

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

ДІКОЛ ОЛЕНА СЕРГІЇВНА

**ПРОЯВИ ВУГЛЕВОДНЕВОЇ ДЕГАЗАЦІЇ В ДОННИХ ВІДКЛАДАХ ПІВНІЧНО-
ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ ТА ЇХ ГЕНЕТИЧНА
ІНТЕРПРЕТАЦІЯ**

Спеціальність: 103 - Науки про Землю

Галузь знань: 10 - Природничі науки

Подається на здобуття ступеня доктора філософії

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело.

О.С. Дікол

Науковий керівник: Янко Валентина Венедиктівна, доктор геолого-мінералогічних наук,
професор ОНУ імені І.І. Мечникова

Київ - 2025

АНОТАЦІЯ

Дікол О. С. Прояви вуглеводневої дегазації в донних відкладах північно-західного шельфу Чорного моря та їх генетична інтерпретація.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю 103 - Науки про Землю. Національна академія наук України. Інститут геологічних наук, Київ, 2025.

Дисертаційна робота складається з вступу, 5 розділів, висновків, списку літератури зі 171 найменувань, 7 додатків. В роботі наведено 49 ілюстрацій, 12 таблиць.

У дисертаційній роботі представлено результати комплексних досліджень вуглеводневої дегазації в межах північно-західного шельфу Чорного моря. Метою дослідження є вивчення проявів вуглеводневої дегазації у донних відкладах північно-західного шельфу Чорного моря у вигляді глибинних флюїдних потоків (ГФП), ознак їх розвантаження та генетичної інтерпретації отриманих матеріалів. Згідно з метою, частина вуглеводневих систем інтерпретується як результат висхідної міграції флюїдів глибинного (мантійного або нижньо-корового) походження і припускає багатоступеневий механізм їх накопичення в межах осадового чохла.

Для підтвердження глибинного походження флюїдів та їхньої ролі у формуванні скупчень вуглеводнів в осадовому чохлі північно-західного шельфу Чорного моря було реалізовано мультидисциплінарний багаторівневий методичний підхід, що поєднує геофізичні, геолого-структурні, газогеохімічні, мінералого-термобарогеохімічні, хіміко-ізотопні, біоіндикаційні та дистанційні (супутникові) методи. Фактичним матеріалом для цих досліджень слугували донні відклади, відібрані кафедрою загальної та морської геології під час експедиційних рейсів різних років на трьох площах північно-західного шельфу Чорного моря: Прадніпровська (55 проб), Каркінітська (57 проб), Гермес (46 проб). Аналітичні дослідження проводилися автором в різних лабораторіях України протягом 2019-2024 років.

На основі комплексу аналітичної інформації було показано й оцифровано ознаки, за якими в донних відкладах можна виділити прояви глибоководних флюїдних вуглеводневих газів. Це дало змогу вперше розробити нову кількісно-генетичну модель яка фіксує в донних відкладах ознаки глибинних флюїдних потоків. Її модельні ознаки, що характеризують приналежність газу до глибинних флюїдів, можуть бути використані як робочі ознаки під час інтерпретації нової інформації на інших прогностичних площах. Модель передбачає поділ параметрів на прогностичні критерії та пошукові ознаки. Прогностичні критерії охоплюють геофізичні та геолого-структурні дані, що визначають шляхи міграції флюїдів і потенційні зони пасткоутворення (зокрема купольні структури та труби дегазації). Пошукові ознаки включають газогеохімічні аномалії, мінералого та термобарогеохімічні маркери, хіміко-ізотопні особливості в біогенних карбонатах, а також зміни в біоценозах мейобентосу.

Геофізичні дослідження показали, що багато купольних структур на шельфі можуть бути трубами дегазації — вертикальними каналами міграції флюїдів, які проривають стратиграфічні межі. Газохроматографічний аналіз підтвердив наявність глибинного абіогенного (флюїдного) метану з характерно низькими значеннями співвідношення до гомологів ($\text{methane/homologue ratio MHR} < 100$), що є індикатором глибинного походження газу.

Мінералогічні та термобарогеохімічні дослідження донних відкладів і кернів свердловин (зокрема Прадніпровська-2) виявили включення вуглеводневих флюїдів у кальцитах і трансформацію кристалічної структури глинистих мінералів через сорбцію метану. Ізотопний аналіз $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$ у черепашках молюсків та форамініфер виявив відхилення, пов'язані з впливом абіогенного (флюїдного) метану в зонах активної дегазації.

Біоіндикаційні дослідження показали зміни різноманіття та чисельності мейобентосних організмів (форамініфер і нематод) у зонах підвищеної флюїдної активності, що підтверджує їх роль як біоіндикаторів дегазації.

Супутникові знімки (Sentinel-3, Landsat-8) зафіксували термічні та поверхневі аномалії, які можуть бути пов'язані з підводними газовими викидами.

Інтеграцію цих ознак у практику геологорозвідувальних робіт на нафту і газ у межах шельфу Чорного моря здійснено за допомогою способу направлено-рангової кореляції інтерпретації геологічної інформації, запатентованого в Україні (патент № 150716).

Запропонований направлено-ранговий підхід структурує геологічну інформацію за прогностичною цінністю й дозволяє поетапно звужувати просторові межі пошуків. Метод виявився ефективним в умовах обмеженого доступу до польових робіт через геополітичну ситуацію. Прадніпровська площа була обрана як тестовий полігон завдяки наявності найповнішого комплексу даних.

Отримані результати розширюють уявлення про нафтогазоносний потенціал Чорного моря, підтверджують роль глибинного флюїдогенезу у формуванні вуглеводневих систем і пропонують ефективну методологію пошуку вуглеводнів у морських басейнах. Запропонований підхід може бути адаптований для інших регіонів з подібними геологічними умовами й обмеженим польовим доступом. У післявоєнний період його впровадження може стати важливим елементом енергетичної та економічної стратегії України.

ABSTRACT

Dikol O. S. Manifestations of hydrocarbon degassing in bottom sediments of the northwest shelf of the Black Sea and interpretation of their genesis.

Thesis for the degree of Doctor of Philosophy in the specialty 103 - Earth Sciences. National Academy of Sciences of Ukraine. Institute of Geological Sciences, Kyiv, 2025.

The thesis consists of an introduction, 5 chapters, conclusions, a list of references of 171 titles, and 7 appendices. The work contains 49 illustrations and 12 tables.

The dissertation presents the results of comprehensive studies of hydrocarbon degassing within the northwestern shelf of the Black Sea. The aim of the research is to study the manifestations of hydrocarbon degassing in the bottom sediments of the northwestern shelf of the Black Sea as well as interpretation of their genesis. According to the findings, part of the hydrocarbon presence is interpreted as the result of the upward migration of fluids of deep Earth origin (mantle or lower crustal), and this suggests a multi-stage mechanism of their accumulation within the sedimentary cover. To confirm the deep origin of fluids and their role in the formation of hydrocarbon accumulations in the sedimentary cover of the northwestern shelf of the Black Sea, a multidisciplinary, multi-level methodological approach was implemented.

To confirm the deep origin of fluids and their role in the formation of hydrocarbon deposits, a multidisciplinary, multi-level methodological approach was implemented, combining the methods of geophysical, geological-structural, gas-geochemical, mineralogical-thermobarogeochemical, chemical-isotopic, bioindicator, and remote sensing (satellite) exploration. The target material for these studies was bottom sediments collected by the Department of General and Marine Geology during expeditionary voyages research cruises over different years in three areas of the northwestern shelf of the Black Sea: Pradniprovska (55 samples), Karkinitzka (57 samples), and Hermes (46 samples). Analytical studies were conducted by the author in various laboratories in Ukraine during 2019-2024.

Based on substantial analytical information, the studies produced indicators that, when digitized, can be used to identify deep-water fluid hydrocarbon gases in bottom sediments. This made it possible to develop for the first time a new quantitative-genetic model that proposes clusters of signs suggesting deep fluid flows in bottom sediments. The signs that characterize gases deriving from deep fluids can be used as working indicators when interpreting new data collected from other forecast areas. The model divides parameters into predictive criteria and search features. Predictive criteria include geophysical and geological-structural data that determine fluid migration paths and potential trap formation zones (in particular, dome structures and degassing pipes). Search features include gas-geochemical anomalies, mineralogical and thermobaric geochemical markers, chemical-isotopic features in biogenic carbonates, and changes in meiobenthic biocenoses.

Geophysical studies have shown that many dome structures on the shelf may be degassing pipes — vertical fluid migration channels that break through stratigraphic boundaries. Gas chromatographic analysis confirmed the presence of deep abiogenic (fluid) methane with characteristically low methane/homologue ratios (MHR <100), which is an indicator of the deep origin of the gas.

Mineralogical and thermobaric geochemical studies of bottom sediments and well cores (in particular, Pradniprovska-2) revealed the inclusion of hydrocarbon fluids in calcites and the transformation of the crystal structure of clay minerals due to methane sorption. Isotopic analysis of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in mollusk shells and foraminifera revealed deviations associated with the influence of abiogenic (fluid) methane in areas of active degassing.

Bioindicator studies showed changes in the diversity and abundance of meiobenthic organisms (foraminifera and nematodes) in areas of increased fluid activity, confirming their role as bioindicators of degassing.

Satellite images (Sentinel-3, Landsat-8) recorded thermal and surface anomalies that may be associated with underwater gas emissions.

Integration of these features into the practice of oil and gas exploration within the Black Sea shelf was carried out using a method of directed-rank correlation of geological information interpretation, patented in Ukraine (patent No. 150716).

The proposed directional-rank approach structures geological information according to its predictive value and allows the spatial boundaries of the search to be narrowed down in stages. The method proved to be effective under conditions of limited access to field work due to the present geopolitical situation. The Pradniprovs'k area was chosen as a test site due to the availability of the most complete set of data.

The results obtained expand our understanding of the oil and gas potential of the Black Sea, confirm the role of deep fluidogenesis in the formation of hydrocarbon systems, and offer an effective methodology for searching for hydrocarbons in marine basins. The proposed approach can be adapted for other regions with similar geological conditions and limited field access. In the post-war period, its implementation could become an important element of Ukraine's energy and economic strategy.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Наукові праці, в яких опубліковано основні наукові результати дисертації
Статті у журналах, що індексуються у наукометричній базі даних Scopus та
наукових фахових видань України

Статті у журналах, що індексуються у Scopus:

1. Yanko, V., Kravchuk, A., Kondariuk, T., Kulakova, I., Kadurin, V., **Dikol, O.**, Kadurin, S. (2024). Influence of methane and its homologues on foraminifera and nematodes in the northwestern part of the Black Sea. *Marine Environmental Research*, 193, Article 106285. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2023.106285>

Статті у журналах, що індексуються у наукових фахових виданнях України:

2. **Дікол, О. С.** (2022). Особливості розподілу вуглеводневих газів у донних відкладах Каркінітської затоки. *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки*, 27(1(40)), 133-143. [https://doi.org/10.18524/2303-9914.2022.1\(40\).257538](https://doi.org/10.18524/2303-9914.2022.1(40).257538)

3. **Дікол, О. С.** (2023). Типоморфізм хімічного складу біогенних карбонатів в межах Прадніпровської метанової аномалії на шельфі Чорного моря. *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки*, 28(2(43)), 149-167. [https://doi.org/10.18524/2303-9914.2023.2\(43\).292745](https://doi.org/10.18524/2303-9914.2023.2(43).292745)

4. **Дікол, О. С.**, Кадурін, С. В., Янко, В. В., Кадурін, В. М. (2024). Оцінка можливостей використання космічних знімків у теплових діапазонах для пошуку й оцінки виходів ендегенних флюїдів на поверхню дна Чорного моря (розв'язання прямої задачі). *Геолого-мінералогічний вісник*, (1-2), 24-34. <https://doi.org/10.31721/2306-5443-2024-26-1-24-34>

5. Янко, В. В., Кадурін, В. М., Какаранза, С. Д., Кравчук, А. О., Кадурін, С. В., **Дікол, О. С.** (2022). Геологія, яка нам потрібна. *Геологія і корисні копалини Світового океану*, 18(2), 58-65. <https://doi.org/10.15407/gpimo2022.02.058>

6. Янко, В. В., **Дікол, О. С.**, Кадурін, С. В., Кравчук, Г. О., Кадурін, В. М., Кондарюк, Т. О. (2024). Безпекова складова вивчення розвантаження глибинних флюїдних потоків на дні Чорного моря. *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки*, 29(2[45]), 150-165. [https://doi.org/10.18524/2303-9914.2024.2\(45\).318042](https://doi.org/10.18524/2303-9914.2024.2(45).318042)

Патенти:

1. Янко, В. В., Кадурін, В. М., Наумко, І. М., Какаранза, С. Д., Кравчук, Г. О., **Дікол, О. С.** (2022). *Спосіб визначення прогнозних критеріїв і пошукових ознак вуглеводневих покладів на шельфі моря* (Патент № 150716, Україна). Бюл. № 13.

Тези конференцій:

1. Наумко, І. М., Янко, В. В., Кадурін, В. М., Зінчук, І. М., Кадурін, С. В., Какаранза, С. Д., Кравчук, Г. О., **Дікол, О. С.** (2022). Термобарогеохімічні показники способу визначення прогнозних критеріїв і пошукових ознак вуглеводневих покладів на шельфі моря [Тези доповіді]. *Геологічна будова та корисні копалини України: збірник тез Всеукр. наук. конф., м. Київ, 12-13 жовтня 2022 р. (с. 40-43)*. Київ: ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України.

2. Kadurin, S., Yanko-Hombach, V., Naumko, I., Kadurin, V., **Dikol, O.** (2022). Hydrocarbon gases in sediments as indicators of “degassing pipes” releasing deep hydrocarbon fluids on the Black Sea bottom [Abstract]. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 54(5). <https://doi.org/10.1130/abs/2022AM-380440>

3. **Дікол, О. С.** (2022). Використання значень стабільних ізотопів вуглецю та кисню при пошуках нафтогазових родовищ [Тези доповіді]. *Сучасні тенденції розвитку науки і техніки: зб. тез міжнар. наук.-практ. конф., м. Львів, 18-19 серпня 2022 р. (с. 27-32)*. Львів: Університет лідерства та інновацій.

4. Наумко, І. М., Кадурін, В. М., Янко, В. В., Зінчук, І. М., Яремчук, Я. В., Кадурін, С. В., Белецька, Ю. А., Редько, Л. Р., Занкович, Г. О., **Дікол, О. С.** (2021). Глинисті мінерали донних відкладів площі «Прадніпровська» як індикатор глибинних флюїдних потоків (північно-західний шельф Чорного моря, Україна) [Тези доповіді].

Проблеми геології фанерозою України: зб. тез XII Всеукр. наук. конф. (6-8 жовтня 2021, м. Львів). Ч. 1 (с. 19-24). Львів: ЛНУ ім. Івана Франка. <https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2021/10/chastyna-1-MATERIALY-konferentsii-2021.pdf>

5. Наумко, І. М., Кадурін, В. М., Янко, В. В., Зінчук, І. М., Сахно, Б. Е., Кадурін, С. В., Какаранза, С. Д., **Дікол, О. С.** (2021). Глибинна природа вуглеводневого флюїду на шельфі Чорного моря за включеннями в аутигенних мінералах [Тези доповіді]. *Геологічна наука в незалежній Україні: зб. тез наук. конф., м. Київ, 8-9 вересня 2021 р. (с. 68-71). Київ: ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України. ISBN 978-966-02-9663-3*

6. Кадурін, В., Наумко, І., Янко, В., Какаранза, С., **Дікол, О.** (2021). «Труби дегазації» і перспективи нафтогазоносності північно-західного шельфу Чорного моря (за геолого-геофізичними і геохімічними даними) [Тези семінару]. *Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища (с. 85-88). Львів: Растр-7.*

7. Kadurin, S., Yanko-Hombach, V., Kadurin, V., Naumko, I., Kakaranza, S., **Dikol, O.**, Zinchuk, I. (2021). *Deep nature of hydrocarbon fluid within the Black Sea shelf based on inclusions in authigenic minerals* [Abstract]. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 53(6). <https://doi.org/10.1130/abs/2021AM-366241>

8. **Дікол, О. С.** (2023). Хімічний склад раковин молюсків *Mytilus* як показник глибинних флюїдних потоків на шельфі Чорного моря. *Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник тез Всеукраїнської молодіжної наукової конференції (м. Київ, 2-3 жовтня 2023 р., с. 67). Київ: ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України. ISBN 978-966-999-648-2.*

9. Yanko, V., **Dikol, O.**, Kadurin, V. (2024). Typomorphism of the chemical composition of biogenic calcium carbonates within methane anomalies on the Black Sea bottom [Abstract]. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 56(5). <https://doi.org/10.1130/abs/2024AM-402700>

10. Yanko, V., Kadurin, V., Kravchuk, A., Kondariuk, T., Kulakova, I., **Dikol, O.**, Kadurin, S. (2024). *Innovative methodology for exploring hydrocarbon fields on the Black Sea*

bottom [Abstract]. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 56(5). <https://doi.org/10.1130/abs/2024AM-402682>

11. Янко, В. В., Кадурін, В. М., Кравчук, Г. О., Кадурін, С. В., Усенко, В. П., Золотарьов, Г. Г., **Дікол, О. С.** (2022). Данина життю академіка НАН України Євгена Федоровича Шнюкова. *Вісник Одеського національного університету. Серія: Географічні та геологічні науки*, 27(2[41]), 219-226. [https://doi.org/10.18524/2303-9914.2022.2\(41\).268764](https://doi.org/10.18524/2303-9914.2022.2(41).268764)

12. Yanko, V., Naumko, I., Kadurin, V., Zinchuk, I., **Dikol, O.**, Kadurin, S. (2024, August 18-23). *Innovative methodology for exploration of marine hydrocarbon deposits according to geological predictive criteria and mineralogical-thermobarogeochemical prospecting signs (using the example of the Black Sea)* [Conference presentation]. *European Mineralogical Conference, Trinity College Dublin*. <https://emc-2024.org/>

ЗМІСТ

АНОТАЦІЯ	2
ABSTRACT	5
СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ	8
ЗМІСТ	12
ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ.....	14
ВСТУП.....	16
РОЗДІЛ 1. СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕННЯ УМОВ ДЕГАЗАЦІЇ НА ДНІ ЧОРНОГО МОРЯ.....	24
1.1 Абіогенна (неорганічна) гіпотеза утворення вуглеводнів	24
1.2 Глобальний флюїдогенез та його докази	27
1.2.1 Флюїдні включення	28
1.2.2 Форми розвантаження глибинних флюїдів на дні Чорного моря.....	30
1.3 Докази генезису глибинних флюїдних потоків	34
1.4 Роль вивчення розвантаження ГФП для пошуків територій перспективних на скупчення вуглеводнів в осадовому чохлаі	35
Висновки до розділу 1.....	36
РОЗДІЛ 2. ОСНОВНІ РИСИ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ	38
2.1 Морфологія і районування північно-західного шельфу Чорного моря	38
2.2 Стратиграфія північно-західного шельфу Чорного моря	40
2.2.1 Стратиграфія дочетвертичних відкладів	40
2.2.2 Стратиграфія четвертинних відкладів	44
2.3 Геодинаміка та магматизм Чорного моря.....	46
2.4 Тектоніка	47
2.4.1 Тектоніка палеозойських і мезозойських відкладів	48
2.4.2 Неотектоніка.....	50

2.5 Історія формування западини Чорного моря	56
Висновки до розділу 2.....	58
РОЗДІЛ 3. РАЙОН РОБІТ, МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	60
3.1 Район робіт і матеріали.....	60
3.1.1 Район робіт.....	60
3.1.2 Матеріали і методика.....	65
Висновки до розділу 3.....	73
РОЗДІЛ 4. ПОХОДЖЕННЯ ГЛИБИННИХ ФЛЮЇДНИХ ПОТОКІВ ТА ЇХ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧНА МОДЕЛЬ.....	75
4.1 Геофізичні докази.....	76
4.2 Геолого-структурні докази.....	80
4.3 Газогеохімічні докази	85
4.4 Мінералогічно-термобарогеохімічні докази	96
4.5 Хіміко-ізотопні докази.....	110
4.6 Біоіндикаційні докази	125
4.7 Дистанційні (супутникові) докази.....	133
4.8 Кількісно-геолого-генетична модель	136
Висновки до розділу 4.....	138
РОЗДІЛ 5. НАПРАВЛЕНО-РАНГОВИЙ ПІДХІД ДО ПРОГНОЗУВАННЯ ВУГЛЕВОДНЕВИХ СКУПЧЕНЬ НА ОСНОВІ ТЕОРІЇ ФЛЮЇДОГЕНЕЗУ.....	141
Висновки до розділу 5.....	149
ВИСНОВКИ.....	153
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	156
ДОДАТКИ.....	175

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

BSL - Below sea level (нижче сучасного рівня моря)
CID - Charge Injection Device (пристрій для введення заряду)
CMOS - Complementary Metal-Oxide-Semiconductor (доповнюючий метал-оксид-напівпровідник)
MHR - Methane to Higher Hydrocarbon Ratio (співвідношення метану до гомологів)
SLSTR - Sea and Land Surface Temperature Radiometer (радіометр температури поверхні моря та суходолу)
TIR - Thermal infrared radiation (теплове інфрачервоне випромінювання)
TIRS - Thermal Infrared Sensor (тепловий інфрачервоний сенсор)
WG - Western Geophysical
АТФ - Аденозинтрифосфат
ГІС - Геоінформаційна система
ГП - Геологічне підприємство
ГФП - Глибинні флюїдні потоки
ДАТ - Державне акціонерне товариство
ДГП - Державне геологічне підприємство
ДЗЗ - Дистанційне зондування землі
ДРГП - Державне регіональне геологічне підприємство
ЄКО - Ємність катіонного обміну
ЗЧЗ - Західно-Чорноморська западина
ІГГК - Інститут геології і геохімії горючих копалин
ІГМР - Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ІЗВ - Інверсно зважена відстань
ІЗП - Індуктивно-зв'язана плазма
ІМБ НАНУ - Інститут морської біології НАН України
ЛПМ - Ломоносовський підводний масив

МОН - Міністерство освіти і науки

НАН - Національна академія наук

НДЛ-З - Лабораторія морської геології, геохімії та палеонтології Одеського національного університету імені І. І. Мечникова

ОНУ - Одеський національний університет імені І. І. Мечникова

ОСЗР - Одесько-Синопська зона розломів

СГТ - Спільна глибинна точка

СЄП - Східноєвропейська платформа

ТД - Труби дегазації

УкрНЦЕМ - Український науковий центр екології моря

ВСТУП

Актуальність теми дослідження. Чорне море є найбільшим природним резервуаром метану на Землі. За даними, розрахованими John D. Kessler et al. (2006), щороку з його дна у водну товщу вивільняється близько 4,95–5,65 Тг метану (1 Тг = 10^{12} г). За іншими оцінками (Созанський, 2013), у водах Чорного моря міститься приблизно 80 млрд м³ метану. З огляду на постійне оновлення вод Чорного моря внаслідок водообміну з Середземним морем і надходження прісної води від річок (Дунай, Дніпро, Дністер та ін.), можна припустити наявність значного висхідного потоку метану з надр.

