

<https://doi.org/10.15407/ggcm2026.202.076>

УДК 553.632: 552.53:551.3(477.86+549.1)

Ярослава ЯРЕМЧУК<sup>a</sup>, Софія ГРИНІВ<sup>b</sup>, Надія ГОРОДЕЧНА<sup>c</sup>, Людмила БІЛИК<sup>d</sup>

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,

<sup>a</sup> e-mail: slava.yaremchuk@gmail.com, <https://orcid.org/0009-0008-3952-6356>;

<sup>b</sup> <https://orcid.org/0000-0001-9721-1290>; <sup>c</sup> <https://orcid.org/0009-0003-8389-5953>;

<sup>d</sup> <https://orcid.org/0009-0007-8692-3437>

**ВПЛИВ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ВОД  
МОРСЬКОГО ТА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПОХОДЖЕННЯ  
НА ФОРМУВАННЯ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ  
ЕВАПОРИТОВИХ ФОРМАЦІЙ (НА ПРИКЛАДІ ПЕРЕДКАРПАТТЯ  
ТА ФОРМАЦІЇ СОЛЯНИЙ КРЯЖ (ПАКИСТАН)): ОГЛЯД**

Розглянуто вплив хімічного складу морських і континентальних вод на формування та трансформацію глинистих мінералів у неогенових евапоритах Передкарпатського прогину та верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських відкладах формації Соляний кряж (Пакистан). Притік континентальних вод у Передкарпатті встановлено в усіх фаціях за геохімічними ознаками, а в гіпсоангідритовій і галітовій – також за нетиповими мінеральними асоціаціями. Головний чинник трансформації шаруватих алюмосилікатів у гіперсолоних умовах – концентрація розсолів у басейні та захоронених відкладах; другорядний – взаємодія з органічною речовиною на тлі вулканічної активності. Органічна речовина бере участь у структурних перетвореннях глинистих мінералів, фіксується в міжшарових проміжках лабільних фаз і підвищує їхню стійкість до фізико-хімічних змін. Баденська кам'яна сіль Передкарпаття та верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійські мергелі Соляного кряжу зазнали впливу епігенетичної органічної речовини, зумовленого в Карпатському регіоні міграцією бітумів, а у формації Соляний кряж – бітумінозними прошарками товщі Савал.

Виявлено генетичну спорідненість і відмінності асоціацій глинистих мінералів евапоритів формації Соляний кряж на різних стадіях згущення розсолів: спільність проявляється у проміжних стадіях трансформації, тоді як відмінності – у вищій кристалічності та відсутності дефектних структур у соляній товщі Біліанвала порівняно з мергелями Савал, що підтверджує визначальний вплив концентрації.

Деградацію глинистих мінералів зумовлює дія прісних вод на евапорити, що спричиняє вилуговування калію з міжшарового простору гідролюда та формування змішаношаруватої фази гідролюда-монтморилоніт.

*Ключові слова:* глинисті мінерали, аградаційна і деградаційна трансформація, взаємодія з органічною речовиною, евапоритові відклади, зона гіпергенезу, Соляний кряж, мергелі.

© Ярослава Яремчук, Софія Гринів, Надія Городечна, Людмила Білик, 2026  
ISSN 0869-0774 (Print), ISSN 2786-8621 (Online). **Геологія і геохімія горючих копалин.**  
2026. № 2 (202)

**Вступ.** Глинисті мінерали евапоритових обстановок відображають фізико-хімічні умови осадоагромадження та подальшого діагенезу, зокрема рівень мінералізації розсолів, характер іонного складу та інтенсивність постсидиментаційних перетворень. Склад розсолів морських солеродних басейнів формувався зі згущених при випаровуванні морських вод за участі континентальних надходжень, однак аутигенні глинисті мінерали, утворені або перетворені в евапоритових умовах, є малочутливими індикаторами притоку прісних вод і лише обмежено відображають його вплив через зміни мінеральних асоціацій.

*Глинисті мінерали морських та континентальних евапоритових відкладів.* У морських евапоритових відкладах ідентифіковано невелику кількість глинистих мінералів, серед яких домінують гідрослюда, хлорит, монтморилоніт, а також змішаношаруваті фази різного ступеня впорядкованості, зокрема коренсит та хлорит-монтморилоніт (Sonnenfeld, 1984; Yaremchuk, Hryniv et al., 2020); зрідка трапляються каолініт і розбухаючий хлорит. Особливе місце займає група магнезійних мінералів (Mg-коренсит, палигорськіт, сепіоліт, тальк, серпентин), що характеризуються нерівномірним поширенням та приурочені переважно до евапоритових формацій, сформованих у періоди морської води сульфатного хімічного типу.

Зміни асоціацій глинистих мінералів у морських евапоритових відкладах фанерозою тісно корелюють з еволюцією хімічного складу морської води, як наслідок варіацій концентрацій іонів  $\text{SO}_4^{2-}$  та  $\text{Ca}^{2+}$  (Yaremchuk, Hryniv et al., 2020; Yaremchuk, Vovnyuk & Hryniv, 2020). Це зумовлено впливом морської води, згущеної до стадії розсолів, на процеси аутигенного мінералоутворення. Для морської води сульфатного хімічного типу характерною є присутність магнезійних глинистих мінералів, тоді як для хлоркальцієвого типу такі мінерали-маркери відсутні. Водночас зафіксовані відхилення мінеральних асоціацій від очікуваних, за хімічним типом морської води, пояснюються як регіональними особливостями хімічного складу морської води, так і впливом теригенного матеріалу на зниження вмісту магнію в захоронених розсолах на стадіях діагенетичних процесів (Гринів та ін., 2022). Відсутність або поодинокі присутність Mg-збагачених глинистих мінералів не може розглядатися як однозначний індикатор хімічного типу морської води.

Континентальні евапоритові відклади сульфатно-карбонатної та галітової стадій згущення характеризуються переважанням детритових глинистих мінералів, що відображають склад порід області зносу. Найпоширенішими є гідрослюда, каолініт, хлорит, діоктаедричний Al-монтморилоніт і змішаношаруваті фази (Calvo et al., 1995). У соляних озерах і пляях спостерігається чітка мінералогічна зональність: у прибережних частинах домінують детритові глинисті мінерали, тоді як у центральних зонах, за умов підвищеної концентрації розсолів, формуються палигорськіт і сепіоліт (Pozo & Calvo, 2018).

Важливість аутигенного утворення глинистих мінералів у лужних соляних озерах уперше була підкреслена Ж. Мілло, який відзначив перехід від детритової седиментації до хімічного осадження та трансформації алотигенних глин (Millot, 1970). Основними аутигенними глинистими мінералами в континентальних евапоритових умовах є магнієві різновиди монтморилонітів

(сапоніт, стевенсит, гекторит), кероліт, сепіоліт і палигорськіт (Calvo et al., 1995). Другорядну роль відіграють коренсит, нонтроніт, Li- та Al-збагачені глинисті мінерали, а також різноманітні змішаношаруваті фази. Важливим процесом аутигенних перетворень є також гідролюдизація попередніх глинистих мінералів.

**Мета роботи** – простежити вплив хімічного складу морських і континентальних вод на процеси утворення та трансформації глинистих мінералів на прикладі неогенових евапоритів Передкарпатського прогину та верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських евапоритів формації Соляний кряж.

**Геохімічні докази притоку континентальних вод у міоценовий солеродний басейн Передкарпатського прогину.** Міоценовий солеродний басейн Передкарпатського прогину, а також евапоритові відклади цього регіону неодноразово зазнавали впливу прісних континентальних вод. Баденські гіпсоангідритові відклади тираської світи, які залягають у Більче-Волицькій зоні Передкарпатського прогину і на прилеглій окраїні Східноєвропейської платформи (Перит та ін., 1995, 2004; Babel, 2004) (рис. 1, А), відклалися в крайовій частині міоценового солеродного басейну за умов мілководдя, саліни, зі згущеної морської води, значно розведеної притоком прісних вод з континенту. Такий висновок, зроблений за геологічними даними та польовими спостереженнями, підтверджується результатами геохімічних досліджень (Babel, 2004; Dopieralska et al., 2024; Flecker & Ellam, 2006;

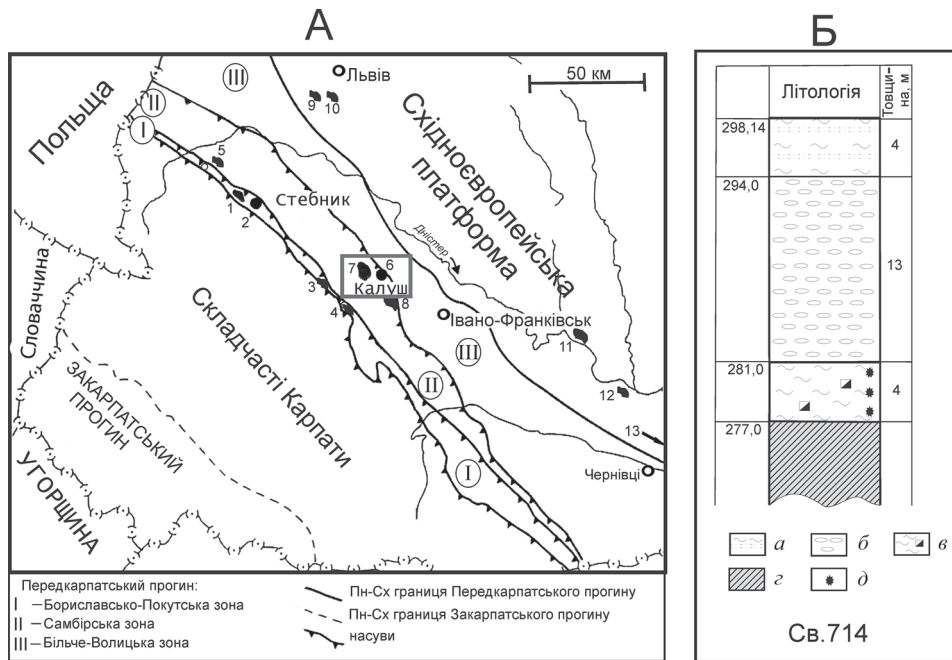


Рис. 1. Розташування досліджених евапоритових відкладів Передкарпатського прогину (А) та розріз надсоліових відкладів над калійними породами св. 714 (Домбровський кар'єр, Калуш-Голинське родовище) (Б).

