

ОСАДОВІ ФОРМАЦІЇ: КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ВИКОРИСТАННЯ ПІДЗЕМНОГО ПРОСТОРУ / ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ: ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНОГО ПРОСТРАНСТВА

УДК 552.14:(552.18:552.53):551.763.1](477-12)

С. М. Стадніченко

ГАЛОКАТАГЕНЕЗ ПОРІД ГАЛОГЕННОЇ І ТЕРИГЕННОЇ ФОРМАЦІЙ НИЖНЬОЇ ПЕРМІ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ТА ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИН ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

S. M. Stadnichenko

HALOCATAGENESIS OF THE ROCK SALT AND TERRIGENIOUS LOWER PERMIAN FORMATIONS OF THE DNIPRO-DONETS DEPRESSION CENTRAL AND SOUTH-EASTERN PARTS

На основі дослідження речовинного складу і порового простору порід встановлено особливості літогенезу порід формацій та виділено мінеральні новоутворення — індикатори галокатагенезу на фоні нормальних катагенетичних змін. Виконано дослідження гідрохімічних особливостей порових розчинів і пластових вод. На основі зіставлення мінерального складу виявлених новоутворень із сольовим складом підземних пластових вод і порових розчинів встановлено, що мінеральні новоутворення сформувалися в результаті взаємодії в системі «флюїд (розсіл) – порода» (переважно процесів обмінної адсорбції та осадження з перенасичених розчинів). Встановлено, що процеси галокатагенезу проявляються у всьому інтервалі поширення формацій, мають структурно залежний характер поширення, пов'язаний з локальними ділянками проникнення розсолів (зонами мікротріщинуватості в слабопроникних шарах, тріщинами, розломами, зонами бокових контактів соляних структур).

Ключові слова: галокатагенез, катагенез, мінеральні новоутворення, розсіл, поровий розчин, галогенна формація, теригенна формація.

На основе исследования вещественного состава и порового пространства пород установлены особенности литогенеза пород формаций и выделены минеральные новообразования — индикаторы галокатагенеза на фоне нормальных катагенетических изменений. Выполнены исследования гидрохимических особенностей поровых растворов и пластовых вод. На основе сопоставления минерального состава выявленных новообразований с солевым составом подземных пластовых вод и поровых растворов установлено, что минеральные новообразования сформировались в результате взаимодействия в системе «флюид (рассол) – порода» (преимущественно процессов обменной адсорбции и осаднения из перенасыщенных растворов). Установлено, что процессы галокатагенеза проявляются во всем интервале распространения формаций, имеют структурно зависимый характер распространения, связанный с локальными участками проникновения рассолов (зонами микротрещиноватости в слабопроницаемых слоях, трещинами, разломами, зонами боковых контактов солевых структур).

Ключевые слова: галокатагенез, катагенез, минеральные новообразования, рассол, поровый раствор, галогенная формація, теригенная формація.

Based on the study of the rocks material composition and pore space, lithological peculiarities were determined and neogenic minerals – halocatagenesis indicators on the background of normal catagenetic changes were distinguished. Pore fluid and formation water hydrochemical features were researched. Having compared the mineral composition of the identified neoformations with salt composition of formation water and pore fluid it was determined that neogenic minerals had been formed as the result of the interaction within "fluid (brine)–rock" system (mainly by the processes of exchange adsorption and precipitation out of oversaturated solutions). It has been established that the halocatagenesis processes are evident in entire interval of the formations spread and have structurally dependent distribution character which is connected with the local sites of brines penetration (microcracks zones in low permeability layers, cracks, fractures, contact zones of salt dome structures).

Keywords: halocatagenesis, catagenesis, neogenic minerals, brine, pore fluid, rock salt formation, terrigenous formation.

ВСТУП

У розрізі підсольової товщі Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) зафіксовано ряд постдіагенетичних явищ, пояснити які з позицій саморозвитку вихідних відкладів досить складно. До них відносяться мінеральні новоутворення, що виповнюють пори і тріщини у теригенних породах: доломіт, ангідрит, барит, целестин, галіт, сильвін, вторинні сульфатний і галітовий цемент; сюди ж варто віднести й існування у товщі високомінералізованих розсолів [30, 31].

Дані факти знаходять пояснення, якщо допустити міграцію в під- та навколосольові відклади ропних міжкристальних розсолів з верхньої галогенної товщі у пластові води (що значно підвищує їх мінералізацію) та/або надходження розсолів вилуговування галогенних відкладів пластового залягання і соляних штоків. А.О. Махнач (1980) об'єднав поняттям «галокатагенез» сукупність катагенетичних змін, що відбуваються під впливом надходження розсолів різного генезису в над-, між- та підсольові відклади [21].

© С. М. Стадніченко, 2012

Названі вище мінеральні прояви, з яких найбільш характерні ангідритова і галітова мінералізація, є індикаторами галокатагенезу. Високомінералізовані розсоли можуть слугувати гідрогеохімічним показником виділеної сукупності процесів.

Прояви галокатагенезу були виділені А.О. Махначем в девонських відкладах Прип'ятського прогину, де надходження маточної міжкристальної ропи в під- та міжсоленосні товщі обумовило утворення основних мінеральних продуктів галокатагенезу, включаючи розвиток ангідритового та галітового цементів, а також мінералоутворення в поровому просторі [21, 22].

Розвиток доломітизації встановлено Н. Gvirtzman, E. Stanislavsky (2000) в карбонатних водоносних горизонтах крейдового віку, суміжних з галогенними відкладами Мертвого моря міоценового віку, внаслідок надходження розсолів вилуговування [40]; до осадження доломіту в карбонатах девону призвели розсоли з високим вмістом хлоридів металів, рухаючись по розломах простягання до окраїн басейну (дані розсоли утворилися внаслідок розчинення галогенних відкладів силуру в центрі басейну Кеннінг, Австралія) [43]; формація Слейв Поінт (Канада, девон), сформувалася внаслідок витіснення седиментогенних розсолів через карбонати південної частини Скелястих гір під час пізньокембрійського орогенезу [42].

К.М. McManus, J.S. Hanor (1993) встановили, що до формування прошарку з аутигенним кальцит-піритовим цементом в міоценових пісковиках, суміжних із соляним штоком West Hackberry (узбережжя затоки Луїзіана, юра) на площі 1,5×1,5 км, призвели навколосольові води (високомінералізовані розсоли вилуговування), які слугували джерелом сульфатів кальцію [41].

В.Д. Порошиним (1997) доведено взаємозв'язок ступеня метаморфізованості розсолів з характером катагенетичних перетворень вміщуючих порід і розвитком ангідрит-доломітового цементу, що призвело до погіршення початкових колекторських властивостей тріасових піщано-алевроитових відкладів (Алжирська Сахара) [25].

Тобто галокатагенетичні перетворення, як і власне катагенетичні, призводять до пере-

будови структури порового простору, впливають на зміну фільтраційно-ємнісних властивостей теригенних порід, що визначає актуальність їх вивчення для вирішення прикладних задач, враховуючи широкий розвиток газових і газоконденсатних родовищ в нижньопермських відкладах регіону (Чутівське, Мелихівське, Західно-Сосновське, Ланівське, Кегичівське, Єфремівське, Співаківське, Західно-Медведівське, Котляревське та ін.).

Фундаментальне значення вивчення галокатагенезу полягає в тому, що прояви класичної схеми стадіальності літогенезу, яка була розроблена для осадових басейнів з теригенними товщами порушуються у разі присутності у розрізі потужних шарів галогенних* порід [12, 13, 15, 21, 22, 33, 38, 39].

Виникає необхідність у розгляді літогенезу з врахуванням специфіки впливу галогенних порід (пластового і штокового залягання) на загальні гідрохімічні та гідродинамічні умови і подальші перетворення в системі «флюїд (розсіл) – порода».

Тому метою роботи було поставлено дослідження особливостей літогенезу формацій, встановлення проявів галокатагенезу, їх закономірностей в розрізі та по площі за результатами вивчення речовинного складу і порового простору порід, гідрохімії порових розчинів та аналізу даних хімічного складу підземних вод.

З'ясування закономірностей поширення мінеральних новоутворень (індикаторів галокатагенезу) дасть змогу зрозуміти процеси галокатагенезу, визначити їх місце в загальній схемі літогенезу для даної товщі та осадового басейну в цілому.

МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ

Об'єктом досліджень є відклади галогенної та червоноколірної теригенної (картамиської) формації центральної та південно-східної частин ДДЗ. Фактичний матеріал — зразки пісковиків, алевропісковиків, алевролітів, аргілітів та аргілітоподібних глин, зібрані у керносковищах трестів та об'єднань «Полтавнафтогазрозвідка» та «Укргазвидобування», на таких площах: Копилівській (св. 31, 33), Чутівській (св. 70, 76, 86), Веснянській (св. 103), Мар'янівській (св. 50), Ланівській (св. 305), Кобзівській (св. 20, 50), Рябухинській (св. 208),

*Галогенні породи — відклади, що утворилися на середніх і високих стадіях осолонення басейну, тобто від переважного випадання в осад сульфатів кальцію (гіпсу, ангідриту) та кристалізації різних солей до найбільш легкорозчинних хлоридів і сульфатів калію і магнію (за О.А. Івановим, 1972) [13].

