

УДК 549.322:553.632:550.4(470.53)

Дарія Сидор¹, Анатолій Галамай¹, Фанвей Менг²

¹Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060,
galamaytolik@ukr.net

²Нанкінський інститут геології і палеонтології Китайської АН,
mengfanwei2004@hotmail.com

ПІРОТИНОВА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ У ГАЛОГЕННИХ ВІДКЛАДАХ ВЕРХНЬОКАМСЬКОГО РОДОВИЩА КАЛІЙНО-МАГНІЄВИХ СОЛЕЙ (ТЕРМОБАРОГЕОХІМІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ)

Досліджено включення в галіті Верхньокамського родовища калійно-магнієвих солей (Північний Урал), взірці якого відібрано з зони піротинового зруденіння та інших ділянок. Виконано понад 80 визначень температури гомогенізації включень з кристаликами-в'язнями силвіну й карналіту; вивчено склад газів у вторинних багатофазових включеннях у галіті та хімічний склад розсолів цих включень. Зроблено висновок, що піротинове зруденіння не пов'язане з глибинними високотемпературними гідротермальними розсолами. Його формування зумовлене збігом низки чинників: аномально низькою концентрацією сірки в похованих седиментаційних розсолах; карбонатизацією гіпсоангідритів; підвищеним умістом у породах органічної речовини; вивільненням значної кількості заліза під час перекристалізації калійних порід у зонах заміщення/збіднення родовища.

Ключові слова: піротин, галогенні відклади, галіт, включення мінералоутворювального середовища, температура гомогенізації, Верхньокамське родовище калійно-магнієвих солей, Північний Урал.

Вступ. Післяседиментаційні процеси в межах родовищ калійних солей зумовлюють суттєві зміни петрографічного, мінералогічного та хімічного складу соляних відкладів. На Верхньокамському родовищі калійно-магнієвих солей (Верхньокамський солоний басейн, Північний Урал) значно поширені процеси галітизації силвінітів і карналітових порід, силвінітизації карналітів, піротинізації соляних мінералів і порід. Умови перетворення первинних мінералів та появи накладеної рудної мінералізації в межах родовищ калійних солей досі остаточно не з'ясовано.

Піротинова мінералізація Верхньокамського родовища – явище унікальне, не відоме в інших калійних басейнах світу. Тут зону стратиформної піротинізації в шарі А–Б простежено за простяганням до 2 км. Виявлено рудні тіла з умістом піротину понад 70 % (“ядра зруденіння”) [13] та ділянки розсіяної мінералізації. Піротин представлений гексагональною й моноклінною модифікаціями [12]. Відомо, що гексагональний піротин $Fe_{1-x}S$ формується за порівняно високої температури (350 °С і вище) [19], а моноклінний

Fe_7S_8 – за 80–138 °С [20, 21]. Тому можна припустити, що післяседиментаційне мінералоутворення в соляній товщі відбувалося за досить широкого температурного інтервалу. Проте дослідження А. Бетехтіна [1] засвідчили, що піротин не завжди є високотемпературним мінералом, здебільшого його утворення залежить не стільки від температури, скільки від концентрації йонів сірки в розчинах. За високої концентрації сульфату кристалізується пірит FeS_2 , за зниженої – піротин FeS .

Природу піротинової мінералізації на Верхньокамському родовищі остаточно не з'ясовано. Щоб заповнити цю прогалину, ми виконали термометричні дослідження вторинних багатофазових включень у галіті однієї з піротинових зон та з ділянок за її межами. Крім того, для виявлення особливостей формування соляної товщі вивчено склад газів у вторинних включеннях у галіті та хімічний склад розсолів цих включень.

