

стані або утворює соляно-теригенні прошарки (потужністю 2–5 мм), що, крім теригенної складової, містять карбонати, сульфати й галіт. Для аналізу відбирали кам'яну сіль з умістом нерозчинного залишку від 2 до 10 %, а також соляно-теригенні й теригенні прошарки, які є найінформативнішими для з'ясування типоморфних ознак мінералів.

Пермські галогенні формації ДДЗ схарактеризовано за результатами досліджень пелітової фракції нерозчинного залишку кам'яної солі з карналіт-кізеритовими прошарками, включеннями полігаліту й карналіту, кам'яної солі та соляно-теригенних порід микитівської (асельський ярус) і краматорської (сакмарський ярус) світ у межах Кобзівської, Чутівської, Новоподільської та Натальїнської структур.

Мінеральний склад пелітової фракції нерозчинного залишку (н. з.) відкладів визначали рентгенодифрактометричним методом (дифрактометр АДП-2.0, Fe-антикатод, Mn-фільтр, 32 кВ, 9–12 мА; лабораторія рентгенівського аналізу ІГГК НАН України, аналітик Я. Яремчук). Аналізували орієнтовані препарати (вихідні), насичені етиленгліколем і відпалені за T 550 °С упродовж години, а також неорієнтовані препарати, щоб визначити положення рефлексу (060). Для виявлення особливостей структури глинистих мінералів та форми їхніх частинок використано дані комплексного термічного (дериватограф Q-1500 D, лабораторія диференційно-термічного аналізу НУ “Львівська політехніка”, аналітик В. Кочубей) та електронно-мікроскопічного (сканувальний мікроскоп Jeol-6490 LV, лабораторія фізичних методів досліджень ІГН НАН України, аналітик В. Пермяков) аналізів. Гранулометричні дослідження нерозчинного залишку кам'яної солі та соляно-теригенних порід виконано також у лабораторії фізичних методів досліджень (лазерний аналізатор розміру частинок Mastersizer 2000, аналітик С. Стадніченко).

Глинисті мінерали верхньофранської соленосної формації ДДЗ. Визначено гранулометричний склад глинистої фракції нерозчинного залишку кам'яної солі та соляно-теригенних порід (табл. 1, рис. 1, 1–8). Глиниста фракція у нерозчинному залишку кам'яної солі становить від 11 до 80 %. Найхарактерніші типи кривих, що описують гранулометричний склад н. з. кам'яної солі верхньофранської соленосної формації, показано на рис. 1 (графіки 1–8). Графіки 1 і 2 характеризують відмінності гранулометричного складу н. з. кам'яної солі Північнозагорівської структури (св. 1, гл. 2 825 м, взірець 9-1/90) та взірця кам'яної солі з міліметровим (сезонним) соляно-теригенним прошарком. Обидві криві розподілу частинок (за об'ємом) мають два максимуми. Перший припадає на розмір частинок 0,2 мкм, другий – чіткіший максимум – має розподіл частинок н. з. слабо забрудненої кам'яної солі. З графіків добре видно, що н. з. кам'яної солі з теригенним прошарком містить (за об'ємом) близько 20 % частинок розміром до 1 мкм, а в н. з. слабо забрудненої кам'яної солі фракція < 1 мкм становить 40 %. Зіставлення результатів гранулометричного аналізу з даними рентгенофазових досліджень (табл. 2) засвідчують, що фракція < 1 мкм представлена змішаношаруватими утвореннями хлорит-монтморилонітового та гідролюда-монтморилонітового складу. Графіки 3 та 4 (див. рис. 1) характеризують гранулометричний склад н. з. кам'яної солі слабо забрудненої та з сезонним соляно-теригенним прошарком. З графіків видно, що у складі н. з. слабо забрудненої кам'яної солі понад 50 % становлять частинки до 1 мкм, а в складі соляно-теригенного прошарку їх тільки близько 20 %. Графіки 4 та 5 ілюструють схожість у розподілі розмірів частинок н. з. кам'яної солі діапїрів; 50 % частинок (за об'ємом) мають розмір до 1 мкм. Схожі закономірності розподілу частинок н. з. визначені за графіками 7 та 8 для породи Солоницької структури – майже 70 % частинок мають розмір до 1 мкм.

Таблиця 1

Гранулометричний склад нерозчинного залишку кам'яної солі
та соляно-теригенних прошарків соленосних формацій
Дніпровсько-Донецької западини, %

Площа, свердловина	Номер взірця	Інтервал, глибина, м	Вміст н. з., %	Фракції, мм		
				0,10– 0,01	0,010– 0,001	< 0,001
Верхньофранська соленосна формація						
Борзна, св. 303	Ш-12	3 021–3 027	4	4	32	64
Північнозагорів- ська, св. 1	9-1/90	2 825	1–6	41–55	34	11–25
	9-2/90	2 825	10	48	34	18
	12/90	3 327–3 335	1	24	53	23
	13-90	3 592–3 598		22	34	44
	14-90	3 710–3 720	2	35	43	22
	18-90	3 815–3 825	2	50	32	18
	21-90	3 995–4 005	7	32	24	44
	24-90	4 080–4 090	2	43	32	25
Сологубівська, св. 388	3/90	4 908	4	2	28	70
	6/90	5 240–5 249	6	4	42	54
Нерозчинний залишок кам'яної солі, якою складені ядра діапірових структур						
Роменська, св. 6	201	323–333			41	59
Солоницька	1-70		3	2	27	71
Ісачківська, св.3-р	46	747–754		15	34	51
Парафіївська, св. 559	2-70	750	2	14	40	46
Єфремівська, св. 1	733	1 217,7– 220,0	3	11	43	46
Біляївська, св. 211	998-6	292,65– 295,80	3	4	48	48
Нижньопермська соленосна формація						
Калій-магнієсна субформація						
Новоподільська, св. 2	5	2 266–2 274	5	8	36	56
	7	2 266–2 274	4	6	40	54
	21-2	2 540–2 544	3	3	36	61
	23-1	2 618–2 626	5	1	40	59
Соленосна субформація						
Кобзівська, св. 52	18/07	3 208–3 216	Про- шарок	3	32	65
	23/07	3 224–3 232	Те ж	8	41	51
Чутівська, св. 76	7/07	3 417–3 424	– ” –		38	62
	15/07	3 614–3 619	– ” –	1	40	59

Для більшості проб франської кам'яної солі багатьох структур ДДЗ гідрослюда є головним, інколи єдиним глинистим мінералом (табл. 2, рис. 2). В окремих пробах з огляду на чіткі, без розширення перші базальні дифракційні максимуми її можна назвати слюдою (типу мусковіт) (див. табл. 2, рис. 2, криві 1, 2), а в пробі 1/70 (див. рис. 2, 4) розмита форма рефлексу (001) є ознакою вмісту у структурі гідрослюди монтморилонітових пакетів.