За даними щодо історії геологічного розвитку басейну Чорного моря, починаючи з кінця еоцену і до сьогодення, дно басейну перебуває в умовах стиснення, внаслідок чого воно розбите численними розломами та тріщинами (Никишин та ін., 2001). Розривні тектонічні порушення формують ослаблені зони в осадовому чохла й виконують роль «димоходів», якими до поверхні дна піднімаються фільтраційні потоки газу, переважно метану. Потужна дегазація надр відбувається за рахунок струменевих виділень (холодних сипів), грязьових вулканів та мікробіологічних процесів у всьому діапазоні глибин (Шнюков & Янко, 2014).

Величезний інтерес до дегазації дна Чорного моря видно зі значної кількості національних та міжнародних проєктів (Шнюков та ін., 2013). З національних проєктів можна згадати науково-технічний проєкт «Газовий вулканізм дна Чорного моря як пошукова ознака газогідратних покладів та традиційної вуглеводневої сировини» у рамках цільової програми НАН України «Мінеральні ресурси України та їх видобуток». Серед міжнародних проєктів важливими є європейські проєкти п'ятої та шостої рамкових програм METROL «Methane Flux Control in Ocean Margin Sediments» (2002-2005 pp.), ASSEMBLAGE «Assessment of the Black Sea sedimentary system since the Last Glacial Extreme», «Contribution of high-intensity gas seeps in the Black Sea to Methane Emission to the atmosphere» (2003-2005 pp.), HERMES «Hot spot ecosystem research on margins of European Seas» (2006-2009 pp.), а також німецька національна геотехнологія

METRO «Methane and methane hydrates within the Black Sea: Structural analyses, quantification and impact of a dynamic methane reservoir» (2004-2007 pp.), ESONET «The European Sea Floor Observatory Network» (2003-2004 pp.) та низка інших.

Саме це забезпечує своєчасність і **актуальність** вивчення прояв вуглеводневої дегазації в донних відкладах північно-західного шельфу Чорного моря та їх генетичну інтерпретацію. Цьому сприяють унікальні геолого-структурні характеристики північно-західного шельфу Чорного моря, які вирізняють його від інших частин шельфу. Це найширший (125-240 км) шельф у басейні, який становить 60-70% від загальної геоморфологічної провінції шельфу або близько 20% від загальної площі Чорного моря (Panin & Jira, 1998).

У межах шельфу виявлено понад 200 антиклінальних і купольних структур, частина з яких вже дали промислові притоки газу. Крім того, наявність численних газових сипів, факелів, грязьових вулканів і ізотопних аномалій свідчить про активну міграцію глибинних флюїдів, що підтверджує високий прогностичний потенціал району.

Відповідно до викладеного, обрана тематика дисертаційного дослідження є доцільною, актуальною та відповідає завданням Закону України № 3268-VI «Про затвердження Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року», а також Морській доктрині України, орієнтованій на стратегію розвитку України як морської держави.

Мета та завдання дослідження. Вивчення проявів вуглеводневої дегазації у донних відкладах північно-західного шельфу Чорного моря у вигляді глибинних флюїдних потоків (ГФП), ознак їх розвантаження та генетичної інтерпретації отриманих матеріалів.

Для досягнення поставленої мети сформульовано такі основні завдання:

1. Проаналізувати сучасний стан вивчення проявів вуглеводневої дегазації у формі ГФП та ознак їх розвантаження в морських і океанічних басейнах з урахуванням актуальних геологічних даних.

2. Охарактеризувати основні риси геологічної будови північно-західного шельфу Чорного моря як регіону активного прояву ГФП, з виокремленням структурних елементів, пов'язаних з їхнім виходом.

3. Обґрунтувати вибір методів дослідження та описати аналітичну базу, використану для виявлення та інтерпретації ознак вуглеводневої дегазації у донних відкладах.

4. Підтвердити глибинну природу походження та склад ГФП на основі отриманих аналітичних результатів.

5. На основі 1-4 створити кількісно-генетичну модель розвантаження проявів вуглеводневої дегазації у формі ГФП в осадовому чохлі північно-західного шельфу Чорного моря, описану в модельних ознаках (пряме геологічне завдання).

6. На основі розробленої моделі сформулювати методологію вирішення зворотного геологічного завдання, тобто направлено-рангового підходу до інтерпретації геолого-геофізичної інформації та використання її для прогнозування площ, перспективних на скупчення вуглеводнів у межах північно-західного шельфу Чорного моря.

Об'єкт дослідження. Прояви вуглеводневої дегазації у донних відкладах української частини північно-західного шельфу Чорного моря.

Предмет дослідження. Ознаки вертикальної міграції вуглеводнів в складі ГФП в донних відкладах.

Фактичний матеріал. Дані, отримані під час експедиційних досліджень на площах, перспективних на скупчення вуглеводнів, з бортів НДС «Антарес» (судновласник — ОНУ імені І. І. Мечникова), «Искатель» (судновласник — ДРГП «Причорноморгеологія») та «Академік Паршин» (судновласник — УкрНЦЕМ), охоплювали профілі, що перетинають площі Прадніпровську та Каркінітську, а також регіональний профіль у межах площі Гермес. Зібрані матеріали були оброблені автором у камеральних умовах із застосуванням таких методів: інтерпретація сейсморозвідувальних даних (Western Geophysical), газова хроматографія, ізотопний і

хімічний аналізи, рентгено-дифрактометрія, дослідження флюїдних включень у мінералах, а також біоіндикація за мейобентосом (форамініфери, остракоди).

Методи дослідження. Мультидисциплінарне вивчення включає інтерпретацію геофізичної інформації, газову хроматографію, мінералогічний та термобарогеохімічний аналіз, хімічний та ізотопний аналіз біогенного карбонату, просторовий та таксономічний аналіз сучасного мейобентосу та його статистичну обробку методом кореляційного аналізу, і дистанційне (супутникове) зондування землі.

Кореляційний аналіз сучасного мейобентосу та усіх отриманих параметрів було проведено за допомогою програмного забезпечення «Primer 5». Проаналізовані дані включали гідрологічні (солоність, температура, рН донних вод), седиментологічні (розмір зерен та C_{org} донних відкладень), ізотопні ($\delta^{13}C$ у черепашках форамініфер та мушлях моллюсків), газогеохімічні вуглеводневі гази та мейобентосні (чисельність форамініфер та щільність нематод, а також просте різноманіття обох груп) параметри.

Перед аналізом дані спочатку були логарифмічно нормалізовані (щоб зробити розподіл інтенсивності більш симетричним), потім стандартизовані (щоб зробити різні зразки більш порівнянними один з одним). Кореляції між параметрами вважалися значущими, якщо коефіцієнт кореляції $R \geq 0,6$ при $p < 0,05$ та 95% довірчих межах.

Достовірність та наукова новизна одержаних результатів. Достовірність одержаних результатів ґрунтується на значному обсязі фактичного матеріалу (158 проб, відібраних за профілями на трьох ділянках шельфу, виділених за допомогою геофізичних методів), зібраного кафедрою загальної та морської геології Одеського національного університету імені І. І. Мечникова безпосередньо під час морських експедиційних досліджень. Оброблення матеріалу здійснювалося із застосуванням сучасних методик та ГІС-технологій, що дозволило визначити просторовий розподіл газових вуглеводнів у донних відкладах у межах досліджених ділянок.

Цінність роботи полягає у проведенні мультидисциплінарного аналізу донних відкладів з ціллю виявлення в них ознак вуглеводневої дегазації у формі ГФП, визначених кількісно-генетичними показниками, зафіксованими геофізичними,

геолого-структурними, газогеохімічними, мінералого-термобарогеохімічними, хімічними, ізотопними, біоіндикаційними та дистанційними (супутниковими) методами.

Достовірність сформульованих висновків забезпечується надійним вибором мультидисциплінарних методологічних підходів з коректним використанням як наукового, так і емпіричного матеріалу. Обсяг, якість та комплексність залучених даних, а також ретельність їхнього аналізу створюють надійне підґрунтя для високої наукової вірогідності та обґрунтованості результатів дисертаційного дослідження.

Наукова новизна отриманих результатів для північно-західного шельфу Чорного моря.

На основі комплексу мультидисциплінарних методів, аналітично та кількісно обґрунтовано ознаки вуглеводневої дегазації у формі ГФП в донних відкладах.

Розроблено кількісно-генетичну модель ГФП, описану через систему модельних геолого-геофізичних, газогеохімічних, мінералогічних, хіміко-ізотопних та біоіндикаційних ознак, які дозволили:

- підтвердити наявність у складі ГФП метану, його гомологів, алкенів і ацетилену;
- засвідчити здатність глинистих мінералів до сорбції вуглеводневих газів;
- вивчити типоморфізм хімічного складу біогенного карбонату у мушлях *Mytilus galloprovincialis* (Lamarck, 1819) та виявити хімічні елементи, які були захоплені організмами під час їх росту у зоні впливу ГФП;
- зафіксувати зміни $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ в черепашках форамініфер *Ammonia tepida* (Cushman, 1926) та мушлях молюска *Cardium (Cerastoderma) edule* (Linnaeus, 1758) як показника флюїдного потоку.
- простежити зміни в просторовому та таксономічному розподілі мейобентосних організмів (форамініфери, нематоди) як індикаторів генезису метану (біогенний чи абіогенний).
- ідентифікувати території перспективні на скупчення вуглеводнів в осадовому чохлі.

У теоретичному плані галузі науки, залучені в дисертаційне дослідження, отримала нові знання. Теорія глобального флюїдогенезу збагатилася новими доказами існування і значущості абіогенного різновиду в загальному балансі метану, шляхів його проходження через осадовий чохол та моніторингу забруднення морських акваторій вуглеводнями з урахуванням того, що абіогенні вуглеводневі гази постійно виділяється з надр Землі, є відновлюваним, і тому постійно забруднює морське середовище, разом з тим робить скупчення вуглеводнів у надрах шельфу морів невичерпними. Отримана інформація про типоморфні ознаки біогенного кальциту мушлів молюсків, ізотопного складу черепашок форамініфер, та інші параметри в зонах розвантаження ГФП забезпечила додаткові дані про генезис метану та можливості їх використання при пошуково-розвідувальних робіт на вуглеводні.

Практичне значення роботи полягає в створенні кількісно-генетичної моделі проявів вуглеводневої дегазації у формі ГФП, зафіксованих в донних відкладах, яка зможе бути використаною як інструмент розв'язання прямої геологічної пошукової задачі. У прикладному аспекті описані модельні ознаки функціонуватимуть як робочі критерії при проведенні пошуково-розвідувальних робіт на перспективних територіях, тобто для розв'язання зворотної геологічної задачі — прогнозування територій перспективних на скупчення вуглеводнів. На цій основі запропонований спосіб направлено-рангової кореляції геолого-геофізичної інформації, захищений патентом України, дозволить підвищити ефективність виявлення територій перспективних на пошуки скупчень вуглеводнів в осадовому чохла морів та океанів.

Особистий внесок здобувача. Автор здійснив різноманітний аналіз зразків донних відкладів, отриманих під час морських експедицій різних років кафедри загальної та морської геології ОНУ імені І.І. Мечникова та провів аналітичну обробку зібраних матеріалів, статистичний аналіз, побудову карт і схем вивчених територій, розробив методичний алгоритм та визначив послідовність дослідницьких етапів.

Апробація результатів. Основні положення опубліковано в журналах як тих, що входять до наукометричної бази даних Scopus (1 ст.), так і в фахових українських

виданнях (5 ст.), а також представлено в численних доповідях на міжнародних конференціях.

Зв'язок з науковими програмами. Робота виконана в межах держбюджетних тем (за підтримки МОН України) кафедри загальної та морської геології (нині кафедра морської геології, гідрогеології, інженерної геології та палеонтології) та науково-дослідної лабораторії НДЛ-3 морської геології, геохімії та палеонтології ОНУ ім. І.І. Мечникова: Розробка прогнозних критеріїв пошуків скопчень вуглеводнів у Чорному морі на засадах теорії флюїдогенезу (№0119U002196); Вивчення розвантаження глибинних флюїдних потоків на дні Чорного моря з метою оцінки безпеки мореплавства (№0122U001832); Метан у Чорному морі (№0115U003212); та міжнародного проєкту EU-FP6 HERMES «Hotspot Ecosystems Research on the Margins of European Seas» (науковий керівник проф. В.В. Янко).

Об'єм та структура роботи. Дисертація загальним обсягом 188 сторінок складається зі вступу, 5 розділів, висновків, списку літератури, додатків. В роботі наведено список абревіатур, 49 ілюстрацій, 12 таблиць. Список літератури зі 171 найменувань створено відповідно до APA STYLE (Шайгородський, 2024).

Подяка. Щиро висловлюю глибоку подяку своєму науковому керівнику — доктору геолого-мінералогічних наук, професору, багаторічному завідувачу кафедри загальної та морської геології Янко Валентині Венедиктівні за високий професіоналізм, постійну підтримку, цінні поради та неоціненну допомогу під час написання дисертаційної роботи.

Висловлюю вдячність кандидату геолого-мінералогічних наук, професору Кадуріну Володимиру Миколайовичу за щедре ділення своїм досвідом та суттєву допомогу в обробці й аналітичному осмисленні різнопланової наукової інформації.

Висловлюю щирю подяку Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України за неоціненну допомогу у визначенні стабільних ізотопів вуглецю та кисню. Окрема подяка — директору ІГМР НАН України Пономаренку Олександру Миколайовичу, доктору геолого-мінералогічних наук, професору Загнітку

Василю Миколайовичу, а також Морозу Володимиру Сергійовичу та Проскурко Любові Іванівні.

Глибоко вдячна інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, зокрема члену-кореспонденту НАН України, професору, доктору геологічних наук Наумку Ігорю Михайловичу за допомогу в аналізі флюїдних включень на досліджуваних ділянках.

Окрема подяка Науково-дослідній лабораторії морської геології, геохімії і палеонтології (НДЛ-3) Одеського національного університету імені І.І. Мечникова за надані матеріали донних відкладів, що були використані для проведення хімічного та ізотопного аналізу.

Також щиро дякую кандидату геологічних наук Євтехову Євгену Валерійовичу за вагоме сприяння в проведенні аналізів та інтерпретації результатів комплексного аналізу хімічного складу черепашок.

Сердечно дякую Інженерному центру об'єднання державного геофізичного підприємства «Укргеофізика» за надані часові розрізи «Western Geophysical», які стали важливою складовою дослідження.

РОЗДІЛ 1. СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕННЯ УМОВ ДЕГАЗАЦІЇ НА ДНІ ЧОРНОГО МОРЯ

Розвантаження ГФП на дні Чорного моря є складовою глобального процесу загальної дегазації Землі, що визначає геологічний і біологічний розвиток планети. Сучасна концепція флюїдного літогенезу передбачає кон- і постседиментаційне вторгнення ГФП на різних стадіях їхньої геодинамічної еволюції та має ключове значення для встановлення основних особливостей локалізації скупчень вуглеводнів і визначення їхніх пошукових критеріїв та пошуково-розвідувальних ознак (Чепіжко та ін., 2020 а).

Північно-західна частина шельфу Чорного моря є одним з пріоритетних геоструктурних регіонів для геологорозвідувальних робіт у Південному нафтогазоносному регіоні, з яким пов'язують перспективи нарощування вуглеводневого потенціалу (Чепіжко та ін., 2020 а). Саме тому розуміння генезису такого потенціалу є одним з ключових в питанні пошуково-розвідувальних робіт в Чорному морі.

1.1 Абіогенна (неорганічна) гіпотеза утворення вуглеводнів

Проблема походження, міграції та акумуляції вуглеводнів є однією з фундаментальних у нафтогазовій геології, оскільки лише на основі їх глибокого розуміння можна здійснювати науково обґрунтоване прогнозування місць залягання вуглеводневих родовищ (Білецький та ін., 2019).

Дотепер не існує єдності думок навіть у базовому питанні — щодо органічної чи неорганічної природи походження вуглеводнів. Багато років переважала версія, згідно з якою вуглеводні утворюються з решток живої матерії. Але розвиток нафтової геології та незаперечні приклади існування родовищ вуглеводнів, що виникли неорганічним шляхом, призвели до швидкого розвитку теорії їхнього глибинного походження. Хоча слід зазначити, що основи теорії цього процесу вивчалися вже понад сто років.

У результаті багаторічних досліджень багатьох поколінь геологів (Д. І. Менделєєв, В. І. Вернадський, В. Б. Порфір'єв, І. І. Чебаненко, В. К. Гавриш, М. О. Кудрявцев, М. Б. Вассоевич, П. М. Кропоткін, О. Є. Конторович та інші) у нафтогазовій геології сформувалися два основні підходи до розуміння генезису вуглеводнів: органічна (біогенна) та неорганічна (абіогенна).

Згідно з абіогенною гіпотезою, джерелом вуглеводнів є ГФП, які надходять із мантії Землі або нижніх шарів Земної кори. За сприятливих структурно-геологічних умов вони мігрують у пористо-тріщинуваті колектори та накопичуються в пастках, формуючи скупчення вуглеводнів в товщах земної кори (Багрій та ін., 2022).

Гіпотеза абіогенного походження нафти була вперше висловлена Олександром фон Гумбольдтом на початку XIX століття. У 1804 році, спостерігаючи нафтові джерела в районі Кумана (сучасна Венесуела), Гумбольдт припустив, що нафта є продуктом глибокої дистиляції, що виходить із первинних порід, розташованих під зонами вулканічної активності. Це стало одним із перших наукових формулювань гіпотези абіогенного походження нафти (Шаталов, 2020).

Пізніше А. Біассон, С. Клоєць, Д. Менделєєв висунули власні припущення, що ґрунтувалися на результатах лабораторних експериментів із неорганічного синтезу вуглеводнів (Buryan, 2013; Нестеровський & Богатиренко, 2021). Так, Д. І. Менделєєв висловив припущення, що нафта може формуватися в природі внаслідок не пов'язаних з органічною речовиною хімічних процесів. Свою ідею він обґрунтовував експериментами, у яких шляхом взаємодії сірчаної кислоти з вуглецевмісним чавуном утворювалися водень і ненасичені вуглеводні. У 1876 році вчений представив гіпотезу, над якою працював ще в Одесі під час дослідження геології Північного Причорномор'я. Згідно з цією гіпотезою, у процесі орогенезу вода може проникати вглиб земної кори по тріщинах і розломах. Потрапляючи в надра, вона взаємодіє з карбідами заліза за високих температур і тиску, що призводить до утворення оксидів заліза та вуглеводнів, зокрема етану. Ці продукти реакції потім мігрують до верхніх шарів земної кори й

накопичуються в пористих породах, утворюючи вуглеводневі скупчення (Mendeleev, 1877).

У ХХ столітті М. Кудрявцев (1973), В. Порфір'єв (1959) та П. Кропоткін (1986) значно розширили та поглибили ці гіпотези. Згідно з їх уявленням, вуглеводні утворюються в мантії Землі та мігрують до поверхні через глибинні розломи.

Одним із найбільш активних розробників абіогенної гіпотези був П. М. Кропоткін, який вважав, що вуглеводневі сполуки надходять в осадовий шар літосфери внаслідок мантійної дегазації. Він запропонував модель, згідно з якою у земній корі та верхніх шарах мантії існують дві геосфери: верхня — оксисфера, що простягається на кілька кілометрів у глибину, і нижня — редуктосфера, яка досягає глибини до 150 км і характеризується відновлювальними умовами. У цій нижній зоні під флюїдно-газовою фазою накопичується значна кількість водню, метану, гелію, нітрогену, водяної пари, оксиду вуглецю та сірководню. Вихід цих газів через глибинні розломи у верхні горизонти, де вони затримуються в осадових породах-резервуарах, може призводити до утворення скупчень природного газу, нафти та газоконденсату (Кропоткін, 1986).

У сучасній науковій літературі існує низка гіпотез щодо абіогенного генезису вуглеводнів. Зокрема, в рамках концепції, розробленої М. О. Кудрявцевим, В. Б. Порфір'євим та іншими дослідниками, передбачається можливість синтезу вуглеводнів безпосередньо з гідрогену й карбону в глибоких земних надрах. Цей процес може відбуватися за умов високого тиску й температур, а також за участі каталізаторів — оксидів металів, таких як Fe і Ni. Поштовхом для виникнення подібних теорій стали відкриття елементарного карбону та карбідів важких металів у кристалічних породах ультраосновного складу (зокрема в перидотитах), аналогічних за складом до метеоритів. Такі породи містять також воду, водень, оксид вуглецю (CO) і карбонатну кислоту, що створює сприятливе середовище для хімічних реакцій, здатних генерувати вуглеводні (Кудрявцев, 1973; Порфір'єв, 1959, 1977).

І.В. Грінберг (1971) розвинув ці ідеї. Він запропонував, що CH , CH_2 , CH_3 можуть утворюватися внаслідок розкладу карбонатів і води при температурах понад 700°C у

верхній мантії або глибоких шарах земної кори. Ці радикали, залежно від їх співвідношення, можуть синтезувати різні типи вуглеводнів: алкани, циклоалкани або арени. Е. Б. Чекалюк (1971) вважав, що вуглеводні можуть формуватися при температурах понад 1200 °С внаслідок відновлення води та вуглекислого газу за участю оксидів заліза. Прихильники абіогенного походження нафти також посилаються на реакцію Фішера-Тропша, згідно з якою вуглеводні утворюються з оксиду карбону та водню за наявності каталізаторів, таких як Co, Ni або Pt (Mamontova et al., 2022). У лабораторних умовах за цією реакцією були синтезовані н-алкани, алкени, ізоалкани та арени, хоча нафтени та ізопреноїдні вуглеводні, характерні для природної нафти, поки не вдалося отримати таким шляхом. Додатковим аргументом на користь ендегенного походження природних вуглеводневих газів є високий вміст в них гелію та водню, а також їх ізотопний склад. Співвідношення ізотопів $^3\text{He}/^4\text{He}$ слугує індикатором мантійного компонента: для радіогенного гелію корового походження це співвідношення становить близько 10^{-8} , тоді як для мантійного — близько 10^{-5} . Наявність домішок гелію ювенільного генезису в природних газах свідчить про можливу присутність мантійного метану (Нестеровський & Богатиренко, 2021).

