

<https://doi.org/10.15407/ggcm2025.197-198.091>

УДК 552.53:549.623:551.72/.732(549.1)

**Ярослава ЯРЕМЧУК¹, Фанвей МЕНГ²,
Софія ГРИНІВ¹, Сергій ВОВНЮК¹, Надія ГОРОДЕЧНА¹**

¹ Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
e-mail: slava.yaremchuk@gmail.com

² Китайський університет гірничої справи і технологій (CUMT),
Сюйчжоу, провінція Цзянсу, Китай,
e-mail: fwmeng@isl.ac.cn

**АСОЦІАЦІЇ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ
ВЕРХНЬОНЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКО-НИЖНЬОКЕМБРІЙСЬКИХ
МЕРГЕЛІВ ФОРМАЦІЇ СОЛЯНИЙ КРЯЖ, ПАКИСТАН**

Розглянуто особливості мінерального складу пелітової фракції мергелів верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійської формації Соляний кряж як відображення впливу регіональних та глобальних чинників на формування глинистих мінералів. Досліджено пелітову фракцію 53 зразків мергелю цієї формації із мергелевої товщі Савал (48 зразків), гіпсової товщі Бандар Кас (2 зразки), верхньої частини соляної товщі Білліанвала (3 зразки). За даними комплексу аналізів (XRD, SEM та EDX), глинисті мінерали представлені гідрослюдою, хлоритом, коренситом, хлорит-коренситом, хлорит-монтморилонітом, монтморилонітом, гідрослюда-монтморилонітом, дефектним хлоритом та дефектним коренситом. Монтморилоніт, хлорит та змішаношаруваті утворення хлорит-монтморилоніту є магнезійними триоктаедричними мінералами, а гідрослюда – залістистою діоктаедричною, що вказує на їхнє аутигенне походження. Значна кількість лабільних мінералів і фаз в асоціаціях зумовлена поєднанням впливів одновікового вулканізму, низької концентрації розсолів евапоритового басейну та присутності органічної речовини, переважно епігенетичної. Вулканічна активність на тлі низької концентрації розсолів сприяла формуванню лабільних глинистих мінералів та змішаношаруватих фаз, а їхня взаємодія із органічними сполуками уповільнювала процеси аградаційної трансформації. Підвищений вміст магнію та присутність у пелітовій фракції досліджених відкладів магнезійних глинистих мінералів характерні для евапоритових відкладів, сформованих на етапах сульфатного типу океанічної води, що узгоджується із сульфатним типом океанічної води в неопротерозої.

Ключові слова: неопротерозой, глинисті мінерали, X-променевий аналіз, мергелі, формація Соляний кряж, Пакистан.

Вступ. Поряд із дослідженням евапоритових мінералів (гіпсу, галіту), що зберігають інформацію про палеоумови формування давніх солеродних

© Ярослава Яремчук, Фанвей Менг, Софія Гринів, Сергій Вовнюк, Надія Городечна, 2025
ISSN 0869-0774. Геологія і геохімія горючих копалин. 2025. № 1–2 (197–198)

басейнів, посилюється інтерес і до глинистих мінералів цих відкладів, здатність яких реагувати на зміни геохімічних умов є загальновизнаною. Так, перетворення глинистих мінералів в евапоритовому процесі як морської генези (Bilonizhka et al., 2012; Bodine, 1985; Dunoyer de Segonzac, 1970; Yaremchuk et al., 2020), так і континентальних соляних озер (Calvo et al., 1999; Turner & Fishman, 1991) чи в засолонених бентонітах (Honty et al., 2004; Uhlik et al., 2002) відбувається за схемою аградаційної трансформації глинистих структур у гіперсолоних умовах. Дієвими глобальними чинниками перетворень є концентрація та хімічний склад розсолів середовища осадоагромадження та діагенезу (Яремчук, 2010; Bodine, 1985; Warren, 2016; Yaremchuk et al., 2020). Особливо цікавими для дослідників є асоціації глинистих мінералів початкових (карбонатної та сульфатної) стадій евапоритового процесу, що пов'язано зі складними умовами силікатного мінералоутворення під впливом таких низькоконцентрованих морських розсолів та з притоком континентальних вод у басейн.

У цьому середовищі морських і неморських розсолів започатковуються процеси аградаційних змін, що стосуються лабільних глинистих структур (монтморилоніту) і полягають у фіксації катіону (K^+) та/або формуванні бруситової сітки в міжшаровому просторі монтморилоніту (Bilonizhka et al., 2012; Bodine, 1983). На стадії згущення вод басейну седиментації аградаційні зміни насамперед призводять до перетворення діоктаедричного смектиту в триоктаедричний (Hover et al., 1999) та появи в асоціації змішаношаруватих глинистих фаз (Яремчук & Побережський, 2009).

Відомості про асоціації глинистих мінералів докембрійських евапоритів є нечисленними, зокрема, наведено асоціації глинистих мінералів для відкладів кам'яної солі (товща Білліанвала формації Соляний кряж), де вони представлені коренситом, Mg-хлоритом та Fe-гідрослюдою з домішкою неупорядкованих змішаношаруватих утворень хлорит-коренситового та хлорит-монтморилонітового складу, а в деяких пробах – з домішкою монтморилоніту (Яремчук та ін., 2017; Yaremchuk et al., 2017). Для сульфатно-карбонатних відкладів цього віку наведені дані щодо карбонатних порід групи формацій Білара (Bilara Group) західноіндійського басейну Нагаур-Ганганагар (Nagaur–Ganganagar) (Smith, 2012). Асоціація глинистих мінералів тут представлена гідрослюдою, хлоритом та змішаношаруватою фазою гідрослюда-монтморилоніт, а іноді – коренситом (Mazumdar & Bhattacharya, 2004) чи коренситом, монтморилонітом та гідрослюдою (Mazumdar & Strauss, 2006). У рифейських доломітах Анабарського щита (Сибірська платформа) глинисті мінерали представлені лише змішаношаруватими фазами коренсит-хлориту (Drits et al., 2011). Дослідження асоціацій глинистих мінералів докембрійських евапоритів карбонатної та сульфатної стадій засолонення залишається актуальним завданням.

Метою дослідження є отримання нових даних про склад асоціацій глинистих мінералів докембрійських морських евапоритів початкових стадій згущення вод солеродного басейну та визначення впливу континентальних вод й інших регіональних чинників на формування цих шаруватих алюмосилікатів. Для досягнення цієї мети досліджено мінеральний склад водонерозчинного залишку верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів

формації Соляний кряж, переважно верхньої товщі – мергелів Савал. Проведене дослідження дозволяє краще зрозуміти складні процеси еволюції глинистих мінералів, спричинені зміною умов середовища.

Геологія. Гірський хребет Соляний кряж, що простягається з північного сходу на південний захід у північній частині Пакистану між ріками Джелум та Інд, є зоною активного фронтального насуву Гімалаїв у Пакистані (Baker et al., 1988). Формація Соляний кряж, яка відслонюється вздовж південних схилів хребта Соляний кряж (рис. 1), складена перешаруванням червоно-коричневих до бордових гіпсових мергелів, шарів кам'яної солі, гіпсу, доломіту, місцями з тонкими прошарками темних, збагачених органікою сланців. Товщина відкладів коливається від 50 до понад 1000 м. Вони незгідно залягають на пізньопротерозойських метаморфічних породах фундаменту та згідно перекриті 150-метровим шаром морських сланців і масивних пісковиків нижньокембрійської формації Хевра (Ahmad & Alam, 2007; Cozzi et al., 2012; Khan et al., 2020).

В ущелині Хевра, у східній частині Соляного кряжу, відслонюється типовий розріз формації Соляний кряж завтовшки понад 830 м (Shah, 1977). Ця верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійська евапоритова товща поділяється на три частини (від основи до верху): сіль Білліанвала (Billianwala Salt Member), гіпс Бандар Кас (Bhandar Kas Gypsum Member) і мергель Савал (Sahwal Marl Member).