Геологічна ситуація. Верхньокамське родовище калійно-магнієвих солей приурочене до центральної частини Солікамської западини Передуральського прогину (рис. 1). Соленосні утворення западини належать до кунгурського ярусу P_1 . Калійну зону, яку підстилає товща кам'яної солі потужністю до 400 м, розділено на два горизонти: нижній – сільвінітовий і верхній – сільвініт-карналітовий. Сільвінітовий горизонт має потужність 21 м і представлений чотирма шарами сільвініту (знизу догори): Красний (Кр) III, Кр II, Кр I, А. Сільвініт-карналітова пачка середньої потужності 70 м складена перешаруванням калійно-магнієвих солей та кам'яної солі. У ній виділено дев'ять основних калійно-магнієвих шарів (знизу догори): Б, В, Г, Д, Е, Ж, З, И, К. Вони складені карналітом, строкатим сільвінітом або “змішаними” породами.

Сучасний структурний план родовища зумовлений складчастими структурами (флексурні, поперечного й поздовжнього згину) і розривними порушеннями (регіональні й локальні насуви, горизонтальні зсуви), які сформувалися внаслідок субгоризонтального одностороннього тиску з боку Уралу.

Характеристика взірців і включень у галіті. На Верхньокамському родовищі піротинізації зазнали сільвініти шару А, подекуди ця зона поширюється з шару А в шар Б, а за межами шару Б її вже нема.

Ми досліджували піротинову зону на межі шарів А (смугасти сільвініт) і Б (строкатий сільвініт) у шахтному полі СКПРУ-3 (панель 6, блок 7, камери 16 і 18). Відібрано два взірці з камери 18 (1/Ка, 2/Ка) (рис. 2) і один – з камери 16 (3/Ка). Взірці 1/Ка і 3/Ка представлені гігантокристалічним сільвінітом, забарвленим у темно-бурий колір завдяки піротинізації; фактично це піротинова руда. У породі є гнізда білого сільвіну й прозорого галіту розміром до декількох сантиметрів.

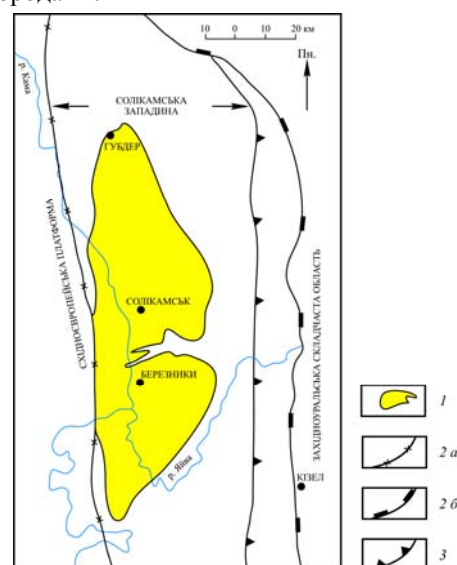


Рис. 1. Схема розташування Верхньокамського родовища [12] (спрощена):

1 – площа поширення калійно-магнієвих солей; 2 – межа Передуральського прогину зі Східноєвропейською платформою (а) та Західноуральською складчастою областю (б); 3 – межа між Внутрішньою і Зовнішньою зонами Передуральського прогину.

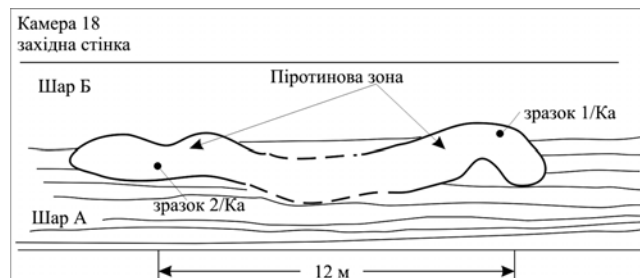
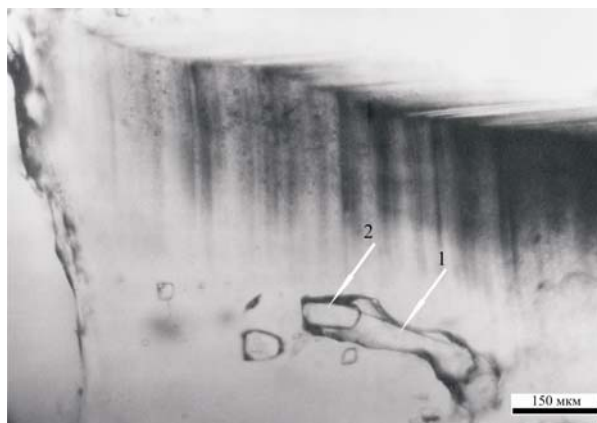


Рис. 2. Схема опробування піротинової зони.

