

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

СЮМАР НАТАЛІЯ ПЕТРІВНА

УДК 552.53:551.73(477)

**Літологічні особливості верхньодевонської (франської) та
нижньопермської соленосних формацій Дніпровсько-Донецької западини**

04.00.21 – літологія

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Науковий керівник
доктор геол. наук,
член-кор. НАН України
старший науковий співробітник
Шехунова С. Б.

Київ–2017

ЗМІСТ

Вступ	6
Розділ 1 Огляд сучасного стану проблеми і попередніх досліджень	12
1.1 Аналіз сучасного стану видобутку кам'яної, калійної та магнієвої солей на території України	12
1.2 Вивченість верхньодевонської (франської) та нижньопермської соленосних формацій Дніпровсько-Донецької западини	15
Розділ 2 Методи та методика досліджень	19
2.1 Геологічні, літолого-петрографічні, мінералогічні, геохімічні методи досліджень та стратифікації і кореляції соленосних утворень	19
2.2 Методика побудов цифрових структурно-літологічних карт (літологічних моделей) соленосних формацій Дніпровсько-Донецької западини	24
2.3 Апробація методики просторового статистичного аналізу створення цифрових структурно-літологічних карт будови соленосних формацій України	33
2.3.1 <i>Верхньоюрська (кімеридж-титонська) соленосна формація, Переддобрудзький прогин (пластове залягання)</i>	33
2.3.2 <i>Середньоміоценова соленосна формація, Закарпатський прогин (галотектокінетичне залягання)</i>	37
Розділ 3 Літологічна модель верхньодевонської (франської) соленосної формації ДДз	41
3.1 Аналіз моделі поширення та потужності верхньодевонської (франської) соленосної формації	46
3.2 Літологічні особливості верхньодевонської (франської) соленосної формації	50

3.2.1 Структурно-текстурна характеристика порід франської соленосної формації ДДз	50
3.2.2 Основні літогенетичні комплекси порід верхньодевонської (франської) соленосної формації ДДз	54
3.2.2.1 Галітовий	54
3.2.2.2 Теригенно-карбонатно-галітовий	57
3.2.2.3 Теригенно-ангідрито-карбонатний	58
3.2.2.4 Ефузивно-теригенно-карбонатний-галітовий	59
3.2.3 Особливості речовинного складу глинистої фракції нерозчинного залишку легкорозчинних порід верхньодевонської (франської) соленосної формації ДДз	60
3.2.3.1 Гранулометричний склад	60
3.2.3.2 Мінеральний склад	62
3.3 Крупномаштабне моделювання елементів соленосних формацій (на прикладі Єфремівської солянокупольної структури)	66
Розділ 4 Літологічна модель нижньопермської соленосної формації ДДз	75
4.1 Аналіз моделі поширення та потужності нижньопермської соленосної формації ДДз	76
4.2 Елементи літологічної моделі, літологічні особливості нижньопермської соленосної формації	77
4.2.1 Літологічні особливості соленосної субформації	79
4.2.1.1 Відклади микитівської світи	79
4.2.1.2 Відклади слов'янської світи	92
4.2.2 Літологічні особливості калійно-магнієсної субформації краматорської світи	107
4.2.2.1 Нові площі поширення та структурно-текстурні типи порід	108
4.2.2.2 Літокомплекси калійно-магнієсної субформації	116

4.2.3 Структурне положення і літологічна характеристика бішофітового літокомплексу	117
4.2.4 Особливості речовинного складу глинистої фракції нерозчинного залишку легкорозчинних порід нижньопермської соленосної формації ДДз	125
4.2.4.1 Гранулометричний склад	125
4.2.4.2 Мінеральний склад	127
Розділ 5 Геохімічні особливості нижньопермської соленосної формації ДДз	131
5.1 Оцінка впливу соленосних відкладів на особливості гідрогеохімії підземних вод	131
5.2 Геохімічні особливості розподілу стронцію ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в нижньопермській соленосній формації	149
5.2.1 Аналітичні методики	149
5.2.2 Результати досліджень та їх обговорення	150
Висновки	160
Список використаних джерел	162
Додаток 1	184
Додаток 2	186

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

ГІС – геоінформаційна система

ДДз – Дніпровсько-Донецька западина

Esri – Environmental Systems Research Institute, виробник геоінформаційних систем

ІГН НАН України – Інститут геологічних наук Національної академії наук України

УкрДГРІ – Український державний геологорозвідувальний інститут

н.з. – воднонерозчинний залишок

св. – свердловина

ст. – століття

ppm – (від англ. «part per million», мільйонна частка) одиниця виміру концентрації

мкм – мікрометр, одиниця вимірювання довжини в міжнародній системі одиниць (СІ), $1 \text{ мкм} = 0,001 \text{ мм}$

ВСТУП

Актуальність роботи. З соленосними формаціями генетично та парагенетично пов'язаний комплекс корисних копалин (кам'яна, калійна, магнієві солі, гіпс, сірка, борна сировина, поліметалічне зруденіння, родовища вуглеводнів, геотермальні ресурси, мінеральні води та ін.). Масиви кам'яної солі є сприятливим середовищем для підземного будівництва. Таким чином, соленосні формації та площі їх поширення активно залучаються в економічну діяльність.

Незважаючи на багаторічну історію вивчення соленосних порід Дніпровсько-Донецької западини залишається ще багато невирішених проблем щодо будови, умов залягання, літологічних особливостей та генезису цих відкладів.

Останні роботи з вивчення та узагальнення даних польових досліджень були зроблені ще у 70-80-х роках минулого сторіччя. Після чого виконувалося параметричне буріння, геофізичні роботи (площадні зйомки, регіональне сейсмопрофілювання та ін.), було накопичено значні об'єми нової інформації, які необхідно враховувати при оцінці умов залягання та літолого-геохімічних властивостей соленосних утворень.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота виконувалась відповідно до тематичних планів наукових досліджень Інституту геологічних наук НАН України – держбюджетна тема «Дослідження традиційних та нетрадиційних шляхів використання соленосних формацій» (2007-2011 рр., реєстраційний номер 0107U000794, виконавець), «Мінерально-сировинна база натрієвої, калійної та магнієвої солей в Україні та перспективи нарощування їх запасів» (2012-2016 рр., реєстраційний номер 0112U000823, виконавець), що виконувалася в рамках цільової програми Відділення наук про Землю НАН України «Корисні копалини України та перспективи нарощування їх запасів». Дисертаційна робота включає результати, отримані при виконанні теми «Сучасний стан та проблеми відновлення запасів кам'яної, калійної та

магнієвої солей» (2015-2016 рр., реєстраційний номер 0115U004345, науковий керівник).

Мета і завдання дослідження. Метою дисертаційної роботи є уточнення геологічної будови та літолого-геохімічних особливостей верхньодевонської (франської) соленосної і нижньопермської калійно-магнієвської формацій Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) та уточнення закономірностей поширення цих відкладів з метою прогнозування пов'язаних з ними генетично і парагенетично корисних копалин та залучення їх в економічну діяльність.

Для досягнення поставленої мети вирішувались наступні *завдання*:

- Розробити структуру і зміст спеціалізованої бази даних геолого-літологічної інформації по соленосним формаціям ДДЗ;
- Розробити прийоми та методи просторового статистичного аналізу поширення соленосних формацій в розрізах осадових басейнів на прикладі ДДЗ;
- Вивчити речовинний склад (літологічні, мінералогічні, геохімічні особливості) порід соленосних формацій, визначити їх основні літогенетичні типи порід та адаптувати принципи розчленування їх розрізів;
- Проаналізувати співвідношення порід у розрізах соленосних формацій ДДЗ, виділити літокомплекси та побудувати літофаціальні моделі (карти-схеми) цих формацій;
- З'ясувати характер впливу літологічного складу соленосних порід на просторові гідрохімічні властивості підземних вод.

Об'єкт дослідження – соленосні формації Дніпровсько-Донецької западини (франська та нижньопермська).

Предмет дослідження – геологічні умови залягання і закономірності поширення, літолого-геохімічні особливості верхньодевонської (франської) та нижньопермської соленосних формацій ДДЗ.

Методи дослідження. Для збору, узагальнення, структурування інформації щодо геологічних, літологічних, геохімічних характеристик соленосних формацій (отримання даних та формування бази) використовувався

комплекс традиційних методів, який включав петрографічні, мінералогічні, ізотопні і хімічні аналізи.

Для літогенетичної типізації порід соленосних формацій застосовувалися мінерало-петрографічні, літофаціальні та стадіальні дослідження.

На етапі побудов і візуалізації моделей використовувався метод просторового статистичного аналізу (програмний комплекс Geomapping) реалізований в середовищі Esri ArcView. Для аналізу результатів моделювання застосовувалися порівняльний, статистичний і кореляційний методи.

Наукова новизна одержаних результатів.

1. На основі виконаних комплексних досліджень вперше складені детальні літологічні моделі соленосних формацій (франської та нижньопермської) ДДз з урахуванням матеріалів більшості пробурених в регіоні свердловин, регіональних сейсмо-геологічних профілей та раніше побудованих структурних, літологічних карт і моделей числових границь;

2. Уточнено закономірності будови нижньопермської соленосної формації ДДз та обґрунтовано межі поширення бішофітового літокомплексу;

3. На прикладі нижньопермських соленосних відкладів південно-східної частини ДДз доведено існування тісного взаємозв'язку між особливостями літологічного складу соленосних порід та хімічним складом розсолів верхньокам'яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу. Вперше створено карти ізолій мінералізації та коефіцієнту Na/Cl розсолів у межах досліджуваних площ;

4. Вперше досліджено геохімічні особливості розподілу стронцію у пластовому ангідриті в нижньопермській соленосній формації для встановлення джерел постачання речовини в солеродні басейни (морські, континентальні, глибинні, гідротермальні розчини та ін.), ступеня осолонення басейну та оцінки постседиментаційних перетворень відкладів. 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.

Практичне значення отриманих результатів. Результати дослідження дозволяють встановити числові закономірності в геологічній будові соленосних формацій у вигляді регресійних зв'язків між параметрами і використати їх для прогнозування досліджуваних властивостей на ділянках відсутності вихідних даних або їх недостатності. Подальший просторовий аналіз отриманих моделей може бути використаний для тривимірного картування геологічних тіл з певними літологічними характеристиками, обчислення їх об'ємів (запасів) та вмісту корисного компонента для прогнозування корисних копалин та використання об'ємів соленосних утворень для підземного будівництва та ін.

Особистий внесок здобувача. Основні результати, висновки і наукова новизна, викладені у дисертаційній роботі, отримані автором самостійно. Роботу виконано на фактичному матеріалі, особисто зібраному здобувачем при проведенні науково-дослідних робіт з вивчення соленосних формацій в межах Дніпровсько-Донецької западини, Закарпатського та Переддобруджинського прогинів. Виконано структурно-текстурні, мінералогічні та геохімічні дослідження соленосних порід. Автором в середовищі Esri ArcView розроблено елементи методики просторового статистичного аналізу поширення соленосних формацій в розрізах осадових басейнів на прикладі Дніпровсько-Донецької западини. Особистий внесок здобувача у наукових працях зазначено у списку оприлюднених за темою дисертації робіт.

Фактичний матеріал. В основу дисертаційної роботи покладено комплекс матеріалів, що включав дані 704 свердловин (нижньопермська соленосна формація) і 674 (верхньодевонська соленосна формація); 23 регіональні сейсмічні профілі; числові моделі геологічних границь та контури області поширення товщ соленосних формацій побудованих раніше. Досліджено речовинний склад (літологічний, мінералогічний, геохімічний) соленосних порід ДДз (190 зразків).

Апробація результатів дисертації. Методологічні і теоретичні положення виконаних досліджень та основні результати дисертаційної роботи доповідались та обговорювались на міжнародних наукових конференціях, зокрема: Міжнародна наукова конференція «Геоінформатика: теоретичні і прикладні аспекти» (14 – 17 травня 2012 р.; м. Київ); Міжнародна наукова конференція «Геологічні та гідрогеологічні дослідження на польсько-українському пограниччі» (22 - 23 травня 2012 р., м. Львів); III международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (11 - 15 февраля 2013 г., г. Санкт-Петербург, Россия); «30th IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY» (2 - 5 September 2013, Manchester, United Kingdom); VII Всероссийское литологическое совещание «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории» (28 - 31 октября 2013 г., г. Новосибирск, Россия); Всероссийское совещание с международным участием «Геохимия литогенеза» (17 - 19 марта 2014 г., г. Сыктывкар, Россия); «RCMNS Interim Colloquium The Messinian salinity crisis: from geology to geobiology» (25 - 28 September, 2014, Torino, Italy); VI International Conference of Young Scientists «Multidisciplinary Approach to Solving Problems of Geology and Geophysics», Dedicated to the 70th anniversary of Azerbaijan National Academy of Sciences (12 - 15 October, 2015, Baku, Azerbaijan).

Публікації. Основні наукові результати, що викладені в дисертаційній роботі, опубліковано здобувачем у 27 наукових працях, серед яких: 8 статей у періодичних фахових виданнях України (з них 2 без співавторів), 19 тез доповідей на міжнародних та всеукраїнських конференціях і симпозіумах.

Обсяг і структура дисертації. Дисертаційна робота складається із вступу, 5 розділів, висновків, списку використаних джерел та додатків. Основний текст дисертації налічує 146 сторінок, а також 5 таблиць та 61 рисунок, список використаних джерел включає 214 найменувань та додатки.

Подяки. Робота виконана у лабораторії фізичних методів досліджень Інституту геологічних наук НАН України під керівництвом чл.-кор. НАН

України, доктора геол. наук С.Б. Шехунової, якій автор висловлює щирі подяки за всебічну підтримку, сприяння і спрямування наукових досліджень. За надання консультацій, критичних зауважень та порад автор глибоко вдячний, професору, доктору геол.-мін. наук Д.П.Хрущову, за допомогу в програмній реалізації спільних ідей та думок кандидату геол. наук О.П. Лобасову, за плідну співпрацю кандидату геол. наук С.М. Стадніченко.

Stumak
Natali

РОЗДІЛ 1

ОГЛЯД СУЧАСНОГО СТАНУ ПРОБЛЕМИ І ПОПЕРЕДНІХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Під **соленосною** формацією (за О.А. Івановим та М.М. Страховим) розуміють просторово розвинене велике геологічне тіло (комплекс відкладів), яке може бути складене світами, горизонтами, товщами соленосних (галогенних) порід, які іноді називають хомогенними (солі, гіпс, ангідрит і інші), та з якими парагенетично пов'язані несоляні породи (галопеліти, аргіліти, мергелі, карбонатні породи, алевроліти, пісковики та ін.). У деяких соленосних формаціях відмічаються вулканогенно-осадові й ефузивні породи, що утворюють шари, прешарки, дайки та інші форми прояву, що її пересікають.

До власне соленосних (галогенних) належать відклади (породи), що утворилися на середніх і високих стадіях осолонення басейну, тобто від переважного (помітного, масового) випадіння в осад сульфатів кальцію (гіпсу, ангідриту) до кристалізації різних найбільш легкорозчинних солей – хлоридів і сульфатів калію й магнію.

1.1 Аналіз сучасного стану видобутку кам'яної, калійної та магнієвої солей на території України

На території України відомо сім соленосних формацій у п'яти регіонах, що сформувалися у девоні (франська та фаменська Дніпровсько-Донецька западина), ранній пермі (Дніпровсько-Донецька западина, північно-західний Донбас), пізній юрі (Переддобрудзький прогин), міоцені (Закарпатський та Передкарпатський прогини) сучасне соленакопичення відбувається у Криму та на Керченському півострові.

Сьогодні обліковується 14 родовищ, а саме: 9 родовищ кам'яної солі, 2 – солі озер (садової із ропи), 3 – природних розсолів. Що становить III місце серед країн СНД за кількістю розвіданих запасів кухонної солі.

На 2016 рік видобуток проводиться лише на 3 родовищах: Артемівському (шахтний спосіб) та Слов'янському (методом вилуговування), а також в с. Геройському Голопристанського району Херсонській області (збір сезонної солі). Сіль видобувається тут невеликими промисловими масштабами (до 1200 т солі за сезон). Це держпідприємство на сьогодні залишається єдиним в Україні виробником природно йодованої харчової солі, що отримується з каскаду озер Ягорлицької затоки Чорного моря. Хоча, ще в 2004 р. експлуатаційних родовищ було 11. Родовища ропи озер (Сиваське та Сасик-Сиваське) знаходяться на території тимчасово окупованого Криму.

Калійні солі не видобуваються з 2007 р, а значна частина сировини ввозиться із Республіки Білорусь та Російської Федерації. Понад 95 % калійних солей використовується у виробництві мінеральних добрив (деякі солі застосовуються сирими), решта йде на технічні цілі – вироблення мила і миючих засобів, скла, кераміки, синтетичного каучуку тощо. Внутрішня потреба України близько 2,0 млн. т на рік. Балансові запаси промислових категорій на всіх родовищах Прикарпаття становлять близько 44 млн. т. В Україні обліковується 13 родовищ.

Родовищ бішофіту на території України – 2. Видобуток проводиться на Затуринському родовищі в об'ємі 9 тис. т. Магнієві солі використовуються у виробництві мінеральних добрив. Окрім того, вони є джерелом для виготовлення різних магнійвмісних хімікатів. Але найважливішим є одержання з них металевого магнію. На обліку стоїть 4 родовища – 2 сирих солей і 2 ропи озер. До 2013 р. видобування здійснювалось лише Красноперекопським ПАТ «Бром». На теперішній час видобуток не проводиться.

Проблема ресурсного забезпечення корисними копалинами соленосних формацій набуває особливої актуальності у зв'язку із ускладненням екологічної ситуації в районах видобутку та вимушеної консервації розвіданих запасів (наприклад, Калуш-Голинське родовище калійно-магнієвих солей та Солотвинське родовище кам'яної солі).

Так, наприклад, видобуток калійних солей у Передкарпатському калієносному басейні ускладнювався, а наразі вже й унеможлиблюється через розвиток карсту. Калуш-Голинські родовища, з слабо похилим заляганням шарів, мають перекриваючі надсольові слабопроникні верстви, що відокремлюють водоносні горизонти четвертинних відкладів. Карстові форми поширені в межах територій солевидобутку. Вони представлені провальними лійками, понорами, порами вилуговування, кавернами.

У Закарпатті на початку 70-х років на балансі нараховувалось 14 родовищ, але незважаючи на великі запаси покладів кам'яної солі на 01.01.2010 р. балансом враховано тільки два окремі об'єкти – родовища кам'яної солі: Солотвинське родовище та Північна ділянка Солотвинського родовища. У 2016 р. на баланс поставлено запаси Теремлиньського родовища.

За останні роки Україна з експортера калійних та магнієвих солей перетворилась на імпортера хлориду магнію і калійних добрив. В табл. 1.1 наведено дані ДНВП «Геоінформ України» щодо видобутку солей в Україні у 2002-2015 рр.

Таблиця 1.1

Видобуток кам'яної та калійної солей в Україні (1991-2015 рр.)

Рік	NaCl тис.т	K ₂ O тис.т
2002	5230	20
2003	6023,27	60
2004	5534,47	20
2005	6714,84	20
2006	7149,64	10
2007	7235,4	0
2008	4768,18	0
2009	5552,48	0
2010	4422,41	0
2011	6418,53	0
2012	6791,07	0
2013	6443,056	0
2014	2481,104	0
2015	2112,202	0

Цифри свідчать про поступове зменшення, а в подальшому і втрату калійної промисловості. Розвідані запаси потрапляють в зони забудови, орних

земель або в результаті активізації карстових та інших процесів втрачають перспективи освоєння.

Таким чином, аналіз сучасного стану економіки України свідчить про занепад розвитку галузі традиційного використання соленосних формацій – видобутку їх корисних копалин – кам'яна, калійна та магнезів солі, а також певною мірою бішофіт.

1.2 Вивченість верхньодевонської (франської) та нижньопермської соленосних формацій Дніпровсько-Донецької западини

Дослідження пермських соленосних відкладів Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) розпочалося з XVIII ст. у Бахмутській улоговині. Роботи стимулювалися розвитком соляної промисловості на базі розсолопромислів на соляних джерелах, які були відомі вздовж р. Бахмут та неподалік від м. Тор (тепер Слов'янськ) ще з XI ст. Першу шахту в районі сучасного м. Артемівськ було споруджено та відкрито у 1881 р. Після проходки ряду свердловин біля міст Бахмут, Слов'янськ та «урядової свердловини» (1876-1880 рр.), що відкрила дев'ять потужних шарів кам'яної солі поблизу сел. Брянцівка.

Значні дослідження з вивчення пермських соленосних відкладів проводились А.В.Гуровим. В 1882 році він виділив в пермській формації Бахмутської улоговини три світи: мідистих пісковиків, вапняків та ангідритів з пачками камної солі. На початку XX ст. вивчення нижньопермської формації в значній мірі пов'язані з роботами М. М. Яковлева. У його численних статтях розглядаються питання стратиграфії, палеогеографії і тектоніки нижньопермських відкладів Донбасу, зокрема складена перша геологічна карта Бахмутської улоговини.