Сіль Білліанвала (завтовшки ~650 м) складається з червоного залізистого мергелю, у якому залягають сім пластів кам'яної солі, сумарною товщиною понад 150 м. У кам'яній солі та мергелях трапляються прошарки та лінзи

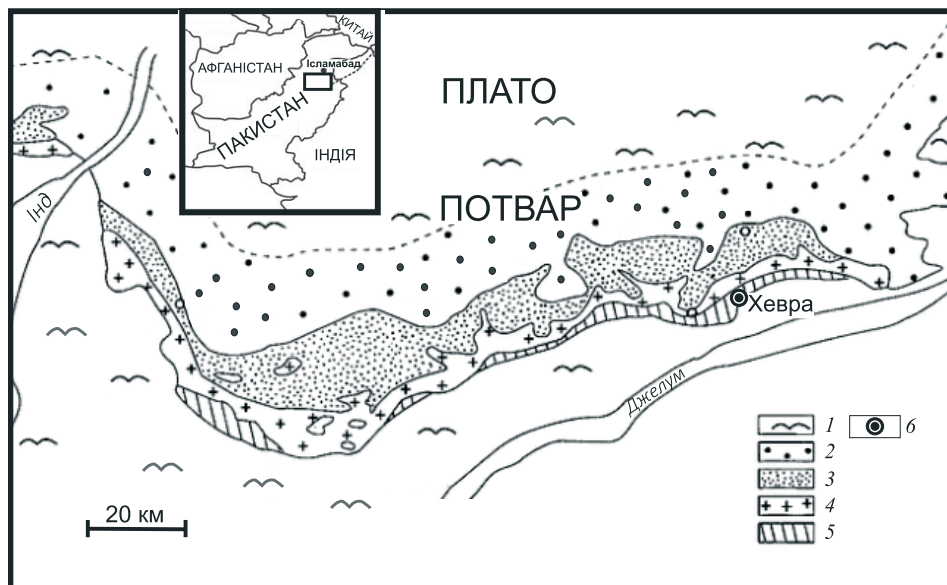


Рис. 1. Розташування та геологічне положення формації Соляний кряж (за Kazmi and Jan (1997), зі змінами):

1 – алювій; 2 – верхньотретинні відклади; 3 – третинні відклади (палеоцен, еоцен); 4 – відклади палеозою та мезозою; 5 – формація Соляний кряж; 6 – місце відбору зразків

калійних солей, представлені тонкими шарами кам'яної солі з домішками кайніту, лангбейніту, кізериту та полігаліту (Kazmi & Jan, 1997; Shah, 1977).

Гіпсова пачка Бандар Кас (товщиною ~80 м) складена масивним гіпсом із незначними пластами доломіту та глини.

Мергелева пачка Савал (завтовшки 140 м) – це тьмяні та яскраво-червоні мергелі з прошарками гіпсу та доломіту; у верхній частині мергелі інтродувані вулканічними породами – трапами Хевра (Khewra Trap), окрім того, тут залягає ~20 см прошарок горючих сланців.

Верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійський евапоритовий басейн, під час відкладення осадов, з яких утворилася формація Соляний кряж, зазнав впливу острівно-дугового вулканізму, пов'язаного із субдукцією Прото-Тихого океану на північ і формуванням Іранської вулканічної дуги в ранньому кембрії (Cozzi et al., 2012).

Літо- та хеомстратиграфічне порівняння супергрупи Хукф (Huqf) в Омані з еквівалентними за часовою послідовністю супергрупою Марвар (Marwar) на заході Раджастану (Індія) та формацією Соляний кряж (Пакистан) виявляють значну спорідненість еволюції фацій у часі, що дає змогу припустити, що ці групи формацій сформувалися в евапоритових басейнах уздовж суперконтинентальних окраїн Гондвани в пізньому неопротерозої – ранньому кембрії (Allen, 2007; Hussein & Hussein, 1990; Meng et al., 2021).

Кам'яний матеріал і методи дослідження. Досліджували мергелі верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійської формації Соляний кряж. Зразки мергелів відібрано в ущелині Хевра, де відслонюється східна частина формації. Із товщі мергелів Савал відібрано 48 зразків мергелю (KSR-68–KSR-124), два зразки (KSR-26 і KSR-29) – із гіпсової товщі Бандар Кас, три (KSR-21–KSR-23) – із верхньої частини соляної товщі Білліанвала.

Щоб виокремити пелітову фракцію, кам'яний матеріал дезінтегрували шляхом тривалого розчинення в дистильованій воді з періодичним розтиранням гумовим товкачем та розділяли за розміром частинок (Moore & Reynolds, 1997). Отриману пелітову фракцію обробляли 1 н. розчину NaCl для розчинення гіпсу (Carrado et al., 2006). Окремі зразки (KSR-21, KSR-22, KSR-107, KSR-108, KSR-111–KSR-124), для виокремлення доломіту, обробляли 10 % розчином мурашиної кислоти (Франк-Каменецкий, 1983).

Виокремлену таким способом пелітову фракцію мергелів досліджено X-променевим дифрактометричним (XRD), електронно-мікроскопічним (SEM) та енергодисперсійним мікрорентгеноспектральним (EDX) методами.

X-променеве дифрактометричне дослідження проводили на дифрактометрі АДП-2 (30 кВ, 15 мА, Fe-антикатод, Mn-фільтр, швидкість руху гоніометра 2 град/хв) за методикою, описаною в загальновизначених роботах (Brown & Brindley, 1980; Moore & Reynolds, 1997). Аналізували дифрактограми орієнтованих препаратів, одержаних шляхом осадження глинистих частинок $\leq 0,005$ мм із водяної суспензії на предметне скло. Щільність осадженої плівки становила 3 мг/см². Ідентифікація набухаючих мінералів та змішано-шаруватих утворень, що містять набухаючу компоненту, супроводжувалася додатковими обробками: насиченням етиленгліколем (1 доба, за кімнатної температури) та відпалюванням за $T = 550$ °C упродовж 1 год. Для виявлення каолініту зразки, з імовірною присутністю цього мінералу, витримували

у 15 % розчині HCl на водяній бані за температури 80 °C (три години з перемішуванням).

Електронно-мікроскопічні дослідження (SEM) проведено з використанням сканувального електронного мікроскопа Zeiss EVO-40XVP з прискорювальною напругою в діапазоні 15–30 кВ та збільшенням до 10 000 разів. Хімічний елементний склад визначено з допомогою енергодисперсійного мікрорентгеноспектрального (мікрозондового) аналізу (EDX) із використанням приладу INCA Energy 350, інтегрованого в систему сканувального електронного мікроскопа Zeiss EVO-40XVP. Для обох аналізів (SEM та EDX) досліджувану тонку фракцію зразків наносили на клейку карбонову плівку і напилювали золотом вакуумним розпилювачем JFC-1600. Дослідження виконані в Центрі колективного користування приладами Фізико-механічного інституту ім. Г. В. Карпенка НАН України.

Результати дослідження. За даними *X*-променевого дифрактометричного аналізу в пелітовій фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів виявлено гідрослюду, хлорит, коренсит, хлорит-коренсит, хлорит-монтморилоніт та домішки монтморилоніту і гідрослюда-монтморилоніту. У деяких пробах мергелів Савал ще виявлено дефектний хлорит і дефектний коренсит. З неглинистих мінералів визначено карбонати: доломіт, магнезит, кальцит, а також кварц, кристобаліт, калієвий польовий шпат (табл. 1).

Глинисті мінерали пелітової фракції ми визначили за характерною поведінкою їхніх базальних відбитків. Рефлекси 001 гідрослюди (1,0; 0,49; 0,332 нм) та хлориту (1,42; 0,70; 0,47; 0,354 нм) не змінюють положення на дифрактограмах після насичення етиленгліколем і при відпалюванні, а діагностичний коренситовий рефлекс 002 із *d/n* повітряно-сухих препаратів 1,46 нм при насиченні етиленгліколем набуває значення 1,60 нм, а після прожарювання його значення варіює в інтервалі 1,23–1,26 нм (рис. 2, А). За подібною поведінкою рефлексів на дифрактограмах визначено невпорядковані змішаношаруваті утворення хлорит-монтморилоніту із різною кількістю лабільних пакетів. У разі домінування в структурі хлоритових пакетів ці утворення класифіковано як хлорит-коренсит. Невпорядковані фази хлорит-монтморилонітового складу характеризуються серією базальних рефлексів в області 7,4–7,8° кутів із міжплощинними віддальми 1,42–1,51 нм, які при насиченні етиленгліколем зміщуються в область менших кутів, а після відпалювання – у діапазон 8–11° кутів 2 θ , що відповідають інтервалу 1,38–1,0 нм базальних міжплощинних проміжків (рис. 2, Б) (Brown & Brindley, 1980; Moore & Reynolds, 1997). У восьми пробах глин мергелів Савал, за специфічною поведінкою базальних рефлексів, діагностовано дефектний хлорит: лінії 1,42 та 0,70 нм, що не зміщуються в бік малих кутів після гліколяції, однак зникають після прожарювання (Brindley, 1961). За такою ознакою визначений і дефектний коренсит, у якого лінії 1,46 і 0,70 нм при гліколяції набувають значень 1,60 і 0,77 нм відповідно, а при прожарюванні – зникають (рис. 2, В). Проби, у яких передбачали вміст каолініту, додатково обробляли розчином соляної кислоти (Moore & Reynolds, 1997), однак каолініт не був виявлений.