1.2 Глобальний флюїдогенез та його докази

Друга половина XX століття та перша чверть XXI століття ознаменувалися відкриттям нового глобального геологічного процесу, пов'язаного з дегазацією глибоких геосфер і формуванням глибинних інтрамантійних та інтракорових водневих потоків (флюїдів), які, зрештою, стали причиною утворення абіогенних вуглеводнів. Поняття «флюїд» у геологічному контексті вказує на речовину, що має високу рухливість, невпорядковану структурну організацію та властивість текучості. Йдеться як про леткі газоводні розчини, так і про магматичні розплави — зокрема силікатні, сольові чи карбонатні. Усі вони можуть відігравати роль флюїдів у процесах глибинного мінералогенезу (Матковський та ін., 2021). Прийняття цієї гіпотези дозволяє переосмислити природу та історію формування родовищ нафти й газу, розглядаючи їх

як поновлювані (регенеровані) ресурси, що фактично робить їх невичерпними. На сьогодні ця гіпотеза активно розробляється, з'являються нові дані, і зі зростанням обсягу знань вона поступово переходить у ранг теорії глобального флюїдогенезу (Лукин, 1999; Наумко & Калюжний, 1996; Геворк'ян & Сокур, 2012; Лукин, 2017; Коболев, 2017; Рудько & Соболев, 2020).

Початкові концепції флюїдогенного походження вуглеводнів базуються на уявленнях про формування нафтоподібних систем у високотемпературному та високотисковому середовищі астеносфери мантиї з подальшою їх міграцією через земну кору. У межах цієї гіпотези було запропоновано модель мінералонафтидогенезу, яка передбачає синтез як вуглеводневих сполук, так і мінералів у системі маґма — літосфера. Основна увага при цьому приділяється зональним порушенням у земній корі, де під впливом високотемпературного й високотискового абіогенного флюїду відбувається мінерало- та вуглеводнеутворення. Такий підхід розглядається як один із напрямів полігенетичної концепції походження природних вуглеводнів (Наумко, 2020).

1.2.1 Флюїдні включення

Поняття «флюїдні включення» почали використовувати ще з 1956 року. Їх вивчення дозволяє простежити зміну термобаричних і геохімічних умов у часі та просторі, а також деталізувати формування глибинних порід і парагенезисів у різних шарах земної кори. Аналіз флюїдних включень дозволяє реконструювати флюїдні режими формування рудних, мінеральних та вуглеводневих систем як частини єдиного геодинамічного процесу (Чебаненко, 1999). Якщо мінерали фіксують хімічну еволюцію середовища, то включення відображають зміну умов флюїдного мінералогенезу.

Склад флюїдних включень в мінералах вивчається з допомогою термобарогеохімії (або мінералофлюїдології), яка являє собою важливий кардинально новий теоретико-методологічний і методичний науково-прикладний напрям у геологічній науці, що вивчає має понад 150-річну історію розвитку (Матковський та ін. 2021). Значний імпульс цьому напрямку надали дослідження М. П. Єрмакова, проведені в середині XX століття у Львівському університеті (Єрмаков, 1949; 1950). Подальше

розгортання досліджень відбулося в наукових установах НАН України у Львові та Києві упродовж 1950-1980-х років, коли Україна відігравала провідну роль і їх вивченні на міжнародному рівні. Вагомий внесок у становлення цього наукового напрямку зробили школи професорів В. Калюжного та О. Петриченка, які започаткували нові методики досліджень і сформували значну емпіричну базу даних (Возняк та ін., 2019). Ці напрями й надалі активно розвиваються, зокрема у відділі мінеральних флюїдів ІГМР імені М.П. Семененка НАН України.

Важливість вивчення флюїдних мікровключень, зафіксованих в мінералах, полягає в тому, що вони по суті являють собою природні мікросистеми, які зберігають незмінений хімічний склад середовища, в якому відбувалося кристалоутворення мінералу та його асоціацій (Калюжний, 1982). Ці мікровключення допомагають встановити характеристики процесів глобального флюїдоутворення: від визначення джерел походження флюїдів до вивчення умов їхньої трансформації, міграції, фізико-хімічного стану та складу. Вони дозволяють отримати кількісні оцінки температури, тиску, хімічного складу, а також значення кислотно-лужного балансу й окисно-відновного потенціалу, що лежать в основі інтерпретації генезису мінералів (Наумко & Калюжний, 1996), і тим самим дозволяють реконструювати термобаричні та геохімічні умови мінералоутворення у межах різних структур земної кори — від осадових до мантийних порід. Таким чином, флюїдні мікровключення є ключовими маркерами для розуміння процесів дефлюїдизації, петрогенезу, формування рудних і нафтогазових систем.

На сучасному етапі без вивчення мінералотворних флюїдів та аналізу флюїдних включень в аутигенних мінералах неможливо комплексно оцінити умови утворення мінеральних асоціацій і покладів корисних копалин. Вони виступають джерелом інформації щодо генезису ГФП, які супроводжують утворенням вуглеводнів та відповідних геохімічних ореолів.

Одержані результати з мінерагенічних провінцій, нафтогазоносних регіонів України дозволили визначити ключові напрями подальших досліджень. Одним із

найбільш актуальних серед них є вивчення вуглецевих сполук глибинного походження та участь мантийних флюїдів у мінералоутворенні в земній корі (Наумко та ін., 2000).

Матковським та ін. (2017) було доведено прикладну ефективність термобарогеохімічних досліджень для прогнозно-пошукових і розвідувальних робіт.

1.2.2 Форми розвантаження глибинних флюїдів на дні Чорного моря

Першу згадку про викиди метану на північно-західному шельфі Чорного моря зроблено С.П. Поповим (1928). Залежно від морфології та геодинамічного контексту, для опису флюїдних проявів у науковій літературі використовують різноманітну термінологію (Shnyukov & Yanko-Hombach, 2020). Нижче розглянемо основні з них (рис. 1.1).

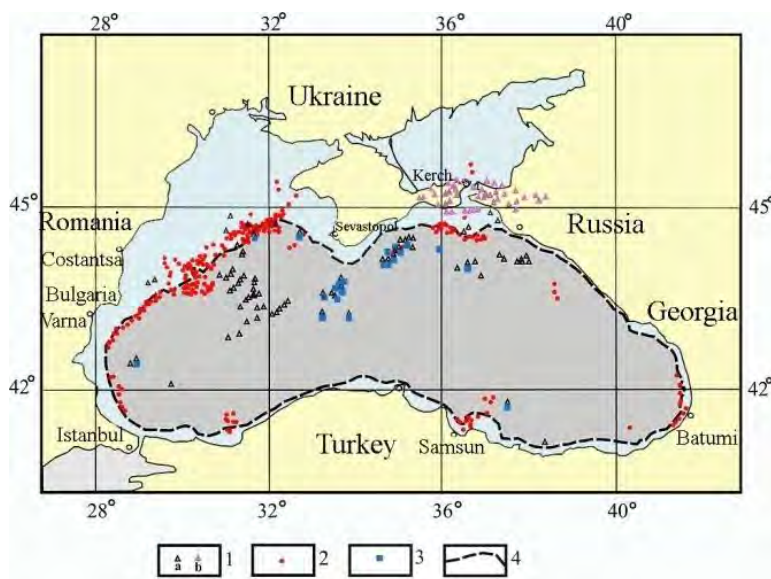


Рисунок 1.1 - Карта поширення: 1а - морські грязьові вулкани; 1б - берегові грязьові вулкани; 2 - сипи; 3 - газогідрати; 4 - кромка шельфу (Shnyukov & Yanko-Hombach, 2020)

Грязьові вулкани — це різнотипні геоморфологічні утворення, які характеризуються періодичним або постійним викидом на поверхню газонасичених грязьових мас, що нерідко супроводжуються водою та вуглеводнями. Питання про їх походження у Чорноморському регіоні ставляться та обговорюються вже більше як два століття. Воскобойников & Гур'єв (1832) були першими дослідниками Таманських грязьових вулканів, вони припустили, що існування грязьових вулканів можна пояснити

підвищенням тиску газів внаслідок їх вертикальної міграції в осадові товщі. Абих (1839) висунув принципово іншу ідею, пов'язуючи грязьові вулкани з лавовим вулканізмом, глибинними розломами та магматичними вогнищами в цілому. Подальші дослідники або відстоювали й деталізували, або спростовували ці гіпотези.

Більшість фахівців, однак, схильні визнавати генезис грязьових вулканів виключно в осадових товщах за рахунок накопичення вуглеводневих газів і їх міграції по тектонічних тріщинах (наприклад, Архангельський 1925; Белоусов & Яроцький 1936; Губкін 1937; Федоров 1939; Якубов & Зейналов 1964; Калінко, 1960; Алієв та ін., 2004).

Обговорювався зв'язок грязьових вулканів з глибинними розломами, фіксувалися відмінності у складі газу між грязьовими і магматичними вулканами, заперечувався зв'язок грязьових вулканів з магматичними джерелами.

Губкін (1937) запропонував зв'язок грязьового вулканізму з діапіризмом. Це положення отримало майже загальне визнання. Дискусія, однак, тривала багато років, і подальші дослідження накопичили чимало нових фактів, які було важко пояснити. З огляду на ці ранні ідеї, погляди Кропоткіна & Валяєва (1980), Дмитрієвського & Валяєва (2002, 2010), Летнікова та ін. (2010), Лукіна (2014) та інших виглядають доволі новаторськими та актуальними.

Ці автори висунули гіпотезу про «холодну» (немагматичну) вуглеводневу дегазацію Землі як основну причину розвитку грязьового вулканізму. Вони припускають, що масштаб глибокої дегазації Землі має бути величезним, а планетарну еволюцію Землі слід розглядати як монотонно згасний і загальний процес, що включає безперервне виснаження компонентів рідини вгору через осадовий покрив. Основою флюїдів є водень, і виділяють дві різні рідинні системи: воднево-вуглецеву та сірководневу, які зароджуються на різних глибинах у рідкому ядрі. Виділення газових потоків, або шлейфів, може тривати мільйони років. По суті, шлейфи водню взаємодіють з кисневою матрицею, виділяють тепло і досягають верхніх шарів літосфери. У своїй колективній роботі вищевказані автори отримали докази, що підтверджують їхню гіпотезу.

Виявилося, що коріння чорноморських грязьових вулканів сейсмографічно можна простежити в мезозойських відкладеннях і навіть глибше. Один з вулканів — Мантийний — має коріння, що досягають поверхні Мохо. Можна припустити, що в міру технічного вдосконалення зв'язок грязьових вулканів з мантиєю буде чітко встановлений (Shnyukov & Yanko-Hombach, 2020). Було ідентифіковано значну кількість тектонічних порушень, що тягнуться корінням до самого фундаменту. Зокрема, для одного з таких вулканічних об'єктів було виявлено канал дегазації, що простягається нижче межі Мохо, на глибину понад 21 км від поверхні морського дна (Шнюков & Коболев, 2018). Виявлені геоструктури стали вагомим доказом активної взаємодії глибинних флюїдів з осадовим чохлом. Автори вважають, що коренева частина окремих грязьових вулканів простягається не лише у фундамент, але й сягає мантийного рівня.

Це дає підстави стверджувати, що потужний висхідний флюїдний потік, який проривається з мантиї, здатен дестабілізувати всю осадову товщу, створюючи умови для формування діапирових структур, особливо в майкопських відкладах.

Струменеві викиди (сипи, фонтани, факели) на дні Чорного моря (затока Балчик, Болгарія) вперше згадали Димитров та ін. (1979). Пізніше вони були виявлені на північно-західній кромці шельфу і верхній частині континентального схилу на рівні початку безкисневої зони Чорного моря (Полікарпов & Егоров, 1989). З кінця минулого століття відбулося різке зростання їх мультидисциплінарних досліджень і сьогодні дослідження здебільшого зосереджені на локалізації, просторовому розподілі, екологічній ролі, внеску в утворення газогідратів, бактеріальне окиснення метану та утворення мікробних накопичень у безкисневих водах та визначення віку й генезису метану (Shnyukov & Yanko-Hombach, 2020). Нині відомо кілька тисяч струменевих викидів, які демонструють безпрецедентну газовіддачу дна Чорного моря.

Повільні просочування (труби дегазації). Вуглеводні, піднімаючись з глибших горизонтів, заповнюють природні резервуари (колектори), розташовані на різних структурних рівнях. Згідно з Шнюковим та ін. (2021), абіогенний метан переноситься

флюїдами, що рухаються вгору з верхньої мантії вздовж тектонічних розривів, що служать постійно діючими каналами (дегазаційними трубами). На морському дні їх виходи виражені ізометричними ділянками з тривало існуючими підвищеними поповнюваними концентраціями метану, але без витоків (Шнюков та Янко-Хомбах, 2020). Глибинне походження флюїдного метану також підтверджується витоками газу над кристалічними породами підводного масиву Ломоносова, на південь від Криму, а також ізотопним та хімічним складом карбонатних утворень у північно-західній частині моря (Шнюков та ін., 2013). ТД можуть бути розглянуті як прогностні критерії для виявлення території на яких можуть формуватись вуглеводневі скупчення. При цьому слід враховувати що сама ТД, як правило не може свідчити про наявність вуглеводневого покладу. Взаємодія цих двох об'єктів має більш складну природу.

Для розв'язання цього питання у 2019 році на базі ОНУ імені І. І. Мечникова за фінансовою підтримкою МОН України було розпочато виконання науково-дослідного проекту за темою: «Розробка прогностичних критеріїв для виявлення покладів вуглеводнів у Чорному морі на основі теорії флюїдогенезу». Особливістю цього дослідження стало комплексне врахування причинно-наслідкових зв'язків між прогностичними критеріями та пошуковими ознаками флюїдної активності.

До основних критеріїв та ознак було віднесено прояви глибинних флюїдопотоків, зафіксовані через грязьовулканічні структури, специфічні геохімічні характеристики донних відкладів, флюїдні включення у мінералах, особливості біоценозів і ізотопні властивості оболонок форамініфер.

У межах проекту було розроблено інноваційний підхід, заснований на теорії флюїдогенезу, що передбачає наведено-рангову інтерпретацію геолого-геофізичної інформації. Ключовим елементом цієї методики стало узгоджене зіставлення шести інформаційних рангів, кожен з яких відображає певний рівень геологічного аналізу. Системна кореляція цих ознак дала змогу сформувати цілісну модель потенційних структур флюїдопереносу, що були умовно окреслені як «труби дегазації».

У розробці та реалізації цього наукового проєкту безпосередню участь брав і автор даної дисертаційної роботи.

Купольні структури. У 1994 році було проведено масштабні регіональні сейсморозвідувальні дослідження на північно-західному та Керченсько-Феодосійському шельфах Чорного моря, а також на континентальному схилі та в глибоководній западині в межах виняткової морської економічної зони України. За результатами обробки сейсмічних матеріалів фахівцями було виконано узагальнену інтерпретацію регіональних даних. Отримані матеріали продемонстрували ефективність застосування регіональної сейсморозвідки для уточнення геологічної будови осадового чохла в межах основних тектонічних структур першого порядку. Зокрема, це дозволило виявити та деталізувати великі локальні геоструктури купольного типу, що мають потенціал у пошуках вуглеводневих покладів (Чепіжко та ін., 2021).

Була висловлена думка, що Чорне море є найбільшим резервуаром метану на Землі. Щорічно з його дна в товщу води вивільняється близько 4,95-5,65 Тг метану ($1 \text{ Тг} = 10^{12} \text{ г}$) (Kessler et al., 2006). З огляду на постійне оновлення вод Чорного моря завдяки водообміну із Середземним морем і надходженню прісних вод від потужних річок (Дунай, Дніпро, Дністер та ін.), можна припустити наявність значного потоку метану з надр.

На думку автора, такий потужний приплив метану можуть забезпечувати ГФП, збагачені абіогенними вуглеводнями, які також можуть брати участь у формуванні вуглеводневих скупчень придатних для промислової розробки.

1.3 Докази генезису глибинних флюїдних потоків

Протягом останніх років доказами генезису ГФП займаються дослідники, які працюють в різних галузях Наук про Землю та Наук про життя (наприклад, Лукін, 2016; Лукин & Шестопапов, 2018; Наумко та ін., 2021; Yanko et al., 2024a-в). Автор дисертаційного дослідження акцентує свою увагу на декілька з них, тобто геофізичних

(наявність труб дегазації на сейсмічних профілях), геохімічних (метан, його гомологи та їх співвідношення), термобаричних (вуглеводні включення у мінералах), мінералогічних (рентген-дифрактометричних — аналіз глинистих мінералів), хімічних (типоморфізм хімічного складу мушель молюсків), ізотопних ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ черепашок форамініфер та мушлей молюсків) та біоіндикаційних (чисельний та таксономічний розподіл мейобентосу — форамініфер та нематод в зонах труб дегазації та за їх межами), які детально розглянути у відповідних розділах роботи.

1.4 Роль вивчення розвантаження ГФП для пошуків територій перспективних на скупчення вуглеводнів в осадовому чохлі

Прадніпровська структура. Ця структура вперше була оконтурена у 1987 році. Попри невеликих розмірів, її існування підтверджується зоною скорочених товщ нижньої крейди. Структура була окреслена за сейсмічними горизонтами VI і IV, що відповідали верхній юрі (?) та підосві нижньої крейди. У межах юрських відкладів її розміри сягають 20×29 км. Тут прогнозується пастка літолого-стратиграфічного типу.

Комплексна інтерпретація даних сейсмо-, електро-, граві- та магніторозвідки, а також геохімічного картування підтвердила доцільність буріння трьох свердловин. Першу параметричну свердловину (№2) закладено у 1993 році.

У рамках тематичних робіт (об'єкт 58/86-Г, 1987) встановлено, що геохімічна аномалія Прадніпровської структури пов'язана з вертикальною міграцією флюїдів зі скупчень газу та нафти в осадовому чохлі. За хвильовими характеристиками прогнозується пастка в юрських відкладах площею 420 км² і потужністю до 600 м. Її контури узгоджуються з межами геохімічної аномалії, що вказує на ймовірну нафтогазоносність. Також передбачається перспектива родовищ палеозойського віку — аналогічно до Західного Причорномор'я, де вже виявлено нафтові та газові поклади.

Буріння свердловини Прадніпровська-2 на глибині 2211 м досягло верхньоярських відкладів, які спочатку були помилково ідентифіковані як палеозойський фундамент. Через це буріння припинили, не досягнувши проектної глибини (3200 м), і девон-

карбонові горизонти не були розкриті. Ймовірно, за додаткового заглиблення на 100-150 м можна було б досягти палеозойських порід і уточнити будову східної частини Криловського прогину.

Результати буріння дозволили: скоригувати стратиграфічну прив'язку сейсмічних горизонтів; оновити структурні моделі; переоцінити перспективність юрського, крейдового, палеоцен-еоценового та майкопського комплексів у межах Каркінітського рифтогенного прогину.

Однак через відсутність надійних екранів, виражених пасток і чітких нафтогазопроявів, Прадніпровську структуру за нижньокрейдово-неогеновими відкладами наразі віднесено до малоперспективних. Водночас нафтогазонасиченість керну альбського віку потребує подальшого вивчення, зокрема щодо уточнення структур по горизонтах IIIГ, IV, VI. Ймовірно, ці прояви пов'язані з комбінованою пасткою поблизу Одеського розлому або його східного відгалуження (Нетребська та ін., 2009; Чепіжко та ін., 2020 а).

Завдання подальшого вивчення палеозойсько-юрської товщі північно-західного шельфу Чорного моря зберігає наукову та прикладну актуальність.

Висновки до розділу 1

У науковій дискусії досі зберігаються дві основні концепції генезису вуглеводнів: біогенна та абіогенна. Обидві мають свої науково обґрунтовані підходи, але останніми десятиліттями зростає зацікавленість до теорії абіогенного походження вуглеводнів, зокрема у межах концепції глобального флюїдогенезу.

Гіпотеза глобального флюїдогенезу, що базується на уявленнях про постійне вертикальне флюїдне живлення з мантії, відкрила нові горизонти в розумінні джерел і механізмів формування вуглеводневих скупчень. Вона припускає природу скупчень не лише як похідну органічної речовини, а і як результат складної взаємодії глибинних геодинамічних процесів.

Унікальні геологічні та термодинамічні умови шельфу Чорного моря, зокрема наявність грязьових вулканів, труб дегазації, метанових сипів і газогідратів, створюють

сприятливе середовище для розвантаження глибинних флюїдних потоків. Це підтверджує реальність існування абіогенних процесів генерації вуглеводнів.

Дані ізотопного аналізу та газобіохімічних досліджень свідчать про наявність як біогенного, так і термогенного метану в Чорному морі. Співвідношення гомологів метану, ізотопні характеристики та аналіз гелію ювенільного походження підтверджують участь глибинних мантийних флюїдів у формуванні газових скупчень.

Вагомий внесок у розробку концепції глибинної дегазації зробили українські дослідники (О. Лукін, П. Кропоткін, М. Кудрявцев та ін.), які розглядали дегазацію як рушійну силу не тільки у вуглеводнеутворенні, але й у мінералоутворенні загалом.

Історія та методологія досліджень термобарогеохімії, започаткованих у Львівському університеті, демонструють ключову роль флюїдних включень у мінералах як індикаторів геологічної еволюції глибинних флюїдних систем.

Результати геофізичних, геохімічних та ізотопних досліджень, а також аналіз структур (наприклад, Прудніпровська) підтверджують важливість вивчення вертикальних ГФП як нового критерію для пошуку площ перспективних на скупчення вуглеводневих в шельфових зонах.

Проблематика розвантаження ГФП, особливо в умовах Чорного моря, потребує подальших міждисциплінарних досліджень. Інтеграція геофізичних, геохімічних, біологічних та ізотопних методів дозволить більш точно окреслити перспективні зони та вдосконалити моделі прогнозу вуглеводневої насиченості.