Верхньодевонська соленосна формація на території Дніпровсько-Донецької западини вперше виявлено за результатами буріння в 1932 р. поблизу м. Ромни. Після вивчення верхньофранських брахіопод, знайдених у 1936 р. О.М. Куцибою у вапняках кепроку Ісачківського соляного куполу, вік солей був визначений як девонський [Куциба, 1936].

Проблемі пошуків солянокупольних структур ДДз присвячені статті К. І. Макова (1936), М. І. Дмитрієва (1937) і В. Г. Бондарчука (1939). У 1939 р. були виявлені надсольові брекчії в межах Донбасу біля с. Адамівки, в яких Д. Н. Назаренко визначив рештки франського віку.

В період з 1937 по 1941 р з'являється ряд робіт М. С. Шатського (1940), Л.Ф. Лунгерсгаузена (1939, 1941), які присвячені питанням геології, тектоніки та палеогеографії. Було введено назву пачки, що перекриває соляну товщу, дроновская світа. Л.Ф. Лунгерсгаузер вважав, що соляні штоки мають лінійне розташування і утворюють 3 зони підняття.

На основі аналізу геофізичних даних в 1940 р. В. А. Сільським було висловлено припущення утворення солянокупольних структур. На його думку, діабазиди під впливом тектонічних рухів пересувалися по розривах вгору, захоплюючи по дорозі сіль, що залягала в межах соленосних формацій. У результаті цього, солянокупольні структури були розбиті численними дислокаціями, що супроводжувалися великою кількістю магматичних порід.

У післявоєнні роки в ході нафто- і газопошукових робіт було проведено детальне вивчення осадової товщі ДДз, мезозойської і палеозойської груп. У кінці п'ятидесятих років було розкрито соленосні формації девону в пластовому заляганні, вивчено їх літофаціальний склад (В.А. Хоменко, М.П. Кожич-Зеленко, П.Л. Шульга, Р.М. Пістрак, Є.І. Пашкевич, С.С. Восанчук). Особливості формування і розміщення солянокупольних структур висвітлювались у роботах І.Г. Баранова, Ю.А. Арсірія, В.Я. Кліменка, В.І. Кітика, В.О. Авер'єва, О.О. Білика, В.І. Галабуди та ін.). З кінця 60-х років і пізніше на ряді солянокупольних структур проводились геологопошукові і геологорозвідувальні роботи, спрямовані на оцінку ресурсів кам'яної солі, пошуки саморідної сірки, калійних солей, поліметалів, радіоактивних металів, а також для створення підземних сховищ нафтопродуктів. Ці роботи надали значні обсяги фактичного матеріалу що послужив основою для детальних досліджень з літології і внутрішньої структури куполів, а також надсольових брекчій (Ю.І. Ветров, Т.К. Козинцева). Вивченню кепроків девонських структур,

впливу продуктів руйнування девонських утворень на після девонський седиментогенез, тектогенез в басейні ДДз присвячені роботи Є.О.Скачедуба, В.К.Іванова, В.І.Кітика, Р.М.Смішко, В.Д.Когана та ін.

У 70-80 роках ХХ ст. були створенні перші літологічні моделі нижньопермської соленосної формації у вигляді комплектів двомірних карт різної детальності С.М. Кореневським, Д.П. Хрущовим, В.К. Гавришем, О.Ю. Лукіним, Ю.О. Арсірієм, В.З. Кисликом, Е.О. Висоцким, Ю.М. Брагіним. На прикінці 80-х В.А. Хоменко побудовані літолого-фаціальні карти верхньодевонської (франської) соленосної формації.

Значний прорив у вивченні соленосних формацій ДДз пов'язаний з роботами львівських геохіміків О.Й. Петриченка, В.М. Ковалевича, В.С. Шайдецької, А.В. Побережського, Д.О. Сидор. На підставі дослідження газово-ріднинних включень в мінералах цих утворень встановлено, що, температура мінералоутворюючих розсолів у девонських і пермських солеродних басейнах на стадії осадження галіту не перевищувала 43 °С, та була підвищеною до 60-65°С на етапі садки сильвіну в девонському басейні і до 78-83°С на стадії садки карналіту і 65-77°С на етапі формування бішофіту у пермі. Температура діагенетичних перетворень кам'яної солі в пермських відкладах становила 45-55°С і калійних порід – 75-82°С. Цими ж дослідженнями встановлено й інші геохімічні параметри осадкоутворення та літогенезу. (Петриченко, 1988).

В останніх публікаціях більш детально висвітлено:

- питання літогенезу соленосних утворень на формаційній основі Д.П. Хрущовим (2002), О.Ю. Лукіним (2006);
- поширення соленосних формацій в межах окремих структур Дніпровсько-Донецької западини з врахуванням інтерпретації регіональних геофізичних профілів В.К. Гавришем (1989, 2001), М.Б. Дворянином (1996), С.А. Мачулиною (2008), Ю.О. Черненко (2001);
- геохімічні (термобарогехімічні) умови утворення та перетворення соленосних порід франської, фаменської формацій Є.П. Сливко (1974),

О.Й. Петриченком (1989, 2004), В.С. Шайдецькою (1983), Т. Перитом (2004), З.М. Ляшкевич (1987);

- геохімічні (термобарогехімічні) умови утворення та перетворення соленосних порід нижньопермської формації В.М. Ковалевичем (1995, 2002), Д.П. Сидор (2002);

- соляний тектогенез у контексті рифтогенезу Дніпровсько-Донецької западини М.В. Чирвинською (1980), В.Б. Соллогубом (2001), С.М. Стовбою (2003, 2008), Р.О. Стиферсоном (2008);

- виконано комплексні дослідження літології, речовинного складу та калієності соляних відкладів ДДз Д.П. Хрущовим (1983, 2002), С.М. Кореневським (1982), Г.І. Вакарчуком (2002), вивчено н.з. глинистих мінералів Г.В. Карпова, С.Б. Шехунова (1989, 2010), Я.В. Яремчук (2010) та ін.;

- розроблено методику літологічного диференціювання соленосних товщ Д.П. Хрущовим (1980);

- вивчено епігенез евапоритів О.Й.Петриченком (1989-2004), літогенез соленосних формацій С.Б. Шехуновою (2010, 2011) та ін.

Таким чином, останні роботи з вивчення та узагальнення даних польових досліджень були зроблені ще у 70-80-х роках минулого сторіччя. Після чого виконувалося параметричне буріння, геофізичні роботи (площадні зйомки і регіональне сейсмопрофілювання), було накопичено значні об'єми нової інформації, які необхідно враховувати при оцінці умов залягання та літолого-геохімічних властивостей соленосних утворень.

РОЗДІЛ 2

МЕТОДИ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

Для встановлення літологічних особливостей соленосних формацій ДДз застосовувалися геологічні, літоло-петрографічні та геоінформаційні групи методів.

2.1 Геологічні, літолого-петрографічні, мінералогічні та геохімічні методи досліджень

Геологічні методи (картографічні, геофізичні матеріали, данні буріння) використано для дослідження автором соленосних, карбонатних, сульфатних та теригенних порід нижньопермських та верхньодевонських формацій ДДз. Зокрема, опрацювання даних буріння близько 704 свердловин (51 з відбором керну), які розкрили досліджувані товщі, а також геофізичні матеріали та аналітичні дані. Фактичний матеріал досліджень представлено зразками кам'яної солі, ангідритів, доломітів, пісковиків, алевролітів, аргілітів та глин, зібраними у трестах та об'єднаннях “Полтавнафтогазрозвідка”, Чернігівське відділення «УкрДГРІ» та “Укргазвидобування”.

Літолого-петрографічні методи використовувалися при вивченні порід соленосних формацій та їх літогенетичної типізації. Породи досліджувались у штуфах, пришліфовках, шліфах та шліхах воднонерозчинного залишку (н.з.).

Дослідження особливостей петрографічного, мінерального та геохімічного складу порід соленосних формацій виконано з застосуванням оптичної і електронної мікроскопії, а також енерго- та хвиледисперсійного аналізів (скануючий електронний мікроскоп (CEM) JEOL -6490 LV (JEOL Ltd., Japan), мікроаналізатори EDS+WDS системи INCA Energy+ (Oxford Instruments, UK). Для літогенетичної типізації кам'яної солі та інших соляних порід було вивчено їх структурно-текстурні особливості. При вивченні особливостей

будови порід описувалась її текстура, мікротекстура*, структура та мікроструктура**. Для характеристики структури за розміром зерен використовувалась класифікація, яка широко застосовується геологами-сольовиками [Яржемський Я.Я., 1974, Кореневський С.М., 1968, Хрущов Д.П., 1974 та ін.]. Для опису орієнтованих структур використовуємо оцінки за коефіцієнтом видовженості зерен та коефіцієнтом векторіальності (впорядкованості) [Шехунова С.Б., 2005].

Для діагностики мінералів як важководнорозчинного залишку, так і соляних та несоляних порід застосовувалися кристалооптичний, рентгеноструктурний, електронно-мікроскопічний аналізи; останній з енергодисперсійною приставкою (EDS INCA Oxford 450, Великобританія) та рентгенівським мікроаналізатором (JXAS фірми JEOL, Японія). Визначався елементний та мікроелементний склад мінералів.

Для встановлення послідовності залягання (нашарування) гірських порід, виділення і простеження товщ, визначення особливостей літологічного складу соленосних відкладів та їх літофаціального розчленування використовувалася комплексна *методика літологічного диференціювання та кореляції соленосних утворень* [Нестеренко Л.П., 1955, 1978; Кореневский С.М. и др., 1968; Хрущов Д.П., 1978; Яржемский Я.Я., 1978, Петриченко О.И., Ковалевич В.М., Шайдецкая В.С., 1978, Шехунова С.Б., 2010 та ін.]. Виконувалася кореляція розрізів свердловин. Первинною інформацією для співставлення геологічних розрізів були каротажні діаграмами та керновий матеріал.

Розглянемо основні принципи методики літологічного диференціювання та кореляції соленосних утворень для чого використовувалися літологічні (петрографічні), мінералогічні та геохімічні дані. В основу методики [Хрущов Д.П., 1978, 1980] покладено незворотність еволюції солеродних

* Текстура характеризує макрособливості просторового розміщення мінеральних агрегатів, різних за структурою та речовинним складом, а мікротекстура – розміщення агрегатів та зерен менших за 1,0 мм в окремих прошарках (характеристика мезорівня).

** Структура характеризує розмір, форму та розміщення мінеральних зерен/кристалів (характеристика макро- та мезорівня), а мікроструктура – будову зерен/кристалів (характеристика мікрорівня).

басейнів. Впровадження методу полягає у встановленні літологічних та геохімічних особливостей соленосних товщ, які є похідною цієї еволюції. Вона відображається у речовинному складі соленосних формацій (субформацій), структурно-текстурних особливостях і мінеральному складі, деяких геохімічних характеристиках, кількісному складі мінералів-домішок, їх типоморфних особливостях, асоціаціях і вмісті мінералів в фракціях нерозчинного залишку та ін. Загально геологічним фоном еволюції є характер сольового живлення басейну, джерела уламкового матеріалу, тектонічний розвиток регіону.

Задача включала розчленування та кореляцію соленосних утворень відповідних формацій. Виконання таких досліджень ускладнено за умов розвитку палеонтологічно «німих» товщ, якими і є більшість з досліджуваних утворень. *Результативність біостратиграфічних методів* обмежується зокрема високою швидкістю накопичення речовини соленосних формацій [Шехунова С.Б., 2010], за якою «не встигає» біологічна еволюція. Соленосна субформація пермі сформувалася за проміжок часу, що відповідає одній зоні асельського яруса так званого швагерінового горизонту.

Перспективним є палінологічні дослідження [Иносова К.И., Крузина А.Х., Шварцман Е.Г., 1976], а також як показала низка робіт А.С. Андрєєвої-Григорович та ін. – застосування наннопланктону для розчленування та кореляції солевмісних товщ. Проте необхідно зважати на неоднозначність мікрофауністичних та палінологічних даних, зокрема через перевідкладення решток. Так, добре відомі проблеми визначення віку міоценових соленосних утворень А.С.Андрєєвою-Григорович [Андреева-Григорович А.С., Ступницький В.М., 1976, Андреева-Григорович А.С., Кульчицький А.Я., 1985, Андреева-Григорович А.С., Пономарьова Л., Приходько М., Семененко В. 2009].

Загально прийнятою є кореляція соленосних формацій за *речовинним складом, циклічністю, ритмічністю та маркуючими горизонтами*. Обмеження

застосування цих прийомів пов'язано із дислокованістю формацій, у нашому випадку, перш за все, франської.

На формаційному та субформаційному рівнях нижньопермська формація розділена за літологічним складом, а надалі стратифікація здійснювалася за маркуючими горизонтами, що відбивають зміни умов осадконакопичення (пласти доломітів, вапняків, ангідритів (гіпсів), кам'яної солі). Для кореляції нижньопермських утворень використовувалися маркуючі горизонти [О.І. Галака, 1935; Л.П.Нестеренко, 1955; Кореневський и др., 1968 та ін.]: теригенні (аргіліти з прошарками алевролітів та пісковиків) – для картамиських утворень (Q_{8-12}), карбонатні – для микитівських (R_{1-4}) та слов'янських (S_{1-4}), ангідритові (гіпсові) – для краматорських (T_{2-3}) (Додаток 1).

Циклічна та ритмічна будова враховувалася як при кореляції розрізів франської, так і нижньопермської формації (див. розділ 3). Циклічність та ритмічність соленосних утворень відбиває умови осадконакопичення, тому такий аналіз виконувався в палеогеографічному контексті. Врахування палеогідрологічних та палеогеоморфологічних умов у басейні дає змогу правильно та надійно виділити крупні седиментаційні цикли, а формування циклів нищого порядку обумовлене специфікою осадконакопичення в окремих частинах басейну. В такому аспекті вивчення палеонтологічних особливостей стає індикатором обстановок осадконакопичення.

Відміни в структурно-текстурних характеристиках порід франської та нижньопермської соленосних формацій описані Д.П. Хрущовим, С.Б. Шехуною [Кореневський С.М. та ін., 1968; Шехунова С.Б., 2007 та ін.] та використовувалися для розчленування та кореляції. Вони визначаються загальними умовами осадконакопичення, ступеня осолонення басейну (стадії седименто- та діагенезу), а також вторинними, накладеними процесами (ката-, метагенез, галотектокінез).

Мінералого-геохімічні критерії стратифікації та кореляції соленосних формацій.

Для розрізнення соленосних формацій франської та нижньопермської враховувалися особливості складу н.з. [Шехунова С.Б., 2010]. Для верхньофранської формації характерний широкий комплекс мінералів: доломіт + кальцит + магнезит >>> ангідрит (товстотаблитчасті кристали та їх агрегати) > кварц (довгопризматичний) > пірит (міліметрові ідіоморфні кристали та їх агрегати) >> целестин > флюорит (для катагенетичної кам'яної солі); амфібол (актиноліт) >>> скаполіт (маріаліт) >> кварц (довгопризматичний) >> клінохлор >> пірит (ідіоморфні кристали та їх агрегати розміром до кількох міліметрів) >> доломіт >> ангідрит >> гранат > рутил > (гематит ?) > магнетит (для метагенетичної кам'яної солі).

Для нижньопермської цей набір значно менший: ангідрит (скелетний, голчастий, радіально-променисті агрегати) + (гіпс, басаніт, за О.Й. Петриченком) >> полігаліт > кальцит+магнезит >> кварц низькотемпературний >> целестин > флюорит > барит.

При дослідженні глинистої складової соленосних порід враховувалося, що магнезіальне глиноутворення є специфічною рисою пермських солеродних басейнів та ін. особливості мінерального складу глинистої фракції нерозчинного залишку соляних порід [Соколова Т.Н., 1978, Шехунова С.Б., 2010 та ін.].

Застосування ізотопних методів для стратифікації та кореляції соленосних утворень ДДз описано у розділі 5.2.

Геохімічні дослідження, встановлення складу газowo-рідинних включень в мінералах утворень є також потужним інструментом стратифікації та кореляції соленосних утворень. Результати таких багаторічних досліджень львівською школою геохіміків О.Й.Петриченко, В.М.Ковалевич, А.В.Побережський, В.С.Шайдецька, Д.О.Сидор дали змогу намітити основні геохімічні відмінності соленосних формацій ДДз. На підставі цих досліджень, було встановлено, що девонські солі були утворені з розчинів хімічного типу Na-K-Ca-Mg-Cl (збагачених Ca), а пермські з розчинів типу Na-K-Mg-Cl-SO₄ (збагачених SO₄) [Warren, 2007 та ін.]. Ці відмінності дають змогу розрізнити

пермські і девонські утворення в двосольових структурах ДДЗ [Петриченко О.Й., Ковалевич В.М., Шайдецькая В.С., 1978], використовуючи ультрамікрохімічний аналіз включень розсолу в кам'яній солі [Петриченко О.Й., 1977].

З огляду на утворення франської соленосної формації за рифтових умов здавалося б, що певну перспективу для їх розчленування та кореляції мають туфогенні та інші вулканогенні та вулканогенно-осадові прошарки. Проте наші дослідження підтверджують те, що пірокластичний матеріал серед галогенних та соленосних утворень діагностується досить важко. В солеродних басейнах вулканічний попіль розубожується хомогенними та теригенними компонентами та протягом геологічного часу значною мірою змінюється, зберігаючись тільки у вигляді реліктів частинок попелу. За умов підвищеної концентрації ропи попеловий матеріал утворює разом з материнською галопелітовою речовиною прошарки попелового туфа, а вулканічний попіль зазнає змін, утворюючи скло. Проте ці домішки вулканогенного матеріала дуже важко діагностуються, а відтак ці прошарки не завжди можуть використовуватися для кореляції розрізів. Проте кореляційний потенціал вулканогенних утворень для окремих частин франського басейну в подальшому може бути використаний ширше за умов отримання нових матеріалів.

2.2 Методика побудов цифрових літологічних моделей

Для збереження та ієрархічного структурування вихідної інформації, а також забезпечення можливостей їх використання для подальшої обробки спільно з новими даними були створенні бази даних у реляційній системі управління базами даних (СУБД) Microsoft Access (Додаток 2). Джерелами вихідної інформації для формування баз даних слугували:

- картографічні матеріали (геологічні, структурні, топографічні карти, адміністративно-територіального поділу та ін.).

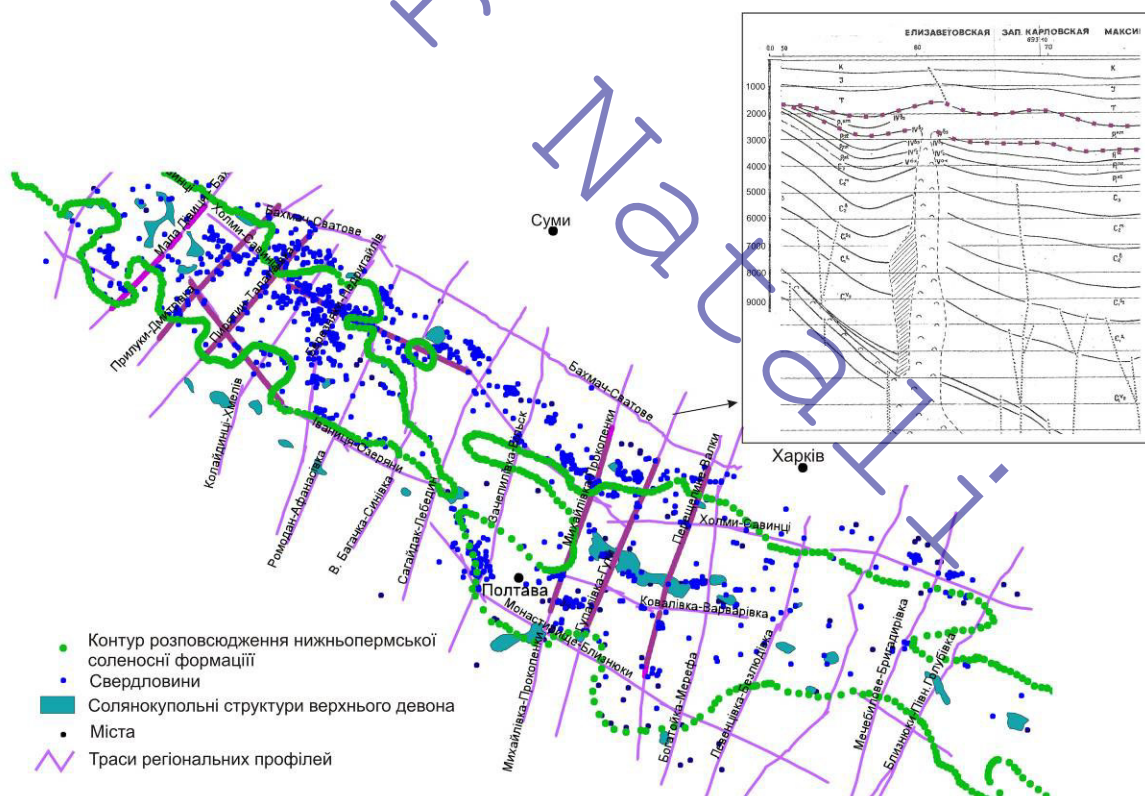
- матеріали польових та лабораторних досліджень території, що включали дані топографічних, геологічних, петрографічних, літологічних, структурно-текстурних та інших досліджень;
- першоджерела (фондові матеріали, монографії, статті та довідкові видання).