Домішку невпорядкованого змішаношаруватого утворення гідрослюда-монтморилоніт визначено за рефлексами низької інтенсивності в інтервалі

Таблиця 1. Мінеральний склад пелітової фракції водонерозчинного залишку верхньо-неопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів
 формації Соляний кряж, Пакистан

KSR №	Мінерали									
	Глинисті							Карбонати		Силікати
124	It	Ch	Co	C-C	—	I-S (ad)	—	—	Do*	Q, Fs, Cr
123	«	«	—	«	—	«	S	—	«	Te same
122	«	«	Co	«	—	«	—	—	«	Q, Fs
121	«	«	Co (ad)	«	—	—	S (ad)	—	«	—
120	«	«	—	«	C-S (ad)	I-S (ad)	«	—	«	Fs, Cr
118	«	«	Co	—	—	—	«	—	«	Fs (ad)
117	«	«	«	C-C	—	I-S	«	—	«	Q, Fs
116	«	«	Co (ad)	«	—	«	—	—	«	Fs (ad)
115	«	—	—	—	—	—	S	Ch*	«	Fs
114	«	Ch	Co (ad)	C-C	C-S	I-S (ad)	—	—	«	Fs (ad)
113	«	«	—	«	—	«	—	—	«	«
112	«	«	—	«	—	«	—	—	«	Q, Fs
111	«	«	Co	—	—	«	S	—	«	Q, Fs, Cr
110	«	«	—	—	C-S	«	«	—	Do	—
109	«	«	Co	C-C	—	—	«	—	«	Q, Fs
108	«	«	Co (ad)	«	C-S	—	—	—	Do*	Q (ad), Fs (ad)
107	«	«	—	—	C-S (ad)	I-S (ad)	—	—	«	Fs (ad)
106	«	«	Co	—	—	—	S	—	Do	Q, Fs

KSR №	Мінерали									
	Глинисті						Карбонати		Силікати	
	It	Ch	Co (ad)	C-C	С	I-S (ad)	S	—	—	
105	«	«	—	«	—	«	S	—	—	Q
104	«	«	Co (ad)	«	—	«	—	—	—	—
103	«	«	Co	«	—	—	S (ad)	—	—	Fs (ad)
101	«	«	«	—	—	I-S (ad)	—	—	—	Q, Fs (ad)
100	«	«	«	—	—	«	S	—	—	Cr
99	«	«	«	—	—	—	«	—	—	Q, Fs
98	«	«	«	C-C	—	—	«	—	—	Te same
97	«	«	«	—	—	—	—	—	—	—
96	«	«	«	C-C	C-S	I-S (ad)	S	—	—	Q, Fs
95	«	«	—	«	«	—	—	—	—	Te same
94	«	«	Co	«	—	—	S	—	—	Q
92	«	«	—	—	C-S	—	—	—	—	—
91	«	«	—	C-C	C-S (ad)	I-S (ad)	—	—	—	Q, Fs
89	«	«	Co	«	—	«	S	—	—	—
88	«	«	«	«	—	—	—	—	—	Q (ad)
87	«	«	«	—	—	I-S (ad)	—	—	—	«
84	«	«	«	—	—	«	—	—	—	Q, Fs (ad)
83	«	—	—	—	—	—	—	—	—	Q
81	«	Ch	Co	—	—	I-S (ad)	S	Ch*	Co*	—

KSR №	Мінерали									
	Глинисті					Карбонати		Силікати		
80	It	Ch	–	C-C	C-S	I-S (ad)	S	–	Do	–
78	«	«	Co	–	–	I-S	«	–	«	Q
77	«	–	–	–	–	I-S (ad)	S (ad)	Ch*	«	Q, Fs
76	«	–	–	–	–	«	«	«	«	Q, Fs
75	«	–	–	–	–	–	–	«	«	Q
74	«	Ch	–	–	C-S	I-S (ad)	S	–	«	Q, Cr
73	«	–	–	–	–	–	–	Ch*	Do (ad), Mg (ad)	–
72	«	Ch	Co	–	C-S	–	–	–	Te same	–
71	«	Ch (ad)	–	C-C	–	–	–	Ch*	Do, Mg	Q, Fs
70	«	–	Co	–	–	–	S	«	Do	Fs (ad)
68	«	Ch	–	C-C	–	I-S (ad)	S (ad)	–	«	Q, Fs (ad), Cr
29	«	«	Co	–	–	–	–	–	Do, Ca (ad)	Q, Fs
26	«	«	«	C-C	C-S	–	–	–	Te same	Q, Fs
23	«	«	«	–	C-S	–	–	–	Mg	Q
22	«	«	«	–	–	I-S (ad)	S (ad)	–	Do*	Q, Fs, Cr
21	«	«	«	C-C	–	«	«	–	«	Q, Fs (ad), Cr

Примітки: It – гідроліта; Ch – хлорит; Co – коренсит; S – монтморилоніт; Ch* – дефектний хлорит; Co* – дефектний коренсит; C-S – хлорит-монтморилоніт; C-C – хлорит-коренсит; I-S – гідроліта-монтморилоніт; Mg – магнезит; Do – доломіт; Fs – калієвий польовий шпат; Q – кварц; Cr – кристобаліт; ad – домішка; Do* – проба декарбонізована; «–» – мінерал відсутній.