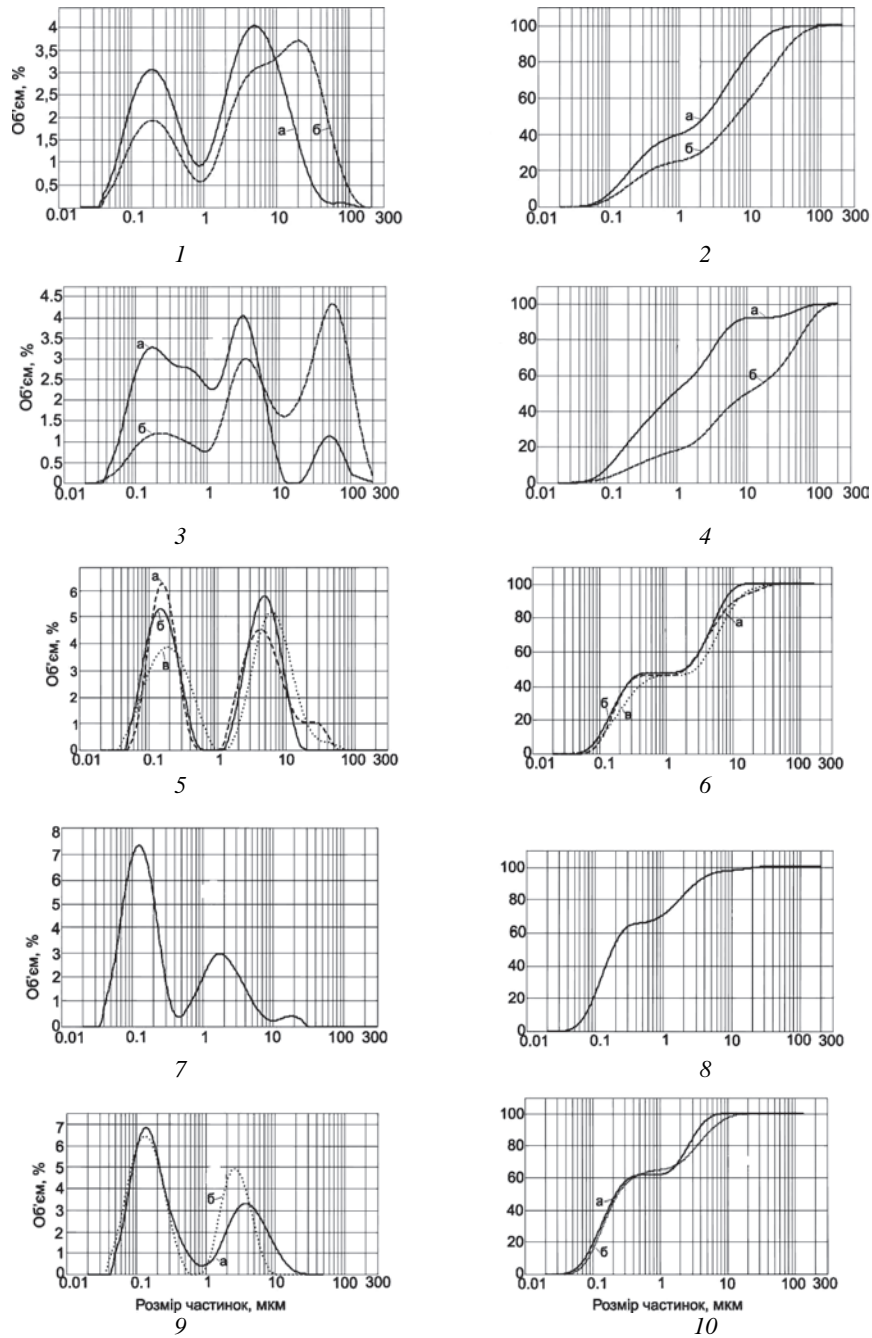


Рис. 1. Характеристика гранулометричного складу нерозчинного залишку та соляно-теригенних прошарків соленосних формацій ДДЗ. Верхньофранська соленосна формація: 1–4 – Північнозагорівська площа, св. 1: 1, 2 – пр. 9-1/90 (а), пр. 9-2/90 (б); 3, 4 – пр. 18/90 (а – н. з. слабо забрудненої кам'яної солі; б – н. з. кам'яної солі

Таблиця 2

Мінеральний склад пелітової фракції соленосних формацій
Дніпровсько-Донецької западини

Площа, свердловина	Номер проби	Глибина від- бирання, м	Глинисті мінерали					Неглинисті мінерали
			It	Ch	Ch-M	It-M	K	
Верхньофранська соленосна формація Нерозчинний залишок кам'яної солі								
Борзна, св. 303	Ш-12	3 021–3 027	–	+*	++	+?	(+)	Ca ⁺⁺ , Q(+), Pt(+)
Північнозаго- рівська, св. 1	9-1/90	2 825	(+)	–	+	+	–	Q ⁺ , Pt ⁺ , Ca ⁺ , Do ⁺
	9-2/90	2 825	(+)	–	–	–	–	
	12/90	3 327–3 335	–	(+)	+	+	–	
	15/90	3 596–3 598	–	–	+	+	–	
	18/90	3 815–3 825	–	(+)	–	(+)	–	
	21/90	3 995–4 005	++	–	–	–	–	Ca ⁺
	24/90	4 080–4 090	–	(+)	–	–	–	Ca ⁺⁺ , Do ⁺⁺ , Q ⁺ , Pt ⁺
Кулічохінська, св. 16	44-2	4 346–4 360	++	–	–	+	–	Pt ⁺ , Q(+)
Сологубівська, св. 388	3/90	4 908	++	+*	++	(+)	+?	Ca ⁺ , Pt(+)
	6/90	5 240–5 249	++	++	–	–	–	Ca ⁺ , Do ⁺ , Q(+), Pt(+)
Глинсько-Розби- шівська, св. 475	Ш-30	5 476–5 489	+	+	–	+	–	Ma ⁺⁺ , Sf ⁺
Нерозчинний залишок кам'яної солі, якою складені ядра діапирових структур								
Роменська, св. 6	201	323–333	++	+*	–	–	–	Q(+), Pt(+)
Солоницька	1/70		++	+*	+	+?	+?	–
Ісачківська, св. 3-р	46	747–754	++	+?	–	–	+	Ca ⁺⁺ , Do ⁺
Парафіївська, св. 559	2/70	750	Mu ++	–	–	–	–	–
Єфремівська, св. 1	733	1 217,7– 1 220,0	Mu ++	–	–	–	–	Ca ⁺
Біляївська, св. 211	998-в	292,65– 295,80	Mu ++	++	–	–	–	Ca ⁺
Нижньопермська формація Соляно-теригенні прошарки у пластах ангідриту, вапняку й доломіту								
Кобзівська, св. 50	1	2 733–2 740	++	+	(+)	(+)	–	Q ⁺ , Do ⁺
	4	2 740–2 746		++	–	–	–	Q ⁺ , Pt(+), Do(+)
	12	3 154–3 162		++	–	+	+	Q ⁺ , Pt(+)
	15	3 210–3 219		+	–	+	+	–
	20	3 245–3 251		++	–	+	+	Ca ⁺

з сезонним теригенним прошарком); 5, 6 – пр. 733, Єфремівська площа (а), пр. 998-в, Біляївська площа (б); пр. 2/70, Парафіївська площа, св. 559 (в); 7, 8 – пр. 1/70, Солоницька площа, св. 1. Нижньопермська формація: 9, 10 – пр. 18/07, Кобзівська площа, св. 52 (а), пр. 7/07, Чутівська площа, св. 76 (б); 1, 3, 5, 7, 9 – розподіл за розміром частинок; 2, 4, 6, 8, 10 – кумулятивна крива розподілу розміру частинок.

Закінчення табл. 2

Площа, свердловина	Номер проби	Глибина відбирання проби, м	Глинисті мінерали					Неглинисті мінерали
			It	Ch	Ch-M	It-M	K	
Соляно-теригенні прошарки у кам'яній солі								
Кобзівська, св. 52	18/07	3 208–3 216	++	+	–	+	+	–
	21/07	3 208–3 216		+		(+)	(+)	–
	22/07	3 216–3 224		++		(+)	+	Pt(+)
	23/07	3 224–3 232		++		–	(+)	Do+
Чутівська, св. 76	7/07	3 417–3 424		++		(+)	(+)	–
	13/07	3 424–3 431		+		–	–	–
	15/07	3 614–3 619		+		(+)	+	–
Нерозчинний залишок кам'яної солі з прошарками карналіт-кізериту								
Новоподільська, св. 2	5	2 266–2 274	++	++	–	–	–	Q(+)
	7							Mz++, Do+, Q(+)
Нерозчинний залишок кам'яної солі з включеннями карналіту й полігаліту								
Натальїнська, св. 632	44/90	2 810–2 828	+	+	+	+	–	An++, Q+, Po+
Нерозчинний залишок кам'яної солі								
Новоподільська, св. 2	21-1	2 540–2 544		–	–	+	–	Do++, An+
	21-2			–	–	++	++	An++, Do+, Q(+)
	23-1	2 618–2 626		++	+	(+)	+	Q+, Do+, Pt(+)
	23-2			++	++	–	–	Q+, Pt+
	23-3			++	++	–	–	Pt+
Натальїнська, св. 632	50/90	3 170–3 187	++	+	+	–	Q(+)	

П р и м і т к и: It – гідрослюда; Ch – хлорит; Ch-M – змішаношарувате утворення хлорит-монтморилоніт; It-M – змішаношарувате утворення гідрослюда-монтморилоніт; K – каолінит; Ca – кальцит; Q – кварц; Pt – польовий шпат; Do – доломіт; Ma – маріаліт; Sf – сфалерит; Mu – слюда типу мусковіту; Mz – магнезит; An – ангідрит; Po – полігаліт; * – хлорит залізного складу.

Вміст мінералу в пробі: ++ значний; + невеликий; (+) домішка; +? наявність під сумнівом; – мінерал не виявлений.