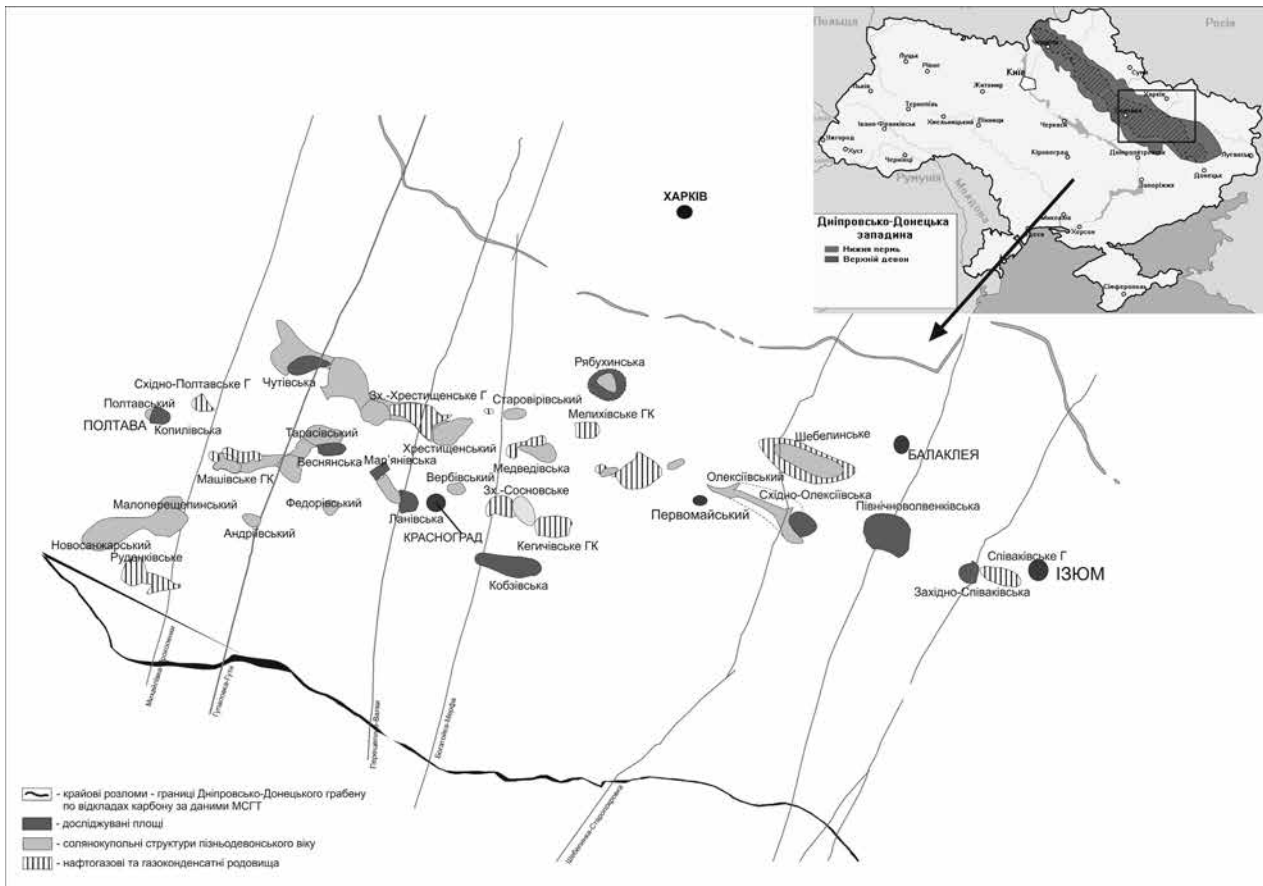


Рис. 1. Схема розташування досліджуваних площ (доповнено з використанням матеріалів С.М. Стовби, 1999 р.)

Північно-Волвенківській (св. 50, 54), Східно-Олексіївській (св. 1) та Західно-Співаківській (св. 103) (рис. 1).

Дослідження особливостей петрографічного, мінерального та геохімічного складу порід формацій виконувалося із застосуванням оптичної та електронної мікроскопії, а також енерго- та хвиледисперсійного аналізів (скануючий електронний мікроскоп JEOL-6490 LV, мікроаналізатори EDS INCA x-Act, WDS INCA Energy+); гранулометричні дослідження теригенних порід проведені за допомогою лазерного аналізатору розміру частинок Mastersizer 2000 (лабораторія фізичних методів досліджень Інституту геологічних наук (ІГН) НАН України, Технічний центр НАН України).

Мінеральний склад глинистих порід визначався рентген-дифрактометричним методом — ДРОН-3 (КП «Кіровогеологія»), макро- та мікрокомпонентний хімічний склад порід визначався із застосуванням спектрального аналізу — емісійний спектрограф СТЕ (Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення ім. М. П. Семененка).

Порові розчини порід слабопроникних шарів досліджено за методикою, розробленою д-ром

геол. наук А. О. Сухоребрим (відділ гідрогеологічних проблем ІГН НАН України) з використанням сухої (безводної) породи [8, 32]. Дана методика була застосована у зв'язку з тим, що наявний керновий матеріал втратив природну вологу. Технологія полягає в замочуванні сухої породи дистильованою водою до величини природної вологості. Змочувану породу витримують в закритій ємності протягом 2–3 тижнів (до 2 місяців). З отриманої таким чином вологої породи відтискають штучний поровий розчин на спеціальному пристрої відділення рідкої фракції (прес-формі), при тисках 5–16 МПа. Зі зразків Чутівської та Рябухинської площ було отримано порові розчини двох фаз — при тисках до 10 МПа та при тисках 10–16 МПа.

Досліджувані зразки замочувалися до вологості 10–20% (необхідна величина для обладнання, що використовувалося). Питання природної вологості важливе для встановлення істинної мінералізації та хімічного складу отриманих порових розчинів, досить складне за умов відсутності даних. Було проведено ряд дослідів з визначення максимальної молекулярної вологості порід, в результаті яких встанов-

лено, що дана величина приблизно відповідає значенням ефективної пористості (за даними звітів НДР). Таким чином, за значення природної вологості зразків було прийнято значення ефективної пористості досліджуваних порід.

Хімічний склад порових розчинів визначено за допомогою повного кількісного хімічного аналізу, що базується на хіміко-аналітичних мікрометодах (лабораторія хімічного аналізу ІГН НАН України).

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Оскільки всі постседиментаційні процеси протікають у системі «підземні води (розсоли) – породи», ними, природно, визначаються й основні закономірності формування хімічного складу підземних вод, а нерідко і їх динаміка; продукти даних процесів можуть виступати як геохімічні і мінеральні індикатори змін гідрогеохімічних обстановок.

Гідрохімія порових розчинів. Порові розчини* певною мірою пов'язані з твердою фазою, вони знаходяться в умовах обмеженої рухливості в порівнянні з підземними водами колекторів. У той же час, взаємодіючи з мінеральною частиною порід, порові розчини зазнають фізико-хімічних змін у процесі седименто- і літогенезу.

Зіставлення складу порових розчинів і підземних вод в комплексі з літологічними і даними палеогідрогеології з урахуванням процесів метаморфізму** в системі «підземні води – мінерально-органічний комплекс порід – порові розчини» дозволяє вирішувати питання генезису підземних вод, формування їх іонно-сольового складу, міграції багатьох елементів і утворення родовищ корисних копалин, а також допомагає висвітлити динаміку підземних вод. Дослідженню питань формування і зміни хімічного складу порових розчинів присвячені роботи А.Є. Бабинця (1961), Н.П. Затенацької (1963, 1974), П.А. Крюкова зі співавторами (1968, 1971), Р.І. Злочевської (1968, 1988), А.В. Кудельського (1973, 1985), Н.П. Матвєєвої (1973), Г.В. Богомолова (1980), В.В. Колодія (1983), В.В. Колодія і Т.П. Сиван (1985), А.О. Сухореброго (1993, 1998) та ін.

Матеріалом для дослідження порових розчинів слугували зразки слабопроникних порід (аргілітів та аргілітоподібних глин) *картамиської* світи нижньої пермі в межах досліджуваних площ. Зразки представлені червоноколірними аргілітоподібними глинами (зр. 96/11, 5/11, 140/11, 211/11) та аргілітами (зр. 86/11, 108/08, 269/11), сіроколірним аргілітом та строкатоколірним алевроаргілітом (зр. 288/11). Аргіліти складені дисперсно тонколускуватими агрегатами іліту, хлоритом, з уламками польового шпату і кварцу; аргіліт сіроколірний складений залізистим ілітом та залізистим хлоритом, з домішкою кварцу, слюди і плагіоклазу; алевроаргіліт відрізняється більшим вмістом домішок кварцу і польового шпату, а також присутністю домішки каолініту з лусками слюди.

В таблиці наведено результати дослідження хімічного складу порових розчинів. Отримані порові розчини відносяться до хлоркальцієвого типу (за генетичною класифікацією В.О. Суліна, 1948) хлоридно-натрієвого складу. Мінералізація коливається в широких межах — 46–369 г/л, мінімальне значення мінералізації порового розчину 46 г/л — визначено на глибині 3395 м (Кобзівська-20, зр. 96/11), максимальне — 369 г/л — на глибині 3835 м (Ланівська-305, зр. 108/08).

На площах, де відсутні соляні штоки значення мінералізації порових розчинів становить 46–100 г/л (Кобзівська та Північно-Волвенківська площі), тоді як на площах, приурочених до солянокупольних структур значення мінералізації порових розчинів змінюється від 111 г/л (Рябухинська площа) до 369 г/л (Ланівська площа).

За коефіцієнтом $r_{Na/rCl}$ (рис. 2) води відносяться до метаморфізованих — 0,7–0,77 (Копилівська, Чутівська, Мар'янівська, Кобзівська), сильнометаморфізованих розсолів — 0,81–0,86 (Рябухинська, Північно-Волвенківська) та розсолів вилуговування — 0,92–0,97 (Ланівська, Веснянська). Коефіцієнт метаморфізації $r_{Na/rCl}$ змінюється в межах 0,7–0,97 — вказує на гідравлічний зв'язок з водовміщуючими пластами, надходження розсолів по тектонічних порушеннях і зонах тріщинуватості, відмін-

**Порові розчини* — це води, що насичують пори гірських порід, тонкі капіляри, мікротріщини, міжзерновий простір і утримуються в породах, як самою відносно замкнутою системою мікропорожнин, так і силами міжмолекулярного зчеплення (за Г.В. Богомоловим та ін., 1980) [5].