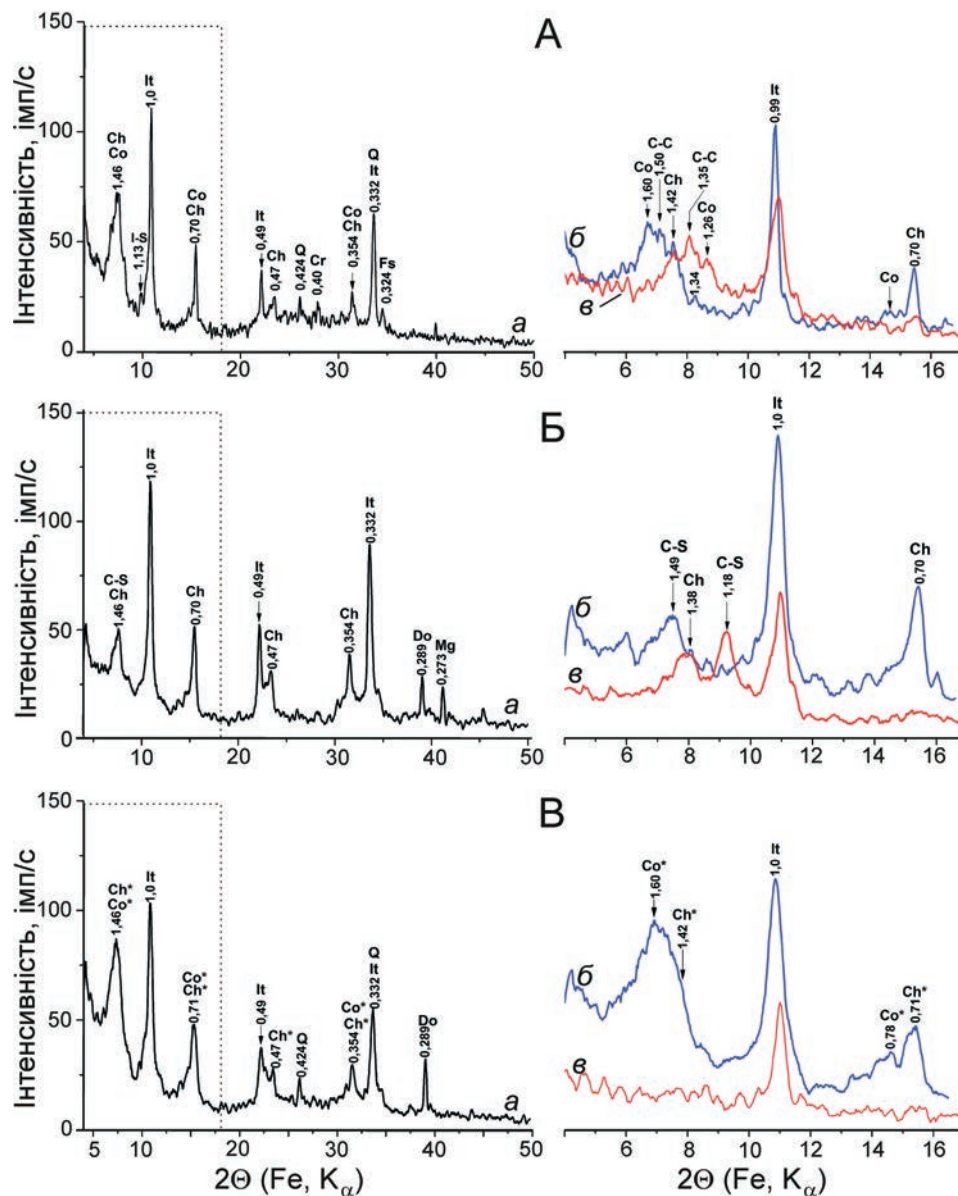


Рис. 2. Дифрактометричні криві пелітової фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів Савал формації Соляний кряж, Пакистан (А – проба KSR-124; Б – KSR-92; В – KSR-75).

Орієнтовані препарати: *a* – повітряно-сухий; *б* – насичений етиленгліколем; *в* – відпалений за температури 550 °С. Позначення мінералів: It – гідрослюда; Ch – хлорит; Co – коренсит; S – монтморилоніт; Ch* – дефектний хлорит; Co* – дефектний коренсит; C-S – хлорит-монтморилоніт; C-C – хлорит-коренсит; I-S – гідрослюда-монтморилоніт; Mg – магнезит; Do – доломіт; Fs – калієвий польовий шпат; Q – кварц; Cr – кристобаліт

кутів дифракції 9,4–9,8 нм із *d* в області 1,18–1,13 нм. Після насичення етиленгліколем вони набувають значень більших міжплощинних віддалей, а після відпалювання (втрати набухаючими пакетами міжшарової води) – збігаються

із екстремумом гідролюди – 0,99 нм (див. рис. 2, А). За значенням рефлексів на спектрі повітряно-сухого препарату (1,12–1,15 нм) можна стверджувати, що в них переважають гідролюдисті пакети.

Особливе зацікавлення викликає присутність дискретного монтморилоніту, визначеного на дифрактограмах за лініями 1,51–1,58 нм, що набувають значень 1,68 нм після насичення етиленгліколом. Здебільшого поряд з основним рефлексом 001 присутні додаткові лінії в інтервалі 1,58–1,74 нм і навіть сягають 2,21 нм, які після гліколяції не створюють вираженого зміщення в бік малих кутів. Після високотемпературної обробки в малокутовій області (5–7°) усе ще зберігаються рефлекси невеликої інтенсивності (d 1,58–1,98 нм) (рис. 3, Б). Така поведінка рефлексів у малокутовій області спостерігається при дослідженні частини проб пелітової фракції мергелів і вказує на захоплення органічних сполук у міжшаровий простір монтморилоніту. Присутність адсорбованої глинистими мінералами органічної речовини підтверджує випукле підняття фону в області 22–36° кутів 2Θ – гало різної форми та розміру, яке спостерігали на більшості дифрактограм.

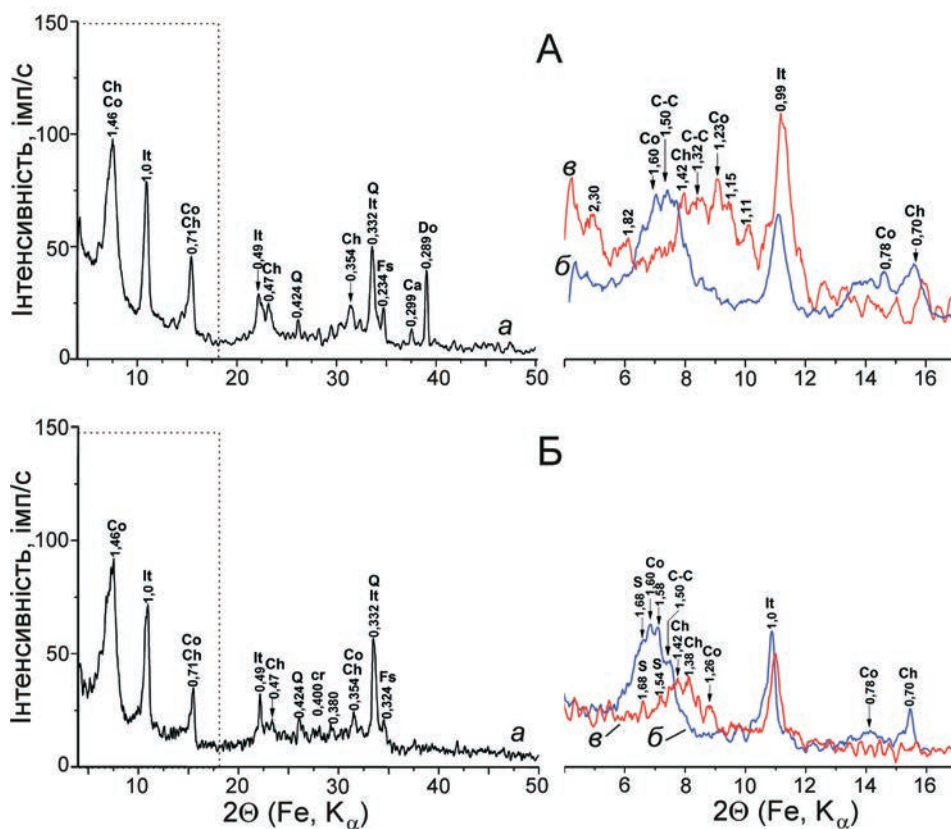


Рис. 3. Дифрактометричні криві пелітової фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів (гіпси Бандар Кас (А – проба KSR-26) та солі Білліанвала (Б – проба KSR-21)) формації Соляний кряж, Пакистан.

Після прожарювання (крива в) лінії 1,26–1,23 відповідають коренситу, в інтервалі 1,38–1,28 нм – хлорит-коренситу, а рефлекси в межах 1,20–1,0 нм – хлорит-монтморилоніту з переважанням монтморилонітових пакетів. Орієнтовані препарати: а – повітряно-сухий; б – насичений етиленгліколом; в – відпалений за температури 550 °С. Позначення мінералів: див. на рис. 2

Неглинисті мінерали в пелітовій фракції однозначно визначені за характерними для них рефlekсами за картотекою міжнародної мінеральної бази даних ICDD (International Center for Diffraction Data), відомої як JCPDS: кварц (0,424; 0,334 нм), кристобаліт (0,401 нм), калієвий польовий шпат (0,324 нм), доломіт (0,369; 0,288; 0,241 нм), магнезит (0,274 нм) та кальцит (0,30 нм) (див. рис. 2, 3).

За даними *електронно-мікроскопічних досліджень*, пелітова фракція вивчених зразків мергелів Савал складається з частинок розміром 2–4 мкм, переважно псевдогексагональної та ізометричної форми, також наявні окремі частинки розміром 0,5 мкм. На електронно-мікроскопічних світлинах часто присутні агрегати (приблизно 10 мкм), складені зазвичай таблитчастими частинками. Також виявлені хаотичні скупчення майже прозорих псевдогексагональних чи ізометричних частинок із нерівними, часом розмитими контурами. Трапляються на світлинах і землісті ниркоподібні агрегати (рис. 4, 5). Псевдогексагональні частинки значної товщини з чіткими краями визначено як хлорит, а тонкі ізометричні з нечіткими, дещо викривленими краями – як гідрослюда. Агрегати характеризують змішаношаруваті фази хлорит-монтморилонітового та гідрослюда-монтморилонітового складу (див. рис. 4). Спостерігається присутність карбонату: ромбодри, що, імовірно, можуть належати до доломіту чи магнезиту.