Положення рефлексу (060) на дифрактограмах неорієнтованих препаратів в інтервалі 0,149–0,150 нм свідчить про її діоктаедричну структуру.

Крім гідрослюди, у складі пелітової фракції зрідка наявні ще хлорит і незначна кількість змішаношаруватих утворень гідрослюда-монтморилонітового чи хлорит-монтморилонітового складу, а у чотирьох пробах у невеликій кількості зафіксований каолінит. Хлорит у кількох пробах, де на дифрактограмах нема рефлексу 1,38–1,42 нм, визначений як залізистий (за результатами рентгенофазового аналізу проб, оброблених 10 % розчином гарячої HCl), а зіставлення інтенсивностей перших трьох максимумів хлориту на дифрактограмах інших проб свідчить про його магнезійно-залізистий склад. Між-площинна відстань рефлексу (060) з 0,153 нм є ознакою триоктаедричного типу структури хлориту. Каолінит визначений на дифрактограмах чотирьох проб за рефлексами 0,71, 0,357 нм, які залишаються після обробки проби 10 % розчином гарячої HCl [1, 2].

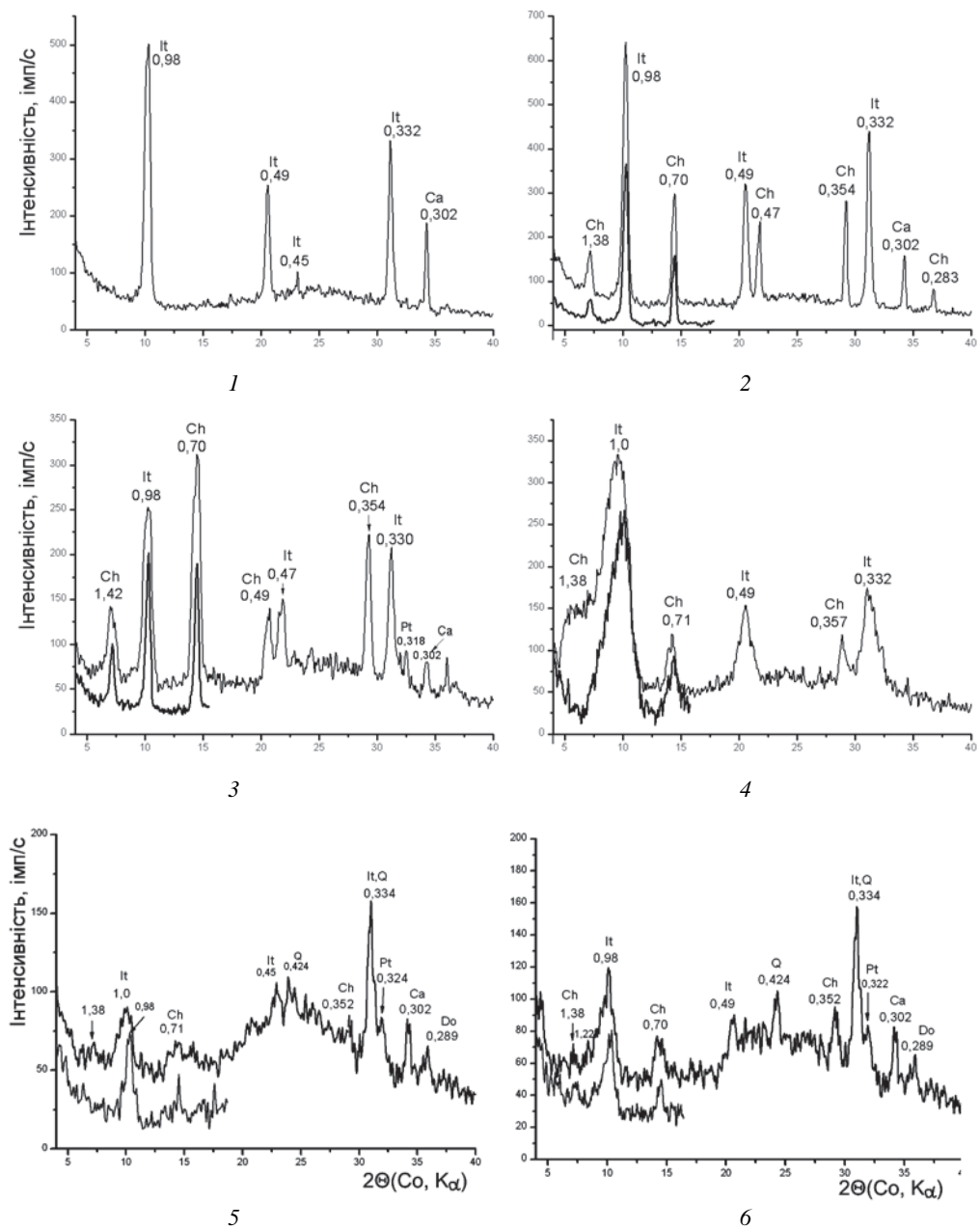


Рис. 2. Дифрактометричні криві н. з. кам'яної солі (фракція до 0,004 мм) верхньофранської соленосної формації соляних структур ДДЗ:

1 – пр. 733, Єфремівська площа; 2 – пр. 998-в, Біляївська площа; 3 – пр. 6/90, Сологубівська площа; 4 – пр. 1/70, Солоницька площа; 5, 6 – Північнозагорівська площа: 5 – пр. 12/90, 6 – пр. 15/90. Верхня крива – вихідний орієнтований препарат, нижня (коротка) – препарат, насичений етиленгліколем. Скорочені позначення мінералів відповідають наведеним у табл. 2.

Каолініт у розсолах є нестійким глинистим мінералом і зазнає перетворення [16], тому деякі автори вважають його забороненим мінералом для евапоритових відкладів [9]. Наявність виявленого нами каолініту в окремих пробах пелітової фракції кам'яної солі ДДЗ потребує додаткового пояснення. Про кореляцію наявності каолініту і вуглистої речовини у соляно-лагуних відкладах зазначала, зокрема, Г. Карпова [4].

У пелітової фракції водонерозчинного залишку кам'яної солі поряд із глинистими наявна домішка неглинистих мінералів: кварцу, польового шпату, кальциту, доломіту, ангідриду, піриту, які становлять більшу частину фракції н. з. алевритової розмірності. Вміст кальциту в пелітової фракції двох проб значний. Для Глинсько-Розбишівської структури, крім цих мінералів, виявлені ще маріаліт і сфалерит, а у пробі 44-2 з Кулічівської структури – маріаліт і калієвий польовий шпат (див. табл. 2).

Для гідрослюди із проб 1/70, 2/70, 733, 998 (Солоницька, Парафіївська, Єфремівська та Біляївська структури, відповідно) визначені політипні модифікації. Гідрослюда представлена поєднанням політипів $2M_1$, $1M$ і $1Md$ (рис. 3). Структурні форми $2M_1$ та $1M$ визначені за рефlekсами $(02l)$ і $(11l)$. Політип $1M$ ідентифікований за трьома характерними піками $(112')$, (112) , (023) з відповідними d/n – 0,362, 0,306, 0,271 нм, а політип $2M_1$ – за чотирима визначальними рефlekсами для цієї структури: (023) , $(114')$, (114) , (025) , що відповідають міжплосинним відстаням 0,373, 0,350, 0,320 і 0,299 нм [11].

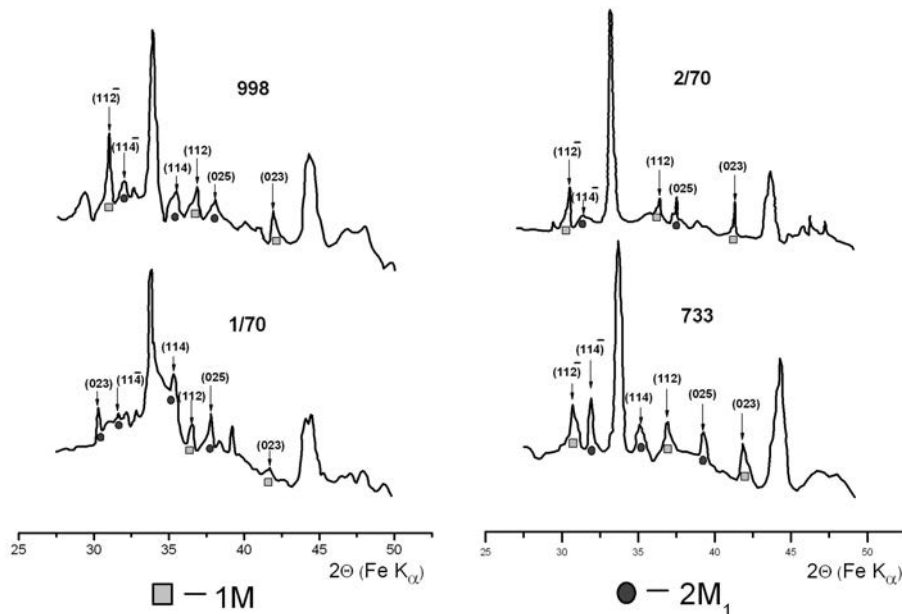


Рис. 3. Визначення політипної модифікації гідрослюди н. з. кам'яної солі верхньофранської соленосної формації ДДЗ (фракція до 0,004 мм): $1M$ – гідрослюда; $2M_1$ – уламкова гідрослюда.