Взірець 2/Ка – це кам'яна сіль, яка збереглася серед піротинової руди. Порода містить седиментаційні релікти і вкраплення червоного сильвіну з незначною домішкою піротину.

У галіті піротинової зони виявлено різноманітні включення: первинні однофазові рідкі у седиментаційних реліктах (2/Ка) та багатофазові вторинні у перекристалізованому галіті всіх відібраних взірців. Вторинні включення порівняно великі (до 1 мм); крім розсолу, вони містять кристалики-в'язні сильвіну чи карналіту (рис. 3), іноді – мікрокраплини вуглеводнів (рис. 4). У дво- і трифазових включеннях кристалик-в'язень представлений головно карналітом, сильвін трапляється зрідка.

Рис. 3. Двофазове вторинне включення на периферії седиментаційного релікту галіту (2/Ка):
1 – розсіл; 2 – кристалик-в'язень карналіту.

З незаміщених шарів поза межами піротинової зони відібрано чотири взірці: 4/Ка (БКЗ-4, виробка 15, шар Кр II) – кам'яна сіль з нижньої незаміщеної частини шару на межі з заміщеною частиною; 5/Ка (БКЗ-4, виробка 15, шар Кр II) – подібна кам'яна сіль з нижньої частини шару в місці розвитку складчастих дислокацій; 6/Ка (БКЗ-4, виробка 15, шар Кр II) – кам'яна сіль з верхньої незаміщеної частини шару; 7/Ка (БКЗ-3, св. 143-Г, гл. 333 м, покрівля водозахисної товщі) – крупнозерниста кам'яна сіль.

У галіті навколорудної зони кристалик-в'язень у рідких вторинних включеннях (4/Ка, 5/Ка, 6/Ка) представлений винятково сильвіном. Мікрокраплинки вуглеводнів наявні в окремих включеннях усіх взірців. Первинні та вторинні включення у галіті взірця 7/Ка однофазові рідкі.

Методи дослідження. Фізико-хімічні умови формування солей ми досліджували ультрамікрохімічним і термометричним методами, що їх розробили О. Петриченко та В. Ковалевич [8, 11].

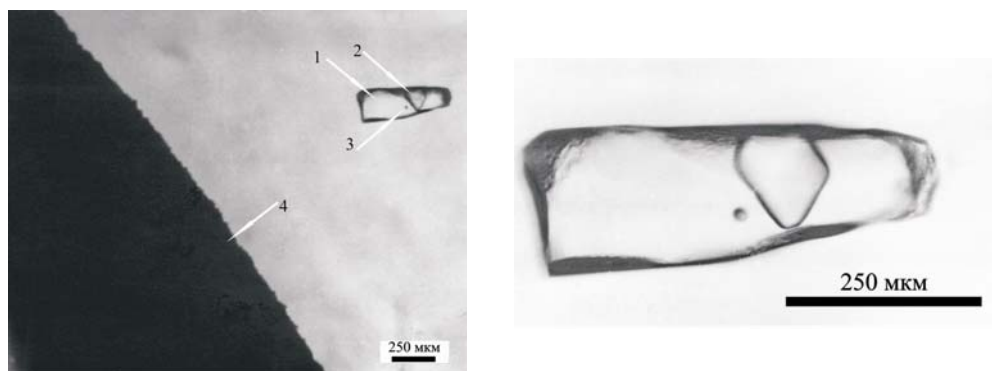


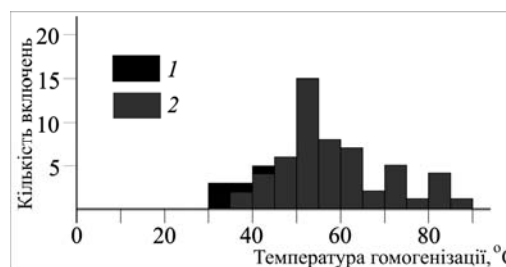
Рис. 4. Трифазове включення в галіті біля піротинової “трубочки” (взірець 1/Ка):
1 – розсіл; 2 – кристалик-в’язень карналіту; 3 – мікрокраплина вуглеводнів; 4 – піротинова “трубочка”.