Бази даних геолого-літологічної інформації містили вихідний матеріал у вигляді: векторних даних просторових об'єктів; растрових даних зображень поверхонь, горизонтів та сітчастих даних; вже побудованих триангуляційних систем поверхонь (TIN); координати визначення географічного положення об'єктів; табличних даних окремих характеристик об'єктів та гірських порід (рис. 2.1).

Методика комплексної комп'ютерної обробки інформації (геоінформаційний метод) і подальші побудови відрізняються залежно від розміру території, умов залягання досліджуваної товщі (в нашому випадку соленосної) та складності глибинної будови, а також кількості і якості наявних фактичних даних.

Враховуючи досвід попередніх робіт для побудов карт соленосних товщ Дніпровсько-Донецької западини (дрібномасштабне моделювання) були використані різні джерела інформації різного ступеня достовірності, які зводилися до чотирьох основних типів:

1. Свердловини – мав найбільший індекс достовірності, однак, на практиці, точність цієї інформації залежала від якості стратиграфічних розбивок. Всього для побудови моделей нижньопермської соленосної формації використано дані 704 свердловин з повним розрізом соленосної частини нижньої пермі; а для верхньодевонської - дані 673 свердловин, розташованих переважно в прибортових частинах западини (рис.2.2).



2. Геологічні розрізи, побудовані вздовж регіональних сейсмічних профілів – враховуючи ручний характер побудов та в значній мірі гіпотетичність розрізів, прив'язка границь на них мала невисоку точність, тому дозволяла використовувати їх лише в якості певного наближення до реальної картини геологічної будови розрізу.

На територіях з недостатньою інформацією залучалися дані площадної геофізики. Всього використано для побудов як верхньодевонської, так і нижньопермської соленосних формацій 25 сейсмо-геофізичних профілів.

3. Контури області поширення соленосних формацій – також значною мірою гіпотетичні і мали невисоку точність. Для визначення зовнішнього контуру (перша ітерація) нижньопермської формації використано карту розповсюдження відкладів нижньої пермі масштабу 1:200 000 за редакцією С.М. Кореневського (1982). Для зони зчленування ДДЗ та Донбасу проаналізовано версію контурів поширення соленосної формації С.М. Кореневського (1982) та Ю.М. Брагіна (1983). Крім того, нами побудовано власний варіант контуру поширення нижньопермської соленосної формації за результатами узагальнення всіх зібраних даних.

Для замикання верхньодевонського басейну соленакопичення був використаний контур розповсюдження верхньодевонської соленосної формації масштабу 1:200000 С.М. Кореневського (1982).

4. Числові моделі геологічних границь, побудови яких виконані раніше – є важливим видом апріорної інформації. При створенні моделей відкладів нижньої пермі використовувалася цифрова структурна карта підосви тріасу масштабу 1:200 000 під редакцією Т.С. Гейко (2004). Крім того, врахована карта під редакцією В.К. Гавриша (1998) поширення солянокупольних структур з рівнем протикання, вищим за границю нижньої пермі, які умовно розглядалися як острови в нижньопермському морі-лагуні.

При створенні карт верхньодевонської формації використана числова модель поверхні кристалічного фундаменту ДДЗ масштабу 1:200000 Є.С. Дворянина (1996), яка бралась за основу побудов.

Для структурно-тектонічного аналізу отриманих результатів використано карти тектонічних побудов ДДз В.К. Гавриша, М.І. Євдошука (1998).

Алгоритм побудови структурно-літологічних карт на прикладі верхньодевонської (франської) соленосної формації ДДз зводився до наступної послідовності дій.

I. Редагування профільної інформації.

Наявні геологічні розрізи можуть мати помилки різної природи в положенні геологічних границь як по глибині, так і по трасі розрізу. В якості реперної поверхні для визначення поправок приймається поверхня кристалічного фундаменту, присутня на всіх розрізах. Послідовно виконується наступне.

I.1 Розрахунок значень поверхні кристалічного фундаменту по його числовій моделі (гріду) в свердловинах та точках розрізів.

I.2. Розрахунок неузгодження в значеннях поверхні кристалічного фундаменту в точках кожного розрізу як різниці між значеннями, оцифрованими з розрізу і розрахованими (I.1) в цих же точках.

I.3. Побудова тренду неузгодження.

I.4. Коректне положення геологічних границь на розрізах визначається як різниця між існуючим значенням границі та значенням неузгодження границі в кожній точці. За значення неузгодження можна взяти як значення, розраховані по тренду неузгодження (I.3), так і значення, отримані в точках безпосередньо (I.2),

Редагування профільної інформації в такий спосіб враховує тільки глибинні похибки границь розрізів, тобто виконується в припущенні, що будь-яких зміщень по трасі профілю не було. Оскільки по трасі розрізу є чіткі репери у вигляді свердловин, систематична похибка не накопичується, тобто, припущення має під собою певне обґрунтування. Якщо ж відмовитися від цього досить жорсткого припущення, то врахувати горизонтальне систематичне зміщення можна в наступний спосіб:

- визначається коефіцієнт кореляції між двома послідовностями точок по трасі розрізу S1 та S2:

$$R1 = r (S1(i), S2(i)) \quad i=1,N$$

- друга послідовність зміщується на один вузол і визначається

$$R_2 = r (S_1(i), S_2(i+1)) \quad i=1,N$$

- послідовно друга послідовність зміщується на j вузлів і знаходиться

$$R_j = r (S_1(i), S_2(i+j)) \quad i=1,N, j=1,M$$

Індексу горизонтального зміщення розрізу $h=j*\text{step}$, де step – крок між точками на профілі, відповідає максимальний коефіцієнт кореляції в послідовності $R_1, R_2, \dots, R_j$.

Всі границі розрізу зміщуються на h по трасі розрізу.

II. Побудова моделі підосви франської соленосної формації верхнього девона.

Модель підосви нижньої франської соленосної формації із схожістю по формі на модель поверхні кристалічного фундаменту.

III. Побудова моделі франської соленосної формації верхнього девону.

Модель товщини франської соленосної формації (H) будується по значеннях у свердловинах і на профілях. По контуру області поширення відкладів франської соленосної формації задається додатковий масив точок з нульовими значеннями товщини. Точки на розрізах, які попадають в штоки попередньо видаляються. Штоки на поверхні покритті нижньої солі оконтурюються замкненими контурами, на яких задається розрив товщини. В області штоків (у середині замкнених контурів, що їх оконтурюють) додається значення, що дорівнює висоті штока над поверхнею підосви. Модель будується в два етапи. Спочатку створюється гладкий тренд товщини з дотриманням перерахованих вище умов (автоаналог). На другому етапі будується результуюча поверхня на тих же умовах із схожістю на автоаналог по формі.

При наявності високої за абсолютним значенням кореляції між підосвою та товщиною, яка визначається по значеннях у свердловинах і точках профілів отриманий результат, вірогідно, можна покращити. Для цього будується грід просторового коефіцієнту кореляції R між підосвою і потужністю та розраховуються гріди коефіцієнтів парної регресії a, b . Вся область дослідження

покривається регулярною мережею точок і розраховуються прогнознi значення товщини у всіх точках $R > E$ за формулою

$$H_{пр} = a \cdot D + b, \quad 0 < E < 1$$

По значеннях $H_{пр}$ будується гріd, який використовується як аналог при побудові уточненої моделі потужності H . Модель будується з урахуванням всіх зазначених вище умов і схожістю на аналог по значеннях.

IV. Побудова моделі покрівлі франської соленосної формації верхнього девону. Модель покрівлі франської соленосної формації (U) визначається як сума гріdів підшви та потужності:

$$U = D + H$$

Оскільки D розривна, то й U буде розривною, що протирічить інформації розрізів. Тому по D будується ще один, заключний гріd D' з системою розривів тільки по контурах штоків, успадкованою від моделі потужності H .

Для побудови літологічних моделей значною мірою використовувались геологічні гіпотези про процеси його формування. Для витриманих по латералі літологічних горизонтів застосовувались методики побудови моделей структурних поверхонь. Однак у загальному випадку літологічний розріз являв собою тонке перешарування кількох літологічних різновидів. Зміна літологічних різновидів у розрізі зумовлювались зміною умов осадконакопичення. Це означає, що перехід одного різновиду в інший залежав від попередніх переходів, тобто кожному переходу відповідала певна ймовірність. Математичними моделями таких і подібних природних процесів є марківські ланцюги різного порядку, теорію яких розглянуто Х. Майном та С. Осакі [Х. Майном та С. Осакі, 1977]. Методичні аспекти застосування марківських ланцюгів в геології, зокрема для моделювання літологічних розрізів розглядались в роботах М. Duckham (2013), О. Kaufmann, М. Thierry (2008). Для моделювання літологічної послідовності нами використано нестационарний марківський ланцюг першого порядку, в якому ймовірність поточного переходу залежить від останнього попереднього і не залежить від усіх інших попередніх переходів. Перевагами марківського ланцюга першого порядку є проста програмна реалізація, прозора геологічна інтерпретація

та значний досвід застосування в геології. На першому етапі для кожної з свердловин, що розглядається, розраховується нестационарна (тобто залежна від положення в розрізі літокомплексу) матриця вірогідностей взаємних переходів літологічних різновидів. Зауважимо, що ця матриця може бути не тільки емпіричною, але й апіорною, складеною на основі тих чи інших міркувань про динаміку процесу формування комплексу. На другому етапі на основі матриці вірогідностей виконується прогнозування літологічних розрізів в довільних точках області дослідження. Матриця вірогідностей переходів в цих точках розраховується як середньозважена на відстань від свердловин, де вона визначена безпосередньо. При цьому в опорних свердловинах розрахований літологічний розріз зводиться до фактичного. На основі матриць вірогідностей переходів виконується також розрахунок залежного від положення в розрізі вектора відносних кількостей літологічних різновидів (літологічних коефіцієнтів), відновлення історії осадконакопичення та хронології зміни його режимів (рис.2.3).

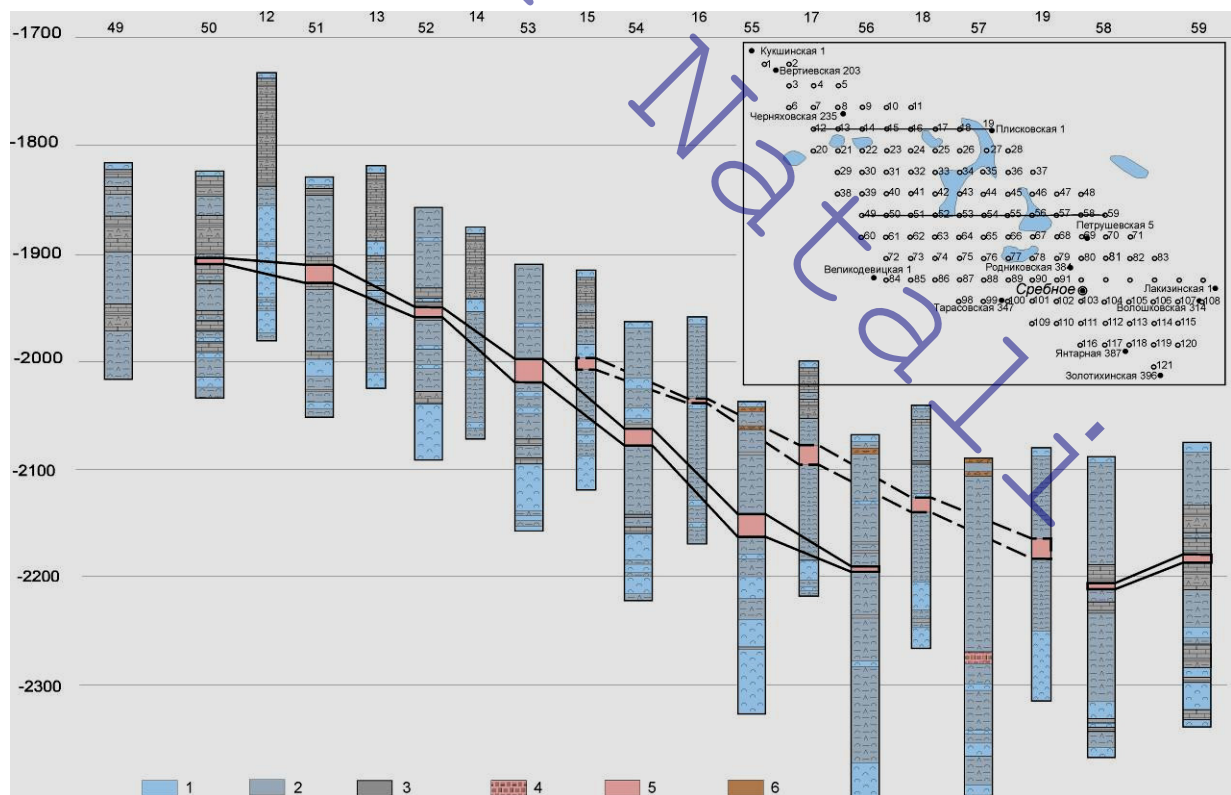


Рис. 2.3 Синтезовані літологічні розрізи за результатами просторового статистичного моделювання. 1 – галітовий літокомплекс; 2 – карбонатно-

сульфатно-галітовий літокомплекс; 3 – теригенно-карбонатно-сульфатний літокомплекс; 4 – калійно-галітовий літокомплекс; 5 – бішофітовий літокомплекс; 6 – брекчієвидні породи.

2.3 Апробація методики просторового статистичного аналізу створення цифрових структурно-літологічних карт будови соленосних формацій України

2.3.1 *Верхньоюрська (кімеридж-титонська) соленосна формація, Переддобрудзький прогин (пластове залягання)*

Соленосні утворення у галогенних породах Переддобрудзького прогину встановлено у 1976 р. Значний внесок у дослідження геології, стратиграфії, літології, геохімії цих відкладів зробили праці Л.Ф. Романова, М. Сандулеску, Б.С. Слюсаря, Б.М. Полухтовича, Ю.М. Бутковського, С.М. Кореневського, О.Й. Петриченка, В.Г. Тюреміної, О.В. Хмелевської [Петриченко О.И., 1985, Романов Л.Ф., 1976, Слюсарь Б.С., 1971, Кореневский С.М., 1982, Тюрємина В.Г., Хмелевская Е.В., 1990 та ін.]. У результаті подальших цільових робіт у 80-х роках минулого століття було розвідано верхньоюрське Ізмаїльське родовище кам'яної солі: оконтурено соляне тіло та визначено його найголовніші параметри. Водночас аналіз матеріалів вказує на значну літолого-фаціальну мінливість соленосних утворень, присутність тектонічних порушень, зон розуцільнення, значні постседиментаційні та епігенетичні перетворення, що потребує детального дослідження.

Соленосна верхньоюрська (кімеридж-титонська) формація Переддобрудзького крайового прогину заповнює плоскодонну депресійну структуру північно-західного простягання, накладену на палеозойський прогин [С.С.Круглова, А.К.Цыпко, 1988]. Формація об'єднує лагунні теригенно-карбонатно-соляно-сульфатні відклади потужністю до 450 м. Породи формації залягають на мілководних глинисто-карбонатних (келовей-оксфордсько-кімериджських) утвореннях. Соляні відклади цієї формації у нормальному

непорушеному заляганні встановлено між озерами Китай та Котлабух. Формация продовжується на південь та південний схід за межі території України. На північно-західному (румунському) шельфі Чорного моря свердловина Ваду-3 розкрила кам'яну сіль, що прорвала ангідритово-вапнякову брекчію, доломітизований вапняк та алевритисту глину, утворивши специфічну діапирову структуру.

Для встановлення й геометризації літологічних особливостей соленосної формации Переддобрудзького прогину та оцінки перспектив використання формации як будівельного середовища було застосовано засоби просторового статистичного аналізу ГІС.

Вихідна інформація для побудови просторових моделей літокомплексів обмежена літолого-стратиграфічними розрізами, даними керну та геофізичними дослідженнями свердловин. Моделі конструювалися шляхом апроксимації свердловинних літологічних даних з урахуванням апіорної, в першу чергу картографічної, інформації. Процес розбивався на два послідовних етапи: побудову моделей структурних границь та власне побудову літологічної моделі осадового комплексу.

Для побудови числових моделей геологічних границь з урахуванням тектонічних порушень використовувався програмний комплекс Geomapping, інтегрований в ГІС ArcView 3.2 [Гребенніков С.Є., Лобасов О.П., 2001, 2003].

Основними вихідними матеріалами для побудови карт гіпсометрії покрівлі, підосви та потужності верхньоярської соленосної формации Переддобрудзького прогину були дані свердловин та готові карти з нанесеними на них розташуванням свердловин і розривних порушень. Карти прив'язувалися до географічної системи координат. Основною проекцією прив'язки була проекція Transverse Mercator на еліпсоїді Красовського, яка присутня в списку проекцій Arc View Gis 3.2. Оцифровка даних відбувалась по шарах, які склалися з двох типів об'єктів: точкових (свердловини) та лінійних (розривні порушення).

Побудовано карти потужностей теригенно-карбонатно-сульфатного (підстеляючого), соляного (галітового) та карбонатно-сульфатно-теригенного

(перекриваючого) літокомплексів і використано засоби ГІС для аналізу особливостей будови формації: кореляції потужностей соляного літокомплексу з рельєфом поверхні підстеляючих відкладів та визначення однорідності будови соляного (галітового) літокомплексу як засіб оцінки перспективності формації в якості будівельного середовища для об'єктів різного функціонального призначення.

В межах формації за співвідношенням основних типів порід виділено два літокомплекси: теригенно-карбонатно-сульфатний (рис. 2.4-а, в, г) та соляний (галітовий) (рис. 2.4-б, г).

Породи *теригенно-карбонатно-сульфатного літокомплексу* підстеляють, перекривають та латерально заміщують породи соляного літокомплексу. Серед них виділено (за ступенем поширення): вапняки, гіпси, доломіти та ангідрити.

Аналіз моделей потужностей частин теригенно-карбонатно-сульфатного (рис. 2.4-а та 2.4-в) та соляного літокомплексів формації (рис. 2.4-б) свідчить про зміну конфігурації басейну осадконакопичення та поступове зменшення його глибини. В межах соляного літокомплексу відмічається зменшення потужностей соляних порід. Побудовані моделі кореляції потужності соляного літокомплексу та рельєфу поверхні підстеляючого теригенно-карбонатно-сульфатного літокомплексу дозволили візуалізувати ділянки, що відповідають підняттям докімериджської поверхні і водночас характеризуються зменшенням потужності соляного літокомплексу. Їх ми інтерпретуємо як рифогенні споруди.

Соляний (галітовий) літокомплекс виділяється між озерами Китай та Котлабух (рис. 2.4-б); представлений кам'яною сіллю з малопотужними проверстками ангідриту, доломіту, кальциту з незначною кількістю теригенних домішок; кам'яна сіль містить ангідрит (жовна та тонкозернисті скупчення), карбонати, глинисті мінерали. Глибина залягання покрівлі літокомплексу змінюється від 320 до 430 м; літокомплекс встановлено на площі понад 300 км²; він має потужність від 10 до 80 м (рис. 2.4-б).