***Метаморфізація підземних вод (розсолів)* — сукупність геохімічних процесів, що відбуваються з розсолами після їх захоронення у вміщуючих породах (С.Р. Крайнов, В.М. Швець 1992) [18].

ГАЛОКАТАГЕНЕЗ ПОРІД ГАЛОГЕННОЇ І ТЕРИГЕННОЇ ФОРМАЦІЙ НИЖНЬОЇ ПЕРМІ ЦЕНТРАЛЬНОЇ...

Хімічний склад порових розчинів порід слабопроникних шарів

№ п/п	Площа; № свердловини	№ зр.; вік	Інт., м	М, г/л	рН	rNa/ rCl	Вміст макрокомпонентів, мг/л						
							Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
1.	Кобзівська; 20	86/11; P ₁ kt	3395– 3400	46,43		0,74	13623,3	347,5	2367,95	507,1	28356,5	594,14	390,1
2.	Північно- Волвенківська; 50	288/11; P ₁ kt	1542– 1550	72,1		0,81	22697,9	216,2	3270,7	1062,5	43252,2	1094,0	422,2
3.	Північно- Волвенківська; 54	74/08; P ₁ kt	1592– 1600	76,96	6,3	0,86	24200,0	1728,6	2420,0	840,1	43148,6	3840,9	421,8
4.	Кобзівська; 20	96/11; P ₁ kt	3505– 3510	100,72	6,7	0,76	32589,4	613,5	5224,7	365,3	61011,4	618,4	280,7
5.	Веснянська; 103	211/11; P ₁ kt	4510– 4517	111,3	6,35	0,92	36210,5	1086,3	8390,3	1788,8	60848,0	2570,4	165,7
6.	Копилівська; 33	140/11; P ₁ kt	3160– 3170	113,2		0,77	33031,3	869,24	13935,7	5914,3	66351,1	1575,1	1060,5
7.	Рябухінська; 208	269/11; P ₁ kt	3176– 3183	122,74	6,5	0,83	38256,3	2369,1	3605,3	1243,6	71549,0	4589,4	674,8
8.	Мар'янівська; 50	85/08; P ₁ kt	3880– 3887	182,34		0,72	48416,7	1862,2	11940,3	7702,0	103000,9	7046,5	1817,5
9.	Чутівська; 70	5/11; P ₁ kt	3353– 3360	207,66	6,55	0,7	57217,4	3327,5	15939,2	2802,8	125868,9	1809,7	364,1
10.	Ланівська; 305	108/08; P ₁ kt	3835– 3841	368,9	6,1	0,97	134447,8	1581,7	10400,7	3305,8	213830,6	4198,3	578,9
11.	Велика Камишеваха; 774*	P ₁ kt	1134– 1139	115,1		0,8	34592	600	4800	2880	67590	4100	580
12.	Дубравинська; 794*	P ₁ sl	616,8– 523,4	339,6		0,97	129950		2040	756	205803	356	684
13.	Дубравинська; 794*	P ₁ sl	822,8– 825	32,1		0,97	9844		1400	480	15625	450	317
14.	Остафівська; 8*	T ₁ dr	755– 760	62,3		0,83	20510	290	2580	530	37550	230	610
15.	Ливенська; 23*	T ₁ dr	625– 630	50,5		0,90	17220	200	1290	600	29900	800	550
16.	Східно- Ізюмська; 846*	T ₁ dr	1501– 1511	91,7		0,76	26607	70	4780	2160	56338	1320	430
17.	Ливенська; 28*	T ₁ dr	630– 635	76,9		0,88	25944	—	2320	948	45573	1040	1125

* Зр. 11–17 — за даними В. В. Колодія (1983) [17].

ність умов і процесів, що визначають їх хімічний склад та мінералізацію.

За характером співвідношення rNa/rCl із зростанням загальної мінералізації виділяються дві групи порових розчинів: у яких при збільшенні мінералізації співвідношення rNa/rCl знижується (Кобзівська, Копилівська, Мар'янівська, Чутівська) та в яких зі збільшенням мінералізації це співвідношення зростає (Північно-Волвенківська, Рябухінська, Веснянська, Ланівська).

Співвідношення rCa/rMg змінюється від 0,94 на Мар'янівській площі до 8,67 на Кобзівській (зр. 96/11), при середньому значенні для картамиської світи 2,74. Отримані співвідношення перевищують дані, одержані В. В. Колодієм із порід слов'янської (1,62) і картамиської (1,01)

світ, що вказує на вищий ступінь метаморфізації отриманих порових розчинів.

Значення коефіцієнта сульфатності коливається від 0,75 на Кобзівській площі (зр. 96/11) до 6,75 для зразка Північно-Волвенківської площі (зр. 74/08); за даними В. В. Колодія коефіцієнт сульфатності змінюється від 0,13 для порід слов'янської світи до 4,4 для порід картамиської. З графіку (рис. 2) видно обернену залежність співвідношення rCa/rMg від коефіцієнта сульфатності порід.

На відміну від розсолу із слов'янської світи [17], в порових розчинах порід картамиської світи міститься значно більше хлоридів кальцію і магнію, а також сульфат-іона (див. таблицю). В цілому, спостерігається зростання вмісту Ca²⁺ і Mg²⁺ із підвищенням мінералізації. У зр. 74/08

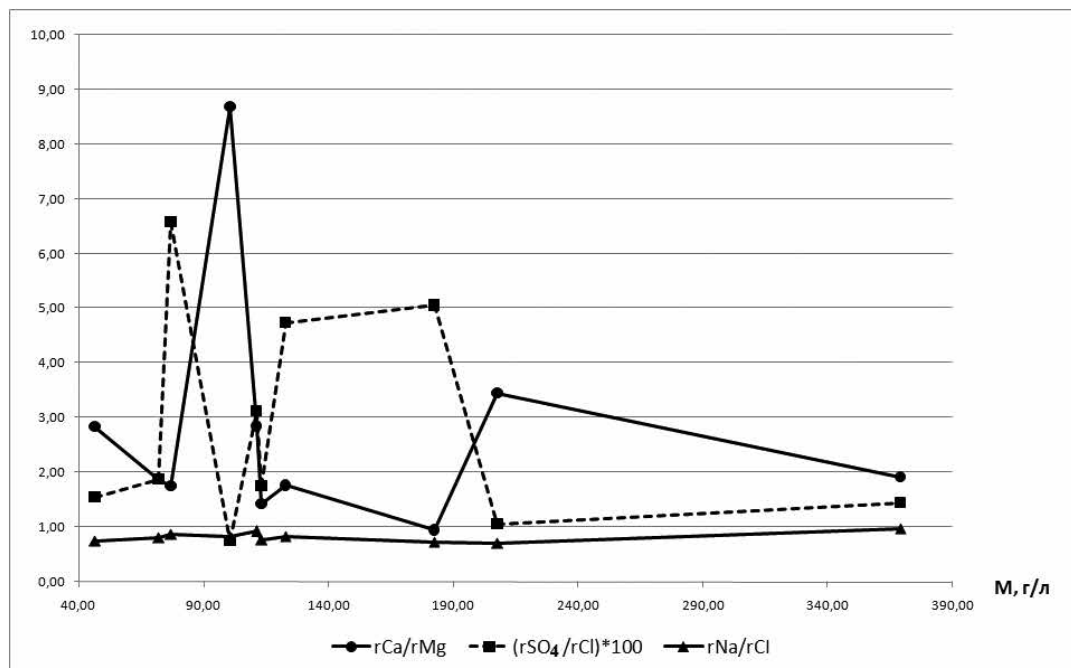


Рис. 2. Графік залежності коефіцієнтів rCa/rMg , $(rSO_4/rCl)*100$ та rNa/rCl від мінералізації порових розчинів

(Північно-Волвенківська-54) спостерігається незначне зменшення вмісту кальцію і магнію, у зр. 269/11 значно знижується вміст даних макрокомпонентів, при цьому зростає вміст сульфат-іона, що може бути результатом привнесення розсолів вилуговування галогенних (сульфатних) порід; у зразку з Ланівської площі (зр. 108/08) спостерігається збільшення вмісту сульфат-іона при зменшенні вмісту кальцію і зростанні магнію. Збільшення вмісту кальцію і зменшення магнію виявлено в порових розчинах Кобзівської (зр. 96/11) та Чутівської (зр. 5/11) площ. рН порових розчинів коливається в межах 6,1–6,7 (відновне середовище), значення наближаються до нейтральної окисно-відновної обстановки, оскільки, як відомо [27] при підвищенні температури ($> 25^\circ C$) нейтральним стає значення рН < 7 .

Отримані значення мінералізації порових розчинів значно вищі на ділянках облямування солянокупольних структур (Рябухинській, Веснянській, Копилівській, Мар'янівській і Ланівській), що вказує на вплив розсолів вилуговування речовини штоку безпосередньо через зону контакту та/або можливість гідралічного зв'язку даних шарів з водопроникними шарами навіть в умовах дуже утрудненого водообміну (по зонах мікротріщинуватості слабопроникних товщ).