Розупорядкований політип $1Md$ зафіксований у пелітової фракції всіх чотирьох проб, де він визначений в асоціації як з уламковою гідрослюдою $2M_1$ (пр. 1/70), так і з гідрослюдою форми $1M$ (пр. 2/70). У двох інших пробах зафіксовані всі три політипні модифікації, серед них кількість політипу $1Md$ підпорядкована (див. рис. 3).

На відміну від описаного вище мінерального складу більшої частини досліджених проб глин, пелітова фракція кам'яної солі Північнозагорівської структури містить значну кількість неглинистих мінералів – карбонатів (кальцит, доломіт), кварцу і польового шпату (головно плагіоклазу). В асоціації глинистих мінералів переважає гідрослюда, інколи з хлоритом чи домішкою змішаношаруватих утворень. В одній пробі глинисті мінерали представлені лише малою кількістю неупорядкованого змішаношаруватого хлорит-монтморилонітового утворення (див. табл. 2, рис. 2, криві 5–6). Базальні рефлекси глинистих мінералів мають розміту форму, малу інтенсивність, в окремих пробах вони слабо виражені, крім того, всі рентгенограми вирізняються завищеним фоном з гало в інтервалі кутів дифракції $22\text{--}32^\circ$ (див. рис. 2, криві 5–6).

Така дифракційна картина глинистої фракції досліджених проб може бути зумовлена низкою причин. По-перше, базальну орієнтацію лускуватих глинистих частинок порушують об'ємні частинки неглинистих мінералів, які переважають у пелітовій фракції.

По-друге, частинки дрібнодисперсної органічної речовини, що їх сорбують глинисті частинки і які осаджуються з ними, перешкоджають прояву рефлексів глинистих мінералів на рентгенограмах, що теж зумовлює підвищення фону [15]. Наявність дрібнодисперсної органічної речовини підтверджена електронно-мікроскопічним аналізом, результати якого наведені нижче.

По-третє, вміст у пелітовій фракції дисперсних чи колоїдних оксидів і гідроксидів заліза у вільній формі, аналогічно до дрібнодисперсної органіки, також негативно впливає на дифракційну картину глинистих мінералів. Цей вплив відображений у зниженій інтенсивності рефлексів глинистих мінералів і наявності підвищеного фону у вигляді гало в інтервалі кутів дифракції $22\text{--}32^\circ$.

Диференційно-термічне і термогравіметричне дослідження глинистих мінералів франської кам'яної солі проводили для двох проб, які складені лише гідрослюдою та хлоритом, – проби 833 (Біляївська структура) та проби 1/70 (Солоницька структура) (рис. 4, криві 1, 2). У першій гідрослюда ідентифікована як слюда типу мусковіт $2M_1$, а у другій вона містить у структурі міжшарову воду та монтморилонітові пакети, однак ще не належить до змішаношаруватого утворення.

На кривій диференційно-термічного аналізу (ДТА) досліджених проб в інтервалі температури $20\text{--}200^\circ\text{C}$ (див. рис. 4, криві 1, 2) зафіксовано ендотермічний ефект. Втрата маси в цьому температурному інтервалі відповідає виділенню міжшарової та адсорбційної води, наявної у структурі гідрослюди [8]. У пробі 998 цей ендоефект з максимумом за 90°C супроводжується незначною втратою маси (0,3 %), що підтверджує впорядкованість структури цієї гідрослюди та відсутність міжшарової води (незначна втрата маси може бути зумовлена вмістом адсорбційної води). Для проби 1/70 у цьому температурному інтервалі спостерігають порівняно велику втрату маси (3,3 %), а максимум ендоефекту зафіксовано за дещо вищої температури (110°C). Це пов'язано з наявністю в структурі гідрослюди не тільки міжшарової води, а й монтморилонітових пакетів, що підтверджене даними рентгенівської дифрактометрії.

Втрата маси та екзоефекти на кривій ДТА в інтервалі $200\text{--}525^\circ\text{C}$ свідчить про перебіг процесу окиснення та згоряння органіки. Якщо чіткі екзоефекти в цьому інтервалі на кривій ТГ не супроводжуються втратою маси (чи її втрата незначна), то вони є ознакою процесу окиснення заліза, яке у фракції може бути у вигляді неокристалізованих оксидів чи гідроксидів або ізоморфно входить в структуру хлориту. Наявність в інтервалі $200\text{--}525^\circ\text{C}$ на кривій ДТА чітких (пр. 998) екзоефектів чи з невираженими максимумами

(пр. 1/70), які супроводжуються незначною втратою маси, зумовлена процесами окиснення атомів заліза, що входять у структуру хлориту, та згоряння органічної частини проб з незначним виділенням летких продуктів термодеструкції.

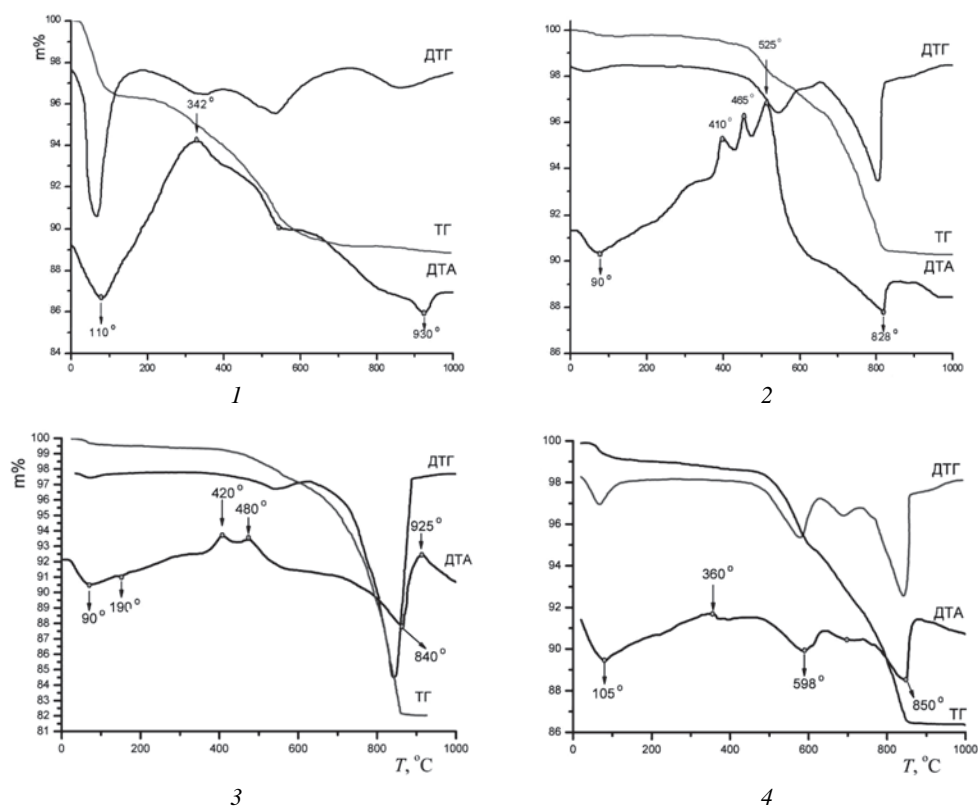


Рис. 4. Криві нагрівання та втрати маси н. з. порід солених формаций ДДЗ (фракція до 0,004 мм).