РОЗДІЛ 2. ОСНОВНІ РИСИ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

Геологічне вивчення Чорного моря триває вже понад 150 років. Значний вклад у сучасне вивчення цього процесу зробили вчені Інституту геологічних наук України, зокрема академіки Є.Ф. Шнюков, П.Ф. Гожик, О.Ю. Лукін, Б.О. Шестопапов, а також члени-кореспонденти НАН України О.Ю. Митропольський, О.П. Ольштинська, доктори В.Х. Геворк'ян, І.Д. Багрій та багато інших. До цього внеску долучилися й численні геологи, які займаються прикладними, виробничими аспектами — зокрема А.І. Самсонова, В.Й. Самсонов, А.Ф. Коморний та інші. У монографії «Сто морських геологів України» (Половка, 2007) подано узагальнену інформацію про внесок у морську геологію широкого кола вчених і фахівців-практиків.

Паралельно зі школою Інституту геологічних наук НАН України, з 1964 року геологічні дослідження Чорного моря активно проводив і Одеський національний університет, у якому протягом багатьох років і донині функціонують кафедра морської геології та науково-дослідна лабораторія морської геології, геохімії і палеонтології. Детальний опис діяльності науковців подано в монографії «Геологія в Одеському університеті: часи і простори» (Ларченков та ін., 2009).

2.1 Морфологія і районування північно-західного шельфу Чорного моря

Чорноморська западина розглядається як частина трьох основних великих морфоструктур: континентальної (підводна окраїна материка — шельф), перехідної (материковий або континентальний схил) і субокеанічної (ложе моря). Регіон, що розглядається в дослідженні, належить до Азово-Чорноморської мегапровінції Чорного й Азовського морів. Його площа охоплює північно-західну частину дна акваторії Чорного моря. На рівні геоморфологічних областей (морфоструктур I порядку) в межах Чорного моря виділяються: шельф, континентальний схил із підніжжям і гіпабісальна западин.

Шельф поділяється на внутрішній, центральний і зовнішній. У межах шельфу рельєф сформований як ерозійно-аккумулятивна субаеральна рівнина плейстоценового віку, перекрита голоценовими відкладами. Характерною особливістю є наявність палеодолин річок (Дністра, Дунаю, Каланчака), які частково збереглися у сучасному рельєфі та формують улоговини і банки (зокрема, Одеську і Дністровську). Максимальні потужності осадів — до 50 м — спостерігаються на глибинах 5-40 м.

Уздовж шельфу трапляються підводні банки (Тендрівська, Джарилгацька, Одеська) та абразійні бенчі. Їх розвиток пов'язаний із трансгресіями Чорного моря, зокрема новочорноморським етапом.

Континентальний схил має складний блоковий рельєф з глибокими каньйонами (Дунайський, Дністровський, Дніпровський). Головними чинниками його формування є тектоніка, гравітаційні процеси та підводна ерозія. Частина схилу, особливо в районі палео-Каланчака, відзначається плавним переходом до ложа та формуванням підводних конусів виносу й шлейфів (Сучков та ін., 2001).

Ложе Чорного моря (гіпабісальна западина) досягає глибини понад 2200 м. Воно сформоване на тлі древніх структур і перекрите товщею глибоководних осадів. У рельєфі спостерігаються локальні підняття, жолоби, зони грязьовулканічної активності й прояви газових факелів, що мають перспективне значення для пошуку вуглеводнів (Шнюков, 2013).

Такий складний геоморфологічний рельєф північно-західного шельфу зумовлений поєднанням тектонічних, осадових та гідродинамічних процесів, які формували структуру регіону протягом пліоцен-четвертинного періоду (рис. 2.1).

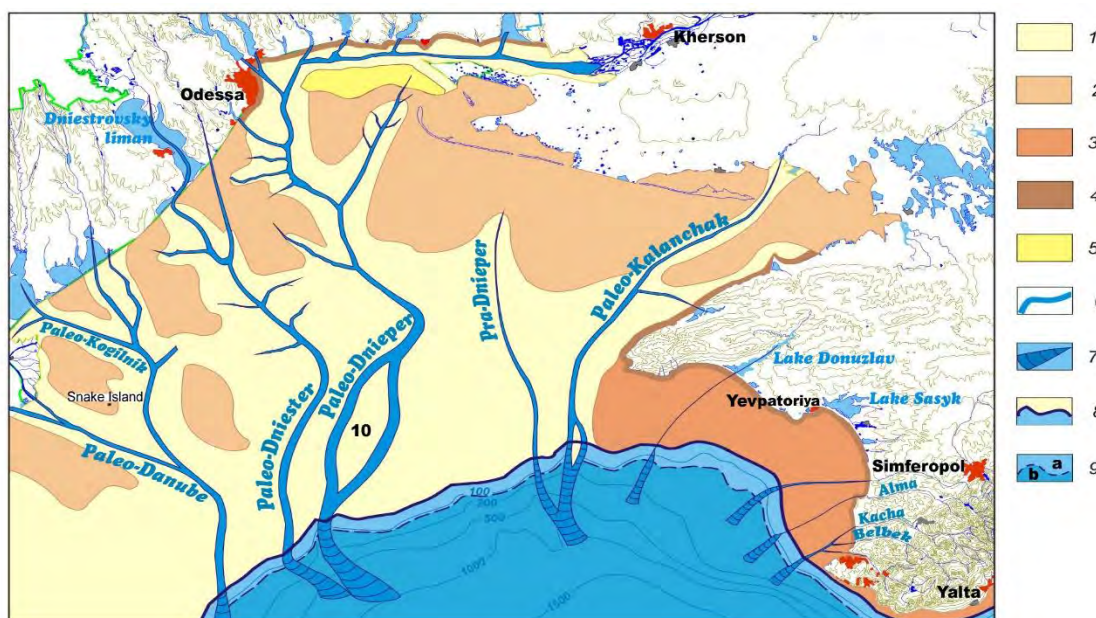


Рисунок 2.1 - Схематична геоморфологічна карта доголоценової поверхні північно-західної частини Чорного моря. 1 - палеодолини річок і великі алювіальні рівнини, 2 - пологі підняття, складені пізднеплейстоценовими морськими і континентальними відкладами, 2 - полого-похилі передгірні височини, 4 - обривисті береги і ділянки морського дна, складені корінними породами, 5 - великі реліктові акумулятивні піщані тіла, 6 - русло палеорічок, 7 - підводний конус виносу, 8 - берегова лінія ранньоновоєвксинського басейну (18 тис. років тому), 9 - лінія кромки шельфу, а - приглуба зона шельфу, б - материковий схил (Yanko-Hombach et al., 2017).

2.2 Стратиграфія північно-західного шельфу Чорного моря

2.2.1 Стратиграфія дочетвертичних відкладів

Геологічна будова північно-західної частини Чорного моря була детально вивчена завдяки глибокому бурінню, яке розпочалося у 1971 році з метою оцінки промислової нафтогазоносності структур та дослідження речовинного складу осадових порід. Загалом на українській частині північно-західного шельфу було пробурено понад 80 глибоких свердловин із середньою глибиною 2300 м та максимальною — 4638 м (св. 3-

Г з вибоєм у нижній крейді), якими вивчено 23 площі та відкрито 9 родовищ вуглеводнів — малих і середніх за запасами (Коморний & Сітковська, 2007) (рис. 2.2).

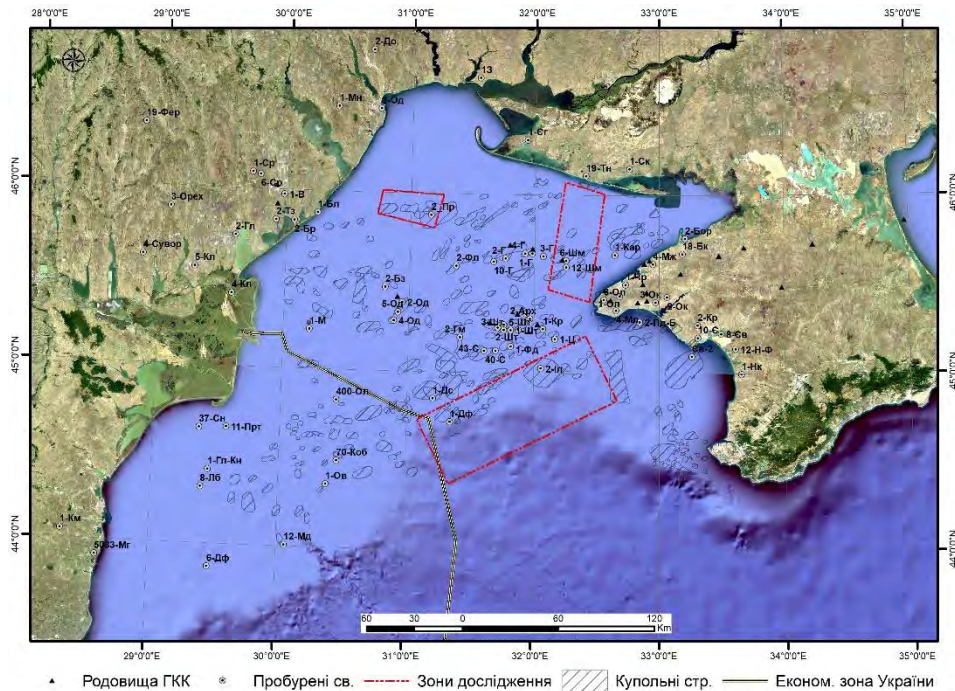


Рисунок 2.2 - Картосхема геологічної вивченості (Коморний & Сітковська, 2007), доповнений автором

Розбуреність північно-західного шельфу залишається нерівномірною: у східній частині зосереджено більшість свердловин, тоді як у західній — лише поодинокі, зокрема на структурах Прадніпровська, Одеська та Безіменна (рис. 2.2). Параметрична свердловина пробурена лише на Прадніпровській площі. Низький рівень розбуреності (менше ніж 0,1 свердловини на 1000 км²), а також майже повна відсутність параметричних свердловин у ключових структурно-тектонічних зонах ускладнюють інтерпретацію геологічної будови та призводять до значних розбіжностей між даними геофізичних методів і результатами буріння.

Стратиграфічний діапазон охоплює широкий комплекс відкладів — від девонських до четвертинних включно (Гожик та ін., 2006; Коморний & Сітковська, 2007).

Докембрійські породи переважно складають фундамент Східноєвропейської платформи (СЄП) та не розглядаються в рамках цієї роботи, палеозойські —

складчастий фундамент Скіфської плити, а мезозойські та кайнозойські утворення формують осадовий чохол цих тектонічних структур земної кори.

Палеозойські відклади здебільшого не виходять на денну поверхню і відомі лише за даними свердловин, переважно з-під мезозойських і кайнозойських товщ у межах Придобруджинського прогину (в прибережній зоні західного та північно-західного Причорномор'я), де вони найповніше представлені. В акваторії палеозойські теригенні відклади виявлені на острові Зміїний, де вони представлені нижнім девоном та розкриті свердловиною М-1 (Гожик та ін., 2006). Про це свідчать знахідки решток панцирних риб, поодиноких брахіоподів, спікул губок, харових водоростей, конодонтів та інших мілководних морських організмів (Астахова та ін., 1984).

Мезозойські відклади є широко поширеними в межах шельфу та прилеглих територій. Їх потужність перевищує 2600 м.

Тріасові відклади мають проміжне положення, поширені нерівномірно як у плані площі, так і за повнотою розрізу, з численними стратиграфічними перервами. Відклади тріасового віку ймовірно, були розкриті свердловинами на Десантній та Євпаторійській площах, що підтверджується даними ДГП «Укргеофізика» та ДГП «Одесморгеологія» (Коморний & Сітковська, 2007) та описані в циклі монографій «Нетрадиційні джерела вуглеводнів України» (Михайлов та ін., 2014; Жабіна та ін., 2025). Водночас принципово іншу стратифікаційну схему запропонували дослідники Інституту геологічних наук НАН України на основі аналізу мікрофауни в шліфах. Згідно з їхніми висновками, відклади свердловини 1-Дс не виходять за межі нижньої крейди (Гожик та ін., 2006).

Відклади юрського віку мають дискусійний характер. Відклади середньої юри розкриті свердловиною Мангалія 5083 (інтервал 290-710 м вибій), верхньої юри - Мідія-12 (інтервал 4200-5000 м вибій), представлені аргілітами та пісковиками, аргілітами з прошарками алевролітів, пісковиками з прошарками гравелітів (Чумак та ін., 2007). Ймовірно, юрські відклади були також розкриті свердловиною 2-Прадніпровська, за твердженнями Лещуха та ін.. (1999), але Гожик та ін. (2006) відносять ці відклади до альбського ярусу (нижня крейда).

Крейдові відклади є найпоширенішими в межах досліджуваного регіону та характеризуються значним просторовим розповсюдженням. На тріас-юрські утворення з кутовою незгідністю залягає потужна нижньокрейдова товща (понад 2500 м), представлена переважно теригенними літотипами з локальними прошарками вулканічного походження (вулканічні, вулканогенно-осадові, пірокластичні, вулканоміктові породи) потужністю від кількох сантиметрів до 500 м. Верхньокрейдові відклади утворюють відносно однорідну літологічну товщу, яка складається з чергування вапняків (пелітоморфних, органічно-детритових, глинистих) і мергелів із незначними прошарками аргілітів, пісковиків, а подекуди — і спонголітів. Загальна потужність верхньокрейдових утворень, як і нижньокрейдових, перевищує 2500 м (Гожик та ін., 2006; Кохан, 2019).

У межах української частини північно-західного шельфу Чорного моря нижньокрейдові відклади розкриті більш ніж 10 свердловинами (Олімпійська-400, Одеська-2, Одеська-4, Безіменна-2, Десантна-1, Іллічівська-2, Євпаторійська-2, Південно-Голіцинська-3, Гамбурцева-2 та ін.). У більшості з них буріння не пройшло повністю через всю товщу (Гожик та ін., 2006).

Верхньокрейдові відклади перебудовані на структурах Голіцина, Шмідта, Каркінітській, Південно-Бортовій, Безіменній, Десантній, Одеській, Іллічівській, Олімпійській. Більшість з них пробурено в склепіннях підняття і зупинено в верхньокрейдових відкладах. Основну увагу приділено будові палеогенових і неогенових товщ.

Кайнозойські відклади утворюють суцільний чохол у регіоні дослідження. Вони представлені відкладами палеогену, неогену і четвертинної систем, які розкриті всіма морськими свердловинами. Саме з кайнозойськими товщами пов'язані основні родовища вуглеводнів в акваторії та будівельних матеріалів у прибережній зоні.

Палеогенові відклади переважно сформовані в умовах відкритого морського басейну і залягають нижче базису ерозії. Ступінь стратиграфічного розчленування палеогену різниться в межах різних структур. Упродовж палеогенової епохи

відбувалося циклічне накопичення карбонатного матеріалу із поступовим зростанням вмісту уламково-глинистої компоненти від палеоцену до олігоцену. У межах північно-західного шельфу Чорного моря палеоценові та еоценові відклади були розкриті свердловинами на підняттях Голіцина, Шмідта, Гамбурцева, Сельського, Штормовому тощо (в межах Кримсько-Дунайської СФЗ). Найповніший розріз спостерігається на піднятті Голіцина, а найбільша потужність палеогенових відкладів (до 1367 м: 179 м — палеоцену, 1188 м — міоцену) відмічена на піднятті Шмідта (Какаранза та ін., 2007).

Неогенові відклади поширені повсюдно й представлені міоценовим і пліоценовим відділами з відповідними регіоярусами. Їх сумарна потужність складає близько 483 м. Нижній міоцен завершує олігоцен-ранньоміоценову товщу й представлений піщано-глинистими відкладами. Середній міоцен, вивчений за свердловинами як на шельфі, так і на суші, характеризується великою різноманітністю — від пісків до вапняків. Верхній міоцен вивчено найбільш детально як за даними свердловин, так і за наземними оголеннями на мілководному шельфі (Какаранза та ін., 2007).

2.2.2 Стратиграфія четвертинних відкладів

Четвертинні відклади були вивчені, переважно, за результатами пошуково-знімальних свердловин вібропоршневого буріння, кількість яких перевищує 10 тисяч.

У межах шельфу Чорного моря виділяють шість структурно-фаціальних зон: Причорноморську, Придобруджинсько-Чорноморську, Каркінітсько-Північнокримську, Дунайсько-Каламітську, Південнокримську та Керченсько-Таманську, які відрізняються за складом і потужністю четвертинних відкладів (Какаранза та ін., 2007).

Континентальний схил і його підніжжя поділяються на три зони: Західно-Чорноморську, Кримську та Керченсько-Таманську (конус виносу пра-Дону). Гіпабісальна рівнина глибоководної западини Чорного моря виділяється як окрема зона.

Причорноморська зона має найпростіший розріз четвертинних відкладів, який представлений морськими та лиманними утвореннями карангатського, вилківського,

сурозького і чорноморського кліматолітів. Це зумовлено тим, що зона зазнала інтенсивного опускання лише з початку четвертинного періоду. Відклади карангатського кліматоліту зафіксовані в Тендрівській і Єгорлицькій затоках, де вони представлені переважно лиманно-морськими фаціями.

Придобруджинсько-Чорноморська зона включає відклади шапсузького, пшадського, ашейського, карангатського, вилківського, сурозького, новоевксинського і чорноморського кліматолітів. Потужність четвертинної товщі змінюється в межах 20-50 м.

Каркінітсько-Північнокримська зона має складніший розріз, у якому присутні омпаретський, туапсинський, шапсузький, пшадський, ашейський, карангатський, вилківський, сурозький, новоевксинський і чорноморський кліматоліти. Особливістю зони є наявність відкладів чаудинського басейну, що свідчить про активне прогинання шельфу в ранньочетвертинний час.

Дунайсько-Каламітська зона вивчена недостатньо. За геофізичними даними, потужність четвертинного покриву тут досягає 200-300 м. Імовірно, в цьому районі присутні всі підрозділи четвертинної системи. Найдослідженішою є західна частина зони, яка вирізняється стабільною тектонічною ситуацією. Тут зафіксовані відклади всіх основних кліматолітів. Відмінною ознакою зони є підвищене залягання давніх берегових ліній.

Четвертинні відклади поширені практично повсюдно, утворюючи суцільний покрив. Вони відсутні лише фрагментарно — у вигляді невеликих плям на абразійних терасах (бенчах) у північній частині району, біля південного узбережжя Тарханкутського півострова та поблизу підніжжя континентального схилу. Генетично представлені різноманітними типами: лиманними, морськими, алювіально-морськими, елювіальними, делювіальними, колювіальними, техногенними, соловими та озерно-болотними.

Голоценові відклади Чорного моря представлені фаціями, характерними для середземноморської фауни, іммігранти якої з'явилися наприкінці новоевксинської

трансгресії. Осади голоцену належать до псамітово-алевритово-пелітичної групи. У північно-західній частині моря найпоширенішими є мулисті голоценові осади, які накопичуються в понижених формах рельєфу дна. Найбільша потужність голоцену, до 10-12 м, зафіксована в районах гирл лиманів (Какаранза та ін., 2007).

2.3 Геодинаміка та магматизм Чорного моря

Вивчення історії формування Чорноморської западини нерозривно пов'язане з аналізом магматичних процесів, які виступають індикаторами змін геодинамічного режиму. Єдиною вірогідно встановленою зоною прояву магматизму в акваторії є район зчленування Західно-Чорноморської западини, Гірського Криму та Скіфської плити (Шнюкова, 2019).

Найкраще вивчений магматичний об'єкт — Ломоносовський підводний масив (ЛПМ) — складений вулканічними та плутонічними породами. У його складі виділяють дві вулканічні серії — високомагнезіальну (бонініти) та помірно магнезіальну (острівнодужна вапняно-лужна), обидві пов'язані з субдукційними процесами. Плутонічні породи ЛПМ мають гіпабісальні структури та відносяться до трьох серій: калієво-натрієвої, натрієвої (плагіогранітної) та трондєємітової — з ознаками офіолітів. Над ЛПМ зафіксовані чисельні факели метану, що свідчить про їх абіогенну природу (Shnyukov & Yanko-Hombach, 2020).

Інший район магматизму — Фороський виступ континентального схилу, де домінують різновиди базальтів, частина яких аналогічна породам східного Фіоленту. Виявлені також трахібазальти без аналогів у регіоні. Датування вказує на мезозойський (юрський) вік (Шнюкова, 2019).

Кілійсько-Зміїне підняття — ще один важливий вузол, де магматичні породи залягають аномально близько до морського дна, що стало несподіванкою для дослідників. Район включає Вилковський магматичний вузол, імовірно пов'язаний із байкальською фазою тектоніки (Шнюкова, 2021).

Також повідомляється про граніти віком 275 млн років у свердловині Південно-Бортова-1, пробуреній у районі Каламіцько-Центрально-Кримського підняття. Їх походження та відповідність континентальним утворенням Криму залишаються дискусійними (Шнюкова, 2021).

2.4 Тектоніка

У структурно-геотектонічному відношенні досліджувана площа є перехідною зоною між Східноєвропейською платформою (СЄП) і глибоководною Західно-Чорноморською западиною (ЗЧЗ). Цю складно збудовану область палеозойсько-ранньомезозойської складчастості (Скіфська плита) за Муратовим (1972) можна охарактеризувати як одну з найбільших зон деструкції крайової частини СЄП під впливом різновікових процесів у межах Альпійсько-Гімалайського поясу загалом і формування мегазападини Чорного моря зокрема (рис. 2.3).