Мінералоутворення в поровому просторі. За результатами електронномікроскопічних до-

сліджень порового (міжзернового, мікротріщинного) простору, макро- і мікроелементного складу мінеральних новоутворень в пісковиках та алевропісковиках **картамиської світи** теригенної формації виявлено такі мінеральні новоутворення (рис. 3):

— **доломіт** (представлений кристалами (ромбоедрами), що виповнюють поровий простір (Мар'янівська-50, зр. 86/08, пісковик сіроколірний, інт. 3887–3899 м; Східно-Олексіївська-1, зр. 183/11, пісковик червоноколірний, інт. 1410–1418 м); фрагментами кристалів з домішками Fe, Mn (Веснянська-103, зр. 213/11, алевропісковик сіроколірний, інт. 4510–4517 м, Ланівська-305, зр. 105/08, алевроліт, інт. 3686–3694 м; Ланівська-305, зр. 109/08, пісковик, інт. 3835–3841 м; Рябухинська-208, зр. 270/11, пісковик червоноколірний плямистий, інт. 3183–3191 м; Північно-Волвенківська-50, зр. 283/11, пісковик сірий, інт. 1513–1521 м));

— **ангідрит** (представлений кристалами та пластинками (Веснянська-103, зр. 213/11, алевропісковик сіроколірний, інт. 4510–4517 м; Ланівська-305, зр. 109/08, пісковик, інт. 3835–3841 м; Східно-Олексіївська-1, зр. 183/11, пісковик червоноколірний, інт. 1410–1418 м; Східно-Олексіївська-1, зр. 185/11, пісковик сіроколірний, інт. 1410–1418 м; Рябухинська-208, зр. 270/11, пісковик червоноколірний плямистий, інт. 3183–3191 м; Північно-Волвенківська-54, зр. 70/08,

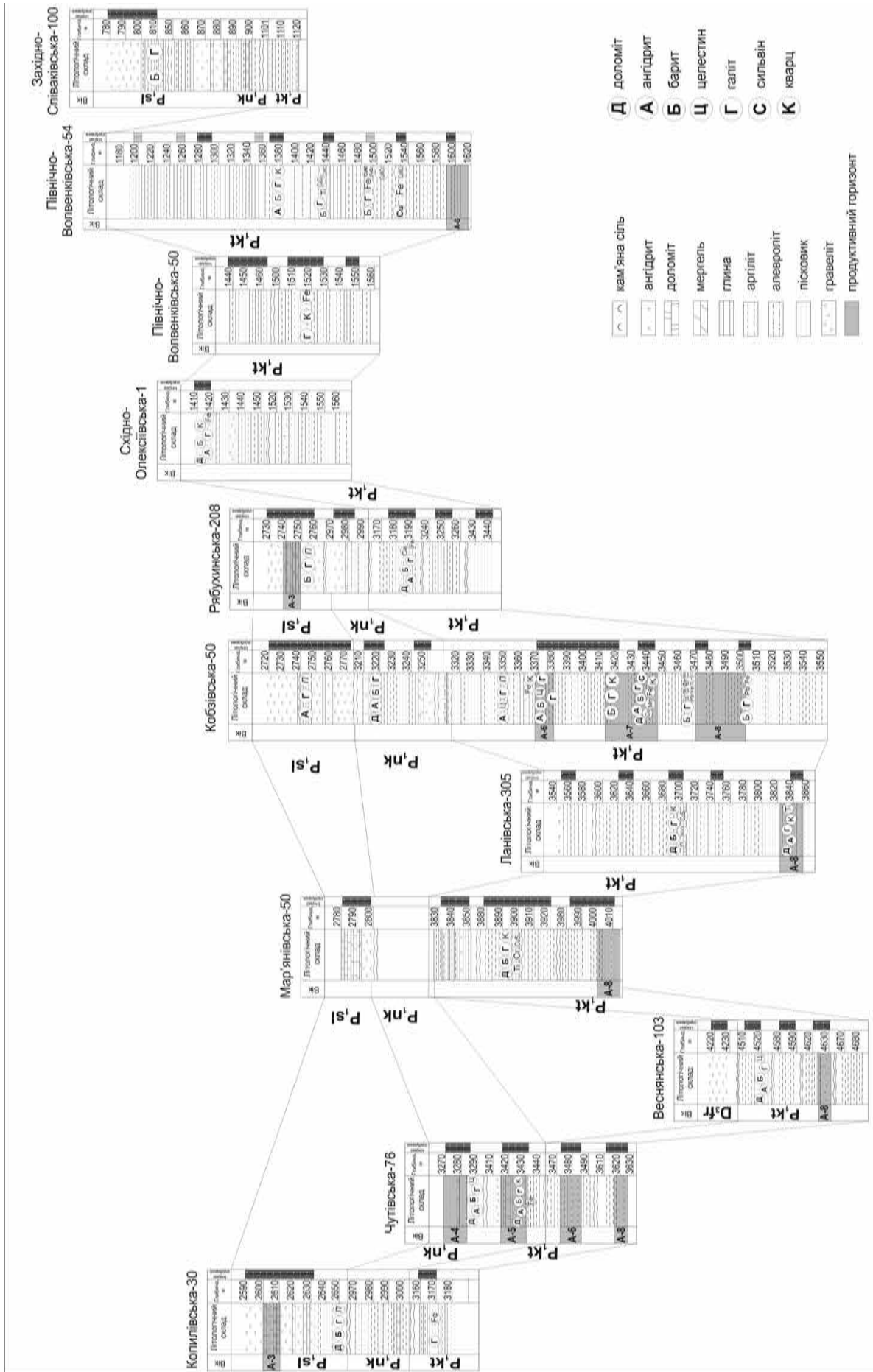


Рис. 3. Поширення галокатагенетичних новоутворень у розрізі свердловин досліджуваних площ (за результатами дослідження порового простору порід)

пісковик червоноколірний, інт. 1373–1381 м; Північно-Волвенківська-50, зр. 283/11, пісковик сірий, інт. 1513–1521 м);

— барит та целестин (представлені у вигляді кристалів, фрагментів кристалів у міжзерновому просторі (зр. 213/11, 86/08, 183/11, 70/08, 71/08, 72/08, 283/11), часто у складі кристалів бариту присутній стронцій (зр. 105/08, 270/1), целестин (зр. 213/11);

— галіт виповнює пори та тріщини агрегатами або окремими кристалами з добре розвиненими кубічними та октаедричними гранями, утворює прошарки або виповнює міжзерновий простір типу цементу (зр. 141/11, 213/11, 86/08, 105/08, 109/08, 270/11, 185/11, 70/08, 71/08, 72/08, 283/11), у виявлених кристалах галіту спостерігаються пустоти, що, імовірно, були виповнені силвіном;

— силвін встановлено лише на Кобзівській площі в алевроаргіліті з інт. 3434–3442 м (св. Кобзівська-50) в алевритистих прошарках, де він утворює безформні скупчення у міжзерновому просторі. При дослідженні на електронному мікроскопі добре видно, що галіт і силвін виповнювали міжзерновий простір останніми.

В алевроаргілітах та аргілітах **картамиської світи** виявлено кристали галіту та бариту, доломіту (Північно-Волвенківська-54, зр. 72/08, глина аргілітоподібна, інт. 1485–1493 м). Для картамиських відкладів характерний широкий розвиток металічних та інтерметалічних утворень: *Fe*, *Ti*, *CuNiCr* (Мар'янівська-50, зр. 86/08, пісковик дрібнозернистий сіроколірний, інт. 3887–3899 м), *CuZnNiMnFe*, *FePb* (Кобзівська-50, зр. 17/1, пісковик тонкозернистий червоноколірний, інт. 3496–3505 м), *Se* (Рябухінська-208, зр. 270/11, пісковик тонкозернистий червоноколірний плямистий, інт. 3183–3191 м), *CuNiCr* (Північно-Волвенківська-54, зр. 72/08, глина аргілітоподібна червоноколірна, інт. 1485–1493 м); утворення *CuCl₂* (Кобзівська-50, зр. 16/2, аргіліт сіроколірний, інт. 3469–3477 м; Північно-Волвенківська-54, зр. 71/08, алевроаргіліт червоноколірний, інт. 1433–1442 м), *CuS* (Мар'янівська 50, зр. 86/08, пісковик дрібнозернистий сіроколірний, інт. 3887–3899 м; Ланівська-305, зр. 105/08, алевроліт, інт. 3686–3694 м), *NiCu* (Ланівська-305, зр. 105/08, алевроліт, інт. 3686–3694 м) та *Cu* (Північно-Волвенківська і Кобзівська площі).

В пісковиках та алевропісковиках **микитівської світи** в поровому просторі виявлені новоутворені кристали ангідриту; ромбодри доломіту (з домішками *Fe*, *Mn*); барит, целестин, кристали галіту і апатиту. (Чутівська-70, зр. 3/11, пісковик зеленуватий, інт. 3280–3286 м; Чутівська-76, зр. 56/08, пісковик, інт. 3417–3424 м; Кобзівська-50, інт. 3219–3222 м).

В алевроаргілітах та аргілітах виявлені новоутворені кристали доломіту; ангідрит двох генерацій — кристали перехідної фази гіпс-ангідрит з характерною структурою (радіально-променисті агрегати) та новоутворені пластинчасті кристали, утворення бариту, целестину, галіт у вигляді прошарків з пустотами (слідами вилуговування більш легкорозчинних солей) (св. Кобзівська-50, інт. 3210–3251 м), утворення *Fe* в глинистій матриці.

В породах **слов'янської світи** (міжсолевих теригенних прошарках) виявлено ряд мінеральних новоутворень. В пісковиках встановлено новоутворені кристали доломіту і галіту, що виповнюють міжзерновий простір і мікротріщини (Копилівська-31, зр. 120/11, пісковик, інт. 2644–2650 м; Рябухінська-208, зр. 261/11, пісковик, інт. 2751–2758 м). Встановлено синседиментаційний галіт, представлений прошарками зі слідами структури первинних кристалів (Кобзівська-50, інт. 2733–2746 м, св. Західно-Співаківська-100, інт. 800–810 м). У відкладах слов'янської та микитівської світи металічні утворення не встановлені, за винятком залізистих утворень.

Дисульфід заліза виявлено у відкладах слов'янської (Рябухінська-208, зр. 261/11, пісковик середньозернистий, інт. 2751–2758 м; Копилівська-31, зр. 120/11, пісковик тонкозернистий, інт. 2644–2650 м) та картамиської світи (Ланівська-305, зр. 105/08, алевроліт, інт. 3686–3694 м) в межах структур, приурочених до соляних штоків; халькопірит (Кобзівська-50, зр. 15-1, пісковик середньозернистий червоноколірний, інт. 3434–3442 м). По всьому розрізу св. Кобзівська-50 спостерігається інтенсивний розвиток дисульфідів заліза — піриту і марказиту.