Склад розчинених газів у рідких включеннях у галіті визначено мас-спектрометричним методом на мас-спектрометрі МХ-1303 (аналітик – О. Яринич, ІГГК НАН України). Аналізи виконано за спеціально розробленою методикою [6].

Вміст елементів-домішок у піротині досліджували лазерним мікроспектральним методом на приладі ЛМА-10 (аналітик – Л. Дручок, ІГГК НАН України).

Отримані результати та їхня інтерпретація. Визначено, що середнє значення температури гомогенізації ($T_{\text{гом}}$) вторинних включень у галіті зони піротинізації становить $55,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ за варіацій від 30 до $88\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 5). Для 60% включень зафіксовано температурний інтервал гомогенізації $45\text{--}65\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Рис. 5. Температура гомогенізації включень ($n = 60$) з кристаликами-в’язнями силвіну (1) і карналіту (2) у перекристалізованому галіті зони піротинової мінералізації.



Гомогенізація включень з кристаликом-в’язнем силвіну відбувалась за нижчої температури ($30\text{--}43\text{ }^{\circ}\text{C}$, середнє значення – $34,6\text{ }^{\circ}\text{C}$), ніж з кристаликом-в’язнем карналіту ($36\text{--}88\text{ }^{\circ}\text{C}$, середнє – $57,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) (табл. 1). Значення $T_{\text{гом}}$ вторинних включень у галіті поза межами піротинової зони (незаміщена зона шару Кр II) близькі до включень у галіті піротинової зони (див. табл. 1), а середні значення близькі між собою незалежно від місця відбирання взірця. Під час попередніх досліджень ми з’ясували [16], що перекристалізація калійної товщі родовища загалом відбувалась за подібних температурних умов ($30\text{--}92\text{ }^{\circ}\text{C}$, середнє – $53\text{ }^{\circ}\text{C}$). Значна варіація значень $T_{\text{гом}}$ включень свідчить про те, що процес перекристалізації солей відбувався в широкому температурному інтервалі.

Мікроскопічне вивчення проб галіту, відібраних для мас-спектрометричного аналізу, засвідчило, що мікровключені гази перебувають у розчиненому стані в розсолах вторинних включень. У всіх пробах у складі газів переважає азот; у меншій кількості наявні CH_4 , CO_2 і H_2 (табл. 2). У пробах з піротинової зони виявлено дещо вищий вміст метану і підвищену газонасиченість (див. табл. 2).

Таблиця 1

Температура гомогенізації вторинних включень у галіті

Номер взірця	Кристалік-в'язень у включеннях	Температура гомогенізації, °С	
		Температурний інтервал (кількість вимірювань)	Середнє значення
Піротинова зона			
1/Ка	Карналіт	40–74 (6)	49,0
2/Ка	Те саме	38–88 (45)	58,0
3/Ка	Сильвін і карналіт	30–60 (9)	40,0
Поза межами піротинової зони			
4/Ка	Сильвін	42–66 (5)	52,8
5/Ка		36–92 (9)	65,1
6/Ка		38–82 (12)	55,6

Таблиця 2

Характеристика газів у вторинних включеннях у галіті

Номер проби	Хімічний склад газів, об. %				Відносна газонасиченість
	CH_4	N_2	CO_2	H_2	
1/Ка	9,9	79,3	3,5	7,3	Середня
2/Ка	13,6	68,2	0	18,3	Значна
3/Ка	11,1	70,4	3,7	14,8	Значна
4/Ка	8,2	73,3	6,4	12,1	Середня
5/Ка	2,2	86,8	0,2	10,8	Незначна
6/Ка	3,5	80,8	9,6	6,1	Середня
7/Ка	5,1	77,0	7,9	10,0	Середня