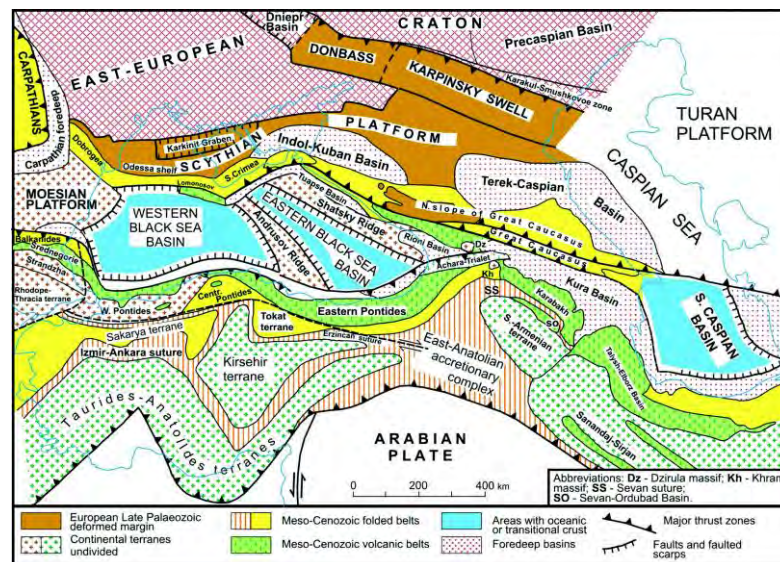


Рисунок 2.3 - Тектонічна схема Азово-Чорноморського регіону (Никишин та ін., 2001)

Деструкція цієї зони пов'язана з активізацією розломів різного рангу, глибини та віку, формуванням накладених палеозойсько-мезозойських прогинів різного генезису, а також з вулканогенно-магматичною діяльністю.

Варто зазначити, що до сьогодні опубліковано численні варіанти структурно-

тектонічної моделі акваторії північно-західної частини Чорного моря. Вони суттєво відрізняються як за обсягом залученого фактичного матеріалу, так і за трактуванням ключових особливостей тектоніки, зокрема будови глибинних розломів.

2.4.1 Тектоніка палеозойських і мезозойських відкладів

Характеристика тектонічної будови досліджуваної території подається з використанням рекомендованої ДАТ «Чорноморнафтогаз» схематичної карти структурно-тектонічного районування північно-західного шельфу Чорного моря (Чумак та ін., 2007) (рис. 2.4).

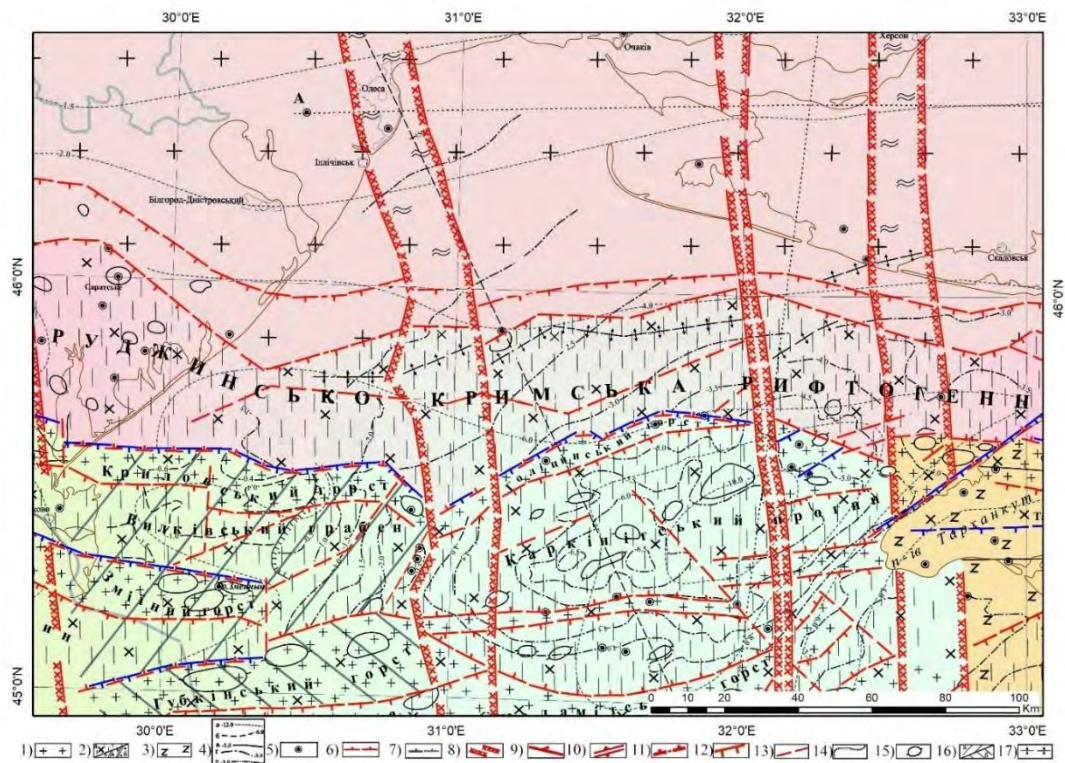


Рисунок 2.4 - Структурно-тектонічна карта (фрагмент) північно-західного шельфу Чорного моря (Чумак та ін., 2007)

Легенда: 1) Південно-Українська монокліза; 2) Крайова область деструкції докембрійського фундаменту: а) грабени; б) горсти (заштрихований крайовий горст); 3) Субколізійні області (I - Добрудженська зона герцинід, II - Центрально-Кримська зона герцинід, III - Азовська зона герцинідцинід, IV - Мізійська зона альпід); 4) Ізогіпси (км): а) підоснови осадового чохла; б) покрівлі палеозойських відкладів; в)

покрівлі мезозойських відкладів; г) підшви відкладів нижньої крейди; д) покрівлі відкладів майкопської серії; 5) Глибокі свердловини; 6) Скиди та скидо-флексурні дислокації; 7) Насуви фанерозойського віку, закладені на герцинському фундаменті; 8) Зони докембрійських розломів; 9) Зсув; 10) Розсув; 11) Контур Гірськокримської складчастої області; 12) Сучасна границя форланда Східно-Євроейської платформи; 13) Інші порушення в осадовому чохла; 14) Лінія вклинювання горизонтів; 15) Локальні підняття; 16) Кілійсько-Зміїне підняття горсто-грабенової зони: а) Кілійський блок, б) Губкінський блок; 17) Осі антиклінальних перегинів.

Площа дослідження знаходиться переважно в межах Скіфської плити (70%) та в межах південної околиці Східноєвропейської платформи (30%). Тут вона охоплює південно-західну частину Південно-Української монокліналі і східну частину Переддобрудзького прогину. Ці елементи обмежені глибинними розломами: Тендрівським, Одеським і Сулинсько-Тарханкутським.

Південно-Українська монокліналь характеризується пологим зануренням докембрійського кристалічного фундаменту в південному напрямку. Осадовий чохол тут представлений крейдовими, палеогеновими, неогеновими та четвертинними відкладами, хоча їх вік може бути й давнішим. Наприклад, буріння свердловини Прадніпровська-2 не дало точної відповіді щодо віку фундаменту зануреної частини монокліналі (Шнюков, 1987).

Переддобрудзький прогин є складною грабеноподібною структурою, сформованою переважно в середньому палеозої. У межах проєктної площі він включає Криловський прогин та Кілійсько-Зміїне підняття. Прогин складений теригенними верхньопротерозойськими й кембрійськими відкладами, а також силурійсько-карбовими породами. Зафіксовано нафтогазопрояви з девонського комплексу на низці площ (Саратська, Жовтоярська, Білоліська).

Криловський прогин має потужність осадового чохла до 7 км і складну грабеноподібну будову. Палеозойські відклади простежуються фрагментарно.

Кілійсько-Зміїне підняття — район найближчого до дна залягання довендського фундаменту. У його складі — палеозойські та мезо-кайнозойські комплекси. У склепінній частині (о. Зміїний) мезо-кайнозойські відклади відсутні. Характерною є структурна строкатість і різнотипна літологія.

На півдні проектної території простежується зчленування СЄП зі Скіфською плитою, в межах якого виділяються такі тектонічні елементи: вал Губкіна, Крайовий уступ, Каркінітсько-Північно-Кримський прогин, Каламітсько-Центрально-Кримська зона підняття та ін.

Вал Губкіна — горст-антиклінальна структура з субширотною орієнтацією, асиметрична за будовою. Потужність осадового чохла в північній частині — до 600 м, у південному напрямку — до 5000 м.

Крайовий уступ — похила моноклінальна структура, яка занурюється на південь і межує з Чорноморською западиною по Північно-Евксинському розлому.

Каркінітсько-Північно-Кримський прогин обмежений на півночі — Голіцинськими розломами, на півдні — Губкінсько-Донузлавським. Тут найдавніші відклади — нижньокрейдові.

Каламітсько-Центрально-Кримська зона продовжується у Каламітську затоку. Характер зчленування з валом Губкіна — дискусійний.

Альмінська депресія — типова платформна структура з потужністю відкладів до 2,7 км. Представлена переважно крейдовими, палеогеновими і неогеновими відкладами (Нетребська, 2002).

2.4.2 Неотектоніка

Для північно-західної області шельфу Чорного моря до неотектонічного структурного поверху відносять надсарматський структурний поверх. У його склад входять: меотис-понтичний, середньо-верхньопліоценовий і четвертинний підповерхи.

Меотис-понтичний комплекс покриває поверхню відкладів сармату, а його ізопахіти нагадують контури ізогіпс кривлі відкладів сармату. Для меотис-понтичних

відкладів характерне спокійне залягання, відмічене слабкими складчастими рухами. Різке зниження тектонічної активності відбите в поведінці стратоізогіпс досередньопліоценовій структурно-ерозійній поверхні (крівля понту). Вона полого, з ухилом до 1,5 м/км, занурюється в південному напрямі від відміток - 25 до - 250 м. Простягання стратоізогіпс переважно субширотне, але на схід від Миколаївського розлому вони круто розгортаються на південь і південний схід. По характеру дислокацій досередньопліоценової поверхні значних відмінностей в структурі чохла СЄП і Скіфської плити не спостерігається. Замкнуті структури на обох платформах мають дуже незначні амплітуди і розпливчаті ізометричні контури, що різко відрізняється від структур на поверхні відкладів сармату.

В межах Кілійсько-Зміїного блоку спостерігаються два невеликі підняття — відображення похованих виступів палеозойського складчастого підгрунтя. Східне підняття має амплітуду близько 15 м, а по поверхні відкладень сарматів - 25 м.

У центральній і східній частині північно-західного шельфу найчіткіше виділяється підняття Архангельського, амплітуда якого складає 15 м при розмірах 15 x 10 км. Підняття Голіцина у вигляді «структурного носа» має ширину близько 15 км. В межах підповерху вісь підняття зміщена на південь, щодо її положення в структурі глибоких горизонтів. Підняття Шмідта по поверхні понту представлене пологим зведенням з амплітудою менше як 10 м.

На думку Ю.Г. Моргунова та ін. (1981) диз'юнктивна тектоніка виявляється в відкладах підповерху своєрідно: жодне з порушень не проникає в товщу, але разом з тим непрямий вплив розломів відчувається у вигинах шарів, в обмеженнях областей відсутності меотис-понту, в розподілі потужностей і фацій. Розломи контролюють зони відсутності меотис-понта в районі острова Зміїного, Тарханкутського півострова і Новоселівського підняття. Але найактивніше розломна тектоніка проявлена в диференціації північно-західного шельфу Чорного моря на три великі блоки, розділених Одеським і Миколаївським розломами, що мають різні потужності і фаціальний склад відкладів. Західний блок має північно-східне простягання стратоізогіпс і ізопакіт

меотис-понта, а простягання локальних структур змінюється від північно-західних до широтних і південно-західних. Одеський розлом фіксується тут вигином стратоізогіпс досередньопліоценової поверхні. Центральний блок, що характеризується максимальними потужностями відкладів і має субширотне простягання стратоізогіпс і ізопахіт, що згинаються на південь в зоні впливу Миколаївського розлому. Зближення Миколаївського і Одеського розломів в південному напрямі відбивається у звуженні зони максимальних потужностей цих відкладів в межах Центрального блоку. У східному блоці знов фіксується зменшення потужностей цих відкладів, а ізогіпси і ізопахіти мають переважне північно-західне простягання.

Середньо-верхньопліоценовий підповерх. Поверхня верхньопліоценових відкладів має регіональний нахил на південь, а її рельєф практично збігається з рельєфом дна на нижчих відмітках. Позитивні структури виявляються в зменшенні потужностей середнього-верхнього пліоцену. Підняття Архангельського розпадається на два малоамплітудні зведення, розташованих на захід від Одеського розлому, а підняття Голіцина в цей період випробовувало слабке зростання в другій половині пліоцену. У середньо-верхньопліоценової час відбувалося ослаблення активізації переміщень блоків по зонах глибинних розломів, що виявляються лише в градієнтах потужностей відкладів.

Четвертинний підповерх. Основними структурно обумовленими елементами рельєфу північно-західного шельфу є розлогі пологі підняття з реліктами ерозійно-денудаційного рельєфу. Підняття розчленовані рядом ділянок, що представляють локальні височини в рельєфі дна. Значну частину території дна шельфу займають також розлогі пологі рівнинні пониження з акумулятивним рельєфом, заповнені верхньочетвертинними морськими відкладами. На більшій території понижень під шаром морських осадів розвинені могутні континентальні накопичення, що утворили різні ерозійно-акумулятивні форми субаерального рельєфу (пов'язані з існуванням палеорічок, лиманів, озер і т.д.). Третій тип рельєфу пов'язаний з ділянками, які повністю були вирівняні морською акумуляцією, що виникла вже після заповнення

западин трансгресуючим морем. Великі підняття в сучасному рельєфі морського дна є чітко успадкованими від відповідних форм плейстоценового рельєфу

Таким чином, на території північно-західного шельфу виділяються три райони:

- західний (Одесько-Дунайський) зі значним розчленовуванням рельєфу і переважним розвитком підняття, що мають тенденцію до меридіонального простягання локальних елементів рельєфу;

- центральний (коса Тендра — південна зона перегину брівки шельфу) з простим рельєфом і широтним орієнтуванням основних його елементів, з однаковим розподілом піднятих і знижених ділянок;

- східний (Прикримський) із переважанням знижених областей з морським акумулятивним рельєфом дна.

Західний (Одесько-Дунайський) район характеризується розвитком двох великих підняття. Дністровське підняття протягується на південний схід від Дністровського лиману до Одеської затоки. У її межах розташовано два окремих локальних підняття меридіонального простягання. Будацьке підняття протягується з району Будацького лиману на південь і південний схід. Підняття розчленоване на вісім ділянок — меридіональних локальних підняття, ускладнених окремими позитивними формами мезорельєфу. Тут виділяється субмеридіональний ланцюг пологих виступів від Будацького лиману через о. Зміїний і далі на південь. Південно-східний виступ підняття, що представляє його широтну гілку, утворений двома групами дрібніших виступів неправильної конфігурації. Дністровське і Будацьке підняття розділені неглибоким пониженням, а остання відокремлена від авандельти Дунаю вузьким меридіональним пониженням. Західний район характеризується потужністю голоценових (надновоевксинських) відкладів, що коливається від 0,2 до 2,0 м, при цьому області максимальних потужностей утворюють серію меридіональних витягнутих зон, що простежуються від побережжя до меридіана м. Одеси.

Центральний (коса Тендра — південна зона перегину брівки шельфу) район займає велику частину північно-західного шельфу Чорного моря. Це велике пониження, що

займає практично всю центральну частину шельфу, має складний мезорельєф у вигляді підняття грядкового характеру з відносним перевищенням до 1-2 м, пов'язаними зі стародавніми терасовими рівнями і акумулятивними елементами доголоценового рельєфу, еродованих в процесі морської акумуляції. На півночі району виділяється Тендровське підняття, що має, практично, субширотне простягання і що складається з ряду ланцюгових овальних пологих виступів, — локальних підняттяв. Потужності голоценових відкладів в смузі на південь від меридіана м. Одеси тут мінімальні і складають від 0,2 (Тендровська коса і край шельфу) до 0,7 м. Характерною межею їх розповсюдження є їх мала мінливість за площею.

Східно-Прикримський район характеризується розвитком великого Тарханкутського підняття, витягнутого в широтному напрямі у бік південно-східного краю Будацького підняття і розлогого пониження Каркінітської затоки. Цей район, розташований на схід від зони Миколаївського розлому, істотно відрізняється потужністю голоценових відкладів. Велика площа району покрита осадами потужністю від 1 м до 2 і більш. Загальне збільшення потужностей в напрямі із заходу на схід фіксується і в глибоководних відкладах континентального схилу. Характерним є також і рівномірний, мало мінливий розподіл потужностей голоцену по всій території шельфу, прилеглого до Західного Криму. Мінімальні потужності або повна відсутність осадів відмічені тільки уздовж підніжжя континентального схилу ЛПМ і в смузі знижених потужностей в східній частині Каламітської затоки.

У новітній тектоніці північно-західного шельфу чітко проявлена блокова будова фундаменту, а не плікативних структур осадового чохла. Основою утворення найбільших форм рельєфу морського дна є значні, обмежені розломами блокові структури складчастої підстави. Серед розломів фундаменту виділяються тільки ті, рухи по яких відбувалися в пізньоплейстоценові і голоценові періоди.

Ці структури в новітньому плані характеризуються диференційованими площинними негативними рухами різної інтенсивності. Вся область північно-західного шельфу є областю опускання, але до зони інтенсивного опускання відносять смугу

шельфу, прилеглу до Західного Криму і частина дна глибоководної западини, а до зони слабого опускання відносять велику західну частину північно-західного шельфу. На цьому фоні виділяються ділянки відносних піднятій в областях опускань.

Область слабого опускання тягнеться на захід від меридіана м. Миколаєва, включаючи і Одесько-Дунайське узбережжя, охоплюючи Західний і Центральний райони шельфу. Невисокі темпи прогинання відбиті у швидкостях осадонакопичення — декілька см в тисячу років, що приводить до слабого привнесу теригенного матеріалу і переважання біогено-карбонатного осадонакопичення. Область ця неоднорідна; тут виділяються значні ділянки відносного підняття, виражені в сучасному і плейстоценовому рельєфі, а голоценові відклади мають найменшу потужність і найвищу карбонатність шляхом розвитку черепашкових банок на жорсткому субстраті. По ступеню неоднорідності область розділяється на два блоки, відповідних Західному і Центальному районам шельфу, межею розділу яких є зона Одеського розлому. У структурі Центрального району виділяється три тектонічні блоки, два південних: Тендровське підняття і підняття, прилегле до південного краю брівки шельфу і відносно опущений центральний блок, існування якого зумовила наявність значної області акумулятивного пониження дна в пізньому плейстоцені і голоцені. Тут фіксуються елементи рельєфу широтного орієнтування. У верхній частині континентального схилу інтенсивність опускань наростає.

Західний, прилеглий до Одесько-Дунайського узбережжя, район володіє більш диференційованою структурою, тут виділяються два великі блоки відносних піднятій, що відповідають підведеним блокам фундаменту і по своїх межах що збігається з системою розривних порушень. Особливо чітко ці ознаки проявлені в районі о-ва Зміїний. Підведені блоки розділені вузькими зонами відносних опускань, заповнених потужною товщею четвертинних відкладень. Край шельфової зони тут декілька занурень, а його поверхня має великі ухили, що свідчить про інтенсивніші сучасні процеси опускань. У підґрунті цієї ділянки залягає блок складчастого фундаменту,

відокремлений розломами від розташованого північніше за стабільніший блок відносного підняття.

Область інтенсивного опускання охоплює шельф, прилеглий до Західного Криму. Опускання виразилося у формуванні тут вирівняного акумулятивного рельєфу, як результату накопичення потужних товщ голоцену, які утворилися в результаті активних абразійно-денудаційних берегових процесів. У ці рухи залучені і прибережні території суші, включаючи і Тарханкутський п-ов. Особливо інтенсивно занурюється південно-західна частина шельфу, на що вказує різке занурення до 90 м його бровки в порівнянні з сусідніми ділянками (Пасинков, 2013).

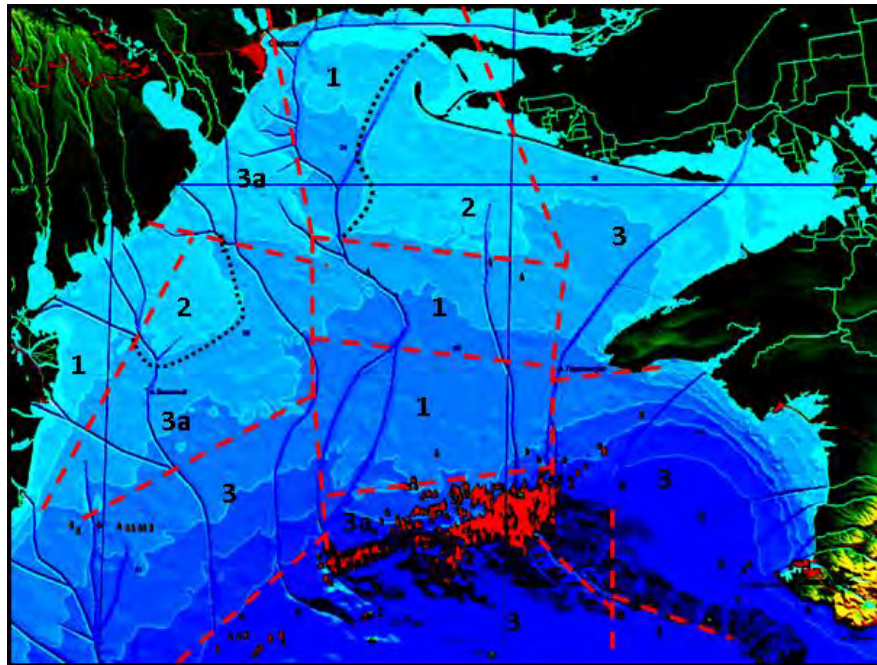


Рисунок 2.5 - Схема неотектонічних рухів північно-західного шельфу. Складено Пасинковим (2013) за даними Моргунова (1981). (1) Область інтенсивного осідання; (2) Область слабого опускання; (3) Область відносного підняття в областях слабого (а) та (б) інтенсивного опускання. Пунктирна червона лінія – розломи.

2.5 Історія формування западини Чорного моря

Проблематика формування, віку та тектонічної структури Чорноморської западини є предметом тривалих наукових обговорень, що тривають ще з кінця XIX століття. На

сьогодні існує декілька провідних концепцій, які пояснюють механізм її виникнення. Згідно з однією з них, Чорноморська западина є залишковим елементом Альпійського складчастого поясу, а саме море трактується як «древній материнський геосинклінальний прогин» (Милановський, 1967; Муратов, 1955). Інша теорія припускає, що западина має новоутворений характер і її формування відбулося в межах інтервалу від пізнього неогену до початку четвертинного періоду (Андрусов, 1929; Архангельський & Баталина, 1929; Страхов, 1961; Ковалевський, 1966). У межах фіксистського підходу вважається, що нова кора виникла внаслідок швидкого вертикального занурення земної кори, тоді як структуралістсько-мобілістська концепція пояснює її формування горизонтальним розсуванням.