Дані мінеральні новоутворення виявлені на фоні нормальних катагенетичних змін, які фіксувалися за результатами структурно-текстурних досліджень та розвитком гідрослюди, залізистого хлориту, полікристалів каолініту та новоутворених кристалів кварцу. За даними

попередніх досліджень А. В. Іванової, О. Й. Петриченка, В. М. Ковалевича, В. С. Шайдецької та ін. (газово-рідких включень у кам'яній солі, коефіцієнта відбиття вітриніту та ін. [9, 14, 16, 20, 38]) породи досліджуваних формацій віднесені до стадій МК1 і МК2 (початкового і глибинного катагенезу [22, 39]).

ОБГОВОРЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ

Надходження розсолів різного генезису в під- та навколосольові відклади призводить до порушення геохімічної рівноваги, зміни окисно-відновної обстановки, термальної рівноваги в системі «флюїд (розсіл) – порода», в результаті чого активізуються процеси дифузії (В. В. Красінцева, Н. А. Огільві), розчинення, вилуговування, осадження, іонного обміну (обмінної адсорбції), осмосу, окисно-відновні реакції, термобаро-геохімічного перетворення органічно-мінерального комплексу відкладів із виходом у підземні води одних речовин і виведенням інших з водних розчинів та ін. [6, 17–19, 24, 26, 28, 29].

За даними А. Є. Бабинця [2, 3] та В. В. Колодія [17] зміни підземних вод і порових розчинів зі стратиграфічною глибиною дуже подібні — у тих і інших мінералізація збільшується до нижньопермської галогенної товщі, а в кам'яновугільних відкладах — знижується. Наявність високомінералізованих розсолів у нижньопермських теригенних (частково тріасових), карбонічних відкладах пояснюється надходженням розсолів басейну галогенезу, а також відтисканням міжкристалльної ропи, що міститься в галогенних породах [3, 19, 36, 37].

Зіставлення гідрохімії порових розчинів та пластових вод. Отримані порові розчини слабопроникних порід картамиської світи, як і пластові води (розсоли), в основному відносяться до хлоркальцієвого типу і характеризуються високою мінералізацією. Враховуючи досить помітну мінливість хімічного складу і мінералізації підземних вод по площі і розрізу басейну, за відсутності даних для порівняння вод і розчинів обиралися близько розташовані площі.

Досліджувані породи слабопроникних шарів здебільшого залягають в нижній частині картамиської світи, і за умов збереженості седиментогенних вод басейну осадконакопичення та/або метаморфізації вод басейну галогенезу (міжкристалльної ропи, що відтискалася із галогенних порід під час седименто- та діагенезу),

порові розчини повинні характеризуватися подібною мінералізацією та витриманим по площі хімічним складом. Проте, як було зазначено вище, їх мінералізація змінюється в широких межах — від 46 до 369 г/л, що вказує на вторинність процесів, які вплинули на гідрохімічну різноманітність порових розчинів.

На вторинність процесів, що визначили хімічний склад і мінералізацію порових розчинів, також вказує не підпорядкованість загальній тенденції зростання мінералізації з глибиною (див. таблицю, рис. 4). Інтервали опробування — 1542–4510 м, при цьому мінімальне значення мінералізації порового розчину 46 г/л визначено на глибині 3395 м (Кобзівська-20, зр. 96/11), максимальне — 369 г/л — на глибині 3835 м (Ланівська-305, зр. 108/08). Максимальне значення обумовлено гіпогенним вилуговуванням Верхньоланівського соляного штоку (про що свідчить отриманий коефіцієнт $r_{Na/rCl} = 0,97$).

Мінімальне значення мінералізації порового розчину — 46 г/л, визначене на глибині 3395 м (Кобзівська-20, зр. 86/11) при значеннях мінералізації пластових вод 217,8 г/л, може бути результатом надходження вод дегідратації гіпсу, глинистих мінералів або «фільтраційного ефекту» Д. С. Коржинського (відставання розчиненої речовини від розчинника при русі через пористе середовище) [11, 23]. Водночас в цій же свердловині на глибині 3505 м мінералізація порового розчину становить 100 г/л.

Варто відмітити, що накладені галокатагенетичні перетворення в системі «породи – підземні води (розсоли)» обумовили хімічний склад і мінералізацію підземних вод нижньопермських відкладів ДДЗ. Формування хімічного складу підземних вод нижньопермсько-верхньокам'яновугільного водоносного комплексу відбувалося під безпосереднім впливом двох галогенних формацій (нижньопермської та верхньодевонської, остання представлена в розрізі у штоковому заляганні). Геохімія даних процесів досить складна, термобаричні умови змінювалися в результаті тектонічної активності та інтенсивного галотектокінезу.

Досліджувана товща відноситься до зони дуже утрудненого водообміну, яка характеризується елізійним режимом і низькими швидкостями руху підземних вод — 0,7 м/рік [36]. Основними шляхами надходження розсолів у між- і підсольові товщі є струменеве гравітацій-

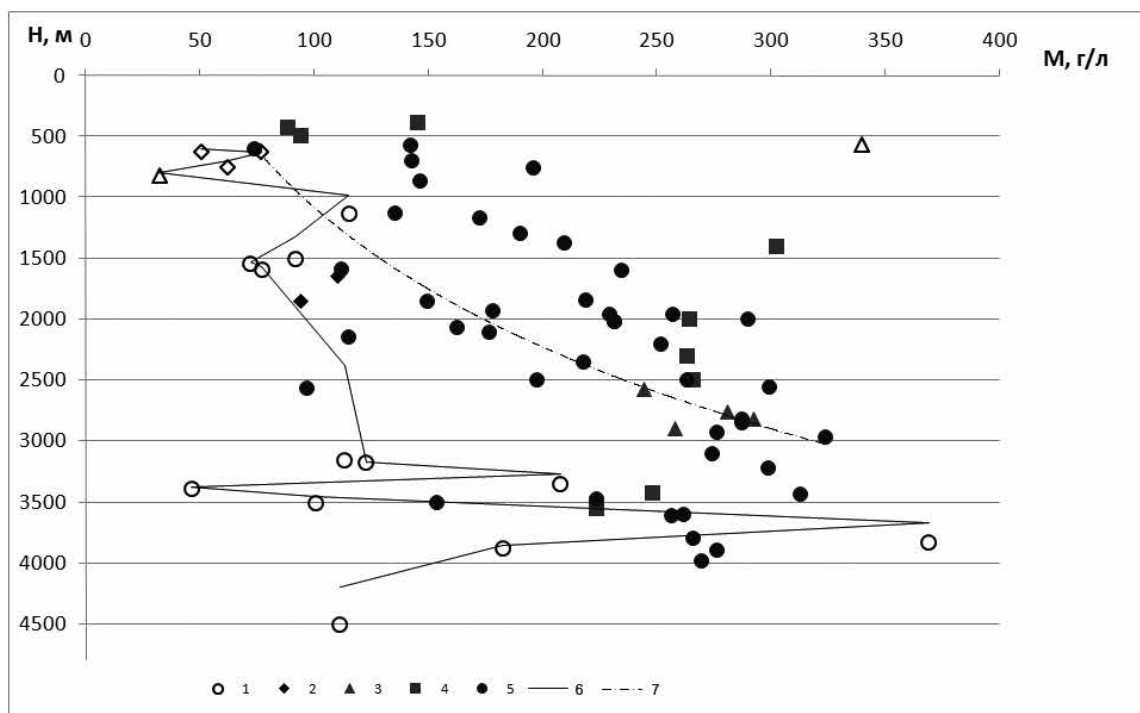


Рис. 4. Графік зміни мінералізації підземних вод та порових розчинів з глибиною

1 — порові розчини порід картамиської світи; 2 — підземні води (надсолі) дронівської світи триасу [1, 3]; 3 — підземні води у відкладах слов'янської світи (між- та внутрішньосольові) [1, 3, 37]; 4 — підземні води у відкладах микитівської світи (під- та навколосольові) [1, 3, 36, 37]; 5 — підземні води у відкладах картамиської світи (під- та навколосольові) [1, 36, 37]; 6 — лінія тренду мінералізації порових розчинів; 7 — лінія тренду мінералізації підземних вод.

не просочування важких розсолів вниз, а більш легких вод уверх (по порах, тріщинах, розломах і зонах бокових контактів соляних куполів), а також відтискання міжкристалльної ропи, що може видалятися із галогенних відкладів у результаті їх ущільнення (за елізійним механізмом). При відтисканні, на відміну від гравітаційного стікання, можливе не тільки вертикальне низхідне стікання розсолів, а й латеральний рух під галопелітовими прошарками як безпосередньо по соляних пластах, так і по внутрішньосольових карбонатних і піщаних пачках. Ще одним механізмом поповнення ресурсів розсолів, що мігрують в порово-тріщинному просторі порід між- і підсоленосних зон, є міграція ропи рідких і газово-рідких включень в галогенних мінералах [7, 22, 41].

В межах досліджуваного розрізу мінералізація пластових підземних вод становить 74–323,7 г/л, її значення не витримані по площі і в розрізі. У зв'язку з присутністю в розрізі галогенних порід, в залежності від їх просторового розташування та структурних форм виділяють такі зони підземних вод [4, 29]: над-, внутрішньо-, між-, під- та навколосольові. Серед внутрішньосольових розсолів виділено декілька різновидів — за умовами залягання, літологією

вміщуючих порід та ін. Хімічний склад внутрішньосольових вод визначається літологічним складом як водовміщуючих порід, так і галогенних відкладів, їх фільтраційними властивостями, а гідродинаміка — тектонічним режимом, локальними розломними зонами та ін.