За хімічним складом розсоли включень у галіті піротинової зони близькі до седиментаційних розсолів родовища [16]. Їм притаманний стабільно високий вміст магнію (табл. 3), що характерно для розсолів карналітової частини калієносною товщі. Саме тому зафіксовано невідповідність складу твердої фази (карналіт) у включеннях у галіті складу вмісних порід (сильвін), що свідчить про формування строкатих сильвінітів завдяки заміщенню карналітових порід.

У розсолах окремих включень у галіті піротинової зони виявлено суттєвий вміст кальцію, а це можливо в разі суттєвої метаморфізації похованих седиментаційних розсолів та їхньої часткової міграції. Зазначимо, що розсоли вторинних включень соленосних товщ відрізняються від седиментаційних значним коливанням вмісту йонів навіть у межах одного взірця [3, 23], тому в табл. 3 наведено не середні значення йонів, а межі їхніх коливань.

Під час мінералого-петрографічних досліджень, що їх раніше виконала Л. Архіпова, визначено структурні особливості піротинових утворень рудної зони. Зокрема, виділено такі морфологічні різновиди піротинової зони, як афанітовий, дрібноагрегатний та ідіоморфно-кристалічний.

Таблиця 3

Хімічний склад розсолів у вторинних включеннях у галіті

Номер взірця	Вміст іонів, г/л			
	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	(SO ₄) ²⁻
1/Ка	26,0–40,0	95,5–105,0	Сліди–2,5	Не виявлено
2/Ка	18,5–21,5	79,5–120,5	Не виявлено	
3/Ка	20,5–36,5	57,5–101,5	Сліди–7,0	
4/Ка	19,0–25,0	85,5–110,0	Сліди	
5/Ка	31,7–41,2	26,0–61,2	Те саме	
6/Ка	45,7–49,1	36,1–76,5	Не виявлено	
7/Ка	2,0–5,6	47,7–61,2	Те саме	

Структурні особливості піротинових утворень, виявлені в прозорих і полірованих шліфах, свідчать про відкладання піротину внаслідок розкristалізації колоїдів (гелів). Крім того, ми відшукали голкоподібні трубчасті піротинові утворення, які спрямовані всередину галітових кристалів, а основою закріплені у піротиновій масі довкола кристалів, а також “трубочки” піротину, розташовані паралельно до діагоналі куба (рис. 6). Паралельне розташування трубочок зумовлене анізотропним характером заміщення в галіті, оскільки ці закономірно орієнтовані напрями найбільш проникні для рудоносних розчинів. У поперечному перерізі трубочки мають шарувату будову.

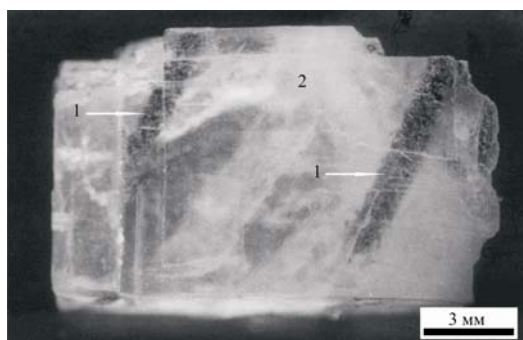


Рис. 6. Трубчасті утворення піротину (1) у кристалі галіту (2), орієнтовані вздовж діагоналі куба (взірець 1/ Ка).

За особливостями розташування піротинових утворень у вмісних соляних мінералах та характером виділень піротину сульфідні рудопрояви в галогенних відкладах трактовано як продукт розкristалізації гелю, розчиненого в мінералізованих похованих седиментаційних розсолах. Про відсутність зв'язку цієї мінералізації з глибинними розломами свідчать дані лазерного мікроспектрального аналізу: вміст більшості елементів-домішок у піротині рудної зони (Ni, Co, Ti, Mn, Pb, Zn, Ag, Sn, As) нижчий від чутливості аналізу, вміст Cu – сліди.