Отже, Чорноморський басейн є складовою частиною Причорноморської западини, що займає проміжне положення між Східноєвропейською платформою та Скіфською плитою. Його розвиток тісно пов'язаний із глобальними тектонічними процесами в межах Середземноморського складчастого поясу (Милановський, 1967; Муратов, 1955).

Серед наукових концепцій переважають дві: одна розглядає западину як залишкову структуру Альпійського поясу (Милановський, 1967), інша — як новоутворену структуру внаслідок неоген-четвертинної рифтоутворювальної активності (Андрусов, 1929; Ковалевський, 1966). Геодинамічні моделі Юдіна й Герасимова описують Чорне море як мозаїку тектонічних терейнів між Євразією й Африкано-Аравійською плитою, де північна частина западини включає мікроконтиненти — Мізію, Дзирулію, Кримію та Родопію (Юдин & Герасимов, 1997).

Регіональна структура басейну включає Центрально-Чорноморське підняття з Андрусівським валом та Прикримським виступом, а також Західно- і Східно-Чорноморські западини, обмежені системами глибинних розломів (Буланже та ін., 1975; Соллогуб та ін., 1987).

Одесько-Джанкойський палеорифт, що розташований на північно-західному шельфі, розглядається як зона шовного зчленування древньої платформи зі Скіфською плитою. В його межах виділяються два грабени — Південно-Голіцинський і Південно-

Михайлівський — із глибоким зануренням фундаменту та товщами мезо-кайнозойських осаdів (Мельник & Митин, 1982; Рогоза та ін., 1984).

Розломи, зокрема Одесько-Синопський і Ломоносовський, відіграють ключову роль у тектоніці схилу. Ломоносовський підводний масив, за Шнюковим, є результатом субдукційних процесів і свідчить про складну палеоострівну будову (Шнюков та ін., 1999).

Сучасні неотектонічні рухи характеризуються тенденцією занурення окремих блоків шельфу, особливо на південному заході (Герасимов, 1994). Ці рухи супроводжуються сейсмічною активністю, зокрема вздовж Ломоносовської трансформної зони, яка може бути аналогом зони субдукції типу Бенюфа-Заварицького.

Таким чином, Чорноморська западина сформувалася в кінці мезозою як задуговий басейн (рання крейда), що розкрився в результаті континентального рифтингу (кінець альба), що призвів до розщеплення кори вздовж осі альбської вулканічної дуги і подальшого розкриття (сеноман-коньяк) глибоководного трога відокремлення двох западин: Західно- та Східно-Чорноморської. Починаючи з кінця сантону і до кінця палеоцену Чорноморська западина зазнавала фаз стиснення, а потім (в еоцені) у Східно-чорноморській западині виявилася нова фаза розтягування, що призвела до утворення аджаро-тріалетського рифту. Починаючи з кінця еоцену і до теперішнього часу дно басейну перебуває в обстановці стиснення, внаслідок якого воно розбите численними розломами та тріщинами (Никишин та ін., 2001).

Чорноморська западина є результатом тривалого еволюційного процесу, який поєднує колізійні, рифтові та субдукційні етапи, що відображено в її структурній будові та сучасній геодинаміці.

Висновки до розділу 2

Комплексне ознайомлення з морфологічною, стратиграфічною, тектонічною та геодинамічною будовою північно-західного шельфу Чорного моря дозволяє охарактеризувати регіон як геологічно складну й багаторівневу структуру, сформовану

внаслідок взаємодії ендегенних і екзогенних процесів упродовж палеозою — кайнозою. Шельфова зона розташована у межах перехідної області між Східноєвропейською платформою і Західно-Чорноморською западиною, що визначає її блокову будову, інтенсивну розломність і різновіковість тектонічних елементів.

Рельєф шельфу є переважно акумулятивно-ерозійним, сформованим на основі реліктової субаеральної рівнини. Особливого значення набувають палеодолини древніх річкових систем (Дніпро, Дністер, Дунай), які збереглися в сучасній морфології дна. Континентальний схил та глибоководне ложе Чорного моря характеризуються активними гравітаційними, тектонічними та осадовими процесами, що формують складний рельєф із каньйонами, шлейфами і грязьовими вулканами.

Стратиграфічна структура шельфу охоплює повний розріз — від девонських порід до сучасних голоценових відкладів. Панівне поширення мають кайнозойські комплекси, з якими пов'язані більшість родовищ вуглеводнів. Попри відносно велику кількість бурових даних, рівень геологічної вивченості залишається фрагментарним, особливо в західній частині регіону.

Геодинамічна еволюція регіону, згідно з сучасними уявленнями, включала рифтогенез, субдукційні процеси та формування колізійних структур, що підтверджується як будовою Ломоносовського підводного масиву, так і активними розломними зонами (Одесько-Синопський, Ломоносовський). Неотектонічні процеси характеризуються блоковими зануреннями, локальними підняттями та сейсмічною активністю, які активно впливають на формування сучасного рельєфу дна.

Таким чином, північно-західний шельф Чорного моря є стратегічно важливою геологічною одиницею, що поєднує складну тектонічну історію, перспективи вуглеводневого потенціалу та високу динамічність сучасних геологічних процесів. Отримані результати становлять наукову основу для подальших досліджень регіону.

РОЗДІЛ 3. РАЙОН РОБІТ, МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

3.1 Район робіт і матеріали

3.1.1 Район робіт

Район робіт включає українську частину північно-західного шельфу Чорного моря. Цей шельф який є однією з пріоритетних територій Південного нафтогазоносного регіону України, що визначаються наявністю комплексу сприятливих геологічних чинників: літофаціальних, структурно-тектонічних, пасткоутворюючих формацій, порід-колекторів і покришок. Серед продуктивних газоносних комплексів ключове значення мають палеоцен-еоценовий (40 500 тис. т вуглеводнів, або 73,5% усіх розвіданих запасів, включаючи 1 600 тис. т газоконденсату) та майкопський комплекси (13 300 тис. т, або 24,1%) (Самсонов та ін., 2001). За оцінками, в українському секторі шельфу Чорного моря міститься близько 2,3 трлн м³ природного газу.

Починаючи з 70-х років минулого століття, українська частина північно-західного шельфу Чорного моря інтенсивно вивчається, у тому числі кафедрою загальної та морської геології і лабораторією морської геології, геохімії та палеонтології НДЛ-3 Одеського національного університету імені І. І. Мечникова. За цей час зібрано велику кількість фактичного матеріалу примноженого новими держбюджетними темами (у тому числі за участю автора дисертаційного дослідження) та міжнародними проєктами, такими як: Розробка прогнозних критеріїв пошуків покладів вуглеводнів у Чорному морі на засадах теорії флюїдогенезу (№0119U002196); Вивчення розвантаження глибинних флюїдних потоків на дні Чорного моря з метою оцінки безпеки мореплавства (№0122U001832); Метан у Чорному морі» (№0115U003212); Міжнародний проєкт EU-FP6 HERMES «Hotspot Ecosystems Research on the Margins of European Seas».

Відбір фактичного матеріалу для дисертаційної роботи здійснено автором за принципом репрезентативності у різних геоструктурних умовах можливого розвантаження ГФП. Для аналізу відібрано три ключові площі (рис. 3.1).

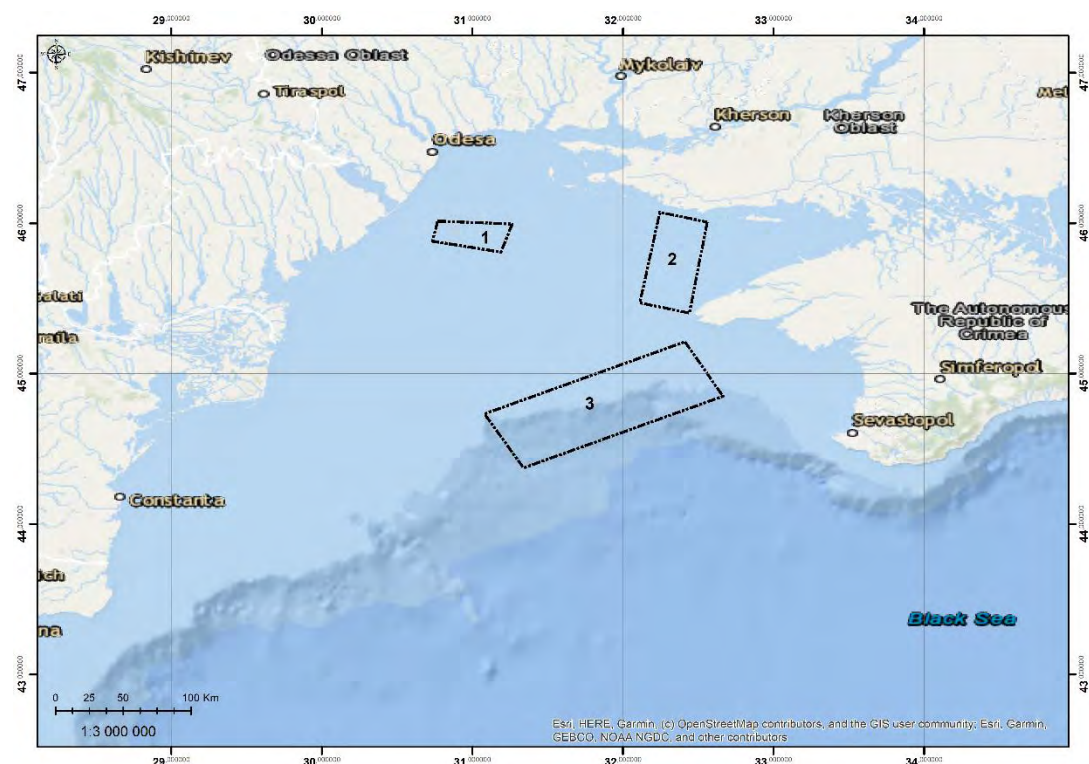


Рисунок 3.1 - Схема розташування досліджених площ у межах північно-західного шельфу Чорного моря

1. **Площа «Прадніпровська».** Розташована у межах внутрішньої частини Західно-Чорноморського шельфа, в діапазоні глибин 25-35 м в зоні переходу Південноукраїнської монокліналі до блокової структури північно-західного внутрішнього шельфу. Тектонічно вона належить до східної центрикліналі Криловської палеозойсько-юрської депресії, на яку накладено північно-західну центрикліналь Каркінітсько-Північнокримського прогину, розташованому на найбільш зануреному південному фрагменті Східноєвропейської платформи. Геоморфологічно площа є підводним продовженням великої алювіальної рівнини, корінні породи якої перекриті пізньоплейстоцен-голоценовими континентальними та морськими відкладами. Через незначну амплітуду регресій не всі їхні фази чітко фіксуються у кернах свердловин із глибини менш ніж 50 м нижче рівня моря (BSL) (Yanko-Hombach et al., 2017b).

За геофізичною інформацією ГП «Одесморгео» (Коморний, 1987), зроблено висновок, що геохімічна аномальна зона в межах цієї площі пов'язана з вертикальною міграцією ГФП із великих скупчень вуглеводнів і прогнозовано існування літолого-

стратиграфічної пастки в юрських відкладах площею близько 420 км² і потужністю до 600 м, контури якої збігаються з межами виявленої геохімічної аномалії. Також вказано на можливість нафтогазоносності палеозойських порід.

Це дозволило виділити Прадніпровську площу як одну з найбільш перспективних на вуглеводні в межах північно-західного шельфу Чорного моря (Полухтович та ін., 2003), де була пробурена параметрична свердловина Прадніпровська-2 з проектною глибиною 3350 м. Під час буріння палеозойські породи на вибої були ідентифіковані помилково, що стало підставою для припинення робіт на глибині 2375 м. У результаті було розкрито лише породи верхньої юри, зокрема товщу пісковиків титонського ярусу (Полухтович, 1999).

Комплексні геолого-геохімічні дослідження на площі «Прадніпровська» проводилися у 2016-2018 роках з борту науково-дослідного судна «Искатель» у межах виконання договірної теми №402 «Пошуково-детальні сейсморозвідувальні роботи СГТ в межах Кілійсько-Зміїного виступу та і Криловського прогину» (Сучков та ін., 2018).

Завдяки наявності найбільш повного комплексу даних за всіма необхідними геолого-геофізичними параметрами, Прадніпровська площа була обрана нами в якості модельної для подальшої інтерпретації.

2. Площа «Каркінітська», розміщена в гирловій частині Каркінітської затоки, яка належить до Каркінітсько-Північно-Кримського прогину, в межах блокової будови (перехідний шельф) в зоні вуглеводневих нафтогазоносних структур «Шмідта» і «Каркінітська». Північна сторона прогину накладена на край Східно-Європейської платформи і являє собою монокліналь, що плавно опускається на південь де межею прогину є схил Кілійсько-Зміїного та Середньокримського піднять. Сам прогин віднесено до зони зчленування давньої та молодшої платформ. Прогин являє собою глибоку асиметричну западину субширотного простягання, виповнену потужною (до 10—11 км) товщею нижньокрейдових — міоцен-пліоценових відкладень. Структура розглядається як тилова (рифтова) зона у складі Північно-Кримської западини, яка включає розділені Каркінітський і Сивашський грабени. У центральній і південній

частинах западини виділяються зони локальних піднять, формування яких пов'язане з регіональними (тривало розвиваються) зонами зсувних дислокацій. На цій дослідженій ділянці просочування ГФП не спостерігалось (Круглов & Ципко, 1988).

Площа «Гермес» охоплює ділянку переходу шельфу в глибоководний схил (зовнішній шельф) і розташована переважно в межах Дніпровської палеодолини та каньйону, де фіксувалася велика кількість газових просочувань на глибинах від 75 до 900 м. Ширина материкового схилу з підводним продовженням у бік глибоководного ложа становить 7-10 км, при цьому нахил дна змінюється в межах 2-30°. У межах схилу трапляються поховані палеодолини великих річок — Дунаю, Дністра, Дніпра та Каланчака.

Ширина материкового схилу з ділянками його підводного продовження в бік глибоководного ложа становить 7—10 км, а градієнт нахилу коливається від 2 до 30°. На материковому схилі лежать поховані палеодолини річок Дунай, Дністер, Дніпро, Каланчак. Вони породжують найбільші в морі підводні каньйони, які розсікають всю поверхню схилу від його верхнього краю до підніжжя. Річкові палеодолини успадковують простягання розломів і мають переважно прямолінійні тальвеги та V-подібні профілі дна, заповнені акумулятивними, акумулятивно-ерозійними та структурно-акумулятивними відкладами (Yanko et al., 2017b; Shnyukov & Yanko-Nombach, 2020).

Найбільш значущою особливістю цієї площі є Одесько-Синопська зона розломів (ОСЗР) північно-західного та південно-східного напрямку (рис. 3.2).

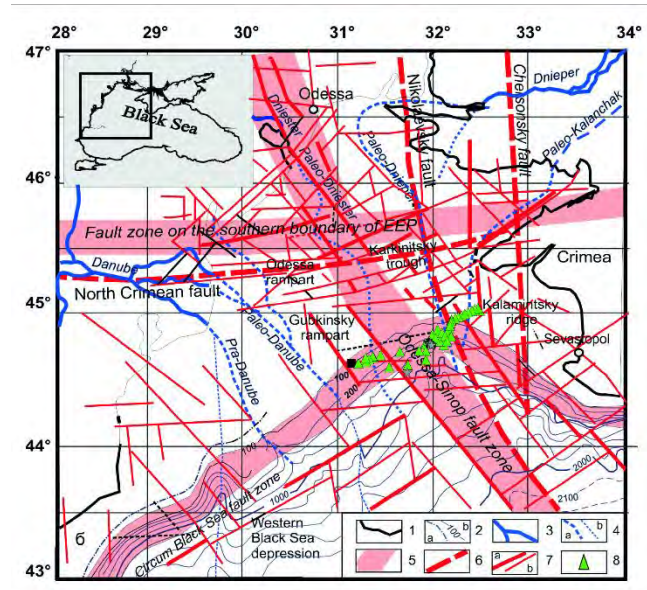
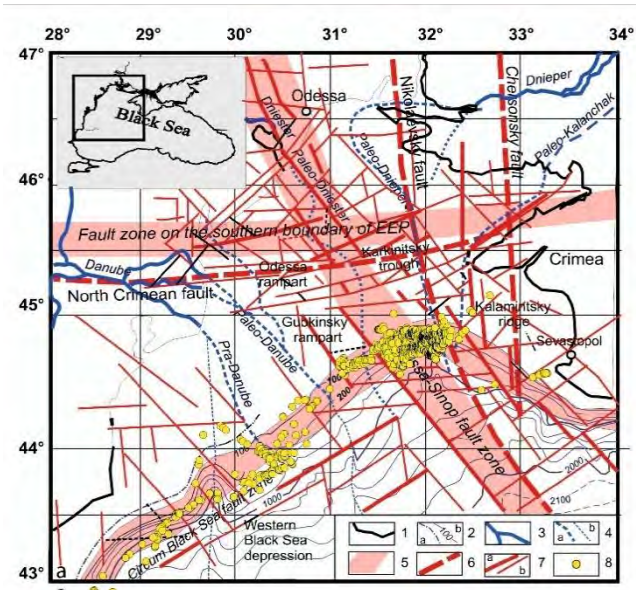


Рисунок 3.2 - Структурно-тектонічна схема північно-західної частини Чорного моря на тлі основних геоморфологічних елементів (район дослідження лежить у межах квадрата на карті Чорного моря) (а, б). Легенда: 1 - берегова лінія; 2 - край шельфу (а), ізобати (б); 3 - дельти річок; 4 - дельти палеорічок: встановлена (а), припущена (б); 5 - зони розломів, що простежуються до мантії; 6 - розломи укрупненої основи; 7 - тектонічні порушення першого (а) та другого (б) рівня; 8 - газові сипи/факели. З правої сторони та сама карта без газових виходів, але зі станціями відбору донних відкладів, показаними зеленими трикутниками (Yanko et al., 2024a).

ОСЗР складається з серії субпаралельних тектонічних розривів мінімальною шириною 30 км. Обмежена зі сходу Західно-Чорноморською западиною, ОСЗР бере початок у мантії і відіграє дуже значну роль у розвитку басейну. ОСЗР поділяє досліджувану площу «Гермес» на східну (з невеликою кількістю газових просочувань) і західну (збагачену газовими просочуваннями) частини. Східна частина лежить на території зовнішнього шельфу, а західна, окрім зовнішнього шельфу, охоплює також материковий схил (Shnyukov & Yanko-Hombach, 2020).

У межах ділянки «Гермес» чорноморські осади поширені на всій території вище ізобати 40 м нижче рівня моря. Вони підстилаються верхньоплейстоценовими відкладами, які, на відміну від ділянок «Прадніпровська» та «Каркінітська», тут є

присутніми. Нижче за ізобату 100 м ці відклади, у свою чергу, лежать на неогенових утвореннях, представлених чергуванням сірих мулів і смугастих глин, збагачених гідрослюдами, незначною кількістю піску та черепашками *Dreissena rostriformis distincta* (Янко та ін., 2017а,б; Yanko et al., 2024a).

3.1.2 Матеріали і методика

Площа «Прадніпровська». Для аналізу глибинної будови використано фрагменти сейсмічних профілів компанії Western Geophysics (лінії №25, 43, 45, 10, 12), надані у 2021 р. «Інженерним центром «Укргеофізика». Як стратиграфічну прив'язку застосовано дані буріння параметричної свердловини Прадніпровська-2, пробуреної ДАТ «Чорноморнафтогаз» у 1993 році. Свердловиною розкрито породи неогену (56,5-463 м), майкопу (463-778 м), еоцену (778-1468 м), палеоцену (1468-1693 м), верхньої крейди (1693-2121 м), нижньої крейди (2121-2211 м) та верхньої юри (титону ?) (2211-2375 м) (Коморний & Сітковська, 2007; Чумак та ін., 2007). Розріз представлений глинистими, теригенними та карбонатними породами.

Відбір проб донних відкладів здійснювався за допомогою дночерпача «Океан-25», прямої ударної трубки (Ø 107 мм) та вібропоршневої трубки (Ø 76 мм). Первинна обробка проб і гідрохімічні вимірювання виконувалися безпосередньо на борту судна.

Відібрані проби герметизували та транспортували до стаціонарної лабораторії та бібліотеки НДЛ-3 ОНУ ім. І. І. Мечникова з дотриманням умов збереження та мінімізації зовнішніх впливів. Усього було відібрано близько 400 проб на станціях за сіткою 0,5 × 0,5 км, з яких 55 (по 11 профілях) отримали повний комплекс мультидисциплінарного аналізу (рис. 3.3).

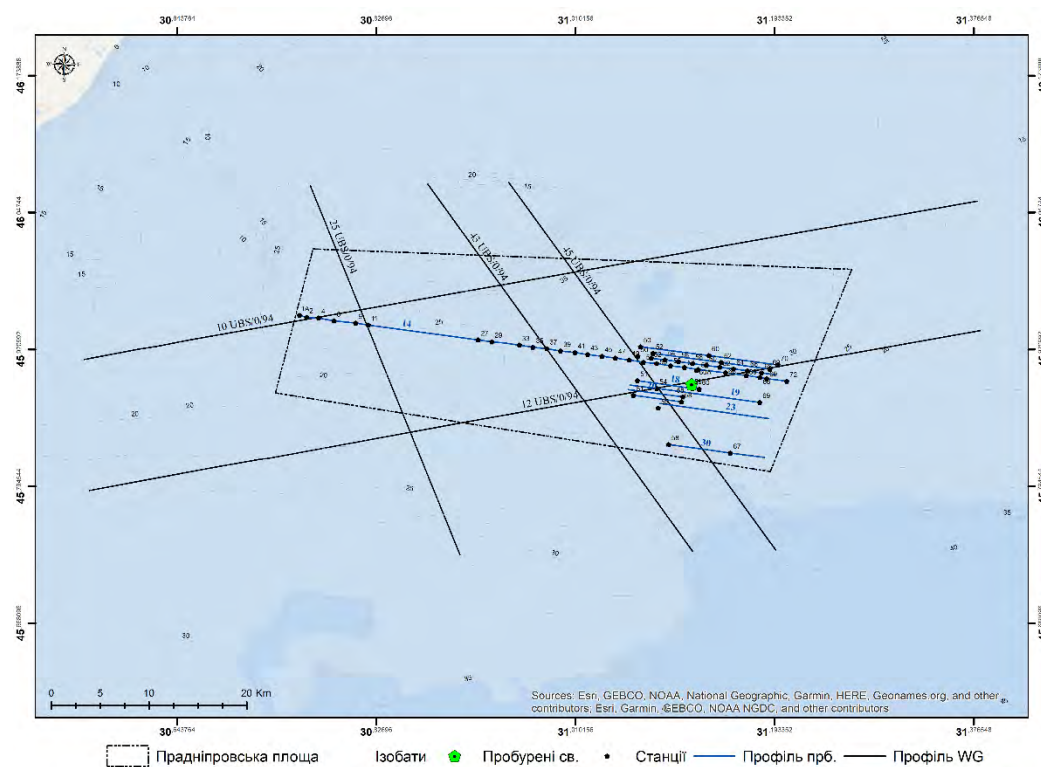


Рисунок 3.3 - Розташування станцій дослідження та матеріалів на площі Прадніпровській

Верхні 2 см непорушених відкладів, відібраних керном, використовувалися для гранулометричного аналізу та дослідження мейобентосу (форамініфери, нематоди). Зразки мейобентосу фіксували у забуференому формаліні (3:1, з додаванням 20 г $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ на 1 л) для запобігання окисненню.

