РОЗДІЛ 4
ЛІТОЛОГІЧНА МОДЕЛЬ НИЖНЬОПЕРМСЬКОЇ СОЛЕНОСНОЇ ФОРМАЦІЇ ДДЗ

Пермський етап соленакопичення був один з найбільших в історії Землі. В цей період соленосні відклади накопичувались в дуже великих соленосних басейнах, таких як Східно-Європейський (Дніпровсько-Прип'ятський, Прикаспійський, Верхньокамський), Центрально-Європейський і Мідконтинента в Північній Америці. Пермські соленосні відклади формувались і в ряді інших басейнів – Супай та Північно-Мексиканський в північній Америці, Андський і Амазонський в Південній Америці (рис.4.1).

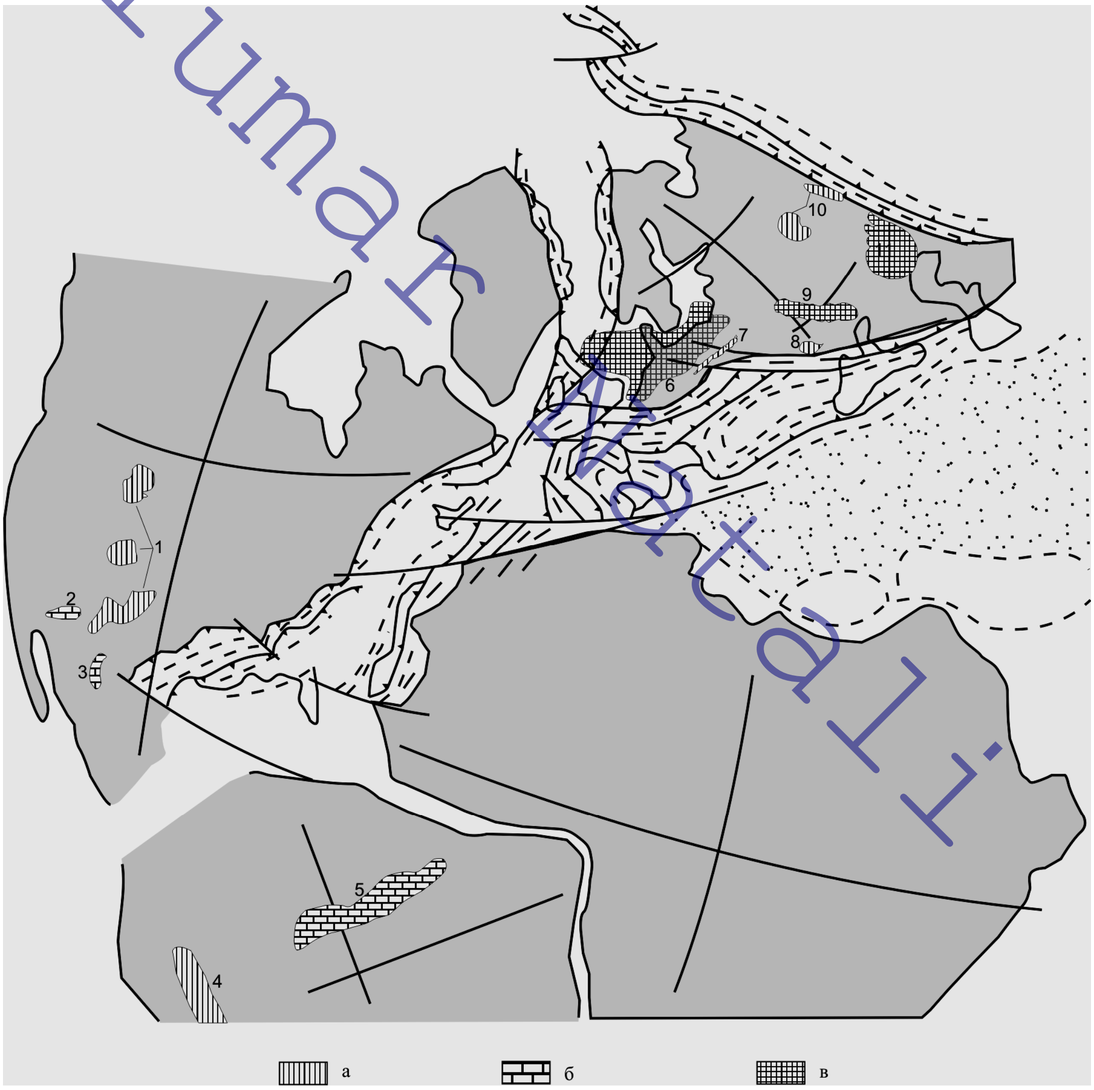


Рис. 4.1 Схема розташування пермських соленосних та калієносних формацій: а – соленосні (галітові) (1 – Мідконтинентальні; 4 – Андський; 7 – Альпійський; 8 – Мізийський; 10 – Східно-Європейський); б – калієносні

Shumar Natali

(хлоридно-калієві) (2 – Супай; 3 – Північно-Мексиканський); в - сульфатно-калієві (5 – Амазонський; 6 - Центрально-Європейський; 9 – Дніпровсько-Прип'ятський; 11 – Прикаспійський) (за матеріалами Жаркова М.А., Warren K. John. та ін.)

4.1 Аналіз моделі поширення та потужності нижньопермської соленосної формації ДДз

Нижньопермська соленосна формація, до якої відноситься хемогенна частина розрізу пермі, поширена на більшості території ДДз. За відносним вмістом соляних та несоляних порід в розрізі формація поділяється на дві субформації: ***соленосну*** (*микитівська і слов'янська світи*) і ***калієносно-магнієносну*** (*краматорська світа*). Калієносно-магнієносна субформація вперше виділена М.Л. Левенштейном (1961, 1977), С.М. Кореневським (1968), Д.П. Хрущовим (1968), як калієносна. Дослідження останніх десятиліть показали поширеність бішофітового літокомплексу, що дало змогу перевести її в ранг калієносно-магнієносної [Шехунова С.Б., 2010 та ін.] (рис. 4.2). Соленосну субформацію віднесено до асельського ярусу, а калійно-магнієносну до – сакмарского ярусу нижньої пермі [Кореневский С.М., 1968 та ін.] (рис. 4.2).

Shumar Natali

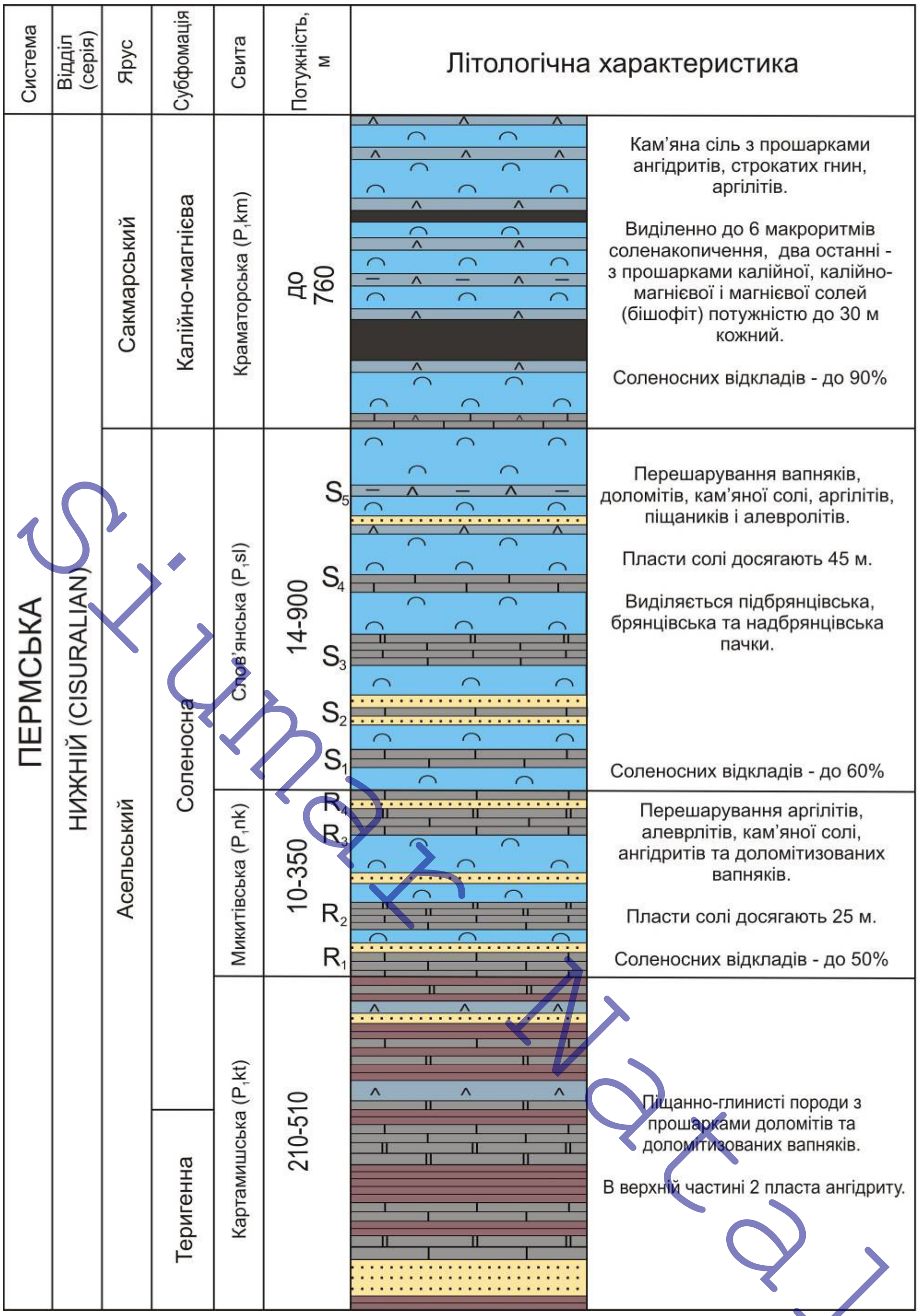


Рис. 4.2 Зведений розріз та схема стратиграфії нижньопермських утворень Дніпровсько-Донецької западини (з використанням даних Бобров В.П., 1974, Кореневський С.М., 1968, Лукін О.Ю., 1988 та ін.)

4.2 Елементи літологічної моделі, літологічні особливості нижньопермської соленосної формації

Основні літокомплекси та літотипи, що розрізняються нами в субформаціях нижньопермської соленосної формації представлено на рис. 4.3. Їх опис наведено у наступних підрозділах роботи. Окремо зупинимося на літокомплексі

перевідкладених утворень верхньодевонської франської соленосної формації (брекчії, конгломерати, конгломератоподібні пісковики), які є внутрішьоформаційними осадовими брекчіями, що сформувалися під час активних фаз галотектокінезу, коли ядра соляних структур проривали осадовий чохол та виходили у пермський осадовий басейн. Тут вони розмивалися та перевідкладалися серед осадових утворень та утворювали наскрізні у віковому відношенні концетричні ореоли навколо відкритих ядер солянокупольних структур. Такі брекчії встановлено та описано в межах Адамівського, Петровського, Єфремівського, Машевського, Рябухінського та ін. піднять [Скачедуб Є.О., 1977; Іванов В.К., 1972; Коган В.Д., 1966; Косигин Ю.А., 1960 та ін.]. Комплекс внутрішньоформаційної (перевідкладеної) брекчії поки не закартований та не виділений на моделі (рис. 4.10). Ці роботи вимагають більш детальних досліджень та плануються в крупніших масштабах.

Stumar Natali

Рис. 4.3 Основні літокомплекси та літотипи субформацій нижньопермської соленосної формації.

Slumar Natali

4.2.1 Літологічні особливості соленосної субформації

4.2.1.1 Відклади микитівської світи

Відклади микитівської світи, що складають нижню частину соленосної субформації залягають на різних частинах розрізу картамишської світи, або на верхньому, а місцями і середньому карбоні. Верхня границя світи відповідає покрівлі торського пласта R_4 – підошві підбрянцівського пласта слов'янської світи S_1 (рис. 4.2).

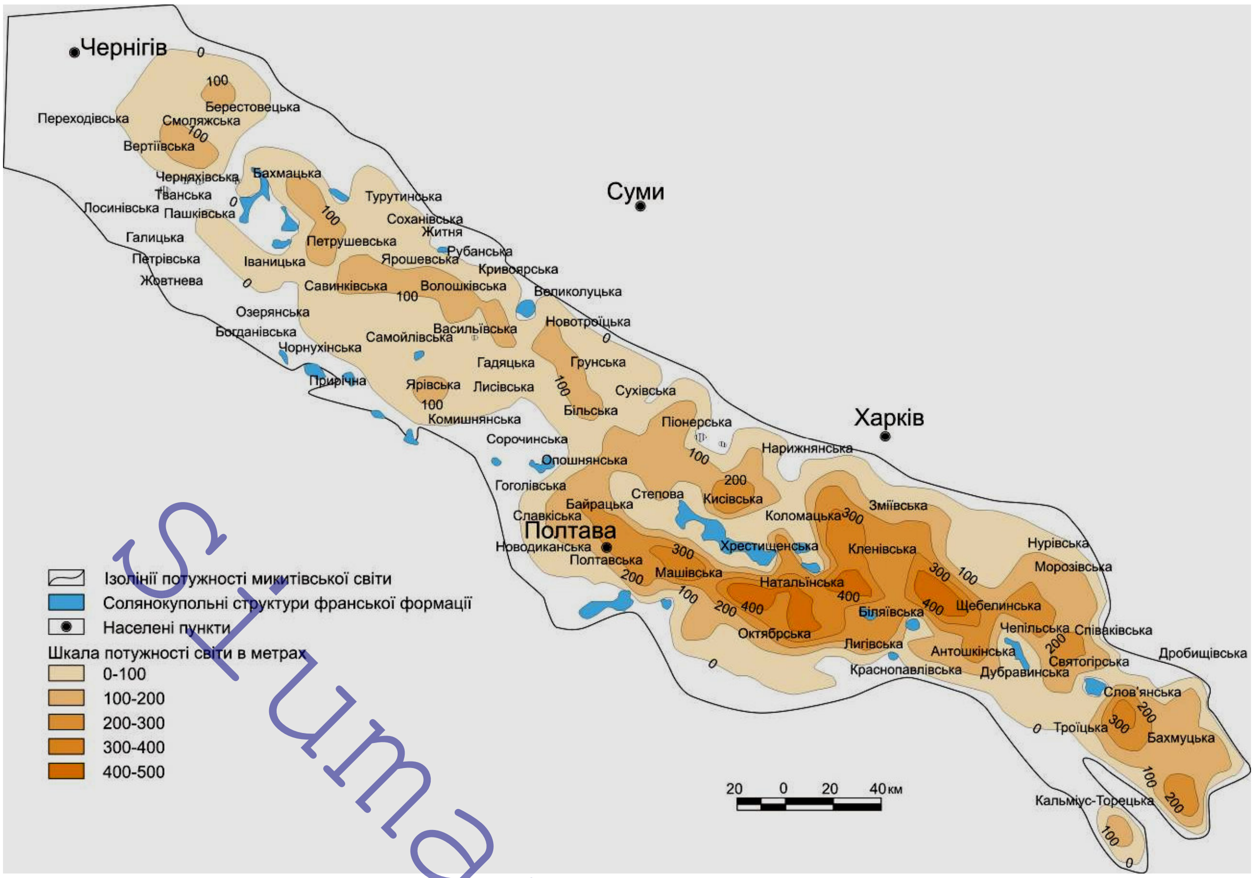


Рис. 4.4 Візуалізація моделі потужності соленосної субформації микитівської світи

Shumar Natali.

Нові площі поширення та структурно-текстурні типи порід

Відклади соленосної микитівської світи в останні роки встановлені в результаті геологорозвідувальних та пошукових робіт, які виконувалися низкою виробничих, державних та приватних компаній, серед яких ДГП«Укргеофізика», “Полтавнафтогазрозвідка”, Чернігівське відділення «УкрДГРІ» та ін. на ряді площ, що враховані при побудові моделі субформації (рис. 4.4) та описані нижче.

<u>Північно-західна частина западини</u>

На Кошелівській структурі микитівська світа відкрита св. 204 на глибині 1792 м та має потужність 126 м. Поділяється на 2 товщі: теригенну (інт. 1867-1918 м) – чергування глин з прошарками алевролітів, піщаників, вапняків; карбонатну (інт. 1792-1867 м) – перешарування вапняків, доломітів і ангідритів з прошарками глин та піщаників.

Вертіївська структура пройдена св. 203, яка відкрила в інтервалі 1831-2009 м розріз микитівської світи. В літологічному відношенні цю частину розрізу можна поділити на 2 товщі: теригенну, яка залягає в інтервалі 1935-2009 м і представлена чергуванням глин з прошарками пісковиків; та карбонатну, в інтервалі 1831-1935 м, яка складена вапняками, доломітами, ангідритами з прошарками глин, алевролітів та кам'яної солі. Кам'яна сіль коричневого та червоно-бурого кольору, колір якої обумовлений домішками глинистого матеріалу; зустрічаються прошарки солі білого кольору.

На Монастирищинській площі (знаходиться в межах Монастирищенсько-Малодівицької западини) микитівські відклади відкриті свердловинами в інтервалі 2230-2280 м та складені глинами, вапняками, доломітами, в нижній частині інтервалу – пісковиками, алевролітами.

Великодівицька площа приурочена до осьової частини Великодівицького підняття. Потужність микитівської світи складає 20-26 м. Представлена вапняково-доломітовою товщею, складеною перешаруванням ангідритів, доломітів, вапняків, кам'яної солі та глин.

На Степнівській площі відклади микитівської світи складені алевролітами, глинами, ангідритами та кам'яною сіллю. Сіль кам'яна сірого кольору, крупнокристалічна. Потужність відкладів становить 260-367 м.

Микитівські відклади Західно-Тростянецької площі представлені перешаруванням ангідритів, вапняків, кам'яної солі і глин. Потужність відкладів становить 76 м.

На Парафіївській та Московській площах відклади микитівської світи складені чергуванням ангідритів, доломітів, вапняків та кам'яної солі. Потужність світи на Парафіївській площі становить 108 м, а на Мошківській – 113 м.

На Іваницькій та Західно-Іваницькій площах микитівські відклади представлені пачками ангідритів, доломітів, вапняків, кам'яної солі та глин. Кам'яна сіль безбарвна, крупнокристалічна, з включеннями червоних глин. Потужність світи складає 34-60 м.

Slumak Natal.I.

На Бахмацькій площі микитівська світа складена ангідритом, доломітом, вапняками та глинами. Потужність становить 20-30 м.

Микитівські відклади Кукшинської площі зустрінуті в інтервалі 1828-1876 м і представлені вапняково-доломітовою товщею з прошарками ангідриту.

Микитівська світа на Плисківській площі розкрита на глибині 2303-2332 м і складені перешаруванням аргілітів, доломітів та вапняків.

На Біловодській площі відклади микитівської світи розкриті на глибині 3338-3451 м і складені чергуванням аргіліто-подібних глин, рожево-сірих ангідритів, доломітів, вапняків і потужних пачок кам’яної солі.

На Блистівській площі відклади микитівської світи представлені чергуванням глин, вапняків, доломітів потужністю 30 м.

Горбівська площа розташована на півночі ДДз. Микитівська світа відмічена на глибині 1725-1770 м та складена чергуванням вапняків, глин, доломітів та пісковиків.

Микитівска світи на Коржівській площі зустрінута на глибинах 2455-2258 м та складена перешаруванням кам’яної солі з ангідритами, доломітами, вапняками та аргілітами.

На Зміївській площі відклади микитівської світи зустрінуті на глибині 2000-2115 м та складені ангідритами, аргілітами, кам’яною сіллю, вапняками та пісковиками.

Відклади микитівської світи Лавриківській площі викриті св. 606 на глибині 2185-2418 м і складені ангідритами, пісковиками, аргілітами, кам’яною сіллю та вапняками.

На Новоподільській площі микитівська світа представлена двома ритмами: святогірським і торським. У нижньому переважають глинисті пласти з малопотужними карбонатними прошарками. В торському переважає кам’яна сіль. Загальна потужність світи коливається в межах 54-68 м.

Микитівські відклади Малодівицької площі залягають в інтервалі 1900-1950 м, потужність коливається в межах 18-51 м. Представлені кам’яною сіллю білого, іноді рожевого кольору з прошарками ангідритів, доломітів, а також галопелітів.

Shumak Natali

На Березовській площі відклади микитівської світи залягають в інтервалі 2504-2591 м (св. 485) і складені перешаруванням ангідритів, доломітів, глин та кам'яної солі.

Відклади микитівської світи Губської площі викриті на глибині 2487-2625 м та представлені кам'яною сіллю напівпрозорою, крупнокристалічною з прошарками ангідритів, доломітів, вапняків та глин.

Микитівська світа на Бараніхінській площі встановлена на глибині 2506-2625 м; має потужність 125-130 м, представлена кам'яною сіллю напівпрозорою, крупнокристалічною з прошарками ангідритів, доломітів, вапняків та глин.

На Західно-Олексинській площі микитівські відклади викриті на глибині 2750-2970 м та складені чергуванням вапняків, доломітів та ангідритів з прошарками кам'яної солі та глин.

На Макарцівській площі микитівські відклади представлені перешаруванням глин, ангідритів, доломітів і пісковиків. Викриті відклади в інтервалі 2350-2470 м.

Микитівська світа Шостаківської площі складена чергуванням кам'яної солі з пластами вапняків, доломітів, глин аргілітоподібних та ангідритів. Потужність світи становить в св. 1-79 м в інт. 2240-2321 м, а в св. 3-77 м в інт. 2163-2240 м.

<u>Південно-східна частина западини</u>

Микитівські відклади Західно-Єфремівської площі вскриті в св. № 1, 3, 25-е, 26-е. Потужність відкладів становить 360-440 м. Представлена перешаруванням алевроліт-глинистих, доломітових порід з кам'яною сіллю та ангідритами.

На Васильківській площі відклади микитівської світи представлені перешаруванням ангідритів, кам'яної солі, вапняків та доломітів. Потужність світи становить 84 м.

Микитівські відклади Натальїнської площі відмічаються в інтервалі 3194-3642 м і складені перешаруванням солей і ангідритів з рідкими прошарками аргілітів, алевролітів та пісковиків. Потужність микитівської світи на даній площі складає 448 м.

Shumar Natali

Потужність микитівських відкладів Південно-Машівської площі (св. 512, 513, 514) складає 57-214 м, представлені перешаруванням доломітів, вапняків, алевролітів та пісковиками.

На Островерхівській площі відклади микитівської світи представлені перешаруванням доломітів та ангідритів з прошарками вапняків. Світа зустрінута на глибині 1817-1858 м.

На Беспалівській площі микитівські відклади представлені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів та аргілітів потужністю 231 м. Зафіксовані на глибині 2784-3015 м.

На Червоногородські площі відклади микитівської світи викриті на глибині 2410-2508 м та представлені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів та вапняків.

Микитівські відклади Липоводолинської площі складені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів та вапняків. Світа викрита на глибині 2348-2546 м.

Відклади микитівської світи Гадячської площі викриті св. 3 на глибині 2459-2523 м і складені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів та вапняків.

На Березовській площі відклади микитівської світи викриті на глибині 2450-2591 м та представлені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів, доломітів та глин.

Відклади микитівської світи Кісовської площі зустрінуті св. 491 на глибині 2677-2815 м. Літологічно світа представлена кам'яною сіллю крупнокристалічною, напівпрозорою з прошарками ангідритів, матово-сірих, масивних, щільних, доломітів сірого кольору та буро-коричневих алевритистих глин.

На Сомовській площі микитівські відклади представлені перешаруванням кам'яної солі, ангідритів, доломітів та строкатих глин та зустрінуті на глибині 3011-3263 м.

Микитівські відклади на Фіалковій площі складені кам'яною сіллю білого та рожевого кольору з прошарками строкатих глин та ангідритів білого кольору. Потужність світи сягає 310 м і відмічається в інтервалі 3838-4148 м.

На Рубанській площі микитівські відклади викриті в межах глибин 1828-1842 м, представлені ангідритами, доломітами і вапняками з прошарками глин.

На Ткаченківській площі відклади микитівської світи викриті св. 654 і складенні переважно кам'яною сіллю з прошарками ангідритів, доломітів та глин. Нами досліджено керн з інтервалів 3827-3834 та 3855-3869 м.

Керн в інтервалі 3827-3834 м представлений кам'яною сіллю слабо забрудненою (вміст н.з. до 1,5 %) забарвленою у різні відтінки оранжевого кольору.

Текстура породи шарувата. Обумовлена присутністю глинисто-карбонатно-ангідритових провестків в кам'яній солі та зміною інтенсивності оранжевого забарвлення породи.

Глинисто-карбонатно-ангідритові проверстки мають міліметрову (до 5 мм) потужність складені мікро-, тонкозернистим ангідритом (50%), карбонатом (кальцит 40%, доломіт 5%), глинистими мінералами (гідрослюда, хлорит), кварцом. Речовина такого ж складу і структури утворює скупчення на міжзернових границях галіту, що обумовлює елементи сітчастої мікротекстури породи.

За інтенсивністю забарвлення в інтервалі виділено два різновиди породи.

Кам'яна сіль яскравого рожево-оранжевого кольору напівпрозора та кам'яна сіль блідо-рожева матово-біла непрозора.

У шліфах видно, що забарвлення породи обумовлене криптокристалічними включеннями гематиту та гетиту, які утворюють чіткі хмароподібні скупчення потужністю до 1 мм, що тяжіють до міжзернових контактів. Для цього різновиду породи характерна сітчаста мікротекстура, утворена "присипкою" зерен ангідриту, кальциту та ін. аутигенних на поверхні зерен галіту. Структура галіту рівномірнозерниста, крупнозерниста. Розмір зерен 4-6 мм; форма – ізометрична. 70 % зерен галіту містять релікти седиментаційної будови – численні кубічні газово-рідинні включення, які утворюють фрагменти "лодочек" або "воронок". Зерна галіту як первинно-зональні так і "чисті" містять численні включення

Stumar Natali

кубічних негативних кристалів, розміром від тисячних, сотих до десятих долей мм з пухирцем газу. Переважна більшість включень в зернах галіту – первинна.

Ангідрит присутній як у вигляді мікро-, тонкозернистих гольчастих та/або призматичних форм, розсіяних в зернах галіту, утворює скупчення та зростки з карбонатами до 1 мм в діаметрі. Розмір окремих кристалів ангідриту від сотих долей до 0,2 мм.

Кам’яна сіль блідо-рожева матово-біла непрозора.

У шліфах порода безбарвна має “пір’ясту” структуру. Прошарки збагачені зональними зернами потужністю до 15 мм перешаровуються з проверстками які мають тільки до 15% зерен зональної будови.

Границі також містять кубічні негативні кристали, заповнені рідиною.

За характером будови породи кам’яну сіль в зазначеному інтервалі віднесено до постдіагенентичної.

Керн в інтервалі 3855-3869 м представлений кам’яною сіллю слабо забрудненою (вміст н.з. до 4,5 %) сірою та забарвленою у різні відтінки оранжевого кольору непрозорою, напівпрозорою.

Текстура породи шарувата субгоризонтальна (перпендикулярно вісі керну). Обумовлена присутністю глинисто-карбонатно-ангідритових прошарків потужністю до 5 мм у кам’яній солі, зміною інтенсивності забарвлення породи та підкреслюється структурними особливостями будови породи. В інтервалі перешаровуються наступні різновиди породи.

Кам’яна сіль забруднена (вміст н.з. до 10 %), сіра непрозора утворює прошарки потужністю до 25 мм, часто здвоєні. Текстура прошарків орієнтована (субперпендикулярно шаруватості) утворена окремими видовженими зернами (к подовженості 1:2:3) на границях яких прослідковується скупчення пелітоморфного та тонкозернистого глинисто-карбонатно-ангідритового матеріалу. Галіт склуватий, крупнозернистий (розмір зерен 4-6 мм).

Кам’яна сіль чиста, ледь бурувата, напівпрозора, крупнозерниста (розмір зерен 5-6 мм), утворює прошарки до 50 мм потужності; зерна галіту з незначним вмістом реліктів первинної будови; ксеноморфні, склуваті.

Shumar Natali.

Порода катагенетичної будови.

Північно-західний Донбас

Микитівська світа Святогірської площі залягає на глибині 1323-1608 м і представлена сіллю з прошарками глин, алевролітів, вапняків та ангідритів, Потужність відкладів у св. 609 складає 285 м.

Микитівська світа підрозділяється на дві пачки: святогірську і торську. Від підстеляючих відкладів картамиської світи святогірська пачка відрізняється підвищеним вмістом карбонатних порід, ангідритів і появою в межах Орчиківської депресії кам’яної солі. Охарактеризована за результатами вивчення тонкошаруватого сірого ангідриту та субгоризонтальношаруватої прозорої кам’яної солі (рис.4.5-4.6).

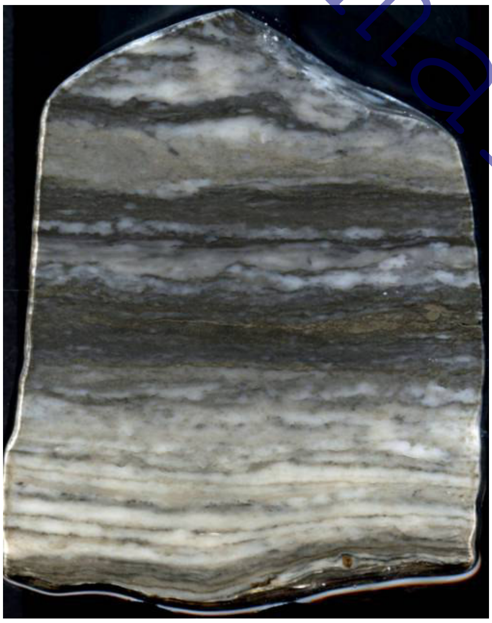


Рис. 4.5 Найтиповіший зразок ангідриту зр. 43/08, ширина зразка 5 см (св. Кобзівська 52).

Текстура породи, що складена шаруватим, дрібнозернистим, майже без градаційності ангідритом, утвореним по гіпсу, тонкошарувата з елементами хвилястої, нодулярної. Потужність окремих шарів 1-4 мм; складені молочно-білим ангідритом з незначною домішкою (2-8 %) глинисто-карбонатного матеріалу, присутність якого і обумовлює забарвлення прошарків у різні відтінки сірого кольору.
В окремих прошарках чистого ангідриту спостерігаються елементи градаційної зміни розміру зерен (кристалів) від 20 до 200 мкм; в інших – елементи нодулярної будови. Текстурні особливості будови породи – невитриманість прошарків, елементи хвилястої і нодулярної будови – свідчать про відносно мілководні умови седиментогенезу та значні діагенетичні і ранньокатагенетичні перетворення породи. Ізотопний склад $^{87}Sr/^{86}Sr$ ангідритів зі святогірського пласта має значення 0,70792 до 0,70924.