Обговорення результатів. Оскільки ми з'ясували, що піротинове зруденіння на Верхньокамському родовищі калійно-магнієвих солей не пов'язане з глибинними гідротермальними розсолами, то постає питання щодо джерел сірки й заліза для утворення піротину.

Виявлено [4], що на родовищі поза зонами заміщення/збіднення (3/3) червоне й червоно-буре забарвлення сильвіну і карналіту зумовлене наявністю тонкодисперсного

окисного заліза. У разі заміщення сильвіну й карналіту іншими солями (карналітові породи → строкаті сильвініти, червоні сильвініти → кам'яна сіль) червоний пігмент у новоутворених солях зникає [2, 7], що зафіксовано на багатьох калійних родовищах [5, 22]. Це зумовлено очищувальною перекристалізацією калійних мінералів. Окисне залізо з них вивільняється й переміщується у глинисті та галопелітові прошарки, тому сіре забарвлення глинистого матеріалу змінюється на червоне й коричневе в зонах 3/3 та у відкладах, які перекривають заміщені калійні породи. Зафіксовано також “почервоніння” порід, які перекривають зони 3/3 [18], однак таке явище на родовищі виняткове. Еволюцію заліза на післяседиментаційній стадії в соленосних відкладах Верхньокамського родовища детально простежено у шарі Кр II [9, 10, 14, 15]: концентрація на периферії зерен → концентрація в тріщинах і міжзернових порожнинах → винесення й превідкладення → піротинізація порід.

Оскільки поховані седиментаційні розсоли взагалі не містять SO_4^{2-} або містять його в незначній кількості, то можливим джерелом відновних форм сірки для появи піротину були гіпсоангідритові породи. Під час їхньої карбонатизації під дією органічної речовини відбувались редукція сульфат-іона та утворення сірководню. Подальша взаємодія сірководню з оксидами заліза приводила до формування сульфідів [17].

Отже, поширення унікальної низькотемпературної піротинової мінералізації в галогенних відкладах Верхньокамського родовища зумовлене збігом низки таких чинників: аномально низька концентрація сірки в похованих седиментаційних розсолах; карбонатизація гіпсоангідритів; збагаченість порід органічною речовиною; вивільнення значної кількості заліза під час перекристалізації калійних порід у зонах заміщення/збіднення родовища.