Досліджені ділянки: 1 – Борислав; 2 – Стебник; 3 – Долина; 4 – Верхній Струтин; 5 – Сілець-Ступиця; 6 – Калуш; 7 – Голин; 8 – Гринівка; 9 – Щирець; 10 – Піски; 11 – Нагоряни; 12 – Веренчанка; 13 – Крива. Позначення на розрізі: а – суглинок; б – галечник; в – гіпсоглиниста шапка; г – калійні породи; д – місця відбору проб

Garcia-Veigas et al., 2018). За співвідношенням ізотопів Sr оцінка величини притоку прісних вод при відкладенні баденських гіпсоангідритових відкладів за даними різних дослідників суттєво відрізняється для різних ділянок. У польській частині Передкарпатського прогину баденські гіпси демонструють співвідношення ізотопів стронцію, близьке до одновікової (баденської) морської води, а ангідритові зразки мають більше радіогенне співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , що було проінтерпретовано як наслідок змішування флюїдів різного ізотопного складу, тобто морських та континентальних вод, під час відкладення та діагенезу сульфатів (Kasprzyk et al., 2007). Розріз гіпсу Мамалига показує дуже радіогенне співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  порівняно з аналогічними значеннями океанічної води середнього міоцену (Hodell et al., 1991; McArthur et al., 2001), це вказує на те, що частка океанічної води, що надходила в басейн, становила менш ніж 50 % і що розсоли походять переважно з річкового стоку та дощової води (Peryt et al., 2010).

Для баденської кам'яної солі ділянок Гринівка та Сілець-Ступниця ізотопні співвідношення стронцію в жовнях ангідриту дещо підвищені порівняно із сучасними значеннями для океанічних вод, що свідчить про помірний притік континентальних вод. Досить поширений низький вміст бромю в галіті в розрізах кам'яної солі Сілець-Ступниця та Гринівка трактується як наслідок перевідкладення галіту на стадії седиментогенезу; розріз свердловини Гринівка 525 демонструє загалом нижчий вміст Br, ніж розріз свердловини Сілець-Ступниця 348 (Галамай, 2003; Peryt et al., 2010). У сукупності обидва геохімічні показники вказують на те, що хоча материнські розсоли мали морське походження, вони зазнали значного впливу потоків метеорних вод (Peryt et al., 2010).

Суттєво більший приток прісних вод під час формування баденської кам'яної солі польської частини Передкарпатського прогину на основі аналізу флюїдних включень у галіті, ізотопії сірки та кисню та комп'ютерного моделювання припускає Д. Сендон зі співавторами (Cendón et al., 2004). На його думку, під час осадження баденського галіту пропорції вод, які надходили в солеродний басейн, для морської води становили від 20 до 30 %, а для континентальної – від 65 до 70 %, причому від 5 до 10 % континентальних вод перевідкладали раніше осаджений галіт (Cendón et al., 2004).

Приток континентальних вод у міоценовий солеродний басейн Передкарпатського прогину відбувався і на стадії осадження калійних солей. Співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  у полігаліті та ангідриті показують значні відхилення від одновікової морської води. Для Стебницького родовища вони мають радіогенно нижчі значення, ніж одночасова морська вода еггенбурзького віку, а для Калуш-Голинського родовища – вищі, ніж відношення, характерні для морської води карпатського чи баденського віку. Це може бути пов'язане із надходженням континентальних вод в обмежені крайові басейни, у яких формувалися евапоритові відклади цих двох різновікових родовищ, з різних напрямків: для Стебника – річковий стік надходив головним чином з Карпат, для Калуша – переважно зі Східноєвропейської платформи (Peryt & Hryniv, 2001). Слід зазначити, що ізотопні співвідношення стронцію є достатньо чутливими для виявлення притоку континентальних вод з контрастним ізотопним складом.

Збіднення ізотопного складу сірки сульфатних мінералів калієносних покладів (та зони їхнього звітрювання) Калуш-Голинського та Стебницького калійних родовищ пов'язане з фракціонуванням ізотопів: бактеріальним відновленням сульфату, кристалізаційним ефектом. Збіднення ізотопного складу сірки теж могло бути зумовлене надходженням поверхневих вод, що містять сульфати, збагачені легкими ізотопами сірки шляхом окислення піриту (Hryniw et al., 2007). Приплив поверхневих вод з Карпат та олістолітів бітумінозних сланців (менілітова світа) постачав легший сульфат, що утворився внаслідок окислення піриту, до воротищенського евапоритового басейну, що призвело до збіднення полігалітів Стебницького родовища на величину від 0,3 до 1,9 ‰ порівняно з аналогічними різновидами цього мінералу з Калуш-Голинського родовища; у цьому випадку приплив поверхневих вод мав незначний вплив на ізотопний склад сірки (Hryniw et al., 2007).

Дія прісних поверхневих вод впливала на евапоритові відклади, коли вони внаслідок низки тектонічних процесів (насувоутворення, підняття території) опинялися близько до чи навіть виходили на земну поверхню. У зоні вилуговування формувалася гіпсоглиниста шапка: над воротищенською соленосною товщею вона представлена попелясто-сірою глинистою масою з уламками пісковиків і аргілітів, кристалами і брилами жовтого та рожевого гіпсу; над соленосними відкладами балицької світи – це сіра глина з кристалами гіпсу, завтовшки від 50 до 200 м; над покладами калійних солей її товщина змінюється від 5 до 100 м (Калуш-Голинське та Стебницьке родовища), вона складена глиною з включеннями пісковіку, гіпсу, а у верхній частині калієносних покладів у зоні соляного дзеркала залягають лінзи гіпергенних соляних мінералів – своєрідна соляна шапка (Рудько & Петришин, 2017). Радіометричний вік гіпергенних соляних мінералів ( $0,04 \pm 0,05$  млн років для шеніту та  $0,07 \pm 0,05$  млн років для сингеніту) підтверджує формування гіпсоглинистої шапки у верхньоплейстоценовому–голоценовому віці ( $0,126\text{--}0,0115$  млн років) (Wójtowicz et al., 2003).

**Асоціації глинистих мінералів міоценових евапоритів Передкарпатського прогину.** Міоценові евапорити залягають в усіх трьох зонах Передкарпатського прогину та представлені відкладами гіпсоангідритової, галітової та фації калійних солей.

*Гіпсоангідритова фація.* У крайовій східній частині міоценового евапоритового басейну Передкарпатського прогину відкладалися осади сульфатно-карбонатної стадії згущення, з яких сформувалися баденські гіпсові відклади тираської світи, що залягають у Більче-Волицькій зоні та на прилеглому до неї схилі Східноєвропейської платформи (див. рис. 1, А). Вони представлені гіпсами, гіпсоангідритами, лінзами і прошарками вапняків, мергелів, глини та пісковиків.

Ми досліджували зразки пелітової фракції водонерозчинного залишку гіпсу тираської світи з кар'єрів України (Щирець, Піски, Веренчанка, Нагоряни) і один – з Молдови, на кордоні з Україною (Крива) (Яремчук & Побережський, 2009). Ці зразки представляють різні частини стратиграфічного розрізу світи та різні літологічні різновиди гіпсу (строматолітовий, пластотий, шаруватий, шаблеподібний, масивний гіпс та гіпсова брекція) (Văbel, 2004). Пелітова фракція водонерозчинного залишку складена переважно

двома глинистими мінералами – діоктаедричним монтморилонітом та діоктаедричною гідролітою. Крім цих мінералів, у частині проб виявлено змішаношарувате утворення хлорит-монтморилоніт та незначну кількість гідроліто-монтморилоніту, а у трьох пробах – ще й хлорит (табл. 1).