Верхньофранська соленисна формація: 1 – пр. 1/70, Солоницька площа; 2 – пр. 998, Біляївська площа. Нижньопермська соленисна формація: 3 – пр. 20, Кобзівська площа, св. 50; 4 – пр. 7, Ново-подільська площа, св. 2.

Згідно з даними комплексного термічного аналізу, проба 998 складена слюдою (типу мусковіту) і залістим хлоритом, а проба 1/70 – гідролюдою неупорядкованої структури із вмістом монтморилонітових пакетів та залістим хлоритом. Отримані результати комплексного термічного методу корелюють з даними рентгенодифрактометричного аналізу.

Для проб Північнозагорівської структури (св. 1) та проб, у яких ми визначили політипні форми гідролюди, виконано електронно-мікроскопічне фотографування препаратів пелітової фракції (рис. 5). На електронно-мікроскопічних фотографіях препаратів (див. рис. 5, а–в) видно агрегати пластинчастих частинок, укутані туманними згустками. Пластинки ізометричної форми з чіткими нерівними контурами, у більшості – вигнуті, з білою облямівкою і різної товщини (від майже прозорих до напівпрозорих для електронів). Ці пластинки ми діагностували як гідролюду.

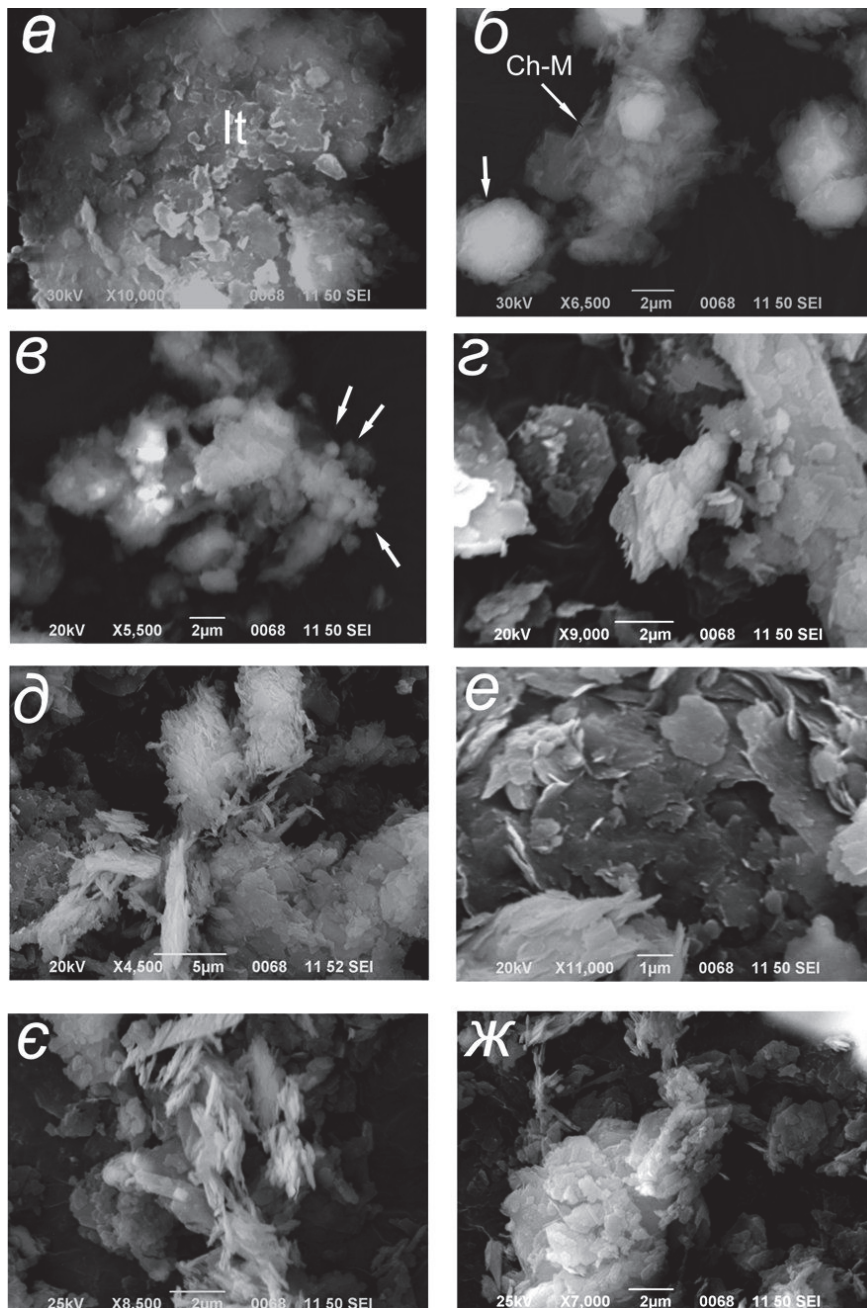


Рис. 5. Електронно-мікроскопічні знімки н. з. кам'яної солі верхньофранської соленосної формації ДДЗ (фракція до 0,004 мм).
 Площі: а-в – Північнозагорівська; г, д – Біляївська, пр. 998; е – Солоницька, пр. 1/70; є, ж – Сфремівська, пр. 733; It – гідрослюда; Ch-M – змішаношарувате утворення хлорит-монтморилоніт; стрілки без напису вказують на скупчення розсіяної органічної речовини.

Наведений морфологічний опис є характерним для ізометрично-пластинчастої гідролюди [10]. Нечіткі, напівпрозорі контури цього різновиду мінералу свідчать про вміст монтморилонітових пакетів у структурі. На окремих знімках спостерігають поодинокі (розміром до 2 мкм) чи зібрані в групи дрібні (до 1 мкм) кулясті напівпрозорі частинки (див. рис. 5, в). Напівпрозорі частинки характерні для дрібнодисперсної розсіяної органічної речовини (РОР). Її вміст у пелітовій фракції підтверджений рентгенофазовим дослідженням. За даними Л. Рекшинської [10], органічна речовина у глинистій фракції та/чи вміст некрystalізованих оксидів і гідроксидів заліза на електронно-мікроскопічних знімках утворюють сірі згустки й туманні плями, густина яких зменшується до країв. Залізисті сполуки та РОР виявляють себе однаково – стягують глинисті частинки у групи й агрегати, що значно ускладнює діагностику на електронно-мікроскопічних фотографіях та погіршує якість дифракційної картини рентгенофазового аналізу [15].

На електронно-мікроскопічних знімках проб низки солянокупольних структур (Єфремівська, Біляївська, Солоницька та Парафіївська) видно, що досліджена фракція полідисперсна з переважним вмістом дрібнодисперсних (до 1 мкм) частинок (див. рис. 5, з–ж). Форма і характер контурів дають змогу виділити декілька морфологічних різновидів гідролюд: видовжену скалкоподібну, ізометричну пластинчасту з чіткими, нерівними (кородованими) контурами, ізометричну гексагональну та псевдогексагональну.

Видовжена скалкоподібна форма гідролюди спостережена у великій кількості на знімках більшості препаратів. Її майже прозорі видовжені частинки завтовшки до 0,01 мкм і завдовжки понад 2 мкм зібрані в агрегати (див. рис. 5, д, е). Така форма частинок характерна для аутигенних гідролюд [22] і залежно від упорядкованості структури новоутворених гідролюд може бути зачислена до політипу 1М чи 1Md.

Ізометрична пластинчаста форма гідролюд наявна на електронно-мікроскопічних знімках пелітової фракції всіх досліджених проб. Її напівпрозорі для електронів пластинки зібрані в агрегати та густіші скупчення. Чіткі, частково заокруглені контури пластинок можуть бути ознакою алотигенного походження таких гідролюд, що не до кінця зазнали змін.

На знімках трапляються поодинокі частинки гексагональної форми, непрозорі для електронів, з чіткими та рівними контурами, розмір яких перевищує 2 мкм. Така морфологія характерна для мусковіту ($2M_1$) і, безумовно, є ознакою уламкового походження.

Також зафіксовано частинки псевдогексагональної форми з рівними та чіткими контурами, майже прозорі й напівпрозорі для електронів. Розмір цих пластинок сумірний 1 мкм. Цей морфологічний опис характерний для хлориту, вміст якого у фракції визначений рентгенофазовим аналізом.