За даними *мікрозондового дослідження* пелітової фракції дев'яти зразків мергелів Савал та трьох зразків мергелів Білліанвала визначено вміст (понад 0,01 %) восьми елементів (табл. 2). У мергелях Савал встановлено такі межі коливань: Силіцій – 18,10–33,91 %, Алюміній – 4,49–8,12 %, Магній – 2,25–7,62 %, Ферум загальний – 3,21–8,34 % та Калій – 2,96–6,52 % (див. табл. 2). Кальцій, за даними мікрозондового аналізу, присутній у тих пробах, де Х-променевою дифрактометрією виявлено доломіт, у них масова частка Кальцію становить 6–10 %. У декарбонізованих пробах Са відсутній, а вміст Магнію коливається в проміжку 2,25–3,61 %. Пелітова фракція трьох зразків мергелів Білліанвала відзначається розкидом Силіцію від 19,88 до 32,89 %, Алюмінію у межах 6–8 %, Магнію – 3–4 %, Феруму загального – 4–6 % і високим, порівняно із пробами мергелів Савал, вмістом Калію – 6–8 %.

Обговорення результатів. *Особливості складу та походження глинистих мінералів мергелів формації Соляний кряж.* Асоціація глинистих верхньо-неопротерозойсько-нижньокембрійських сульфатно-карбонатних відкладів формації Соляний кряж (гідрослюда, хлорит, коренсит, монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт, гідрослюда-монтморилоніт, хлорит-коренсит, дефектний хлорит, дефектний коренсит) складена переважно аутигенними, здебільшого трансформованими, глинистими мінералами. Алотигенних, успадкованих із порід області зносу, мінералів, виникнення яких слід було б очікувати на початкових стадіях згущення вод басейну, не виявлено, що свідчить про ймовірність їхньої наявності в малій кількості.

Визначення одночасної присутності перелічених мінералів ускладнене через подібність будови цих шаруватих структур, що дають на дифрактограмах близькі рефлекси. Виняток становить гідрослюда, базальні рефлекси якої не перекривають лінії інших глинистих мінералів (див. рис. 2, 3). Вміст гідрослюда в пробах взаємозв'язаний із коливанням Калію. Так, пелітова фракція мергелів соляної товщі Білліанвала має підвищений вміст Калію,

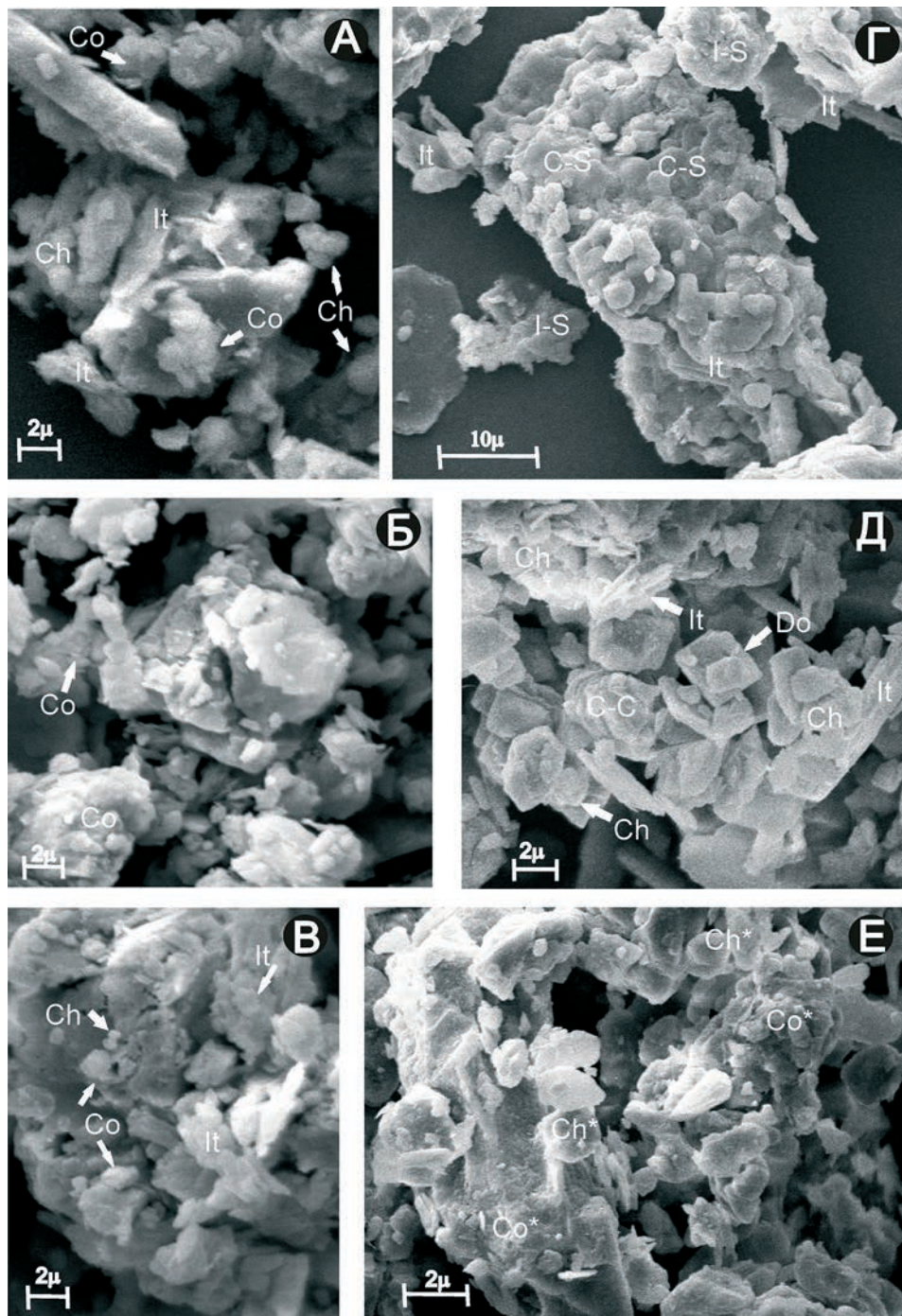


Рис. 4. Електронно-мікроскопічні знімки глинистої фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів Савал формації Соляний кряж, Пакистан (А – проба KSR-121; Б, В – KSR-118; Г – KSR-107; Д – KSR-104; Е – KSR-73). Позначення мінералів: Іт – гідрослюда; Сh – хлорит; Со – коренсит; С-С – хлорит-монтморилоніт; І-С – гідрослюда-монтморилоніт; Сh* – дефектний хлорит; Со* – дефектний коренсит