*Галітова фація.* У Передкарпатському прогині відклади кам'яної солі залягають переважно в Бориславсько-Покутській та Самбірській зонах, у Більче-Волицькій зоні кам'яна сіль є скоріше винятком і трапляється в Коломийській і Коршівській впадинах, в останній перешарування кам'яної солі та гіпсоангідритів досягає 347 м (Peryt, 1996). У Бориславсько-Покутській зоні відклади воротищенської світи еггенбурзького віку, що містять кам'яну сіль,

**Т а б л и ц я 1. Асоціації глинистих мінералів неогенових евапоритових відкладів Передкарпаття**

Фація	Вік, світа	Ділянка (свердловина)	Асоціації глинистих мінералів	Джерело
Гіпсоангідритова	Баден, тираська	Щирець, Піски, Веренчанка, Нагоряни, Крива	М, г, г-м, х-м М, г / М, г, х Х-м, м, г, г-м	Яремчук & Побережський, 2009; Bilonizhka et al., 2012; Yaremchuk, Hryniv et al., 2020; Yaremchuk, Hryniv & Peryt, 2025
Галітова	Баден, балицька – тираська	Гринівка (525)	К, м, г, х, х-м К, м, г М, г, х, г-м Г, х-м, г-м, х Г, к, м	Яремчук & Галамай, 2009; Bilonizhka et al., 2012; Yaremchuk, Hryniv et al., 2020; Yaremchuk, Hryniv & Peryt, 2025
		Сілець-Ступниця (348, 671)	Х-м, г, х, г-м, к, м Х-м, г, х, г-м Х-м, г, г-м, м, х	Яремчук & Гринів, 2008; Bilonizhka et al., 2012; Yaremchuk, Hryniv et al., 2020; Yaremchuk, Hryniv & Peryt, 2025
	Еггенбург, воротищенська	Верхній Струтин (29)	Г, х, г-м	
		Борислав (17 Др)	Г, х Г, х, г-м	
		Долина (9МД)	Г, х, г-м	
Калійних солей	Баден, балицька – тираська (Калуш-Голинське родовище)	Голинь, Домброво, Сівка Калуська, Хотинь, Північне каїнітове поле	Г, х	Олійович та ін., 2004; Bilonizhka et al., 2012; Yaremchuk, Hryniv et al., 2020; Yaremchuk, Hryniv & Peryt, 2025; Гринів та ін., 2023
Зона звітрювання		Домброво	Г, х, г-м Г, х, г-м, кл	Олійович та ін., 2004; Гринів та ін., 2023; Yaremchuk, Hryniv & Peryt, 2025

Примітки: г – гідроліто; х – хлорит; м – монтморилоніт; к – коренсит; кл – каолініт; змішаношаруваті утворення: х-м – хлорит-монтморилоніт; г-м – гідроліто-монтморилоніт.

залагають смугою вздовж насуву Скибових Карпат і частково перекриті цим насувом (див. рис. 1, А). У Самбірській зоні ділянки поширення відкладів кам'яної солі приурочені до западин у фундаменті. Відклади кам'яної солі обох зон представлені чистою та глинистою кам'яною сіллю, ангідрито-галітовою брекчією, глинистими і глинисто-ангідритовими породами, часом калійними солями (Яремчук & Гринів, 2008).

Досліджено зразки пелітової фракції нерозчинного у воді залишку баденської кам'яної солі ділянок Сілець-Ступниця (свердловини 348 і 671) та Гринівка (свердловина 525) та вивчено пелітову фракцію нерозчинного у воді залишку кам'яної солі воротиченської світи (еггенбург), зокрема зразки зі свердловин Верхній Струтин (свердловина 29), Борислав (свердловина 17Др) та Долина (свердловина 9МД).

Вивчені відклади кам'яної солі воротиченської та балицько-тираської світ відрізняються між собою кількістю та складом глинистих мінералів (див. табл. 1). Для обох цих світ характерними мінералами є гідрослюда та хлорит, які присутні в усіх досліджених пробах. У переважній більшості проб є також невелика кількість чи домішка змішаношаруватого утворення гідрослюда-монтморилоніт. У кам'яній солі воротиченської світи гідрослюда та хлорит переважають, змішаношарувате утворення гідрослюда-монтморилоніт є в невеликій кількості, домішка змішаношаруватого утворення хлорит-монтморилоніт трапляється лише двічі. У кам'яній солі балицько-тираської світи вміст гідрослюди та хлориту менший, гідрослюда-монтморилоніт є лише домішкою, а в більшості проб присутні монтморилоніт, коренсит та змішаношарувате утворення хлорит-монтморилоніт.

*Фація калійних солей.* Глинисті мінерали калійної фації міоценових евапоритових відкладів Передкарпатського прогину представлені гідрослюдою та хлоритом (див. табл. 1) (узагальнення див. (Bilonizhka et al., 2012)).

Досліджено зразки з Калуш-Голинського родовища (ділянки Голинь, Домброво, Сівка Калуська, Хотинь та Північне каїнітове поле): калійних порід (каїнітової, лангбейнітової, каїніт-лангбейнітової, полігалітової та сильвініту); галітових та галопелітових шарів та соленосної брекчії. Глинисті мінерали всіх проаналізованих нами порід, як покладів калійних солей, так і соленосної брекчії Калуш-Голинського родовища, представлені гідрослюдою та хлоритом. Хлорит у відкладах є триоктаедричним мінералом залізисто-магнезіального, рідше магнезіально-залізистого складу. Гідрослюда діоктаедрична, у досліджених калієносних відкладах відрізняється структурною впорядкованістю. Для зразка каїніт-лангбейнітової породи цей мінерал діагностовано як слюду (Гринів та ін., 2023; Олійович та ін., 2004; Яремчук, 2012).

*Зона звітрявання відкладів Калуш-Голинського родовища (гіпсоглиниста шапка).* Евапоритові відклади Калуш-Голинського родовища особливо близько до земної поверхні залагають на ділянці Домброво, де калієносні поклади вступили в контакт з прісними водами – почалися гіпергенні процеси утворення гіпсоглинистої шапки (які тривають дотепер). Її товщина змінюється від нуля до 21 м.

Із Домбровського кар'єру досліджено глини з гіпсоглинистої шапки (Олійович та ін., 2004): північного та східного уступів кар'єру в районі розташування свердловин 714 і 747, пробурених гірничо-геологічною службою

рудника. Товщина гіпсоглинистої шапки там становила 4,0 і 7,5 м відповідно. Зразки для дослідження відібрано з верхньої, середньої та нижньої частин гіпсоглинистої шапки над калійними породами та соленою брекчією (див. рис. 1, Б).

За нашими даними, асоціація глинистих мінералів гіпергенних утворень – порід гіпсоглинистої шапки як над калійними породами, так і над соленою брекчією, крім гідролюди і хлориту, містить у всіх пробах змішаношарувате утворення гідролюда-монтморилоніт, а в частині проб виявлено ще й каолініт, якого не було в евапоритовій товщі, що розмивалася.

**Асоціації глинистих мінералів верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських евапоритових відкладів формації Соляний кряж, Пакистан.** Верхньонеопротерозойські морські евапоритові та карбонатні відклади Пакистану (формація Соляний кряж) відклалися в едіакарсько-ранньокембрійському евапоритовому басейні, який на границі неопротерозойської та палеозойської ери існував у Гондвані. З рухом тектонічних плит ці відклади перемістилися і зараз спостерігаються в Омані, Пакистані та Західній Індії. Вони, як і евапоритові відклади в Омані (соляний басейн Південного Оману Хормуз (Hormuz Salt)), Саудівській Аравії, Ірані (басейн Керман (Kerman)), та північно-західній Індії (басейн Нагаур-Ганганагар (Nagaur-Ganganagar)), утворилися в рифтових грабенах, які в пізньонеопротерозойсько-ранньокембрійському періоді були в безпосередній близькості один від одного (Smith, 2012). Типовий розріз формації Соляний кряж відслонений в ущелині Хевра (східна частина Соляного кряжу) (Shah, 1977). Верхня частина формації – це мергелева товща Савал, складена пластами яскраво-червоних мергелів, незарованих з гіпсами та доломітами, місцями з тонкими прошарками темних, збагачених органікою сланців, у верхній частині – мергелі тьмяно-червоні з прошарками кам'яної солі та десятиметровим пластом гіпсу; розріз завершують так звані хеврські трапи. Середня частина формації представлена гіпсовою товщею Бандар Кас – масивними гіпсами з незначними прошарками доломітів, мергелів і глин. У нижній частині формації залягає соляна товща Біліанвала – залізисті червоні мергелі, заровані із пластами кам'яної солі (Kazmi & Jan, 1997) (рис. 2). Особливий інтерес становлять глинисті мінерали сульфатно-карбонатних евапоритових відкладів, що формувалися в ускладнених умовах силікатного мінералоутворення під впливом розсолів початкової стадії згущення морської води та притоку континентальних вод, де початок розвитку аградаційних перетворень сприяв утворенню різноманітних численних лабільних глинистих структур та змішаношаруватих фаз (Bilonizhka et al., 2012; Vodine, 1985).