Глинисті мінерали нижньопермської соленосної формації ДДЗ. Гранулометричний склад нерозчинного залишку соляних і соляно-теригенних порід узагальнено в табл. 1, на рис. 1, 9, 10. Вміст глинистої фракції у н. з. кам'яної солі перевищує 50 %. На рис. 1, 9, 10 відображено гранулометричний склад соляно-теригенних прошарків з Чутівської та Кобзівської площ. Розподіл частинок за об'ємом має два чіткі максимуми, що відповідають пелітовій та алевритовій фракціям. З рис. 1, 10 (кумулятивна крива розподілу частинок за об'ємом) видно, що понад 65 % частинок – це частинки до 1 мкм. Для пермських евапоритових відкладів, що відповідають трьом стадіям згущення розсолів – сульфатно-карбонатній, галітовій та стадії осадження калійно-магнієвих солей, переважними мінералами пелітової фракції є гідролюда і хлорит, однак склад глинистих мінералів відкладів різних стадій галогенезу відрізняється вмістом змішаношаруватих утво-

рень і деякою мірою впорядкованістю структури гідролюди. За положенням рефлексів (060) на дифрактограмах неорієнтованих препаратів досліджених проб діагностовано гідролюду діоктаедричного, а хлорит – триоктаедричного типів структур.

Пелітова фракція сульфатно-карбонатних відкладів виділена з глинистих прошарків у товщі, складеній ангідритами, вапняками й доломітами Кобзівської структури за розрізом св. 50 в інтервалі 2 733–3 251 м. За даними рентгенофазового аналізу, вона складена гідролюдою, хлоритом та змішаношаруватими утвореннями гідролюда–монтморилоніт і хлорит–монтморилоніт (див. табл. 2, рис. 6, криві 1, 2). Гідролюда і хлорит є переважними глинистими мінералами в усіх досліджених пробах, а змішаношарувате гідролюда-монтморилонітове утворення наявне в них у невеликій кількості. Менша інтенсивність першого і третього базальних рефлексів хлориту порівняно з другим свідчить про магнезійно-залізистий склад мінералу. Домішку змішаношаруватого утворення хлорит-монтморилонітового складу діагностовано у двох пробах. У більшості проб пелітової фракції досліджених відкладів виявлений каолінит за рефлексами 0,71 та 0,357 нм, які залишаються після обробки препарату 10 % розчином гарячої HCl. В асоціації неглинистих мінералів цієї фракції залежно від проби визначені кальцит, доломіт, кварц, польовий шпат (домішка).

Асоціація глинистих мінералів відкладів галітової стадії досліджена в глинистих прошарках з кам'яної солі св. 52 і 76 Кобзівської та Чутівської структур (микитівська світа, асельський ярус), відповідно, в інтервалах 3 208–3 232 та 3 417–3 619 м, а також у н. з. кам'яної солі св. 2 Новоподільської структури (краматорська світа, сакмарський ярус) в інтервалі 2 540–2 626 м. За даними рентгенофазового аналізу, пелітова фракція проб Кобзівської та Чутівської структур представлена гідролюдою і хлоритом, переважно з домішкою змішаношаруватого утворення гідролюда–монтморилоніт (див. табл. 2, рис. 6, криві 3, 4). Майже в усіх пробах (за винятком однієї) наявний у незначній кількості чи у вигляді домішки каолінит. Глинисті мінерали н. з. кам'яної солі Новоподільської структури представлені у частині проб лише гідролюдою та хлоритом хорошої окристалізованості, а в іншій – змішаношаруватими утвореннями хлорит-монтморилонітового та гідролюда-монтморилонітового складу (див. рис. 6, крива б). Каолінит в асоціації глинистих мінералів цієї структури не виявлений.

Неглинисті мінерали в пелітовій фракції Кобзівської та Чутівської структур визначені у двох пробах – в одній доломіт, в іншій – польовий шпат (домішка), а Новоподільської структури – у всіх пробах та представлені доломітом, польовим шпатом (плагіоклаз) і кварцом.

Нерозчинний залишок калійних солей схарактеризований на прикладі відкладів краматорської світи (сакмарський ярус) св. 2 Новоподільської структури в інтервалі 2 266–2 274 м та св. 632 Натальїнської структури (2 810–2 828 м). За даними рентгенофазового аналізу, пелітова фракція цих відкладів представлена гідролюдою, хлоритом, а в одній пробі (Натальїнська структура) ще і змішаношаруватими утвореннями гідролюда–монтморилоніт і хлорит–монтморилоніт (див. табл. 2). Гідролюда і хлорит, з огляду на чіткі дифракційні рефлекси (див. рис. 6, крива 5), вирізняються впорядкованістю структури – відсутністю міжшарової води та монтморилонітових пакетів. Порівняння інтенсивностей перших трьох базальних рефлексів хлориту свідчить про його магнезійно-залізистий склад. З неглинистих мінералів у пелітовій фракції є доломіт, магнезит, кварц.

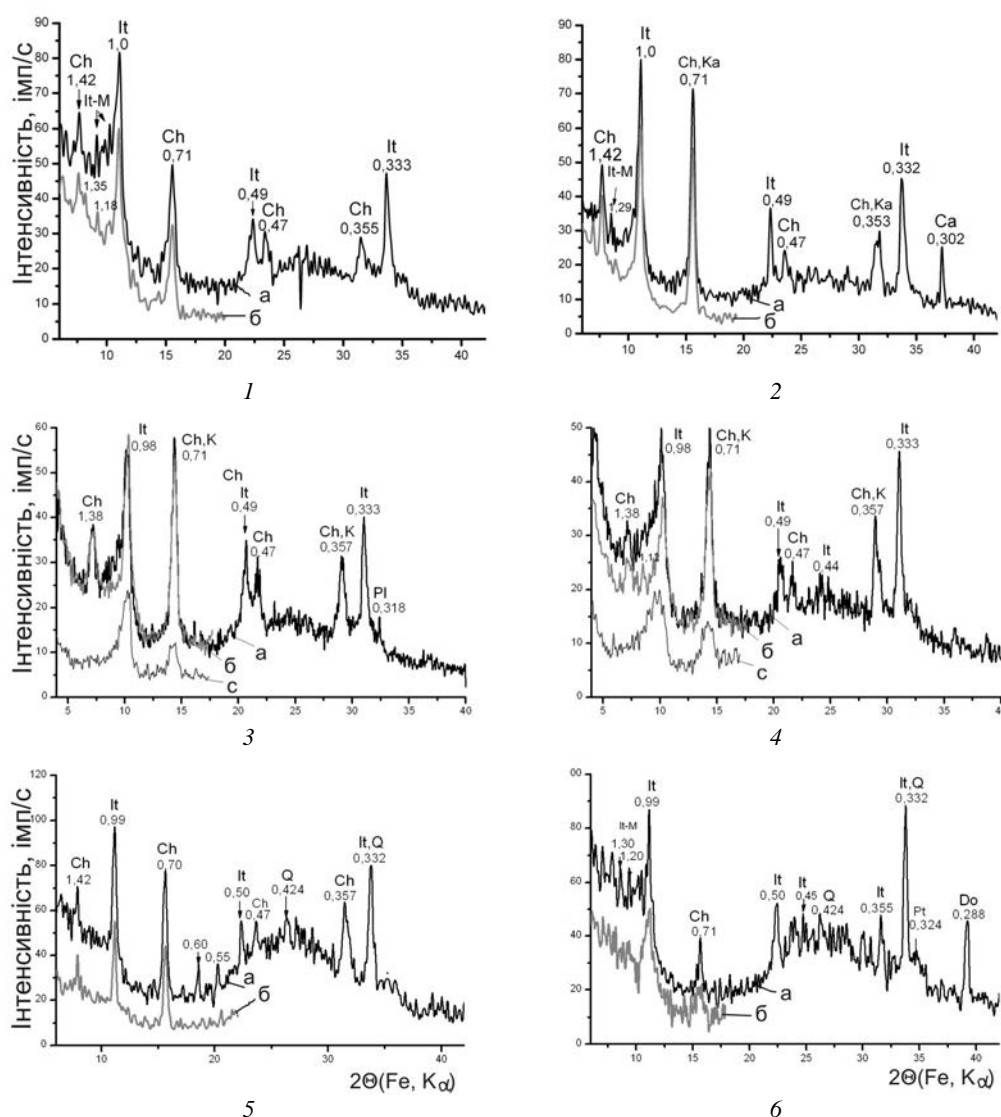


Рис. 6. Дифрактометричні криві н. з. нижньопермської соленосної формації ДДЗ (фракція < 0,004 мм):

1–3 – Кобзівська площа: 1 – св. 50, пр. 15, 2 – св. 50, пр. 20, 3 – св. 52, пр. 22/07; 4 – Чутівська площа, св. 76, пр. 15/07; 5, 6 – Новопадільська площа, св. 2: 5 – пр. 5, 6 – пр. 23-1. Дифрактограми: а – вихідний орієнтований препарат; б – насичений етиленгліколем; с – оброблений 10 % розчином HCl. Номери проб та скорочені позначення мінералів відповідають наведеному у табл. 2.