Висновки. У перекристалізованому галіті піротинової зони Верхньокамського родовища виявлено багатофазові включення, за якими можна визначати фізико-хімічні параметри мінералоутворювального середовища в процесі формування цієї зони. Виявлено, що середнє значення температури перекристалізації солей у піротинівій зоні становить $55,3\text{ }^\circ\text{C}$ за варіації значень від 30 до $88\text{ }^\circ\text{C}$. Така температура була характерна для післяседиментаційних перетворень у калійних відкладах усього родовища. Склад газів під час формування піротинової зони та перекристалізації калійних солей інших ділянок родовища був ідентичний, проте в піротинівій зоні у включеннях у галіті зафіксовано підвищений вміст метану й більшу газонасиченість. Розчинам вторинних включень у галіті піротинової зони притаманний високий вміст магнію, що характерно для розсолів карналітової частини калієносною товщі. Це підтверджено невідповідністю складу твердої фази (карналіт) у включеннях у галіті складу вмісних порід (сильвін) і свідчить про формування строкатих сильвінітів завдяки заміщенню карналітових порід. У розсолах окремих включень у галіті піротинової зони виявлено значний вміст кальцію, що можливе за суттєвої метаморфізації похованих седиментаційних розсолів та їхньої часткової міграції. На підставі даних про розташування піротинових утворень у вмісних соляних мінералах, їхні структурні особливості та відсутність у піротині елементів-домішок зроблено висновок, що сульфідні рудопрояви в галогенних відкладах є продуктом розкристалізації гелю, розчиненого в мінералізованих похованих седиментаційних розсолах, які циркулювали по субгоризонтальних і субвертикальних тріщинах.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Бетехтин А. Г.* Курс минералогии / А. Г. Бетехтин. – М. : КДУ, 2007. – 721 с.
2. *Вахрамеева В. А.* О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения / В. А. Вахрамеева // Тр. ВНИИГ. – 1954. – Вып. 29. – С. 129–142.
3. *Галамай А. Р.* Фізико-хімічні умови осадження та постседиментаційної перекристалізації баденських солей українського Передкарпаття на ділянці Гринівка (за рідкими включеннями у галіті) / А. Р. Галамай // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2010. – № 2. – С. 64–77.
4. *Дубинина В. Н.* К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения / В. Н. Дубинина // Тр. ВНИИГ. – 1954. – Вып. 29. – С. 3–128.
5. Изменение окраски галопелитов в зонах замещения, связанных с тектоническими нарушениями Старобинского месторождения // Калийная промышленность : реферативный сб. – М. : НИИТЭХИМ, 1977. – Вып. 4. – С. 6–8.
6. *Калюжный В. А.* Состав газа флюидных включений и вопросы обнаружения водорода в них / В. А. Калюжный, И. М. Сворень, Э. Л. Платонова // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 219, № 4. – С. 973–975.
7. *Киселева О. В.* Расчленение соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения в зонах гипергенеза / О. В. Киселева // Сов. геология. – 1987. – № 8. – С. 87–90.
8. *Ковалевич В. М.* Физико-химические условия формирования солей Стебникского калийного месторождения / В. М. Ковалевич. – Киев : Наук. думка, 1978. – 100 с.
9. *Павленский А. Н.* Зоны разубоживания промышленных пластов калийных пород Верхнекамского месторождения: их природа и связь с сильвинитизацией карналлитов / А. Н. Павленский, М. С. Рогова // Тектоника, минералообразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей. – СПб. : ВНИИГ, 1992. – С. 99–115.
10. *Павленский А. Н.* О парагенетической связи процессов разубоживания калийно-магниевого солей и сильвинитизации карналлитов на Верхнекамском месторождении / А. Н. Павленский, М. С. Рогова // 5 Междунар. Всерос. солевое совещ. : тез. докл. – СПб. : РАН, 1994. – С. 91.
11. *Петриченко О. Й.* Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід / О. Й. Петриченко. – К. : Наук. думка, 1973. – 91 с.
12. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей / [под ред. Н. М. Джиноридзе]. – СПб. ; Соликамск : ОГУП Соликамск типография, 2000. – 400 с.
13. Природа пирротиновой минерализации в сильвинитах пласта АБ Верхнекамского месторождения калийных солей / Н. М. Джиноридзе, В. М. Ковалевич, Ю. В. Мынка и др. // 5 Междунар. Всерос. солевое совещ. : тез. докл. – СПб. : РАН, 1994. – С. 41.
14. *Протопопов А. Л.* Некоторые особенности постседиментационных преобразований калиеносных пород (на примере Верхнекамского и Старобинского месторождений) / А. Л. Протопопов, Е. В. Петров // Основные проблемы соленакопления. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 59–72.
15. *Протопопов А. Л.* О двух путях образования гипергенных сильвинитов на Верхнекамском месторождении калийных солей / А. Л. Протопопов, М. С. Рогова,