Shumar Natali

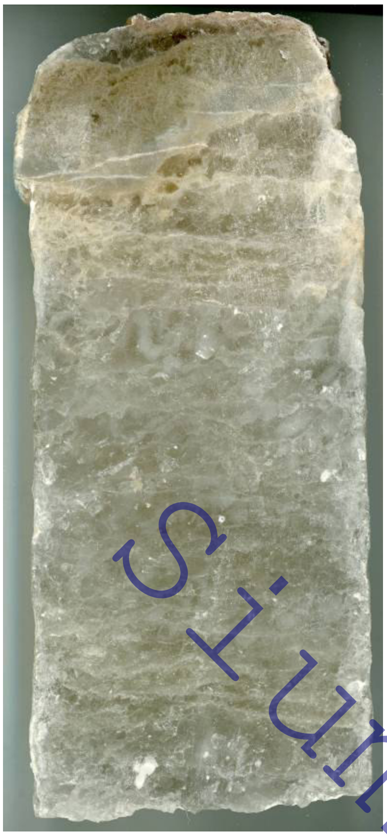


Рис. 4.6 Найтиповіший зразок кам'яної солі зр. 173/11, ширина зразка 5 см (св. Західно-Староверівська 100).

Сіль кам'яна, напівпрозора, білувато-матова зі смугами, що мають сірий і рожевий відтінки, структура гіганто- і крупнокристалічна. Текстура субгоризонтальношарувата, підкреслюється смугами із сірим і рожевим відтінками і розгалуженими прошарками (товщиною до 3 см) ангідриту, які мають нечіткі межі.

Siumar Natali

Торська пачка представлена хемогенним типом розрізу від вапняку R_1 до вапняку S_1 (рис. 4.2) та охарактеризована за результатами досліджень різних типів кам'яної солі та її н.з., а також ангідриту (рис. 4.7-4.9).

Рис. 4.7 Найтиповіший зразок кам'яної солі слабо забрудненої зр. 3/08, ширина зразка 5см (св. Кобзівська 50)

Неясношарувата кам'яна сіль червоноколірна, слабо забруднена теригенно-сульфатною речовиною (вміст н.з. – до 3 %). Особливістю цього літотипу є майже безладне розташування червоноколірної теригенно-сульфатної речовини на верхніх границях субідіоморфних безбарвних прозорих, рідше матових зерен / кристалів галіту, сітчастої, вузлуватої мікротекстури, які на окремих

ділянках породи утворюють елементи різнозернистих (від дрібно- до вельми крупнозернистої); структура неорієнтована і склоподібна (70-90 %), седиментаційна («пір'ясті» фрагменти, 10-30 %) мікроструктура галіту. Вміст Br^{-} в кам'яній солі: - 60-180 ppm. Седиментаційні умови були відносно глибоководними та характеризувалися слабкою хвильовою гідродинамікою.

Рис. 4.8 Найтиповіший зразок кам'яної солі з глинисто-ангідритовим прошарком зр. 4/00, ширина зразка 5 см (св. Новоподільська 2).

Шарувата кам'яна сіль з прошарками сіроколірних сульфатних порід. Кам'яна сіль шаруватої текстури, обумовленої як зміною речовинного складу (присутність білих невитриманих хвилястих прошарків сульфатної і карбонатно-сульфатної речовини потужністю до 5 мм), так і структурними особливостями галіту. Галіт середньо-, крупнозернистий, дуже крупнозернистий (розмір зерен від 2 до 6 мм), гіпідіоморфний, безбарвний, напівпрозорий, непрозорий утворює прошарки потужністю до 2 см; містить прошарки (потужністю до 3 см) галіту крупнозернистого зі слабовираженою орієнтованою мікротекстурою. Мікроструктура зерен галіту склоподібна, пойкілітова, надзвичайно рідко з елементами седиментаційної. Вміст Br^{-} в зернах галіту – 70 ppm. Порода належить до утворень відносно глибоководних.

Siumak Natalii

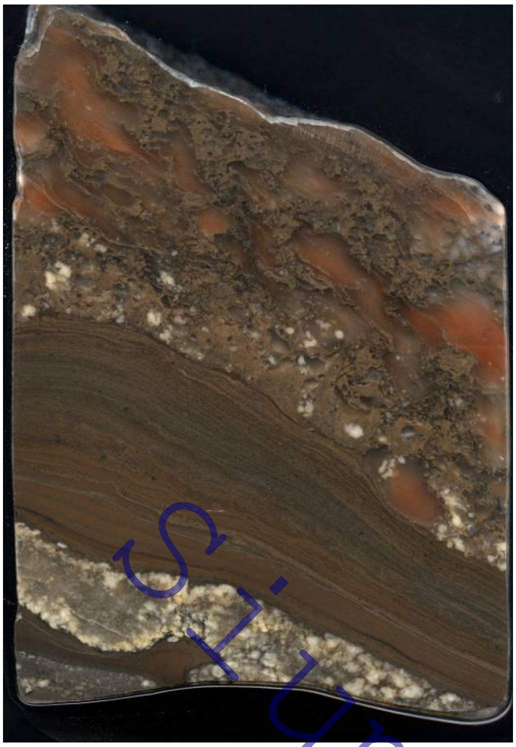


Рис. 4.9 Найтиповіший зразок ангідриту зр. 101/08, ширина зразка 5 см (Ланівська-305, №1/2).

Шаруватий ангідрит з домішками карбонатно-теригенної речовини та ентеролітовими утвореннями, сіроколірний. Особливістю цього літотипу є присутність 3 типових текстурних елементів породи: нодулярного (або як його ще називають мозаїчного, флазерного, типу «chicken wire» (дрібнокомірчастої сітки)) ангідриту, ангідриту з тонкою невитриманою хвилеподібною верствуватістю, що обумовлена нерівномірним розподілом карбонатної та у меншій мірі теригенної речовини та ентеролітових утворень.

Формування породи з зазначеними текстурами відбувалося за умов зміни тимчасової пересихаючої водойми мілководною.

Літокомплекси соленосної формації: теригенно-карбонатно-сульфатний та карбонатно-сульфатно-галітовий

Виділено наступні літокомплекси соленосної субформації (микитівська світа) (рис. 4.10): теригенно-карбонатно-сульфатний та карбонатно-сульфатно-галітовий.

<u>Теригенно-карбонатно-сульфатний літокомплекс микитівської світи</u> простежується у вигляді порівняно вузьких прибортових (від 1-5 до 8-10 км) зон ДДз. Розріз характеризується двочленною будовою з нижньою карбонатною-теригенною та основною за потужністю верхньою ангідритовою пачками. Загальна потужність розрізів становить 80-110 м (в т.ч. ангідритових пачок - 50-80 м).

Siumar Natali

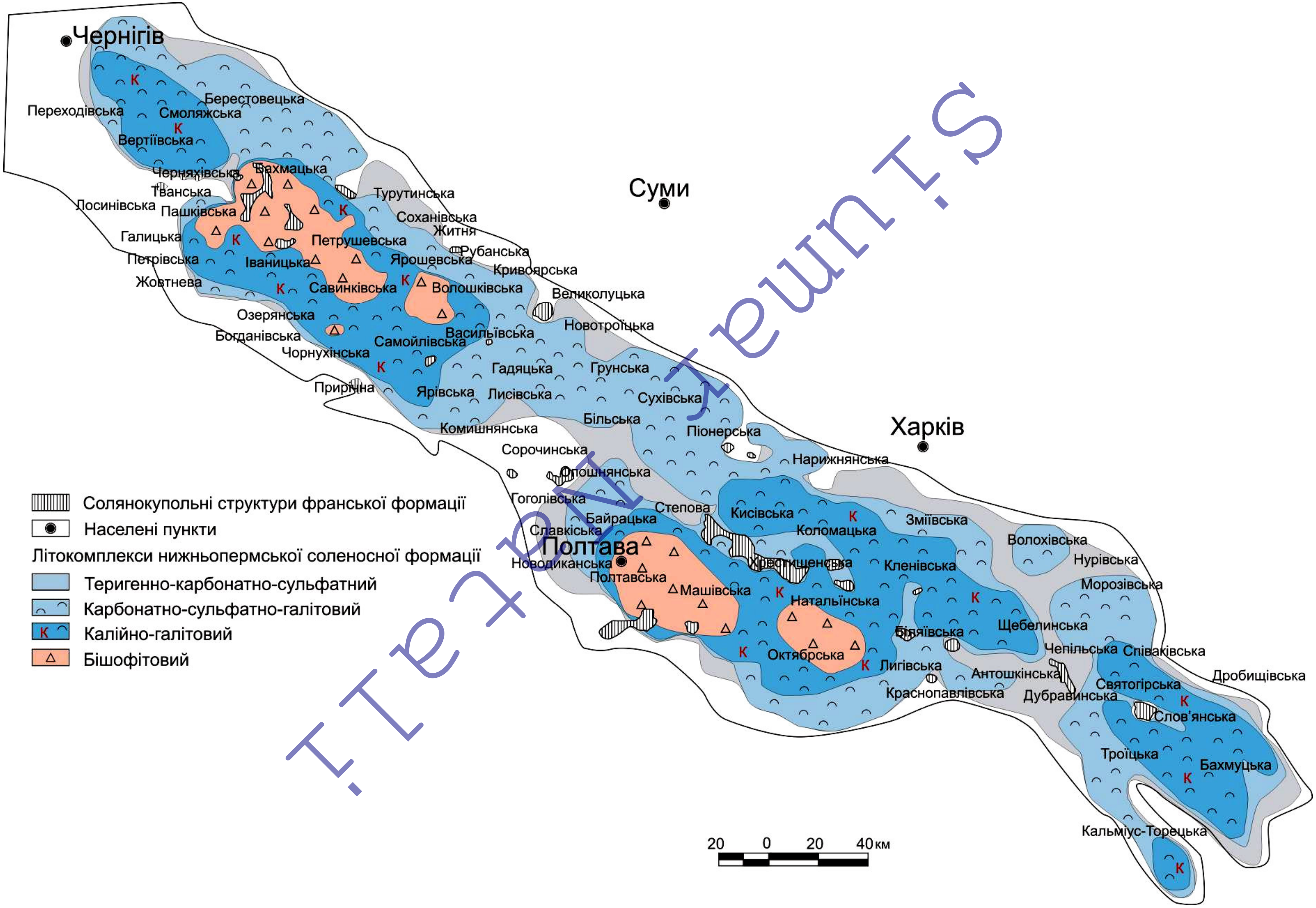


Рис. 4.10 Візуалізація цифрової літофаціальної карти нижньопермської соленосної формації.

Siumar Natali

В межах даного літокомплексу виділяються наступні літотипи порід:

- карбонатно-теригенний (встановлено (типові дослідженні розрізи в св. Горбівська 208, Черняхівська 235, Тарасівська 347, Монастирищенська 302, Ярівська 2, Лакизінська 7, Південно-Машівська 514);
- сульфатно-карбонатно-теригенний (типові дослідженні розрізи св. Кукшинська 1, Петрушівська 5, Тростянецька 2, Янтарна 387).

Карбонатно-сульфатно-галітовий літокомплекс микитівської світи розкритий у центральних частинах Сребненської та Орчиківської нижньопермських депресій (Кошелівська, Монастирищенська, Сребненська, Полтавська, Машівська, Ткаченківська, Кобзівська та ін. структур). Характеризується перешаруванням темних мікрозернистих вапняків, аргілітів, ангідритів з пачками кам'яної солі потужністю від 90 до 170 м [Кореневский С.М. та ін., 1968]. В межах даного літокомплексу виділяються наступні літотипи:

- сульфатно-галітовий – сіль складає 40-60% розрізу (типові досліджені розрізи св. Волвенківська 3, Безпалівська 671, Черпаківська 647, Кисівська 1, Кобзівська 50, Бирюківська 653, Натальїнська 632);
- галіто-сульфатно-карбонатний (типові досліджені розрізи св. Родниківська 384, Сотниківська 499, Волошківська 314, писаренківська 1, Липоводолинська 453, Фіалкова 585).

4.2.1.2 Відклади слов'янської світи

Відклади слов'янської світи, що складають верхню частину соленосної субформації розвинені ширше, ніж микитівської (рис. 4.11). Нижня границя: покрівля торського пласта микитівської світи – підошва карбонатного горизонту S_1; верхня: покрівля красносільського пласта – підошва бельбасівського горизонту T_1 (рис. 4.2). На південній окраїні Орчиківської депресії слов'янські відклади залягають на розмитій поверхні верхнього, а місцями середнього карбону.

Shumak Natali

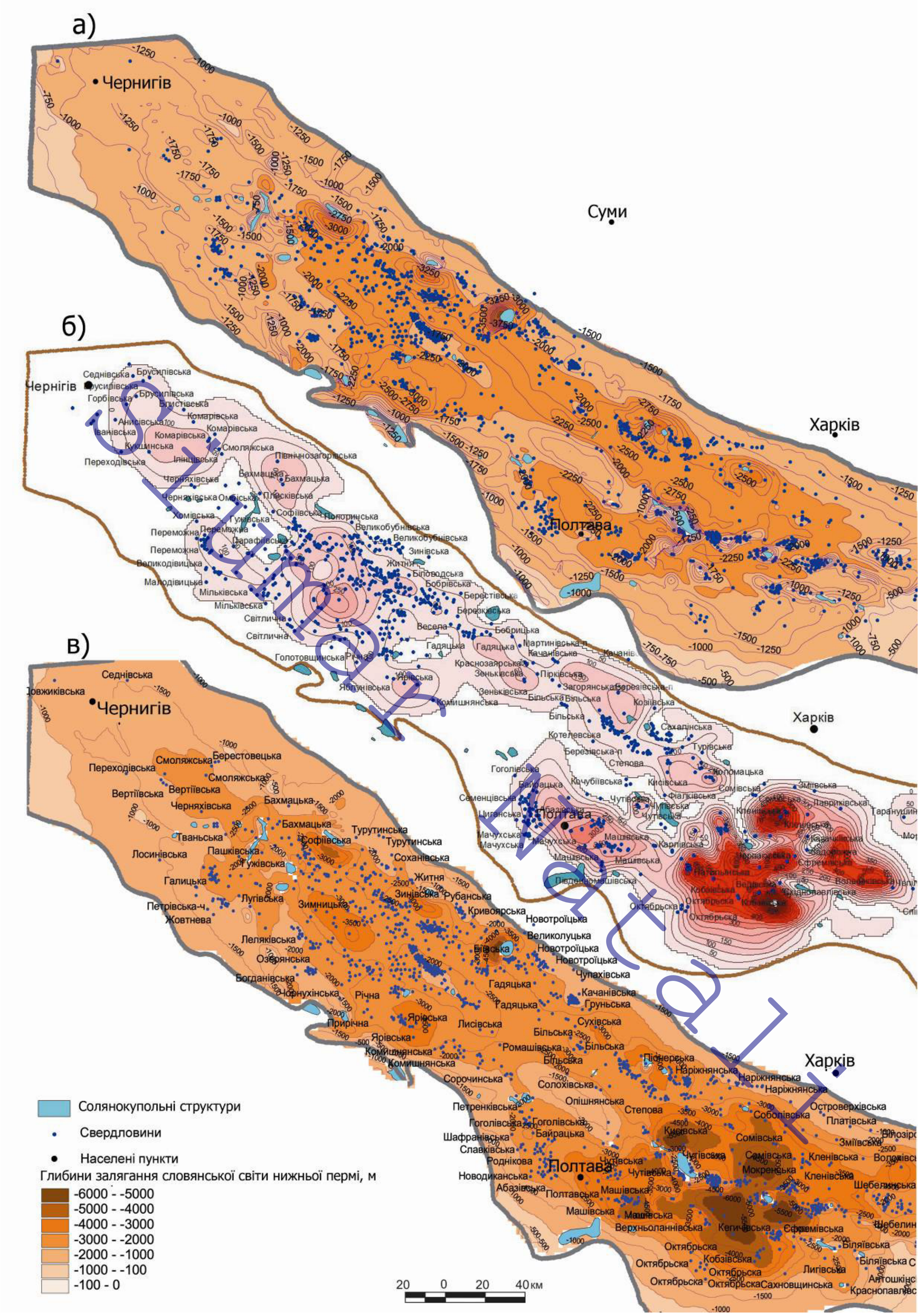


Рис. 4.11 Візуалізація цифрової карти слов'янської світи нижньопермської соленосної формації ДДз: покрівля (а), потужність (б), підошва (в) утворень.

Площі поширення та структурно-текстурні типи порід.

Відклади соленосної слов'янської світи в останні роки встановлені в результаті геологорозвідувальних та пошукових робіт, які виконувалися низкою виробничих, державних та приватних компаній, серед яких ДГП«Укргеофізика», "Полтавнафтогазрозвідка", Чернігівське відділення «УкрДГРІ» та ін., та враховані при побудові моделі субформації (рис. 4.11) та описані нижче.

Північно-західна частина западини

Шостаківська площа (св. 1, 3) розміщена на південно-східному схилі Сребненської дипресіії північно-західної частини ДДз. Слов'янська світа представлена чергуванням пластів вапняків, доломітів, ангідритів з прошарками кам'яної солі білого та світло-сірого кольорів з прошарками глин аргілітоподібних, потужність, у середньому, 100-110 м. Глибина залягання світи 2140-2240 м (св. 1), 2060-2163 м (св. 3).

Довгалівська площа приурочена до північно-західного схилу Сребненської депресії. Слов'янська світа складена пачками аргілітів, доломітів, вапняків, кам'яної солі та глин. Потужність світи досягає 173 м (св.1) і вскрита на глибині 2450-2623 м.

Великодівицька площа приурочена до осьової частини Великодівицького підняття. Потужність слов'янської світи складає приблизно 50 м. Представлена вапняково-доломітовою товщею, складеною чергуванням ангідритів, доломітів, вапняків, кам'яної солі та глин.

На Кошелівській структурі слов'янська світа відкрита св. 204 в інтервалі глибин 1792-1867 м, представлена вапняками, доломітами і ангідритами з прошарками глин і пісковиків. Кам'яна сіль відсутня.

Вертіївська структура пройдена св. 203, яка розкрила в інтервалі 1831-1935 м розріз слов'янської світи, що представлена вапняками, доломітами, ангідритами з прошарками глин, алевролітів і кам'яної солі. Кам'яна сіль коричневого та червоно-бурого кольору, що обумовлено включеннями глинистого матеріалу; зустрінуті також прошарки білої прозорої солі.

Stuma Natali

Слов'янські відклади Західно-Тростянецької площі представлені чергуванням пачок ангідритів, доломітів, вапняків, кам'яною сіллю та глинами. Потужність відкладів в св. 1 становить 124 м та зустрінуті на глибині 2230-2354 м.

На Іваницькій площі слов'янські відклади зустрінуті лише в св. № 1, 2 на глибині 1954-2139 м, потужністю 46-101 м. Представлені пачками ангідритів, доломітів, вапняків, кам'яної солі та глин.

Слов'янські відклади Кукшинської площі зустрінуті в інтервалі 1725-1876 м і представлені вапняково-доломітовою товщею; в верхній частині – кам'яною сіллю.

Слов'янська світа на Плисківській площі розкрита на глибині 2182-2303 м і складені пачками кам'яної солі з прошарками ангідритів і доломітів.

Відклади слов'янської світи на Монастирищенській площі зустрінуті на глибині 2126-2230 м, представлені у верхній частині – кам'яною сіллю, в нижній – чергуванням ангідритів, вапняків, доломітів та глин.

Горбівська площа розташована в північній частині ДДз. Слов'янська світа відмічена на глибині 1680-1725 м, складена кам'яною сіллю – у верхній частині, далі перешарування вапняків, глин, доломітів та ангідритів.

На Коржівській площі слов'янські відклади вскриті на глибині 2350-2455 м і представлені ангідритами, доломітами, вапняками, пісковиками та аргілітами.

На Черняхівській площі слов'янські відклади виділяються в інтервалі 2000-2150 м, потужністю 150 м. В літологічному відношенню породи світи представлені в нижній частині – перешарування вапняків, доломітів, ангідритів; у верхній частині – кам'яна сіль з прошарками ангідриту.

Слов'янські відклади Янтарної площі зустрінуті на глибині 2160-2354 м, представлені перешаруванням алевролітів, пластів кам'яної солі, ангідритів, доломітів, вапняків.

На Золотихінській площі слов'янські відклади зустрінуті в інтервалі 2312-2508 м, представлені перешаруванням ангідритів, вапняків, кам'яної солі і глин.

Shumak Natali.

На Тарасівській площі слов'янська світа складена аргілітами, пісковиками, вапняками. В інтервалі 2237-2258 м – кам'яна сіль. Потужність світи складає 49 м і зафіксована в інтервалі 2237-2286 м.

Слов'янські відклади Волошківської площі вскриті в інтервалі 2428-2591 м, потужністю 163 м. Літологічно представлені вапняками, доломітами, ангідритами та кам'яною сіллю.

Слов'янська світа Родниківської площі виділена на глибині 2386-2533 м, потужністю 147 м. За даними каротажу розріз представлений кам'яною сіллю з прошарками вапняків, доломітів, ангідритів та аргілітів.

На Савинківській площі слов'янська світа представлена переважно сульфатно-карбонатними породами, складеними пачками вапняків, доломітів, ангідритів з прошарками кам'яної солі та глин. Породи сірого кольору, іноді з блакитним та червоно-бурим відтінком. Залягає в інтервалі 2650-2920 м.

На Лигівській площі слов'янські відклади викриті св. 1 на глибині 1675-2110 м потужністю 435 м. Представлені крупнокристалічною кам'яною сіллю сірого кольору і ангідритами.

На Васильківській площі слов'янська світа зустрінута свердловинами на глибині 2647-2730 м та літологічно представлена перешаруванням ангідритів, кам'яної солі, вапняків та доломітів.

На Біловодській площі слов'янські відклади зустрінуті св. 1 на глибині 3240-3338 м і складені аргілітоподібними глинами, ангідритами, доломітами, вапняками і потужними пачками кам'яної солі.

Слов'янські відклади Щуринської площі викриті св. 604 в інтервалі 2133-2189 м і складені перешаруванням пачок аргілітів, ангідритів, кам'яної солі та вапняку.

На Лавринківській площі відклади слов'янської світи зустрінуті св. 606 на глибині 2046-2185 м. і складені алевролітами, пісковиками, аргілітами, вапняками, ангідритами та кам'яною сіллю.

Слов'янська світа Новоподольської площі представлена трьома ритмами – підбрянцівським, брянцівським та красносільським і складена, переважно,

Shumak Natali.

верствами кам’яної солі з підпорядкованими ангідрит-карбонатними та глинистими прошарками. Загальна товщина слов’янської світи в межах площі 130-150 м.

На Березовській площі слов’янські відклади (св. 485) залягають в інтервалі 2450-2504 м, представлені чергуванням ангідритів і глинистих доломітів.

На Губській площі слов’янські відклади зустрінуті на глибині 2360-2490 м та складені вапняково-доломітовою товщею, складеною чергуванням пачок ангідритів, доломітів, вапняків, кам’яної солі і глин.

Слов’янські відклади Бараніхінської площі залягають на глибині 2415-2510 м, складені чергуванням ангідритів, доломітів, вапняків, кам’яної солі і глин.

На Клименківській площі слов’янські відклади знаходяться в інтервалі 2520-2607 м і складені сульфатно-карбонатно-сольовою товщею. Літологічно – пластами рожево-сірих ангідритів, доломітів, вапняків з прошарками аргілітоподібних глин і потужних пачок солі кам’яної.

<u>Південно-східна частина западини</u>

Слов’янські відклади Південно-Федорівської площі представлені доломітами, ангідритами з прошарками аргілітів і викриті на глибині 2030-2122 м.

Слов’янські відклади Західно-Єфремівської площі вскриті в св. № 3, 25, 26. Потужність відкладів сягає 300-400 м. Представлена перешаруванням алевроліт-глинистих, доломітових порід з кам’яною сіллю та ангідритами.

Слов’янські відклади Натальїнської площі відмічаються в інтервалі 2613-3194 м, представлені кам’яною сіллю сірого, іноді рожево-бурого кольору, з прошарками глин, ангідритів та вапняків. Потужність слов’янської світи на даній площі складає 581 м.

Потужність слов’янських відкладів Південно-Машівської площі (св. 513, 514) складає близько 150 м, складена та викрита на глибині 1927-2115 м (св. 513), 2420-2664 (св. 514). Представлені у верхній частині – кам’яною сіллю, а в середній та нижній частині ангідритами з прошарками аргілітів та пісковиків.

Слов’янські відклади на Октябрській площі відкриті на глибині 1826-1919 м і складені перешаруванням ангідритів, доломітів, аргілітів.

Shumak Natal.

Слов'янска світа на Беспалівській площа (св. 671) відмічена на глибині 2460-2784 м та кам'яною сіллю, вапняками, ангідритами, аргілітами. Потужність світи складає 324 м.

На Сомовській площі слов'янські відклади представлені чергуванням потужних пачок кам'яної солі з ангідритами, доломітами та глиною та зустрінуті на глибині 2638-3011 м.

Слов'янські відклади на Фіалковій площі складені кам'яною сіллю білого кольору, крупнокристалічною з прошарками доломітів, вапняків, ангідритів і глин. Потужність світи сягає 368 м (св.. 585). і відмічається в інтервалі 3470-3838 м.

На Ватажківській площі відклади слов'янської світи пермі представлені ритмічними чергуваннями кам'яної солі, ангідритів, вапняків, доломітів, аргілітів. Кам'яна сіль світло-сірого, коричневого кольору, середньо-, крупнокристалічна з домішками глин. Потужність слов'янської світи в св. 404 складає 302 м і залягає в інтервалі 2613-2915 м.

Слов'янські відклади на Західно-Хрестищенській площі представлені в ангідритами, доломітами, кам'яною сіллю з незначними прошарками глинистих порід. Потужність світи становить 356 м, інтервал залягання: 2210-2566 м (св. 70).

На Ткаченківській площі слов'янські відклади зафіксовані на глибині 2858-3546 м і складені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів, алевролітів та доломітів. Кам'яна сіль сірого, білого кольору, крупнокристалічна. Потужність світи сягає 688 м.

Красноградська площа розташована в склепінній частині Гриньковської структури, біля сейсмопрофілю XXIV. Слов'янська світа представлена кам'яною сіллю білого, рожево-сірого кольору, крупнокристалічного з прошарками аргіліту, ангідриту та алевроліту. Потужність світи становить в св. 1 – 504 м, інтервал залягання 2768-3272; св. 2 – потужність 197 м, інтервал залягання 3063-3260 м.

На Полтавській площі слов'янські відклади вскриті в св. 4, 6 7, та зафіксовані в інтервалі від 2550 до 2900 м, середньою потужністю 300-320 м.

Siumar Natali.

Літологічно представлені кам'яною сіллю білого, рожевого кольору з прошарками алевроліту, аргіліту, ангідриту та вапняку.

На Червоногородській площі (св. 1) слов'янські відклади зустрінуті на глибині 2327-2410 та представлені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів та вапняків.

Слов'янські відклади на Гадячській площі викриті св. 3 на глибині 2350-2459 м і представлені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів та вапняків.

Слов'янська світа Кісовської площі викрита на глибині 2527-2677 м св. 491, складена перешаруванням: ангідритів світло-сірих, масивних; доломітів сіроколірних, кристалічних, щільних; глин коричнево-бурих та кам'яної солі крупнокристалічної.

На Затуринській площі слов'янські відклади викриті св. 407 на глибині 2832-3060 м і представлені переважно кам'яною сіллю з прошарками ангідритів та глин.

Слов'янська світа Сотниковської площі викрита св. 499 в інтервалі 2498-2587 м і складена чергуванням ангідритів сірих та строкатих з кам'яною сіллю. Зустрічаються органогенні вапняки.

На Горьківській площі слов'янські відклади зустрінуті на глибині 2480-2690 м (св. 1), 2477-2642 (св. 2), і представлені ангідритами, вапняками, доломітами з прошарками кам'яної солі.

Слов'янські відклади Бірюковської площі зустрінуті св. 653 в інтервалі 2324-2977 м і складені кам'яною білою, з прошарками ангідритів, доломітів, вапняків, пісковиків та глин.

На Північно-Кегічевській площі відклади слов'янської світи розкриті (св. 635) на глибині 2764-3457 м і складені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів, глин, галопелітів, доломітів.

Слов'янська світа Черпаковської площі викрита св. 647 в інтервалі 2332-3075 м, складена кам'яною сіллю білого, іноді рожевого кольору, крупнокристалічна з прошарками ангідритів, доломітів, глин.

<u>Північно-західний Донбас</u>

Shumak Natali.

Слов'янська світа Святогірської площі залягає на глибині 877-1323 м і представлена сіллю з прошарками ангідритів, алевролітів, вапняків та глин, Потужність відкладів у св. 609 складає 446 м.

Слов'янська світа підрозділяється на пачки, що відповідають основним циклам галогенезу [Кореневский С.М. та ін., 1968].

Підбрянцівська пачка характеризується перешаруванням карбонатних горизонтів з потужними пластами кам'яної солі і поділяється на верхньопідбрянцівські та нижньопідбрянцівські утворення. Верхньопідбрянцівські відклади досліджені в зразках ангідриту та кам'яної солі (рис. 4.12-4.13).

Рис. 4.12 Найтиповіший зразок ангідриту зр. 11/08, ширина зразка 5 см (св. Кобзівська 50).

Неясношаруватий сірий ангідрит, який замістив гіпс. Текстура породи неясношарувата з елементами нодулярної, структура дрібнозерниста. Найбільш характерна ознака породи – шатрові елементи («tepee» textures), що пов'язані з процесами дегідратації при переході гіпс-ангідрит.

Утворення літотипу відповідає стадільним умовам осадконакопичення в басейні, який досяг сульфатної стадії осолонення. Ізотопний склад $^{87}Sr/^{86}Sr$ ангідритів з верхньопідбрянцівського пласта змінюється від 0,70779 до 0,70810.

S. Umar Natal. H.

Рис. 4.13 Кам'яна сіль бурувата, непрозора, плямистої текстури, забруднена (вміст н.з. 6%) Найтиповіший зр. 44/11, ширина зразка 5 см (св. Західно-Староверівська 104).

Неясношарувата кам'яна сіль червоноколірна, яка за своїми структурно-текстурними та ознаками аналогічна кам'яній солі, що описана у торському пласті.

Нижньопідбрянцівські відклади охарактеризовані за результатами дослідження шаруватого сіроколірного ангідриту та гігантокристалічної кам'яної солі (рис. 4.14-4.15).

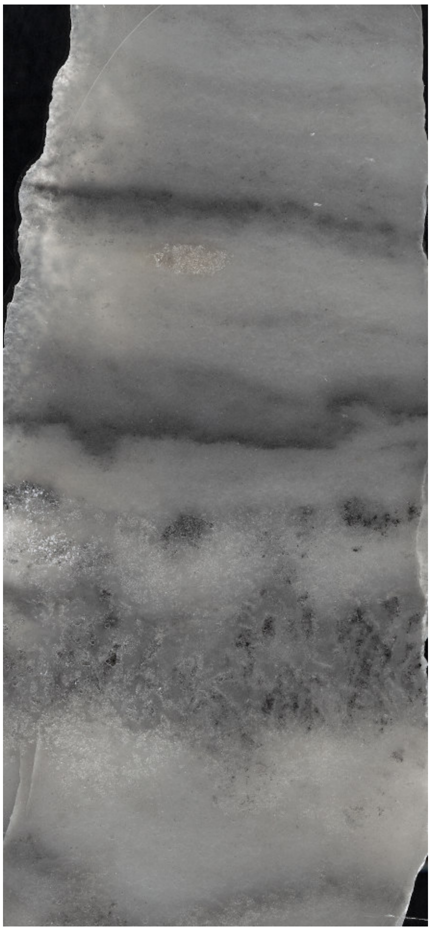


Рис. 4.14 Найтиповіший зразок ангідриту зр. 81/08, ширина зразка 5 см (Мар'янівська-50, №2/3).