Досліджено пелітову фракцію водонерозчинного залишку зразків мергелевої товщі Савал, меншою мірою – гіпсової товщі Бандар Кас, а також соляної товщі Біліанвала. У пелітовій фракції мергелів товщі Савал, а також, меншою мірою, Бандар Кас та Біліанвала визначено гідролюду, хлорит, коренсит, хлорит-коренсит, хлорит-монтморилоніт та домішки монтморилоніту і гідролюда-монтморилоніту. У незначній частині проб мергелів Савал ще виявлено дефектний хлорит і дефектний коренсит (Яремчук та ін., 2025; Yaremchuk, Hryniv & Meng, 2025) (табл. 2). Пелітова фракція кам'яної солі нижньої частини формації Соляний кряж (соляна товща Біліанвала), за даними

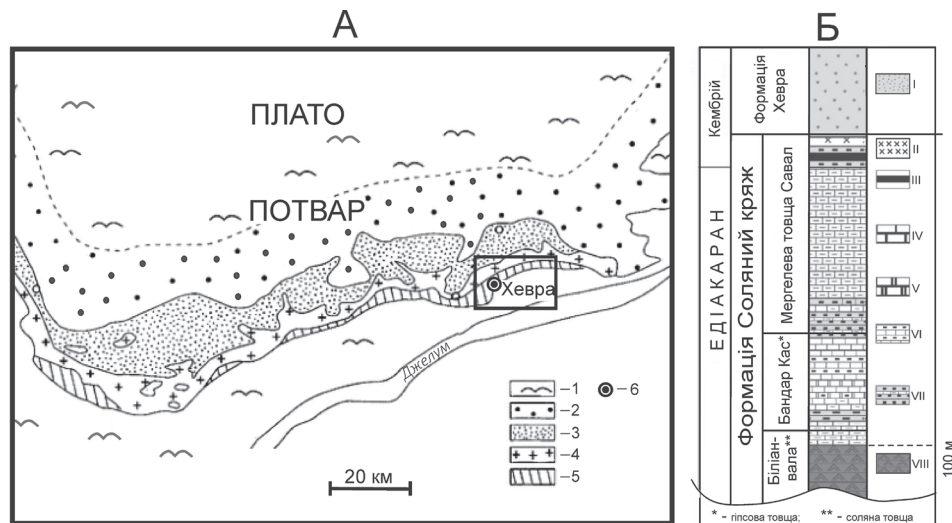


Рис. 2. Геологічне положення Соляного кряжу (зі змінами) (Kazmi & Jan, 1997) (А) та розріз формації Соляний кряж в ущелині Хевра (Ahmad & Alam, 2007; Khan et al., 2020) (Б).

Позначення на карті: 1 – алювій; 2 – верхньотретинні відклади; 3 – третинні відклади (палеоцен, еоцен); 4 – відклади палеозою та мезозою; 5 – формація Соляний кряж; 6 – місце відбору зразків. Позначення на розрізі: I – палеозой; II – трапи Хевра; III – горючі сланці; IV – вапняк; V – доломіт; VI – гіпсовий доломіт; VII – гіпс; VIII – галіт

досліджень (Яремчук та ін., 2017; Iaremchuk et al., 2017; Yaremchuk, Hryniv et al., 2020), представлена коренситом, хлоритом, гідрослюдою та неспорядкованими змішаношаруватими утвореннями хлорит-монтморилоніт і хлорит-коренсит. Дискретний монтморилоніт як домішка був у незначній частині проб (див. табл. 2, табл. 3).

В обох товщах визначено ознаки впливу органічної речовини на структуру глинистих мінералів, які відображалися на дифрактограмах дифузними (розсіяними) рефlekсами в області малих кутів ( $4-7^{\circ} 2\theta$ ) та гало в області  $22-36^{\circ}$  кутів  $2\theta$  різної форми та інтенсивності. Наявність органічної речовини в цих зразках підтвердили і результати комплексного термічного дослідження (Яремчук та ін., 2017; Iaremchuk et al., 2017).

*Поширення глинистих мінералів у мергелевій товщі Савал.* Асоціації глинистих мінералів формуються під дією розсолів солеродного басейну. Будучи чутливими до зміни умов середовища, вони реагують на зміну концентрації: при прогресивному осолоненні, як і при опрісненні, піддаються структурній перебудові, пристосовуючись до нових умов. При цьому також змінюється їхній вміст – з основних мінералів переходять у розряд домішок. Це приводить до зникнення одних та формування інших глинистих мінералів чи змішаношаруватих утворень, що впливає на кількість фаз в асоціації.

У пелітовій фракції мергелів ідентифіковано дев'ять глинистих мінеральних фаз, включно зі змішаношаруватими утвореннями. У межах асоціацій зазвичай присутні 4–5 фаз, рідше три або шість, тоді як лише в одній пробі зафіксовано сім кристалічних фаз (рис. 3). У всіх пробах домінує гідрослюда, переважно в поєднанні з хлоритом, який у частині зразків затушовується численними змішаношаруватими фазами хлорит-монтморилоніт або

**Т а б л и ц я 2. Асоціації глинистих мінералів верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських евапоритових відкладів формації Соляний кряж (Пакистан)**

Евапоритові відклади, товща	Положення в розрізі	Асоціації глинистих мінералів	Джерело
Мергелі, Савал	Верх	Г, х, к, х-к, Г-М Г, х, к, х-к, х-м, Г-м, м Г, х, к, Г-М, м Г, х, х-к, Г-М, м Г, х, к, м	Яремчук та ін., 2025; Yaremchuk, Hryniv & Meng, 2025
	Середина	Г, х, к, х-к, Г-М, м Г, х, к, х-к Г, х, к, Г-М Г, х, х-м Г, х*, к*	
	Низ	Г, Г-М, м, х*, к* Г, х*, к* Г, х, х-м, Г-М, м, к* Г, к, м, х*, к*	
Мергелі, Бандар Кас		Г, х, к Г, х, к, х-к, х-м	
Мергелі, Біланвала	Верх	Г, х, к, х-м Г, х, к, Г-М, м Г, х, к, х-к, Г-М, м	
Кам'яна сіль, Біланвала		Г, х, к, х-к, м Г, х, к, х-к Г, х, х-к, м Г, х, к, х-м Г, х, к Г, х, к, х-к Г, х, к, х-к, х-м	Iaremchuk et al., 2017; Яремчук та ін., 2017; Yaremchuk, Vovnyuk & Hryniv, 2020

Примітки: г – гідролюда; х – хлорит; м – монтморилоніт; к – коренсит; х\* – дефектний хлорит; к\* – дефектний коренсит; змішаношаруваті утворення: х-м – хлорит-монтморилоніт, х-к – хлорит-коренсит, г-м – гідролюда-монтморилоніт.

**Т а б л и ц я 3. Частота трапляння глинистих мінералів у пелітовій фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських евапоритових товщ формації Соляний кряж, %**

Відклади	Глинисті мінерали та змішаношаруваті утворення								
	Гідролюда	Хлорит	Коренсит	Монтморилоніт	Хлорит-монтморилоніт	Хлорит-коренсит	Дефектний хлорит	Дефектний коренсит	Гідролюда-монтморилоніт
Мергелі, Савал	100	83	48+(10)	36+(17)	20+(6)	49	15	15	5+(52)
Кам'яна сіль, Біланвала	100	100	89	(22)	33	78	0	0	0

Примітка: число в дужках означає, що мінерал трапляється як домішка

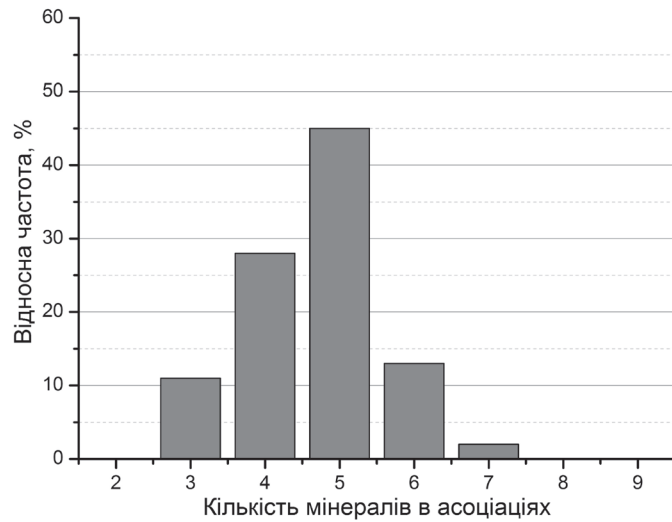


Рис. 3. Кількісний розподіл асоціацій глинистих мінералів у пелітовій фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійської мергелевої товщі Савал, формація Соляний кряж, Пакистан

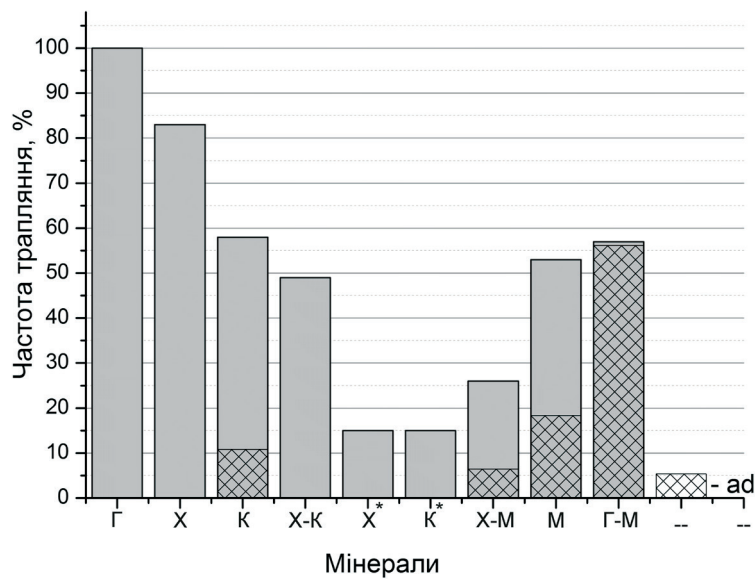


Рис. 4. Частота трапляння глинистих мінералів у пелітовій фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійської мергелевої товщі Савал формації Соляний кряж, Пакистан.