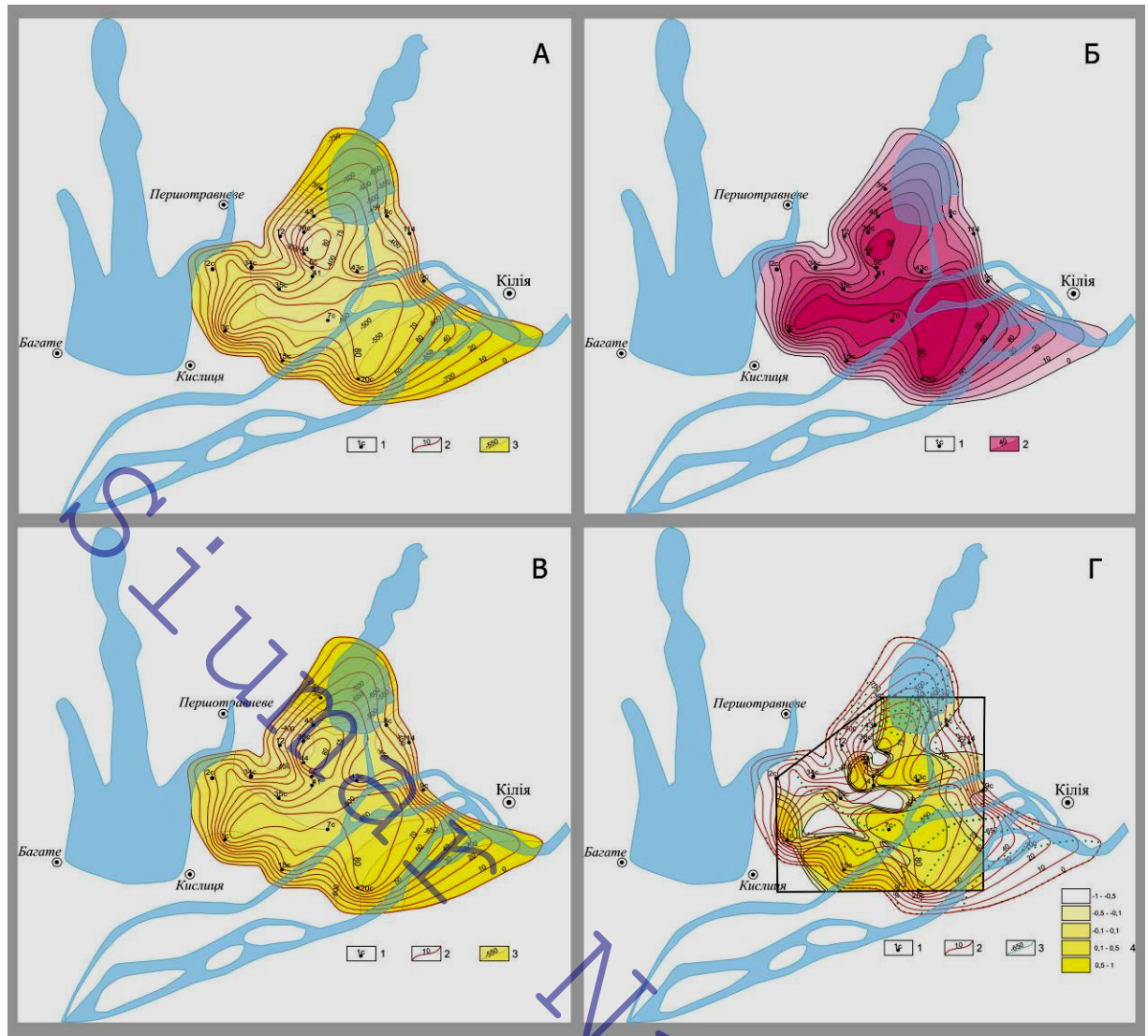


Рис. 2.4 Візуалізація цифрових карт поверхонь літокомплексів та будови соляного (галітового) літокомплексу: а – модель поширення та будови нижньої (підстеляючої) частини теригенно-карбонатно-сульфатного літокомплексу (1 – ізолінії потужності галітового літокомплексу; 2 – свердловини; 3 – потужності теригенно-карбонатно-сульфатного літокомплексу); б – соляний літокомплекс (1 – ізолінії потужності галітового літокомплексу; 2 – свердловини); в – верхня (перекриваюча) частина теригенно-карбонатно-сульфатного літокомплексу (1 – ізолінії потужності галітового літокомплексу; 2 – свердловини; 3 – потужності теригенно-карбонатно-сульфатного літокомплексу); г – кореляція потужності соляного (галітового) літокомплексу та поверхні нижньої (підстеляючої) частини теригенно-карбонатно-сульфатного літокомплексу (1 – ізолінії потужності галітового літокомплексу; 2 –

свердловини; 3 – ізолінії покрівлі галітового літокомплексу; 4 – потужності теригенно-карбонатно-сульфатного літокомплексу)

2.3.2 Середньоміоценова соленосна формація, Закарпатський прогин (галотектокінетичне залягання)

Для апробації методики застосування можливостей модулів Spatial Analyst та Geostatistical Analyst в середовищі ArcView при побудові та аналізі соленосної товщі галотектокінетичного типу в якості об'єкта дослідження вибрано Солотвинську западину Закарпатського внутрішнього прогину. В геологічному відношенні Солотвинська западина являє собою частину Закарпатського внутрішнього прогину, простягається уздовж південно-західного схилу Карпатської гірської споруди від Вигорлат-Гутинської гряди і продовжується в південно-східному напрямку на території Румунії. Соленосні відклади пов'язані з тереблянською світою середнього міоцену. За літологічним складом світа поділяється на дві частини: нижню — теригенну і верхню — соленосну.

Нижньотереблянська підсвіта складена темно-сірими і сірими аргілітами з тонкими прошарками алевролітів, пісковиків, іноді туфів і туфітів з пластами гіпсів і ангідритів. Товщина підсвіти коливається від декількох метрів до 360 м.

Верхньотереблянська підсвіта – це в основному сіра та біла кристалічна кам'яна сіль, яка розділена пачкою соленосних глин з прошарками ангідриту потужністю близько 40-110 м. Товщина підсвіти в солотвинській частині прогину мінлива і змінюється від перших метрів (св. Тереблянська 9, 10; Тячівська 3, 7, 9; Тересвинська 12, 17; Солотвинська 2, 7; Грушевська 1) до 1000 м і більше метрів (св. Солотвинська 1, Данилівська 1 та ін.).

Вихідною інформацією для побудови моделі товщини слугували свердловини з повними розрізами соленосної товщі та дані про розробку соляних родовищ в минулі часи. Всього було використано дані 60 свердловин, пробурених в різні роки і різними організаціями, карти з винесеними свердловинами і розривними порушеннями, а також фондові матеріали про видобуток солі у XVIII-XX ст. [Бокун А.Н., 1981, Бизин В.Д., 1962, Солонская Н.Н., 1971, Китик

В.И., 1983]. На північному сході Солотвинської западини будь-яка достовірна інформація про розповсюдження соленосних формацій (свердловини, які пробурені на даній території не перевищують декількох сотень метрів) відсутня, тому для замикання соленосного басейну були використані лише дані фондових робіт. Інформація, представлена у картографічному вигляді, цифрувалась і трансформувалась в географічну систему координат.

Методика побудови ґрунтується на створенні узгоджених математичних моделей товщин соленосної формації шляхом сплайн-апроксимації з використанням апріорної інформації про будову товщі і реалізована в ArcView 3.п з використанням модуля Spatial Analyst.

Модель створювалась в ході наступного ітераційного процесу. На першій ітерації будувалася згладжена модель товщини (тренд) з використанням першого наближення контуру поширення формації. На другій – ця модель використовувалась в якості аналога за значеннями товщини з накладанням більш жорстких умов на відхилення моделі від значень товщин в свердловинах. На i -й ітерації в якості аналога використовувалась модель, отримана на $(i-1)$ -й ітерації. В ітераційному процесі уточнюється місцезположення контуру поширення. Ітераційний процес закінчується, коли досягнуто порогове значення на максимальне (або середньоквадратичне) відхилення моделі від значень товщин у свердловинах. При побудові моделі потужності соленосної формації з урахуванням розривних порушень використовувалась апріорна інформація про границю її поширення у вигляді контуру з нульовими значеннями товщини.

В результаті побудов отримано карти потужності (з урахуванням та без урахування розривних порушень) соленосних формацій галотектокінетичного типу Солотвинської западини Закарпатського прогину. Аналіз карт потужності формації показав, що ділянки з найбільшими товщинами соленосних відкладів збігаються з площами поширення порід галотектокінетичного типу (солянокупольні структури). На даній території це Солотвинський, Данилівський, Олександрівський та Тереблянський штоки, а також Тячівське, Округлянське, Боронявське, Буштинське соляні підняття (рис. 2.5).

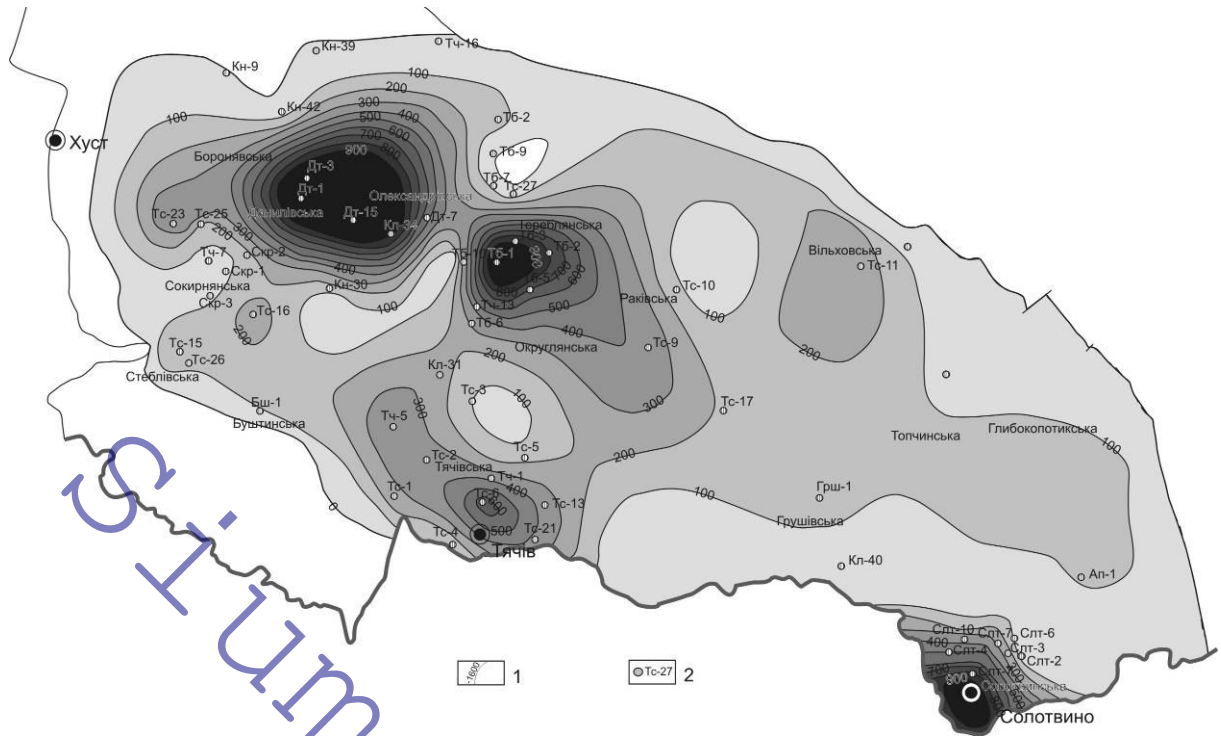


Рис. 2.5 Візуалізація цифрової карти потужності соленосної формації галотектокінетичного типу Закарпатського прогину: 1 – ізолінії потужності соленосної формації; 2 – свердловини

Ступінь достовірності отриманих моделей неоднакова і залежить від кількості та відстані між параметричними свердловинами, які були використані для побудов. На деяких структурах, таких як Топчинська, Глибокопотіська, Грушевська, Вільховська, Буштинська, Апшицька, вихідна інформація обмежувалася лише декількома свердловинами або взагалі була відсутня (рис. 2.6). Тому отримані результати мають низький ступінь достовірності. Також в результаті низької достовірності на моделі ізоліній товщин соленосної формації об'єдналися в єдине поле навколо Округляньського і Данилівського штоків (рис. 2.6). Найбільш достовірними ділянками побудов є Солотвинська, Сокирянська, Стеблівська, Тереблянська та Тячівська структури.

Виконано верифікацію моделі границі поширення соленосної формації по 37 свердловинах та за раніше побудованими картами розповсюдження соленосних відкладів [Бокун А.Н., 1981, Китик В.И., 1983]. Встановлено високу достовірність нашої побудованої границі.

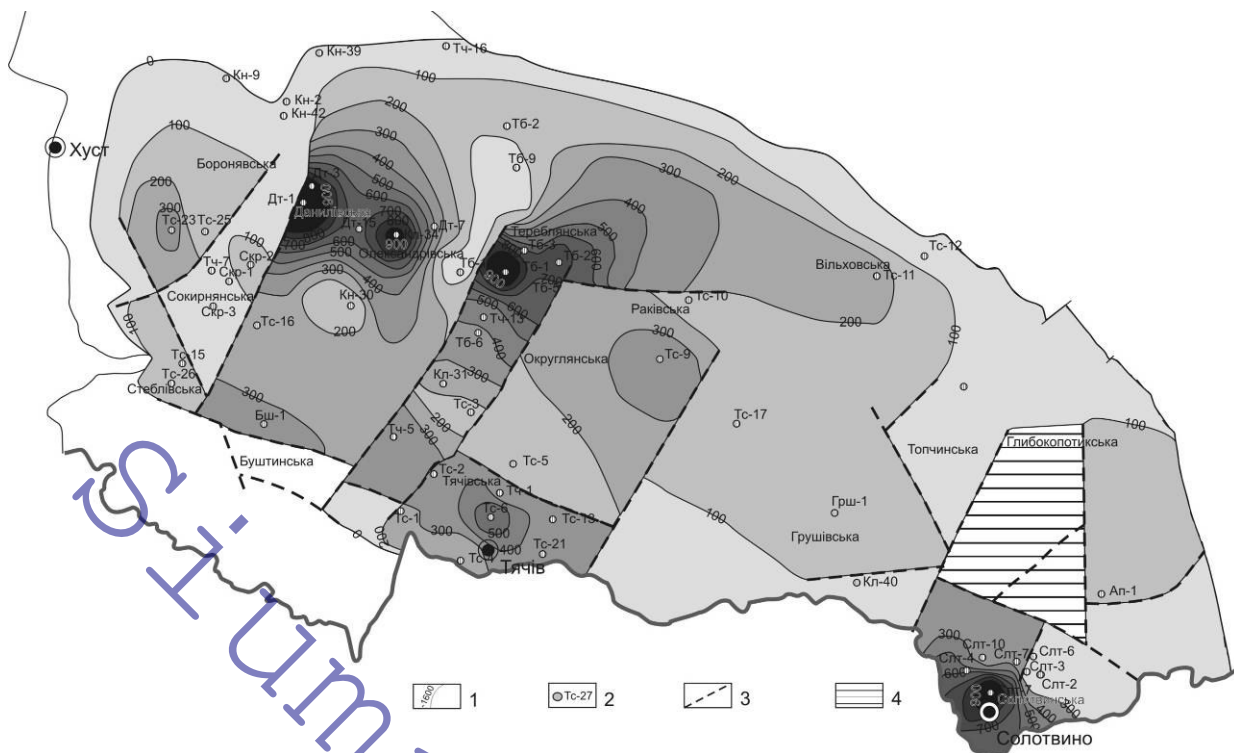


Рис. 2.6 Візуалізація цифрової карти потужності соленосної формації галотектокінетичного типу Закарпатського прогину з урахуванням розривних порушень : 1 – ізолінії потужності соленосної формації; 2 – свердловини; 3 – розривні порушення; 4 – ділянки, про які відсутня інформація

Таким чином, отримані результати дозволяють говорити про можливість і доцільність використання методики побудови цифрових літологічних моделей платформних осадових формацій у геологічній практиці і наукових дослідженнях. Методика дозволяє будувати цифрові моделі, адекватні геологічним уявленням і вихідним даним та стійкі до їх мінливості, наприклад, до помилок у стратиграфічних розбивках свердловин. Подальший просторовий аналіз моделі засобами ГІС дозволяє встановити числові закономірності в геологічній будові формації у вигляді регресійних зв'язків між параметрами і використати їх для прогнозування досліджуваних властивостей на ділянках відсутності вихідних даних або їх недостатності і, нарешті, для тривимірного картування геологічних тіл з шуканими літологічними характеристиками, обчислення їх об'ємів (запасів) та вмісту корисного компонента.

РОЗДІЛ 3

ЛІТОЛОГІЧНА МОДЕЛЬ ВЕРХНЬОДЕВОНСЬКОЇ (ФРАНСЬКОЇ) СОЛЕНОСНОЇ ФОРМАЦІЇ ДДЗ

Девонський етап соленакопичення один найбільших в історії галогенезу Землі. Соленосні відклади середньо- та пізньодевонського віку поширені на території сучасної Європи, Азії, Північної Америки та Австралії.

Етап характеризується двома максимумами соленакопичення другого порядку з піками галогенезу та тектогенезу в живетському та франському віках.

Дві особливості визначили основні риси глобальної геодинамічної ситуації та загальної картини галогенезу етапу [Беленицкая Г.А., 2000, Жарков М.А., 1974]: надзвичайне широке проявлення процесів континентального рифтогенезу (внутрішньоконтинентальних, пасивних та активних окраїн) та прояв наскрізних (єдиних для різних епох) планетарних систем океанічних басейнів (Палео-Тетіс, Палео-Азійські та Палео-Тихий океани). З внутрішньоконтинентальною і рифтовою системою в межах Європейського континенту і пов'язаний Дніпровсько-Донецький соленосний басейн (рис. 3.1).

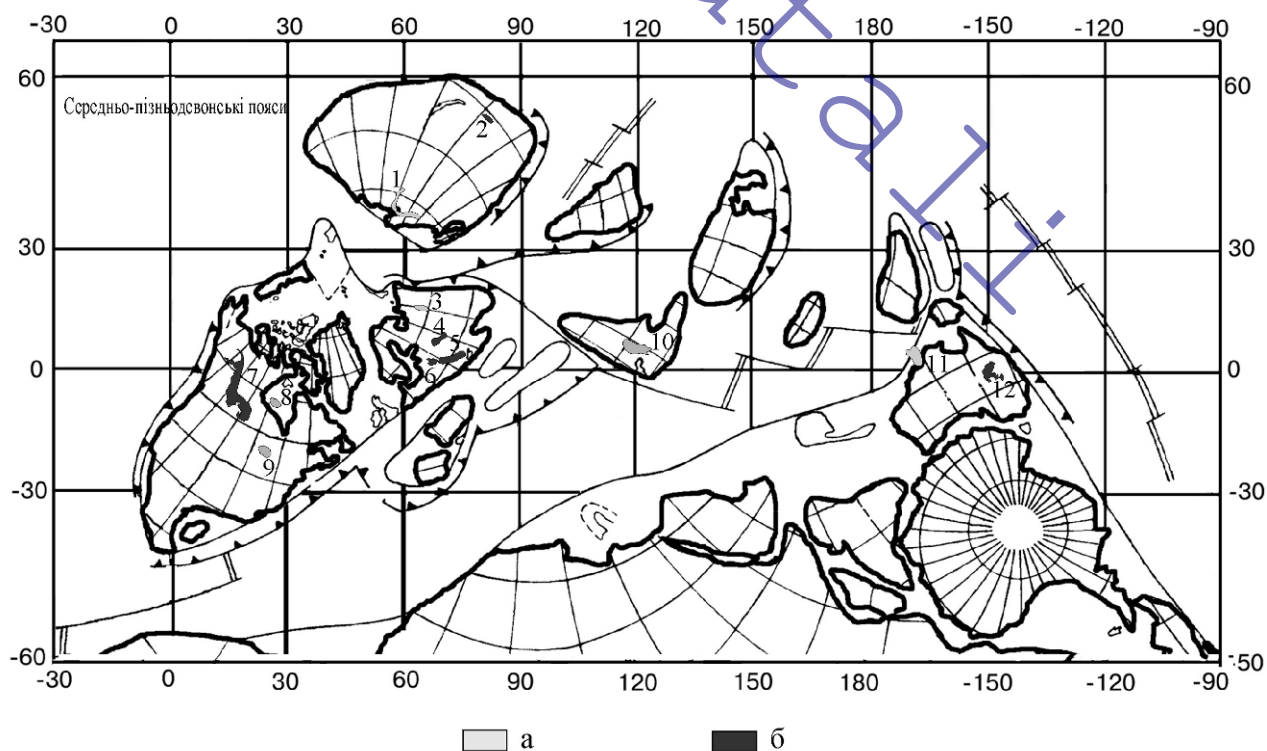


Рис. 3.1. Схема розташування середньо-пізньодевонських соленосних та калієносних формацій: а – соленосні (галітові) (1 – Північно-Сибірський; 3 – Притиманський; 8 – Гудзонський; 9 – Мічиганський; 10 – Чу-Сарисуйський; 11 – Банарт (Петрельський); б – калієносні (хлоридно-калієві) (2 – Тувинський; 4 – Морсовський; 5 – Дніпровсько-Донецький; 6 – Прип'ятський; 7 – Західно-Канадський (Альберта); 12 – Едавейл (за матеріалами Жаркова М.А., Warren K. John. та ін.; положення літосферних плит за Зоненштайном Л.П.)

Верхньодевонська (франська) соленосна формація Дніпровсько-Донецької западини простягається з північного заходу на південний схід від Грибово-Руднянської структури (формація продовжується в Прип'ятському прогині), яка розташована майже на кордоні з Білоруссю до Слов'янської структури. З півночі та півдня формація обмежена регіональними розломами, що трасують наскрізний Сарматсько-Туранський лініамент [Чирвинская М. В., Соллогуб В.Б., 1980, Китык В.И., 1970, Стовба С.Н., Стифенсон Р.А., 2000]. Стратиграфічно формація відноситься до смоляжської світи евланівсько-лівенського горизонту франського ярусу верхнього девону (рис. 3.2) [Хоменко В.А., 1986, Гожик П.Ф., 2013].