Шаруватий сіроколірний ангідрит з ангідрит-галітовими гніздами, доломітизований. Характерною особливістю породи є чітка шаруватість ангідриту, градаційно-шарувата мікротекстура прошарків, що мають потужність до 3 см, їх структура від дрібно- до тонкозернистої, присутність субідіоморфних таблитчастих кристалів целестину розміром до 100-120 мкм пойкілітової мікроструктури, наявність ідіоморфних кристалів піриту і прошарків ангідриту, який заміщує гіпс і має чіткі текстурні ознаки донного зростання при відносно глибоководних умовах стадії поступового осолонення басейну.

Slumar Natali

Ізотопний склад $^{87}Sr/^{86}Sr$ ангідритів з підбрянцівського пласта змінюється від 0,70781 до 0,70790.

Рис. 4.15 Найтиповіший зразок гігантокристалічної кам'яної солі зр. 82/08, ширина зразка 5 см (св. Мар'янівська 50).

Гігантокристалічна до шпатової кам'яна сіль з хаотично розміщеною по краях кристалів сульфатною речовиною (вміст н.з. – до 3 %). Мікроструктура кристалів галіту склоподібна, пойкілітова (мікроскопічні включення інших мінеральних фаз). Вміст Br^- в кам'яній солі – 160 ppm. Утворення літотипу пов'язано з відносно глибоководними умовами, які нівелюють добові коливання концентрації розчинів та / або з діагенетичними процесами перекристалізації й витіснення домішок [Vysotskiy E.A., Makhnach A.A., Peryt T.M. et al., 2004].

Брянцівська пачка відрізняється максимальним вмістом карбонатних порід у слов'янській світі. Брянцівські відклади досліджені в зразках кам'яної солі (рис. 4.16).

Sium Natali

Рис. 4.16 Найтиповіший зразок зр. 45/90, ширина зразка 5 см (св. Натальїнська 632, №45/90).

Кам’яна сіль шаруватої текстури, що складена шарами галіту, потужністю від 5 до 10 см та ангідритово-глинистими потужністю до 3 мм. Структура верств галіту гігантокристалічна, неізометричнозерниста (зерна/кристали галіту видовжені у напрямку вісі L2, коефіцієнт видовження 1:3-1:10, середній розмір зерен 1х6 см), зерна орієнтовані субвертикально. Зростки субпаралельних вузьких видовжених кристалів утворюють трав’яноподібні шари. Мікроструктура зерен/кристалів галіту склувата. Галіт прозорий. Мікротекстура прошарків з елементами стільникової, зумовлена «присипкою» дрібних ангідритових голок на поверхні зерен/кристалів галіту, що утворюють своєрідні футляри на травоподібних кристалах. Глинисті та ангідрит-глинисті прошарки складені псамо-пелітовим хемогенно-теригенним матеріалом, перекривають верстви галіту та мають чіткі границі. Вміст н.з. в кам’яній солі складає до 15 %, у прошарках галіту до 5 %. Вміст у зразку Br- 100 ppm.

Гранулометричний склад глинистої фракції н.з. кам’яної солі: (<100 мкм): <1 мкм – 5%, 1-10 мкм – 55%, 10-100 мкм – 40%. Утворення цієї породи відповідає стадії садки сульфатів. Формування гігантських кристалів гіпсу орієнтованої трав’яноподібної текстури відбувається за умов гідрологічно відкритого басейну морського типу, незначний вміст теригенної (глинистої) складової у породі свідчить про незначний континентальний вплив, тенденцію до підвищення рівня води [Spiers C.J., 1982] Подальше осолонення ропи басейну до садки галіту, проникнення

Siumar Natali.

насичених розчинів у слаболітифіковані осади на стадії раннього діагенезу призвело до заміщення гіпсу галітом та ангідритом.

Надбрянцівська пачка характеризується наявністю трьох доломіто-ангідритових прошарків і пластів кам'яної солі.

Красносільська пачка характеризується асиметричною двошаровою будовою. Вона містить доломіто-ангідритові та сольові горизонти. Красносільський соляний пласт, є найбільш потужним і добре витриманим соляним пластом нижньої пермі (до 160 м на Хрестищенській площі). У крайових частинах депресій спостерігається заміщення красносільської кам'яної солі рожевими ангідритами. Красносільські відклади досліджені в зразках кам'яної солі (рис.4.17).

Рис. 4.17 Найтиповіший зразок кам'яної солі 42/90, ширина зразка 5 см (Натальїнська-632).

«Зубоподібний» («шевроновий») галіт, сіроколірний. Представлений переважно безколірною з ділянками молочно-білої (на ділянках збагачених газово-рідинними включеннями), напівпрозорою, непрозорою кам'яною сіллю шаруватої текстури, що складена шарами галіту потужністю від 3-5 до 10-15 см та глинисто-ангідритовими потужністю до 5 мм. Структура верств галіту крупно-, гігантокристалічна, неізометричнозерниста (зерна/кристали галіту видовжені у напрямку вершини кубу, коефіцієнт видовження 1:2-1:5, середній розмір зерен 1х4 см), зерна орієнтовані субвертикально. Мікротекстура зерен/кристалів галіту первинно-седиментаційна, зональна. Глинисто-ангідритові прошарки складені псамітовим хемогенним (ангідрит, полігаліт) та пелітовим (іліт, хлорит, хлорит-монтморилоніт, іліт-монтморилоніт,

Shumak Natal I.

кварц, ангідрит, полігаліт) матеріалом,перекривають верстви «зубоподібного» галіту та мають чіткі різкі границі, які іноді зрізають окремі вершини кристалів галіту, що фіксує мікроповерхні розчинення.

Вміст н.з. в кам'яній солі складає до 8 %, прошарків галіту до 2,5 %. Вміст Br-у зразку 48/90 – 60 ppm. Гранулометричний склад глинистої фракції н.з. кам'яної солі: <1 мкм – 5 %, 1-10 мкм– 75 %, 10-100 мкм – 20 %. Утворення порід цього літотипу ми пов'язуємо з кристалізацією галіту з донної ропи на дні солеродного басейну, в який періодично надходили менш концентровані розчини морського типу, що призводило до формування сульфатних прошарків (Spiers C.J., 1982). Ізотопний склад 87Sr/86Sr ангідриту з красносільського пласта складає 0,70784.

Літокомплекси соленосної формації: карбонатно-сульфатно-галітовий.

Літологічно слов'янська світа являє собою частину карбонатно-сульфатно-галітового літокомплексу, що характеризується багаторівневою циклічністю, обумовленою чергуванням карбонатних, глинисто-карбонатно-сульфатних відкладів і потужних пластів кам'яної солі (у найбільше повних розрізах 6-7 пластів) (рис.4.18).

В межах даного літокомплексу виділяються наступні літотипи:

- сульфатно-галітовий (типові досліджені розрізи св. Ярівська 2, Біловодська 1, Фіалкова 585, Черпаківська 647);
- карбонатно-сульфатно-галітовий (типові досліджені розрізи св. Волошківська 314, Золотихинська 396, Гадячська 487, Янтарна 387);
- теригенно-карбонатно-сульфатно-галітовий (типові досліджені розрізи св. Родниківська 384, Ватажківська 404, Червоногірська 1);
- галіто-теригенно-сульфатно-карбонатний (типові розрізи св. Горбівська 208, Щуринська 604, Південно-Федорівська 505).

Shumar Natal L.

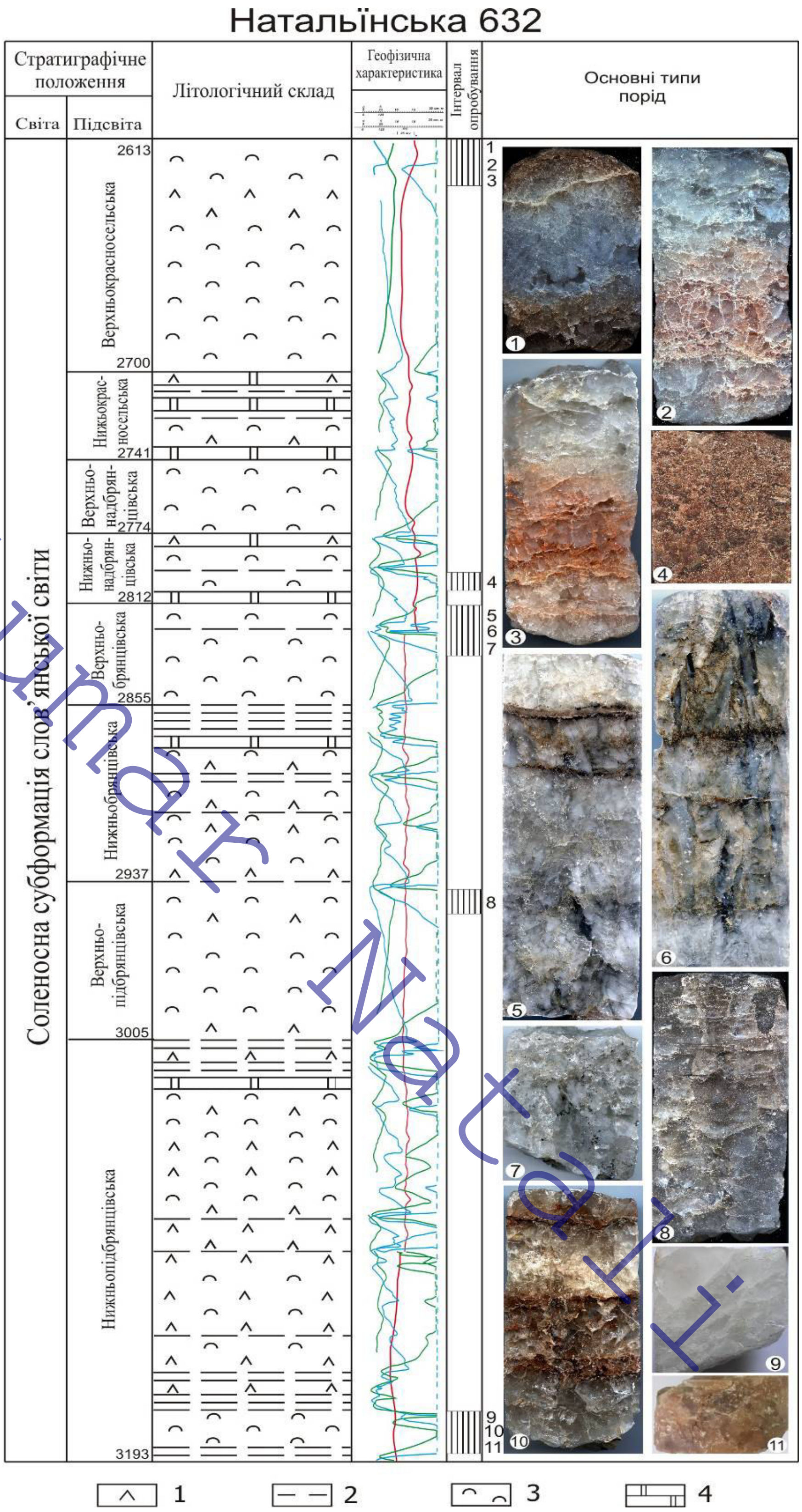


Рис.4.18 Опорний розріз свердловин з карбонатно-сульфатно-галітовим літокомплексом нижньопермської соленосної формації ДДз: 1 – ангідрит; 2 – теригенні породи; 3 – кам'яна сіль; 4 – доломіт (дані каротажу за матеріалами ДГП«Укргеофізика»).

4.2.2 Літологічні особливості калійно-магнієносної субформації краматорської світи

Калієносно-магнієносна субформація. Відклади субформації, що відповідають утворенням краматорської світи представлені калійно-магнієвими та галітовими породами. Область поширення краматорської світи значно менша за поширення слов'янських та микітівських соленосних відкладів. У сучасному структурному плані ДДз краматорська світа утворює декілька ізольованих ареалів розвитку, що відповідають глибоким консидементаційним соленосним западинам [Хрущов Д.П., 1976]. На сході одна із них приурочена до центральної частини Бахмутської та Кальміус-Торецької улоговин, де потужність субформації сягає 400-500 м. На заході, у центральній частині Орчиківської депресії, встановлена область з максимальними (до 1100 м) потужностями. На північному заході ДДз краматорська світа приурочена до центральних частин Сребненської, Кошелівської та Вертіївської депресій. Максимальна потужність сягає 180-240 м. Нижня границя світи: покрівля красносільського пласта – підошва бельбасівського горизонту T_1; верхня – подошва дронівської світи нижнього тріасу (рис. 4.19).

Stumar Natali

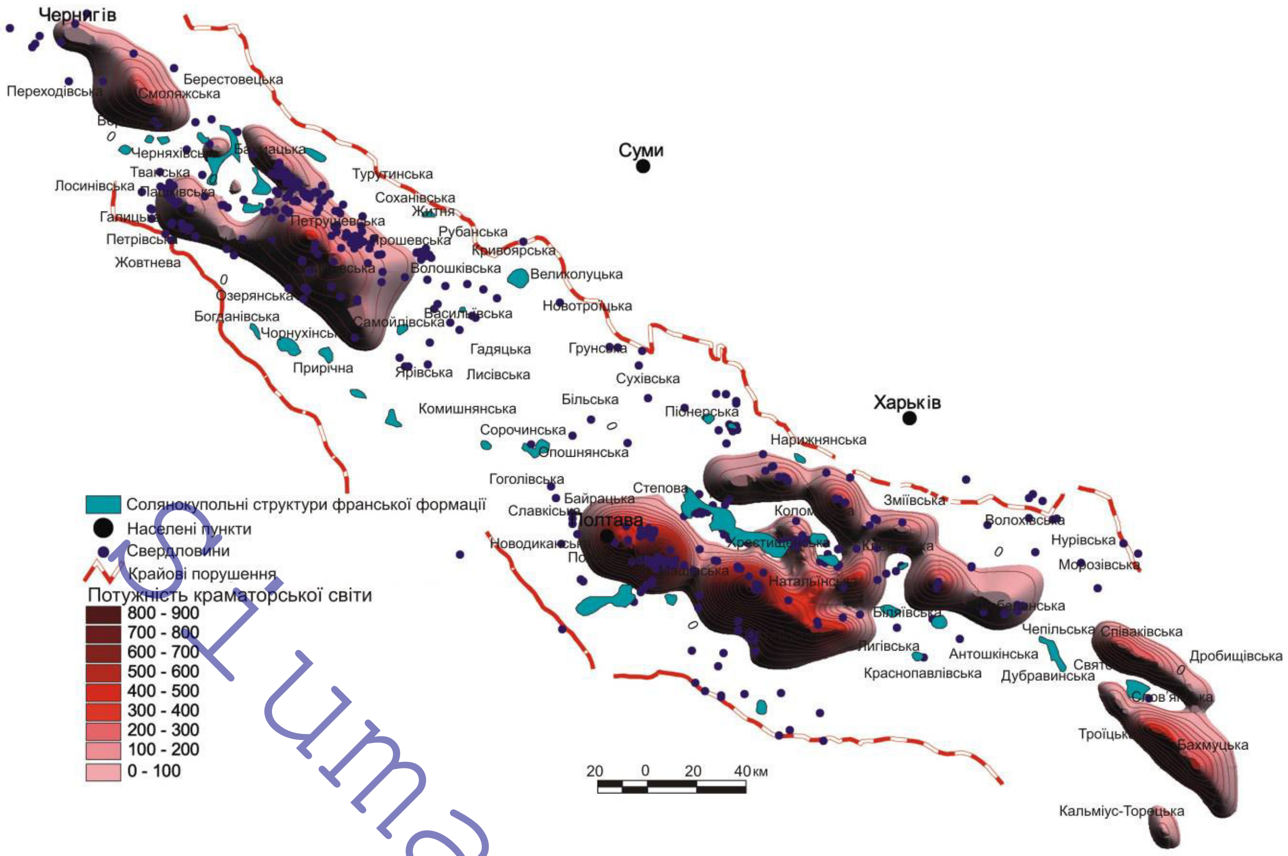


Рис. 4.19 Візуалізація моделі потужностікалійно-магнієносної субформації краматорської світи

Краматорська світа від підстеляючих відкладів слов'янської світи відокремлена бельбасівським горизонтом [Левенштейн М.Л., 1961, Кореневский С.М. та ін., 1968, Лукин А.Е., 2006]. Світа представлена червоноколірними вапняковими алевролітами, дрібнозернистими пісковиками і піщано-алевріто-глинистими породами, які складаються з уламків органогенних вапняків з різноманітною нижньопермською і верхньокам'яновугільною мікрофауною. В товщі виділяються горизонти калійних та калійно-магнезіальних солей [Кореневский С.М. та ін., 1968].

4.2.2.1 Нові площі поширення та структурно-текстурні типи порід

Відклади соленосної слов'янської в останні роки встановлені в результаті геологорозвідувальних та пошукових робіт, які виконувалися низкою виробничих, державних та приватних компаній, серед яких ДГП«Укргеофізика»,

Slumar Natali.

“Полтавнафтогазрозвідка”, Чернігівське відділення «УкрДГРІ» та ін. та враховані при побудові моделі субформації (рис. 4.19) та описані нижче.

Північно-західна частина западини

На Кошелівській структурі краматорська світа відкрита св. 204 на глибині 1160 м та має потужність 100м. В інтервалі 1712-1718 м Д.П. Хрущовим та Б.Д. Усаченко описано карналітову, кізерит-карналітову та кізерит-галітову породу. В інтервалі 1759-1765 м пройдені відклади белбасівського горизонту. В інт. 1720-1733 м – виявлена калійна сіль.

Вертіївська структура пройдена св.203, яка відкрила в інтервалі 1790-1800 м розріз краматорської світи, складений рожево-бурим алевролітом та дрібнозернистим пісковиком з карбонатним цементом белбасівського горизонту.

В інтервалі 1755-1770 м та 1690-1720м встановлено калійно-магнієві соляні породи. В інтервалі 1760-1765м описано кізерит-галітову породу з домішками карналіту, сегментами радіально-променистих агрегатів сульфобориту. В інтервалі 1687-1693 м описано сильвін-галітову породу.

На Смоляжській площі розріз краматорської світи відкрито св.1-р, яка пройшла зону гіпергенезу в інт. 1720-1732 м, пройшла по краматорським відкладам до глибини 1833м. Відклади представлено кам’яною сіллю; в інт. 1797-1805м за каротажними даними глиниста кам’яна сіль T_1.

На Західно-Ніжинській площі потужність краматорських відкладів разом з гіпергенною зоною(10м) складає 113 м.

На Бахмачській площі краматорські відклади відкриті св.1-р (Бахмач) в інт. 1980-2083 м, T_1 (2074-2083 м), T_1 (2043-2052 м), T_2 (2013-2017м).

На Моностирщинській площі (знаходиться в межах Монастирщенсько-Молодівицької западини) краматорські відклади відкриті свердловинами. В зоні склепіння структури потужність світи разом з зоною гіпергенезу складає 130-140 м та збільшується на переклінали. Аномалії по γ-каротажу в св.1-р в інт. 1835-1842м (25γ), 1890-1916(25γ), 1927-1940м (20γ), фон 18γ. В св. 306-р калієносність в інт. 2006-2030м.

Shumak Natali.

Шостаківська площа (св. 1, 3) розміщена на південно-східному схилі Сребненської депресіїї північно-західної частини ДДз. Краматорська світа досягає 130 м. і представлена кам'яною сіллю з прошарками ангідритів та доломітів. У верхній частині розрізу потужні пласти вапняків, а в середині відмічаєть бішофіт потужність 12 м.

Довгалівська площа приурочена до північно-західного схилу Сребненської депресії. Краматорська світа складена кам'яною сіллю з прошарками доломітизованих ангідритів та глин. В інтервалі 2450-2470 м спостерігається прошарок магнієвих солей. Потужність світи досягає 160 м.

Великодівицька площа приурочена до осьової частини Великодівицького підняття. Потужність краматорської світи складає 65 м. Представлена хемогенними відкладами, серед яких переважає кам'яна сіль. В середині зустрічаються прошарки ангідритів доломітизованих.

Краматорські відклади Західно-Тростянецької площі складені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів та доломітів, потужність яких складає 144 м.

На Іваницькій площа краматорські відклади зустрінуті лише в св. № 1 і представлені кам'яною сіллю з рідкими включеннями глин. Потужність світи складає 88 м.

Краматорські відклади Кукшинської площі зустрінуті в інтервалі 1667-1725 м і представлені пачками кам'яної солі, які чергуються з прошарками ангідритів, доломітів та глин.

Краматорська світа на Плисківській площі розкрита на глибині 2093-2182 м і складені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів, доломітів, глин та калійних солей.

Відклади краматорської світи на Монастирищенській площі зустрінуті на глибині 1992-2126 м та складені кам'яною сіллю з прошарками вапняків, доломітів, алевролітів і глин.

Горбівська площа розташована на півночі ДДз. Краматорська світа відмічена на глибині 1610-1680 м та складена кам'яною сіллю з прошарками ангідритів.

Stumar Natal.

На Малодівицькій площі краматорська світа складена кам'яною сіллю. В середині солі простежуються прошарки ангідритів, доломітів, а також галопелітів. Потужність складає 0-66 м. Відмічається на глибині 1790-1860 м.

Краматорська світа на Річній площі виділена потужністю 105 м. Представлена кам'яною сіллю з рідкими прошарками ангідритів та аргілітів. Зафіксована на глибині 2450-2570 м.

На Черняхівській площі краматорські відклади виділяються в інтервалі 1852-2000 м, потужністю 148 м. В літологічному відношенню породи світи представлені кам'яною сіллю з прошарками ангідриту.

Краматорські відклади Янтарної площі зустрінуті на глибині 2134-2312 м, потужністю 178 м та представлені кам'яною сіллю, в якій присутні пласти ангідритів, вапняків та теригенних порід.

На Тарасівській площі краматорська світа складена кам'яною сіллю з малопотужними прошарками ангідритів і ангідритових алевролітів. В інтервалі 2202-2208 м – калійна сіль. Потужність світи складає 79 м і зафіксована в інтервалі 2158-2237 м.

Краматорські відклади Волошківської площі розкриті в інтервалі 2325-2428 м, потужністю 103 м. Літологічно представлені кам'яною сіллю з ангідритовими та алевролітовими прошарками. Відмічається прошарок калійних солей.

Краматорська світа Родниківської площі виділена на глибині 2200-2386 м, потужністю 186 м. За даними каротажу розріз представлений кам'яною сіллю з прошарками аргілітів, ангідритів, алевролітів. У верхній частині розрізу виділяється прошарок калійних солей.

На Савинківській площі краматорська світа складена майже повністю галогенними утвореннями з прошарками сульфатно-карбонатних і глинистих різновидностей порід. Це кам'яна сіль з малопотужними прошарками ангідритів, алевролітів, вапняків, доломітів та глин. На площі виділяється пласт магнієвих солей (бішофіт) в св. 361 на глибині 2584-2610 м, в св. 1 – 2550-2577 м, в св. 3 – 2604-2630 м і в св. 5 – 2580-2597 м.

Shumak Natali.

Південно-східна частина западини

Потужність краматорської світи на Машівській структурі 350 м (св. 5), на Октябрській структурі 84-180 (235) м.

На Голубовено-Іллічівській площі (розташована на південний схід від Октябрської структури в південній зоні крайових дислокацій ДДз) краматорська світа представлена піщано-глинистими відкладами потужністю 46м. (50 км на південний захід від Харкова).

На Колонтаєвській структурі краматорська світа має потужність 30-40 м, представлена червоноколірною глинисто-алевролітовою породою з уламками білого ангідриту, що утворює прошарки.

На Північно-Волвенківській структурі краматорські відклади відкриті св. 3 потужність до 250 м та відносяться до горизонтів T_1-T_3.

Краматорські відклади Південно-Федорівської площі представлені кам'яною сіллю, тільки в верхній частині біля 20 м перешарування аргілітів та ангідритів. В інтервалі 1960-1965 м – відмічається пласт карналіту. Потужність світи складає 180 м.

Краматорські відклади Західно-Єфремівської площі вскриті тільки в св. 3, яка розташована на південно-західній переклінaлі підняття. Потужність відкладів сягає 395 м. Представлена кам'яною сіллю з малопотужними прошарками ангідритів, алевролітів і горизонтів калійно-магнієвих солей.

Краматорські відклади Натальїнської площі відмічаються в інтервалі 2125-2613 м і складені перешаруванням солей і ангідритів з рідкими прошарками аргілітів, алевролітів та пісковиків. У пластах кам'яної солі відмічаються рідкі прошарки кізерит-карналітових і бішофітових порід. Потужність краматорської світи на даній площі складає 488 м.

Потужність краматорських відкладів Південно-Машівської площі (св. 513, 514) складає 190-350 м та складені кам'яною сіллю з прошарками ангідритів. Доломітів, глин. Характерні прошарки калійно-магнієвих солей.

Краматорська світа на Беспалівській площі (св. 671) відмічена на глибині 2242-2460 м та представлена кам’яною сіллю з прошарками піщаників, алевролітів, аргілітів та ангідритів. Потужність світи складає 218 м.

На Сомовській площі краматорські відклади представлені кам’яною сіллю з рідкими прошарками ангідритів, глин і калійно-магнієвих солей (і верхній частині розрізу) та зустрінуті на глибині 2307-2638 м.

Краматорські відклади на Фіалковій площі складені кам’яною сіллю з прошарками ангідритів та глин. Потужність світи сягає 90 м і відмічається в інтервалі 3380-3470 м.

На Ватажківській площі відклади краматорської світи пермі представлені кам’яною сіллю з прошарками ангідритів, алевролітів, вапнякових пісковиків та калійно-магнієвих солей. Калійно-магнієві солі (бішофіт) залягають в інтервалі 2420-2450 м. Потужність краматорської світи в св. 404 складає 396 м.

Краматорські відклади на Західно-Хрестищенській площі представлені в основному кам’яною сіллю з рідкими прошарками ангідритів, алевролітів, строкатих глин і калійно-магнієвих солей. Потужність світи становить 189 м (в св. 70).

На Ткаченківській площі краматорські відклади зафіксовані на глибині 2350-2958 м і складені кам’яною сіллю з прошарками ангідритів, алевролітів та доломітів. Потужність світи сягає 608 м.

Красноградська площа розташована в склепінній частині Гриньківської структури, біля сейсмопрофілю XXIV. Краматорська світа представлена кам’яною сіллю з прошарками аргіліту, ангідриту та алевроліту. Потужність світи становить 218 м і зустрінута на глибині 2185-2403 м.

На Полтавській площі краматорські відклади розкриті лише в св. 6 та зафіксовані в інтервалі 2164-2592 м. потужністю 428 м. Літологічно представлені кам’яною сіллю з прошарками ангідриту і аргіліту. В інт. 2411-2427 м виділяється прошарок магнієвих солей (бішофіту).

Shumar Natali.

Північно-західний Донбас

Краматорська світа Святогірської площі залягає на глибині 388-877 м і представлена сіллю з прошарками глин та ангідритів, Потужність відкладів в св. 609 складає 489 м.

Краматорські відклади охарактеризовані за результатами досліджень різних типів кам'яної, калійної та калійно-магнезіальних солей та їх н.з. (рис.4.20-4.21).

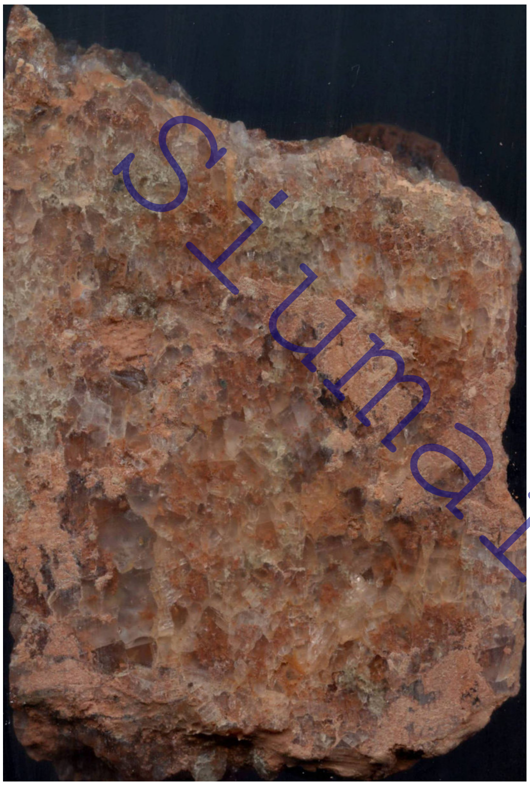
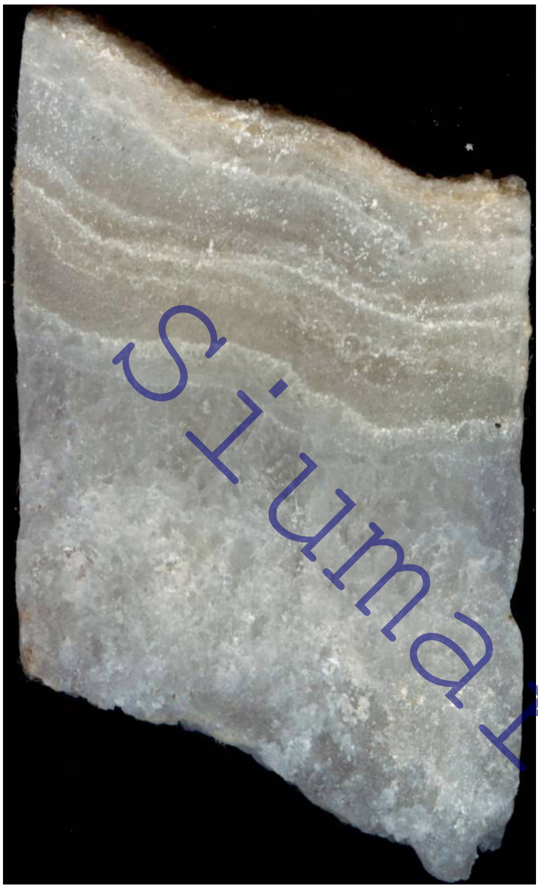


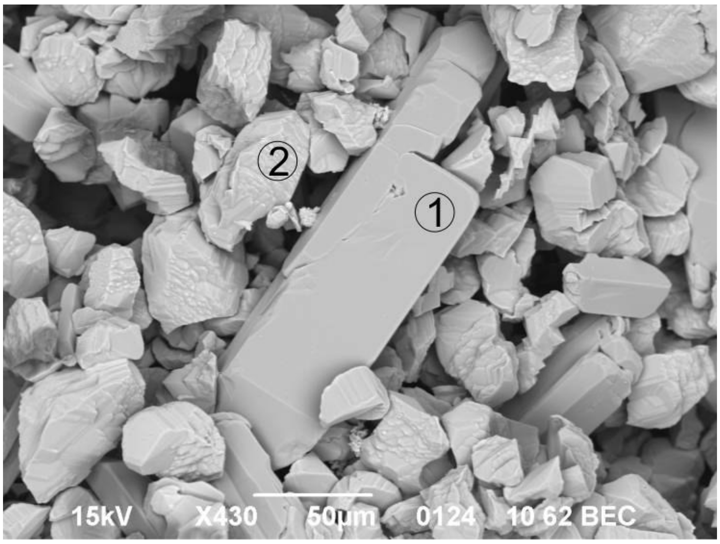
Рис. 4.20 Найтиповіший зразок кам'яної солі зр. 4/00, ширина зразка 5 см (св. Новоподольская 2, №4).