При порівнянні мінералізації порових розчинів і підземних вод не прослідковується чіткої залежності. Так, у зразках з Кобзівської площі мінералізація порових розчинів становить 46,4 і 100,7 г/л при мінералізації пластових вод 217,8 г/л; для зразків Північно-Волвенківської площі визначена мінералізація порових розчинів 72,1–76,96 г/л при мінералізації пластових вод 219–231 г/л; для зразка Рябухинської площі мінералізація порового розчину сягає 122,74 г/л, пластових вод — 321,6 г/л. Тоді як в зразку Чутівської площі мінералізація порового розчину — 207,7 г/л, пластових вод — 223,5–256,15 г/л, а зі зразка Ланівської площі отримано поровий розчин надвисокої мінералізації (368,9 г/л) при мінералізації пластових вод 265,9 г/л.

В порових розчинах, порівняно з підземними водами збільшується вміст хлоридів кальцію, магнію, а також сульфат-іона; характерною відмінністю є вміст гідрокарбонат-іона та амонію

в кількостях близько 1%, на відміну від пластових вод (Копилівська-33, Рябухинська-208).

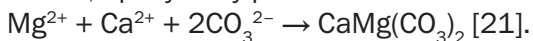
За результатами зіставлення підземних вод та порових розчинів встановлено:

- загальна тенденція збільшення мінералізації з глибиною не спостерігається;
- не витриманість хімічного складу підземних вод та порових розчинів по площі;
- залежність складу і мінералізації порових розчинів від зазначених зон підземних вод;
- максимальні значення пов'язані з міжсольовими слов'янськими утвореннями та картамиськими навколосольовими розсолами вилуговування (внаслідок впливу верхньодєвонських соляних штоків);
- загалом, порові розчини мають меншу мінералізацію, ніж пластові води, проте на окремих ділянках встановлено подібність і навіть перевищення значень мінералізації порових розчинів.

Враховуючи викладене, можна зробити висновок, що склад підземних пластових вод і порових розчинів є результатом ряду складних багатофакторних процесів, які розвиваються локально і залежать головним чином від еволюції геодинамічної обстановки.

До мінералоутворення. Процеси взаємодії в системі «флюїд (розсіл) – порода» в межах досліджуваного розрізу призводять до формування високомінералізованих підземних пластових вод і порових розчинів специфічного хімічного складу та ряду мінеральних новоутворень.

Виявлені кристали (ромбоєдри) неметасоматичного доломіту, що виповнюють пори і тріщини, можуть формуватися в результаті синтезу з іонів, присутніх у розсолах:



Так, у зразку пісковика зі св. Копилівська-33 (інт. 2644–2650 м) виявлено новоутворення доломіту — ромбоєдричні кристали правильної форми, що виповнюють поровий простір. Доломітизація відбувалася внаслідок осадження мінералів з міжсольового розсолу відкладів слов'янської світи з мінералізацією 281 г/л та значним вмістом іонів кальцію (41 г/л) і магнію (7,9 г/л) за описаною реакцією.

На відміну від метасоматичної реакції доломітизації всі вихідні речовини реакції доломітоутворення перебувають у рідкій фазі. Це, імовірно, сприяло досить швидкому перебігу процесу, що призвело до послідовного ви-

падіння спочатку доломіту, а потім ангідриту (Кобзівська-50, зр. 11/2 аргіліт сіроколірний, інт. 3245–3251 м).

Різка зміна гідрогеохімічних умов у між- і підсольових відкладах пов'язана з надходженням у ці товщі міжкристальних розсолів сульфатної стадії осолонення басейнів галогенезу [21]. Ці розсоли мали загальну концентрацію солей 140–280 г/л, основну роль у їх хімічному складі відіграли сульфати кальцію, вміст яких був близький до насичення, і магнію, меншу — хлориди магнію і лужних металів. Основним мінералогічним наслідком впливу таких розсолів на підстилаючі системи в умовах наростаючих температур була сульфатизація (ангідритизація, значно рідше целестинізація і баритизація) порід. Оскільки розчинність ангідриту при підвищенні температури від 20 до 100° С знижується приблизно в 4 рази, можна вважати, що ангідрит випадав з розсолів, близьких до насичення по CaSO_4 у результаті їхнього нагрівання при надходженні в між- і підсольову товщу. Також на температуру осадження ангідриту суттєво впливає вміст NaCl у розчині [10]. На дані процеси вказують новоутворення ангідриту, бариту та целестину, найбільш чітко представлені у зразках алевропісковиків та алевролітів з Кобзівської (св. 50, інт. 3219–3251 та 3434–3442 м) та Північно-Волвенківської (св. 54, інт. 1373–1381 м) площ, мінералізація пластових розсолів 153,84–217,81 та 231,1 г/л відповідно. Про високий вміст сульфатів у пластових водах також свідчить значний вміст сульфат-іона (3840,89 мг/л) в поровому розчині зі зразка аргіліту Північно-Волвенківської площі.

Розповсюдженість вторинного галіту на площах, де мінералізація підземних вод перевищує 270–280 г/л (Копилівська, Веснянська, Мар'янівська, Ланівська, Рябухинська, Північно-Волвенківська (північний блок структури), Західно-Співаківська), а також установлений в межах цієї концентрації початок зменшення вмісту Na^+ у підземних водах [19] є відображенням зв'язку утворення галіту із надходженням хлоридних ропних розсолів. У прирозломних зонах можливий найбільш активний масопереніс між галогенним і підстилаючими відкладами. Добре відомий і досить характерний факт кольматації галітом пустот у зонах водно-нафтових контактів (ВНК) родовищ, звичайно пов'язується (Гур'янов, Сахибгарієв, 1976) із прискоренням випадіння галіту внаслідок геохімічних аномалій у присутності

вуглеводнів (підвищений вміст водорозчинної органічної речовини в зонах ВНК сприяє посиленому обводненню (кращому концентруванню) іонів Ca^{2+}). Більш сильне накопичення (концентрування) цих іонів призводить до інтенсифікації кристалізації галіту. Новоутворенню галіту сприяло також загальне зниження пластових температур [10].

Новоутворення сильвіну, виявлені у пісковіку з Кобзівської площі (св. 50, інт. 3434–3442 м), є результатом надходження міжкристалічних маточних розсолів стадії садки калійних солей по розривних порушеннях в підсольові відклади (А. О. Махнач 1989, Л. А. Демидович, Г. Е. Прозорович, Н. С. Сплошнова, 1978). Надходження ропи шляхом струйного стікання безпосередньо із солеродного басейну неможливе [19], оскільки шари калійно-магнезійних солей залягають у верхній частині розрізу і відокремлені від підсольового комплексу потужними товщами безкалійних галогенних відкладів.

Встановлені металічні та інтерметалічні утворення (CuCr , CuFe , NiFe , PbFe , CuNiCr , NiMnFe , CuNiFeCr , CuZnNiMn , Ti , Cu , Pb , Ce , Sr , Ba) є проявами галокатагенезу, оскільки вони формуються в результаті надходження розсолів хлор-кальцієвого типу (хлоридно-натрієвого складу), пов'язаних з розвитком соляної тектоники та впливом галогенних порід («розсольний рудогенез», за Д. П. Хрущовим [34, 35]).

Збагачення розсолів металами обумовлено їх надзвичайною агресивністю, що особливо проявляється при підвищених температурах і тисках зони утрудненого водообміну. В деяких випадках червоноколірні теригенні породи стають потужними колекторами металів і при катагенетичній взаємодії із розсолами здатні сильно збагачувати останні елементами-домішками. В присутності хлоридів лужних металів багато рудних компонентів виявляють здатність до комплексоутворення та утворюють добре розчинні сполуки типу Na_3MeCl_6 чи NaMeCl_4 . Тобто при галокатагенезі формуються металоносні рудні розсоли, спостерігається «розсольний рудогенез». Надалі у випадку активізації платформи такі рудоносні розсоли можуть по розломах надходити з нижнього структурного поверху у верхній і при наявності сірководню формувати жильні і стратиформні родовища кольорових і рідкісних металів [33, 35].