- Н. М. Джиноридзе // 5 Междунар. Всерос. солевое совещ. : тез. докл. – СПб. : РАН, 1994. – С. 109.
16. Сидор Д. В. Фізико-хімічні умови формування покладів калійних солей пермських галогенних відкладів Східноєвропейської платформи (на прикладі Верхньокамського родовища) : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / Дарія Василівна Сидор. – Львів, 2002. – 19 с.
 17. Сребродольский Б. И. Стадии метасоматического преобразования гипсо-ангидритов / Б. И. Сребродольский // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 232, № 2. – С. 440–442.
 18. Филипов С. А. Зоны замещения в продуктивных пластах Верхнекамского месторождения / С. А. Филипов, Р. П. Наймушина // Сов. геология. – 1988. – № 9. – С. 21–27.
 19. Хэтч Ф. Петрография магматических пород / Ф. Хэтч, А. Уэллс, М. Уэллс. – М. : Мир, 1975. – 511 с.
 20. Якубовская Н. Ю. Пирротин / Н. Ю. Якубовская // Горная энциклопедия. – М. : Сов. энциклопедия, 1989. – Т. 4. – С. 103.
 21. Die mineralischen Eisensulfide / E. T. Allen, J. L. Crenshaw, John Johnston, Esper S. Larsen // Zeitschrift für anorganische Chemie. – 1912. – Bd. 76, Nr. 1. – S. 201–273.
 22. Linn K. O. Barren halite zones in potash deposits at Carlsbad, New Mexico / K. O. Linn, S. S. Adams // Second Symp. on Salt. – 1966. – Vol. 1. – P. 59–69.
 23. Ordovician seawater composition: evidence from fluid inclusions in halite / Fanwei Meng, Yongsheng Zhang, Anatoliy R. Galamay et al. // Geological Quarterly. – 2018. – Vol. 62, N 2. – P. 344–352.

*Стаття: надійшла до редакції 05.10.2018
прийнята до друку 21.12.2018*

Dariia Sydor¹, Anatolii Halamai¹, Fanwei Meng²

¹*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU,
3a, Naukova St., Lviv, Ukraine, 79060,
galamaytolik@ukr.net*

²*Nanjing Institute of Geology and Paleontology of the Chinese Academy of Sciences,
39, East Beijing Road, Nanjing, China, 210008,
mengfanwei2004@hotmail.com*

PYRRHOTITE MINERALIZATION IN HALOGENIC ROCKS OF THE VERKHNIOKAMSKE POTASSIUM-MAGNESIUM SALTS DEPOSIT (THERMOBARGEOCHEMICAL RESEARCHES)

Pyrrhotite mineralization of Verkhniokamske potassium-magnesium salts deposit is unique, not known in other potassium deposits of the world.

The zone of stratiform pyrrhotitization is traced along the strike of up to 2 km. The ore bodies with contents of pyrrhotite more than 70 % (“ore core”) and areas of scattered mineralization are revealed. Pyrrhotite is represented by hexagonal and monoclinic modifications.

In the recrystallized halite of the pyrrhotite zone, multiphase inclusions have been identified, which can determine the physical and chemical parameters of the mineral-forming medium during the formation of this zone. It was found that the average value of the temperature of salts re-

crystallization in the pyrrhotite zone is 55.3 °C at a variation of values from 30 to 88 °C. Such temperature was typical for post-sedimentation transformations in potassium rocks of the entire deposit. The composition of gases during the pyrrhotite zone formation and other potassium salts recrystallization was identical, but in the pyrrhotite zone, high content of methane and higher gas saturation in the inclusion of halite were recorded.

Solutions of secondary inclusions in the halite from the pyrrhotite zone are characterized by a high content of magnesium, which is typical for brines of the carnallite part of the potassium strata. This is confirmed by the discrepancy of the solid phase composition (carnallite) in the inclusions in halite and the composition of the host rocks (sylvite), and indicates the formation of motley sylvinites due to the replacement of carnallite rocks.

Significant calcium content has been found in the brines of certain inclusions in halite of the pyrrhotite zone, which is possible due to the significant metamorphization of buried sedimentation brines and their partial migration.

Based on the data on the location of pyrrhotite formations in the host salt minerals, their structural features and the absence of admixture elements in pyrrhotite, we concluded that the sulphide ore manifestations in the halogen deposits are the product of gel recrystallization; this gel was dissolved in mineralized buried sedimentation brines that circulated through sub-horizontal and sub-vertical joints.

Key words: pyrrhotite, halogenic deposits, halite, inclusions of mineral-forming medium, temperature of homogenization, Verkhniokamske deposit of potassium-magnesium salts, North Urals.