Плямиста червоноколірна кам'яна сіль сильно забруднена теригенно-сульфатною речовиною (вміст до 10 %). Найхарактернішими ознаками літотипу є плямиста текстура породи, що обумовлена незакономірним розташуванням скупчень червоноколірної соляно-глинистої речовини (іліт, хлорит, магнезит, доломіт) та «гнізд» зерен чистого прозорого галіту переважно крупнозернистої структури, склуватої мікроструктури. Вміст Br^- у зразку – 10 ppm. Гранулометричний склад глинистої фракції н.з. кам'яної солі: <1 мкм – 3 %, 1-10 мкм – 38 %, 10-100 мкм – 59 %. Порода формується за умов неглибокого солеродного басейну, що зазнає значного привносу континентального матеріалу; сучасного обліку порода набуває на стадії діагенезу та підстадії початкового катагенезу.

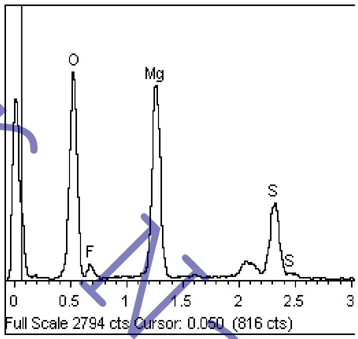
Шарувата карналіт-галіт-кізеритова порода. Порода біла з блідим голубуватим та рожевим відтінком, цукроподібна. Кізерит утворює ідіоморфні кристали розміром до 150 мкм. Традиційно кізерит розглядається як ранньодіагенетичне утворення, що є результатом заміщення ангідриту та полігаліту під дією сульфатних седиментаційних вод. Відмінність досліджуваного кізериту встановлення двох його генерацій, які розрізняються

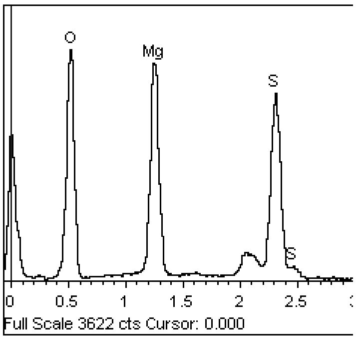
морфологічно та мікроелементним складом. Досконалі кристали кізериту останньої генерації містять фтор до декількох відсотків. Вміст Br^{-} у зразку – 17/00 (109) – 90 ppm; 17/00 (110) – 1250 ppm.





б





а Спектр 1 Спектр 2

Рис.4.21 Калійно-галітовий літокомплекс. Карналіт-галіт-кізеритова порода: а – шарувата карналіт-галіт-кізеритова порода, ширина зразка 5 см; б – електронномікроскопічний знімок кізериту з н.з.; розрізняється два морфологічних типи кізериту: добре окристалізовані новоутворені кристали збагачені фтором (спектр 1) та агрегати зерен (спектр 2). Найтиповіший зразок 17/00 (св. Новоподільська 2).

Утворення породи відбувалося у солеродному басейні, що сягнув стадії садки магнієвих солей. Різкі зміни вмісту брому в галіті та калійно-магнієвих прошарках свідчить про формування останніх у результаті просочування концентрованих розсолів у прошарки галіту та діагенетичне утворення калійних та магнієвих мінералів.

Siuman Natali

4.2.2.2 Літокомплекси калійно-магнієносної субформації

Виділяються наступні літокомплекси краматорської субформації:

1. Калійно-галітовий;

2. Бішофітовий.

<u>Калійно-галітовий літокомплекс</u> характеризується різкою (80-85%) перевагою кам’яної солі з включеннями і пластами калійних та калійно-магнезіальних солей. Характерна велика (до 5-9% загальної потужності світи) кількість ангідритових прошарків товщиною 0,5 – 5-7 м, а також специфічних по складу червоноколірних і строкатоколірних вапняних алевролітів і пісковиків. У межах даного літокомплексу виділено наступні літотипи: галітовий, сильвіно-галітовий, сильвіно-кизерито-карналіто-галітовий.

В межах даного літокомплексу виділяються наступні літотипи:

- галітовий (типові досліджені розрізи св. Черняхівська 235, Лакизинська 7, Ярошевська 10, Шебелинська 74);
- сильвіно-галітовий (типові досліджені розрізи св. Тарасівська 347, Золотихинська 396, Річкова 1);
- сильвіно-кизерито-карналіто-галітовий (типові досліджені розрізи св. Октябрська 2, Кобзівська 50, Бирюківська 653).

Таким чином, розроблено цифрову літофаціальну модель нижньопермської соленосної формації (з полями теригенно-карбонатно-сульфатного, карбонатно-сульфатно-галітового, калійно-галітового та бішофітового літокомплексів). Аналіз моделей дає змогу виділити стійкі області осадко- та соленакопичення у південно-східній частині ДДз (від Полтавської до Шебелинської площ), ускладнені депоцентрами менших порядків (Орчиківська депресія), в районі Вертіївської та Смолязької площ, від Черняхівської до Самойлівської площ та у перехідній зоні зчленування з складчастим Донбасом (Бахмутська улоговина).

Простежено трансгресійне просування слов’янського басейну осадконакопичення з південного сходу на північний захід та виділено депоцентри седиментації в краматорському басейні.

Shumak Natal H.

4.2.3 Структурне положення і літологічна характеристика бішофітового літокомплексу

Бішофіт, цінне джерело магнію та його сполук, є породоутворюючих мінералом деяких галогенних формацій. Прошарки бішофітовмісних солей потужністю 1-6 м описано у Габоні (West Africa, K_1), Бразилії (Brazilian Aptian Basin, K_1) і Таїланді (Khorat Basin, K_1); гнізда бішофіту в карналітиті виявлено в Марокко Hemisset Basin, T); невеликі прошарки бішофіту потужністю 6-8 м у карналітитових пластах відшукали в Конго (Kola Basin, K_1) та Німеччині (Stassfurd series, Zechstein Basin, P_2) [Warren J.K., 2010, Zhang Y., 2013]. У Білорусі пласти бішофіту потужністю до 7 м залягають у калійних солях нижньої пермі Прип'ятського прогину (рис.4.22).

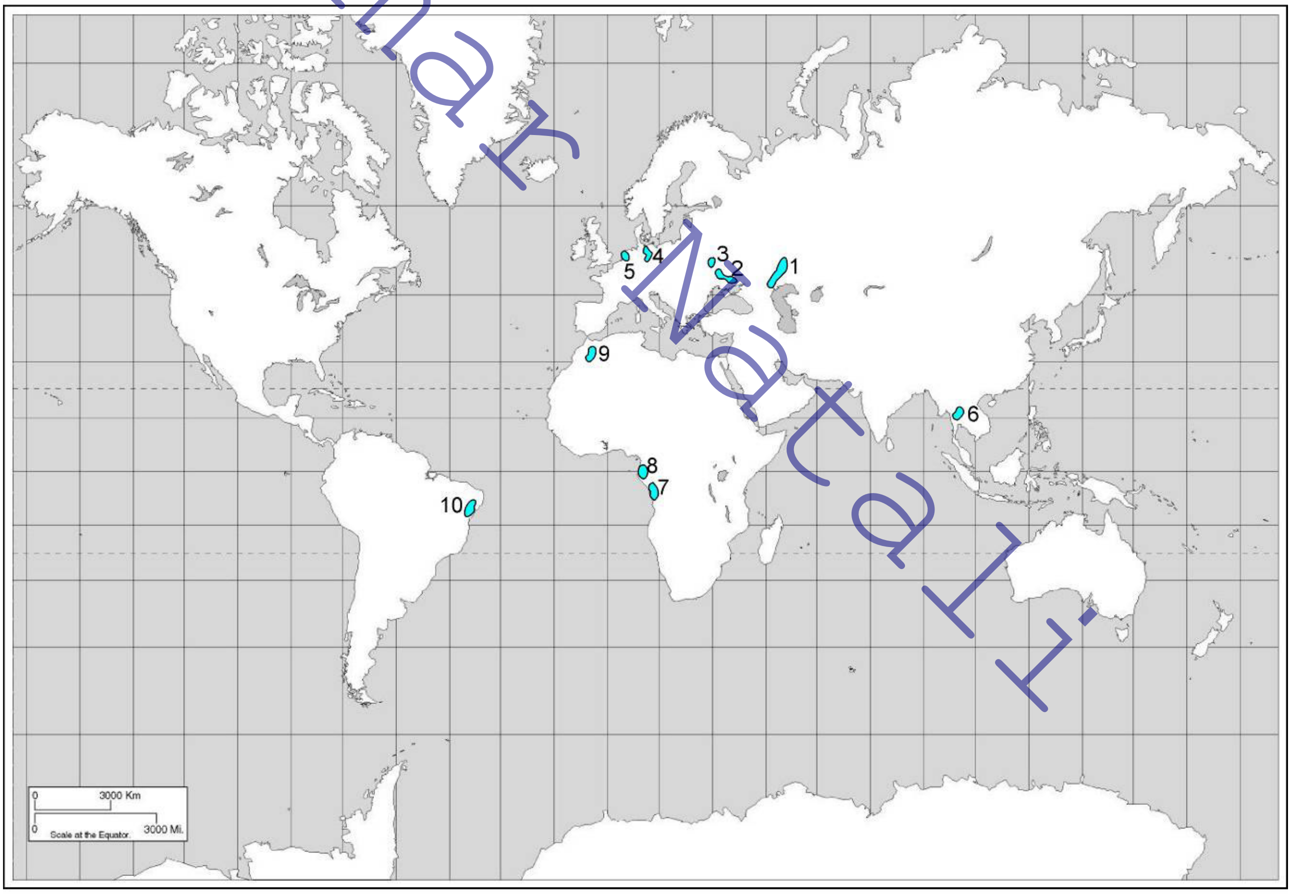


Рис. 4.22 Бішофітові басейни світу: 1 – Прикаспійський; 2 – Дніпровсько-Донецький; 3 – Прип'ятський; 4, 5 – Центрально-Європейський; 6 – басейн Хорат; 7 – басейн Кола; 8 – східно-Африканський; 9 – басейн Хемісет; 10 – Бразильський.

Однак, найпотужніші шари бішофітовмісних порід, витримані на значній площі, нині виявлено у трьох країнах. Зокрема, у Нідерландах (Leine series, Zechstein Basin, верхня перм) пласти бішофітовмісної породи потужністю від 2 до 17 м залягають на глибині 1700-1800 м. У Росії в межах Приволзької моноклінали наявні пластові поклади; великі лінзоподібні поклади бішофіту тяжіють до солянокупольних структур у західній, північно-західній і північній прибортових частинах Прикаспійської западини; в окремих ділянках центральної частини западини та в декількох структурах у її східній частині (кунгурський ярус, P_1) на глибині 800- 2500 м зафіксовано до 12 лінзоподібних верств, потужність яких подекуди сягає 110 м. В Україні найбільш представницькою є нижньопермська бішофітовмісна краматорська субформація соленосної формації ДДз (табл. 4.1). [Лукин А.Е., 2010, Кузнецова Е.В., 2009, Хрущов Д.П., 2002, Warren J.K., 2010, Zhang Y., 2013].

Stumar Natali

Таблиця 4.1

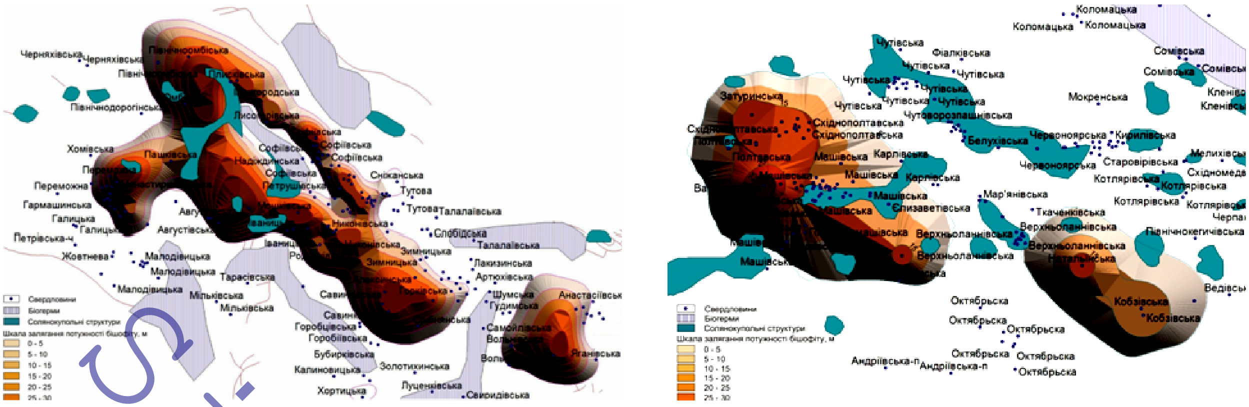
Видобуток бішофіту у світі

Геологічний вік	Соленосний басейн	Держава	Потужність бішофіту, м	Запаси	Видобуток
Нижня крейда	Brazilian Aptian Basin	Бразилія	1,0 - 6,0		Не відбувається
	West Africa	Габон	1,0 - 6,0		Не відбувається
	Kola	Конго	6,0 - 8,0		Видобуток з 2000 року
	Khorat	Тайланд	1,0 - 6,0		Не відбувається
Тріас	Hemisset	Марокко	Гнізда бішофіту в карналіті		Не відбувається
Верхня перм	Zechstein Stassfurd series	Німеччина	6,0 - 8,0		Видобуток з 1995 року 100 тис.тонн/рік
	Zechstein Leine series	Нідерланди	12,0 - 17,0		Відбувається
Нижня перм	Волгоградське	Росія	80,0 - 100,0	200 млрд.тонн	20 тис.тонн/рік
	Нариманське			258 млн.тонн C_3	
	Світлоярське			50 млн.тонн B_1	150 тис.тонн/рік
	Городищенське			50 млн.тонн B_1	10 тис.тонн/рік
	Прип'ятський прогин	Білорусь	до 7,0		Не відбувається
	Дніпровсько-Донецька западина	Україна	7,0 - 21,0		20 тис.тонн/рік

Shumar Natali

Бішофітовий літокомплекс ДДз складається з двох ареалів: північно-західного (між Черніговом та Ічнею - Новоподільська, Василіївська, Шостаківська, Савинківська, Довгалівська, Карпилівська та інші структури) та південно-східного (поблизу Полтави й на схід від неї - Полтавська, Машівська, Південно-Федорівська, Затуринська, Ватажківська, Єлизаветівська й інші структури). За значно меншої потужності краматорської субформації в межах північно-західного ареалу (Кошелівсько-Сребненська депресія), порівняно з

південно-східним (Орчиківська депресія), потужність бішофітового літокомплексу в обох ареалах досягає 35 м. Глибина залягання покрівлі літокомплексу – 2100-2700 м (рис. 4.23).



а) б)

Рис. 4.23 Візуалізація цифрової карти потужності бішофітового літокомплексу: а) в межах Сребненської депресії; б) в межах Орчиківської депресії.

Літофації практично чистого бішофіту визначено в межах Івангородської компенсаційної мульди Кошелівсько-Срібненської депресії, де покрівлю бішофітового літокомплексу зафіксовано в інтервалі 2258 - 2342 м. Мінеральний склад породи наступний, %: бішофіт - 96,03, галіт - 1,91, н.з. - 2,06 (з яких кізерит - 1,72). Бішофітову літофацію визначено на Новоподільській площі (південно-східний схил Кротенківського прогину Орчиківської депресії); вона складена бішофітом (88,47 %), галітом (8,53 %), кізеритом (1,87 %), гіпсом (0,82 %) та іншими солями (0,31 %). [Вакарчук Г.И., 1990, 2002, Лукин А.Е., Гожик П.Ф. та ін., 2000].

Зберігається принципова будова калійно-магнієвого горизонту – нижня та верхня частини пачки складені галітом і калійно-магнієвими хлоритно-сульфатними солями (кізерит, карналіт), а середня магнієвими солями (бішофітом) [Вакарчук Г.И., 1990]. Спеціальні пошуково-розвідувальні роботи на магнієві солі проводились в 1991-2007 рр. в межах Затуринського (Полтавська область) та Новоподільського (Чернігівська область) родовищ западини. Під час виконання цих робіт декларували запозичення досвіду спеціалізованих

Sumar Natali.

геологічних організацій СРСР щодо буріння легкорозчинних відкладів, однак вихід керну навіть у перспективних інтервалах був малий. Колективи, які спеціалізувалися з вивчення соленосних формацій, на стадії буріння та польового опису керну не залучали. Вихід керну по розвідувальним свердловинам не перевищував 35%. Наприклад, низький вихід керну отримано зі св. № 6 Полтавської структури з інтервалу відбору 2411-2427 м піднято лише 0,6 м бішофіту, а з св. № 4 Східно-Полтавської структури з інтервалу відбору 2455-2465 м – 3 м. В св. № 2 і 3 Новоподільської структури з відбором керну пройдено 52 м і 33 м, відібрано бішофітвмісної породи відповідно 15,3 м і 11,4 м керну. В результаті на теперішній час керном бішофітвмісні відклади ДДз охарактеризовані дуже слабо, а описуються переважно за результатами хімічного аналізу розсолів та інтерпретації промислової геофізики.

Новоподільське родовище бішофіту знаходиться поблизу с. Новий Поділ та в 15,0 км на північ від районного центру м. Ічня Чернігівської області. За геолого-структурним районуванням розташоване в північно-західній частині ДДз на північно-західному склепінні Сребненської депресії і приурочене до Івангородської міжкупольної мульди. Нижньопермські відклади розкрито в інтервалі 1837-2800 м. У верхній своїй частині вони представлені соленосною товщею краматорської світи і товщею вапняків і доломітів слов’янської і микитівської світ. Калійно-магнієвий прошарок мають тричленну будову: нижня частина представлена карналітом, середня - бішофітом, верхня - карналітом і галітом з високим вмістом глинистих домішок. Потужність бішофітового горизонту досягає 32 м.

В гідрогеологічному відношенні Новоподільське родовище бішофіту розміщене в приосьовій частині Дніпровського артезіанського басейну і приурочений до зони з дуже ускладненим водообміном. Вміщуючими породами, безпосередньо контактуючими з пластом бішофіту є практично чиста кам’яна сіль. Для технічних цілей при бурінні свердловин, а також як розчинник при видобутку розсолу бішофіту використовуються води піщаних пластів відкладів бучацької світи палеогену. У зв’язку з великою різницею розчинності бішофіту і

Stumak Natali.

галіту покрівля та підошва пласта практично не розмивається, а висока пластичність солей виключає їх обвалювання.

За період з вересня 1998 р. по 01.01.2008 р. із св. №2 було видобуто 28109 $м^3$ розсолу із стабільно досягнутою густиною 1,27 $г/см^3$.

Проведений підрахунок розвіданих запасів та перспективних ресурсів сирої бішофітової руди Новоподільського родовища в наступних категоріях (млн. т): C_2 – 123,6; P_1 – 373,8 [Геоінформ, 2014].

На теперішній час родовище розробляється ТОВ «Укпериклаз» на підставі спеціального дозволу на користування надрами від 23.08.2013 р.

Затуринське родовище бішофіту розташоване в 2,0 км на північний схід від с. Затурине Полтавському районі Полтавської області. У структурному плані приурочені до південно-східного схилу Кротенківського прогину Орчиківської депресії. Інтервал залягання горизонту бішофіту встановлено в межах 2658-2678 м.

Покривні і підстеляючі породи представлені полімінеральними соленосними утвореннями з переважанням карналіту, кізериту з домішкою глинистого матеріалу, галіту, бішофіту, що поступово переходять у кам'яну сіль із прошарками ангідриту, аргілітів, вапняків, пісковиків.

За результатами лабораторних аналізів мінеральний склад галіт-бішофітової літофації такий, %: бішофіт – 88,47, галіт – 8,53, кізерит – 1,87, гіпс – 0,82, інші солі – 0,31. Середній вміст брому – 0,48%.

Балансові запаси сирої бішофітової руди і $MgCl_2$ у ній в межах ліцензійної ділянки за категорією C_2 складають: – руда –192,0 млн. т; $MgCl_2$ – 8,28 млн. т. [Геоінформ, 2014].

За даними ТОВ «Фірма «Мінерал», що розробляє родовище, видобуток сирої бішофітової руди в 2013 р. склав 9,0 тис. т. За період експлуатації родовища будь-якої деформації земної поверхні не спостерігалося.

В 2001-2003 рр. ДП «Полтавнафтогазгеологія» проводились пошуково-розвідувальні роботи з дослідно-промисловою розробкою на Ватажківському та

Shumak Natal I.

Східно-Полтавському родовищах бішофіту Полтавської області. Дані про запаси за промисловими категоріями відсутні.

Першочерговими об’єктами для подальших геологорозвідувальних робіт є Ярошівська, Савинківська, Монастирищенська і Августовська площі, які характеризуються найбільшою потужністю (25-30 м) магнієвих солей.

Генезис бішофіту. До прямих передумов виявлення в соленосних формаціях калійно-магнієвих солей (карналіту, бішофіту) відноситься збільшення потужності товщі соленосних відкладів на ділянках, що зазнали найбільшого конседиментаційного прогинання в процесі осадки солей у вигляді западин і прогинів у межах солеродних басейнів. Магнієві солі, які формувалися на заключних етапах сталого і потужного соленакопичення, з найбільшою ймовірністю можуть бути приурочені саме до таких ділянок.

Також, як пряму ознаку можна розглядати приуроченість найбільш потужного галогенезу до певних стратиграфічних підрозділів: це нижня крейда, тріас, перм, що, звичайно, не виключає можливості виявлення родовищ бішофіту і в інші епохи, але з меншою ймовірністю.

До непрямих пошукових ознак можна віднести бромхлорний коефіцієнт: зі зростанням концентрації солей в солеродному басейні (в ропі) у випадаючому галіті збільшується і вміст брому. Для інтервалів з підвищеним вмістом брому і хлору в соленосній товщі на цих ділянках встановлені калійні, калійно-магнієві та магнієві солі. Однак, через складність і велику різноманітность процесів соленакопичення це не завжди можливо простежити. Іноді калійні солі з’являються і при невисоких значеннях цього коефіцієнта, іноді вони відсутні і при високих його значеннях, що може бути пов’язано з різними співвідношеннями солей в джерелах живлення і зміною їх у часі. Найбільш ймовірні значення бромхлорного коефіцієнта на початку осадження: галіт – до 0,1; сильвін – до 0,4; карналіт – до 0,6; бішофіт – від 0,6 [Вакарчук Г.И., 1990,]. Після завершення циклу седиментації коефіцієнт знову знижується і починається новий цикл. Ця ознака має суттєве значення на завершальних етапах циклів соленакопичення, при яких створюються сприятливі умови для випадіння з

розсолів солей калію і магнію, тому що солі останніх зазвичай розвинені на відносно невеликих площах солеродних басейнів і частіше всього відсутні в його периферійних і крайових частинах.

Для забезпечення умов утворення магнієвих солей необхідна висока концентрація хлориду магнію в розсолі, яка зобов'язана не стільки маточній ропі, скільки процесам вилуговування карналіту дегідратаційними та інфільтрогенними водами [Пиннекер Е.В., 1982, Maria Bianca Cita, 2006]. Звідси стає зрозумілим приуроченість хлоридних магнієвих розсолів до калійних родовищ (Передуралля, Німеччина, басейн Atalante в Середземному морі та ін.) і, як правило, відсутність їх у карбонатних і ангідритових товщах. Аналогічним чином відбувається й збагачення розсолів калієм. Високий його вміст в розсолах виявлено тільки там, де в геологічному розрізі поширені калійні солі.

Так, на незначній по площі території Mediterranean Ridge (Східно-Середземноморського валу) виявлено три придонні озера розсолів: Urania, Atalante і Discovery [Maria Bianca Cita, 2006]. Розсоли даних озер сформувалися внаслідок підводного розчинення месинських евапоритів (що виходять на поверхню дна моря чи близько до неї), наявність яких підтверджена сейсмічними даними. Різниця хімічного складу розсолів даних озер пояснюється розчиненням різних шарів розрізу месинських евапоритів. Підводне розчинення месинських евапоритів відбувається в умовах потужних син- та постмесинських тектонічних деформацій та в місцях, де постмесинські відклади мають незначну потужність. Накопичення розчинених солей (розсолів) можливе за умови існування закритої депресії, в іншому випадку придонні потоки розбавляють та переносять розсоли, що перешкоджає їх накопиченню. Поверхня поділу морської води та розсолу досить чітка, проте вона залягає на різних глибинах у басейні Urania (3455 м) та Atalante (3344 м), які розташовані на відстані кількох кілометрів. Покрівля месинських евапоритів знаходиться вище поверхні розсольного озера південно-східної частини басейну Urania і нижче поверхні розсолу басейну Atalante. Два розсольних озера являють собою дві різні гідрогеологічні системи і відрізняються за хімічним складом. Розсоли озера Atalante суттєво насичені калієм, що,

Chumak Natal.

ймовірно, пов'язано із хлоридами калію, які є характерними для найвищих шарів евапоритової товщі. Вміст хлору в розсолах басейну Urania становить 120 г/л, тоді як у Середземному морі – 22 г/л. Розсоли басейну Discovery мають найвищу мінералізацію, будь-коли виявлену в морському середовищі – вміст хлору становить 260 г/л, вони сформувались у результаті розчинення бішофіту.

Таким чином, утворення бішофіту залежить не тільки від потужності товщі соленосних відкладів на ділянках, що зазнали найбільшого конседиментаційного прогинання в процесі осадки солей у вигляді западин і прогинів у межах солеродних басейнів, а й від приуроченості найбільш потужних етапів галогенезу до певних стратиграфічних підрозділів. Тобто, формування бішофітового літокомплексу відбувалося при поєднані палеокліматичних, палеогеографічних тектоно-геодинамічних умов, в яких протікав галогенез.

Sliumar Natali

4.2.4 Особливості речовинного складу глинистої фракції нерозчинного залишку легкорозчинних порід нижньопермської соленосної формації ДДз

У розділі наведено результати гранулометричного, рентгенофазового та електронно-мікроскопічного досліджень пелітової фракції водонерозчинного залишку та соляно-теригенних порід асельсько-сакмарської соле- та калієво-магнієносних субформацій пермської соленосної формації ДДз в межах Кобзівської, Чутівської, Новоподільської та Натальїнської структур.

4.2.4.1 Гранулометричний склад

Гранулометричний склад нерозчинного залишку соляних та соляно-теригенних порід узагальнено у табл. 4.2, рис. 4.24. Вміст глинистої фракції у нерозчинному залишку кам'яної солі перевищує 50 %. На рис. 4.16 ілюструються результати визначення гранулометричного складу соляно-теригенних прошарків з Чутівської та Кобзівської площ. Розподіл частинок за об'ємом характеризується двома чіткими максимумами, що відповідають пелітовій та алевритовій фракціям. З графіку 10 (кумулятивна крива розподілу частинок за об'ємом) видно, що понад 65 % частинок (за об'ємом) складають частинки менші за 1 мкм. Для формації

домінуючими мінералами пелітової фракції є гідрослюда та хлорит, однак склад глинистих мінералів субформацій відрізняються вмістом змішаношаруватих утворень і, у деякій мірі, впорядкованістю структури гідрослюди.

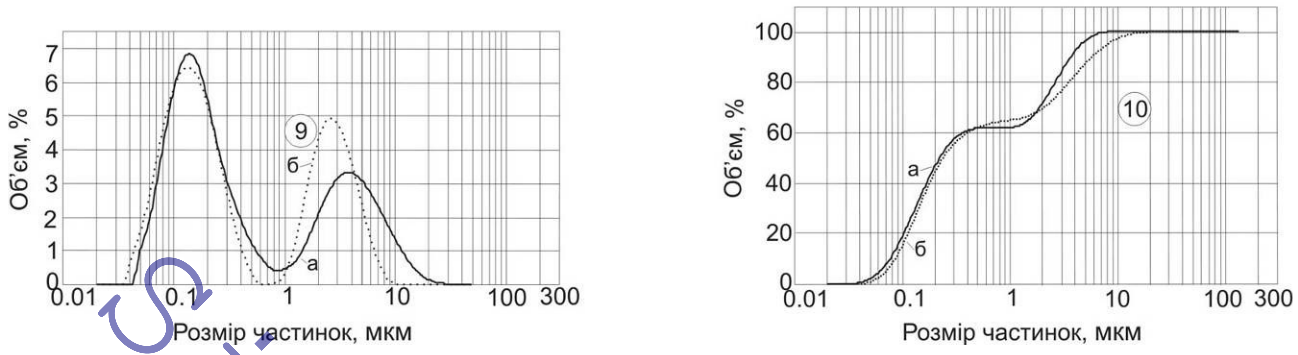


Рис. 4.24 Гранулометричний склад н.з. соляних та соляно-теригенних порід

Таблиця 4.2

Гранулометричний склад нерозчинного залишку кам’яної солі та соляно-теригенних прошарків нижньопермської соленосної формації ДДз

№ зразка	Площа, свердловина, інт. відбору проби, м	Інтервал, м	Вміст н.з. %	Фракції, %		
				0,1-0,01 мм	0,01-0,001 мм	<0,001 мм
Нижньопермська соленосна формація						
	Калій-магнієносна субформація					
5	Новоподольська, 2 (н.о.)	2266–2274	5	8	36	56
7	Новоподольська, 2	2266–2274	4	6	40	54
21-2	Новоподольська, 2	2540–2544	3	3	36	61
23-1	Новоподольська, 2	2618–2626	5	1	40	59
	Соленосна субформація					
18/07	Кобзівська, 52	3208–3216	прошарок	3	32	65
23/07	Кобзівська, 52	3224–3232	прошарок	8	41	51
7/07	Чутівська, 76	3417–3424	прошарок		38	62
15/07	Чутівська, 76	3614–3619	прошарок	1	40	59

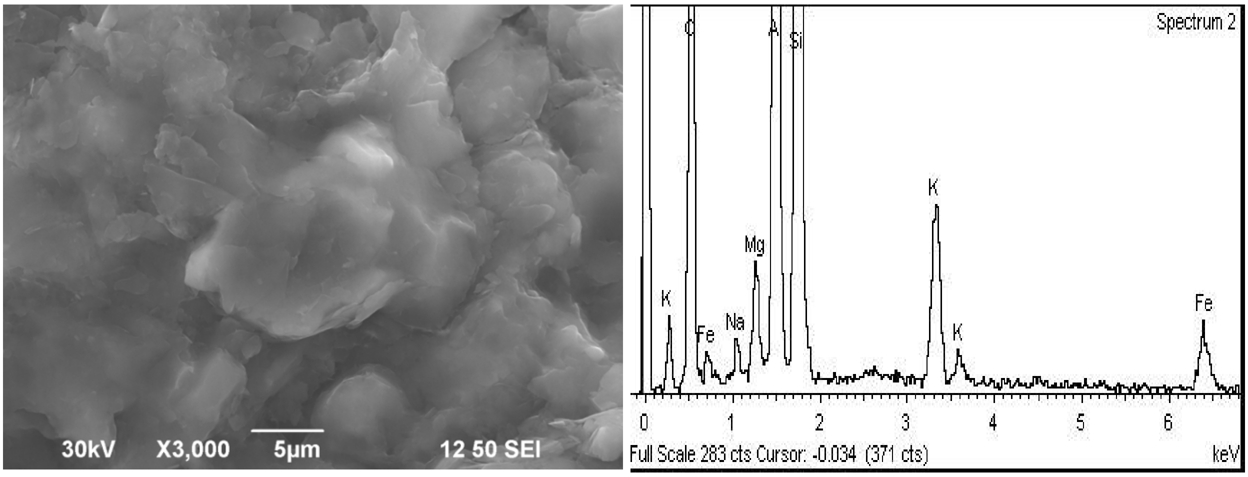
Пелітова фракція сульфатно-карбонатних відкладів виділена з глинистих прошарків у товщі складеній ангідритами, вапняками та доломітами Кобзівської структури за розрізом св. 50 в інтервалі 2733-3251 м. За даними рентгенофазового аналізу вона складена гідрослюдою, хлоритом та змішаношаруватими утвореннями гідрослюда-монтморилоніт і хлорит-монтморилоніт. В асоціації неглинистих мінералів цієї фракції, в залежності від проби, визначені: кальцит, доломіт, кварц, польовий шпат (домішка).