Система	Відділ	Ярус	Під'ярус	Горизонт	Світа	Формация	Літологічна колонка	Потужність, м	Літологічна характеристика
ДЕВОНСЬКА	ВЕРХНІЙ	ФРАНСЬКИЙ	Середній	Алатирський (Бурегський)	Голтвинська	Осадово-ефузивно-пірокластична		60-500	Пірокластичні породи, ефузиви основного складу. В верхній частині розрізу - аргіліти з домішками пірокластичного матеріалу та малопотужними прошарками вапняків
				Руднянська	Аргілітово-карбонатно-сульфатна			до 700	Перешарування ангідритів, аргілітів, доломітів та піщаників
				Смоляжська	Сульфатно-солена			до 1900	Кам'яна сіль з прошарками вапняків, доломітів, ангідритів аргілітів, діабазів та туфів
			Верхній	Воронезький+Євланівський+Лівенський	Боржомська	Сульфатно-аргілітово-карбонатна		до 500	Аргіліти, вапняки, доломіти, ангідрити і ефузиви
				Задонський	Капайдинська	Теригенна та ефузивно-осадова		20-1700	Піщаники, гравеліти, алевроліти, аргіліти, вапняки, ефузиви та туфи
				Максаківська	Верхня солена	Теригенно-строката та ефузивно-пірокластична		50-400	Солена товща заміщується аргілітами, вапняками та ангідритами
		ФАМЕНСЬКИЙ	Верхній	Данково-Лебедянський	Західно-Михайлівська	Теригенно-строката та ефузивно-пірокластична		60-1300	Конгломерати, гравеліти, піщаники, алевроліти і аргіліти. В північно-західній частині - вулканогенні породи.
				Озерсько-Хованський	Лиманська	Карбонатна		10-180	Вапняки з прошарками піщаників та аргілітів
			Нижній	Єлещкий	Максаківська	Верхня солена		50-400	Солена товща заміщується аргілітами, вапняками та ангідритами
				Задонський	Капайдинська	Теригенна та ефузивно-осадова		20-1700	Піщаники, гравеліти, алевроліти, аргіліти, вапняки, ефузиви та туфи
				Максаківська	Верхня солена	Теригенно-строката та ефузивно-пірокластична		50-400	Солена товща заміщується аргілітами, вапняками та ангідритами
				Данково-Лебедянський	Західно-Михайлівська	Теригенно-строката та ефузивно-пірокластична		60-1300	Конгломерати, гравеліти, піщаники, алевроліти і аргіліти. В північно-західній частині - вулканогенні породи.

Рис. 3.2 Зведений розріз та схема стратиграфії верхньодевонських утворень Дніпровсько-Донецької западини (з використанням даних Хоменко В.О., 1986, Лукіна О.Є., 1997, Гожики П.Ф., 2013).

Відклади формації знаходяться як у пластовому, так і в галотектокінетично дислокованому стані. Галотектокінез на території ДДЗ проявлявся з різним ступенем інтенсивності з девону до теперішнього часу, призвів до утворення соляних структур різних типів, а також створював умови для накопичення нижньопермських соленосних формацій.

Нами визначена площа розповсюдження формації та підраховані об'єми пластової і штокової солі. За Н.К. Калінко [Калинко М.К., 1973] площа розповсюдження соленосних відкладів складає 50000 кв.км. при середній потужності пластової солі – 500 м, а об'єм солі пластової та штокової 25000 куб.км. Відповідно наших розрахунків об'єм її солі в межах контуру розповсюдження становить 35700 куб. км; площа розповсюдження – 53605 кв. км; середня потужність пластової солі – 494 м.; середня висота підйому штоку над материнською породою – 7,9 км. (максимальна – 17,3 км, мінімальна – 1,8 км). Підраховані об'єми солі та площі розповсюдження співставимі з раніше опублікованими даними (табл. 3.1).

Таблиця 3.1

Фрагмент бази даних по солянокупольним структурам ДДЗ

Шток	Площа, кв. км	Поверхня пластової солі, км	Поверхня штоку, км	Об'єм солі, куб.км
Адамівсько-Бугайвський	15,417	-13,27	-2,425	167,2
Андріївський	13,723	-9,83	-1,121	119,51
Басівський	1,495	-13,94	-2,425	17,21
Валківський	8,079	-6,8	-0,103	54,11
Вербівський	8,335	-16,26	-1,928	119,46
Верхньопланівський	24,455	-15,67	-0,933	360,39
Гмирянський	5,978	-4,69	-1,505	19,04
Дмитрівський	24,461	-4,89	-0,541	106,38
Єлізаветівський	60,229	-14,59	-2,7	716,12
Івангородський Буромський	80,263	-6,08	-0,701	431,73
Ісачківський	15,077	-3,17	-1,2	29,7
Каплинцівський	11,373	-5,07	-0,021	57,42
Карайкозівська	17,276	-6,01	-0,011	103,64
Колонтаївський	18,178	-6,13	0,051	112,36
Крестищенський	29,021	-13,64	-2,425	325,47
Лейківський	11,817	-4,99	0,093	60,07
Лейківський	5,901	-6,13	-0,001	36,17
Медведівський	19,588	-15,17	-0,412	289,08
Ніжинський	4,936	-2,7	-0,51	10,81
Омбишський	8,873	-4,84	-1,002	34,05
Оріхівщинський	3,131	-2,96	-1,1	5,82
Парафіївський	33,344	-6,15	-0,672	182,66
Петрів-Роменський	15,035	-6,3	-0,655	84,87
Південно-Перещепинський	18,631	-4,74	-0,593	77,26
Пісочанський	10,754	-7,01	-0,823	66,53
Позняківський	23,122	-3,83	-0,86	68,67
Роменський	9,424	-5,4	0,05	51,36
Ромоданівський	21,211	-1,81	0,05	39,45
Рунівщинський	20,153	-12,35	-2,17	205,16
Самаринський Жоржівський	37,532	-7,89	-0,15	290,5
Селищенський	13,874	-12,16	-2,553	133,29
Синівський	46,636	-6,51	-0,154	296,42
Солоницький	2,803	-2,63	0,031	7,46
Сосновський	25,401	-16,51	-2,277	361,53
Старовіровський	24,622	-12,96	-1,79	275,03
Старосанжарський	20,806	-6,19	-1,051	106,92
Федірівський	8,826	-12,51	-2,982	84,09
Химо-Рябушинський	8,442	-3,48	-1,414	17,44
Чугівський Розпашнівський Білихівський	151,716	-12,72	-1,076	1766,58
Сумма	880			7291

Виділено три типи розрізів верхньофранської соленосної формації: первинно пластовий, галотектокінетично скорочений та галотектокінетично збільшений (від соляних роздвів до соляних штоків) (рис. 3.3).

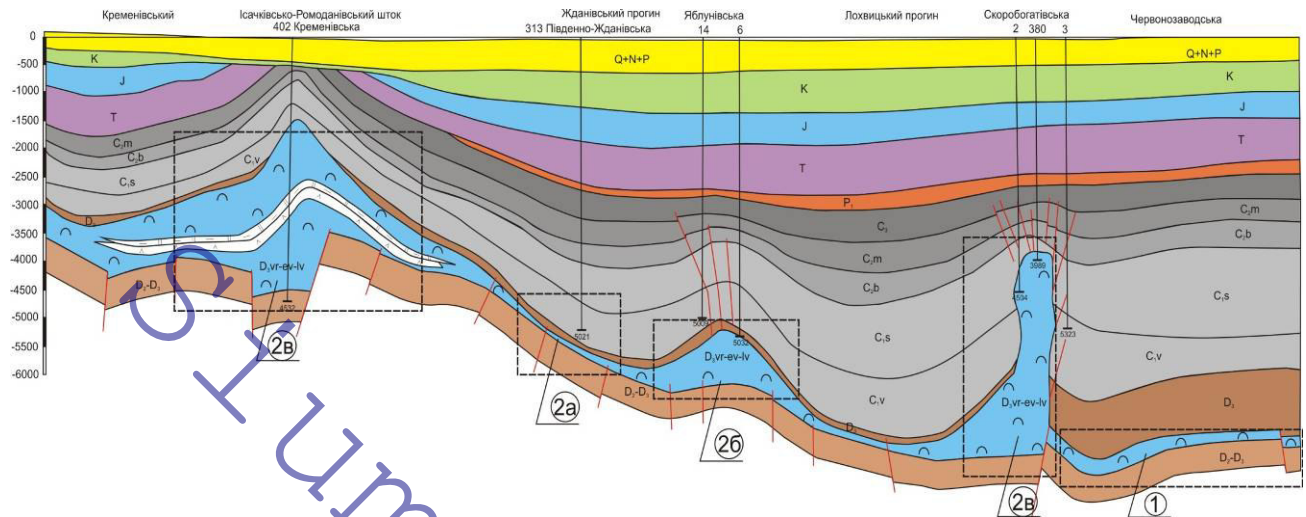


Рис. 3.3 Типи розрізів верхньофранської соленосної формації (на прикладі сейсмічного профілю Березняки-Недригайлів за даними п/о “Украгеофізика”): 1 – первинно не порушений (пластовий); 2 – галотектокінетичний змінений: а) скорочений; б) збільшений; в) роздутий

Глибини залягання покрівлі змінюються від виходу на поверхню на ділянках розвитку солянокупольних структур до глибин 5,2 км (наприклад св. Шебелинська 500) і глибше, занурюючись у південно-східному напрямку.

В пластовому заляганні потужність формації змінюється від декількох метрів до майже 1800 м (св. Блиствівська 202, Північно-Загорівська 1), в штоковому – перевищує 2000 м і іноді становить 7000-8000 м (св. Ромоданівська 482, Колонтаївська 8, Єфремівська 4, Ісачківська 7).

Соленосна товща формації розкрита багатьма свердловинами, проте кам’яна сіль та інші породи досліджені ще недостатньо, зокрема через те, що буріння проводилося з обмеженим відбором керну, а різноманітність умов осадконакопичення, епігенезу та галотектокінезу обумовили мінливість її літологічних характеристик. Винятком є солянокупольні структури, які розвідували для оцінки запасів.

3.1 Аналіз моделі поширення та потужності верхньодевонської (франської) соленосної формації

Для більш чіткого встановлення ділянок залягання та особливостей розповсюдження верхньодевонських (франських) соленосних формацій. побудовано карти покрівлі, підосви, потужності верхньофранської соленосної формації з залученням нових даних буріння традиційними методами та використання сучасних підходів, зокрема застосування просторово статистичного аналізу. Отримані дані не суперечать існуючим уявленням про особливості поширення цих відкладів і масштаби галогенезу в ДДЗ та дозволяють зробити низку узагальнень.

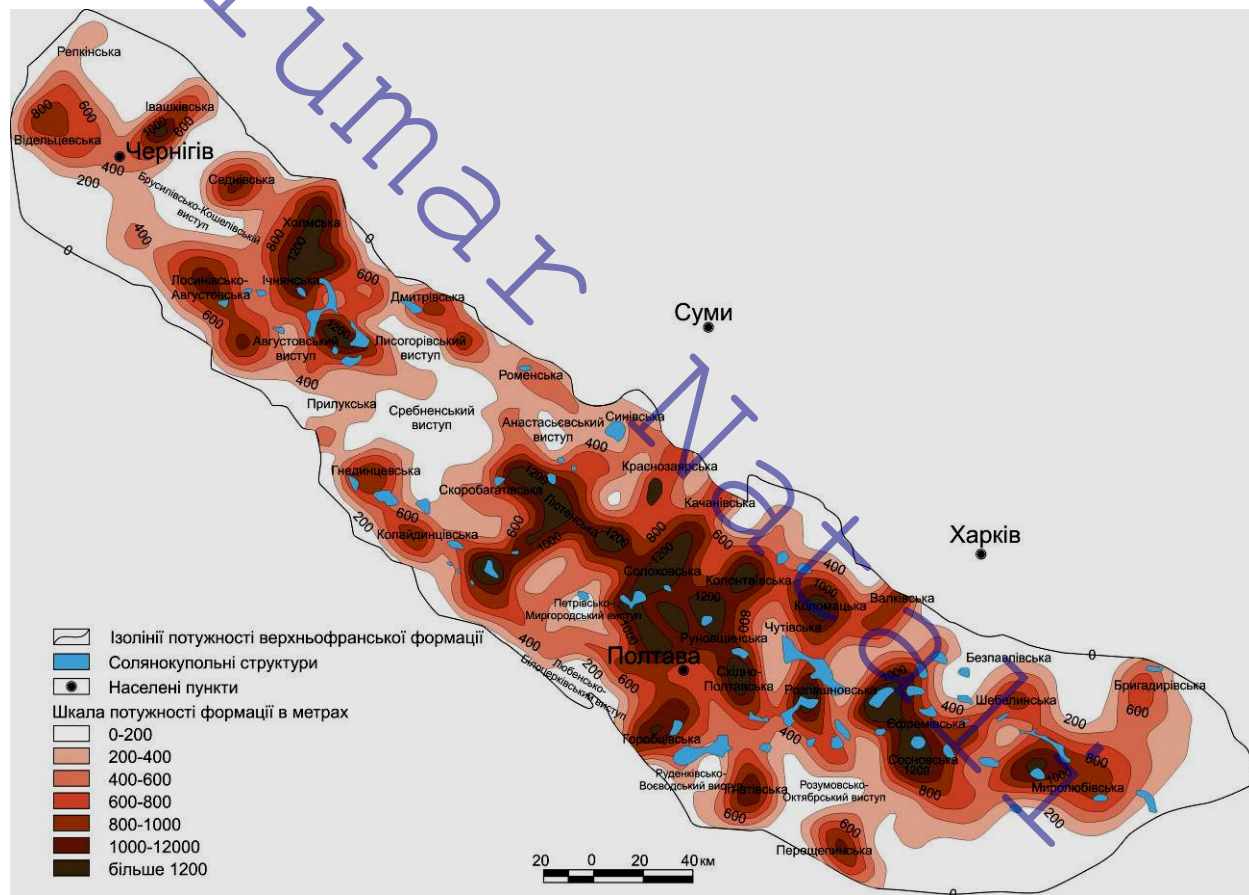


Рис. 3.4 Візуалізація моделі потужності верхньодевонської (франської) соленосної формації

1. Максимальні потужності верхньофранської соленосної формації приурочені до локальних западин кристалічного фундаменту і відповідають наступним ділянкам (рис. 3.4-3.6):

2. Відклади верхньофранської соленосної формації не закартовано на ділянках, що відповідають наступним структурам:

- Ніжинська депресія – Брусилівсько-Кошелівський виступ;
- Удайська сідловина – Августовський, Лисогорівський, Сребненський виступи;
- Лохвицька депресія – Анастасьєвський виступ;
- Псьолсько-Ворсклянська сідловина – Петрівсько-Міргородський, Любенько-Білоцерківський виступи;
- Карлівська депресія – Руденківсько-Воєводський, Розумовсько-Октябрський виступи.

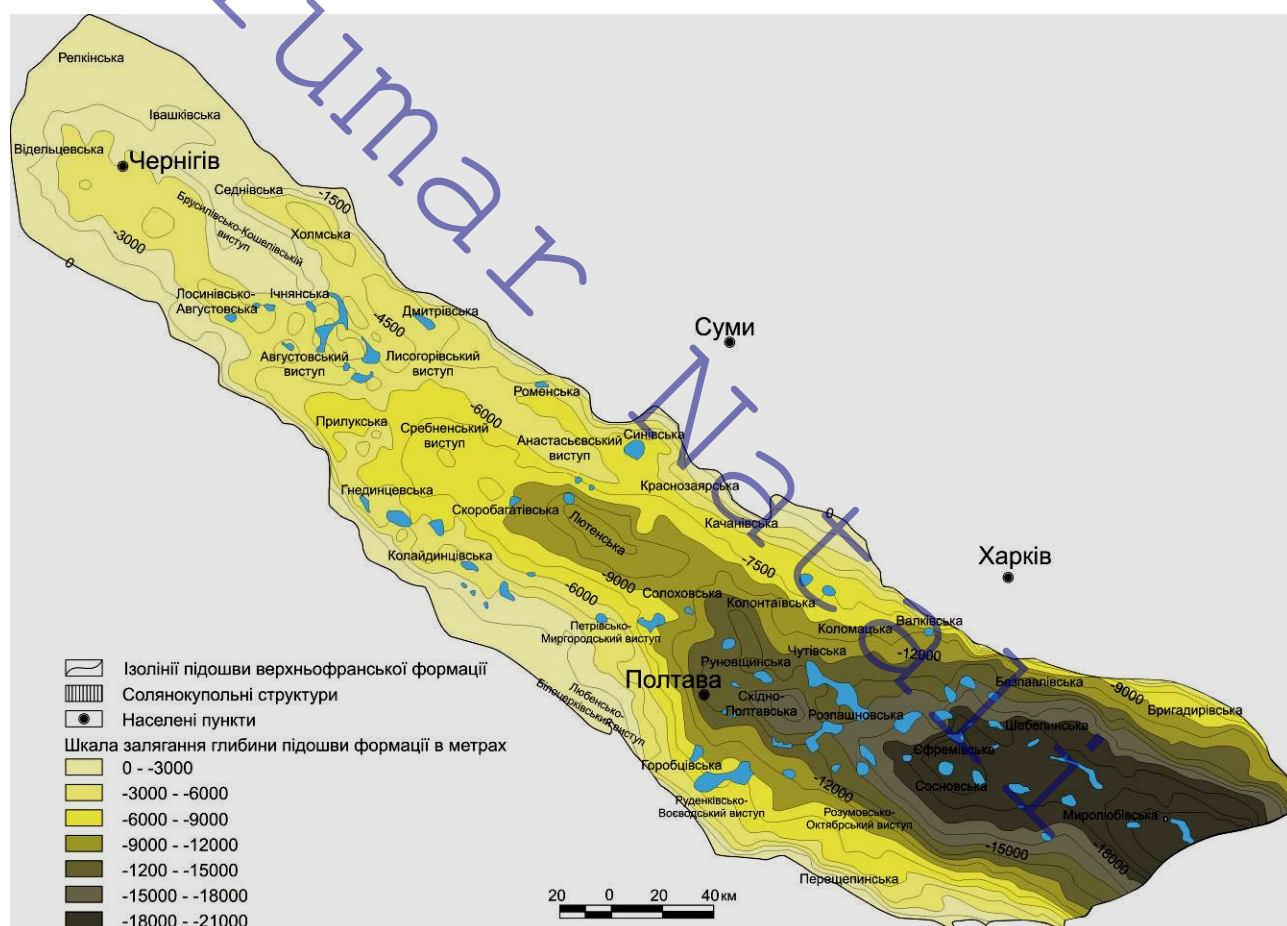


Рис. 3.6 Візуалізація цифрової карти підшови верхньодевонської (франської) соленосної формації

Необхідно зазначити, В.К. Гавришем та ін. [Гавриш В.К., 2001] виділено ряд виступів фундаменту, на яких соляні товщі відсутні, але при наших побудовах за допомогою просторово-статистичного аналізу на цих ділянках відсутність формації не картується. Тобто, більш детальних подальших досліджень для картування поширення соленосної літофації потребують Бахмацький і Гужевський виступи в межах Удайської сідловини, Липоводолинський виступ в Лохвицькій депресії, Акимівський виступ в Псьолсько-Ворсклянській сідловині.

Кореляційні побудови потужності верхньофранської соленосної формації та поверхні нижньої (підстеляючої) частини підсоленосних відкладів дозволили візуалізувати ділянки, що відповідають підняттям поверхні підсольових утворень і водночас характеризуються зменшенням потужності соляного літокомплексу (зелений колір). Червоний колір вказує на ділянки депресійного занурення поверхні підсольових утворень та збільшеної потужності соленосної формації (рис. 3.7).