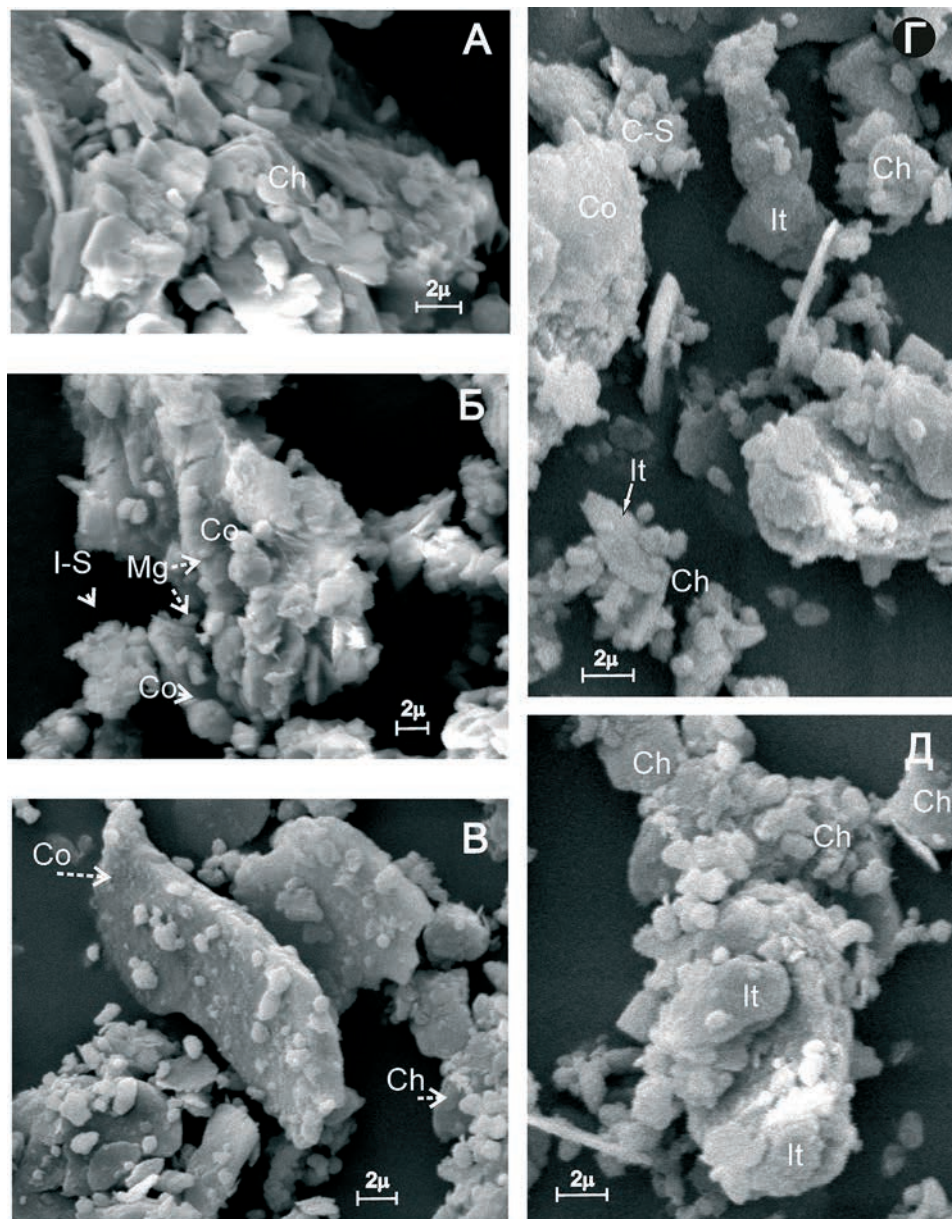


Рис. 5. Електронно-мікроскопічні знімки пелітової фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів соляної товщі Білліанвала формації Соляний кряж, Пакистан (А – проба KSR-21; Б – KSR-22; В–Д – KSR-23).
Позначення мінералів: It – гідрослюда; Ch – хлорит; Co – коренсит; C-S – хлорит-монтморилоніт; C-C – хлорит-коренсит; I-S – гідрослюда-монтморилоніт

що відображається інтенсивними базальними рефlekсами гідрослюда на дифрактограмах орієнтованих препаратів (див. рис. 3). Щодо Феруму загального, то, вочевидь, у ньому є значна перевага окисного над закисним, оскільки його вміст у пробах корелює із вмістом Калію (див. табл. 2). Окисний Ферум (Fe^{3+}) займає октаедричні позиції структури гідрослюда, що викремлює її в підгрупу залізистих гідрослюд (Fe-іллїтів), що підтверджує її

Т а б л и ц я 2. Вміст елементів у глинистій фракції верхньонеогенопротерозойсько-нижньокембрійських мергелевих товщ Біллівала та Савал, формація Соляний кряж, %

Мергелі	Проба KSR №	Елементи							
		Si	Al	K	Mg	Fe	Ca	O	Ti
Савал	73	20,19	4,61	3,63	6,85	3,87	10,24	50,62	–
«	88	19,95	5	3,14	7,14	3,26	8,91	52,59	–
«	97	18,1	5,68	4,09	7,22	3,36	8,41	53,15	–
«	100	18,68	4,49	2,96	7,62	3,21	13,05	49,99	–
«	104	21,06	4,94	4,9	5,28	4,18	10,08	49,56	–
«	107	28,46	7,74	6,12	3,61	8,34	–	45,73	–
«	108	33,91	6,37	5,11	2,25	4,86	–	46,88	–
«	118	31,62	8,12	6,52	3,43	6,32	–	43,22	0,77
«	121	30,89	7,13	5,89	3,16	5,05	–	47,87	–
Біллівала	21	29,53	6,49	6,22	3,36	4,54	0,69	48,29	–
«	22	32,89	7,68	7,96	3,11	5,43	–	42,07	0,86
«	23	19,88	5,12	4,1	13,97	5,27	–	51,66	–

Примітка: «-» – елемент відсутній.

аутигенне походження (Lippman & Savaşın, 1969; Lucas, 1962). Для точної ідентифікації хлориту, коренситу, монтморилоніту та хлорит-монтморилоніту проведено насичення препаратів етиленгліколем та термічну обробку, на що кристалічні ґратки різних глинистих мінералів по-різному реагують (Brown & Brindley, 1980; Moore & Reynolds, 1997). Слід зазначити, що міжплощинні віддалі області малих кутів дифракції ($4-8^\circ 2\Theta$), які характеризують ці мінеральні фази в повітряно-сухому стані, після гліколяції також дають близькі лінії. Хоча рефлекс хлориту (1,42 нм) є стабільним, однак його перекривають лінії змішаносаруватих утворень (див. рис. 2, 3, криві б). Ефективною є термічна обробка за температури 550°C , яка дає змогу за одночасної присутності розрізнити хлорит, коренсит та невпорядковані змішаносаруваті утворення хлорит-монтморилоніту із різним вмістом набухаючих пакетів. Унаслідок прожарювання лабільні міжшарові проміжки повністю втрачають молекулярну воду, структура монтморилонітових пакетів стискається до величини параметра c кристалічної ґратки слюдистих структур. Змішаносаруваті утворення за участю монтморилонітових пакетів стискаються по-різному (залежно від кількості лабільних міжшарових проміжків), тоді як у хлориті за такої температури бруситова сітка утримує групи ОН і перший базальний рефлекс (001) не змінює свого положення (див. рис. 2, 3, криві в). Дані хімічного складу пелітової фракції доповнюють структурні характеристики хлориту, монтморилоніту та їхніх змішаносаруватих утворень. Магній, визначений у декарбонізованих зразках, входить в октаедричну сітку алюмосилікатних пакетів хлориту та монтморилоніту, що визначає їхню триоктаедричність. Відсутність Кальцію в хімічному складі після декарбонізації означає, що йони Магнію утримуються ще й міжшаровим простором монтморилонітових пакетів як обмінні катіони. Вони, як і Кальцій, здатні утримувати два шари молекул води або сполуки розсіяної органічної речовини (Lagaly et al., 2006). Домішка (0,69 %) іонів Ca^{2+} в одній із досліджених проб після декарбонізації характеризує присутність пакетів Са-монтморилоніту, найімовірніше у складі змішаносаруватого утворення гідрослюда-монтморилоніт, домішку якого зафіксовано в цій пробі.

У результаті аналізу насичених і термічно оброблених препаратів виявлено асоціації, що містять дефектний хлорит (нестійкий до термічної обробки за температури 550°C (Brindley, 1961)) та змішаносаруваті утворення з його участю. Дефектна структура цього мінералу при відпалюванні виокремлює міжшарову воду із так званої бруситової сітки (частково зруйнованої чи не повністю сформованої), однак при обробці етиленгліколем не сорбує його молекул міжпакетним простором (див. рис. 2, В). Дефектний хлорит у пробах глин мергелів Савал трапляється здебільшого в асоціації із дефектним коренситом (впорядкований (1 : 1) дефектний хлорит-монтморилоніт). Поведінка рефлексів цієї змішаносаруватої фази при насиченні етиленгліколем типова для коренситу, а після прожарювання – для дефектного хлориту (див. рис. 2, В).

Характерною ознакою визначеної асоціації є незначний, як для глинистих мінералів, вміст Алюмінію, який у тетраедричній сітці структури частково заміщує Силіцій, а також входить в октаедричні позиції пакетів гідрослюда та монтморилоніту, що виокремлює їх в окремі підгрупи: алюмінієві гідрослюди та діоктаедричні алюмінієві монтморилоніти – бейделіти (Brigatti et al., 2006).

Останні описані як продукт перетворення гранітів (Hazen et al., 2013) та базальтоїдів (Дриц & Коссовская, 1990) і в сульфатно-карбонатних евапоритових відкладах інтерпретуються як успадковані. Понижений вміст Алюмінію в досліджених нами пробах за достатньої кількості Магнію та окисного Феруму є ознакою присутності в асоціації як магнезійних триоктаедричних мінералів (монтморилоніту, коренситу, хлориту) та змішаношаруватих утворень за їхньої участі, так і діоктаедричної залізистої гідрослюди. Окреслена асоціація Mg-монтморилоніту, Mg-хлориту, Mg-коренситу та залізистої гідрослюди, безумовно, як і змішаношаруваті утворення (хлорит-коренсит, хлорит-монтморилоніт та гідрослюда-монтморилоніт), у пелітовій фракції мергелів має аутигенне походження (Lippman & Savaşçın, 1969; Lucas, 1962; Pozo & Calvo, 2018).