4.2.4.2 Мінеральний склад

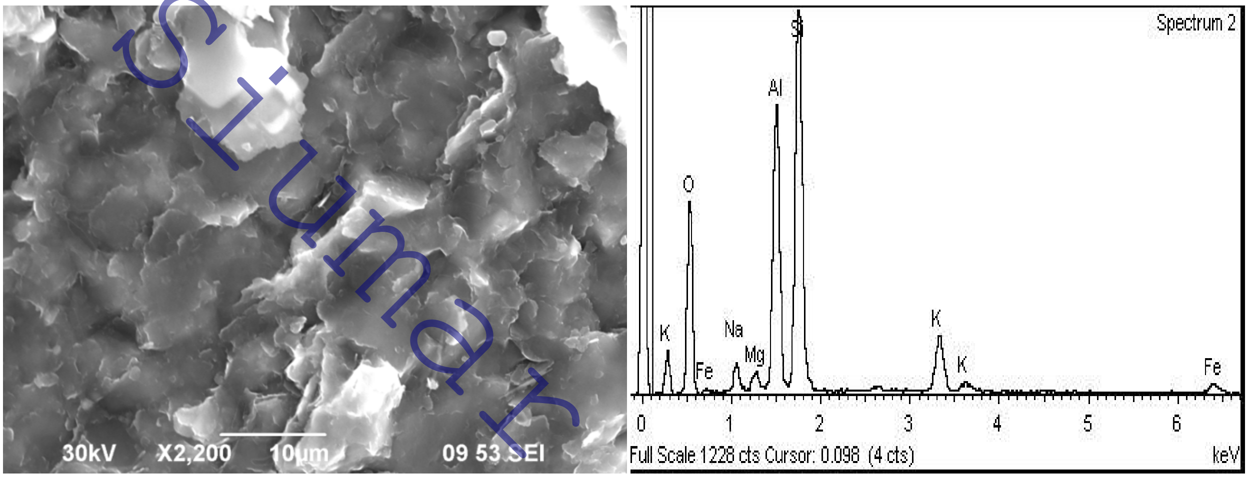
Асоціація глинистих мінералів відкладів соленосної субформації (микитівська світа) досліджена в глинистих прошарках з кам'яної солі св. 52 і 76 Кобзівської та Чутівської структур відповідно в інтервалах глибин 3208–3232 м та 3417–3619 м, а калієносно-магнієносної (краматорська світа) у н. з. кам'яної солі св. 2 Новоподільської структури в інтервалі 2540–2626 м. Пелітова фракція проб Кобзівської та Чутівської структур представлена гідрослюдою та хлоритом, у більшості з домішкою змішаношаруватого утворення гідрослюда-монтморилоніт. Майже в усіх пробах (за винятком однієї) присутній у незначній кількості, чи у вигляді домішки каолініт. Глинисті мінерали н.з. кам'яної солі Новоподільської структури представлені: у частині проб лише гідрослюдою та хлоритом. Неглинисті мінерали в пелітовій фракції Кобзівської та Чутівської структур визначені у двох пробах – в одній доломіт, в іншій польовий шпат (домішка), а Новоподільської структури присутні у всіх пробах та представлені доломітом, польовим шпатом (плагіоклазом) і кварцом.

Нерозчинний залишок калієносно-магнієносної субформації охарактеризований на прикладі відкладів краматорської світи (сакмарський ярус) св. 2 Новоподільська в інтервалі глибин 2266-2274 м, та св.632 Натальїнської структури (2810–2828 м). За даними рентгенофазового аналізу [Шехунова та ін., 2010] пелітова фракція цих відкладів представлена гідрослюдою, хлоритом, а в одній пробі (Натальїнська структура) ще і змішаношаруватими утвореннями гідрослюда-монтморилоніт і хлорит-монтморилоніт (рис. 4.25).

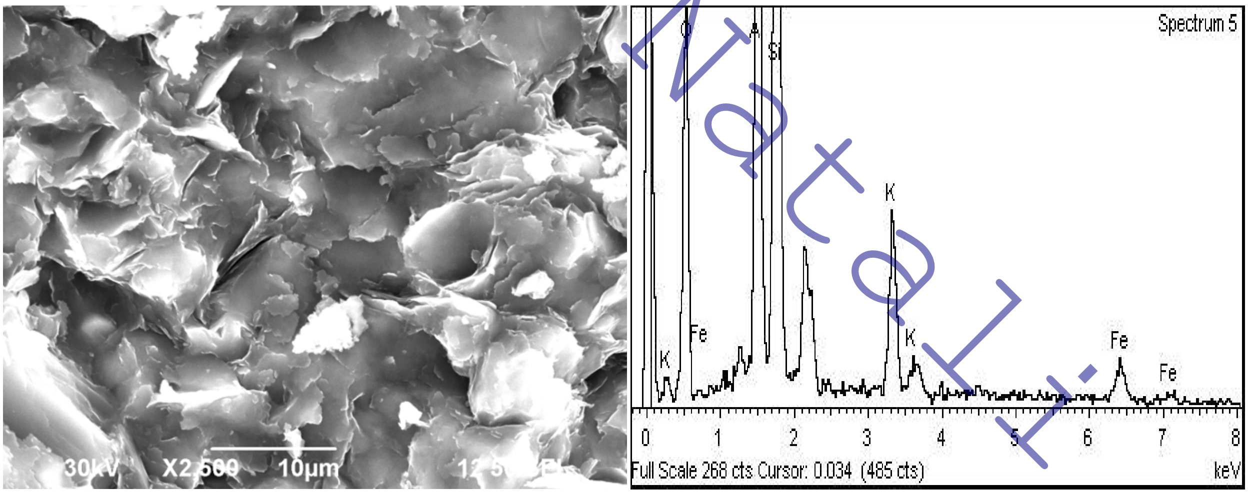
Shumak Natali



а

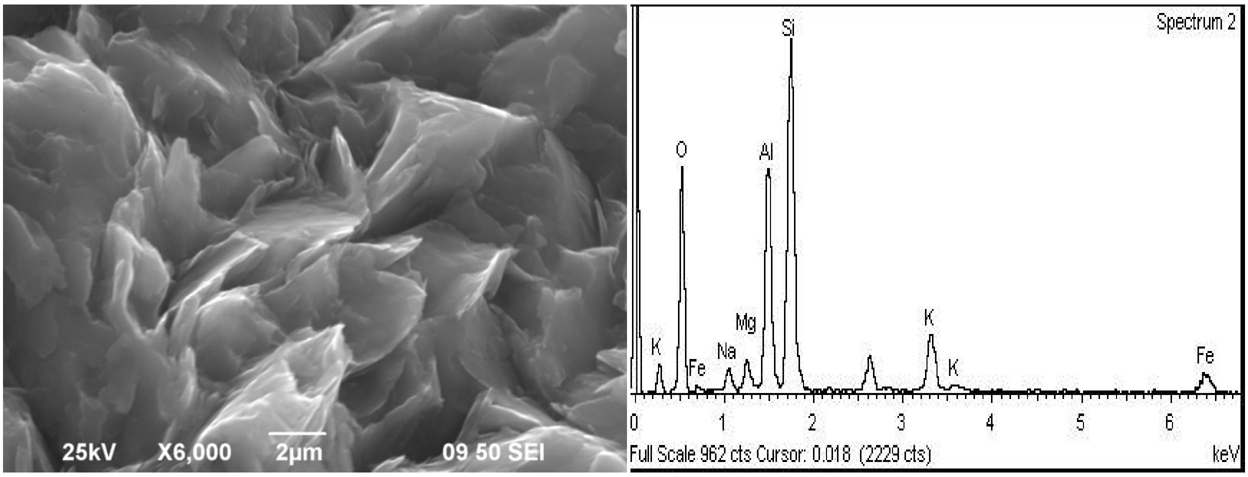


б



в

Shumar Natal.



г

Рис. 4.25Дані рентгенофазового аналізу пелітової фракції [Шехунова С.Б. та ін., 2010].

а – змішаношарувате утворення гідрослюди-монтморилоніту (св. Кобзівська 50, 3410–3420 м); б – змішаношарувате утворення монтморилоніт-гідрослюда (св. Натальїнська 632, 2810–2828 м); в – уламкова деградована гідрослюда (св. Кобзівська 50, 3468–3472 м); г – хлоритові агрегати (св. Новоподільська 2, 2266-2274 м).

Домінуючими мінералами пелітової фракції нерозчинного залишку соляних порід пермської соленосної формації є діоктаедрична гідрослюда та триоктаедричний магнезіально-залізистий хлорит, однак склад глинистих мінералів відкладів різних субформацій відрізняється вмістом змішаношаруватих утворень і у деякій мірі впорядкованістю структури гідрослюди. Схожу асоціацію глинистих мінералів солено-лагунного комплексу фацій північно-західної частини Донбасу описано В.Д. Шутовим, А.Т. Косовською, Т.Н. Соколовою (з використанням матеріалів Я.П. Феофілової) [Кітик В.І., 1961, Коссовская А.Г., 1976, Соколова Т.Н., 1978, Сонненфелд П., 1988]. Цими дослідниками доводиться те, що вирішальними факторами формування його мінерального складу є хімічне середовище басейну, яке змінюється під час його прогресивного осолонення. Для нижньопермської соленосної формації Західного Донбасу встановлено зміну

S1umar Natali.

складу асоціацій глинистих мінералів, пов’язано з утворенням магнезіальної фази мінералів коренситової групи магнезіальних хлоритів та гідрослюди.

Таким чином, мінерали пелітової фракції н.з. нижньопермської формації представлені, в основному, диоктаедричною гідрослюдою та триоктаедричним магнезіально-залізистим хлоритом, однак склад глинистих мінералів відкладів різних світ відрізняється вмістом змішаношаруватих утворень і, у деякій мірі, впорядкованістю структури гідрослюди.

Siumar Natali

РОЗДІЛ 5
ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ НИЖНЬОПЕРМСЬКОЇ СОЛЕНОСНОЇ ФОРМАЦІЇ ДДЗ

5.1 Оцінка впливу соленосних відкладів на особливості гідрогеохімії підземних вод

Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн є одним з найбільших у платформенній частині України (входить до складу мегарегіону Східно-Європейської платформи) і в геоструктурному відношенні пов'язаний з однойменною тектонічною западиною. Згідно сучасних поглядів на районування України Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн поділяється на Дніпровський, Прип'ятський та Донецько-Донський басейни II порядку [Бабинец А.Е., 1961, Варава К.Н, 1977, Шестопалов В.М., 2009 та ін.].

Водоносність нижньопермських відкладів на території басейну вивчено недостатньо. До відкладів нижньої пермі відноситься основний регіональний водотрив Дніпровського басейну – галогенна товща хемогенних порід краматорської та слов'янської світ, що залягає на глибинах 500-3500 м. Регіональний водотрив відділяє тріасовий водоносний комплекс від нижньопермсько-верхньокам'яновугільного, а також є межею, що розділяє гідродинамічні зони уповільненого (в окремих районах – інтенсивного) і дуже уповільненого водообміну [Швай Л.П., 1973].

Водовміщуючими породами нижньопермсько-верхньокам'яновугільного комплексу є тріщинуваті пісковики (окремі пачки потужністю 30-100 м), у меншій мірі вапняки, доломіти, піски й гіпси, перешаровані з щільними глинами. Вміст колекторів у розрізі комплексу майже 50 %. Потужність порід комплексу досягає на південному сході 1000 м і більше, в центральній частині – до 1450-1850 м. Глибина залягання коливається від 1000 м (Чернігівська опорна свердловина) до 4500 м (на схід від м. Полтава). Температура води на глибинах 1800-2000 м досягає 45-48°С.

Відклади нижньопермської формації залягають, в переважній більшості, в зоні дуже утрудненого водообміну, за виключенням прибортової зони.

Shumar Natali.

Вертикальна гідродинамічна та гідрохімічна зональність порушується в районах розвитку солянокупольних структур.

В межах досліджуваних площ пластові води нижньопермських відкладів представлені високомінералізованими, переважно хлоркальцієвими розсолами (217-264 г/л), максимальна їх мінералізація (М) сягає 320 г/л, пов'язана із зонами поширення галогенних відкладів, у міру занурення порід відношення rNa/rCl знижується від 0,93 до 0,72. У розсолах вилуговування галіту rNa/rCl сягає 0,99. На ділянках поширення гіпсів і ангідритів зустрічаються розсоли з підвищеним вмістом сульфатів. У зоні глибокого залягання води відрізняються підвищеним вмістом брому, місцями йоду та інших мікроелементів, що разом із підвищеною температурою дозволяє використовувати їх з лікувальною метою.

В залежності від умов залягання соляного тіла, характеру просторового розташування галогенних порід, підземні води поділяються на надсольові, внутрішньосольові, міжсольові, підсольові та навколосольові [Бельтюков, 2006]. Серед внутрішньосольових розсолів зустрічаються декілька різновидів – за умовами залягання, літологією вміщуючих порід та ін. Всі води ізольовані, але інколи можуть бути гідравлічно пов'язані внаслідок активізації тектонічних рухів, галотектокінезу.

<u>Надсольові води</u>

Підземні води у відкладах <u>*нижнього тріасу*</u> – хлоридно-натрієві і натрієво-кальцієві, залягають на глибинах від 500 до 1500-1200 м, М – 83-110 г/л, rNa/rCl 0,85-0,87, вміст йоду коливається від нуля до кількох міліграмів на літр, іноді досягаючи 4-5 мг/л, а брому – від слідів до 50-100 г/л, іноді до 200-240 г/л. Водоносність відкладів приурочена головним чином до базальних конгломератів, різнозернистих пісків і тріщинуватих пісковиків, останні поширені по всьому розрізу тріасових відкладів. Водоносні горизонти характеризуються значними дебітами. Пластові води за хімічним складом відносяться до хлоркальцієвого, хлормагнієвого і гідрокарбонатно-натрієвого типів. Хлоркальцієві води мають найбільше поширення на площі, у той час як інші типи зустрічаються тільки на периферійних частинах ДДз. Мінералізація хлоркальцієвих вод коливається від 25

Shumak Natali

г/л до 134 г/л (св. Рябухинська 208), що обумовлено глибиною залягання водовміщуючих порід. Ступінь метаморфізації (rNa/rCl) цих вод змінюється від 0,92 (Ічнянська площа) до 0,78 (Шебелинська площа). Найпоширенішими є води з rNa/rCl – 0,84-0,89. Вміст сульфатів, як правило, підвищений і сягає 676 мг/л (св. Ічнянська 2), що відповідає коефіцієнту сульфатності 2,1. У хлоркальцієвих водах тріасового віку кількість мікрокомпонентів змінюється в широких межах. Вміст йоду варіює від нуля до 5 мг/л, а брому – до 160 мг/л.

Хлормагнієві води мають досить обмежену площу поширення і зустрінуті на Ново-Санжарській площі в св. № 2. Мінералізація цих вод досягає 12 г/л, ступінь метаморфізації близький до одиниці і дорівнює 0,99. Коефіцієнт сульфатності сягає 4,9.

Гідрокарбонатно-натрієві води отримані при випробуванні Чернігівської опорної свердловини із глибини 704 м, М – 8,9 г/л, коефіцієнт сульфатності дуже високий (7,9).

Внутрішньосольові води

Поширені у відкладах *слов'янської світи*, водоносними є пісковики, тріщинуваті доломіти, ангідрити і вапняки із щільними водонепроникними товщами ангідритів, доломітів і кам'яної солі. Хлоркальцієві розсоли з мінералізацією 68-392 г/л, rNa/rCl – 0,46-0,97. В більшості випадків води збагачені сульфатами і кальцієм, що пояснюється присутністю у розрізі товщ ангідритів і гіпсів.

У відкладах світи виділяють горизонти: *верхньоангідритовий, верхньосольовий, внутрішньосольовий, середньо- і нижньоангідритовий*. Відмічається загальна тенденція до підвищення ступеня метаморфізації і зниження сульфатності у південно-східному напрямку. Для характеристики хімічного складу підземних вод нижньопермської галогенної формації є данні по Балаклійській, Червонодонецькій, Співаківській та Шебелинській площах.

Хімічний склад вод *верхньоангідритового горизонту* відомий по св. Червонодонецькій 1 (1632-1724 м). М – 66,9 г/л, відноситься до хлоркальцієвого типу. Вміст сульфатів і хлоридів лужних металів складає 94,6 %,

сульфатів і хлоридів лужноземельних металів – 4,98%. Величина співвідношення rNa/rCl – 0,98, (rCl – rNa)/rMg – 3,5. Вміст SO_4 – 34,45 мг*екв., Br – 1,6 мг/л, борної кислоти – 8,45 мг/л.

Води *середньосольового горизонту* (св. Співаківська 9-р, інт. 832-870 м; Шебелинська 38, 1920-1963 м) відносяться до хлоркальцієвого типу, М – 283,7-301,4 г/л. Вміст SO_4 – 18,6-66,78 мг/л. Вміст сульфатів і хлоридів лужних металів складає 75,92-94,38%, сульфатів і хлоридів лужноземельних металів – 5,6-24,06 %. rNa/rCl – 0,95-0,76.

У складі вод *нижньоангідритового горизонту* (св. Балаклійська 3-р, Шебелнська 2, Червонодонецька 4 і 9-р, Олексіївська 5р) спостерігається наглядне збільшення мінералізації з глибиною від 19,3 до 225,23 г/л. З глибиною також змінюється і тип вод від гідрокарбонатно-натрієвого до хлоркальцієвого, збільшення вмісту іону хлору – 10256,33-134039,0 мг/л та натрію 71626,6-84232,7 мг/л. rNa/rCl – 0,82-1,08. Хлориди кальцію переважають над хлоридами магнію (за виключенням св. Шебелинської 2). Абсолютний вміст сульфатів також збільшується з глибиною від 3-6 мг*екв. до 72,98 мг*екв., потім знову зменшується до 57,6 мг*екв. У розподілі йоду в загальному спостерігається збільшення, а потім зменшення вмісту з глибиною від 0 до 3,8 і до 0,63 мг/л, а брому – від 0 до 110,3 і до 44,2 мг/л. Вміст борної кислоти складає 0-234 мг/л. Таким чином, вміст йоду в водах нижньоангідритового горизонту менший у 1,5-2 рази, ніж середньосольового горизонту, а брому – в 3,5-4 рази.

Води *середньо- і нижньоангідритового горизонтів* (св. Співаківська 10-р, 11-р, 14-р): 11-р (390-469 м)-2,119 г/л, 10-р (456-654 м) – 33,162 г/л, 14-р (611-728 м) характеризуються значеннями мінералізації до 94,507 г/л. За хімічним складом води відносяться до хлоркальцієвого типу, мають подібну закономірність збільшення концентрації з глибиною. Вміст йоду – 1,9-3,1 мг/л, брому – 94-95 мг/л.

За коефіцієнтом rNa/rCl – 0,76-0,82 *внутрішньосольові води* є седиментогенними, дещо метаморфізованими. Зустрічаються низькі значення коефіцієнту метаморфізації внутрішньосольових вод – 0,95-1,08, що вказує на

Shumak Natali.

надходження інфільтраційних або таласогенних вод і розчинення галогенних порід.

Загалом, підземні води у відкладах *<u>слов'янської світи</u>* опробувані в свердловинах досліджуваних і суміжних з ними площ: св. Копилівська 32, 39, 43 (інт. 2584-2600 м, інт. 2744-2762 м, інт. 2815-2825 м), М – 244,3-280,74-292,35 г/л, rNa/rCl відповідно 0,55-0,46-0,66. мв. Співаківська 9-р (інт. 390-469 м), 10-р (інт. 586-684м, інт. 832-870м), М – 33,162-180,0-301,4 г/л, rNa/rCl відповідно 0,8-0,65-0,76.

Підземні води у відкладах *<u>микитівської світи</u>* опробувані в межах площ: Новоукраїнської (інт. 3300-3600 м), М – 223,43 г/л, rNa/rCl – 0,72; Шебелинської (1400 м, 2000 м), М – 32,2-264,34 г/л, rNa/rCl – 0,92-0,98; Чутівської (гл. 2700 м) М– 248,0 г/л, rNa/rCl – 0,62; Мелехівської (гл. 2400 м), М – 266,0 г/л, rNa/rCl – 0,64; Співаківської (інт. 300-500 м), М – 88-145 г/л, rNa/rCl – 0,7-0,93.

<u>Підсольові води</u>

Поширені у відкладах *<u>микитівської</u>* та *<u>картамиської світ</u>*. Водоносними є пісковики (рідко вапняки і доломіти), що розповсюджені невитримано в розрізі і по площі. Аргіліти і аргілітоподібні глини відіграють роль локальних водотривів, роль верхнього регіонального водотриву для нижньопермських теригенних і карбонатних відкладів виконує нижньопермська галогенна, а в межах її відсутності – пересажська глиниста товща. Для даного типу характерні хлоркальцієві розсоли, М – до 323 г/л, *rNa/rCl* – 0,63-0,99 і підвищена сульфатність.

Води характеризуються високими статичними рівнями, що досягають іноді денної поверхні, відносяться винятково до хлоркальцієвого типу з високим ступенем метаморфізації (0,76-0,86), однак на окремих площах метаморфізація вод значно нижче. До них відноситься Олексіївська площа, де rNa/rCl-0,97, що пояснюється заляганням нижньопермських відкладів під третинними осадками і поповненням нижньопермських водоносних горизонтів водами третинних відкладів.

Shumak Natal I.

У водах нижньопермських відкладів Шебелинської і Червоно-Донецької структур кількість йоду висока і досягає відповідно 19,04 і 16,9 мг/л. Амонію міститься до 150 мг/л (Гнідинці). Це хлоркальцієві розсоли з мінералізацією 54-314 г/л і коефіцієнтом метаморфізації 0,65-0,68. Підвищення концентрації солей в цих водах відзначається в напрямку до центральної частини западини.

Підземні води у відкладах *картамиської світи* опробувані в межах площ: Копилівської, Полтавської; Машівської; Чутівської; Розпашнівської; Ланнівської; Західно-Соснівської; Рябухинської; Шебелинської; Олексіївської; Північно-Волвенківської; Волвенківської; Балаклійської; Північно-Голубівської; Співаківської (див. додаток 2) – М – 74,14-323,7 г/л, rNa/rCl – 0,311-0,99 (низькі значення коефіцієнту метаморфізації свідчать про надходження підземних вод глибоких горизонтів C_1-D_3).

Навколосольові води

Приурочені до солянокупольних структур, поширені у відкладах юри, тріасу, нижньої пермі і карбону. Водоносними є суміжні із солянокупольними утвореннями, складеними галогенними породами верхньодевонського віку, водопроникні породи – соляно-тектонічні брекчії, конгломерати, пісковики, доломіти, ангідрити. Характерним для цих вод є значна мінералізація, до 330 г/л, високий коефіцієнт метаморфізації – 0,97-0,99, низький вміст мікрокомпонентів, незначний вміст йоду і брому. Поблизу зони живлення мінералізація і ступінь метаморфізації вод знижується, rNa/rCl сягає 0,97.

Щодо характеру руху в нижньому гідродинамічному поверсі не існує єдиної точки зору. Одні дослідники (Б.І. Куделін та Л.М. Швай) вважають, що в ДДз всі гідродинамічні зони промиваються інфільтраційними водами, що рухаються від регіональних областей живлення, головним чином з боку Воронезького масиву [Швай Л.М., 1983]. Інші науковці притримуються точки зору, що інфільтраційними водами промиваються тільки верхні зони, а в зоні досить утрудненого водообміну панує принципово інший – елізійний гідродинамічний режим (рис. 5.1).

Shumak Natal.

Найбільш послідовно друга точка зору розвивається в публікаціях і фондових роботах Ю.С. Застєжко (1969,1972) і В.А.Терещенко (1972). Згідно із цими уявленнями, гідродинамічний режим у нижньому поверсі в Дніпровсько-Донецькому, як і в інших седиментаційних басейнах, визначається дією літогенетичних і тектонічних факторів. Створення напорів є наслідком катагенетичної перебудови порового простору порід і тектонічних рухів, включаючи дію неотектонічних напруг.

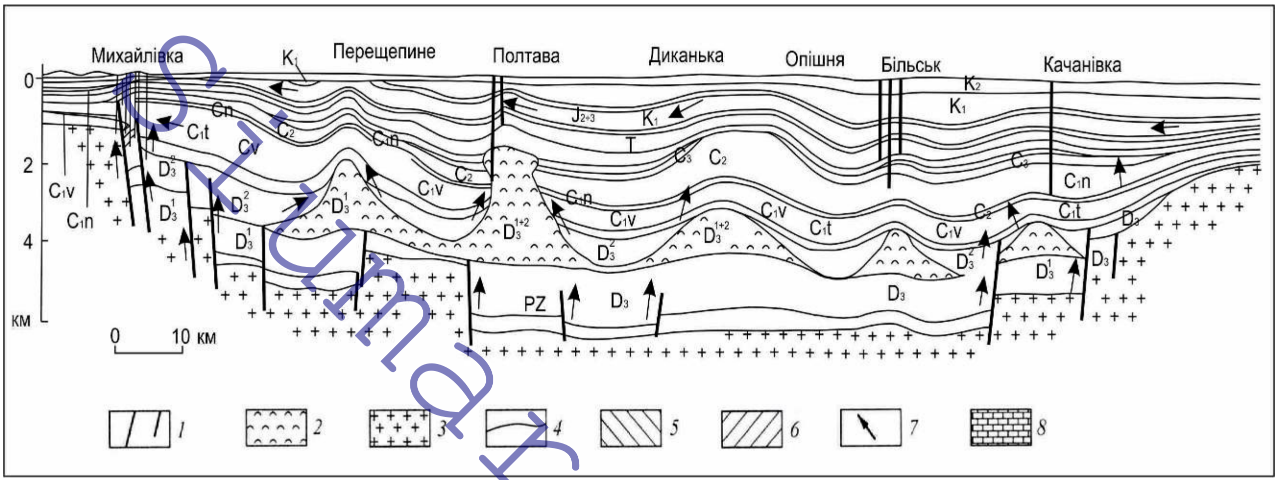


Рис. 5.1 Гідрогеологічний розріз Дніпровського артезіанського басейну по лінії Михайлівна – Качанівка [Шестопалов В.М., 2009]: *1* – розломи; *2* – галогенна формація верхнього девону; *3* – докембрійський кристалічний фундамент; *4* – межі поширення стратиграфічних комплексів. *Гідродинамічний поверх переважного руху підземних вод у водоносних горизонтах: 5* – латерального, *6* – вертикального; 7 – напрямок руху підземних вод; *8* – нижньопермський водотрив.

Основними типами порід, відповідальними за розвиток елізійно-водонапірної системи в ДДз, є глинисті (дегідратація яких пов'язана з фізичним ущільненням, але в основному із процесами перетворення монтморилоніту і змішаношаруватих мінералів у гідрослюди та ін.) та галогенні (перетворення гіпс-ангідрит). Важка ропа, що виділяється при ущільненні і перекристалізації останніх, викликає конвективні низхідні і висхідні рухи [Валяшко М.Г., 1963, 1968], що порушують загальну тенденцію елізійних систем до висхідного руху з найбільш занурених ділянок, до периферії басейнів. У ДДз елізійний рух поряд з

Olimar Natali.

відтисканням вод до периферійних зон характеризується також їх локальним вертикальним розвантаженням по зонах бокових контактів соляних куполів і тектонічним порушенням в центральній частині западини. В результаті значної літифікації порід і створення під дією тектонічних рухів каледонського, герцинського та інших циклів тектогенезу ряду жорстких структурних поверхів, сучасні масштаби елізійного розвантаження в розглянутому регіоні незначні, і води зони досить утрудненого водообміну характеризуються переважно застійним режимом.

Для з'ясування умов формування підземних вод і розсолів нижньопермських відкладів застосовувались палеогеографічний аналіз [Колодій В.В., 1972], з врахуванням впливу галогенних відкладів на різних етапах розвитку соляних куполів [Гуцало Л.К., 1969], вивчення порових розчинів глинистих порід [Бабинец А.Е., 1961, Колодий В.В., 1983 та ін.], а також ізотопного складу кисню та водню підземних розсолів.

На певних етапах геологічного розвитку ДДз створювались фізико-географічні умови, сприятливі як для акумулювання і перетворення таласогенних вод та вод континентальних водойм, так і для інфільтрації метеогенних вод на різних ділянках западини. Таким чином, формувались підземні води змішаного давньоінфільтрогенного і седиментогенного типів в умовах наявності галогенних товщ і соляних тіл. Це сприяло формуванню розсолів вилуговування поблизу соляних тіл і подальшій метаморфізації розсолів у напрямку відносного збагачення кальцієм за рахунок натрію. На користь такої точки зору свідчить наявність в нижньопермських відкладах досить міцних розсолів зі значним вмістом кальцію, проте з незначним вмістом брому. Ці розсоли утворились із розсолів вилуговування речовини соляних штоків, і будучи захороненими, метаморфізувались до хлоридно- кальцієво-натрієвих $Na/Cl<0,6$. Оскільки розсоли вилуговування галіту бідні на бром, то і їх метаморфізати мають високі значення Cl/Br відношень.

Галогенні товщі в гідрогеологічній історії нижньопермських відкладів грали визначальну роль у формуванні міцних і вельми міцних розсолів з одного боку, а

Shumak Natali.

з іншого – сприяли деякому збагаченню розсолів сульфатами і зменшення їх мінералізації за рахунок дегідратації гіпсів.