Позначення мінералів: див. табл. 2. Примітка: ad – частота трапляння мінералу присутнього як домішка

представлений дефектними різновидами; загальна частота його трапляння становить 83 % (рис. 4). Близько половини проб містять коренсит і хлорит-коренсит, тоді як монтморилоніт і гідрослюда-монтморилоніт фіксуються переважно як домішки. Розподіли частоти трапляння на гістограмах виявляють два максимуми (див. рис. 4), які свідчать про накладання щонайменше двох факторів формування асоціацій. Це, до прикладу, може бути вплив

прогресивного осолонення та опріснення, чи надходження матеріалу із джерел зносу та як наслідок одновікової вулканічної діяльності. Вплив одних процесів може затушовувати інші та створювати винятки, як-от присутність коренситу в деяких пробах на рівні домішки.

*Порівняння асоціацій глинистих мінералів мергелів Савал та кам'яної солі Біліанвала формації Соляний кряж.* Основний мінеральний склад пелітової фракції цих евапоритів різної стадії згущення є однаковим. В обох товщах, крім гідрослюди і хлориту, присутні коренсит та змішаношаруваті утворення хлорит-монтморилоніт, хлорит-коренсит, які є проміжними ланками перетворення в хлорит триоктаедричного монтморилоніту. Дискретний монтморилоніт визначено в більшості проб мергелів (у частині з них як домішка), а в пробах соляної товщі – лише як домішка і в поодиноких випадках (див. табл. 3). Слід зазначити, що однакові мінерали, виявлені в товщах мергелів та кам'яної солі, відрізняються ступенем окристалізованості та кількісним вмістом в асоціації. Однак, незважаючи на кращу окристалізованість глинистих мінералів соляних відкладів порівняно із мергелями та менше їхнє розмаїття, асоціація коренситу, хлориту, гідрослюди та невпорядкованих змішаношаруватих утворень хлорит-монтморилоніту і хлорит-коренситу є невластива відкладам галітової стадії. Така неузгодженість показує, що в соляних відкладах діяли чинники, які сповільнювали аградаційну трансформацію глинистих мінералів.

*Особливості складу та генези глинистих мінералів мергелів формації Соляний кряж.* Асоціація глинистих мінералів верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських сульфатно-карбонатних відкладів формації Соляний кряж (гідрослюда, хлорит, коренсит, монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт, гідрослюда-монтморилоніт, хлорит-коренсит, дефектний хлорит, дефектний коренсит) представлена аутигенними, переважно трансформованими, глинистими мінералами; алотигенні різновиди, успадковані з порід області зносу, які могли бути присутніми на початковій стадії евапоритового процесу, під час дослідження не виявлені, що, однак, не виключає їхньої наявності в окремих пробах. Характерною рисою цієї асоціації, за даними дослідження (Яремчук та ін., 2025), є знижений, як для глинистих мінералів, вміст алюмінію, який у тетраедричній сітці частково заміщує кремній, а також займає октаедричні позиції в структурах гідрослюди та монтморилоніту. Понижений вміст алюмінію за підвищених концентрацій магнію та окисного феруму викликаний присутністю в асоціації як магнезійних триоктаедричних мінералів (монтморилоніту, коренситу, хлориту) і змішаношаруватих утворень за їхньої участі, так і діоктаедричної залізистої гідрослюди. Таким чином, асоціація Mg-монтморилоніту, Mg-хлориту, Mg-коренситу та залізистої гідрослюди, а також змішаношаруваті фази (хлорит-коренсит, хлорит-монтморилоніт і гідрослюда-монтморилоніт) у пелітовій фракції мергелів мають аутигенне походження (Lippmann & Savaşçin, 1969; Pozo et al., 2018).

Підвищений вміст Магнію в пелітовій фракції досліджених відкладів є характерним для глинистих мінералів, сформованих в евапоритових басейнах з розчинами сульфатного типу (Яремчук, 2010; Yaremchuk, Vovnyuk & Hryniv, 2020), що узгоджується зі складом морської води в неопротерозої (Kovalevych et al., 2006).

**Фактори, які впливали на трансформацію глинистих мінералів евапоритових відкладів та зони їхнього звітрювання.** Походження глинистих мінералів в осадових, діагенетично-гідротермальних геологічних середовищах та при вивітрюванні забезпечується трьома механізмами утворення глинистих мінералів: успадкуванням, новоутворенням та трансформацією (Eberl et al., 1984; Millot, 1970).

Один з них, трансформація, має виняткове значення у формуванні асоціацій глинистих мінералів. Поняття трансформація введено в роботі (Lucas, 1962) і включає деградацію (негативну трансформацію, пов'язану з вивітрюванням і виносенням речовини) та аградацію (позитивну трансформацію, пов'язану з ростом кристалічної структури та включення речовини) (Lucas, 1962). Механізм аградаційних і деградаційних перетворень глинистих мінералів пов'язаний з переміщенням у їхній структурі катіонів металів та силіцію (рис. 5), що спричиняє зміну заряду базальної поверхні та формування змішаношаруватих фаз.

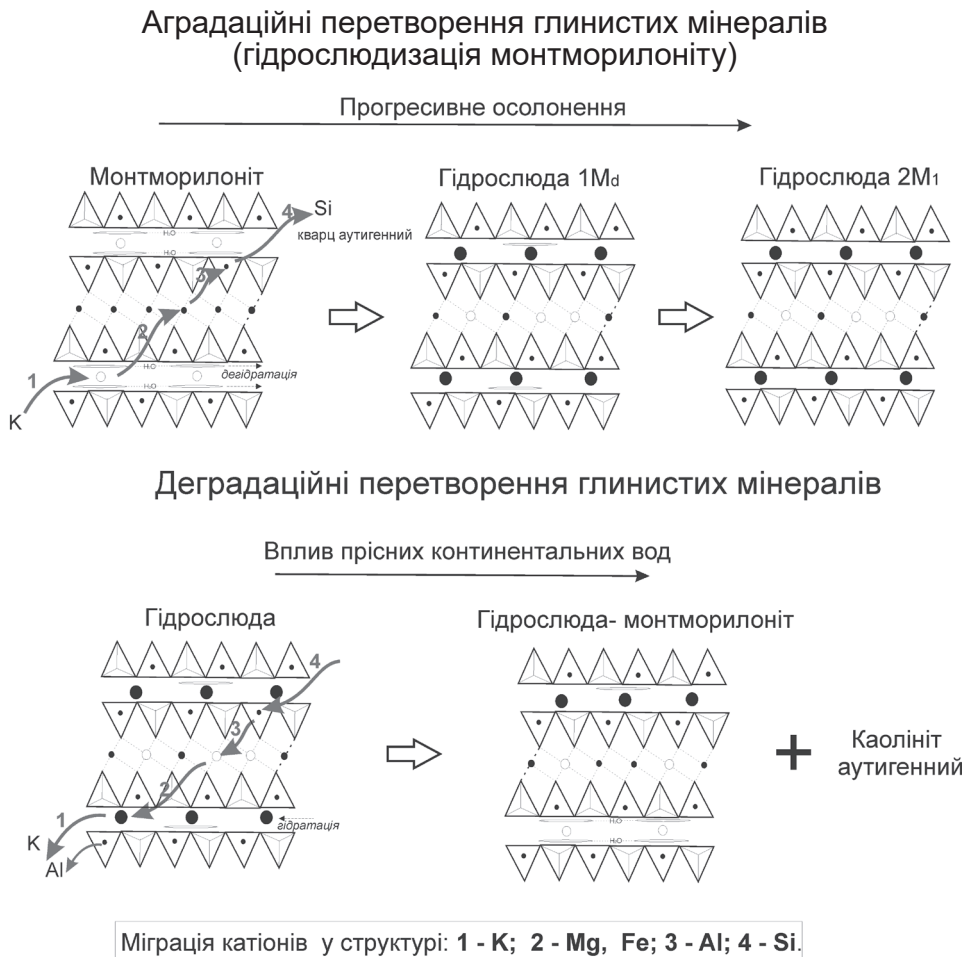


Рис. 5. Механізм перетворення глинистих мінералів в умовах прогресивного осолонення та під дією прісних континентальних вод.