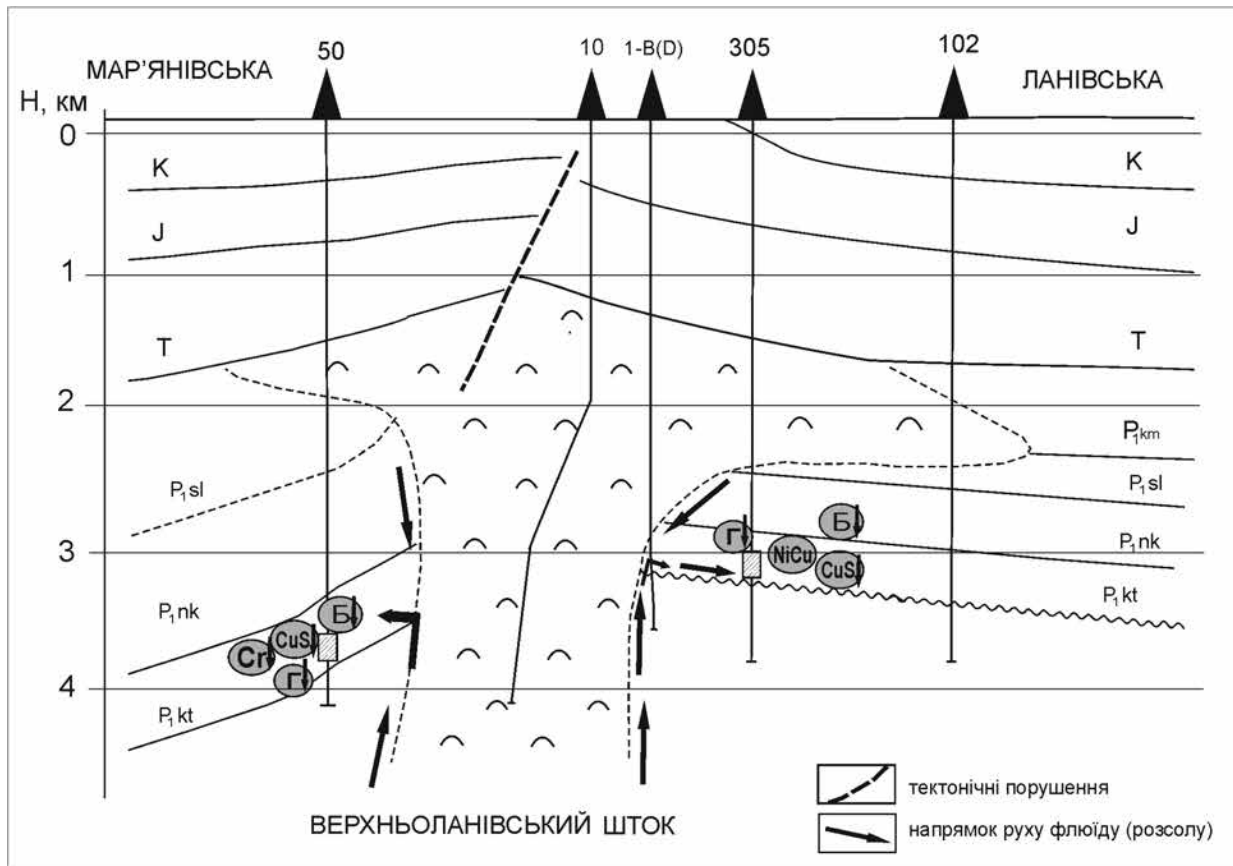
За результатами спектрального аналізу встановлено вміст мікрокомпонентів у глинистих

породах (г/т): Ti — 1000–3000; Cu — 10–100; Ni — 30–500; Cr — 40–500; Zn — 40–300; Mn — 40–1000; Pb — 10–300; Ce — 100–250. В результаті дослідження мікрокомпонентного складу зразків до і після відтискання порового розчину встановлено, що в розчин здатна переходити значна частина від вищевказаного вмісту мікрокомпонентів: Ti — 20–30%; Cu — 20–30%; Ni — 10–30%; Cr — 15–30%; Zn — 30–75%; Mn — 20–38%; Pb — 25–60%; Ce — 50–60%.

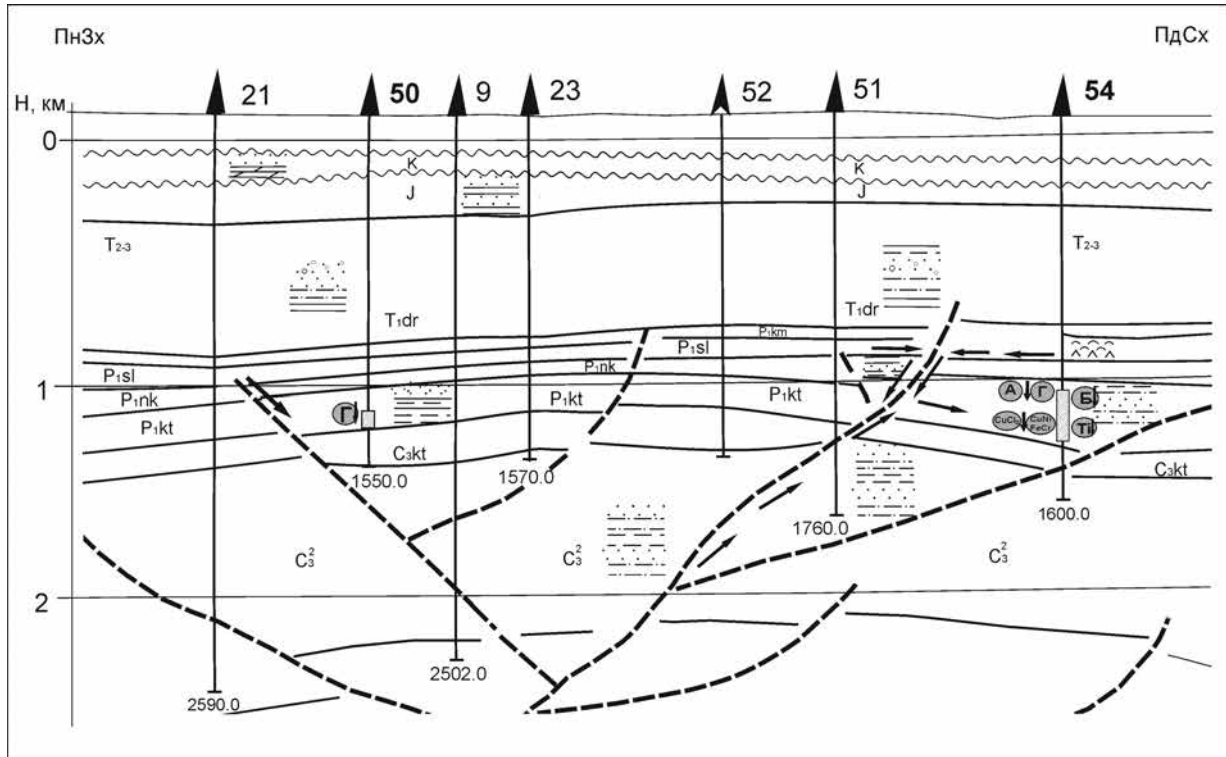
Встановлено, що найбільш потужно процеси галокатагенезу проявлені розрізах, приурочених до солянокупольних структур. Соляні штоки є суттєвим фактором, що несе в собі зміну термобаричних умов, порушення суцільності шарів, порушення гідродинамічної та гідрохімічної зональності; зони бокових контактів штоків виступають шляхами надходження різноманітних флюїдів (газів, вуглеводнів, термальних розчинів з нижчезалягаючих товщ та підземних вод з вищезалягаючих горизонтів), слугують джерелом солей та мікрокомпонентів для розсолів вилуговування.

Розглянемо результати, отримані по Мар'янівській та Ланівській площах, приурочених до Верхньоланівського соляного штоку з північного заходу та південного сходу, відповідно. Встановлена повна відповідність мінеральних новоутворень в поровому просторі порід картамиської світи, характерним елементом є сульфід міді. Що, імовірно, є результатом надходження розсолів подібного хімічного складу по зонах бокових контактів штоку (одне джерело флюїду) (рис. 5, а).

На Північно-Волвенківській площі встановлена відмінність мінеральних продуктів галокатагенезу в межах однієї товщі зі свердловин, розташованих в окремих блоках структури, розділених розломами (рис. 5, б). Св. 50 розташована в північному блоці структури, виявлені мінеральні новоутворення в пісковіку (1513–1521 м) представлені галітом, утвореннями Fe і Ti , тоді як у св. 54 (східний блок) у пісковиках та аргілітах (1373–1381, 1485–1493 та 1525–1533 м) виявлені мінеральні новоутворення ангідриту, бариту, галіту, утворення CuCl_2 , самородної міді, а також металічні утворення CuCr , CuFe , CuNiCr , CuNiFeCr . Така різниця є результатом надходження розсолів різного генезису та сольового складу в підсольову товщу по розломах, джерелом рудних елементів можуть бути глибинні флюїди.



а)



б)

Рис. 5. Сейсмогеологічний розріз

а — Північно-Волвенківської площі (доповнено з використанням матеріалів Г. Прилепової, 2003 р.); б — по лінії Мар'янівка-Ланівка (доповнено з використанням матеріалів С. М. Стовби, 1996 р.). Умов. позачення див. на рис. 3

ВИСНОВКИ

В результаті проведених досліджень встановлено закономірності розвитку процесів галокаатагенезу в розрізі досліджуваних формацій:

— У відкладах галогенної формації (пісковиках слов'янської світи) мінеральні продукти галокаатагенезу представлені новоутвореними кристалами доломіту (ромбоедрами), що виповнюють міжзерновий простір, та кристалами галіту (Рябухинська та Копилівська площі). В глинистих породах мінеральних продуктів галокаатагенезу не виявлено. В пісковиках микитівської світи встановлено вторинний галітовий цемент (Чутівська площа), а в аргілітах та алевроаргілітах — новоутворення ангідриту (Кобзівська площа).

— У відкладах теригенної червоноколірної формації (пісковиках та алевропісковиках картамиської світи) виявлено новоутворені кристали доломіту, ангідриту та галіту, що виповнюють поровий простір. У відкладах формації, переважно в глинистих, широко розповсюджені металічні (інтерметалічні) утворення.

— Найбільш інтенсивний прояв галокаатагенезу встановлено в розрізах, приурочених до солянокупольних структур (новоутворення галіту і доломіту).

— В межах площ, де відсутні соляні штоки переважно поширені новоутворення ангідриту.

Встановлені металічні та інтерметалічні утворення (CuCr, CuFe, NiFe, PbFe, CuNiCr, NiMnFe, CuNiFeCr, CuZnNiMnFe, Ti, Cu, Pb, Ce, Sr, Ba) є проявами галокаатагенезу, оскільки вони формуються в результаті надходження розсолів, пов'язаних з розвитком соляної тектоніки та/або впливом галогенних порід — «розсольний рудогенез».

Вперше досліджено порові розчини слабопроникних порід глибокозалегаючих горизонтів нижньої пермі на глибинах понад 1500 м. Отримані порові розчини відносяться до хлоркальцієвого типу (хлоридно натрієвого складу). Мінералізація коливається в широких межах — 46–369 г/л, мінімальне значення мінералізації порового розчину — 46 г/л визначено на глибині 3395 м, максимальне — 369 г/л — на глибині 3835 м. Мінералізація їх значно вища на площах, приурочених до солянокупольних структур (111–369 г/л). В цілому, спостерігається збільшення вмісту Ca^{2+} і Mg^{2+} з підвищенням мінералізації.