У кристалізаційних водах, отриманих шляхом відпресування з одночасним нагріванням гіпсів, вміст солей становить 0,3-4,3 г/л. Серед них переважають хлориди (15,8-51,4 %) і сульфати (9,4-38,6 %) кальцію. У підпорядкованих кількостях знаходиться хлорид натрію (5,2-25,4 %) та гідрокарбонат магнію (4,5-35,8 %). У сприятливих умовах кристалізаційні води, що виділяються у вільну фазу, могли розчинять кам'яну сіль, збагачуючись хлоридами натрію.

Таким чином формувалися води складного генезису, що включають метеогенну, седиментогенну і літогенну складові. Особливе значення мають конденсаційні води. В.В. Колодієм (1992) встановлено, що в газовому струмені на поверхню виноситься вода малої мінералізації, яка знаходилась в пласті не в газовій, а в рідкій фазі – всередині покладу або безпосередньо під ним, тобто підземних конденсаційних солонуватих вод. Водяна облямівка, що є джерелом вод малої мінералізації, утворюється при взаємодії пластових вод гідрогеохімічного фону та вод, зконденсованих з газово-порової суміші в надрах під час і після формування газових покладів [Колодій В.В., 1983].

За даними дослідження ізотопного складу водню і кисню, глибокозалягаючі підземні води ДДз повинні мати інше походження, ніж води зони активного водообміну. Зокрема, всі досліджувані підземні хлоридні кальцієво-натрієві розсоли нижньопермських відкладів з мінералізацією 80-300 г/л зони дуже утрудненого водообміну на глибині 1939-4390 м в переважній більшості мають ізотопний склад водню і кисню, близький до сучасних океанічних і морських вод. Тому їх можна вважати викопними морськими водами, метаморфізованими за сольовим складом. Також можливо ізотопне розбавлення захоронених хлоркальцієвих розсолів інфільтраційними водами в зонах неглибокого залягання водовміщуючих порід, в окраїнних частинах западини і в районах відсутності, вклинювання і порушення регіональних водотривів (тектонічних порушень, зонах розвитку солянокупольних структур).

Shumak Natali

Крім солонуватих та слабосолоних вод із свердловин разом із газом одержані хлоридні кальцієво-натрієві розсоли, мінералізація яких в 2-5 разів менша за мінералізацію розсолів фону. Ці опріснені розсоли пов’язані із впливом підземних конденсаційних вод.

В.Ю. Ветштейн та інші (1982) відзначали, що опріснені розсоли на газоконденсатних родовищах ДДз за ізотопним складом водню і кисню не відрізняються від вод гідрогеохімічного фону δ^2H=-35, $\delta^{18}O$=-3,5 – це розсоли фону, змішані з конденсаційними водами.

Таким чином, у верхньокам’яновугільно-нижньопермському водоносному комплексі переважають води змішаного генезису – суміші давньоінфільтрогенних, седиментогенних і літогенних вод, як локальні прояви зустрічаються підземні конденсаційні води і їх суміші з пластовими розсолами гідрогеохімічного фону.

Для з’ясування закономірностей просторових гідрогеохімічних особливостей пластових вод і порових розчинів та характеру взаємозв’язку літологічного складу порід з хімічним складом розсолів верхньокам’яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу були створені карти ізоліній мінералізації та коефіцієнту Na/Cl. Матеріалом для побудов слугували дані хімічного складу розсолів понад 100 свердловин, що вскривають даний водоносний комплекс на глибинах 691-3997 м в межах південно-східної частини ДДз від Полтавської структури до Співаківського підняття (рис. 5.2).

Stiumar Natali.

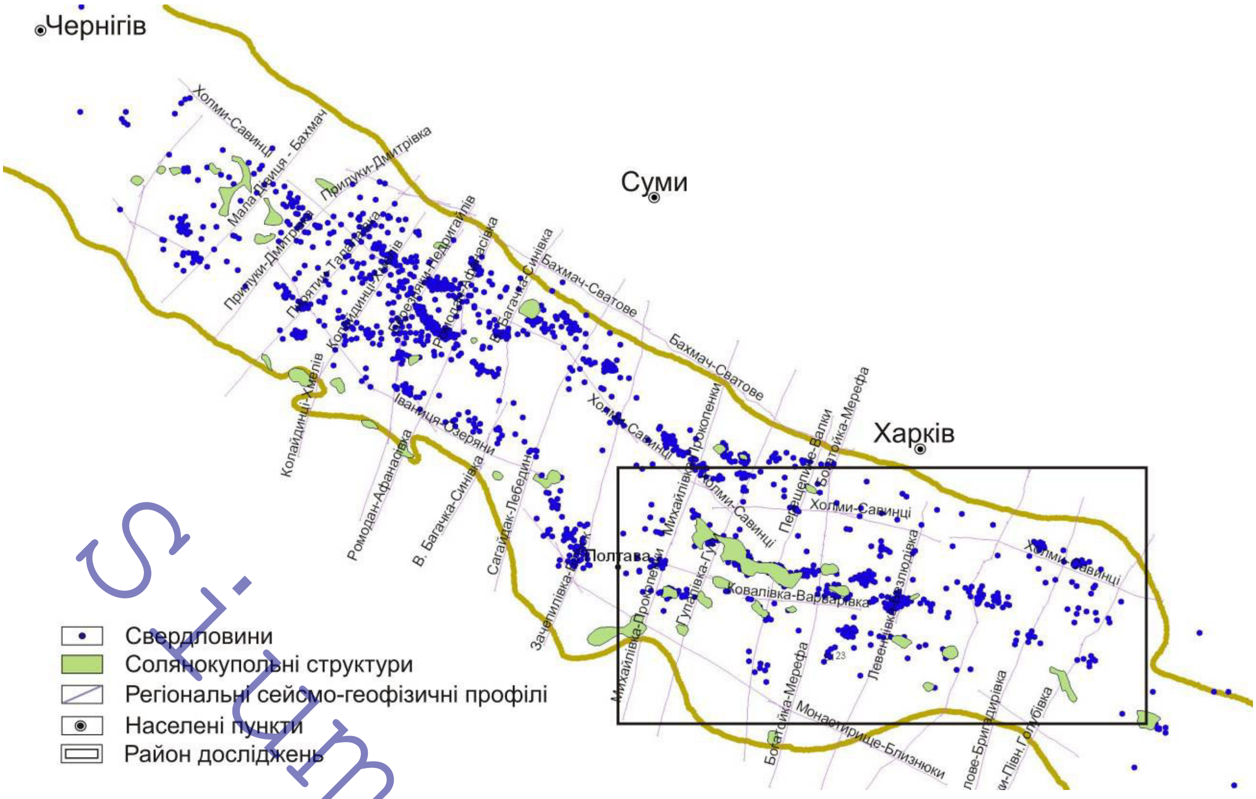


Рис. 5.2 Схема розташування району досліджень

Пластові води нижньопермських відкладів представлені розсолами 55,86 г/л (св. Балаклейська-6) – 312,61 г/л (св. Рябухинська 208) переважно хлоридно-кальцієвого типу (за генетичною класифікацією В.О. Суліна, 1948) хлоридно-натрієвого складу (рис. 5.3).

Siumar Natali

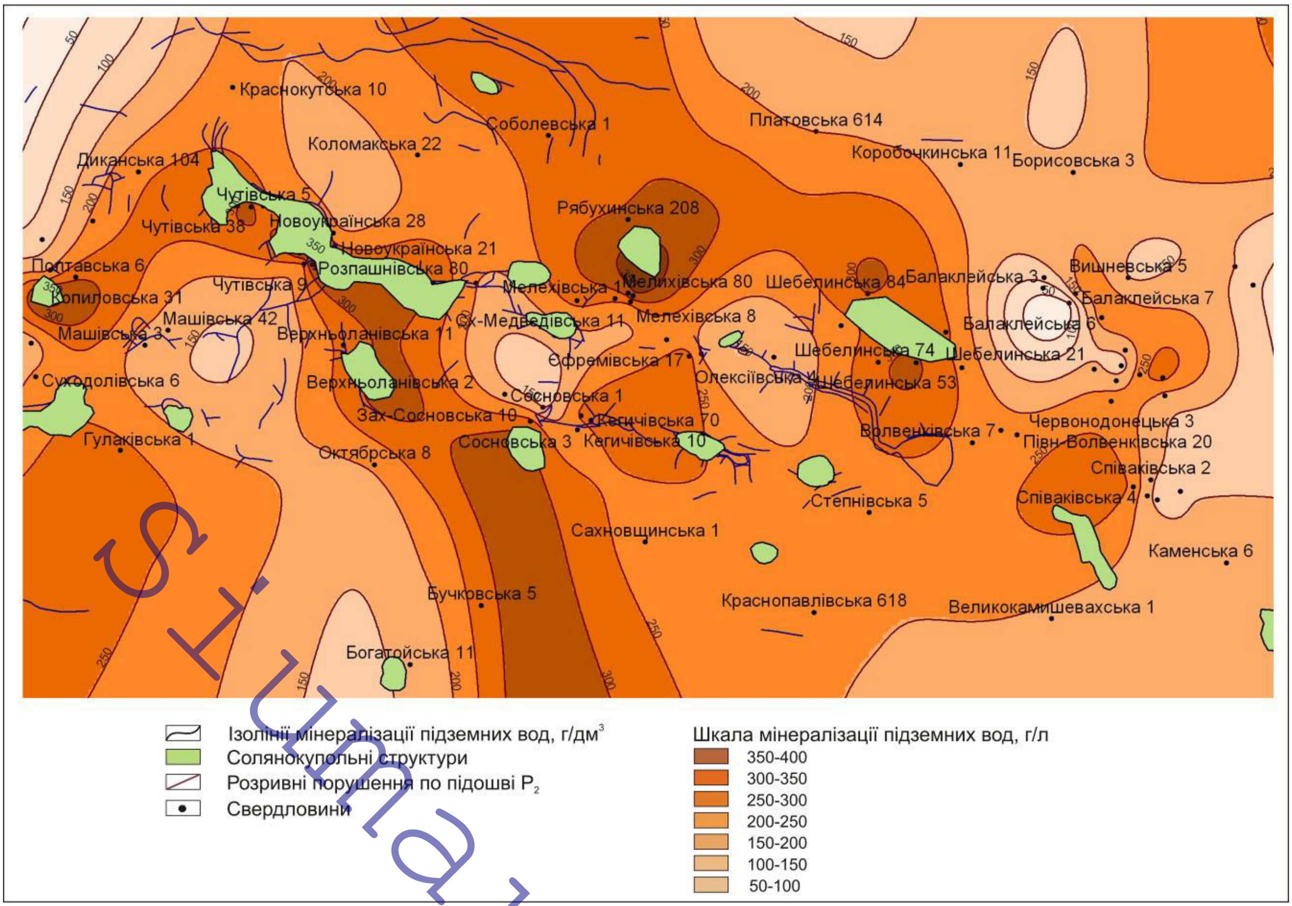


Рис. 5.3 Карта ізоліній мінералізації розсолів верхньокам'яновугільного-нижньопермсько водоносного комплексу

За даними А.Є. Бабинця (1961) та В.В. Колодія (1983) мінералізація підземних вод збільшується до нижньопермської галогенної товщі, а в кам'яновугільних відкладах – знижується. Проте, як видно з отриманих результатів, максимальні значення мінералізації (256,65-312,61 г/л) спостерігаються на ділянках облямування солянокупольних структур (Копилівській, Чутівській, Розпашнівській, Ланнівській, Соснівській, Рябухинській, Шебелинській і Співаківській), що вказує на вплив розсолів вилуговування речовини штоку безпосередньо через зону контакту та/або можливість гідравлічного зв'язку між водопроникними шарами навіть в умовах дуже утрудненого водообміну. Мінімальні значення мінералізації (55,86-112,0 г/л) приурочені до міжштокового простору та/або міжсольових вод у тріщинуватих ангідритах.

Shumar Natali

На ділянках поширення гіпсів і ангідритів зустрічаються розсоли з підвищеним вмістом сульфатів від 301,22 мг/дм^3 (св. Копилівська 39, 2744 м) до 2687,24 мг/ (св. Рябухинська 208, 3440 м), при цьому коефіцієнт сульфатності (rSO_4*100)/rCl коливається в широких межах 0,0075-0,45. Коефіцієнт Cl-Na/Mg змінюється від 2,06 (св. Шевченківська 304, 1980 м) до 21,3 (св. Розпашнівська-81, 3628 м). Значення коефіцієнту Ca/Mg коливається в межах від 1,5 до 3,5.

Питання походження високомінералізованих хлоркальцієвих розсолів досі є дискусійним. Галогенні формації містять кальцієві карбонати й ангідрит. Коли з ними контактують розсоли, гранично насичені хлоридами натрію, створюються умови для нагромадження і концентрації хлоридів кальцію – солі з найбільш високою розчинністю. Розсіл перетворюється спочатку в хлоридний натрієвий → натрієвий → кальцієво-натрієвий, а потім у хлоридний кальцієвий. Джерелом кальцію є карбонати, але провідне значення має перехід кальцію з ангідритів. Перехід кальцію можливий також з теригенних порід, наприклад при альбітизації плагіоклазів.

Сульфати виводяться із розчину у формі гіпсу, а магній – у формі доломіту, що призводить до відносного концентрування хлоридів кальцію. На можливість катагенетичного походження доломіту у зв'язку з формуванням хлоркальцієвих вод вказували В.І. Гуревич, А.І. Осипова, Ю.С. Кормілець, А.О. Махнач та ін. Причиною підвищеного вмісту кальцію може бути і катіонний обмін. При наявності в породах інших сульфатних мінералів рідка фаза збагачується стронцієм, барієм та іншими елементами. Обов'язковими умовами концентрації розсолів вважаються тривалість процесу в масштабі геологічного часу, відновна обстановка і термодинамічні умови, властиві зоні дуже утрудненого водообміну [Геологическая эволюция…, 2005].

Розсоли відрізняються підвищеним вмістом брому до 1549 мг/л (св. Мелехівська 8, гл. 2180 м), мінімальне зафіксоване значення становить 44,22 мг/дм^3 (св. Олексіївська 4, гл. 2500 м). Бром, відповідно до його розподілу в галоїдних солях (галіті, сильвіні і карналіті) здатний переходити в рідку фазу в значних кількостях. Певною мірою він успадкований від маточної ропи, однак у

Shumar Natali.

набагато більших кількостях він може надходити з мінералів солей. Варто враховувати, що зі збільшенням температури й тиску, розчинність сполук брому сильно зростає. Величина співвідношення Cl/Br коливається в межах 64-3046 мг/л, pH коливається в межах від 4,5 (св. Копилівська 32, гл. 2922 м) до 8,6 (св. Рябухинська 208, 3440 м).

На надходження багатьох елементів з порід (не тільки Ca, Mg, K, а і Br, B, Li та ін.) вказує подібність мікрокомпонентного складу розсолів і порід галогенних формацій. Незначні концентрації йоду – 3,1 мг/л (св. Співаківська 11, гл. 560 м) в розсолах легко пояснюються низьким його вмістом у породах. Максимальні значення вмісту йоду сягають 113,41 мг/л (св. Розпашнівська 81, гл. 3900 м) та 130,0 (св. Мелехіська 74, гл. 2548 м). Перехід елементів із солей у розчин на значних глибинах відбувається за рахунок молекулярної дифузії, при цьому підвищення температури і тиску може призвести до вибіркового розчинення окремих елементів у кількостях, набагато більших, ніж у ропі [Варава К.Н., 1977].

Як було зазначено вище, у верхньокам'яновугільно-нижньопермському водоносному комплексі переважають води змішаного генезису – суміші седиментогенних, давньоінфільтрогенних і літогенних вод. Існують геохімічні критерії, що дозволяють відокремити седиментогенні розсоли від розсолів вилуговування, а також перехідні між ними розсоли змішаного генетичного типу. В якості основного критерію генетичного розподілу розсолів зазвичай використовується залежність між Na/Cl та Cl/Br коефіцієнтами, що відображає природні процеси концентрації морської води в сучасних лагунах і процеси вилуговування солей (за класифікацією К.М. Варави, 1977).

На основі аналізу побудованої карти розподілу коефіцієнту Na/Cl (рис. 5.4) нами було виділено зони розсолів: седиментогенних, вилуговування та змішаного типу.

Shumar Natali.

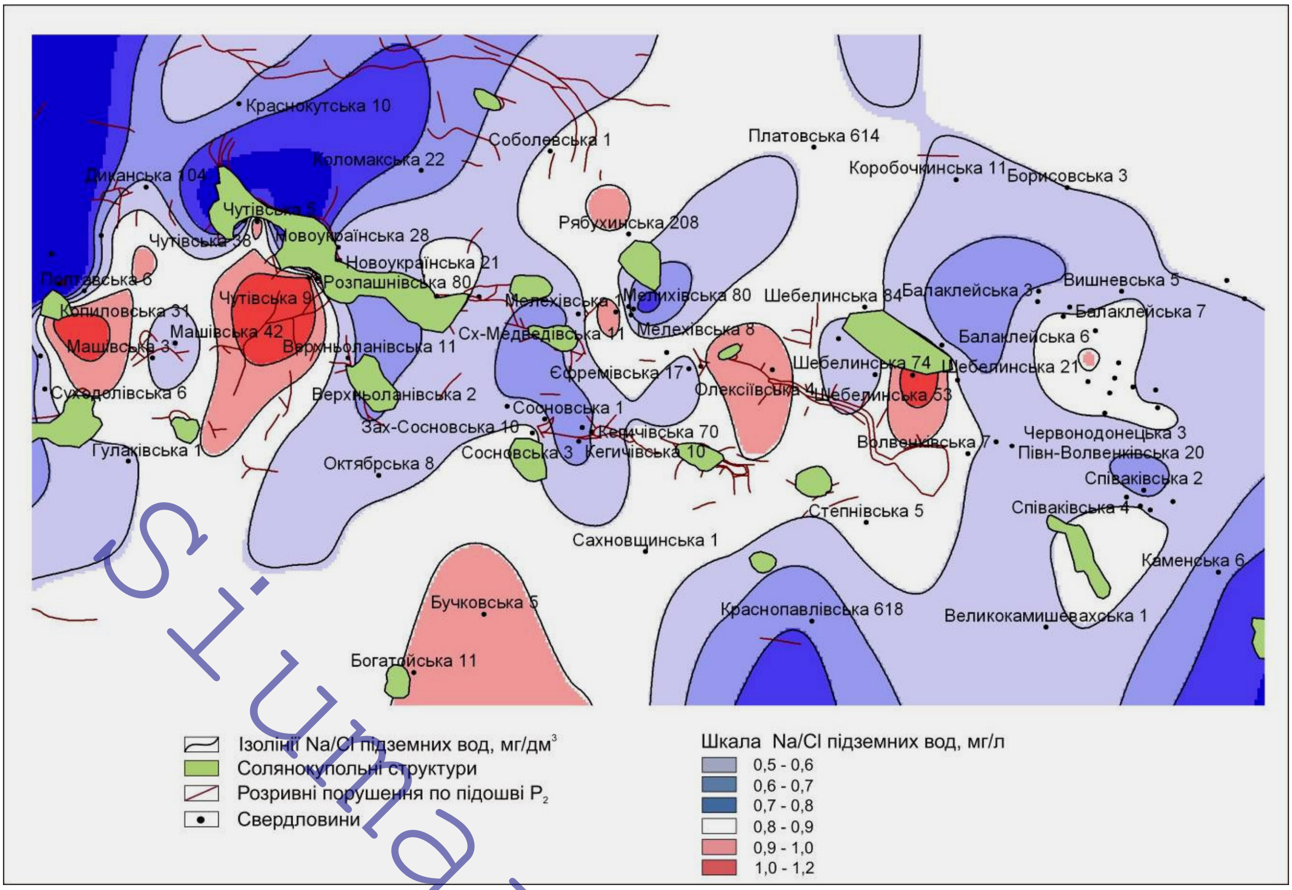


Рис. 5.4 Карта ізоліній коефіцієнту Na/Cl: <0,8 – седиментогенні розсоли; 0,8-0,9 – змішаного типу; >0,9 – розсоли вилуговування (класифікація за К.М. Варавою, 1977 та ін.)

Седиментогенні розсоли поширені в північно-західній та південно-східній частинах досліджуваної території, значення коефіцієнту змінюються від 0,46 (св. Копилівська-31) до 0,79 (св. Співаківська 5).

Розсоли змішаного типу поширені в напрямку з південного-заходу на північний схід, значення коефіцієнту змінюються від 0,80 (св. Північноголубівська-5) до 0,89 (св. Червонодонецька 4).

Розсоли вилуговування поширені локально і приурочені до соляних штоків, значення коефіцієнту Na/Cl змінюється від 0,94 (св. Мелихівська 1) до 1,09 (св. Шебелинська 53).

За результатами зіставлення загальної мінералізації з коефіцієнтом Na/Cl виділяються дві групи розсолів, у яких при збільшенні мінералізації

S.Hurak Natal.H.

співвідношення Na/Cl знижується (Розпашнівська і Мелихівська площі) або зростає (Копилівська, Чутівська, Богатойська, Рябухинська, Шебелинська площі).

Як видно з графіка співвідношення коефіцієнтів Cl/Br та Na/Cl води переважають розсоли змішаного типу (рис. 5.5). Перерозподіл маси та розчиненої речовини цих вод здійснюється шляхом змішування розсолів різних стадій генерації між собою, а також із первинними маточними водами і дегідратаційними водами (катагенетичних перетворень глинистих мінералів та реакції переходу гіпс–ангідрит). Основними механізмами надходження підземних вод у під- і міжсольові товщі є струменеве гравітаційне просочування важких розсолів вниз, а більш легких вод вгору (по порах, тріщинах, розломах і зонах бокових контактів соляних куполів), а також відтискання міжкристальної ропи, що може видалятися із соляних відкладів, в результаті їх ущільнення (за елізійним механізмом). При відтисканні можливе не тільки вертикальне низхідне стікання розсолів, а й латеральний рух під галопелітовими прошарками по соляних пластах та внутрішньосольових карбонатних і піщаних пачках [Варава К.Н., 1970].

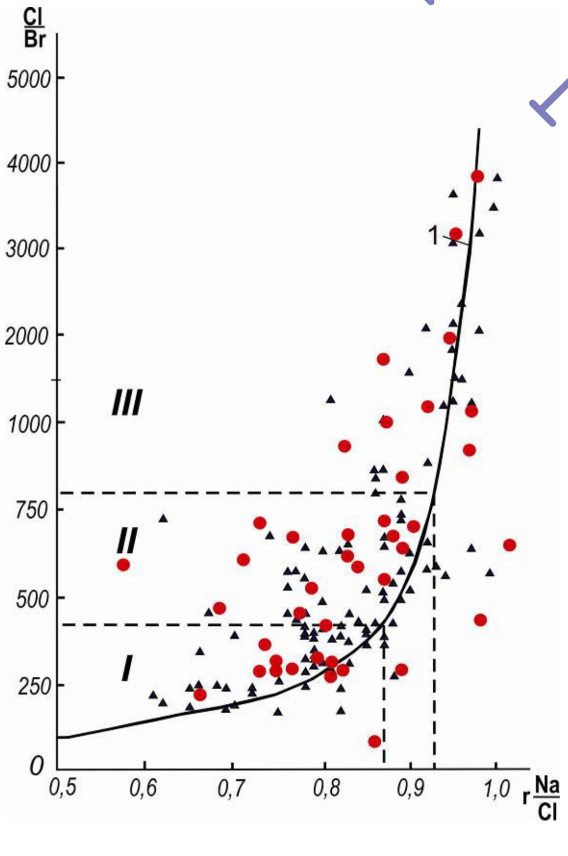


Рис. 5.5 Графік генетичного розділення розсолів відкладів нижньої пермі Дніпровсько-Донецького басейну [К.М. Варава]:

Shumar Natali

1 – лінія середніх значень співвідношення коефіцієнтів Cl/Br та Na/Cl нижньої пермі; *2* – фактичне співвідношення коефіцієнтів Cl/Br та Na/Cl вод нижньої пермі (за даними Варави 1977); *3* – фактичне співвідношення коефіцієнтів Cl/Br та Na/Cl вод (за даними, зібраними авторами); *I-III* – поля розвитку генетичних типів розсолів: *I* – седиментогенних, *II* – змішаних, *III* – вилуговування.

На основі аналізу даних хімічного складу розсолів в межах досліджуваного розрізу виділено і охарактеризовано наступні зони підземних вод: над-, внутрішньо-, під- та навколосольових. Встановлена залежність складу і мінералізації від зазначених зон підземних вод, максимальні значення пов'язані з міжсольовими слов'янськими утвореннями та картамиськими навколосольовими розсолами вилуговування (внаслідок впливу соляних штоків, складених галогенними породами верхньодевонського віку).

Варто відмітити, що накладені галокатагенетичні перетворення в системі «породи – підземні води (розсоли)» обумовили хімічний склад і мінералізацію підземних вод нижньопермських відкладів ДДз [Стадніченко С.М., 2010]. Як було зазначено вище, досліджувана товща відноситься до зони дуже утрудненого водообміну, характеризується елізійним режимом і низькими швидкостями руху підземних вод – 0,7 м/рік, мінералізація пластових підземних вод становить 74-323,7 г/л, її значення невитримані по площі і в розрізі. 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.

Таким чином, встановлено закономірності мінливості по площі і в розрізі хімічного складу підземних вод в межах південно-східної частини ДДз, які відображають вплив літологічного складу соленосних утворень на гідрохімічний

Stumar Natali.

склад водоносного комплексу. Максимальні значення мінералізації спостерігаються на ділянках розвитку соляних штоків, що вказує на вплив розсолів вилуговування речовини штоку безпосередньо через зону контакту та/або можливість гідравлічного зв'язку між водопроникними шарами, навіть в умовах дуже утрудненого водообміну. Мінімальні значення мінералізації приурочені до міжштокового простору та/або міжсольових вод у тріщинуватих ангідритах.

На основі аналізу побудованої карти розподілу коефіцієнту Na/Cl виділено зони седиментогенних розсолів, змішаного типу та вилуговування. Седиментогенні розсоли поширені в північно-західній та південно-східній частинах досліджуваної території, розсоли вилуговування – приурочені до соляних штоків.

Siumar Natali

5.2 Геохімічні особливості розподілу стронцію ($^{87}Sr/^{86}Sr$) в нижньопермській соленосній формації

У розділі представлені результати вивчення ізотопного складу стронцію та сірки у зразках пластового ангідриту переважно центральної та південно-східної частин поширення микитівської та слов'янської світ (Копилівська, Рябухинська, Західно-Співаківська площі) та в одному зразку верхньодевонської (франської) соленосної формації (Чутівська структура).

5.2.1 Аналітичні методики

Ізотопний склад стронцію та сірки вивчався в ангідриті з прошарків у кам'яній солі, ангідриті з нерозчинного залишку кам'яної солі, що утворилась за різних фаціальних умов (соляно-теригенні утворення, мілководна пір'яста кам'яна сіль, глибоководні утворення та ін.), ангідриті з н.з. кам'яної солі домішками полігаліту та карналіту, кізериті з н.з. карналіт-кізеритової породи з інтервалів, що містять бішофіт та піриті з н.з. кам'яної солі. Мономінеральні фракції сульфатів та дисульфідів були отримані шляхом розчинення великих зразків солей у бідистильованій воді, розділу н.з. на фракції і відбору під бінокулярним мікроскопом. Чистота виділених мінералів контролювалася рентгенівським та SEM EDS-WDS аналізами. Морфологія сульфатів та дисульфідів свідчить про їх аутигенний характер.

Дослідження ізотопного складу *стронцію* виконано в лабораторії ізотопної геології Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН України під керівництвом чл.-кор. НАН України, д.г.н. Л.М.Степанюка за розробленою та опублікованою методикою [Довбуш Т.І., Скобелєв В.М., Степанюк Л.М., 2008].

Дослідження ізотопного складу сірки виконано в лабораторії ізотопної геохімії Інституту геохімії навколишнього середовища НАН України Ю.М. Деміховим на мас-спектрометрі МІ-1201В (в/о «Електрон», м. Суми, Україна) відносно внутрішнього стандарту піротину. У якості контрольних зразків використано троїліт Сіхоте-Алінського метеориту ($\delta^{34}S$=0‰) та сульфат

Shumak Natal H.

Індійського океану ($\delta^{34}S$=+20,0‰). Довірчий інтервал одиничного вимірювання $\delta^{34}S$ дорівнює ±0,5 ‰. Щоб одержати SO_2 із сульфідів для вимірювання відношення $^{34}S/^{32}S$ використовувалася методика їхнього окислевання в присутності окису міді. Сірка ангідриту попередньо переводилась у сульфід кадмію відновленням із графітом. Для виділення сірки з кізериту 100 мг перемеленого у порошок у агатовій ступці зразка, розчиняється у бідистильованій гарячій воді. Після повного розчинення сульфатів, розчин фільтрується, і за допомогою $BaCl_2$ та HCl осаджується $BaSO_4$. Осад промивається дистильованою водою до усунення хлоридів та висушується. Порошок $BaSO_4$ додатково очищається в електричній печі при температурі 500°С. Чистий сульфат барію відновлюється реактивом $NaPO_3$ та вакуумуванням отримується газ SO_2 для ізотопних досліджень.

5.2.2 Результати досліджень та їх обговорення

Дослідження ізотопного складу стронцію ($^{87}Sr/^{86}Sr$) в соленосних утвореннях використовують для розробки стратиграфічних схем високої роздільної здатності в морських розрізах, оцінки тривалості перерв осадконакопичення, встановлення джерел постачання речовини в солеродні басейни (морських, континентальних, глибинних, гідротермальних розчинів та ін.), ступеня осолонення басейну та оцінки діагенетичних перетворень відкладів. Геохімічне значення ізотопних досліджень стронцію повязано впершу чергу з визначенням еволюції відношення в океанічній воді. В сучасному океані воно постійне (0,709), це визначається тривалим часом знаходження стронція в океані (боизько 5 млн. р.) відносно до часу перемішування океанічних вод (1000 р.), а також значно вищою концентрацією стронцію в океані у порівнянні з концентрацією у річній воді. Тому ізотопне відношення стронцію в океанічній воді розглядаєтьс як планетарна константа, яка характеризує умови кругообігу стронцію для певних відрізків геологічного часу. Варіації відношення стронцію в океанах в геологічному часі залежать від співвідношення в живленні океанічного резервуару стронцієм континентального стоку (0,711) та донних океанічних базальтів (0,703). Інтерпретація отриманних значень ізотопного складу

Sluмак Natal I.

стронцію, як і решти систем ізотопної геохімії має проблеми з доведенням збереженості ізотопної системи з часу осадконакопичення. У більшості випадків під час вторинних перетворень сульфатних порід відбувається підвищення ізотопного співвідношення через нажходження через водні розчини більш радіогенного стронцію з уламкових порід. Тому для встановлення океанічного впливу на формування формації зазвичай треба орієнтуватися на найнижчі показники. На відміну від сірки, кисню та вуглецю, для стронцію невідомі природні фізико-хімічні процеси фракціонування. Причина зміни ізотопного складу стронцію – привнесення ^{87}Sr за рахунок розпаду ^{87}Rb. Стронцій видаляється з морської води шляхом осадження з кальцієм, що залежить від низки факторів, що важко контролюються. Серед цих факторів відношення вмісту стронцію до кальцію, загальна концентрація стронцію у вихідному розчині, а відтак і загальна солоність води.