Комплексне диференційно-термічне та термогравіметричне дослідження глинистих мінералів пермських евапоритів ДДЗ (див. рис. 3, криві 3, 4) виконано для відкладів сульфатно-карбонатної стадії Кобзівської структури (св. 50, пр. 20) та стадії осадження калійних солей Новопадільської структури (св. 2, пр. 7).

За даними комплексного термічного аналізу, для низькотемпературного ендоефекту на кривих ДТА, який відповідає виділенню міжшарової води, наявної у структурі гідрослюди та змішаношаруватих утворень, характерна незначна втрата маси на кривих ТГ. У пробі 20 у цьому інтервалі наявні два ендоефекти (глибокий за 90 °С і слабо виражений за 190 °С), які супроводжуються дуже низькою втратою маси (0,4 і 0,1 %, відповідно). Поведінку кривих термічної дисоціації проби 20 в низькотемпературному інтервалі пояснюють наявністю у ній двох незалежних фаз – слюди та домішки змішаношаруватого утворення гідрослюда–монтморилоніт, що дещо уточнює результати рентгенофазового аналізу. Незначна втрата маси на кривій ТГ у низькотемпературному інтервалі проби 7 (0,75 %) свідчить, що у структурі гідрослюди немає міжшарової води.

Втрату маси та появу екзоєфектів на кривій ДТА в температурному інтервалі 205–462 °С досліджених проб можна пояснити процесами згоряння органіки з виділенням легких продуктів термодеструкції й окиснення атомів заліза, що ізоморфно входять у бруситову сітку хлориту. Незначна втрата маси, яка супроводжується чіткими екзоєфектами на кривій ДТА в цьому інтервалі (0,42 % – пр. 20; 0,67 % – пр. 7), засвідчує, що у пробах є вагомий процес окиснення атомів заліза.

Водночас втрата маси проб у температурному інтервалі 450–628 °С може бути зумовлена виділенням конституційної води, що наявна у формі йонів (ОН)⁻, гідрослюдою, хлоритом і змішаношаруватим гідрослюда–монтморилонітовим утворенням. У пробі 20 цей процес відбувається без вираженого ендоефекту, оскільки за цих умов ще триває залишкове згоряння органіки. Вагому втрату маси (14 %) у цій пробі в температурному інтервалі 610–905 °С, що супроводжується глибоким ендоефектом на кривій ДТГ, можна пояснити виділенням залишків конституційної води гідрослюдою, хлоритом і втратою води каолінітом (структура каолініту в цьому разі руйнується) [8]. Вміст каолініту в пробі підтверджений даними рентгенофазового аналізу.

Втрата маси в інтервалі 628–738 °С проби 7, що супроводжується ендоефектом з не вираженим максимумом, відбувається внаслідок дисоціації магнезиту з виділенням газової фази. Карбонати (магнезит і доломіт) визначено рентгенофазовим аналізом.

Переважаючими мінералами пелітової фракції нерозчинного залишку соляних порід пермської соленосної формації є діоктаедрична гідрослюда і триоктаедричний магнезіально-залізистий хлорит, проте склад глинистих мінералів відкладів різних стадій га-логенезу відрізняється вмістом змішаношаруватих утворень і деякою мірою впорядкованості структури гідрослюди. Схожу асоціацію глинистих мінералів солоно-лагунного комплексу фацій північно-західної частини Донбасу описали В. Шутов, А. Косовська, Т. Соколова (з використанням матеріалів Я. Феофілової) [3, 4, 6, 12–14]. Ці дослідники доводили, що вирішальними чинниками формування мінерального складу комплексу є хімічне середовище басейну, яке змінюється під час прогресивного осолонення. Для нижньопермської соленосної формації Західного Донбасу науковці виділили дві асоціації глинистих мінералів, що відповідають різним стадіально-фаціальним умовам. Першу (відповідає початковій карбонатно-сульфатній стадії осолонення) виявлено у червоно-сіроколірних глинах та алевролітах, що перешаровані з доломітовими й ангідритовими пластами; вона представлена головно слюдами (гідрослюдами) з магнезіальними хлоритами (коренситової групи). Для цієї стадії характерне перетворення уламкових мінералів (слюда 2M₁, каолініт, Fe-Mg хлорит) у гідрослюди – залізисті іліти з реліктами слюди політипу 2M₁ та у магнезіальні хлорити коренситової групи. У другій асоціації різко переважає магнезіальна (хлоритова) фаза. Основна асоціація басейнових глин червоно-

колірної нижньопермської формації, за Г. Карповою, представлена діоктаедричною гідрослюдою $2M_1$ і моноклінним магнезійно-залізистим хлоритом, у підпорядкованій кількості визначено змішаношаруваті фази вермикулітового (IV) і хлоритового (III) типів [4]. Тобто прогресивне осолонення басейну призводить до перетворення дрібнодисперсної складової водонерозчинної частини осаду на сульфатно-хлоридній стадії осолонення магнезійних хлоритів коренитової групи та залізистих літів поліморфного різновиду 1M-1Md. Основний процес формування шаруватих силікатів у соленосному басейні полягає в седиментаційно-діагенетичній трансформації вихідної дрібнодисперсної речовини у магнезійну хлорит-монтморилонітову фазу (умови мінералоутворення низькотемпературні, середовище слабкокисле або нейтральне) [3, 6, 13, 14].

Отже, за результатами гранулометричного аналізу глиниста фракція становить до 80 % н. з. кам'яної солі слабо забрудненої та 20–40 % н. з. кам'яної солі з соляно-теригеними прошарками.

Згідно з результатами досліджень, глинисті мінерали нерозчинного залишку кам'яної солі верхньофранської соленосної формації ДДЗ, що утворює ядра соляних структур, представлені діоктаедричною гідрослюдою та магнезійно-залізистим або залізистим триоктаедричним хлоритом, в окремих пробах з домішкою змішаношаруватих утворень.

Гідрослюда франської кам'яної солі деяких солянокупольних структур є поєднанням трьох політипів: $2M_1$, 1M, 1Md, що дало змогу характеризувати її як суміш аутигенного й алотигенного різновидів.

На електронно-мікроскопічних фотографіях частинки аутигенної гідрослюди (1Md) мають видовжену скалкоподібну форму та зібрані в агрегати, а алотигенної ($2M_1$, 1M) – відповідно, псевдогексагональну чи ізометричну з нерівними контурами.

Слюду (мусковіт) визначено в пелітовій фракції, де переважає політип $2M_1$; додатковим підтвердженням такого діагностування є незначна втрата маси (0,3 %) у низькотемпературному інтервалі (80–90 °C), що свідчить про відсутність у структурі міжшарової води.

Асоціація глинистих мінералів водонерозчинного залишку франської кам'яної солі Північнозагорівської структури представлена діоктаедричною гідрослюдою, триоктаедричним хлоритом та змішаношаруватими утвореннями гідрослюда–монтморилоніт і хлорит–монтморилоніт. Гідрослюда і хлорит вирізняються поганою окристалізованістю та вмістом набухлих пакетів у структурі. Крім того, у пелітовій фракції наявна значна кількість неглинистих мінералів і дрібнодисперсна органічна речовина.

Для нижньопермської соленосної формації ДДЗ склад глинистих мінералів відкладів різних стадій осолонення басейну відрізняється вмістом змішаношаруватих утворень і деякою мірою впорядкованістю структури гідрослюди. Однак переважними мінералами у пелітовій фракції на всіх стадіях галогенезу є діоктаедрична гідрослюда і триоктаедричний Mg-Fe хлорит.

Наявність каолініту в пелітовій фракції н. з. нижньопермської соленосної формації сульфатно-карбонатної та галітової стадій седиментації і у н. з. верхньодевонської кам'яної солі може свідчити, що на формування асоціації глинистих мінералів, крім фізико-хімічних особливостей осадоагромадження, впливали інші природні чинники, а це потребує подальшого вивчення.