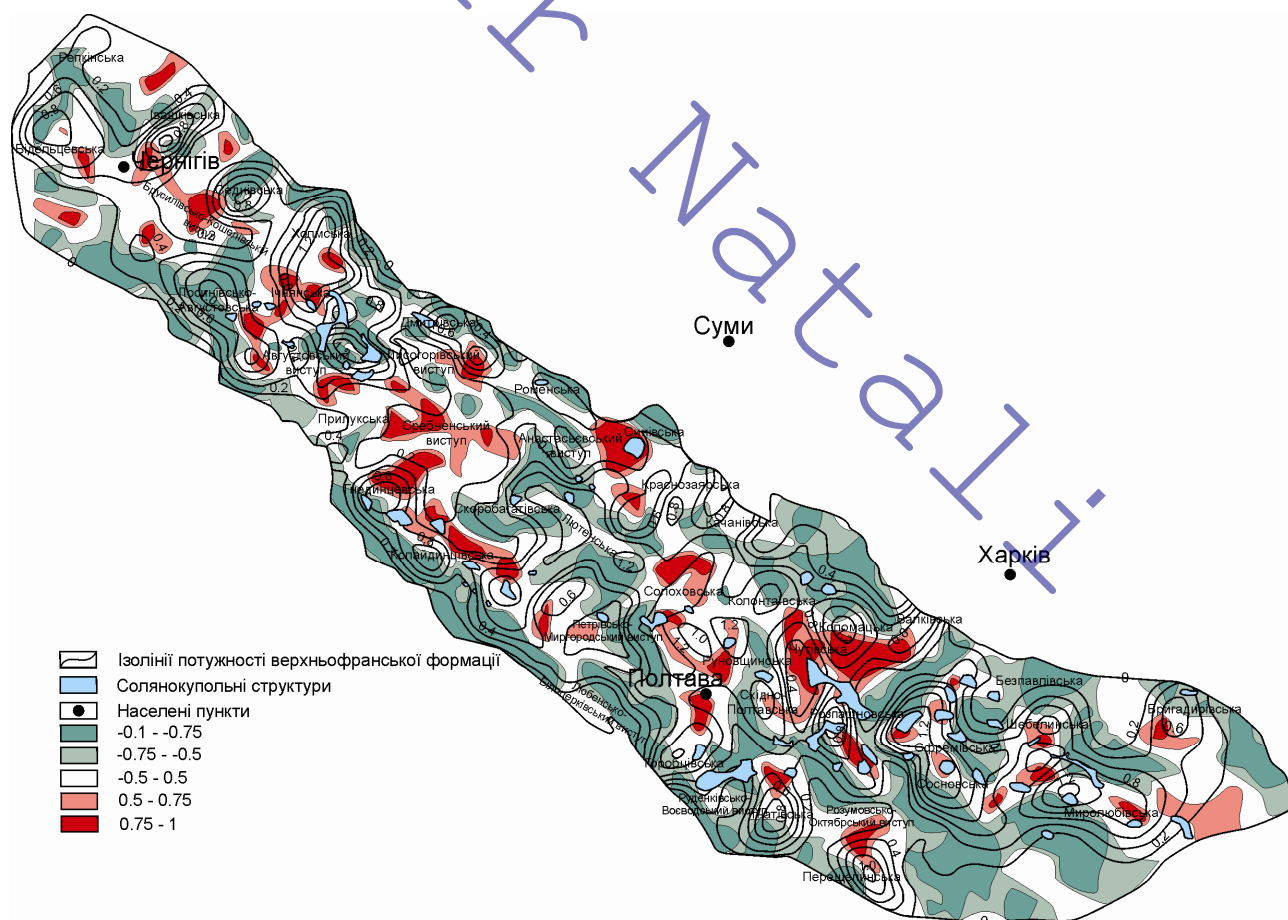


Рис. 3.7 Кореляція потужності верхньофранської соленосної формації та поверхні підстеляючих підсоленосних утворень

Колір вказує на коефіцієнт кореляції глибини залягання підсольових утворень та потужності верхньофранської формації: від від'ємних значень -0,1 – -0,75; -0,75 – -0,5 (градації сіро-зеленого) до позитивних 0,5 – 0,75; 0,75 – 1 (рожевий та червоний колір). Інтерпретація в тексті.

3.2 Літологічні особливості верхньодевонської (франської) соленосної формації

3.2.1. Структурно-текстурна характеристика порід франської соленосної формації ДДз

Верхньодевонська (франська) соленосна формація в межах ДДз представлена товщею кам'яної солі з численними пачками та прошарками ангідриту, доломіту, мергелю, вапняку, аргіліту, рідше пісковиків та вулканогенних утворень.

Кам'яна сіль переважно сірого кольору, прозора та напівпрозора, крупно- та вельми крупнозернистої структури, верстуватої текстури, обумовленої присутністю прошарків ангідриту, галопелітів, зелено-сірих мергелів (рис.3.8-3.10).



Рис. 3.8 Кам'яна сіль безколірна, напівпрозора, прозора, чиста з ділянками забрудненої. За співвідношенням важководнорозчинної та легкорозчинної складової порода характеризується як слабо забруднена, містить до 2% н.з. Текстура шарувата, в верхній та нижній частинах керну присутні глинисто-карбонатні прошарки, орієнтовані під $\angle 30^\circ$. В верхній частині керну прошарок 0,05 м – аргіліту темно-сірого до чорного міцного, щільного. Структура кам'яної солі за розміром зерен гігінтозерниста до шпатової (розмір зерен/кристалів 2×3 см), мікроструктура зерен галіту склувата, пойкилітова.

Св. Копилівська 37 (зр.157/11) гл. 4319 – 4329 м; ширина зразка 5 см.

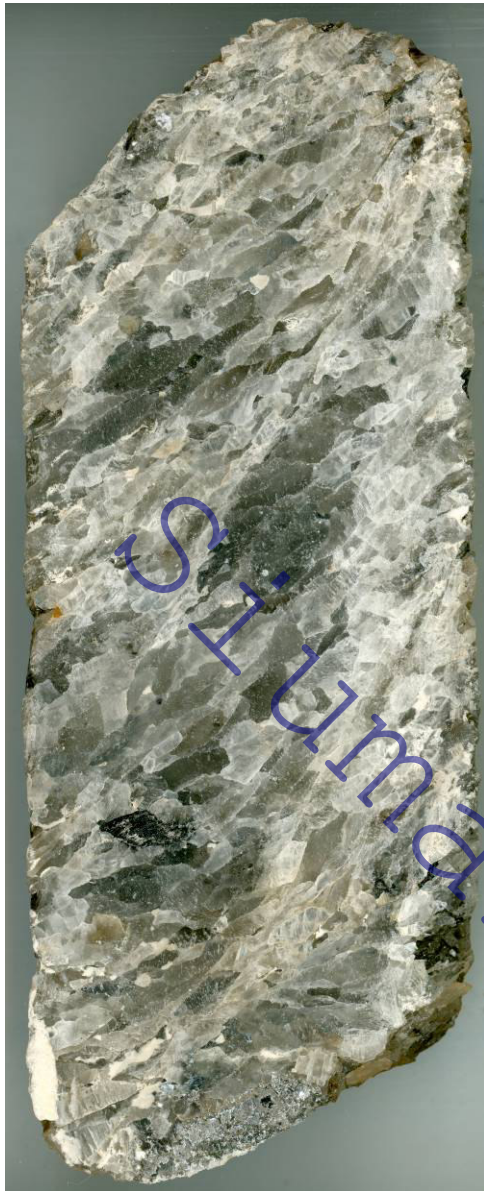


Рис. 3.10 Кам'яна сіль коричнево-сіра з нечітко вираженою смугастістю під $\angle 45-70^\circ$, яка зумовлена прозорими та темними, “забрудненими” смугами. Останні містять уламки порід, прожилки темних бітумів, подекуди піритизованих та ін. За співвідношенням важководнорозчинної та легкорозчинної складової порода характеризується як сильно забруднена, містить до 10% н.з. Текстура породи смугаста, флюїдальна з елементами брекчієвої. Структура орієнтована кристалопластична та кристалокластична на ділянках розвитку площин ковзання; зерна галіту видовжені, $K_v=3-4$, ступінь векторіальності = 6; за розміром зерен порода різнозерниста від вельми крупнозернистої до гігантозернистої (зерна розміром до 1,5 см). Порода міцна, розколюється як під $\angle 15^\circ$, так і під $\angle 40^\circ$, а також по субвертикальних тріщинах, подекуди з дзеркалами ковзання.

Св. Копилівська 32 (зр.150/11), гл. 3710 - 3720м; ширина зразка 5 см.



Рис. 3.9 Кам'яна сіль коричнево-сіра, напівпрозора. За співвідношенням важководнорозчинної та легкорозчинної складової порода характеризується як забруднена, містить до 7% н.з.

Текстура породи брекчієва з поодинокими тріщинами ковзання орієнтованими субвертикально. Структура зерен галіту кристалокластична, кристалопластична. На окремих ділянках зерна утворюють скупчення орієнтованої будови з видовженими зернами галіту ($K_v=2-4$, ступінь векторіальності = 4). За розміром зерен порода різнозерниста від крупнозернистої до гігантозернистої (присутні окремі зерна розміром до 1,2 см).

Св. Копилівська 32, (зр.151/11), гл. 4000–4010 м ширина керну 5 см

Ангідрити переважно сірого кольору, дрібнозернисті, з рідкими включеннями крупнокристалічного кальциту та бітумоїдів.

Доломіт-ангідритова порода бурувато-сірого кольору, верстуватої та/або брекчієвидної текстури.

Вапняки сірі та темно-сірі, дрібно- та тонкозернисті, глинисті.

Пісковики бурувато-сірі середньозернисті масивної, шаруватої текстури.

Ефузивні породи представлені діабазами зеленувато-сірого кольору, масивної текстури, середньо-, крупнокристалічної структури, а також туфами темно-сірого, сірого кольору, тріщинуватими, тріщини заповнені кальцитом або сіллю (рис.3.10) [Ляшкевич З.М., 1987].



Рис. 3.11 Діабаз зеленувато-сірий, дрібно-тонкокристалічний, щільний, міцний. Текстура масивна, прожилкова. В зразку присутній прожилок галіту, орієнтований під кутом 60-70° до вісі керну, товщиною 0,5-4 мм, навколо якого спостерігається реакційна кайма хлоритизації.

Галіт напівпрозорий, буруватих відтінків сірого.

Св. Веснянська 102, (зр.199/11), гл. 2432-2434 м; ширина зразка 5 см.

3.2.2 Основні літогенетичні комплекси порід верхньодевонської (франської) соленосної формації ДДз

За відносним вмістом різних порід у розрізах верхньофранської формації виділено наступні літокомплекси (рис. 3.11):

- Галітовий
- Теригенно-карбонатно-галітовий
- Теригенно-ангідрито-карбонатний
- Ефузивно-теригенно-карбонатний-галітовий
- Зони відсутності верхньофранської соленосної формації

3.2.2.1 Галітовий

Площа поширення галітового літокомплексу співпадає з поширенням солянокупольних структур. Контури встановлено за результатами геофізичних та бурових даних. Соленасиченість розрізу перевищує 50%. Над соляними штоками присутні теригенно-карбонатно-сульфатні утворення кепроку потужністю від десятків до перших сотень метрів. Як приклад галітового літокомплексу представлений розріз св. Ісачківська 7 (рис. 3.12).

Ісачківська 7

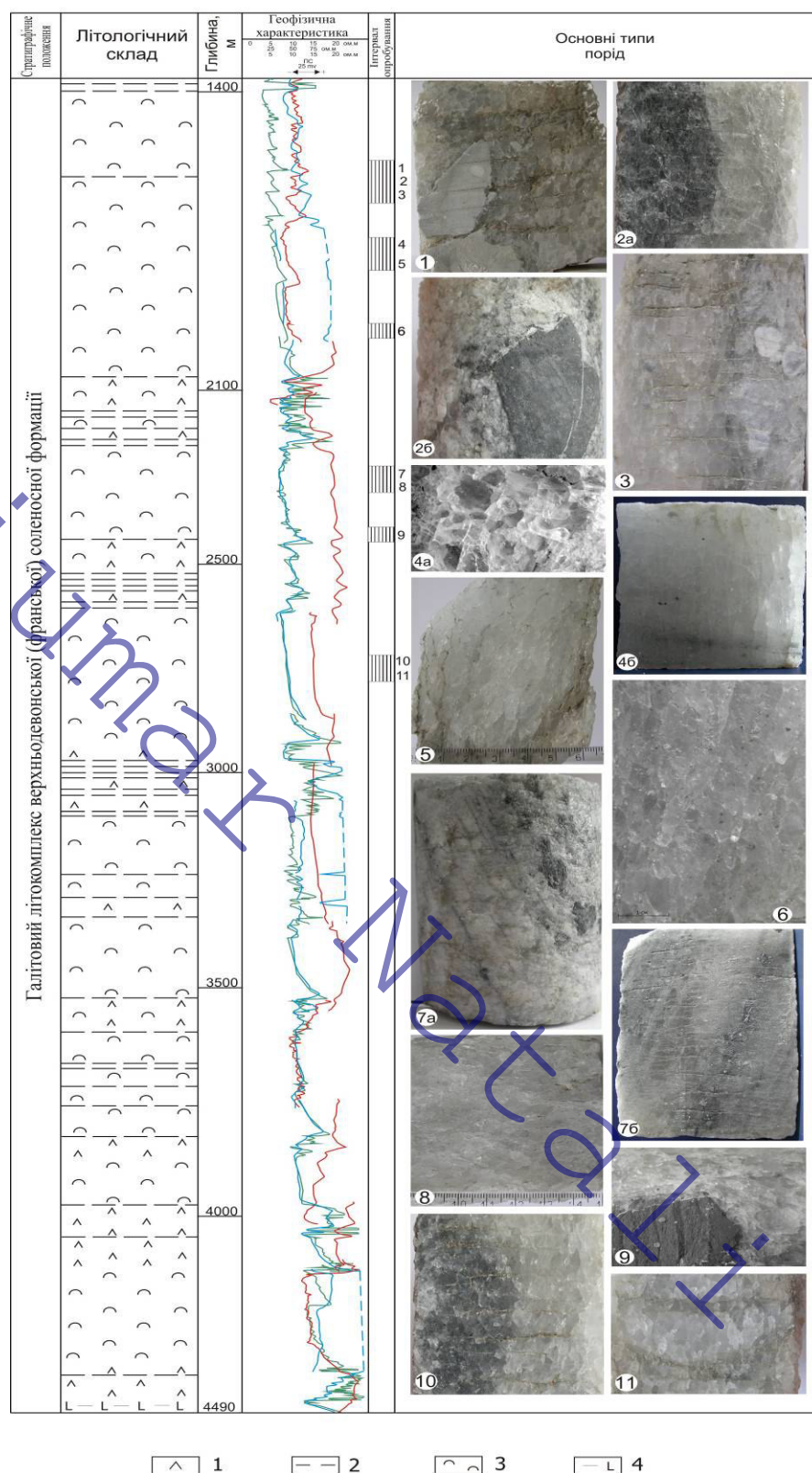


Рис. 3.12 Опорний розріз свердловини з галітовим літокомплексом верхньодевонської (франської) соленосної формації ДДз: 1 – теригенні породи; 2 – ангідрит; 3 – кам'яна сіль; 4 – ефузивні породи (дані каротажу за матеріалами ДГП«Укргеофізика»: [Мочалова Г.С., 1968]).

3.2.2.2 Теригенно-карбонатно-галітовий

Теригенно-карбонатно-галітовий літокомплекс має циклічну будову. В межах північно-західної зони грабену найповніші розрізи викриті св. Берестовецькою 222, Смоляжскою 223, Блистівською 202, Борковською 15, Монастирищенською 19. У св. Берестовецькій 222 відклади формації встановлені в інтервалі 2428-4331 м. У цьому розрізі Л.І. Рябчун (1989) та ін. виділено шість макроритмів соленакопичення потужністю від 250 до 665 м (рис. 3.13). Кожний з цих ритмів починається пачкою карбонатних порід – вапняків, доломітів, мергелів з проверстками ангідритів, аргілітів і закінчується шаром кам'яної солі. Нами були зкорельовані й інші розрізи в межах північної прибортової зони північно-західної та центральної частини Дніпровсько-Донецької западини.

У південно-східній частині ДДз повні розрізи теригенно-карбонатно-галітового літокомплексу мають трьохчленну будову з переважанням кам'яної солі в середній частині розрізу (св. Шедіївська 486, Копилівська 30, Чутівська 66, Личківська 22). Знизу залягають теригенно-карбонатно-ангідритові породи потужністю від 75 до 250 м. Середня частина розрізу літокомплексу представлена товщею кам'яної солі потужністю до 700 м, яка містить верстви і пачки ангідритових, теригенних, рідше карбонатних порід та їх переверстування потужністю від декількох до десятків метрів. Зверху залягають теригенно-карбонатно-сульфатні породи потужністю від 100 до 200 м.

Загальна потужність теригенно-карбонатно-галітового літокомплексу змінюється від 450 до 1120 м, збільшуючись у склепінних соляних куполів до 2100 м. (св. Берестовецька 222).

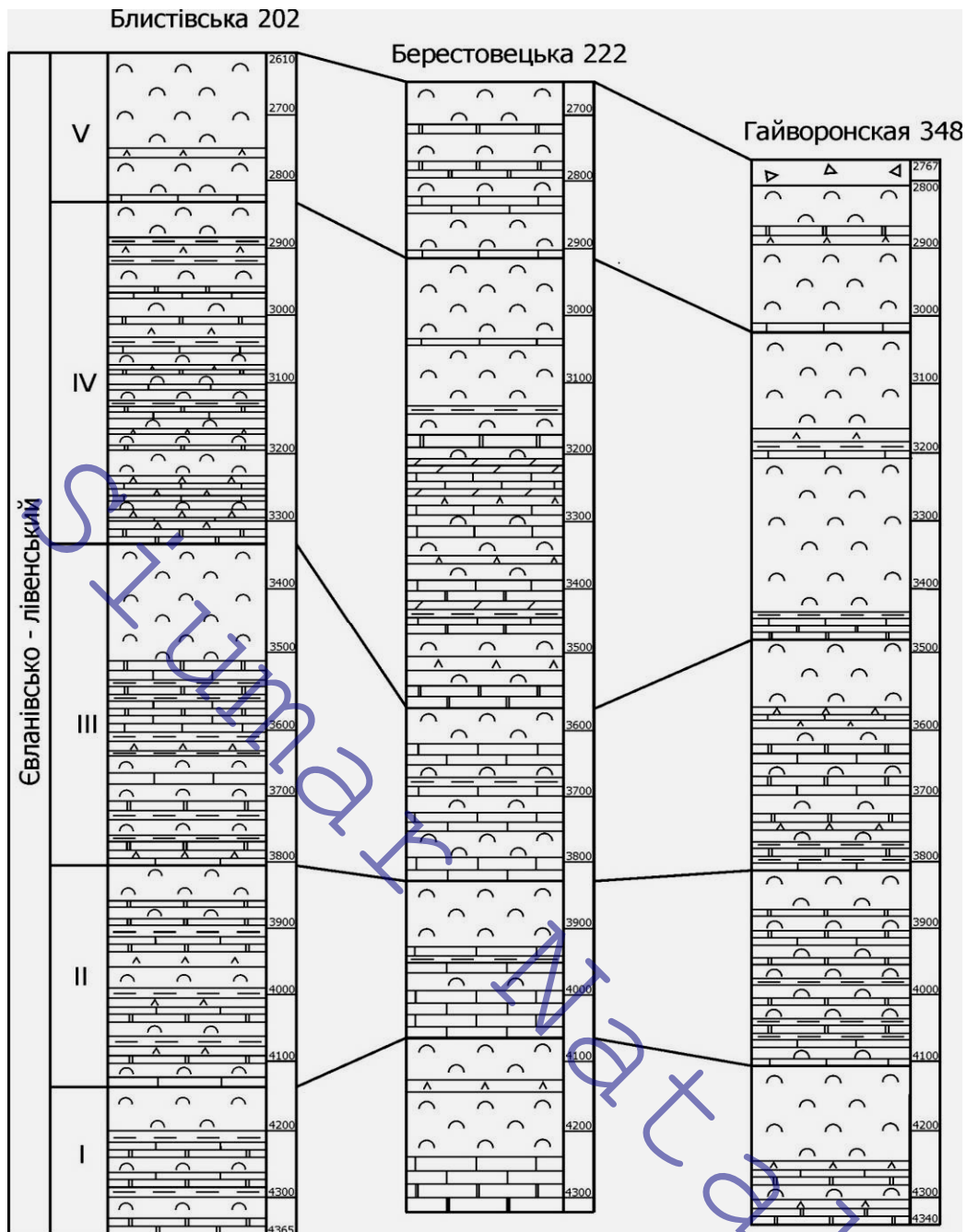


Рис. 3.13 Опорні розрізи свердловин з теригенно-карбонатно-галітовим літокомплексом верхньодевонської (франської) соленосної формації ДДз.

3.2.2.3 Теригенно-карбонатно-ангідритовий

Теригенно-карбонатно-ангідритовий літокомплекс змінює теригенно-карбонатно-галітовий. На північному заході зустрічається тільки у вигляді окремих ділянок в межах Грибоворуднянської, Відельцевської, Кошелевської, Ніжинської, та Седнівської площ. У св. Гуньківській 218 встановлено відносний вміст порід: переважає в розрізі ангідрит – 67%, алевролітів та аргілітів – 25%,

доломітів – 6%. Загальна потужність літокомплексу становить 160-480 м (29368) [Хоменко, 1982].

На південному сході ДДз та на Донбасі теригенно-карбонатно-ангідритовий літокомплекс поширений у вигляді двох вузьких смуг вздовж прибортових зон. У св. Колайдинська 220 даний літокомплекс літологічно представлений глинистими (40-50%), сульфатно-карбонатними (15-30%) відкладами загальною потужністю 100-200 м.