^{87}Sr/^{86}Sr був досліджений у 36 зразках з 13 свердловин пластового ангідриту, відібраних з керну свердловин переважно з центральної та південно-східної частин поширення микитівської та слов'янської світ (Копилівська, Рябухинська, Західно-Співаківська площі) (рис. 5.6). Досліджувалися зразки ангідриту з витриманих прошарків потужністю 5 см та більше.

Рис. 5.6 Карта фактичного матеріалу

Shumak Natali

Як показано в численних спеціальних публікаціях співвідношення ізотопів стронцію, зокрема в сульфатних прошарках галогенних утворень, визначається джерелом розсолів (морським, континентальним або змішаним), а також низкою постседиментаційних перетворень, що зазнає порода. Тому з метою ув'язки геохімічних даних з геологічними нами виконано детальні літолого-мінералогічні дослідження сульфатних та соленосних частин розрізу нижньопермської формації в межах Кобзівської, Чутівської, Натальїнської, Мар'янівської, Ланнівської та Новоподільської структур, за результатами петрографічних досліджень охарактеризовано основні типі порід, вивчено н.з. кам'яної солі, теригенно-соляних порід микитівської та слов'янської світ асельського ярусу. В них виділено ритми соленакопичення, представлені пластами кам'яної солі: святогірським, торським, нижньо- та верхньопідбрянцівськими.

Основні вивчені літотипи порід формації охарактерезовано в розділі 4.

Ізотопний склад стронцію ангідритів *слов'янської (святогірський, торський ритми) та микитівської (нижьопідбрянцівський ритм) світ.*

Отримані значення ізотопного складу співвідношення $^{87}Sr/^{86}Sr$ змінюються від 0,70779 до 0,70810 (рис.5.7, табл. 5.1).

Stumar Natali

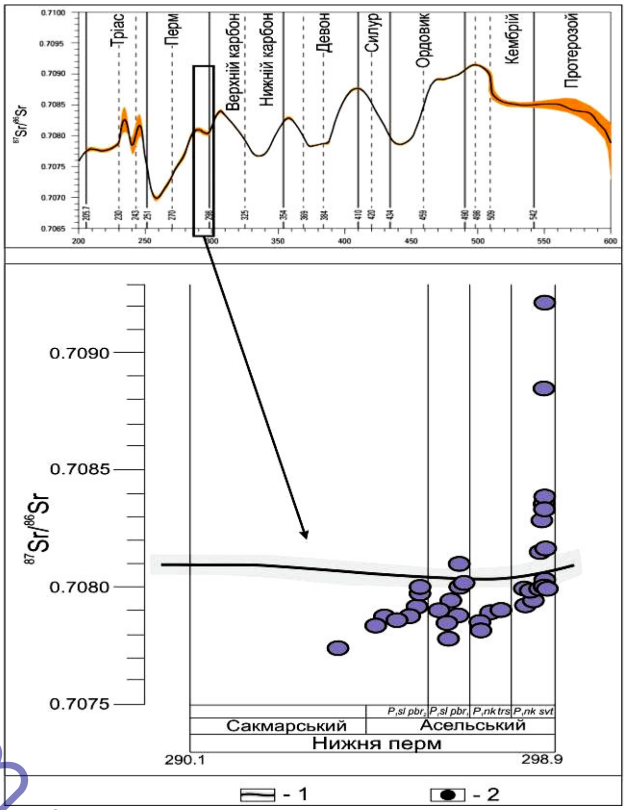


Рис. 5.7 Ізотопний склад стронцію (за співвідношенням $^{87}Sr/^{86}Sr$) в ангідритах нижньопермської соленосної формації ДДз. 1 – ізотопний склад стронцію в морській воді у едіакарії – фанерозої (з використанням даних McArthur J.M., Howarth R.J., 2001, 2004, Veizer J. Et al., 1999); 2 – $^{87}Sr/^{86}Sr$ в ангідритах нижньопермської соленосної формації ДДз (власні данні).

Siumar Natali

Таблиця 5.1

Ізотопний склад стронцію та сірки в ангідриті нижньопермської соленосної формації ДДз

Вік, пачка	$^{87}Sr/^{86}Sr$ в ангідриті	Вміст Br^-, ppm в галіті	Ізотопний склад сірки відносно метеоритного стандарту, $\delta^{34}S$ ‰				Ділянка, № свердловини	Глибина, м
			Ангідрит прошарки	Ангідрит н.з. соли	Кізерит н.о. породи	Пірит н.з. солі		
P_1km	0,70775	75,0	+7,1	+8,4			Новоподільська 2	2250-2258
		70,0		+9,2				2266-2274
		90,0		+9,1				2274-2282
		15,0		+14,1				2282-2290
		150,0		+9,2				2298-2306
		90,0			+8,4			2322-2330
		1250,0 (в калійних солях)			+8,9			2322-2330
P_1sl ksl	0,70784		+12,6				Натальїнська 632	2710-2724
$P_1sl\ br_2$	0,70787	100,0		+8,8		-8,3	Натальїнська 632	2822-2828
				+10,2			Західно-Старовірівська 104	2347-2352
$P_1sl\ br_1$		60,0	+12,6				Натальїнська 632	2927-2931
$P_1sl\ pbr_2$	0,70786						Копилівська 30	2605-2613
	0,70787						Копилівська 30	
	0,70792						Копилівська 42	2750-2758
	0,70800						Західно-Старовірівська 104	2756-2760
	0,70797	180,0	+13,2	+11,6			Кобзівська 50	2727-2740
$P_1sl\ pbr_1$	0,70800						Артемівська 1	627-635
	0,70794							
	0,70802							
	0,70810						Рябухинська 208	2737-2744
	0,70779						Рябухинська 208	2751-2758
	0,70788						Копилівська 42	2775-2783
	0,70790	60,0	+13,1				Кобзівська 50	2765-2770
	0,70785	160,0	+7,4	+8,4			Мар'янівська 50	2790-2797

Таблиця 5.1 (продовження)

Вік, пачка	$^{87}Sr/^{86}Sr$ в ангідриті	Вміст Br^-, ppm в галіті	Ізотопний склад сірки відносно метеоритного стандарту, $\delta^{34}S$ ‰					
			Ангідрит прошарки	Ангідрит н.з. соли	Кізерит н.о. породи	Пірит н.з. солі	Ділянка, № свердловини	Глибина, м
P_1nk trs	0,70781						Копилівська 42	2849-2857
	0,70784						Західно-Співаківська 103	520-530
	0.70789							530-537
	0.70790	60,0	+9,2	+11,3			Новоподільська 2	2618-2631
P_1nk svt	0,70924						Західно-Співаківська 103	680-700
	0,70836							
	0,70800							
	0,70802							
	0,70799						Західно-Співаківська 100	780-787
	0,70792						Західно-Співаківська 100	802-810
	0,70799						Рябухинська 208	2970-2981
	0,70794							
	0,70798							
	0,70832						Більська 404	2204-2214
	0,70798							
	0,70829							
	0,70817							
	0,70885	30,0	+8,3				Ланівська 305	3555-3562
	0,70839	-	+6,5					
	0,70815	110,0	+16,9				Кобзівська 52	3208-3216

Stumar Natali

Ці показники узгоджуються із нижньопермськими ділянками кривої зміни ізотопного складу стронцію у Світовому океані у фанерозої та із значеннями для асельского віку, які з врахуванням довірчого інтервалу мають бути в межах 0,70772-0,70815 [McArthur J.M., Howarth R.J., 2001, 2004 та ін.]. Тільки один зразок із Західно-Співаковської свердловини відрізняється високим радіогенним значенням – 0,70924. З огляду на те, що верхньодевонська (франська) соленосна формація розглядається як джерело речовини у нижньопермський басейн (штоки солянокупольних структур виходили на поверхню) визначено ізотопний склад стронцію в ангідриті з Чутівської структури, який дорівнює 0,70800.

^{87}Sr/^{86}Sr ангідриту з микитівських утворень має значення 0,70784 та 0,70792, слов'янських – 0,7070-0,70815. Найбільш радіогенне значення співвідношення 0,70924, встановлене в ангідриті із Західно-Співаківської площі (микитівська субформація), може бути пояснено континентальним впливом, про що свідчить також і присутність у розрізі теригенних порід. Нижня, святогірська, частина микитівських утворень характеризується більш радіогенними значеннями ^{87}Sr/^{86}Sr 0,70792-0,70920 та ширшим спектром значень, що свідчить про ізольованість окремих басейнів седиментації. Верхня, торська, частина микитівської світи відрізняється більш витриманими значеннями ^{87}Sr/^{86}Sr 0,70784-0,70790 на площах, що знаходяться в різних частинах ДДз у північно-західній (Новоподільська) та південно-східній (Західно-Співаковська), що може свідчити про стабільне морське живлення басейну та водообмін у ньому.

^{87}Sr/^{86}Sr ангідриту з слов'янських утворень має значення 0,70779-0,70810. Нижня, нижньопідбрянцівська, частина слов'янських утворень характеризується досить мінливими значеннями ^{87}Sr/^{86}Sr – 0,70779-0,70810. Граничні значення співвідношення було встановлено у двох зразках з однієї Рябухинської свердловини – різниця в глибинах 20 м. Тенденцію до збільшення вмісту радіогенного ізотопу на межах циклів можна пов'язати з підвищенням континентального впливу, привнесенням теригенного матеріалу, збагаченого ^{87}Rb, який в свою чергу і впливає на співвідношення ^{87}Sr/^{86}Sr.

Первинний ізотопний склад вод басейну седиментації залежить від об’ємів розчинення, повторної акумуляції, перевідкладення та рекристалізації підстеляючих та/або давніх евапоритів у розрізі, а також присутності теригенних прошарків. Фракціонуваня ізотопів стронцію в процесі садки сульфатів не спостерігається. Привнесення у басейн седиментації теригенного матеріалу призводить до надходження радіогенного стронцію, а відтак може призводити до підвищення вмісту радіогенного стронцію власне в евапоритах. У більш відкритих морських басейнах подібні варіації ізотопного складу можуть бути використані для фіксації кліматичних змін в період формування цих відкладів. В неморських басейнах у результаті надходження гідротермальних чи морських вод співвідношення $^{87}Sr/^{86}Sr$ розчинених у воді сульфатів залежить від порід, з яким ці води контактували, і як результат, значення співвідношення $^{87}Sr/^{86}Sr$ можуть мати локальний характер.

Найстабільніші показники ізотопного складу встановлено для торських утворень, а найбільш контрастні – для святогірських, що свідчить про поширеність торського басейну зі схожими умовами седиментації на всю досліджувану частину ДДз та розпад святогірського басейну на окремі суббасейни з різними характерними умовами осадконакопичення. Висновки щодо умов осадконакопичення, побудовані на основі отриманих даних ізотопного складу стронцію, дають підставу прогнозувати в межах поширення святоргірського басейну корисні копалини, не властиві морським басейнам (лагунам), які, наприклад, можуть бути, пов’язані з гідротермами та ін.

Визначений ізотопний склад сірки ангідриту (ангідритових прошарків кам’яної солі і н.з. кам’яної солі) наведено в таблиці 5.1. Встановлені значення $\delta^{34}S$ для базального ангідриту і ангідриту прошарків в кам’яній солі становлять $\delta^{34}S$=9,2-16,9 ‰ (микитівська світа), $\delta^{34}S$=7,4-13,2 ‰ (слов’янська світа). Ізотопний склад ангідриту н.з. кам’яної солі змінюється в межах 8,4-14,1 ‰. Аналіз отриманих значень ізотопного складу сірки вказує на зниження вмісту важкого ізотопу вгору за розрізом формації, а також на циклічний характер коливань ізотопного складу, що відповідає циклічності осадконакопичення

Shumak Natali.

різного порядку, з тенденцією до полегшення ізотопного складу сірки вгору за розрізом у кожному циклі. Ці закономірності ми пов’язуємо з посиленням континентального впливу при накопиченні пізніших утворень формації та з періодичним ізолюванням солеродних басейнів.

На основі нових даних літологічного складу та геохімії порід нижньопермської соленосної формації було встановлено наступні обстановки осадконакопичення: глибоководний басейн з переважаючим накопиченням кам’яної солі (слов’янська субформація, пластова кам’яна сіль з короткотривалими «річними» та «сезонними» циклами); довготривалі цикли з накопиченням пластів карбонатів, ангідритів і кам’яної солі, прибережний басейн з накопиченням ангідрит-карбонатних перешарувань, нодулярний і лінзовидний ангідрит; солончак та прибрежно-континентальний басейн. Літофації та структури нижньопермських соленосних порід такі як, ангідритові псевдоморфози по трав’янистоподібному гіпсу, лінзовидні, «chicken wire» (дрібнокомірчастої сітки), шатрові «tepee» структури, шевроновий галіт та ін.) вперше були виявлені в результаті структурно-текстурного аналізу.

Таким чином, описані літофації соленосних порід та їх постседиментаційні зміни свідчать про широкий спектр процесів та факторів, що впливали на їх геохімічне «обличчя», зокрема, ізотопний склад стронцію, які треба враховувати при інтерпретації результатів геохімічних досліджень, в тому числі, при розробці пошукових критеріїв.

Отримані значення ізотопного складу $^{87}Sr/^{86}Sr$ змінюються від 0,70779 до 0,70810. Ці показники узгоджуються із нижньопермськими ділянками кривої зміни ізотопного складу стронцію у Світовому океані у фанерозої та зі значеннями для асельского віку. Значення ізотопного складу стронцію свідчать про переважно морське джерело розсолів микитівського та слов’янського солеродних басейнів ДДз, посилення континентального впливу під час формування краматорських утворень та значні постседиментаційні перетворення речовини формацій.

Найстабільніші показники ізотопного складу встановлено для торських утворень, а найбільш контрастні – для святогірських, що свідчить про однорідність умов соленакопичення в торському басейні на всій досліджуваній частині ДДз та диференціацію святогірського басейну на окремі суббасейни з певними відмінами гідродинамічних умов осадконакопичення.

Siumar Natali

ВИСНОВКИ

Висновки мають методичну складову та літологічні аспекти вивчення соленосних формацій ДДз.

1. Розроблено цифрову літофаціальну модель франської соленосної формації (з полями галітового, теригенно-карбонатно-галітового, теригенно-сульфатно-карбонатного та ефузивно-теригенно-карбонатно-галітового літокомплексів). За результатами просторового статистичного аналізу моделей встановлено, що максимальні потужності солі приурочені до локальних западин кристалічного фундаменту, яким відповідають зони розвитку солянокупольних структур, що є підтвердженням правильності побудов; виділено ряд виступів фундаменту, на яких соляні утворення відсутні.

2. Розроблено цифрову літофаціальну модель нижньопермської соленосної формації (з полями теригенно-карбонатно-сульфатного, карбонатно-сульфатно-галітового, калійно-галітового та бішофітового літокомплексів). Аналіз моделей дає змогу виділити стійкі області осадко- та соленакопичення у південно-східній частині ДДз (від Полтавської до Шебелинської площ), ускладнені депоцентрами менших порядків (Орчиківська депресія), в районі Вертіївської та Смолязької площ, від Черняхівської до Самойлівської площ та у перехідній зоні зчленування з складчастим Донбасом (Бахмутська улоговина).

Простежено трансгресійне просування слов’янського басейну осадконакопичення з південного сходу на північний захід та виділено депоцентри седиментації в краматорському басейні.

3. Встановлено закономірності мінливості по площі і в розрізі хімічного складу підземних вод в межах південно-східної частини ДДз, які відображають вплив літологічного складу соленосних утворень на гідрохімічний склад водоносного комплексу. Максимальні значення мінералізації спостерігаються на ділянках розвитку соляних штоків, що вказує на вплив розсолів вилуговування речовини штоку безпосередньо через зону контакту та/або можливість гідравлічного зв’язку між водопроникними шарами, навіть в умовах дуже

Sumar Natalia

утрудненого водообміну. Мінімальні значення мінералізації приурочені до міжштокового простору та/або міжсольових вод у тріщинуватих ангідритах.

4. На основі аналізу побудованої карти розподілу коефіцієнту Na/Cl виділено зони седиментогенних розсолів, змішаного типу та вилуговування. Седиментогенні розсоли поширені в північно-західній та південно-східній частинах досліджуваної території, розсоли вилуговування - приурочені до соляних штоків.

5. Отримані значення ізотопного складу співвідношення $^{87}Sr/^{86}Sr$ змінюються від 0,70779 до 0,70810. Ці показники узгоджуються із нижньопермськими ділянками кривої зміни ізотопного складу стронцію у Світовому океані у фанерозої та зі значеннями для асельского віку. Значення ізотопного складу стронцію свідчать про переважно морське джерело розсолів микитівського та слов'янського солеродних басейнів ДДз, посилення континентального впливу під час формування краматорських утворень та значні постседиментаційні перетворення речовини формацій.

6. Найстабільніші показники ізотопного складу встановлено для торських утворень, а найбільш контрастні – для святогірських, що свідчить про однорідність умов соленакопичення в торському басейні на всій досліджуваній частині ДДз та диференціацію святогірського басейну на окремі суббасейни з певними відмінами гідродинамічних умов осадконакопичення.

Shumak Natali

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. *Atlas* Peri-Tethys Palaeogeographical Maps / [eds. *Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju–Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S., .Sandulescu M.*]. – Paris, 2000.

2. *Basic and Applied* Salt Mechanics / [*eds. Cristescu, Hardy Jr., Simionescu*]. – Swets & Zeitlinger, Lisse, 2002. – 466 p.

3. *Bein A.* Origin, distribution and movement of brine in the Permian Basin (USA) – A model for displacement of connate brine / Bein A., Dutton A.R. // Goelog. Society of Amer. Bulletin. – 1993. – Vol. 105. – P. 695 – 707.

4. *Bernera Zsolt A.* S- and O-isotopic character of dissolved sulphate in the cover rock aquifers of a Zechstein salt dome / *Bernera Zsolt A., Stüben Doris, Leosson Markus A., Klinge Hans.* – Karlsruhe, Germany: Institut für Mineralogie und Geochemie, University of Karlsruhe. – 2001. – P. 1515 – 1528.

5. *Bestmann M.* Microstructural evolution during initial stages of static recovery and recrystallization: new insights from in-situ heating experiments combined with electron backscatter diffraction analysis / *Bestmann M., Piazolo S., Spiers C. J., Prior D.J.* // J. of Structural geology. – 2005. – № 27. – P. 447 – 457.

6. *Borchert H.* Salt deposits / *Borchert H., Muir R.O.* – London; Toronto. – 1964. – 338 p.

7. *Braitsch O.* Salt Deposits, their Origin and Composition / *Braitsch O.* // Springer Verlag. – Berlin, 1971.

8. *Bukowski K.* Sedimentology and geochemistry of the Middle Miocene (Badenian) salt-bearing succession from East Slovakian Basin (Zbudza Formation) / *Bukowski K., Czapowski G., Karoli S., Babel M.* // Evaporites through space and time. – London: Geological soc. spec. Publ. – № 285. – P. 247 – 264.

9. *Chaboureau A.-C.* The Aptian evaporites of the South Atlantic: a climatic paradox? / *Chaboureau A.-C., Donnadieu Y., Sepulchre P., Robin C., Guillocheau F., and Rohais S.* // Clim. Past, 8. - 2012. - P. 1047–1058. doi:10.5194/cp-8-1047-2012.

Shumak Natal.I.

10. Cooper A.H. The GIS approach to evaporite karst geohazards in Great Britain / Environmental Geologia. – 2008. – vol. 53. – DOI: 10.1007/s00254-007-0724-8. – pp. 981-992.

11. *Duckham M.* Decentralized Spatial Computing. Foundations of Geosensor Networks. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013. – 320 p.

12. *Edgel H.S.* Salt tectonism in the Persian Gulf / [*eds. Aslop G.I., Blundell D.J., Davidson I.*] / Salt tectonics. – London, Geolog. Soc. Spec. Publ., – 1996. – № 100. – P. 129 – 151.

13. *Evolution* of Permian seawater: evidence from fluid inclusions in halite / Kovalevych V.M., Peryt T.M., Carmona V. [et al.]. – Stuttgard. – N. Jb. Miner. Abh. – Vol. 178. – P.27 – 62.

14. *Garlicki A.* Solution mining of Miocene salts in Poland and its environmental impact // *Garlicki A.* / [ed. H. a. T. Hoshi Kakihana]/ Proc. 7th Symp. Om Salt, Kyoto, Japan, April 1993, Amsterdam, Elsevier Science. – P. 419 – 424.

15. *Geluk M.C.* Internal tectonics of salt structures // *Geluk M.C.* / Journal of Seismic Exploitation. – 1998. – Vol. 7. – P. 237 – 250.

16. *Herrmann A.* Waste disposal and evaporites / *Herrmann A., Knipping B.* – Springer – Verlag, 1993. – 189 p.

17. *Hriniv S.* Sulphur isotopic composition of K - Mg sulphates of the Miocene evaporates of the Carpathian Foredeep, Ukraine / [*eds. Hriniv S., Parafiniuk J., Peryt T. Schreiber B.C., Lugli S., Babel M.*] / Evaporites Through Space and Time. – London: Geological soc. spec. Publ. № 285. – 2007. – P. 265 – 273.

18. *Jackson M.P.A.* A Glossary of Salt Tectonics / *Jackson M.P.A., Talbot C.J.* – Bureau of Economic Geology. The University of Texas at Austin, 1991. – 45 p.

19. *Kaufmann O., Thierry M.* 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines, Comput. Geosci. – 2008. – Vol. 34. – P. 278–290.

20. *Kovalevych V.M.* Evolution of Permian seawater: evidence from fluid inclusions in halite / [*Kovalevych V.M., Peryt T.M., Carmona V. et al.*] – Stuttgard. – N. Jb. Miner. Abh. – Vol. 178. – P.27 – 62.

21. Krupp R.E. Formation and chemical evolution of magnesium chloride brines by evaporite dissolution processes – Implications for evaporite geochemistry / Krupp R.E. // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2005. – Vol. 69. – № 17. – P. 4283 – 4299.

22. Maria Bianca Cita Exhumation of Messinian evaporites in the deep-sea and creation of deep anoxic brine-filled collapsed basins / Maria Bianca Cita / Sedimentary Geology. – 2006. – Vol. 188 – 189. – P. 357 – 378.

23. *McArthur J. M., Howarth R. J. and. Bailey T. R 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. – 2001. Vol. 109, No. 2. – P. 155-170 doi: 10.1086/319243

24. *McArthur J.M., Howarth R.J., Gradstein F.M., Ogg J.M.* Smith Strontium isotope stratigraphy // A Geologic Times Scale. Cambridge university Press. – Cambridge, 2004. – 96 p.

25. *Michael K.* New insights into the origin and migration of brines in Deep Devonian aquifers, Alberta, Canada / Michael K., Michael H.J., Bachu S. // J. Geochemical Exploration. – 2003. – Vol. 80. – P. 193 – 219.

26. *Nabarro F.R.N.* Effect of Radiation on Elastic Constants // *Nabarro F.R.N.* / Phys. Rev. – 1952. – Vol.87, №4. – P. 665 – 666.

27. *Oren A.* A hundred years of Dunaliella research: 1905–2005 //Saline Systems – 2005 – vol. 1:2. – DOI:10.1186/1746-1448-1-2.

28. Petrichenko O.I., Peryt T.M. & Poberegsky A.V. Pecula1 rities of gypsum sedimentation in the Middle Miocene Badenian evaporite basin of Carpathian Foredeep. *// Slovak Geol. Mag. – 1997. – V. 3. – P. 91–104.*

29. *Petrychenko O.* Geochemical conditions of Deposition in the Upper Devonian Prypiac' and Dnipro-Donets Evaporite Basins (Belarus and Ukraine) / *Petrychenko O., Peryt T.M.* // J. Geology. – 2004. – Vol. 112. – P.577 – 592.

30. *Salt tectonics* / [*eds. Alsop G.I., Blundell D.J. & Davison I.*]. – London: Geological soc. spec. Publ. – 1995. – № 100. – 120 p.

Stiuhar Natali

31. *Schleder Z.* Microstructural evolution of deformation – modified primary halite from the Middle Triassic Röt Formation at Hengolo, The Netherlands / *Schleder Z., Urai J.L.*// Intern. J. Earth Sci. – 2005. – Vol. 94, № 5 – 6. – P. 1437 – 3262.

32. *Schreiber B.C.* Deposition and early alteration of evaporites / *Schreiber B.C., El Tabakh M.* // Sedimentology. – 2000. – Vol. 47 (Suppl. 1). – P. 215 – 238.

33. *Spencer R. J.* Origin of Ca_Cl brines in Devonian formations, western Canada sedimentary basin. Original Research Article / Spencer R.J. // Applied Geochemistry. – 1987. – Vol. 2. – Issue 4. – P. 373 – 384.

34. *Spiers C.J.* The Influence of Fluid - Rock Interaction on the Rheology of Salt Rock, and Ionic Transport in the Salt. / *Spiers C.J., Lister G.S., Zwart H.J.* // European Atomic Energy Community Publication, WAS. – №. 153 – 807. – 1982. – P. 268 – 280.

35. Stadnichenko S.M. Relation between groundwater composition and lithology of the Lower Permian sediments within Orchykivska Depression of the Dnipro-Donets Depression / *S.M. Stadnichenko, N.P. Syumar* // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – К., 2016. – Вип. 9. – С. 160-164.

36. *Steinmann M.* The corrosion of basaltic dykes in evaporites: Ar-Sr-Nd isotope and rare earth elements evidence / *Steinmann M., Stille P., Bernotat W., Knipping B.* // Chemical Geology. – 1999. – Vol. 153. – P. 259 – 279

37. *Strauss H.* The isotopic composition of sedimentary sulfur through time / Strauss H. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1997. – Vol. 132. – P. 97 – 118.

38. *Stueber A.M.* Origin and chemical evlution of formation waters from Sillurian-Devonian strata in the Illinois basin, USA / *Stueber A.M., Walter L.M.* // Geochimica et cosmochimica acta. – 1991. – Vol. 55. – P. 309 – 323.

39. The sulfur system in anoxic subsurface brines and its implication in brine evolutionary pathways: the Ca-Cl brines in the Dead Sea area / *Gavrieli I., Yechieli Y.,*

Siumar Natali

Halicz L. [et al.] / Earth and Planetary Science Letters. – 2001. – Vol. 186. – P. 199 – 213.

40. *Trusheim F.* Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands / *Trusheim F.* // Zeitschrift für Deutsche Geologische Gesellschaft. – 1957. – B. 109. – S. 111 – 151.

41. *Veizer J. Et al.*, 87Sr/86Sr, d13 C and d18 O evolution of Phaenrozoic seawater // Chemical Geology. – 1999. – P. 59-88. doi:10.1016/S0009-2541(99)00081-9

42. *Vysotskiy E.A.* Marine and continental Lower Permian evaporates of the Prypiac' Trough (Belarus) / *Vysotskiy E.A., Makhnach A.A., Peryt T.M. et al.*/ Sedimentary Geology. – 2004. – Vol. 172. – P. 211 – 222.

43. *Warren J.K.* Evaporites Through Time: Tectonic, Climatic and Eustatic Controls in Marine and Nonmarine Deposits / *J.K. Warren* // Earth-Sci. Rev. – 2010. - № 98. P. 217–268.

44. *Warren J.K.* Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons / *Warren J.K.* – Springer, 2006. – 1035 p.

45. *Zhang Y.* The Formation and Structure Evolution of Zechstein (Upper Permian) Salt in Northeast German Basin: A Review / Zhang Y., Krause M., Mutti M. // Open Journal of Geology. - 2013. - N 3. - P. 411-426.

46. Аналіз геологічної ефективності геолого-геофізичних досліджень в нафтогазоносних регіонах України / ДГП «Укргеофізика»; Керівник теми *Т.С. Гейко.* // – К. – 2004.

47. *Андреева-Григорович А.С., Кульчицький А.Я.* К вопросу о возрасте галогенных толщ Калуш-Голынского месторождения Эвапориты Украины Киев: Наук. Думка, 1985, с. 176-181.

48. *Андреева-Григорович А.С., Пономарьова Л., Приходько М., Семененко В.* Стратиграфія неогенових утворень Закарптського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин (ISSN 0869-0774) 2009. #2(147). p. 58-70).

Shumak Natali

49. *Андреева-Григорович А.С., Ступницкий В.М.* Наннопланктон нижнемиоценовых отложений юго-восточного Предкарпатья // Геол. журнал, 1976, (т.36) вып 1 с. 139-142.

50. *Арсирий Ю. А.* Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины / *Арсирий Ю. А., Билык А. А. и др. //* — Киев: УкрНИГРИ, 1984. — 190 с.

51. Атлас родовищ нафти і газу України / *Гол. ред. М. М. Іванюта* // – Львів: Центр Європи, 1998. – Т. 1 – 3.

52. *Бабинец А.Е.* Подземные воды юго-запада Русской платформы / А.Е. Бабинец. – Киев: Изд-во АН УССР, 1961. – 377 с.

53. *Безугла М.В.* Геологія та умови утворення свинцево-цинкових родовищ солянокупольних областей (на прикладі південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини) / *М.В. Безугла* // Автореферат канд. дис. – Київ, 1998. – 18 с.

54. *Беленицкая Г.А.* Соленосные осадочные бассейны / *Беленицкая Г.А.* – Санкт-Петербург: 2000. – 72 с. (Сер. Осадочные бассейны России; вып. 4).

55. Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины / *Бернадская Л.Г.* – К.: Изд-во АН УССР, 1961. – 160 с.

56. *Бизин В.Д.* Месторождения каменной соли и рассолов Закарпатской области УССР // Тр. – 1962. – № 4, – Ч. 1. – С. 112-144.

57. *Билонижка П.М.* Использование бром-хлорного коефициента для выяснения генезиса соляних пород (на примере Прикарпаття) / *Билонижка П.М.* // Геология и геохимия горючих ископаемых. – Львов, 1975. – Вып. 45. – С. 55-62.

58. *Бокун А.Н.* Соляные структуры Солотвинской впадины. – Киев: Наук. думка, 1981. – 136 с.

59. *Бутковский Ю.М.* Преддобруджия как верхнеюрский солеродный бассейн / *Бутковский Ю.М., Туревская В.С., Беляев В.У.* // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1976. – № 9 – С. 25 – 30.

60. *Валяшко М. Г.* Закономерности формирования месторождений солей / *Валяшко М. Г. //* - М: Издательство МГУ, 1962. – 400 с.

Shumak Natali.

61. *Валяшко М.Г.* Пути формирования рассолов и их перемещение в осадочной толще / *Валяшко М.Г., Поливанова А.И.* // Тр. Науч.-техн. совещ. по гидрогеологии и инж. геологии. – 1968. – Вып. 2. – С. 177 – 188.

62. *Варава К.Н.* Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого бассейна / Варава К.Н., Вовк И.Ф., Негода Г.Н. – К.: Наук. думка, 1977. – 160 с.

63. *Ветров Ю.И.* Условия образования кепрока и самородной серы на Роменском соляном куполе и перспективы сероносности солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины: автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. / *Ветров Ю.И.* – Киев, 1970. – 23 с.