Схематичні моделі міграції катіонів у структурі глинистих мінералів при зміні концентрації розсолів за Ж. Мілло і Ж. Дюноає де Сегонзак (Dunoyer de Segonzac, 1970; Millot et al., 1966)

Перетворення глинистих мінералів шляхом деградації є поширеним явищем у процесі формування ґрунтів, де відбувається інтенсивне вилугування. Деградаційна трансформація слюди та гідрослюди полягає в гідратації та частковому вилугуванні калію зі структури. Між деякими силікатними пакетами гідрослюди калій гідратується, захоплюючи шість молекул води, або заміщується гідроксонієм – формуються лабільні міжшарові проміжки, тобто з'являється змішаношарувате утворення гідрослюда-монтморилоніт, а слюда повністю переходить у гідрослюду (див. рис. 5) (Lanson et al., 2009; Rosenberg, 2002). Аградаційні перетворення характерні для осадового середовища, де іони з концентрованих розчинів можуть брати участь у побудові добре окристалізованих структур.

Гідрослюда та хлорит характерні для передметаморфічної стадії аградації, змішаношаруваті мінерали представляють проміжні стадії процесів деградації та аградації (Dunoyer de Segonzac, 1970; Millot et al., 1966). Одним з основних факторів трансформації глинистих мінералів у різних геологічних умовах є діагенетичні зміни, що протікають при захороненні глинистих відкладів, до прикладу, гідрослюди́зація монтморилоніту (Lanson et al., 2009). В евапоритових умовах найважливішим чинником трансформації глинистих мінералів є концентрація розсолів (Bodine, 1985; Millot, 1970).

Глинисті мінерали евапоритових родовищ здебільшого розглядаються як аутигенні (Білоніжка, 1992a, 1992b; Соколова, 1982; Bodine, 1985; Millot, 1970; Yaremchuk, Hryniv & Peryt, 2025). Трансформація або неоформація глинистих мінералів на стадії седиментації в евапоритовому басейні або на стадії діагенезу в евапоритових відкладах контролюється фізико-хімічними умовами гіперсолонного середовища. Нижче розглянемо фактори, що контролюють трансформаційні процеси глинистих мінералів в евапоритових відкладах Передкарпаття та формації Соляний кряж.

*Вплив концентрації розсолу.* Як зазначалося вище, вирішальним чинником трансформації глинистих мінералів в евапоритовому середовищі є концентрація розсолів (Bodine, 1985; Millot, 1970), зростання якої сприяє аградаційним перетворенням, упорядкуванню структури внаслідок фіксації катіонів і зменшенню молекулярного об'єму. Це проявляється в переході нестійких фаз (каоолініту, монтморилоніту та змішаношаруватих утворень) у стабільні для евапоритових умов гідрослюду та хлорит. Каолініт, стабільний за кислих умов ( $\text{pH} \approx 5$ ) (Galán, 2006), в евапоритових басейнах руйнується в середині галітової стадії, де  $\text{pH}$  знижується від  $\sim 8,6$  на сульфатно-карбонатній стадії до  $7,0\text{--}7,5$  (Babel & Schreiber, 2014; Yaremchuk, Hryniv et al., 2020), а його гідрослюди́зація в морських умовах не була достовірно підтверджена (Dunoyer de Segonzac, 1970; Lanson et al., 2009).

Монтморилоніт в евапоритових басейнах представлений алотигенним діоктаедричним різновидом континентального походження та аутигенним триоктаедричним – сформованим унаслідок розкладу пірокластичного матеріалу одновікового вулканізму; перший через проміжні фази трансформується в гідрослюду, другий – у триоктаедричний хлорит (Dunoyer de Segonzac, 1970; Yaremchuk, Hryniv & Peryt, 2025). Умови низької мінералізації, зумовлені притоком континентальних вод, сприяють збереженню набухаючих і змішаношаруватих фаз на ранніх стадіях евапоритового процесу, натомість зі зростанням

концентрації розсолів відбуваються повні аградаційні перетворення і в асоціаціях переважають стабільні гідрослюда та хлорит.

Гідрослюди́зація магнезіального монтморилоніту супроводжується вилученням Si і Mg зі структури, що сприяє кристалізації магнезіального хлориту й аутигенного кварцу та прогресивному впорядкуванню слюдистих фаз до політипу  $2M_1$ , стабільного за умов високої мінералізації. Подібних перебудов зазнають і алотигенні гідрослюда та хлорит, які в солеродному басейні трансформуються відповідно в залізисті й магнезіальні різновиди (Yaremchuk, Hryniv & Peryt, 2025).

*Вплив взаємодії з органічними речовинами.* Низька інтенсивність трансформації глинистих мінералів в евапоритових умовах може бути зумовлена взаємодією з органічною речовиною, яка сорбується на поверхнях частинок і в міжшарових проміжках лабільних структур, де здатна заміщувати неорганічні катіони (Claret et al., 2002, 2004; Lagaly et al., 2006). На дифрактограмах глинистих мінералів це проявляється у вигляді дифузного гало в інтервалі  $22\text{--}36^\circ 2\theta$ , тоді як проникнення в міжшарові простори характерне переважно для набухаючих мінералів (Grim, 1969; Moore & Reynolds, 1997; Rowe & Brewer, 2018); захоплення органічних сполук монтморилонітом і змішаношаруватими фазами спричиняє неупорядковане розширення структур уздовж осі *c*, зниження інтенсивності базальних рефлексів і появу додаткових низькоінтенсивних ліній при малих кутах дифракції. Органічні молекули в обмінних позиціях утримуються міжмолекулярними взаємодіями, зокрема силами Ван-дер-Ваальса. Зв'язані органічні речовини на базальних поверхнях і гранях глинистих частинок перешкоджають проникненню неорганічних катіонів у міжшарові проміжки. Це зупиняє або сповільнює трансформацію глинистих мінералів і підвищує їхню стійкість до фізико-хімічних змін умов середовища.

*Вплив прісних вод під час гіпергенезу.* Гіпергенні відклади Калуш-Голинської соленосної товщі відслонюються в Домбровському кар'єрі. Вони характеризуються появою в гіпсоглинистій шапці поряд із гідрослюдою та хлоритом змішаношаруватої фази гідрослюда-монтморилоніт, а в половині зразків – каолініту, відсутнього в евапоритовій товщі; при цьому асоціації над калійними породами та соленосною брекчією істотно не різняться (див. табл. 1). Контакт евапоритів із прісними поверхневими водами в зоні вивітрювання зумовив різке зниження мінералізації розсолів. Це спричинило деградаційні перетворення глинистих мінералів, що проявляються у формуванні гідрослюда-монтморилоніту та каолініту внаслідок вилуговування K, гідратації міжшарових проміжків і перебудови кристалічної ґратки. Іони Fe і Mg мігрують у структуру з октаедричних сіток у міжшарові проміжки, а Al переходить з тетраедричної в октаедричну позицію (див. рис. 5). Деградація починається на периферії частинок і посилюється за рахунок структурних дефектів (Millot et al., 1966). Каолініт у гіпергенних відкладах Калуш-Голинського родовища інтерпретується як аутигенне новоутворення, сформоване за слабкокислих умов ( $\text{pH} \approx 5\text{--}6$ ), підтверджених даними про флюїдні включення міоценових евапоритів Передкарпатського прогину в області осадження K-Mg солей (Петриченко, 1988; Babel & Schreiber, 2014; Galán, 2006; McCaffrey et al., 1987). Його локальне первинне виникнення в нижній частині

гіпсоглинистої шапки та подальше поширення пов'язані з вивільненням Al і Si під час деградації гідрослюди до змішаношаруватих фаз, що свідчить про сприятливі фізико-хімічні умови для кристалізації каолініту під час формування гіпергенного покриву.

**Висновки.** Основним чинником, що впливав на трансформацію глинистих мінералів у гіперсолоному середовищі, є концентрація розсолів як в евапоритовому басейні, так і захоронених в евапоритових відкладах. Дослідження методами X-променевої дифракції глинистих мінералів евапоритових відкладів нижнього і середнього міоцену Передкарпатського прогину показало, що асоціації глинистих мінералів гіпсової фації складені монтморилонітом і гідрослюдою; у частині проб виявлено змішаношарувате утворення хлорит-монтморилоніт, незначну кількість гідрослюда-монтморилоніту, а також хлориту. У галітовій фації гідрослюда, хлорит і змішаношарувате утворення гідрослюда-монтморилоніт трапляються в кам'яній солі егтенбурзького віку (воротищенська світа); крім них, у кам'яній солі баденського віку (балицька – тираська світа) зафіксовано монтморилоніт, коренсит і змішаношарувате утворення хлорит-монтморилоніт.

Зниження концентрації розсолів унаслідок припливу прісної води, як один із чинників, призвело до уповільнення трансформації глинистих мінералів і, як наслідок, до формування в баденських гіпсах і кам'яній солі нетипових для гіпсової та галітової фації асоціацій: лише незначної кількості змішаношаруватих фаз у гіпсовій фації та, навпаки, значної частки лабільних мінералів у галітовій фації, які ще не трансформувалися в гідрослюду та хлорит. У фації калійних солей зафіксовано гідрослюду та хлорит – мінерали, стійкі в гіперсолоних умовах, а подальше впорядкування структури зумовило трансформацію частини гідрослюди у слюду типу  $2M_1$ . Такі асоціації сформувалися внаслідок аградаційної трансформації лабільних мінералів і фаз (каолініту, монтморилоніту та змішаношаруватих утворень), які в підсумку переходять у гідрослюду й хлорит – мінерали, стабільні в евапоритовому середовищі.