При трансформації Mg-монтморилоніту в досліджених відкладах виникає ціла низка змішаношаруватих утворень з різною кількістю набухаючих пакетів: гідрослюда-монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт, хлорит-коренсит, коренсит, дефектний коренсит; кінцевими членами цих перетворень є Mg-хлорит та гідрослюда. Така значна кількість лабільних мінералів і фаз має кілька причин: одновіковий вулканізм, низька концентрація розсолів евапоритового басейну, проникнення органічних сполук у міжшаровий простір лабільних глинистих мінералів. Одновіковий вулканізм постачав в евапоритовий басейн туфогенний матеріал, під час руйнування якого утворювався алюмосилікатний гель, з якого кристалізувався монтморилоніт. Низька концентрація розсолів та взаємодія глинистих мінералів з органічними сполуками впливали на сповільнення аградаційної трансформації, що посприяло розмаїттю асоціацій глинистих мінералів.

На дифрактограмах частини проб виявлені ознаки присутності органічних сполук у міжшаровому просторі лабільних глинистих мінералів (дискретний монтморилоніт, змішаношаруваті фази). У таких утвореннях набухаючі пакети стабілізовані інтеркаляцією органічних сполук, що не допускає захоплення неорганічних катіонів (тобто сповільнює або зупиняє трансформаційні процеси). У відкладах формації Соляний кряж присутні прошарки темних, збагачених органічною речовиною сланців. У верхній частині розрізу формації залягає 20 см прошарок бітумінозних сланців (Shah, 1977), з яких у мергелеву товщу могли проникати бітуми – епігенетична органічна речовина.

Асоціація глинистих мінералів кам'яної солі Білліанвала теж містить невластиві відкладам галітової стадії мінерали. Тут, окрім гідрослюди та хлориту, присутні коренсит, невпорядковані змішаношаруваті утворення хлорит-коренсит, хлорит-монтморилоніт, дискретний монтморилоніт (Яремчук та ін., 2017; Iaremchuk et al., 2017). Це вказує на те, що тут мали місце ті самі причини, які впливали на мергелеву товщу формації Соляний кряж.

Підвищений вміст магнію в пелітовій фракції досліджених відкладів є характерним для глинистих мінералів, сформованих в евапоритових басейнах з розчинами сульфатного типу (Яремчук, 2010; Iaremchuk et al., 2020), що узгоджується зі складом морської води неопротерозойської епохи (Kovalyuch et al., 2006).

Висновки. Визначена асоціація глинистих мінералів пелітової фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів формації Соляний

кряж, що представлена гідрослюдою, хлоритом, коренситом, хлорит-коренситом, хлорит-монтморилонітом, дискретним монтморилонітом, гідрослюда-монтморилонітом, дефектним хлоритом та дефектним коренситом, доповнює нечисленні відомості про асоціації глинистих мінералів відкладів формації Соляний кряж і евапоритів ранніх стадій галогенезу едіакаранського і ранньокембрійського часу.

Монтморилоніт, хлорит, коренсит і змішаношаруваті утворення хлорит-монтморилоніту мають магнезійний склад, а гідрослюда – залізистий, що вказує на аутигенне походження цих глинистих мінералів.

Підтверджено присутність у міжшарових проміжках лабільних глинистих структур адсорбованих органічних сполук. Органічні сполуки, інтеркальовані в міжшаровий простір лабільних глинистих мінералів, перешкоджають захопленню неорганічних катіонів, що сповільнює або зупиняє аградаційні трансформаційні процеси.

Вулканічна активність на тлі низької концентрації розсолів сприяла формуванню лабільних глинистих мінералів та змішаношаруватих фаз, а їхня взаємодія із органічними сполуками створила розмаїття асоціацій глинистих мінералів.

Підвищений вміст магнію в пелітовій фракції досліджених відкладів є характерним для глинистих мінералів, сформованих в евапоритових басейнах з розчинами сульфатного типу, що узгоджується з хімічним складом океанічної води неопротерозойської епохи.

- Дриц, В. А., & Коссовская, А. Г. (1990). *Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования*. Москва: Наука.
- Франк-Каменецкий, В. А. (Ред.). (1983). *Рентгенография основных типов породобразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты)*. Ленинград: Недра.
- Яремчук, Я. В. (2010). Глинисті мінерали евапоритів фанерозою та їхня залежність від стадії згущення розсолів і хімічного типу океанічної води. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*, 3, 138–146. <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2010.147301>
- Яремчук, Я., Вовнюк, С., Гринів, С., Тарік, М., Менг, Ф., Білик, Л., & Кочубей, В. (2017). Умови утворення глинистих мінералів верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійської кам'яної солі формації Соляний кряж, Пакистан. *Мінералогічний збірник*, 67(2), 72–90.
- Яремчук, Я., & Побережський, А. (2009). Мінеральний склад глин баденських гіпсів Наддністер'я. *Мінералогічний збірник*, 59(1), 116–127.
- Ahmad, W., & Alam, S. (2007). Organic geochemistry and source rock characteristics of Salt Range Formation, Potwar Basin, Pakistan. *Pakistan Journal of Hydrocarbon Research*, 17, 37–59.
- Allen, P. A. (2007). The Huqf Supergroup of Oman: Basin development and context for Neoproterozoic glaciations. *Earth-Science Reviews*, 84(3–4), 139–185. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.06.005>
- Baker, D. M., Lillie, R. J., Yeats, R. S., Johnson, G. D., Yousuf, M., & Zamin, A. S. H. (1988). Development of the Himalayan frontal thrust zone: Salt Range, Pakistan. *Geology*, 16(1), 3–7. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016%3C0003:DOTHFT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016%3C0003:DOTHFT%3E2.3.CO;2)
- Bilonizhka, P., Iaremchuk, Ia., Hryniv, S., & Vovnyuk, S. (2012). Clay minerals of Miocene evaporites of the Carpathian Region, Ukraine. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 449, 137–146.

- Bodine, M. W., Jr. (1983). Trioctahedral clay mineral assemblages in Paleozoic marine evaporite rocks. In *Sixth International Symposium on Salt* (Vol. 1, pp. 267–284). Alexandria: Salt Institute.
- Brigatti, M. F., Galan, E., & Theng, B. K. G. (2006). Structures and mineralogy of clay minerals. In F. Bergaya, B. K. G. Theng, & G. Lagaly (Eds.), *Developments in Clay Science: Vol. 1. Handbook of Clay Science* (Chapter 2, pp. 19–86). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1572-4352\(05\)01002-0](https://doi.org/10.1016/S1572-4352(05)01002-0)
- Brindley, G. W. (1961). Chlorite minerals. In G. Brown (Ed.), *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals* (pp. 242–296). The Mineralogical Society, London.
- Brown, G., & Brindley, G. W. (1980). X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In G. W. Brindley & G. Brown (Eds.), *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification* (pp. 305–360). <https://doi.org/10.1180/mono-5.5>
- Calvo, J. P., Blanc-Valleron, M. M., Rodriguez Arandia, J. P., Rouchy, J. M., & Sanz, M. E. (1999). Authigenic clay minerals in continental evaporitic environments. In M. Thiry & R. Simon-Coinçon (Eds.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits* (pp. 129–151). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 27. <https://doi.org/10.1002/9781444304190.ch5>
- Carrado, K. A., Decarreau, A., Petit, S., Bergaya, F., & Lagaly, G. (2006). Synthetic clay minerals and purification of natural clays. In F. Bergaya, B. K. G. Theng, & G. Lagaly (Eds.), *Developments in Clay Science: Vol. 1. Handbook of Clay Science* (Chapter 4, pp. 115–139). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1572-4352\(05\)01004-4](https://doi.org/10.1016/S1572-4352(05)01004-4)
- Cozzi, A., Rea, G., & Craig, J. (2012). From global geology to hydrocarbon exploration: Ediacaran–Early Cambrian petroleum plays of India, Pakistan and Oman. In G. M. Bhat, J. Craig, J. W. Thurow, B. Thusu, & A. Cozzi (Eds.), *Geology and Hydrocarbon Potential of Neoproterozoic–Cambrian Basins in Asia*. Geological Society, London, Special Publications, 366, 131–162. <https://doi.org/10.1144/SP366.14>
- Drits, V. A., Ivanovskaya, T. A., Sakharov, B. A., Zviagina, B. B., Gor'kova, N. V., Pokrovskaya, E. V., & Savichev, A. T. (2011). Mixed-layer corrensite–chlorites and their formation mechanism in the glauconitic sandstone–clayey rocks (Riphean, Anabar Uplift). *Lithology and Mineral Resources*, 46, 566–593. <https://doi.org/10.1134/S0024490211060022>
- Dunoyer de Segonzac, G. (1970). The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15(3–4), 281–346. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1970.tb02190.x>
- Hazen, R. M., Sverjensky, D. A., Azzolini, D., Bish, D. L., Elmore, S. C., Hinnov, L., & Milliken, R. E. (2013). Clay mineral evolution. *American Mineralogist*, 98(11–12), 2007–2029. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4425>
- Honty, M., Uhlík, P., Šucha, V., Čaplovičová, M., Franců, J., Clauer, N., & Biroň, A. (2004). Smectite-to-illite alteration in salt-bearing bentonites (East Slovak Basin). *Clays and Clay Minerals*, 52(5), 533–551. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2004.0520502>
- Hover, V. C., Walter, L. M., Peacor, D. R., & Martini, A. M. (1999). Mg-Smectite authigenesis in a marine evaporative environment, Salina Ometepe, Baja California. *Clays and Clay Minerals*, 47(3), 252–268. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1999.0470302>
- Husseini, M. I., & Husseini, S. I. (1990). Origin of the Infracambrian Salt Basins of the Middle East. *Geological Society, London, Special Publications*, 50, 279–292. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1990.050.01.14>
- Iaremchuk, I., Tariq, M., Hryniv, S., Vovnyuk, S., & Meng, F. (2017). Clay minerals from rock salt of Salt Range Formation (Late Neoproterozoic–Early Cambrian, Pakistan). *Carbonates and Evaporites*, 32, 63–74. <https://doi.org/10.1007/s13146-016-0294-5>
- Kazmi, A. H., & Jan, M. Q. (1997). *Geology and tectonics of Pakistan*. Graphic Publishers.
- Khan, I., Zhong, N., Luo, Q., Ai, J., Yao, L., & Luo, P. (2020). Maceral composition and origin of organic matter input in Neoproterozoic–Lower Cambrian organic-rich shales