Коефіцієнт метаморфізації $r_{\text{Na}/r_{\text{Cl}}}$ змінюється в межах 0,7–0,97, що вказує на гідравлічний зв'язок з водовміщуючими пластами,

надходження розсолів по тектонічних порушеннях і зонах тріщинуватості, на відмінність умов і процесів, які визначають їх хімічний склад та мінералізацію.

На вторинність процесів, що визначили хімічний склад і мінералізацію порових розчинів, вказує непідпорядкованість загальній тенденції зростання мінералізації з глибиною, а також невитриманість в межах досліджуваної товщі (низів картамиської світи).

Встановлено, що виявлені мінеральні новоутворення сформувалися в результаті взаємодії в системі «флюїд (розсіл) – порода» (переважно процесів обмінної адсорбції та осадження з перенасичених розчинів) — на основі зіставлення їх мінерального складу із сольовим складом пластових вод і порових розчинів.

Встановлено, що процеси галокаатагенезу проявляються у всьому інтервалі поширення формацій (1150–4510 м), мають структурно залежний характер, пов'язаний з локальними ділянками надходження розсолів (зонами мікротріщинуватості в слабопроникних шарах, тріщинами, розломами, зонами контактів соляних штоків).

1. Атлас родовищ нафти і газу України / Гол. ред. М.М. Іванюта. — Львів: «Центр Європи», 1998. — Т. 2–3.
2. Бабинец А.Е. О роли поровых растворов в формировании подземных вод (по материалам исследований юго-западных районов Русской платформы) / А.Е. Бабинец // Докл. к собранию Междунар. ассоц. гидрогеологов, 1960 г. — Киев, 1960. — С. 144–150.
3. Бабинец А.Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. / А.Е. Бабинец. — Киев: Изд-во АН УССР, 1961. — 377 с.
4. Бельтюков Г.В. Карстовые и гипергенные процессы в эвапоритах: дис. ... докт. геол.-мин. наук: 04.00.01. / Г.В. Бельтюков. — Пермь, 2000. — 346 с.
5. Богомолов Г.В. Поровые растворы осадочных пород солеродных бассейнов (на примере Белоруссии). / Г.В. Богомолов, Л.И. Матвеева, М.Ф. Козлов. — Минск: Наука и техника, 1980. — 142 с.
6. Валяшко М.Г. Происхождение подземных рассолов / М.Г. Валяшко, А.И. Поливанова, И.К. Жеребцова // Геохимия природных вод: Тр. Второго междунар. симпоз. Ростов-на-Дону / Под ред. А.М. Никанорова, М.Г. Валяшко. — Ростов н/Д, 1982. — С. 271–283.
7. Валяшко М.Г. Пути формирования рассолов и их перемещение в осадочной толще / М.Г. Валяшко, А.И. Поливанова // Тр. Науч.-техн. совещ. по гидрогеологии и инж. геологии. — 1968. — Вып. 2. — С. 177–188.
8. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Методы изучения водообмена / В.М. Шестопалов, Н.И. Дробноход, В.И. Лялько и др. — Киев: Наук. думка, 1988. — 272 с.
9. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины / С.М. Корневский,

- В.П. Бобров, К.С. Супрунюк, Д.П. Хрущов — М.: Недра, 1968. — 238 с.
10. Годовиков А.А. Минералогия. / А.А. Годовиков. — 2-е изд., перераб. и доп. — М.: Недра, 1983. — 647 с.
 11. Голубев В.С. Гетерогенные процессы геохимической миграции / В.С. Голубев., А.А. Гарибянц. — М.: Недра, 1968. — 192 с.
 12. Григорчук К.Г. Динаміка катагенезу порід осадових комплексів нафтогазоносних басейнів: автореф. дис. ... д-ра геол. наук: 04.00.21 / Григорчук Костянтин Григорович; Нац. акад. наук України, Ін-т геології і геохімії горючих копалин. — Львів, 2012. — 40 с.
 13. Иванов А.А. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования, методы поисков и разведки месторождений минеральных солей) / Иванов А.А., Воронова М.Л. — М., 1972. — 328 с.
 14. Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях / Г.В. Карпова. — М.: Недра, 1972. — 174 с.
 15. Китык В.И. Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины / Китык В.И. — Киев: Наук. думка, 1970. — 203 с.
 16. Ковалевич В.М. Химический состав рапы нижнепермских солеродных бассейнов Восточно-Европейского региона / Ковалевич В.М., Московский Г.А., Копнин В.И. // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. — М.: Наука, 1985. — С. 203–211.
 17. Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере Юга Советского Союза) / В.В. Колодий. — Киев.: Наук. думка, 1983. — 248 с.
 18. Крайнов С.Р. Гидрогеохимия / С.Р. Крайнов, В.М. Швец / Учебник. — М.: Недра, 1992. — 463 с.
 19. Кудельський А.В., Шиманович В.М., Махнач А.А. Структура подземних рассолов і процеси накоплення хімічних елементів // Геологія і геохімія соленосних формацій України. — Київ: Наук. Думка, 1977. — С. 112–121.
 20. Лукин А.Е. Литогеодинамические факторы нефтегазо-накопления в авлакогенных бассейнах / А.Е. Лукин. — Киев: Наук. думка, 1997. — 224 с.
 21. Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба / А.А. Махнач — Минск: Наука и техника, 1980. — 200 с.
 22. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза / А.А. Махнач; Учеб. пособие. — Минск: Изд-во БГУ, 2000. — 255 с.
 23. Перельман А.И. Геохимия / А.И. Перельман. — М.: Высш. шк., 1989. — 528 с.
 24. Пиннекер Е.В. Основные гипотезы формирования состава концентрированных рассолов / Е.В. Пиннекер // Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. — Новосибирск: Наука, 1982. — С. 202–205.
 25. Порошин В.Д. О катагенетических преобразованиях пород подсолевой толщи (триас Алжирской Сахары) / В.Д. Порошин // Литология и полез. ископаемые. — 1997. — №2. — С. 212–216.
 26. Посохов Е.В. Общая гидрогеохимия / Е.В. Посохов — Л.: Недра. 1975. — 208 с.
 27. Самарина В.С. Гидрогеохимия / В.С. Самарина; Учеб. пособие. — Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. — 360 с.
 28. Смирнов С.И. Происхождение солёности подземных вод седиментационных бассейнов / С.И. Смирнов. — М.: Недра. 1971. — 216 с.
 29. Сонненфельд П. Рассолы и эвапориты / П. Сонненфельд. — М.: Мир, 1988. — 480 с.
 30. Стадніченко С.М. Літологічні особливості порід галогенної та теригенної формацій нижньої пермі південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини / С.М. Стадніченко // Зб. наук. пр. ІГН НАН України. — 2011. — Вип. 4. — С. 150–158.
 31. Стадніченко С.М. Особливості катагенезу в осадових басейнах, що містять галогенні формації / С.М. Стадніченко // Зб. наук. пр. ІГН НАН України. — 2010. — Вип. 3. — С. 112–121.
 32. Сухоробрый А.А. Поровые растворы слабопроницаемых пород платформенных артезианских бассейнов Украины: дис. ... док. геол. наук: 04.00.06 — гидрогеология / Сухоробрый Арнольд Алексеевич. — К., 1998. — 434 с.
 33. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Сообщ. 1. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез / В.Н. Холодов // Литология и полез. ископаемые. — 1982. — №3. — С. 3–22.
 34. Хрущев Д.П. О некоторых особенностях металлогении солянокупольных регионов / Д.П. Хрущев // Осадочные породы и руды: Материалы науч. совещ. — Киев: Наук. думка, 1978. — С. 273–282.
 35. Хрущев Д.П. Рудообразование, связанное с некоторыми осадочными и наложенными процессами в соленосных бассейнах / Д.П. Хрущев, С.А. Байбаков, С.А. Галий и др. — Киев, 1979, — С. 1–56.
 36. Швай Л.П. Подземные воды Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью / Л.П. Швай. — М.: Недра, 1973. — 104 с.
 37. Шестопалов В.М. Формування мінеральних вод України / В.М. Шестопалов, Г.М. Негода, Н.П. Моїсєєва. — К.: Наук. думка, 2009. — 312 с.
 38. Шехунова С.Б. Особливості катагенезу порід теригенної червоноколірної (картамиської) формації нижньої пермі (південно-східна частина Дніпровсько-Донецької западини) / С.Б. Шехунова, О.А. Шевченко // Зб. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України. — 2009. — Вип. 2. — С. 170–184.
 39. Япаскурт О.В. Стадиальный анализ осадочного процесса / О.В. Япаскурт // Литология и полез. ископаемые. — №4. — 2008. — С. 364–376.
 40. Gvirtzman H. Paleohydrology of hydrocarbon maturation, migration and accumulation in the Dead Sea Rift / H. Gvirtzman, E. Stanislavsky // Basin Research. — 2000. — Vol. 12. — P. 79–93.
 41. McManus K.M. Diagenetic evidence for massive evaporite dissolution, fluid flow, and mass transfer in the Louisiana Gulf Coast / K.M. McManus, J.S. Hanor // Geology. — 1993. — Vol. 21. — P. 727–730.
 42. Morrow D.W. The gas-bearing Devonian Presqu'ile Dolomite of the Cordova embayment region of British Columbia, Canada: Dolomitization and the stratigraphic template / D.W. Morrow, M. Zhao, L.D. Stasiuk // Bull. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists. — 2002. — Vol. 86. — P. 1609–1638.
 43. Wallace M.W. Origin of dolomitization on the Barbwire terrace, Canning Basin, Western Australia / M.W. Wallace // Sedimentology. — 1990. — Vol. 37. — P. 105–122.
- Інститут геологічних наук НАН України, Київ
E-mail: stadnik_sm@ukr.net