Встановлено, що переважання магнезійних різновидів монтморилоніту, хлориту, коренситу та змішаношаруватих фаз за участю хлорит-монтморилоніту, за наявності залізистої гідрослюди в пелітовій фракції верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів, свідчить про аутигенне походження більшості глинистих мінералів і визначальну роль діагенетичних процесів у формуванні цих асоціацій.

Показано генетичну спорідненість та відмінності асоціацій глинистих мінералів різних стадій згущення розсолів верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійського солеродного басейну формації Соляний кряж. Присутність однакових проміжних ланок трансформації вказує, що в соляній товщі Біліанвала діяли ті самі чинники, які впливали на мергелеву товщу формації Соляний кряж. Відсутність дефектних структур та покращена окристалізованість глинистих мінералів соляної товщі Біліанвала порівняно із мергелевою товщею Савал підтверджують вагомий вплив концентрації на трансформаційні процеси.

Другим за значимістю чинником трансформації глинистих мінералів є взаємодія лабільних фаз з органічними речовинами. Для баденських евапоритів

Передкарпатського прогину та мергелів Савал методами X-променевої дифракції підтверджено присутність органічних сполук, адсорбованих на поверхні глинистих частинок й інтеркальованих у міжшарові проміжки лабільних мінералів. Такі сполуки перешкоджають фіксації неорганічних катіонів, унаслідок чого сповільнюються або припиняються аградаційні трансформаційні процеси. Збереження значної кількості лабільних глинистих мінералів у баденській кам'яній солі (монтморилоніт, коренсит і змішаношаруваті утворення) пов'язане з адсорбцією органічної речовини їхньою поверхнею та структурою. Розмаїття глинистих мінералів верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів формації Соляний кряж зумовлене поєднанням вулканічної активності за низької концентрації розсолів і взаємодії з органічними сполуками, що забезпечило збереження цієї асоціації.

Глинисті мінерали обох вивчених різновікових товщ баденської кам'яної солі та верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів формації Соляний кряж взаємодіяли з епігенетичною органічною речовиною. У Карпатському регіоні утворення регіональних насувів створило шляхи міграції бітумів, які по тріщинах надходили в міоценові евапоритові відклади. Верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійська мергелева товща Савал теж містить бітуми – тонкі прошарки темних, збагачених органікою сланців. Дослідники розглядають її теж як нафтоматеринську.

Дія прісної поверхневої води в гіпергенних умовах під час розчинення евапоритових відкладів є загальним чинником, що визначає деградаційну трансформацію глинистих мінералів, яка включає часткове вилуговування калію із міжшарового простору гідрослюди та утворення змішаношаруватої фази гідрослюда-монтморилоніт (деградаційна трансформація) і каолініту (новоутворення) у гіпсово-глинистій шапці Домбровського кар'єру (Калуш-Голинське родовище калійних солей).

- Білоніжка, П. М. (1992а). Глинисті мінерали – індикатори умов соленагромадження. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 78(1), 95–102.
- Білоніжка, П. М. (1992b). Трансформаційні перетворення теригенних глинистих мінералів під час галогенезу. *Мінералогічний збірник*, 45(2), 51–56.
- Галамай, А. Р. (2003). Вміст бром у галіті баденських солених відкладів Карпатського регіону як показник їх генезису і умов формування. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4, 102–111.
- Гринів, С. П., Яремчук, Я. В., & Вовнюк, С. В. (2022). Циклічні зміни асоціацій глинистих мінералів евапоритових відкладів фанерозою як відображення еволюції хімічного складу океанічної води. У *Від мінералогії і геогнозії до геохімії, петрології, геології та геофізики: фундаментальні і прикладні тренди XXI століття*: матеріали наукової конференції “MinGeoIntegration XXI” (Київ, 28–30 вересня 2022 р.) (с. 33–37). Київ.
- Гринів, С., Яремчук, Я., & Радковець, Н. (2023). Вплив вод морського і континентального походження на процеси трансформації глинистих мінералів евапоритових відкладів (на прикладі Калуш-Голинського родовища Передкарпатського прогину). *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4(191–192), 122–134. <https://doi.org/10.15407/ggcm2023.191-192.122>
- Олійович, О., Яремчук, Я., & Гринів, С. (2004). Глини галогенних відкладів і кори звітрування Калуш-Голинського родовища калійних солей (міоцен, Передкарпаття). *Мінералогічний збірник*, 54(2), 214–223.

- Перит, Т. М., Побережський, А. В., & Ясьоновський, М. (1995). Фації баденських гіпсів Придністров'я. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2, 16–27.
- Перит, Т. М., Побережський, А. В., Ясьоновський, М., Петриченко, О. Й., & Перит, Д. (2004). Кореляція баденських сульфатних відкладів Наддністров'я. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1, 56–69.
- Петриченко, О. Й. (1988). *Фізико-хімічні умови осадоутворення в древніх солеродних басейнах*. Київ: Наукова думка.
- Рудько, Г. І., & Петришин, В. Ю. (2017). *Соляні ресурси Передкарпаття та перспективи їх використання*. Київ; Чернівці: Букрек.
- Соколова, Т. Н. (1982). *Аутигенне силікатне мінералоутворення різних стадій осолонення*. Москва: Наука.
- 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. (2012). Залежність асоціацій глинистих мінералів у неогенових евапоритах Карпатського регіону від концентрації розсолів солеродних басейнів. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4(160–161), 119–130.
- 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*, 2(67), 72–90.
- Яремчук, Я., & Галамай, А. (2009). Мінеральний склад водонерозчинного залишку баденської кам'яної солі Українського Передкарпаття (ділянка Гринівка). *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1(146), 79–90.
- Яремчук, Я. В., & Гринів, С. П. (2008). Мінеральний склад глин кам'яної солі міоценових евапоритів Карпатського регіону України. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*, 1, 209–215.
- Яремчук, Я., Менг, Ф., Гринів, С., Вовнюк, С., & Городечна, Н. (2025). Асоціації глинистих мінералів верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських мергелів формації Соляний кряж, Пакистан. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2(197–198), 91–110. <https://doi.org/10.15407/ggcm2025.197-198.091>
- Яремчук, Я. В., & Побережський, А. В. (2009). Мінеральний склад глин баденських гіпсів Наддністров'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. *Journal of Hydrocarbon Research*, 17, 37–59.
- Bąbel, M. (2004). Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geologica Polonica*, 54(3), 317–337.
- Bąbel, M., & Schreiber, B. C. (2014). Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater. In H. D. Holland & K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (2nd ed., Vol. 9, pp. 483–560). Oxford: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00718-X>
- 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. (1985). Trioctahedral clay mineral assemblages in Paleozoic marine evaporite rocks. In *Sixth International Symposium on Salt* (Vol. 1, pp. 267–284).
- Calvo, J. P., Blanc-Valleron, M. M., Rodríguez-Aranda, J. P., Rouchy, J. M., & Sanz, M. E. (1995). Authigenic clay minerals in continental evaporitic environments. In M. Thiry & R. Simon-Coinçon (Eds.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits* (pp. 129–151). Oxford. <https://doi.org/10.1002/9781444304190.ch5>