Проби для визначення вуглеводневих газів (≈ 300 г) герметично пакували в скляні тари, витримували 12 годин для вирівнювання температури, після чого дегазували на борту судна вакуумним методом. Дегазатор був розроблений В. Бацком (ОНУ). Отриманий газ зберігали в пробірках під насиченим соляним розчином для мінімізації втрат.

На площі «Каркінітська» відбір проб було здійснено восени 1986 року в рамках ландшафтно-екологічної та геолого-геохімічної зйомки масштабу 1:50 000. Роботи проводилися за квадратною сіткою 2×2 км з борту українського науково-дослідного судна «Антарес» (судновласник — Одеський національний університет імені І. І. Мечникова).

Основною метою експедиції було визначення районів, придатних для підповерхневої розвідки нафтових і газових покладів. Загалом було відібрано близько 500 проб донних відкладів на станціях, з яких 57 (по 4 профілях) зразків пройшли підготовку для аналізу методом газової хроматографії (рис. 3.4).

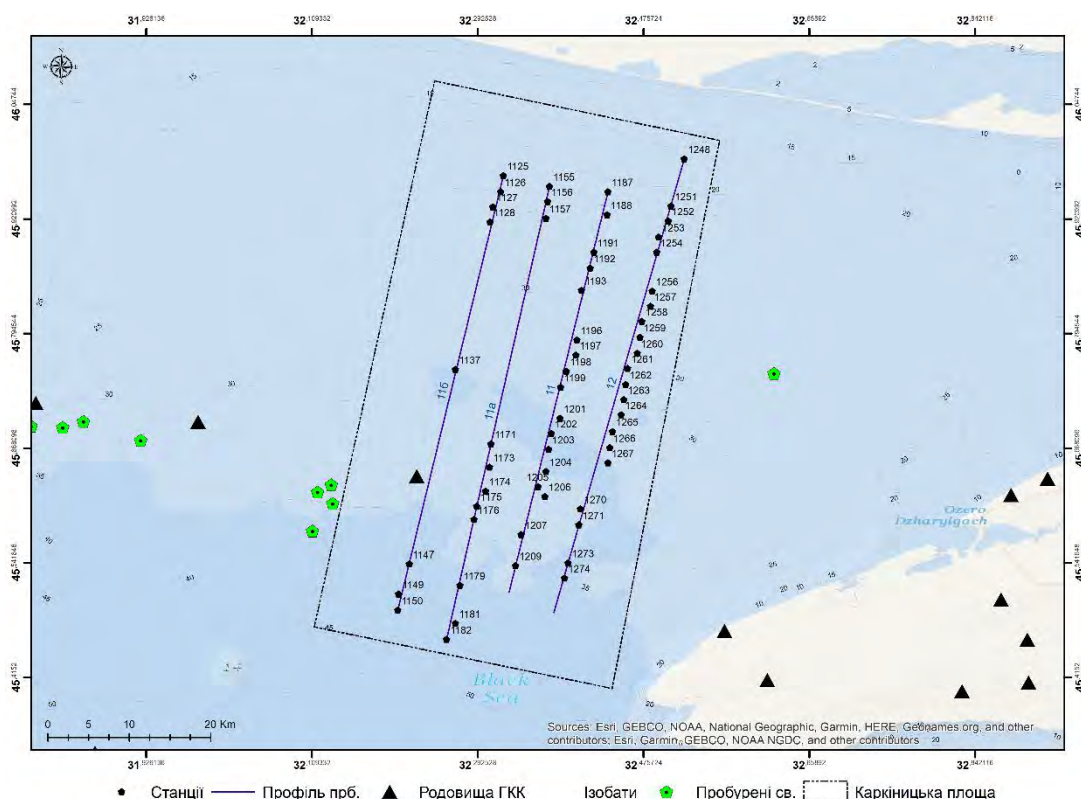


Рисунок 3.4 - Розташування станцій дослідження та матеріалів на площі Каркінітська

Відбір проб донних відкладів здійснювався за допомогою гравітаційного керновідбірника довжиною 5 метрів. Верхні 2 см відібраних колонок використовували для проведення гранулометричного аналізу, визначення вмісту вуглеводневих газів та вивчення форамініфер.

Обґрунтованість і достовірність використання цього матеріалу забезпечується тим, що всі аналітичні роботи було виконано у лабораторії НДЛ-3 ОНУ імені І. І. Мечникова.

На площі «Гермес» дослідження району проводилися з борту українського науково-дослідного судна «Володимир Паршин» співробітниками та аспірантами Одеського національного університету імені І.І. Мечникова. Основною метою рейсу

було картографування просторового розподілу вуглеводневих газів та вивчення реакції форамініфер, остракод і нематод на ці просочування. Експедиція виконувалася в межах проєкту ЄС FP6 HERMES (Yanko et al., 2017a,b, 2024; Shnyukov & Yanko-Hombach, 2020).

Було відібрано зразки донних відкладів на 46 станціях уздовж профілю, що перетинав Велику міжблокову зону (ВМБЗ) (рис. 3.5).

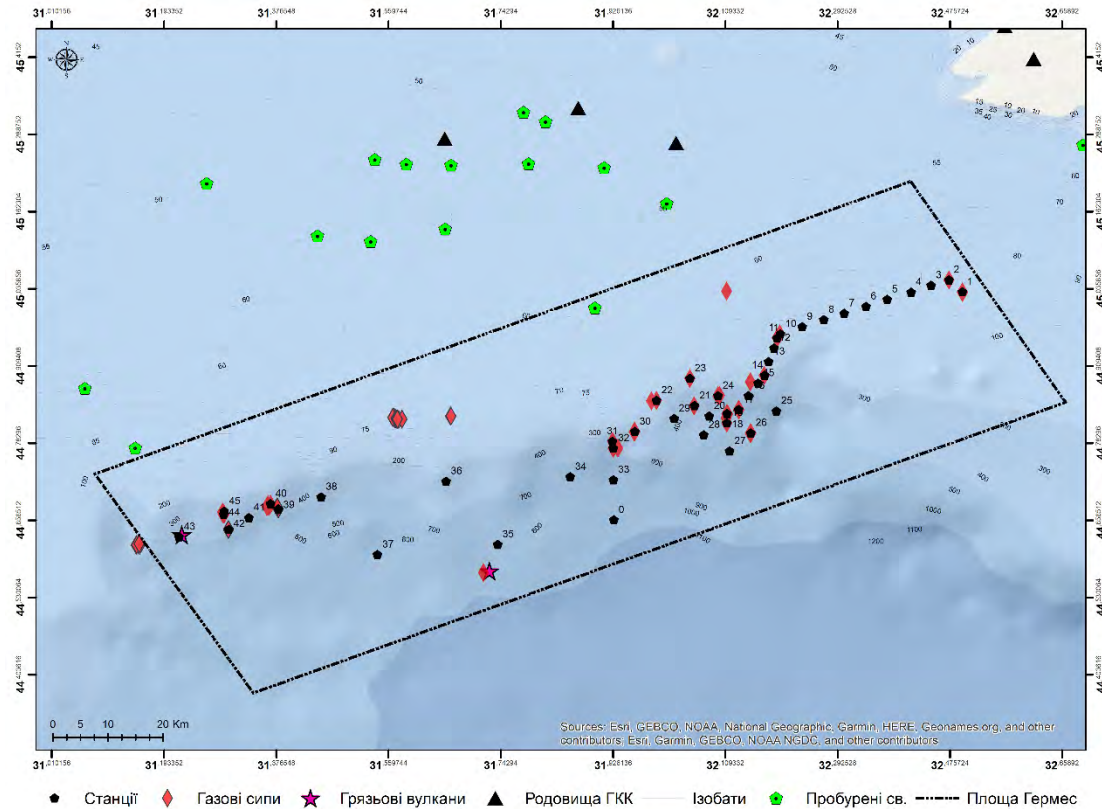


Рисунок 3.5 - Розташування станцій дослідження та матеріалів на площі Гермес

Донні відклади на кожній станції відбиралися за допомогою дночерпача «Океан-25» та гравітаційної трубки завдовжки 4 м. Верхні 2 см непорушених поверхневих відкладів використовували для аналізу мейобентосу.

Зразки з верхньої частини керна відбирали для геохімічного, гранулометричного, літологічного, мінералогічного та газогеохімічного аналізів. Зразки на органічний вуглець заморожували одразу після відбору, а проби для газогеохімічного аналізу герметично закривали безпосередньо на борту. Увесь відібраний матеріал після

завершення рейсу було передано до відповідних лабораторій для подальших досліджень.

Досліджені площі були вивчені комплексом аналізів (Таблиця 3.1).

Таблиця 3.1 - Зведена таблиця застосування методів дослідження на трьох дослідницьких площах північно-західного шельфу Чорного моря

Метод	Площа		
	Прадніпровська	Каркінітська	Гермес
Геофізичний	+	+	+
Геолого-структурний	+	+	+
Газогеохімічний	+	+	+
Гранулометричний та мінералогічний	+	+	+
Термобарогеохімічний	+	—	—
Хіміко-ізотопний	+	—	—
Біоіндикаційний	+	+	+
Дистанційний (супутниковий) ДЗЗ	+	+	+
Картографічні та статистичні	+	+	+

Геолого-структурна інтерпретація геофізичних матеріалів виконувалася на основі аналізу інтервальних швидкостей поширення сейсмічних хвиль у товщі порід, а також з урахуванням даних параметричної свердловини «Прадніпровська-2». Інтервальні швидкості (у км/с) для відповідних літологічних комплексів узято за Герасимовим та ін. (1994). Через формат наданих сейсмічних матеріалів (зображення у форматі *.jpg), в процесі інтерпретації було візуально зафіксовано зони втрати кореляції між сейсмічними відбиваннями, що також враховувалося при побудові структурних схем.

Газогеохімічний аналіз було визначено з допомогою газової хроматографії. Для визначення вмісту вуглеводневих газів відбирали окремі проби донних відкладів об'ємом приблизно 300 г, які герметично закривали у скляні контейнери безпосередньо

на борту судна. З метою вирівнювання температури зразки витримували протягом 12 годин перед дегазацією. Далі зразки дегазували вакуумним методом за допомогою дегазатора оригінальної конструкції, розробленого В. Бацком (ОНУ ім. І.І. Мечникова). Відібраний газ зберігали в скляних пробірках під насиченим розчином кухонної солі, що мінімізувало втрати шляхом розчинення у затворній рідині.

Якісний і кількісний аналіз проводили на газових хроматографах типу «Цвет-100» та «Цвет-500». Ідентифікацію вуглеводневих газів здійснювали за допомогою хроматографічної колонки, заповненої активованим оксидом алюмінію, і полум'яно-іонізаційного детектора. Калібрування приладів виконували перед кожним циклом аналізу за допомогою стандартних калібрувальних газових сумішей.

Для площ «Прадніпровська» та «Каркінітська» використовували методику Черткової (1972), адаптовану до умов Чорного моря Ткаченком (1974) і Чередниченком (1977) (Yanko et al., 2024a).

Гранулометричний аналіз та літологічна характеристика поверхневого шару донних відкладів (0-2 см) були виконані методами ситового розсіву та відмулювання, а також літологічна характеристика поверхневого шару донних відкладів (0-2 см) були виконані Е.Г. Коніковим та І.І. Гончаровою (ОНУ імені І.І. Мечникова) відповідно до прийнятої методики. За результатами аналізу визначено відсотковий вміст кожної гранулометричної фракції в пробах, а також розрахована медіана гранулометричного складу (Md) та коефіцієнт сортованості (So).

Мінералогічний аналіз цього ж шару виконано В.М. Кадуріним і С.В. Кадуріним (ОНУ імені І.І. Мечникова) для піщаної (0,5-0,25 мм) та алевритової (0,25-0,1 мм) фракцій. Кожну фракцію попередньо зважували, після чого здійснювали мікроскопічне вивчення під бінокулярним мікроскопом з метою визначення відсоткового вмісту виявлених мінералів та черепашкового детриту. Отримані відсоткові значення було перераховано у вагові відповідно до маси окремих фракцій і загальної маси проби. Було також використано **рентгеноструктурний аналіз** який проводився на дифрактометрі АДП-2.0, Fe K α випромінювання, Mn - фільтр. Умови зйомки: I = 14 mA, U = 34 kV,

швидкість руху лічильника 2 град / хв. Для кожного зразка були проведені додаткові випробування у вигляді обробки проби 10% розчином соляної кислоти (HCl), і прожарювання зразка при температурі 550 °С з експозиції протягом 1 години. Зразки після випробувань повторно вивчалися на дифрактометрі.

Термобарогеохімічний аналіз проводився за методиками прийнятими у відділі глибинних флюїдів ІГГГК НАН України під керівництвом члена-кореспондента НАН України, професора Наумка І.М. Для аналізу використовували наважку мінералу (породи) масою 200 мг фракції +1-2 мм. Зразки попередньо подрібнювали шляхом розтирання в спеціально розробленій ступці.

Перед проведенням вимірювань вхідну систему мас-спектрометра (типу МШ-3А) вакуумували до тиску $\sim 1 \cdot 10^{-3}$ Па. Газонасиченість визначалась як приріст тиску (ΔP , Па) у системі живлення мас-спектрометра порівняно з фоновим тиском.

Вміст водяної пари (водонасиченість, CH_2O , відн. %) визначався за об'ємом водяної пари, сорбованої на фосфорному ангідриді (P_2O_5), розміщеному у витяжній системі. Отримані значення водонасиченості виражались у відсотках від загальної кількості виділених летких компонентів.

Хіміко-ізотопний аналіз. Хімічний аналіз проведено методом атомно-емісійної спектрометрії з індуктивно-зв'язаною плазмою (ІЗП) на приладі Thermo Scientific iCAP 7000 Duo, обладнаному детектором типу CID або CMOS, що працює в спектральному діапазоні 167-820 нм. Для аналізу у межах площі «Прадніпровська» було відібрано 53 проби мушель молюска *Mytilus galloprovincialis* (Lamarck, 1819) із донних відкладів для визначення їх хімічного складу. Для аналізу відбирали мушлі фракцією 5-10 мм та масою 2-4 г. Перед дослідженням зразки подрібнювали в ступці. Методика аналізу базується на попередньому розчиненні речовини в суміші азотної, хлорводневої та фтористоводневої кислот за температури не нижче 125 °С. Отримані розчини вводились у плазму аргону, де високочастотне електромагнітне поле збуджувало атоми елементів. Далі здійснювалося розкладання випромінювання на спектр та реєстрація інтенсивності аналітичних ліній, пропорційних концентрації елементів. Аналіз виконано відповідно

до затвердженої методики лабораторії, з дотриманням вимог до точності та відтворюваності результатів.

Для **ізотопного аналізу** з донних відкладів було відібрано мушлі моллюска *Cardium edule* (Linnaeus, 1758) та раковини форамініфер *Ammonia tepida* (Cushman, 1926). Після чого в лабораторії (Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України) проби були змішані в десятикратній пропорції з хлоридом свинцю та були поміщені в нікелевий реактор, який приєднувався до вакуумної установки. Після цього реактор зазнав нагрівання за допомогою трубчатої печі протягом 10 хвилин. В ході нагрівання з суміші карбонату кальцію та хлориду свинцю було отримано газоподібний діоксид вуглецю (CO_2). Діоксид вуглецю був переведений в систему мас-спектрометра для ізотопного аналізу. Відтворюваність паралельних вимірів ізотопного складу кисню і вуглецю у формі CO_2 складає $\pm 0,01\text{-}0,02 \%$ (для $\delta^{13}\text{C}$) і $\pm 0,01\text{-}0,03 \%$ (для $\delta^{18}\text{O}$).

Біоіндикаційний метод. Проби досліджували у вологому стані з прокрашуванням бенгальською рожевою (Bengal Rose) для виявлення живого мейобентосу з черепашками (форамініфери) та без них (нематоди).

Відбір зразків здійснювали з верхнього шару (0-2 см) осаду за допомогою металевого кільця (10 см діаметром). Фіксація проводилась формаліном (3:1) з додаванням буфера (20 г $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7/\text{л}$). Далі проби промивалися через сито (63 мкм), фарбувалися, вивчалися під бінокулярним мікроскопом. Обраховували живі й мертві форми форамініфер.

Для статистичного аналізу відбирали до 300 раковин форамініфер, підраховували відносну чисельність видів і розраховували щільність на 50 г сухої породи. Таксономічну ідентифікацію проводили В.В. Янко, Г.О. Кравчук та Т.О. Кондарюк.

Нематоди з ділянки ідентифікували за методикою Seinhorst, із подальшим вивченням препаратів під мікроскопом Konus 5625 Biorex 3. Ідентифікацію провела І.І. Кулакова (ІМБ НАНУ) з використанням бази NeMys.

ДЗЗ (супутниковий) метод використовувався для виявлення зон теплових аномалій, пов'язаних з розвантаженням глибинних флюїдів із залученням супутникових знімків у тепловому інфрачервоному (TIR) спектральному діапазоні.

Основними джерелами даних слугували відкриті архіви супутників Landsat 7, 8 (TIRS), Sentinel-3 (SLSTR), де використовуються відповідні канали з просторовою роздільною здатністю 60-100 м. Зокрема, для Landsat 8 застосовували канали 10 та 11, які охоплюють спектр 10.60-12.51 мкм.

Завантаження сирих (Level-1) знімків відбувалось із порталів USGS EarthExplorer та Copernicus Open Access Hub. Подальша обробка відбувалась за допомогою інструментів ArcGIS або Google Earth Engine.

Картографічні методи. В якості вхідних даних було використано: супутникові знімки Landsat 7-8 та Sentinel-2, що знаходяться у відкритому доступі та матриці складу різносторонніх параметрів. Оцифрування матеріалів. Обробка та інтерполяція результатів моделювання. Основним інструментом для картування, оцифрування використовувалась ГІС ArcGIS.

Статистичні методи. У межах виконаних мультидисциплінарних дослідженнях активно застосовувалися статистичні методи для аналізу просторової та структурної організації даних, інтерпретації закономірностей розподілу отриманих параметрів.

Основу статистичного аналізу становили дескриптивні (описові) методи, що дозволили оцінити середні значення, стандартні відхилення, варіацію, мінімальні та максимальні показники по кожному параметру.

Для порівняння між ділянками застосовували порівняльно-варіаційний аналіз, що дозволив визначити рівень просторової неоднорідності ознак у межах площ. Частотні розподіли за вмісту, чисельності тощо відображались у вигляді гістограм та діаграм.

Також застосовувалися кореляційний аналіз для пошуку взаємозв'язків між параметрами.

Висновки до розділу 3

Автор не брав особистої участі у пробовідборі, але брав участь на всіх етапах проведення аналітичних досліджень, починаючи з підготовки проб, роботи безпосередньо в хроматографічній, маспектрометричній, мінералогічній, та хімічній лабораторіях та закінчуючи інтерпретацією всіх отриманих аналітичних матеріалів.

У межах дослідження використано комплекс польових, лабораторних, геофізичних та картографічних методів, що дозволили охопити різні аспекти геолого-структурних умов розвантаження ГФП в української частині північно-західного шельфу Чорного моря.

Матеріал базувався на даних трьох ключових площ: «Прадніпровська», «Каркінітська» і «Гермес», що репрезентують різні тектонічні зони — внутрішній, перехідний і зовнішній шельф.

Проведено сейсмічну інтерпретацію з урахуванням даних свердловини Прадніпровська-2, побудовано геолого-геофізичні розрізи.

Виконано мультидисциплінарний аналіз донних відкладів: газогеохімічний (метан і його гомологи), гранулометричний, мінералогічний, термобарогеохімічний, ізотопний, атомно-емісійний спектральний.

Застосовано мейобентосний аналіз (форамініфери, нематоди) як біоіндикаційний інструмент оцінки впливу ГФП на організми.

Для виявлення потенційних зон розвантаження використано картографічні методи, включаючи аналіз супутникових знімків у тепловому діапазоні.

Обробка даних здійснювалася із застосуванням статистичних методів, що дозволили виявити просторові та структурні закономірності поширення флюїдних проявів.

РОЗДІЛ 4. ПОХОДЖЕННЯ ГЛИБИННИХ ФЛЮЇДНИХ ПОТОКІВ ТА ЇХ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧНА МОДЕЛЬ

Сучасна методологія пошуків скупчень вуглеводнів в осадовому чохла морів проводиться в більшій мірі за допомогою непрямих методів. Це часто призводить до незадовільних результатів тривалого й вартісного пошуково-розвідувального буріння. Так, за допомогою непрямих методів на північно-західному шельфі Чорного моря було виявлено сотні купольних структур (див. рис. 2.2). Водночас лише на дев'яти з них відкрито родовища вуглеводнів. Деякі з них (Голіцинське, імені Шмідта) до недавнього часу експлуатувалися, проте частина структур виявилася «порожніми». Це пов'язано з опосередкованістю сейсмічних методів, які ґрунтуються на інтерпретації параметрів хвильового поля, картина якого може трактуватися неоднозначно і вимагає підтвердження прямими методами, тобто бурінням та випробуванням, газогеохімічною зйомкою тощо. Через це розробка інших, більш прецизійних критеріїв за прямими пошуковими ознаками є дуже актуальною, оскільки саме від неї залежить ефективність проведення пошуково-розвідувальних робіт і оцінка запасів вуглеводнів в осадовому чохла морських басейнів.