3.2.2.4 Ефузивно-теригенно-карбонатний-галітовий

На ряді площ галітовий літокомплекс частково або повністю заміщується полями вулканогенних порід. В межах північно-західної частини ДДз ефузивно-теригенно-карбонатно-галітовий літокомплекс зустрінуто в межах таких структур, як Глинсько-Розбишівська, Седнівська, Мринська, Сологубівська, Івашківська, Борковська, Берестовецька та ін. В св. Сологубівській 388 ефузивні породи встановлені в верхній та середній частині соляної товщі у вигляді брил туфоаргіліту та діабазу. В межах південно-східної частини ДДз даний літокомплекс зафіксований в межах Машівської, Єфремівської, Хрещищенської, Веснянської, Західно-Староверівської структур. Літологічно представлений туфоаргілітовою породою потужністю до 50 метрів, який залягає в середній частині соленосної товщі.

На крайньому північному заході западини за розрізом св. Чернігівської 1 [Хоменко, 1986] виділено ангідрито-ефузивно-карбонатний літокомплекс з наступним співвідношенням порід: пісковики з ефузивним матеріалом – 25%, ангідрити – 16%, карбонати (доломіти та вапняки) – до 48%. Потужність літокомплексу до 90 м (рис.7).

Таким чином, 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.

3.2.3 Особливості речовинного складу глинистої фракції нерозчинного залишку легкорозчинних порід верхньодевонської (франської) соленосної формації ДДз

Особливості асоціацій глинистих мінералів в осадових та метаосадових утвореннях визначаються петрохімічним типом порід у області живлячої провінції та ступенем їх гіпергених змін, фізико-хімічними умовами середовища осадконакопичення (сингенезу або седиментогенезу) та умовами і ступенем постседиментаційних перетворень на різних стадіях літогенезу, тому вивчення складу та кристалохімічних особливостей глинистих мінералів дає важливу інформацію про фізико-хімічні умови утворення та перетворення осадових формацій, зокрема соленосних.

3.2.3.1 Гранулометричний склад

Девонська верхньофранська соленосна формація охарактеризована за результатами вивчення пелітової фракції водонерозчинного залишку кам'яної солі та глинистих прошарків з Парафіївської, Роменської, Солоницької, Ісачківської, Єфремівської, Біляївської, Кулічківської, Сологубівської, Глинсько-Розбишівської та Північно-Загорівської (св. 1, інт. 2825–4423 м) соляних структур. Глинистий матеріал у кам'яній солі знаходиться як у розсіяному стані, так і утворює соляно-теригенні прошарки (потужністю 2–5 мм), що крім теригенної складової містять карбонати, сульфати та галіт. Для аналізу відбиралася кам'яна сіль з вмістом нерозчинного залишку від 2 до 10%, соляно-теригенні та теригенні (соляно-теригенні) прошарки, які найінформативніші для з'ясування типоморфних ознак мінералів.

Результати визначення гранулометричного складу глинистої фракції нерозчинного залишку кам'яної солі та соляно-теригенних порід франської

формації представлені нижче (табл. 3.2, рис. 3.14, графіки 1-8). Глиниста фракція у нерозчинному залишку кам'яної солі складає від 11 до 80 %. Найхарактерніші типи кривих, що описують гранулометричний склад н.з. кам'яної солі верхньофранської соленосної формації наведено на рис. 4.3. (графіки 1-8). Графіки 1 та 2 характеризують відмінності гранулометричного складу н.з. кам'яної солі Північно-Загорівської структури (св. 1, інт. 2825 м, зр. 9-1/90) та зразка кам'яної солі з міліметровим (сезонним) соляно-теригенним прошарком. Обидві криві розподілу частинок (за об'ємом) мають два максимуми. Перший припадає на розмір частинок 0,2 мкм, другий більш чіткий максимум має розподіл частинок н. з. слабо забрудненої кам'яної солі. З графіків добре видно, що н. з. кам'яної солі з теригенним прошарком містить (за об'ємом) менше за 20 % частинок розміром меншим за 1 мкм, а в н. з. слабо забрудненої кам'яної солі фракція менша за 1 мкм складає (за об'ємом) 40 %. Співставлення результатів гранулометричного аналізу з даними рентгенофазових досліджень (табл. 3.2) показують, що фракція < 1 мкм представлена змішано-шаруватими утвореннями хлорит-монтморилонітового та гідрослюда-монтморилонітового складу. Графіки 3 та 4 (рис. 3.14) характеризують гранулометричний склад н. з. кам'яної солі слабо забрудненої та з сезонним соляно-теригенним прошарком. З графіків видно, що у складі н. з. слабо забрудненої кам'яної солі понад 50 % складають частинки менші за 1 мкм, а у складі соляно-теригенного прошарку тільки близько 20 %. Графіки 4 та 5 ілюструють схожість у розподілі розмірів частинок н. з. кам'яної солі діапів; 50 % частинок (за об'ємом) мають розмір менший за 1 мкм. Схожі закономірності розподілу частинок н. з. встановлюються за графіками 7 та 8 для породи Солоницької структури – майже 70 % частинок (за об'ємом) мають розмір менший за 1 мкм.

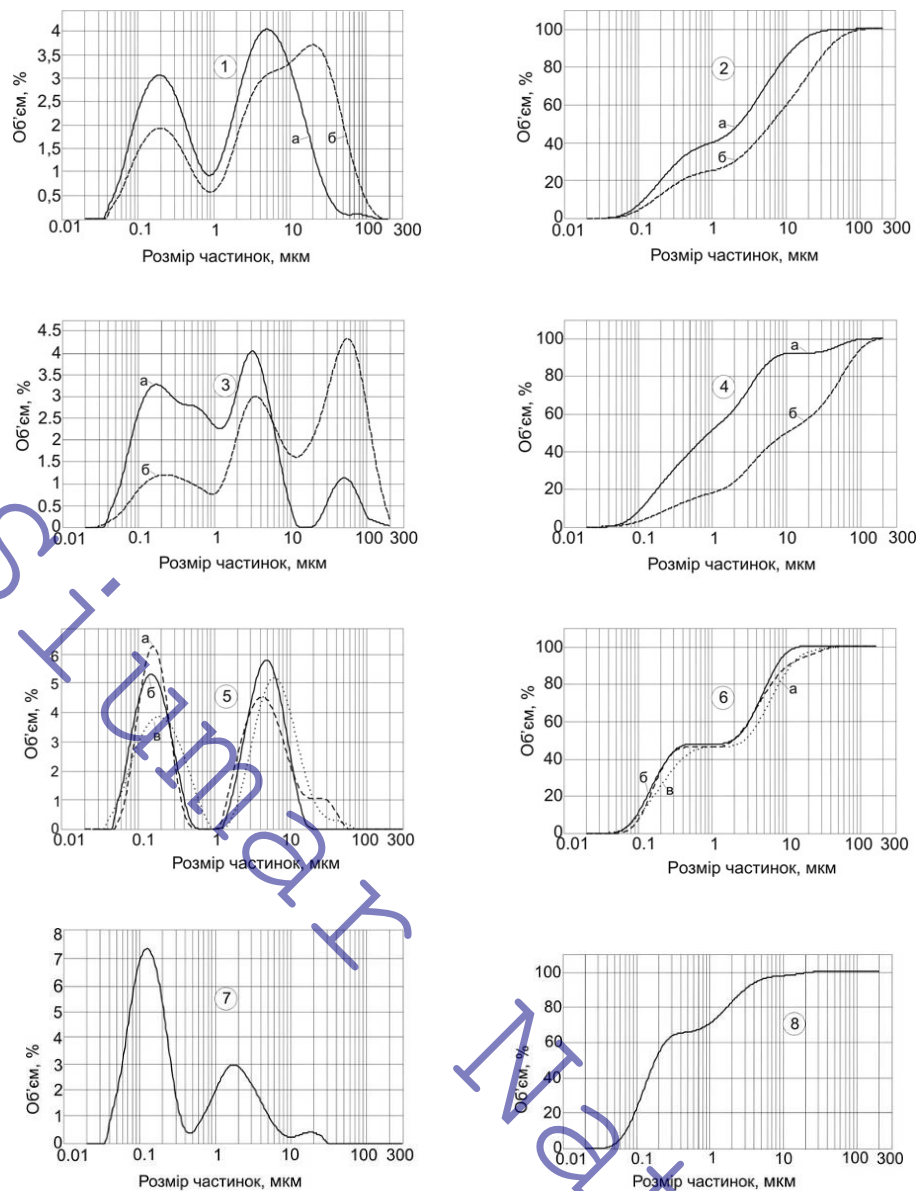


Рис. 3.14 Гранулометричний склад глинистої фракції нерозчинного залишку кам'яної солі та соляно-теригенних порід

3.2.3.2 Мінеральний склад

Асоціація глинистих мінералів франської кам'яної солі багатьох структур ДДз представлена переважно гідрослюдою (табл. 3.2). Гідрослюда у більшості проб є основним глинистим мінералом. Крім гідрослюди у складі пелітової фракції рідко присутні ще хлорит і незначна кількість змішаношаруватих утворень гідрослюда-монтморилонітового чи хлорит-монтморилонітового складу, а у 4-ох пробах у невеликій кількості зафіксований каолінит.

У пелітовій фракції водонерозчинного залишку кам'яної солі поряд із глинистими, присутні також і неглинисті мінерали: кварц, польовий шпат, кальцит, доломіт, ангідрит, пірит, які складають більшу частину фракції алевроитової розмірності. Вміст кальциту в двох пробах є значний. У пелітовій фракції Глинсько-Розбишівської структури крім цих мінералів С.Б.Шехуновою [Шехунова С.Б., 2007] виявлені ще маріаліт і сфалерит, а у пробі 44-2 з Кулічихінської структури – домішка маріаліту і калієвий польовий шпат (табл. 3.2, за [Шехунова С.Б., 2010]).

На відміну від описаного вище мінерального складу глин пелітова фракція кам'яної солі Північно-Загорівської структури містить значну кількість неглинистих мінералів – карбонатів (кальцит, доломіт), кварцу і польового шпату (переважно плагіоклазу). В асоціації глинистих мінералів переважає гідрослюда, часом з хлоритом чи домішкою змішаношаруватих утворень.

На електронно-мікроскопічних знімках проб та кривих визначення гранулометричного складу низки солянокупольних структур (Єфремівська, Біляївська, Солоницька та Парафіївська) видно, що досліджена фракція є полідисперсна з переважаючим вмістом дрібнодисперсних (менше 1 мкм) частинок. Форма та характер контурів дозволяють виділити декілька морфологічних різновидностей гідрослюди: видовжена скалкоподібна, ізометрична пластинчаста з чіткими, нерівними контурами, ізометрична гексагональна і псевдогексагональна.

Видовжена скалкоподібна форма гідрослюди спостерігається у великій кількості на знімках більшості препаратів. Її, майже прозорі, видовжені частинки, товщиною менше 0,01 мкм і довжиною понад 2 мкм, зібрані в агрегати. Така форма частинок є характерною для аутигенних гідрослюди і в залежності від впорядкованості структури новоутворених гідрослюди може бути віднесена до політипу 1М, чи 1Md [Шехунова С.Б. та ін., 2010].

Таблиця 3.2

Мінеральний склад фракції <1µm воднонерозчинного залишку кам'яної солі
девонських соленосних формацій ДДз [Шехунова С.Б., 2010]

Площа; свердловина	Вміст НЗ, % (середній)	Вміст фракції < 1 µm, %	Основні фази шаруватих силікатів								Інші мінеральні фази
			Мусковіт, серіцит	Гідрослюда (1M, 1Md)	Гідрослюда- монтморилоніт	Хлорит	Хлорит- монтморилоніт	Монтморилоніт	Тальк	Каолініт	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Франська соленосна формація											
Роменська; 1, 4-7, 6072, 6073, 6502	3-10	5-15		Al		Fe-Mg					Ангідрит , доломіт, кальцит, кварц, халцедон
Ісачківська; 1- Б, 1-Р, 3-Р	0,5- 10 (2,0)	5		Al							Ангідрит , доломіт, кварц, польовий шпат, халцедон
Новосанжар- ська; 3	0,5- 20 (6)	5-10		Al		Fe-Mg					Ангідрит , доломіт, кварц, халцедон
Солоницька; 9-12	0,5- 5,5 (1,5)	5-10		Al		Fe-Mg					Доломіт , кальцит , ангідрит, кварц, халцедон
Каплинцівська; 164, 165	(10)	5-10		Al	Sm	Fe-Mg					Доломіт , кальцит , ангідрит, кварц, вуглиста речовина
Біляївська; 933, 934	3-20	10- 15									Ангідрит , кальцит, кварц, доломіт, гіпс, мусковіт
Авдіївська; 1	До 10	10- 15									Ангідрит , польовий шпат, кальцит та ін., карбонати (гіпс)
Василівська; 10	Не визн.	Не визн.									Кальцит , доломіт, кварц
Мринська; 3	3-10	5-15									Доломіт , кварц, кальцит
Чутівська; 8, 8-Р, 16, 21, 27, 31, 33	До 10	10- 20									Сфалерит , ангідрит, кварц, пірит, доломіт

(продовження табл. 3.2)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Голиківська; 481	До 2	10									Ангідрит , доломіт, польовий шпат, кварц, амфібол
Шедіївська; 486	1-10										Кварц , амфібол, польовий шпат, домішки карбонатів
Куличихинська; I 15, 16, 23	До 10	10-15									Ангідрит , доломіт, кварц, кальцит, польовий шпат
Глинсько- Розбишівська; 475	3-10	10									Амфібол (рибекіт), скаполіт (маріаліт), кварц, польовий шпат
Сологубівська; 388	1-10	10-12									Кварц , польовий шпат, кальцит, доломіт
Північно Загорівська; 1	2-10	12-20									Кварц , польовий шпат, кальцит, доломіт, пірит
Кінашівська; 6	5-10	10									Ангідрит , домішки кальциту, польового шпату, кварцу, доломіту, цеоліту (?)
Борзнянська; 303	До 10	Не визн.									Кварц , польовий шпат, кальцит
Строївська; 333	8-15	10-15									Доломіт , польовий шпат, кварц, кальцит, ангідрит

Примітка:

Al – гідрослюда діоктаедрична з підвищеним вмістом алюмінію

Fe-Mg – хлорит залізисто-магнезійний

Sm – змішаношаруватий глинистий мінерал (1,25 нм)

Вміст фази:

■ незначний

■ великий

■ основний

Ізометрична пластинчаста форма гідрослюд присутня на електронно-мікроскопічних знімках пелітової фракції усіх досліджених проб. Її напівпрозорі для електронів пластинки зібрані в агрегати та густіші скупчення. Чіткі, частково заокруглені контури пластинок можуть бути ознакою алотигенного походження таких гідрослюд, що не до кінця зазнали змін.

На знімках трапляються поодинокі частинки гексагональної форми, непрозорі для електронів, з чіткими та рівними контурами, розмір яких перевищує 2 мкм. Така морфологія характерна для мусковіту (2M₁) і безумовно є ознакою

уламкового походження. В зразках присутні і псевдогексагональні форми частинок із рівними і чіткими контурами, майже прозорі та напівпрозорі для електронів. Розмір цих пластинок співмірний 1 мкм. Цей морфологічний опис характерний для хлориту, вміст якого у фракції визначений рентгенофазовим аналізом.

За результатами гранулометричного аналізу глиниста фракція складає до 80% н. з. кам'яної солі слабо забрудненої та 20-40 % н.з. кам'яної солі з соляно-теригенними прошарками. Згідно з результатами досліджень глинисті мінерали н.з. кам'яної солі верхньофранської соленосної формації ДДз, що утворює ядра соляних структур представлені диоктаедричною гідрослюдою та Mg-Fe чи Fe триоктаедричним хлоритом, в окремих пробах з домішкою змішаношаруватих утворень.

3.3 Крупномаштабне моделювання елементів соленосних формацій (на прикладі Єфремівської солянокупольної структури)

Для з'ясування закономірностей просторової локалізації, особливостей залягання та обґрунтування доцільності подальшого залучення Єфремівської солянокупольної структури в економічну діяльність було проведено літолого-структурного вивчення родовища з використанням просторового статистичного аналізу.

Соленосні утворення верхньодевонського (франького) віку в межах Єфремівської структури встановлено у 1953 р. Значний внесок у дослідження геології, стратиграфії, літології, геофізики цих відкладів зробили В.К. Рябущенко (1964), М.Г. Кривенко (1965), Е.А. Скачедуб (1970), А.Г. Єфросініна (1973), Д.П. Хрущов (1974), О.Ф. Остапенко (1978), С.М. Кореневський (1982), В.І. Кітик (1983), С.Б. Шехунова (2005) та ін. У результаті цільових робіт у 60-70-х роках минулого століття було пробурено свердловини, якими соляний шток вивчено на глибину до 1430,0 м. У 1964 р. Полтавською геологічною експедицією тресту «Укргеофізразведка» сейсмопартією 50/64 вивчено будову Єфремівської площі по пермському відбиваючому горизонту. У 1968 р. Кременчуцькою партією тресту

«Київгеологія» на Єфремівській солянокупольній структурі в межах нижньої частини кепроку зафіксовані вкраплення сірки. Вміст самородної сірки становить 3,5-16,05 %.

Єфремівське родовище кам'яної солі розташоване в Первомайському районі Харківської області. Найближчими населеними пунктами є с. Берека, розташоване в 3 км на північний схід; с. Єфремівка – 10 км на північний захід; м. Первомайський – 8 км на південь. У тектонічному відношенні Єфремівське родовище приурочене до однойменної солянокупольної структури, що входить до Хрестищенсько-Єфремівського валу приосьової зони ДДЗ і являє собою брахіантиклінальну складку майже широтного простягання, східна перикліналь якої ускладнена передверхньопермським соляним штоком. Родовище кам'яної солі розташовано у склепінній частині Єфремівської структури, ядро якої частково порушено девонським соляним штоком. Покрівля кам'яної солі залягає на глибині 411,8-595,0 м. Перекриваючі відклади: брекчієподібні породи девону (брекчія вилуговування), піщано-глинисті відклади верхньої пермі, тріасу, юри, частково нижньої крейди, палеогену, неогену, четвертинні. До девонської системи віднесені 3 різновиди порід: кам'яна сіль, туф і брекчія вилуговування. Гідрогеологічні умови родовища, загалом, сприятливі. Крупних водоносних горизонтів, які б могли вплинути на експлуатацію родовища, немає [Головацького І.Н., 1970, Єфросініної А.Г., 1973].

Для побудови літолого-структурної моделі Єфремівського родовища кам'яної солі було удосконалена раніше розроблена авторська методика [Сухомлин Н.П., 2006]. Для побудови числових моделей геологічних границь з урахуванням тектонічних порушень використовувався програмний комплекс Geomapping, інтегрований в ГІС ArcView 3.2. Враховуючи досвід попередніх робіт для побудов карт соленосних товщ були використані данні буріння (69 свердловин) та геологічні розрізи, побудовані вздовж регіональних сейсмічних профілів.

З метою обґрунтування перспектив відновлення використання соляної товщі родовища було побудовано літолого-структурну модель, що включає карту

покрівлі верхньодевонської (франської) соленосної формації родовища (рис. 3.15) та 3D модель Єфремівської солянокупольної структури (рис. 3.17), побудови виконано з використанням даних досліджень І.Н. Головацького (1970), А.Г. Єфросініної (1973) та ін.