Автори щиро вдячні співробітникам лабораторії фізичних методів досліджень ІГН НАН України канд. техн. наук В. Пермякову за технічну підтримку виконання електронно-мікроскопічних досліджень, аспіранту С. Стадніченку за виконання грануломет-

ричного аналізу нерозчинного залишку кам'яної солі й теригенно-соленосних порід та проф. Д. Хрущову за взірці кам'яної солі верхньодевонської соленосної формації з Солоницької та Парафіївської структур.

1. *Билонижка П.М.* Некоторые особенности минерального состава глин нижнемоласовых отложений Прикарпатья // Вопросы литологии и петрографии. 1973. Кн. 2. С. 113–120.
2. *Бриндли Г.В.* Хлоритовые минералы // Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Пер. с англ. М., 1965. С. 284–344.
3. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования. М., 1990.
4. *Карпова Г.В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., 1972.
5. *Корневский С.М., Бобров В.П., Супрунюк К.С., Хрущов Д.П.* Галогенные формации Северо-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. М., 1968.
6. *Коссовская А.Г., Дриц В.А.* Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. М., 1975. С. 60–69.
7. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Сравнительный анализ эволюции глинистых минералов в условиях гумидного и аридного литогенеза // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 965–977.
8. *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. М., 1967.
9. *Ратеев М.А.* Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах // Тр. Геол. ин-та АН СССР. М., 1964.
10. *Рекишинская Л.Г.* Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. М., 1966.
11. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л., 1983.
12. *Соколова Т.Н.* Магнезиальное глинообразование – специфическая черта пермских солеродных бассейнов // Осадочные породы и руды. Киев, 1978. С. 193–206.
13. *Соколова Т.Н.* Аутигенное силикатное минералообразование ранних стадий осолонения // Тр. ГИН. 1982. Вып. 361.
14. *Соколова Т.Н., Дриц В.А., Соколова А.Л., Степанова К.А.* Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложения купола Индер // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 6. С. 80–95.
15. *Ушатинский И.Н., Цепелов Н.С., Бабицын Г.К.* Методика и результаты изучения минералогии глин продуктивных отложений Западносибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью // Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. 1970. Вып. 35. С. 7–26.
16. *Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.Л.* Трансформационные преобразования слоистых силикатов. Л., 1983.
17. *Хоменко В.А.* Девон Днепровско-Донецкой впадины. Киев, 1986.
18. *Хрущов Д.П.* Літологія і калієносність соляних відкладів Дніпровсько-Донецької западини. К., 1974.
19. *Шайдецькая В.С.* Минералого-геохимические особенности девонской каменной соли северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины // Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск, 1983. С. 62–63.

20. Шехунова С.Б. Структурно-текстурні особливості кам'яної солі верхньофранської соленосної формації Дніпровсько-Донецької западини // Геол. журн. 2005. № 4. С. 80–89.
21. Шехунова С.Б. Особливості речовинного складу кам'яної солі верхньофранської соленосної формації в межах Глинсько-Розбишівської структури Дніпровсько-Донецької западини // Геол. журн. 2007. № 2. С. 62–74.
22. Яржемская Е.А. Вещественный состав галопелитов // Тр. Всесоюз. НИИ галургии. 1954. Вып. 29. С. 260–314.
23. Aoyagi K., Kazama T. Transformation changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis // *Sedimentology*. 1980. Vol. 27. P. 179–188.
24. Dekov V.M., Cuadros Ja., Shanks W.C., Koski R.A. Deposition of talc–kerolite–smectite–smectite at seafloor hydrothermal vent fields: Evidence from mineralogical, geochemical and oxygen isotope studies // *Chemical Geology*. 2008. Vol. 247. P. 171–194.
25. Mokhi N., Olivella S., Alonso E.E. Swelling in clayey soils induced by the presence of salt crystals // *Applied Clay Science*. 2010. Vol. 47. P. 105–112.
26. Savage D., Benbow St., Watson Cl. et al. Natural systems evidence for alteration of clay under alkaline conditions: An example from Searles Lake, California // *Applied Clay Science*. 2010. Vol. 47. P. 72–81.
27. Zuther M., Brockamp Ol., Clauer N. Composition and origin of clay minerals in Holocene sediments from the south eastern North Sea // *Sedimentology*. 2000. Vol. 47. P. 119–134.

**CLAY MINERALS ASSOCIATIONS PECULIARITIES
OF DNIPRO-DONETS DEPRESSION DEVONIAN AND PERMIAN
SALT FORMATIONS**

S. Shekhunova¹, Ya. Yaremchuk², O. Shevchenko³, V. Kochubey⁴

¹*Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine
Oles' Honchar St. 55b, UA – 01054 Kyiv, Ukraine
E-mail: shekhun@igs-nas.org.ua*

²*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine
Naukova St. 3a, UA – 79060 Lviv, Ukraine
E-mail: slava.yaremchuk@gmail.com*

³*SE “Research Institute of Oil and Gas Industry”
National Joint-Stock Company “Naftogas Ukrainy”
E-mail: shevchenko@naukanaftogaz.kiev.ua*

⁴*National University “Lvivska Politehnika”
Stepan Bandera St. 12, UA – 79013 Lviv, Ukraine*

The results of X-ray diffraction, complex thermic and SEM studying of pelitic fraction of water-insoluble residue of Devonian (Frasnian) and Permian (Asselian and Sakmarian) salt, potash and magnesium salt subformations of Dnipro-Donets Depression formations are presented. Clay minerals association of Frasnian rock-salt formation consists of dioctahedral illite and three-octahedral chlorite of magnesia-iron or iron composition. Illite of some studied salt domes is represented by allothigenic polytypes 2M₁, 1M and authigenic 1Md, indicating the polygenetic sources of terrigenous components, the influence of mineralized environment and clay minerals inertness of rock-salt formation to catagenesis. Dioctahedral illite and three-octahedral magnesia-iron chlorite are dominant minerals of pelitic fraction of Permian salt formation, but clay mineral composition of sediments at different stages of evaporation differs by mixed-layer formations content and, to certain extent, by illite structure ordering.

Key words: salt formation, clay minerals, X-ray diffraction, SEM, complex thermic analysis, Dnipro-Donets Depression, Ukraine.

**ОСОБЕННОСТИ АССОЦИАЦИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
СОЛЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ****С. Шехунова¹, Я. Яремчук², О. Шевченко³, В. Кочубей⁴**

¹*Институт геологических наук НАН Украины
01054 г. Киев, ул. О. Гончара, 55б
E-mail: shekhun@igs-nas.org.ua*

²*Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины
79060 г. Львов, ул. Научная, 3а
E-mail: slava.yaremchuk@gmail.com*

³*ГП “Научно-исследовательский институт нефтегазовой промышленности”
НАК “Нафтогаз Украины”
E-mail: shevchenko@naukanaftogaz.kiev.ua*

⁴*Национальный университет “Львовская политехника”
79013 г. Львов, ул. Степана Бандеры, 12*

Приведены результаты гранулометрического, рентгенофазового, комплексного термического и электронно-микроскопического исследования пелитовой фракции водонерастворимого остатка девонской (франской) соленосной и пермской (ассельско-сакмарской) соле- и калие-магниеносных субформаций соленосных формаций Днепровско-Донецкой впадины. Ассоциация глинистых минералов каменной соли верхнефранской формации представлена диоктаэдрической гидрослюдой и триоктаэдрическим хлоритом магниально-железистого или железистого состава. Гидрослюда из нерастворимого остатка каменной соли части исследованных солянокупольных структур представлена аллотигенными (более стойкими 2M₁ и менее стойкими 1M) и аутигенными (1Md) поли-типами. Это свидетельствует о полигенности источников терригенной составляющей, влиянии гиперсолёной среды и относительной инертности глинистых минералов каменной соли к катагенетическому влиянию. Преобладающими минералами пелитовой фракции нерастворимого остатка соляных пород пермской соленосной формации являются диоктаэдрическая гидрослюда и триоктаэдрический магниально-железистый хлорит, однако состав глинистых минералов отложений разных стадий галогенеза отличается содержанием смешаннослойных образований и, в некоторой степени, упорядоченностью структуры гидрослюды.

Ключевые слова: соленосные формации, глинистые минералы, гранулометрический состав, рентгенофазовый анализ, электронная микроскопия, комплексный термический анализ, Днепровско-Донецкая впадина, Украина.

Стаття надійшла до редколегії 18.11.2009

Прийнята до друку 21.10.2010