- Cendón, D. I., Peryt, T. M., Ayora, C., Pueyo, J. J., & Taberner, C. (2004). The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep): palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *212*(1–2), 141–158. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.05.021>
- Claret, F., Bauer, A., Schäfer, T., Griffault, L., & Lanson, B. (2002). Experimental investigation of the interaction of clays with high pH solutions: A case study from the Calvo-Oxfordian formation, Meuse-Haute Marne underground laboratory (France). *Clays and Clay Minerals*, *50*(5), 633–646. <https://doi.org/10.1346/000986002320679369>
- Claret, F., Sakharov, B. A., Drits, V. A., Velde, B., Meunier, A., Griffault, L., & Lanson, B. (2004). Clay minerals in the Meuse-Haute Marne underground laboratory (France): Possible influence of organic matter on clay mineral evolution. *Clays and Clay Minerals*, *52*(5), 515–532. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2004.0520501>
- Dopieralska, J., Belka, Z., Zieliński, M., Górka, M., Poberezhskyy, A., Stupka, O., Walczak, A., & Wysocka, A. (2024). Neodymium and strontium isotopes track the origin of parent brines of primary gypsum deposits (Miocene, Fore-Carpathian Basin). *Chemical Geology*, *648*, 121963. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.121963>
- 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>
- Eberl, D. D., Farmer, V. C., & Barrer, R. M. (1984). Clay Mineral Formation and Transformation in Rocks and Soils [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, *311*(1517), 241–257. <https://doi.org/10.1098/rsta.1984.0026>
- Flecker, R., & Ellam, R. M. (2006). Identifying Late Miocene episodes of connection and isolation in the Mediterranean-Paratethyan realm using Sr isotopes. *Sedimentary Geology*, *188–189*, 189–203. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.03.005>
- Galán, E. (2006). Genesis of Clay Minerals. In F. Bergaya, B. K. G. Theng & G. Lagaly (Eds.), *Developments in Clay Science: Vol. 1. Handbook of Clay Science* (Ch. 14, pp. 1129–1162). Amsterdam: Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1572-4352\(05\)01042-1](https://doi.org/10.1016/S1572-4352(05)01042-1)
- García-Veigas, J., Cendón, D. I., Gibert, L., Lowenstein, T. K., & Artiaga, D. (2018). Geochemical indicators in Western Mediterranean Messinian evaporites: Implications for the salinity crisis. *Marine Geology*, *403*, 197–214. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.06.005>
- Grim, R. E. (1969). *Clay Mineralogy*. McGraw-Hill Book Company.
- Hodell, D. A., Mueller, P. A., & Garrido, J. R. (1991). Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene. *Geology*, *19*(1), 24–27. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0024:VITSIC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0024:VITSIC>2.3.CO;2)
- Hryniv, S., Parafiniuk, J., & Peryt, T. M. (2007). Sulphur isotopic composition of K-Mg sulphates of the Miocene evaporites of the Carpathian Foredeep, Ukraine. *Geological Society, London, Special Publications*, *285*, 211–219. <https://doi.org/10.1144/SP285.15>
- Iaremchuk, Ia., 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*(1), 63–74. <https://doi.org/10.1007/s13146-016-0294-5>
- Kasprzyk, A., Pueyo, J. J., Hałas, S., & Fuenlabrada, J. M. (2007). Sulphur, oxygen and strontium isotope composition of Middle Miocene (Badenian) calcium sulphates from the Carpathian Foredeep, Poland: palaeoenvironmental implications. *Geological Quarterly*, *51*(3), 285–294.
- 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. Lagaly (Eds.), *Developments in Clay Science: Vol. 1. Handbook of Clay Science* (Ch. 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)
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabère, A., & Meunier, A. (2002). Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. *Clay Minerals*, 37(1), 1–22. <https://doi.org/10.1180/0009855023710014>
- Lanson, B., Sakharov, B. A., Claret, F., & Drits, V. A. (2009). Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments: A reappraisal of X-ray diffraction results using the multi-specimen method. *American Journal of Science*, 309(6), 476–516. <https://doi.org/10.2475/06.2009.03>
- 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*. Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, France. Vol. 23.
- McArthur, J. M., Howarth, R. J., & Bailey, T. R. (2001). Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *The Journal of Geology*, 109(2), 155–170. <https://doi.org/10.1086/319243>
- McCaffrey, M. A., Lazar, B., & Holland, H. D. (1987). The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br<sup>-</sup> and K<sup>+</sup> with halite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(5), 928–937. <https://doi.org/10.1306/212F8CAB-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Millot, G. (1970). *Geology of Clays: Weathering, Sedimentology, Geochemistry*. New York; Berlin: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-41609-9>
- Millot, G., Lucas, J., & Paquet, H. (1966). Evolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère. *Geologische Rundschau*, 55, 1–20. <https://doi.org/10.1007/BF01982951>
- Moore, D. M., & Reynolds, R. C. (1997). *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press.
- Peryt, T. M. (1996). Sedimentology of Badenian (middle Miocene) gypsum in eastern Galicia, Podolia and Bukovina (West Ukraine). *Sedimentology*, 43(3), 571–588. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1996.d01-26.x>
- Peryt, T. M., & Hryniv, S. (2001). On strontium isotope composition of Miocene potash evaporites in the Ukrainian Carpathian Foredeep. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4(156–157), 81–95.
- Peryt, T. M., Hryniv, S. P., & Anczkiewicz, R. (2010). Strontium isotope composition of Badenian (Middle Miocene) Ca-sulfate deposits in West Ukraine: a preliminary study. *Geological Quarterly*, 54(4), 465–476.
- Pozo, M., & Calvo, J. P. (2018). An overview of authigenic magnesian clays. *Minerals*, 8(11), 520. <https://doi.org/10.3390/min8110520>
- Rosenberg, P. E. (2002). The nature, formation, and stability of end-member illite: A hypothesis. *American Mineralogist*, 87(1), 103–107. <https://doi.org/10.2138/am-2002-0111>
- Rowe, M. C., & Brewer, B. J. (2018). AMORPH: A statistical program for characterizing amorphous materials by X-ray diffraction. *Computers & Geosciences*, 120, 21–31. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.07.004>

- Shah, S. M. I. (1977). *Stratigraphy of Pakistan* (Geological Survey of Pakistan Memoir, Vol. 12).
- Smith, A. G. (2012). A review of the Ediacaran to Early Cambrian (“Infra-Cambrian”) evaporates and associated sediments of the Middle East. *Geological Society, London, Special Publications*, 366, 229–250. <https://doi.org/10.1144/SP366.12>
- Sonnenfeld, P. (1984). *Brines and Evaporites*. Orlando: Academic Press.
- Wójtowicz, A., Hryniv, S. P., Peryt, T. M., Bubniak, A., Bubniak, I., & Bilonizhka, P. M. (2003). K/Ar dating of the Miocene potash salts of the Carpathian Foredeep (West Ukraine): application to dating of tectonic events. *Geologica Carpathica*, 54(4), 243–249.
- Yaremchuk, Y., Hryniv, S., & Meng, F. (2025). The peculiarities of the clay minerals of Sahwal Marl Member of the Salt Range Formation, Pakistan. In *Modern science: trends, challenges, solutions: Proceedings of IV International scientific and practical conference* (November 13–15, 2025) (pp. 320–328). Liverpool: Cognum Publishing House. <https://sci-conf.com.ua/iv-mizhnarodna-naukovo-praktichna-konferentsiya-modern-science-trends-challenges-solutions-13-15-11-2025-liverpul-velikobritaniya-arhiv/>
- Yaremchuk, Y., Hryniv, S., & Peryt, T. (2025). Controls on the transformation of clay minerals in the Miocene evaporite deposits of the Ukrainian Carpathian Foredeep. *Minerals*, 15(4), 395. <https://doi.org/10.3390/min15040395>
- 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>
- Yaremchuk, Y. V., Vovnyuk, S. V., & Hryniv, S. P. (2020). The peculiarities of high-magnesium clay minerals occurrence in Phanerozoic evaporite formation. *Geodynamics*, 1(28), 52–61. <https://doi.org/10.23939/jgd2020.01.052>

Надійшла до редакції: 09.02.2026 р.

Прийнята до друку: 25.02.2026 р.

Опублікована: 29.05.2026 р.

**Yaroslava YAREMCHUK<sup>a</sup>, Sofiya HRYNIV<sup>b</sup>,  
Nadiia HORODECHNA<sup>c</sup>, Liudmyla BILYK<sup>d</sup>**

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals  
of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,

<sup>a</sup> e-mail: slava.yaremchuk@gmail.com, <https://orcid.org/0009-0008-3952-6356>;

<sup>b</sup> <https://orcid.org/0000-0001-9721-1290>; <sup>c</sup> <https://orcid.org/0009-0003-8389-5953>;

<sup>d</sup> <https://orcid.org/0009-0007-8692-3437>

**INFLUENCE OF THE CHEMICAL COMPOSITION  
OF MARINE AND CONTINENTAL WATERS  
ON THE FORMATION OF CLAY MINERALS OF EVAPORITIC FORMATIONS  
(ON THE EXAMPLE OF THE CARPATHIAN FOREDEEP  
AND THE SALT RANGE FORMATION (PAKISTAN)): A REVIEW**

The influence of the chemical composition of marine and continental waters on the formation and transformation of clay minerals is examined using the Miocene evaporites of the Carpathian Foredeep and the Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian evaporites of the Salt Range Formation (Pakistan) as case studies. Evidence for continental-water inflow in the Miocene evaporitic deposits of the Carpathian region is recorded in all facies based on geochemical indicators and, in the gypsum–anhydrite and halite facies, also by clay mineral assemblages atypical for these settings.

The principal controls on clay-mineral transformation under hypersaline conditions are identified, with brine concentration in both the evaporitic basin and buried deposits being the dominant factor, while interaction with organic matter against a background of volcanic activity represents the second most important control. Clay minerals from both the Badenian rock salt and the Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian marls of the Salt Range Formation interacted with epigenetic organic matter: in the Carpathian region, regional thrusting created migration pathways for bitumens into Miocene evaporites, whereas the Sawal marl succession likewise contains bituminous layers and is regarded as a petroleum source rock.

Genetic affinities and differences among clay-mineral assemblages formed at successive stages of brine concentration in the Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian evaporitic basin of the Salt Range Formation are demonstrated. The presence of identical intermediate transformation products indicates that the same controlling factors operated in the Biliyanwala salt succession as in the Sawal marl succession, whereas the absence of defective structures and the higher crystallinity of clay minerals in the salt unit confirm the decisive role of brine concentration in governing transformation processes.

*Keywords:* clay minerals, aggradational and degradational transformation, interaction with organic matter, evaporitic deposits, supergene zone, Salt Range, marls.