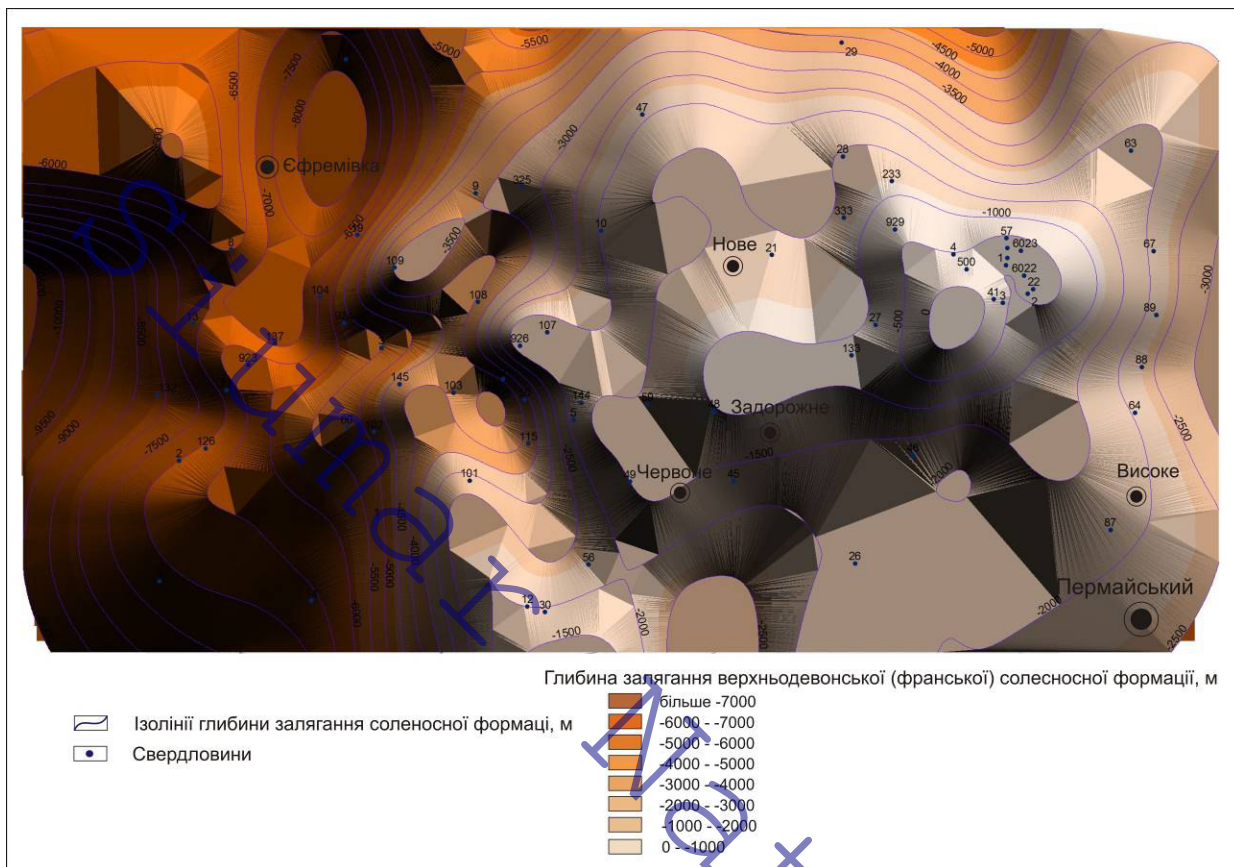


Рис. 3.15 Карта покрівлі верхньодевонської (франської) соленосної формації Єфремівського родовища

Товща кам'яної солі різною мірою містить уламки чорних глинистих сланців, аргілітів, алевролітів, доломітів, ангідритів і навіть зерен самородної сірки. Середні розміри уламків – 2 см, максимальні – 10 см. Від кількості глинистого матеріалу залежить забарвлення солі. Штоковий соленосний поклад у процесі галотектокінезу втратив свою первинну шаруватість, обумовлену ритмічністю осадконакопичення [Хрущов Д.П., 1971]. Кам'яна сіль сірого кольору, але спостерігається і водянисто-прозорого, ясно-сірого, темно-сірого, чорного і навіть молочно-білого різновидів, іноді зустрічається рожевого, місцями

зеленуватого забарвлення. Хімічними аналізами встановлена однорідність хімічного і мінерального складу кам'яної солі, що характеризується мономінеральністю і чистотою, вміст, %: NaCl – 89,90-99,96, Ca – 0,012-0,97, Mg – 0,001-0,09, SO₄ – 0,01-1,94, K – 0,005-0,31, н.з. – 0,59-11,15. На рис. 3.16 представлені електронномікроскопічні зображення нерозчинного залишку (н.о.) кам'яної солі св. Єфремівська-1 (інт. 1217-1220 м.). Глиниста фракція у н.з. кам'яної солі складає до 60%.

Карбонати представлені доломітом і кальцитом. Доломіт спостерігається у вигляді темно-сірих, мутних і прозорих ромбоєдричної (іноді дещо спотвореної) форми кристалів, що часто утворюють зростки (див. Рис 3.16, б). Досить часто спостерігаються зерна з розвинутою гранню пінакоїда, на якій рельєфно виділяється трикутний скульптурний малюнок. Розміри кристалів доломіту – від мікроскопічних до 2-2,5 мм. Кальцит зустрічається рідше, ніж доломіт, являє собою зерна неправильної форми, рідше – прозорі ромбоєдри (рис. 3.16, в), скаленоедри та пластинчасті кристали розміром до 300 мкм. Мікрозернисті карбонати разом з пелітовими частинками утворюють скупчення або рівномірно розпорошуються у кам'яній солі, надаючи їй темно-сірого забарвлення. Спостерігаються також дрібні жовна, що складаються з мікрозернистого кальциту або доломіту з домішкою глинистої речовини. У незначній кількості виявлені прозорі кристали карбонату скаленоедричної форми з показником заломлення $N_0 = 1,730$ (можливо магнезит з домішкою сидеритової молекули).

Ангідрит представлений товстотаблитчастими кристаликами прямокутного і квадратного перерізу з різко виявленою спайністю у напрямку, паралельному осі N_g , що зумовлює шорстку поверхню великої грані, рідше – брусковидних кристалів (рис. рис. 3.16, г). Розміри включень ангідриту від 0,01 до 1-1,5 мм. У кам'яній солі спостерігаються жовна халцедону й аутигенний кварц у вигляді призматичних кристалів і зростків (рис. 3.16, д), іноді поблизу скупчень глинистого матеріалу та уламків глинистих вапняків, утворюючи облямівку на контактах із кам'яною сіллю [Хрущов Д.П., 1971].

У важкій фракції встановлено целестин (матові й прозорі кристали прямокутного перерізу), пірит (кубічні, кубо-октаедричні, октаедричні та пентагондодекаедричні кристали, рис. 3.16, є), сфалерит (рис. 3.16, ж), магнетит, вкритий шаром гідроокислів заліза, рутил, флюорит (прозорі кристали кубічної форми), гранати (меланіт), турмалін. Турмалін (10-15 % важкої фракції) утворює найдрібніші голочки – прозорі або сіруваті, темно-сірі до чорних з показниками заломлення $N_p=1,625$ та $N_g = 1,640-1,645$ [Хрущов Д.П., 1971].

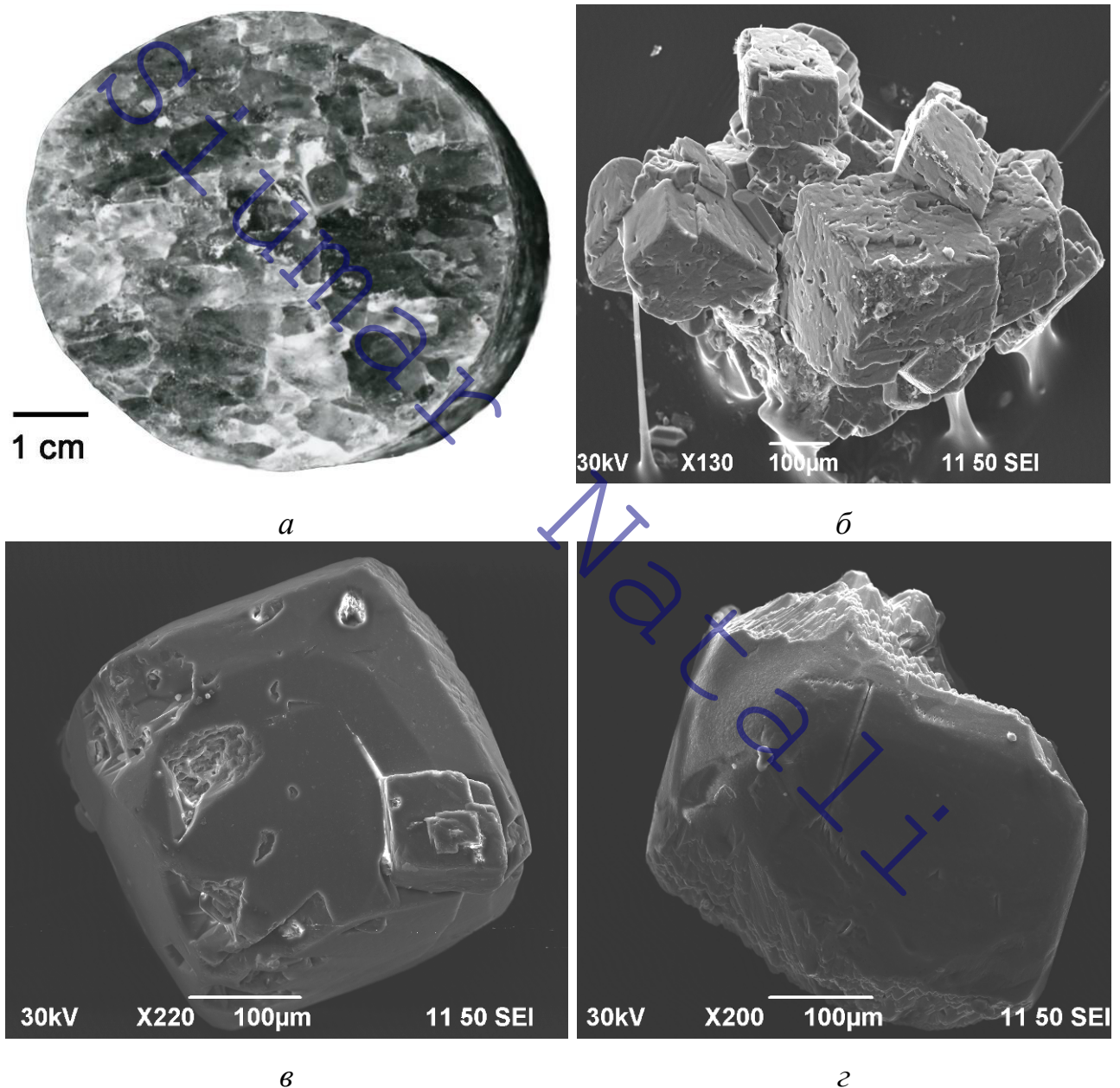


Рис. 3.16 а – кам'яна сіль субідіоморфної структури з поодинокими кристалопластичними зернами ($k_{\text{вид.}} 1:2 - 1:3$) з фрагментами лінії ковзання;

електронномікроскопічні зображення н.з. кам'яної солі (зр. 733, св. Єфремівська 1 (інт. 1217-1220 м): б – агрегат доломіту; в – кристал кальциту; г – зерно ангідриту.

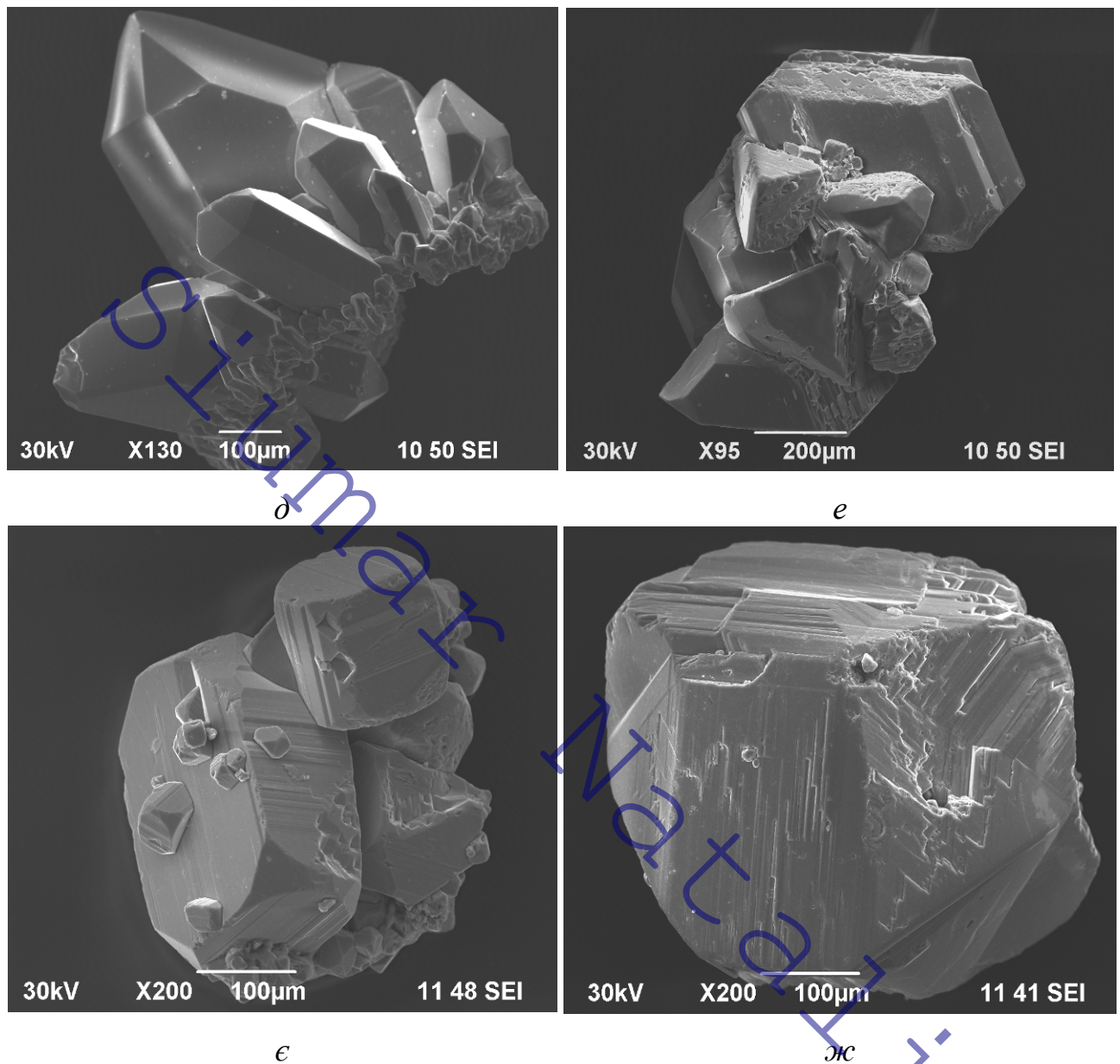


Рис. 3.16 (Продовження). Електронномікроскопічні зображення н.з. кам'яної солі (зр. 733, св. Єфремівська 1 (інт. 1217-1220 м): д – зросток кристалів кварцу; е – агрегат кристалів альбіту; є – зросток кристалів піриту; ж – кристал сфалериту.

Виявлена присутність сірки у товщі кам'яної солі, яка звичайно спостерігається на контакті з ангідритвміщуючими породами, однак, значна частина кристалів міститься всередині зерен галіту. Розміри включень сірки не перевищують кількох міліметрів. Форма включень – добре утворені

дипірамідальні або зрізано-дипірамідальні кристали, ізометричні зерна, а також правильні кубічні кристали, іноді зі слабо розвинутими гранями октаедра (псевдоморфози по піриту?). Забарвлення сірки світло-жовте. Утворення сірки слід пов'язувати з процесами розкладання сульфатів за участю вуглеводнів.

Кількість глинистого матеріалу в кам'яній солі загалом незначна, виняток становлять ділянки соленосної товщі, що містять численні уламки глинистих вапняків і аргілітів. Глинисті частинки представлені переважно гідрослюдами, можливо з домішкою каолініту. Вміст калію й магнію не перевищує кількох сотих відсотка. [Хрущов Д.П., 1971].

За результатами досліджень ізотопного складу вуглецю аутигенних карбонатів н.з. кам'яної солі верхньодевонської (франської) соленосної формації ДДз (зр. 733, св. Єфремівська-1, інт. 1217-1220 м) встановлено високий вміст легкого ізотопу $^{13}\text{C} = -11,34\text{‰}$, ($\delta^{18}\text{O} = 23,06\text{‰}$), що загалом не є характерним для осадових карбонатів, у яких $\delta^{13}\text{C}$ має значення, що наближаються до нуля. Отримані С.Б. Шехуновою (2010) дані ізотопного складу аутигенного доломіту, залізистого доломіту та залізистого кальциту ближчі за складом до карбонатів, в утворенні яких брав участь глибинний діоксид вуглецю, що є свідченням полігенності речовини при літогенезі формації.

Кепрок Єфремівського штоку має чітко виражену зональність: безпосередньо на солі знаходиться малопотужна зона, перекрита майже 200-метровою карбонатною зоною, яка у нижній частині осірчена. Верхня зона – глиниста товща «псевдокепроку» – являє собою продукт знебарвлення верхньопермських червоноколірних порід. Девонський вік солі визначається умовами залягання соляного тіла, характером важкорозчинних порід і вулканогенних утворень.

Туф кератофір-спілітової формації алевролітового складу представляє собою зеленувато-сіру породу із землистим зламом. У вигляді гнізд і прожилок у ній розрізняється жовтувато-сірий прозорий галіт і пірит. Порода в зламі має перлітову текстуру. Ця порода зустрінута тільки однією св. № 1 на глибині 844,4-891,7 м і являє собою велику брилу неправильної форми, відірвану від туфогенного шару і винесену разом із сіллю в більш високі горизонти.

Потужність горизонту по осі свердловини становить 47,8 м. Наявність туфогенних порід серед солі свідчить про те, що в період накопичення девонської солі мали місце вулканічні прояви.

Брекчія вилугування являє собою уламковий матеріал, захоплений і винесений сіллю з більш глибоких горизонтів. Брекчія складається з уламків чорних аргілітів, перекристалізованого вапняку, доломіту, сланців, рідше ангідритів. Майже вся товща брекчії в різній мірі карбонатна, піритизована, а також характеризується значним вмістом самородної сірки [Хрущов. 1971, Ефросинина, 1973].

Розміри штока становлять по довгій осі 8,5 км, а по короткій – 4,5 км. Крила і перикліналі штока асиметричні. Північне крило більш полого, кут падіння становить 18-20°, південне – більш круте, кут падіння 20-25°. Особливо різка відмінність у крутості падіння порід на перикліналях: східна поринає під кутом 15°, західна – 7-10° (рис. 3.6).

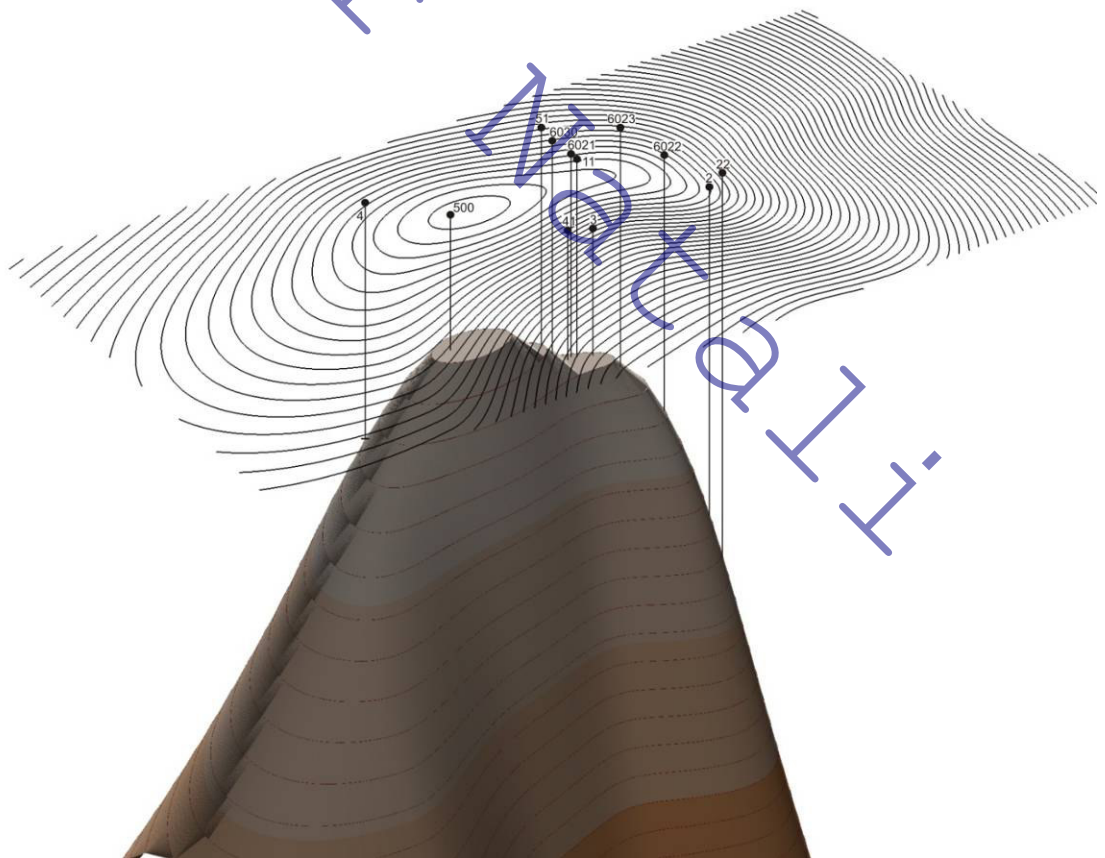


Рис. 3.17 3D модель поверхні соляного ядра Єфремівської солянокупольної структури

Таким чином, аналіз отриманих побудов дає можливість оцінювати дане родовище, як перспективний об'єкт для подальшого залучення в економічну діяльність. Оскільки, в результаті розробки твердої кам'яної солі шахтним способом і методом підземного вилугування утворюються відпрацьовані шахтні виробки та підземні порожнини (відпрацьований простір оцінюється десятками мільйонів кубічних метрів), які можуть бути використанні як підземні споруди різного цільового призначення. Основні напрями використання підземного простору соленосних формацій: підземні ємності вилугування в соленосних формаціях та їх використання як сховищ вуглеводнів (сирої нафти та газу); ізоляція відходів у підземних ємностях та відпрацьованих шахтних виробках; спелеотерапія та в якості камер повітряно-акумуляуючих електростанцій та ін.