- of Salt Range Formation, upper Indus Basin, Pakistan. *International Journal of Coal Geology*, 217, 103319. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.103319>
- Kovalevych, V. M., Marshall, T., Peryt, T. M., Petrychenko, O. Y., & Zhukova, S. A. (2006). Chemical composition of seawater in Neoproterozoic: results of fluid inclusion study of halite from Salt Range (Pakistan) and Amadeus Basin (Australia). *Precambrian Research*, 144(1–2), 39–51. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.10.004>
- Lagaly, G., Ogawa, M., & Dékány, I. (2006). Clay mineral organic interactions. In F. Bergaya, B. K. G. Theng, & G. Legaly, (Eds.), *Developments in Clay Science: Vol. 1. Handbook of Clay Science* (Chapter 7.3, pp. 309–377). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1572-4352\(05\)01010-X](https://doi.org/10.1016/S1572-4352(05)01010-X)
- Lippmann, F., & Savaşçın, M. Y. (1969). Mineralogische Untersuchungen an Lösungsrückständen eines württembergischen Keupergipsvorkommens. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 13, 165–190. <https://doi.org/10.1007/BF01088021>
- Lucas, J. (1962). *La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias*. Mem. Serv. Carte Geol. Als. et Lorraine, 23.
- Mazumdar, A., & Bhattacharya, S. K. (2004). Stable isotopic study of late Neoproterozoic–early Cambrian (?) sediments from Nagaur–Ganganagar basin, western India: Possible signatures of global and regional C-isotopic events. *Geochemical Journal*, 38(2), 163–175. <https://doi.org/10.2343/geochemj.38.163>
- Mazumdar, A., & Strauss, H. (2006). Sulfur and strontium isotopic compositions of carbonate and evaporite rocks from the late Neoproterozoic–early Cambrian Bilara Group (Nagaur–Ganganagar Basin, India): Constraints on intrabasinal correlation and global sulfur cycle. *Precambrian Research*, 149(3–4), 217–230. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.008>
- Meng, F., Zhang, Z., Bukowski, K., Zhuo, Q., Ahsan, N., Ur-Rehman, S., & Ni, P. (2021). A strongly positive sulphur isotopic shift in late Ediacaran–early Cambrian seawater: evidence from evaporites in the Salt Range Formation, northern Pakistan. *Geological Quarterly*, 65(2). <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1598>
- Moore, D. M., & Reynolds, R. C. (1997). *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. New York: Oxford University Press.
- Pozo, M., & Calvo, J. P. (2018). An overview of authigenic magnesian clays. *Minerals*, 8(11), 520. <https://doi.org/10.3390/min8110520>
- Shah, S. M. I. (1977). *Stratigraphy of Pakistan*. Geological Survey of Pakistan Memoir, 12.
- Smith, A. G. (2012). A review of the Ediacaran to Early Cambrian (“Infra-Cambrian”) evaporites and associated sediments of the Middle East. *Geological Society, London, Special Publications*, 366, 229–250. <https://doi.org/10.1144/SP366.12>
- Turner, C. E., & Fishman, N. S. (1991). Jurassic Lake T’oo’dichi: a large alkaline, saline lake, Morison Formation, eastern Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 103(4), 538–558. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0538:JL-TODA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0538:JL-TODA>2.3.CO;2)
- Uhlík, P., Honty, M., Šucha, V., Franců, J., Biron, A., Clauer, N., Hanzelyová, Z., & Majzlan, J. (2002). Influence of salt-bearing environment to illitization. In *Proceedings of the XVII Congress of Carpathian-Balkan Geological Association (Bratislava, September 1–4, 2002)*. Geologica Carpathica, Special issues, 53 (CD).
- Warren, J. K. (2016). *Evaporites: A geological compendium*. Springer Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-13512-0>
- Yaremchuk, Y., Hryniv, S., Peryt, T., Vovnyuk, S., & Meng, F. (2020). Controls on associations of clay minerals in Phanerozoic evaporite formations: An overview. *Minerals*, 10(11), 974. <https://doi.org/10.3390/min10110974>

Стаття надійшла:
19.02.2025 р.

**Yaroslava YAREMCHUK¹, Fanwei MENG²,
Sophiya HRYNIV¹, Serhiy VOVNIUK¹, Nadiya HORODECHNA¹**

¹ Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,
e-mail: slava.yaremchuk@gmail.com

² China University of Mining and Technology (CUMT),
Xuzhou, Jiangsu Province, China,
e-mail: fwmeng@isl.ac.cn

**CLAY MINERALS ASSOCIATIONS
OF THE UPPER NEOPROTEROZOIC-LOWER CAMBRIAN MARLS
OF THE SALT RANGE FORMATION, PAKISTAN**

The peculiarities of the mineral composition of the pelitic fraction of marls of the Upper Neoproterozoic- Lower Cambrian Salt Range Formation are considered as a reflection of the influence of regional and global factors on the formation of clay minerals.

The pelitic fraction of 53 marl samples of Salt Range Formation taken in the Salt Range in the Khewra Gorge was studied: from the Sahwal Marl Member (48 samples), the Bhandar Kas Gypsum Member (2 samples), and the upper part of the Billianwala Salt Member (3 samples).

According to a set of analyzes (X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscopy (SEM) with energydispersive X-ray microanalysis (EDX)), the determined association of clay minerals is represented by illite, chlorite, corrensite, chlorite-corrensite, chlorite-smectite, smectite, illite-smectite and in some samples also defective chlorite and defective corrensite occurs. Smectite, chlorite, and mixed-layer chlorite-smectite are magnesian trioctahedral minerals, illite is ferruginous dioctahedral, indicating their authigenic origin. A significant amount of labile minerals and phases in the associations is caused by a combination of the effects of contemporary volcanism, low brine concentration of the evaporite basin, and the presence of organic matter, mainly bitumen. Volcanic activity together with low brine concentration contributed to the formation of labile clay minerals and mixed-layer phases, and their interaction with organic compounds slowed down the processes of aggradation transformation.

The increased magnesium content and the presence of magnesian clay minerals in the pelitic fraction of the studied deposits are characteristic of evaporite deposits formed from SO₄-rich seawater type, which is consistent with the sulfate seawater type in the Neoproterozoic.

Keywords: Neoproterozoic, clay minerals, X-ray diffraction, marls, Salt Range Formation, Pakistan.