64. *Высоцкий Э.А.* Калиеносные бассейны мира / *Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З.* – Минск, Наука и техника, 1988. – 387 с.

65. *Высоцкий Э.А.* Палеогеографические и палеогеоморфологические условия формирования залежей бишофита и тахгидрита / *Высоцкий Э.А.* // Весник Белорус. ун – та. Сер. 2. – 1992. – №1. – С. 58 – 61.

66. *Гавриш В.* К.2. Влияние глубинных разломов и тектонических зон на распространение девонских солей в Днепровско-Донецком рифтогене / Гавриш В. К., Черненко Ю. А. — Геол. Журн. — 2001. — №4. — С. 60–68.

67. *Гавриш В.К.* Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов / *Гавриш В.К.* – Киев: Наук.думка, 1974. – 160 с.

68. *Гавриш В.К.* Палеоструктурно-геологічна карта докам'яновугільних відкладів та нафтогазоносності дніпровсько-Донецького рифогену / *Гавриш В.К., Євдощук М.І., Мачуліна С.О. та ін.* – К.: ІГН НАН України, 2001.

69. *Гавриш В.К.,* Циклостратиграфическая и литогеофизическая корреляция продуктивных горизонтов нижнего карбона и девона в связи с прогнозированием комбинированных ловушек углеводородов в ДДВ / *Гавриш В.К., Егурнова М. Г., Зайковский Н. Я. и др.* – Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1987. – 56 с. (Препринт / АН УССР, Ин-т геол. наук.)

70. *Галабуда Н.И.* Некоторые вопросы соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины /*Н.І. Галабуда, З.Я. Войцицкий, С.Б. Шехунова* // Геол. і геохім. горючих копалин. – 1992. – №2 (79). – С. 18 − 27.

Shumak Natali.

71. *Галабуда Н.И.* Цикличность формирования Днепровско-Донецкой впадины. /*Галабуда Н.И.* // К: Наукова думка, 1988. – 104 с.

72. *Галака О. І.* Доломіти та гіпси Донбасу. Ч. 4: (Дослідження південно-західного крила Бахмуто-Слав’янської затоки, Христищанського й Корульського тектонічних піднесень та східного й північно-східного крил Кальміус-Торецької затоки протягом 1931-1932 рр.) / *О. І. Галака (*з участю А. Д. Куделі). – 1935.

73. *Галамай А.* Фізико-хімічні умови формування Баденських солей Українського Передкарпаття / *Галамай А.* // Геологія та геохімія горючих корисних копалин. – 2010. – №2 (151). – С. 64 – 76.

74. *Гемп С.Д.* Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления / *Гемп С.Д., Джиноридзе Н.М., Раевский В.И.* – М.: Наука, 1985. – С. 48 – 59.

75. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. Т.1. Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / *Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., Шварцев С.Л. и др.* // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 244 с.

76. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины / *Айзенверг Д.Е, Берченко О.И., Бражникова Н.Е. и др.* // Стратиграфия. – Киев: Наук. думка, 1988. – 148 с.

77. *Геология и полезные* ископаемые соленосных толщ /Отв. Ред. *В.И. Китык //* Киев, Наукова думка, 1974. – 240 с.

78. *Головацкий И.Н.* Подсчет запасов Ефремовского газоконденсатного месторождения (Первомайский р-н Харьковской обл.). – 1970 – Геоінформ України, інв. № 31160. – кн. 1. – 452 с.

79. *Гринив С.П.* Литостратиграфическая корреляция пластов калийных солей Калуш-Голынского месторождения / *Гринив С.П.* // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. – М.: Наука, 1985. – С.247 – 251.

80. *Гуцало Л.К.* Общие региональные геохимические особенности подземных вод Днепровско-Донецкой впадины / *Гуцало Л.К., Кривошия В.А.* // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1969. – №19. – С. 75 – 87.

Sumar Natal.

81. *Деревягин В.С.* Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия / *Деревягин В.С., Свидзинский С.А., Седлецкий В.И. и др.* // Ростов на Дону: Изд – во Рост. ун – та, 1981. – 400 с.

82. *Джиноридзе Н.М.* Минеральный состав и физические свойства соляных пород Предкарпатья – индикаторы тектонических движений /*Джиноридзе Н.М., Коринь С.С.* // Докл. АН СССР. – 1986. – № 6. – С. 1468 – 1471.

83. *Дзенс-Литовский А.И.* Геологические условия формирования донных отложений Кара-Богаз-Гола в связи с колебаниями уровня Каспийского моря / *Дзенс-Литовский А.И., Васильев Г.А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1961. – № 3. – С. 101 – 109.

84. *Довбуш Т.І.* Методичні рекомендації з уран-свинцевого, рубідій-стронцієвого та самарій-неодимового ізотопного датування геологічних об'єктів при ГРР. Методичні рекомендації / *Довбуш Т.І., Скобелєв В.М., Степанюк Л.М.//* К.: УкрДГРІ, 2008. – 77 с.

85. *Долгих С.А.* О строении одного из соляных куполов Прикаспия / *Долгих С.А.* // Вестн. АН КазССР. – 1960. – №6 (183). – С. 71 – 75.

86. *Долішній Б.В.* Гідротермальна мінералізація солянокупольних структур південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини / *Долішній Б.В.* // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2000. – № 4. – С. 56 – 61.

87. *Дриц В.А.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования / *Дриц В.А., Косовская А.Г.* – М.: Наука, 1990. – 214 с.

88. *Егурнова М.Г.* О перерывах в осадконакоплении в девонских отложениях ДДВ / *Егурнова М.Г., Зайковский Н.Я.* // Методика геофизических исследований на Украине. – Киев: Техніка, 1973. – С. 128 – 132.

89. *Ефросинина А.Г.* Отчет Лозовской ГРП за 1973 г. об оценке сероносности Ефремовского поднятия. – пгт. Первомайский Харьковской обл. – 1973. – Геоінформ України, інв. № 35808. – Кн. 1, –38 с.

90. *Жарков М.А.* Класификация соленосных формацій по вещественному составу и закономірностям пространственного положения / *Жарков М.А.*

Благовидов В.В., Жаркова Т.В. и др. // Основные проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1981. – С. 3 – 30.

91. *Жарков М.А.* Палеозойские соленосные формации мира / *Жарков М.А.* - М.: Недра, 1974. – 392 с.

92. *Зайцев И.К.* Гидрогеохимия СССР. – Л.:Недра, 1986. – 239 с.

93. *Зайцев И.К.* Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР / И.К. Зайцев. – Бюл. ВСЕГЕИ, 1958. – № 1.

94. *Иванов В.К.* Об участии продуктов розрушения штоков девона в палеозойском седиментогенезе Донецкого авлокогена. – Тр. УкрНИИГаз, 1972. Вып. 4. С. 131-137.

95. *Иносова К.И., Крузина А.Х., Шварцман Е.Г.* Атлас микроспор и пыльцы верхнего карбона и нижней перми Донецкого бассейна. М., "Недра", 1976, 176 с.

96. *Іванишин В.А.* Особливості геологічного розвитку Глинсько-Розбишевської (Погарищенської) структури Дніпровсько – Донецької западини (ДДЗ) / *Іванишин В.А.* // Мінер. ресурси України. – 2002. – № 2. – С. 33 – 37.

97. *Казанцев О.Д.* К открытию залежей бишофита на территории Нижнего Поволжья / *Казанцев О.Д., Ермаков В.А., Гребенников Н.П.* // Сов. Геология. – 1974, – №7. – С.124 – 132.

98. *Калинко М.К.* Соленакопление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность. – М.: Недра. 1973. – 132 с.

99. *Китык В.И.* Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины / *Китык В.И.* – Киев: Наук. думка, 1970. – 203 с.

100. *Китык В.И., Бокун А.Н., Панов Г.М. и др.* Галогенные формации Украины. – Киев: Наук. думка, 1983. – 168 с.

101. *Кітик В.І.* Про природу та історію розвитку Слов'янської та Адамівської структур на північно-західній окраїні Донбасу / *Кітик В.І., Смішко Р.М., Скачедуб Є.О.* // Геологія і геохімія горючих копалин, 1970. Вип. 22. С. 55-62.

Shuma r Natali.

102. *Кітик В.І.* До питання промислової нафтогазоносності і соляних структур Закарпаття / *Кітик В.І.* // Питання геолог. та розв. нафт. і газов. родовищ Карпат, 1961.

103. *Ковалевич В.М.* Галогенез и химическая эволюция океана в фанерозое / *Ковалевич В.М.* – Киев: Наук. думка, 1990. – 156 с.

104. *Ковалевич В.М.* Каменная соль высаливания в миоценовых галогенных отложениях Восточного Предкарпатья / *Ковалевич В.М.* // Геология и геохимия соленосных формаций Украины. – Киев, 1977. – С. 48 – 53.

105. *Ковалевич В*.М. Кореляція ізотопного складу сірки і кисню евапоритів з хімічним складом розсолів евапоритових басейнів фанерозою / *Ковалевич В*.М., *Вітик М.О.* // Доп. НАН України.– 1995. – № 3. – С. 84 – 86.

106. *Ковалевич В.М.* Микровключенные углеводороды в каменной сои Соликамской впадины и их генетическая информативность / *Ковалевич В.М.*, *Сидор Д.В.* // Геология и геохимия горючих ископаемых.– 1978 – №78, С. 79 – 95.

107. *Ковалевич В.М.* Физико-химические условия формирования солей Стебникского калийного месторождения / *Ковалевич В.М.* – Киев: Наук. думка, 1978. – 100 с.

108. *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.

109. *Коган В.Д.* Брекчеевидные песчаники и гравелиты – свидетели консидеметационного роста штока девонской соли в раннепермское время / *Коган В.Д.* // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Ч.1. Киев, 1966. – С. 216-222.

110. *Колодий В.В.* Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и акумуляции нефти (на примере Юга Советского Союза) / В.В. Колодий. – Киев: Наук. думка, 1983. – 248 с.

Shumak Natali.

111. *Колодій В.В.* Палеогідрогеологічна характеристика Дніпровсько-Донецької западини / В.В. Колодій // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1972. – Вип. 30. – С. 47 – 56.

112. *Кореневский С.М.* Верхнеюрские галогенные отложения Украины и Молдавии / *Кореневский С.М.* // Литология и полезные ископаемые. – 1982. – №4 – С. 107 – 116.

113. *Кореневский С.М.* Галогенные формации Русской платформы, их типизация, закономерности размещения и сопутствующая минерализация / *Кореневский С.М.* // В кн.: Основные проблемы соленакопления. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 122 – 131.

114. *Кореневский С.М.* Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиеносность / *Кореневский С.М., Бобров В.П., Супрунюк К.С., Хрущов Д.П.* – М.: Недра, 1968. – 240 с.

115. *Кореневский С.М.* Геологическая характеристика соляных структур Верхнетиссенской впадины / *Кореневский С.М.* // Тр. Всес. н. и. ин-та Галур. – Вып. 35. – 1959.

116. *Кореневский С.М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций / *Кореневский С.М.* – М.: Недра, 1973. – 297 с.

117. *Кореневский С.М.* Кореляция разрезов, калиеносность и литофациальные комплексы краматорськой свиты Днепровско-Донецкой впадины / [*Кореневский С.М., Вакарчук Г.И., Захарова В.М. и др.*]. – Геол. журнал, 1980, – № 5. – С. 48 – 57.

118. *Кореневский С.М.* Миоценовые галогенные формации предгорий Карпат / *Кореневский С.М., Захарова В.М., Шамахов В.А.* – Л.: Недра, 1977. – 248 с.

119. *Кореневский С.М.* Типы галогенных формаций Украины и Молдавии, их минерагения и прогноз оценки / Институт «Всегеи»; Руководитель темы *С.М. Кореневский*. – №44485. – Ленинград, 1982. – Кн. 1 – 2.

120. *Кореневский С.М.* Эвапориты и рудогенез / *Кореневский С.М.* // Литология и полезные ископаемые. – 1993. – №4 – С. 51 – 62. – №5 – С. 81 – 92.

Chumak Natal L.

121. *Коссовская А.Г.* Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах / *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* // Геотектоника. – 1976. – № 2. – С. 15 – 30.

122. Косыгин Ю.А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей / *Косыгин Ю.А.* – М., 1960. – 92 с.

123. Круглов С.С., Цыпко А.К. Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. 254 с.

124. Кудряшов А. И. Верхнекамское месторождение солей / *Кудряшов А.И.* // Пермь: ГИУрО РАН, 2001. 429 с.

125. *Кузнецова Е. В.* Природные минеральные соли Украины. Особенности использования системы «бишофит-полисахарид-вода» / *Е. В. Кузнецова, С. Б. Шехунова, Г. Н. Прокофьева* // Хім. промисловість України. - 2009. - № 1. - С. 15-19.

126. *Куцыба А.М.* Некоторые новые данные о строении Исачковского соляного купола / *Куцыба А.М.* // Геол. журн. – 1937. – Т. 4, вып. 1. – С. 162 – 163.

127. *Левенштейн М.Л.* Закономерности метаморфизма углей Донецкого бассейна.-Советская геология, 1961, № 2.

128. Лобасов О.П. Побудова та аналіз літологічної моделі нижньопермської соленосноі формації Дніпровсько-Донецької западини засобами ГІС / *О.П Лобасов, Н.П. Сюмар, С.Б. Шехунова* // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – К., 2010. – Вип. 3. – С. 294-305.

129. *Логвиненко Н.В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане / Н.В. Логвиненко, Л.В.Орлова. – Л.: Недра, 1987. – 236 с.

130. *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород / *Логвиненко Н.В.* – М.: Высшая школа, 1967. – 436 с.

131. *Лукин А.Е.* Днепровско-Донецкий бишофит: генезис, основне аспекты практического использования, геоэкологическое значение / *Лукин А.Е., Гожик П.Ф., Загородню П.А. и др.* // Геол. журн. – 2000. – № 3. – С. 7 – 22.

132. *Лукин А.Е.* Литогеодинамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных басейнах / *Лукин А.Е.* – Киев: Наук. думка, 1997. – 224 с.

Siumar Natali

133. *Лукин А.Е.* Пермская система / *Лукин А.Е.* // Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия. – Киев: Наук. думка, 1988. – С. 86 – 101.

134. *Лукін О.Ю.* Девон Дніпровсько-Донецького авлакогену (тектоно – седиментаційні комплекси, формації, генетичні типи відкладів та літо геодинаміка) / *Лукін О.Ю.* // Геол. журн. – 2006. – № 2 – 3. – С. 26 – 47.

135. *Ляшкевич З.М.* Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины / *Ляшкевич З.М.*, *Завьялова Т.В.* – Киев: Наук. думка, 1977. – С. 176 с.

136. *Ляшкевич З.М.* Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкой впадины / *Ляшкевич З.М.* – Киев: Наук. думка, 1987. – 175 с.

137. *Ляшкевич З.М.* О взаимодействии магматических пород с солью / *Ляшкевич З.М.*, *Марушкин А.И.* // Литология и геохимия соленосных толщ. – Киев: Наук. думка, 1980. – С. 132 – 138.

138. *Майн Х., Осаки С.* Марковские процессы принятия решений. М., 1977.

139. *Марковский В.М.* К характеристике эвапоритов девона Волыно-Подолии / *Марковский В.М.* // В кн.: Геология и геохимия соленосных формаций Украины. – Киев: Наук. думка, 1977. – С. 121 – 129.

140. *Марушкин А.И.* Геохимические особенности аутигенных карбонатов их девонской соли Днепровско-Донецкой впадины // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. / *Марушкин А.И.* – М.: Наука, 1985. – С. 171 – 175.

141. *Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды / А .А. Махнач. – Минск: Наука и техника, 1989. – 335 с.

142. *Махнач А.А.* Стадиальный анализ литогенеза / А.А. Махнач. – Минск: Изд-во БГУ, 2000. – 255 с.

143. *Мочалова Г.С.* Отчет о работах Ромодановской 11/67 и Исачковской 18/6768 сейсморазведочных партий. (Полтавская обл.). / *Мочалова Г.С.* // Киевская экспедиция тр. Укргеофизразведка, 1968.

144. *Мачуліна С.А.* Базальные толщи терригенных, карбонатных и соленосных формаций и их роль в строении осадочных бассейнов в связи с

Shumak Natal I.

прогнозированием полезных ископаемых / *С.А. Мачуліна, С.Б. Шехунова* // Збірник наукових праць ІГН НАН України. – К., 2008. – С. 255 – 262.

145. *Наливкин В.Д.* Вопросы палеонтологии, стратиграфии, палеогеографии (избранные труды) / *Наливкин В.Д.* – Ленинград: Наука, 1987. – 279 с.

146. *Нестеренко Л.П.* Нижнепермские отложения Кальмиус-Торецкой котловины Донецкого бассейна. -Киев-Донецк, Вища школа, 1978, -136с.

147. *Нестеренко Л.П.* О стратиграфии пермских отложений Донецкого бассейна. -Докл. АН СССР, 1955,т.101, & 2.

148. *Нижнепермская* галогенная формация Северного Прикаспия / [отв. ред. *Жарков М.А.*]. – Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун – та, 1981. – 400 с.

149. Петриченко О.Й., Ковалевич В.М., Шайдецкая В.С. О возможности использования жидких включений в галите для расчленения соленосных толщ // Осадочные породы и руды Киев: Наук. думка, 1978, с. 206-219

150. *Петриченко О.И.* Атлас микровключений в минералах галогенных пород /*Петриченко О.И.* – Киев: Наук. думка, 1977. – 184 с.

151. Петриченко О.И. О химическом составе рапы юрского Преддобруджского солеродного бассейна// Эвапориты Украины: Сб. науч. тр. – Киев: Наук. думка, 1985. – С. 61-64.

152. *Петриченко О.И.* Эпигенез эвапоритов / О.И. Петриченко. – Киев: Наук. думка, 1989. – 64 с.

153. *Пиннекер Е.В.* Основые гипотезы формирования состава концентрированных рассолов / Пиннекер Е.В. // Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 202 – 205.

154. *Пиннекер Е.В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского басейна / *Е.В. Пиннекер.* – М.: Наука, 1966. – 332 с.

155. *Посохов Е.В.* Общая гидрогеохимия / Е.В. Посохов. – Л.: Недра. 1975. – 208 с.

156. *Посохов Е.В.* Химическая эволюция гидросферы / *Е.В. Посохов.* – Л.: Гидрометиздат, 1981. – 286 с.

Shumak Natali

157. *Проскуряков Н.М.* Фізико-механические свойства соляных пород / *Проскуряков Н.М., Пермяков Р.С., Черников А.К.* – М.: Недра, 1973. – 187 с.

158. *Редкие* и рассеянные элементы в галогенных породах нефтегазоносных толщ Украины / Петриченко О.И., Сливко Е.П., Шайдецкая В.С. [и др.]. / Реферативная информация о законченных научно-исследовательских работах в Институтах АН УССР. – К., Наук. думка, 1969. – № 3. – С. 65 – 67.

159. *Романов Л.Ф.* Мезозойские пестроцветы Днестровско-Прутского междуречья. – Кишенев: Штиинца, 1976. – 208 с.

160. *Рудообразование*, связанное с некоторыми осадочными и наложенными процессами в соленосных бассейнах / [Хрущов Д.П., Байбаков С.А., Гилай С.А. и др.]. – Киев: Изд-во ИГиФМ АН УССР, 1979. – С. 1 – 56.

161. Рябущенко В.К. Отчет о разведке Ефремовского месторождения каменной соли (Харьковская обл.). – 1964– Геоінформ України, інв. № 24048. – кн. 1. – 221 с.

162. *Рябчун Л.И.* Закономерности размещения соленосных толщ в шовных зонах краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта / *Рябчун Л.И., Гавриш В.К., Недошовенко А.И.* // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. – М.: Наука, 1989. – С. 33 – 43.

163. *Самчук І.М.* Прогнозування шлейфів соляних штоків з допомогою карт ізопахіт / *Самчук І.М.* // Мін. ресурси України – 2016. - № 2. – С. 42-44.

164. Скачедуб Е.А. К вопросу об условиях формирования соляних структур юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины / *Скачедуб Е.А., Зубкова Е.В.* // Геология и геохимия соленосных формаций Украины. - К.:, 1977. С. 72-79.

165. *Слюсарь Б.С.* Юрские отложения северо-западного Причерноморья. – Кишенев: Штиинца, 1971. – 240 с.

166. *Соколова Т.Н.* Магнезиальное глинообразование-специфическая черта пермских солеродных бассейнов / *Соколова Т.Н.* // Осадочные породы и руды. – Киев.: Наук. думка, 1978. – С. 193 – 206.

167. *Солонская М.М., Новичкова К.Е., Канский В.Е., Щелухина А.Ф.* Обзор месторождений каменной соли Украины – Харьков, 1971. – 197 с.

Slumar Natali

168. *Соляные ресурсы* СССР. Тр. УкрНИИСОЛЬ, Горгостехиздат, часть 1. / [Под ред. *А.И. Дзенс-Литовского*]. – Москва, 1962.

169. *Сонненфелд П.* Рассолы и эвапориты / *Сонненфелд П.* – М.: Мир, 1988. – 480 с.

170. Стадніченко С.М. Гідрогеохімічні особливості підземних вод верхньокам'яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу в межах південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини / *С.М. Стадніченко, Н.П. Сюмар* // Scientific Journal «Science Rise». – Kh., 2014. – Vol. 5/1 (5). – P. 42-48.

171. *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.

172. *Стовба С. Н., Стифенсон Р.А.* Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. журнал. – 2000. - Т. 22, №4. - С. 37-61.

173. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України – Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Гол. редактор *Гожик П.Ф.* – К.: ІГН НАН України. Логос, 2013. – 638 с. ISBN 978-966-171-789-2.

174. Структурно-тектонічна карта Дніпровсько-Донецької западини / Ред. Дворянин Є.С. — 1 : 200 000. — Київ: Держкомгеології України, Держнафтогазпром України, ДГП «Укргеофізика». — 1996.

175. *Сухоребрий А.А.* Поровые растворы слабопроницаемых пород платформенных артезианских бассейнов Украины: дис. … док. геол. наук: спец. 04.00.06 – гидрогеология / А.А. Сухоребрый. – К., 1998. – 434 с.

176. *Суярко В.Г.* Геохимия подземных вод восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена: Дис... д-ра геол.- минерал. наук: спец. 04.00.02; 04.00.06 / В.Г. Суярко / Донецкий гос. технический ун-т. – Донецк, 1995. – 296 с.

Siumar Natali

177. Схематична палеоструктурно-геологічна карта Дніпровсько-Донецького рифтогенна докам'яновугільних відкладів від підошви середньодевонського структурно-сейсмічного комплексу / *Ред. Гавриш В. К., Євдощук М. І.* — 1 : 200 000 — Київ: Інститут геологічних наук, Міністерство екології та природних ресурсів, Український державний геологорозвідувальний інститут. — 1998.

178. *Сюмар Н.П.* Геолого-літологічні особливості верхньофранської соленосної формації девону Дніпровсько-Донецької западини / *Н.П. Сюмар* // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – К., 2012. – Вип. 5. – С. 123-129.

179. *Сюмар Н.П.* Методика застосування ArcView для побудови та аналізу соленосної формації галотектокінетичного типу / *Н.П. Сюмар* // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – К., 2011. – Вип. 4. – С. 160-164.

180. *Т.Н.Соколова* Магнезиальное глинообразование – специфическая черта пермских солеродных бассейнов Эвапориты Украины - Киев: Наук. Думка, 1985, с. 176-181; С.Б.Шехунова, 2010 та ін.

181. *Тектоника* Украины / Мин-во геол. СССР, Украинское государ. производственное объединение по геол.-развед. работам, Украинский науч.-исслед. геол.-разв. ин-т. / [Труды УкрНИГРИ. Вып. 36 / Под ред. *С.С. Круглова, А.К. Цыпко*]. – М.: Недра, 1988. – 254 с.

182. *Тюремина В.Г.* Литология и условия формирования верхнеюрских галогенных и красноцветных отложений Придобруджья: Автореф.дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1992. – 18с.

183. *Тюремина В.Г., Хмелевская Е.В.* Литолого-геохимические и палеогеографические условия образования верхнеюрской эвапоритовой толщи Преддобруджского прогиба // Препринт АН УССР. Институт геологии и геохимии горючих ископаемых. Львов, 1990. – 47с.

184. *Харбух Дж., Бонем-Картер Г.* Моделирование на ЭВМ в геологии. "Мир", М., 1974.

Chumak Natali

185. *Хоменко В.А.* Девон Днепровско-Донецкой впадины / *Хоменко В.А.* – Киев: Наук. думка, 1986. – 114 с.

186. *Хрущов Д.П.* Методика литологического дифференцирования соленосных толщ и ее использование для решения геологических задач / *Хрущов Д.П.* // Осадочные породы и руды: Материалы науч. совещ. – Киев: Наук. думка, 1978. – С. 273 – 282.

187. *Хрущов Д.П.* О находке сильвинсодержащей каменной соли в Новосенжарской структуре / *Хрущов Д.П., Строев В.М.* // Геол. журн. – 1973. – № 1 – С. 145 –146.

188. *Хрущов Д.П.* О некоторых особенностях металлогении солянокупольных регионов / *Хрущов Д.П.* // Осадочные породы и руды: Материалы науч. совещ. – Киев: Наук. думка, 1978. – С. 273 – 282.

189. *Хрущов Д.П.* Особенности распределения акцесорных урана и тория в соленосных формациях Украинской ССР / *Хрущов Д.П., Лепкий С.Д.* // Осадочные породы и руды: Материалы научного совещания. – Киев: Наук. думка, 1978. – С. 268 – 273.

190. *Хрущов Д.П.* Родовища бішофіту України та перспективи їх використання / *Д. П. Хрущов, Г. І. Вакарчук, Н. А. Данишурка, С. Б. Шехунова* // Зб. наук, праць Ін-ту геол. наук НАН України. - К., 2002. - С. 370-376.

191. *Хрущов Д.П.* Галогенные формации девона / *Хрущов Д.П.* // Прогноз месторождений полезных ископаемых. – Киев: Наук. думка, 1974. – С. 75 – 85.

192. *Хрущов Д.П.* Літологія і калієносність соляних відкладів Дніпровсько-Донецької западини / *Хрущов Д.П //.* – К.: Наук. думка, 1974. – 160 с.

193. *Чирвинская М.В.* Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным / *Чирвинская М.В., Соллогуб В.Б.* – Киев: Наук. думка, 1980. – 180 с.

194. *Чирвинская М.В.* Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным / *Чирвинская М.В., Соллогуб В.Б.* – Киев: Наук. думка, 1980. – 180 с.

Slumak Natali.

195. *Шайдецкая В.С.* Включения жидкой углекислоты в галите из девонской каменной соли Днепровско-Донецкой впадины / *Шайдецкая В.С.* // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. – Киев: Наук. думка, 1978. – С. 154 – 158.

196. *Шайдецкая В.С.* Твердые включения в галите Богдановской площади (ДДВ) / *Шайдецкая В.С.* // Геология и геохимия неметаллических полезных ископаемых. – Киев: Наук. думка, 1982. – 144 с.

197. *Шайдецька В.С.* Минералого-геохимические особенности девонской каменной соли северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины / *Шайдецька В.С.* // Геохимические закономерности формирования галогенных отложений: Сб. науч. тр. – Новосибирск, 1983. – С. 62 – 63.

198. *Швай Л.П.* Подземные воды Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью / *Л.П. Швай //*. – М.: Недра, 1973. – 104 с.

199. *Швай Л.П.* Химический состав подземных вод нефтегазоносных отложений Днепровско-Донецкой впадины / *Швай Л.П., Волькович Р.К., Палюх М.Г.* // Мат. по геологии и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. – Л.: Недра. – 1964. – С. 265 – 274.

200. *Шварцев С.Л.* Геологическая система вода-порода / *Шварцев С. Л.* // Вестник Российской Академии Наук. – Т. 67. – № 6. – 1997.

201. *Шестопалов В.М.* Формування мінеральних вод України / *Шестопалов В.М, Негода Г.М., Моісеєва Н.П.* – Київ: Наук. думка, 2009. – 312 с.

202. *Шехунова С.Б.* Особливості 87Sr/86Sr ангідриту нижньопермської соленосної формації Дніпровсько-Донецької западини // Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції. 6–11 жовтня 2014, Київ, Україна. – К. – 2014. – С. 106.

203. *Шехунова С.Б., Лобасов О.П.* Просторовий статистичний аналіз систем тектонічних порушень Дніпровсько-Донецької западини та застосування його результатів // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – № 1. – С. 73-80.

204. *Шехунова С.Б., Шевченко О.А.* Особливості катагенезу порід теригенної червоноколірної (картамиської) формації нижньої пермі (південно-східна частина Дніпровсько-Донецької западини) // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – К. – 2009. Випуск 2. – С.170-184.

205. Шехунова С.Б. Ізотопний склад стронцію ангідриту нижньопермської соленосної субформації Дніпровсько-Донецької западини. Перші результати / *С.Б. Шехунова, С.М. Стадніченко, Н.П. Сюмар* // Пошукова та екологічна геохімія. – К., 2015. – Вип. 1 (16). – С. 46-52.

206. *Шехунова С.Б.* Особливості асоціації глинистих мінералів соленосних формацій Дніпровсько-Донецької западини / *С. Шехунова, Я. Яремчук, О. Шевченко, В. Кочубей //* Мінерал. зб. – 2010. – № 60, вип. 1. – С. 92 – 122.

207. *Шехунова С.Б.* Особливості мінерального складу фракції менше 1 мкм водонерозчинного залишку кам’яної солі соленосних формацій Дніпровсько-Донецької западини / *Шехунова С.Б.* // Геол. журн. – 2010. – №1. – С. 125-130.

208. *Шехунова С.Б.* Особливості речовинного складу кам’яної солі верхньофранської соленосної формації в межах Глинські-Розбишівської структури Дніпровсько-Донецької западини / *Шехунова С.Б.* // Геол. журн. – 2007. – № 2. – С. 62 – 75.

209. Шехунова С.Б. Побудова та аналіз літологічної моделі верхньоюрської соленосної формації Переддобрудзького прогину засобами ГІС / *С.Б. Шехунова, О.П. Лобасов, Н.П. Сухомлин* // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України: Сучасні проблеми геологічної науки. – К., 2006. – С. 62-72.

210. *Шехунова С.Б.* Структурно-текстурні особливості кам’яної солі франської соленосної формації Дніпровсько-Донецької западини / *Шехунова С.Б.* // Геол. журн. – 2005. – №4. – С. 58 – 64.

211. *Юдович Я.Э.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) / *Юдович Я.Э.Кетрис М.П. //* Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.

212. *Япаскурт О.В.* Аспекты теории постседиментационного литогенеза / *Япаскурт О.В.* // Литосфера. – 2005. – № 3. – С. 3 – 30.

Shumar Natal.

213. *Яржемская Е.А.* Вещественный состав галопелитов / *Яржемская Е.А.* // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. Ин-та галургии; вып. 29. – 1954. – С. 260 – 314.

214. *Яржемский Я. Я.* Петрография галогенных пород, Всесоюзный научно-исследовательский и проектный институт галургии / *Яржемский Я. Я.* // Ленинград : ВНИИГ , 1974 .- 98, [4] с. .- ил.

Siumar Natali