З 2019 по 2021 роки в рамках д.б. фінансування МОН України виконано наукову тему «Розробка прогностичних критеріїв пошуків покладів вуглеводнів у Чорному морі на засадах теорії флюїдогенезу» (науковий керівник проф. Янко В.В, номер держреєстрації 0119U002196). За результатами її виконання створено і запатентовано спосіб визначення прогностичних критеріїв і пошукових ознак вуглеводневих покладів на шельфі Чорного моря (Янко та ін., 2022). У розробці патенту активну роль відіграла авторка цього дисертаційного дослідження. Основні результати роботи викладено в цьому розділі.

Робочою гіпотезою дослідження було припущення, що формування скупчень вуглеводнів в осадовому чохла північно-західного шельфу Чорного моря зумовлюється також висхідними ГФП абіогенного мантийного походження. Для її перевірки було

необхідно здійснити детальний мультидисциплінарний аналіз різномірної та багаторівневої геолого-геофізичної й біоіндикаційної інформації, накопиченої в процесі проведення пошуково-розвідувальних робіт, та сформувавши на її основі систему прогностичних критеріїв і пошукових ознак, ранжованих за ступенем їхньої чутливості до об'єкта досліджень.

До цієї системи було вирішено включити геофізичні, геолого-структурні, газогеохімічні, мінералого-термобарогеохімічні, хіміко-ізотопні, біоіндикаційні та дистанційні (супутникові) дані, що отримали умовну назву «ранги». У сукупності вони могли б забезпечити надійні докази присутності в певних місцях перспективних територій промислових скопчень вуглеводнів. Нижче подано опис цих доказів.

4.1 Геофізичні докази

Сейсмоакустичні дослідження свідчать про складну внутрішню будову газонасичених осадових порід північно-західного шельфу Чорного моря. Газ у таких структурах не обмежується виключно трубами дегазації (ТД), а розподіляється сегментарно по горизонтальних інтервалах, що корелюють із неоднорідностями порового середовища.

Накопичення газу триває до досягнення критичного тиску (порогу), необхідного для прориву через ущільнені породи. Після його перевищення відбувається деформація ущільнення, в результаті якої капіляри втрачають здатність утримувати газ. Це спричиняє інтенсивне вивільнення флюїду у вигляді висхідних потоків, які формують ТД та струмені, що прориваються до поверхні дна (Лукін & Шестопапов, 2018).

У результаті опрацювання геофізичних характеристик Прадніпровської геологічної структури було виокремлено площу «Прадніпровська» (рис. 4.1), координати якої наведено в таблиці 4.1.

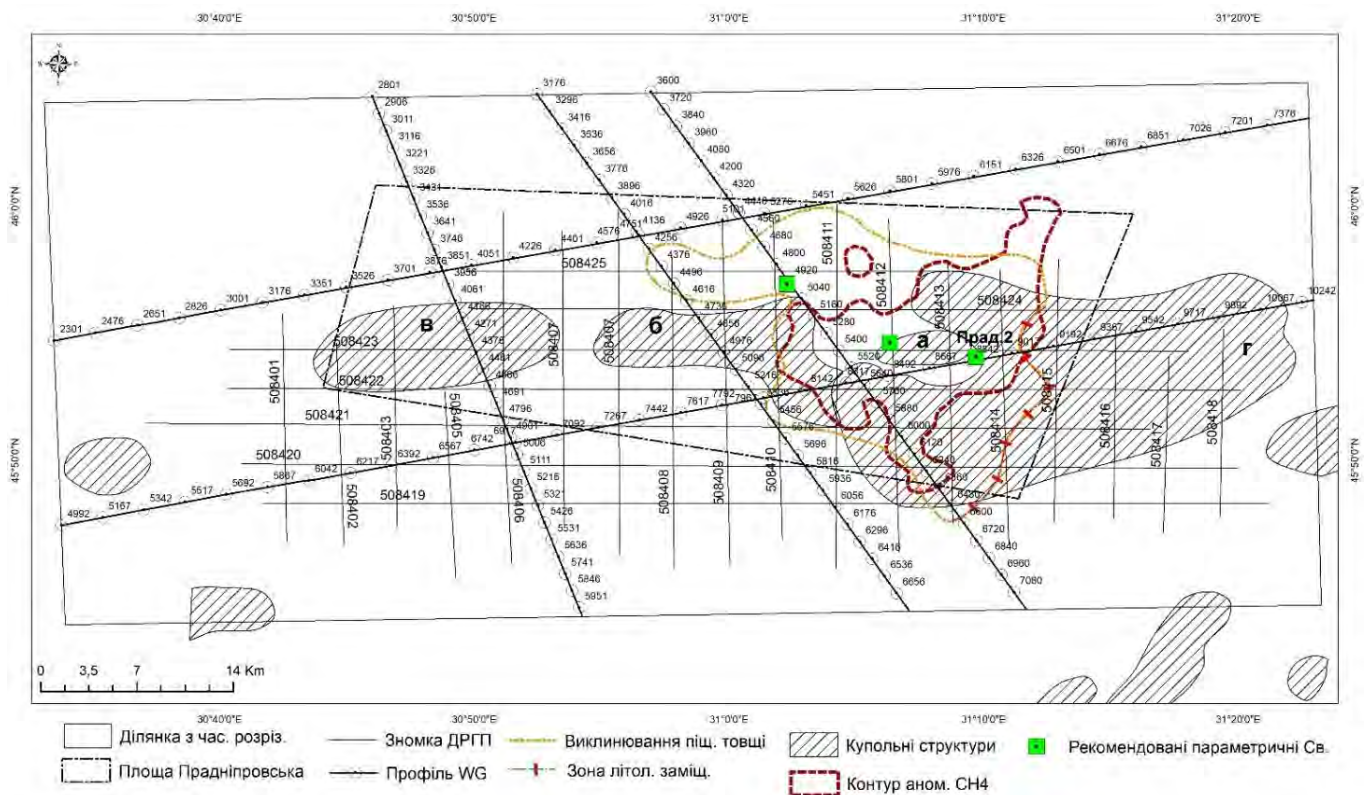


Рисунок 4.1 - Схема розташування часових сейсмічних профілів фірми «Western Geophysical» у межах Прадніпровської структури

Таблиця 4.1 - Координати крайових точок ділянки, в межах якої надано 5 часових розрізів площі Прадніпровська (див. рис. 4.1)

№ Крайових точок ділянки	Широта, м	Довгота, м
1	46,067989	30,551775
2	46,081145	31,378888
3	45,725407	30,565455
4	45,738399	31,3875

На основі п'яти часових сейсмічних розрізів 10 UBS|0|94, 12 UBS|0|94, 25 UBS|0|94, 43 UBS|0|94 та 45 UBS|0|94, наданих у форматі JPG (рис. 4.2), були підраховані середні швидкості у межах пластів, здійснено інтерпретацію геологічної інформації з

урахуванням даних параметричної свердловини Прадніпровська-2 та побудовано геолого-геофізичні розрізи (рис. 4.3).

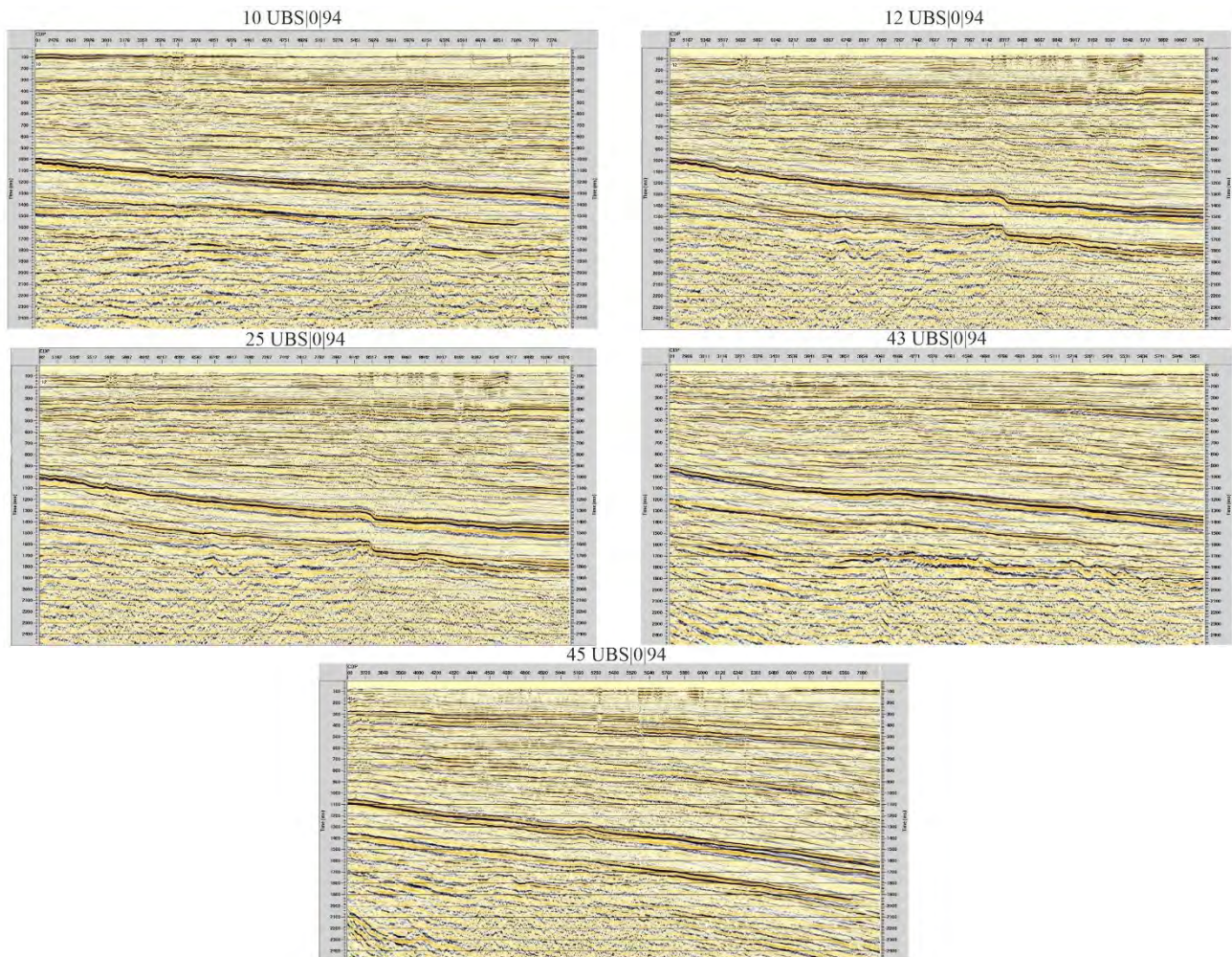


Рисунок 4.2 - Часові розрізи: 10 UBS|0|94, 12 UBS|0|94, 25 UBS|0|94, 43 UBS|0|94, 45 UBS|0|94

Зокрема, на профілі 12 UBS|0|94, де розташована параметрична свердловина, вдалося детально простежити геологічну будову ділянки (рис. 4.3). Під час інтерпретації часових розрізів було виявлено зони втрати кореляції, що чітко проявляються з глибини. На підставі цього побудовано карту (рис. 4.4) виходів ТД на поверхню дна, що підтверджує існування вертикальних ГФП, які проривають стратиграфічні межі.

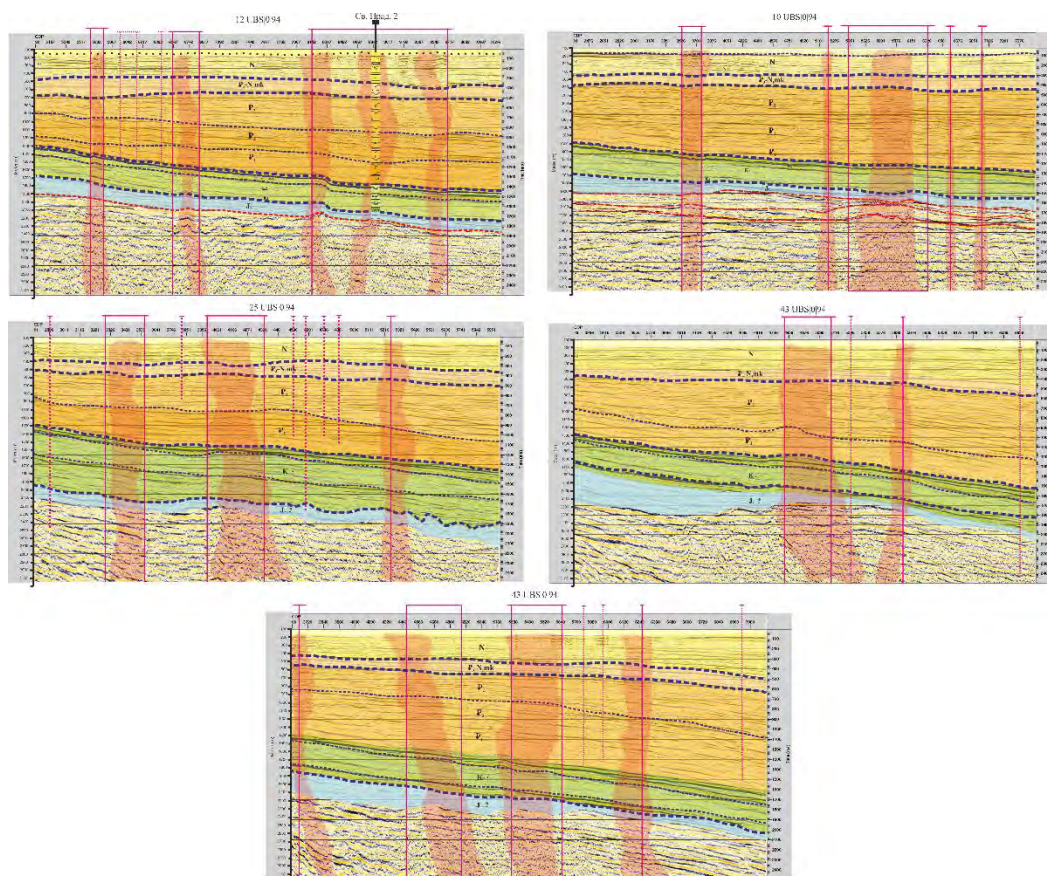


Рисунок 4.3 - Інтерпретація часових розрізів 10 UBS|0|94, 12 UBS|0|94, 25 UBS|0|94, 43 UBS|0|94, 45 UBS|0|94

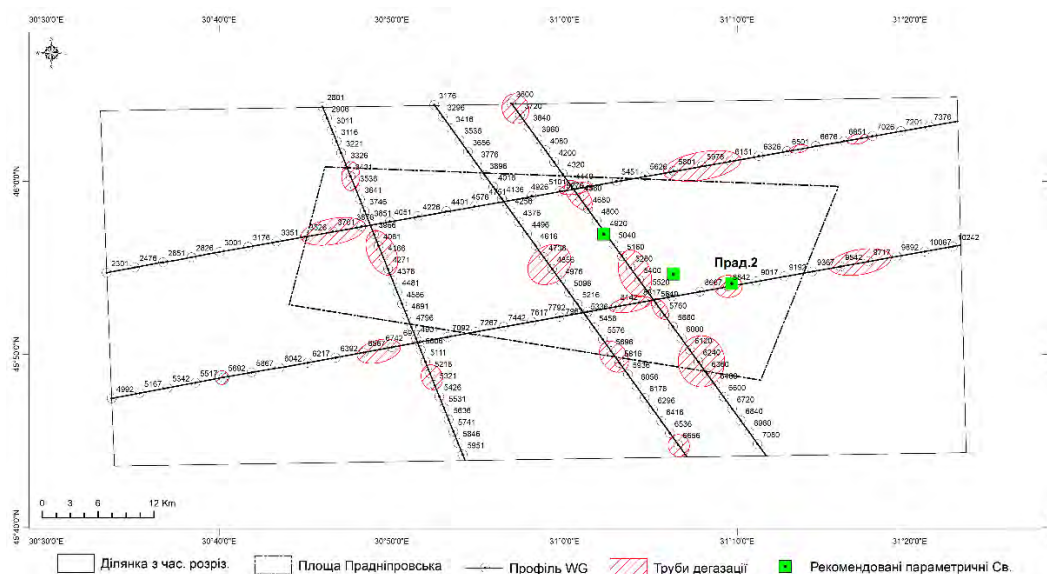


Рисунок 4.4 - Карта розташування труб дегазації (ТД), виділених за результатами інтерпретації часових сейсмічних розрізів профілів UBS|0|94

4.2 Геолого-структурні докази

Порівняльна інтерпретація геофізичних матеріалів, отриманих у різні періоди, зокрема даних британської компанії WG, засвідчила, що купольні структури часто відповідають зонам втрати кореляції сейсмічних відбивань, які інтерпретуються як ТД. Це, з одного боку, підтверджує належність Чорного моря до флюїдопроникних зон земної кори, а з іншого — суттєво змінює уявлення про нафтогазоносний потенціал регіону.

Геолого-структурна характеристика охоплює побудову детальної схеми розломно-блокової будови перспективних ділянок, ідентифікацію зон підвищеної проникності та визначення шляхів активної міграції вуглеводнів — ключових індикаторів їх можливих скупчень. Це дозволяє сформувати геолого-структурну карту, яка відображає просторову організацію структур, потенційно сприятливих для акумуляції вуглеводнів, з урахуванням особливостей поширення та вертикальної міграції флюїдів (Чепіжко та ін., 2020 а).

Геологічна модель формування родовищ вуглеводнів у межах концепції глобального флюїдогенезу (згідно з якою скупчення формуються шляхом глибинного флюїдного живлення) передбачає наявність головного каналу флюїдопотoku (Наумко, 2006, 2020; Лукин, 2015; Коболев, 2017; Шестопалов та ін., 2018), що проявляється у вигляді ТД. Окрім основного каналу, існують менші флюїдопровідні мікроканали, які формуються вздовж тріщин у консолідованих шарах літосфери. Ця система функціонує як єдина динамічна структура транспорту глибинних вуглеводневих компонентів. У межах тектонічних розломів фіксується підвищена проникність і змінена текстура порід, що сприяє дегазаційним процесам. Міграція вуглеводнів з глибин може супроводжуватись поступовим заповненням акумуляційних пасток (колекторів) аж до формування промислових скупчень.

Виходячи з цього, один із головних чинників транспорту глибинних вуглеводневих компонентів це диз'юнктивні тектонічні порушення. Для кожної площі було опрацьовано геоструктурні характеристики (рис. 4.5-4.7).

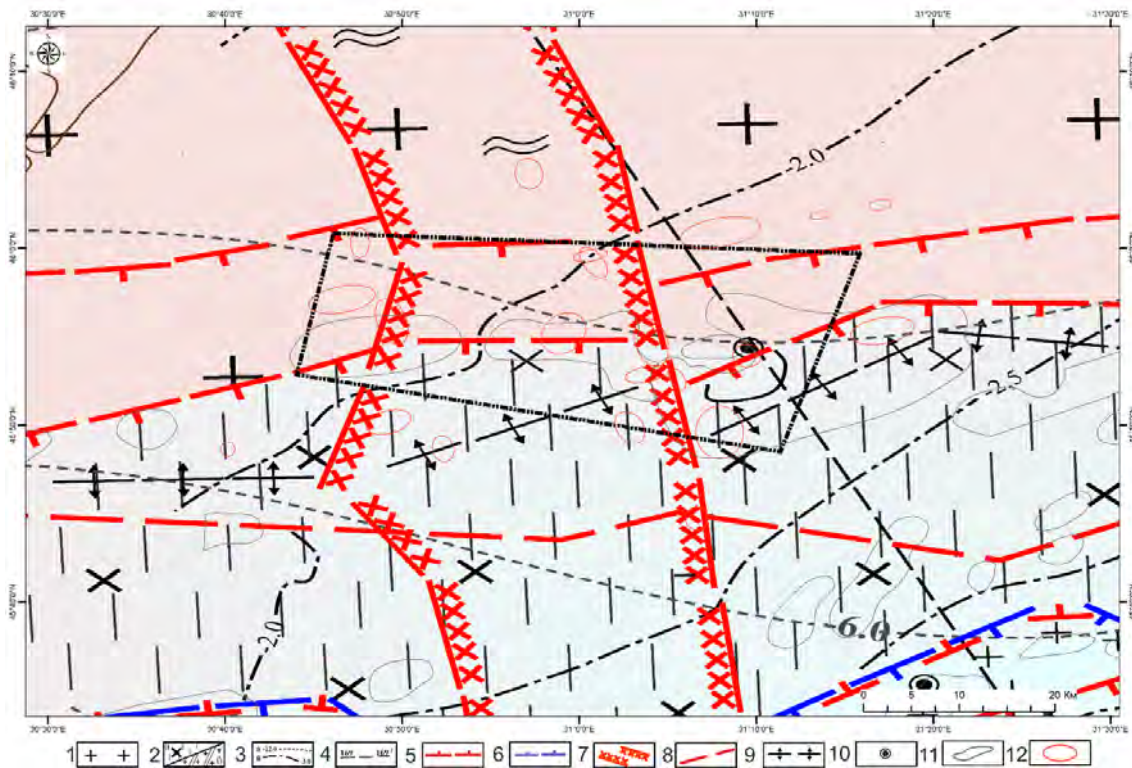


Рисунок 4.5 - Фрагмент структурно-тектонічної карти в межах Прадніпровської площі (Чумак та ін., 2007) з доповненнями автора

Легенда: 1) Південно-Українська монокліза; 2) Крайова область деструкції докембрійського фундаменту: а) грабени; б) горсти (заштрихований крайовий горст); 3) Ізогіпси (км): а) підосви осадового чохла; б) підосви відкладів нижньої крейди; 4) Лінії геолого-геофізичних розрізів; 5) Скиди та скидо-флексурні дислокації; 6) Насуви фанерозойського віку, закладені на герцинському фундаменті; 7) Зони докембрійських розломів; 8) Інші порушення в осадовому чохлі; 9) Осі антиклінальних перегинів; 10) Глибокі свердловини; 11) Купольні структури; 12) Труби дегазації.

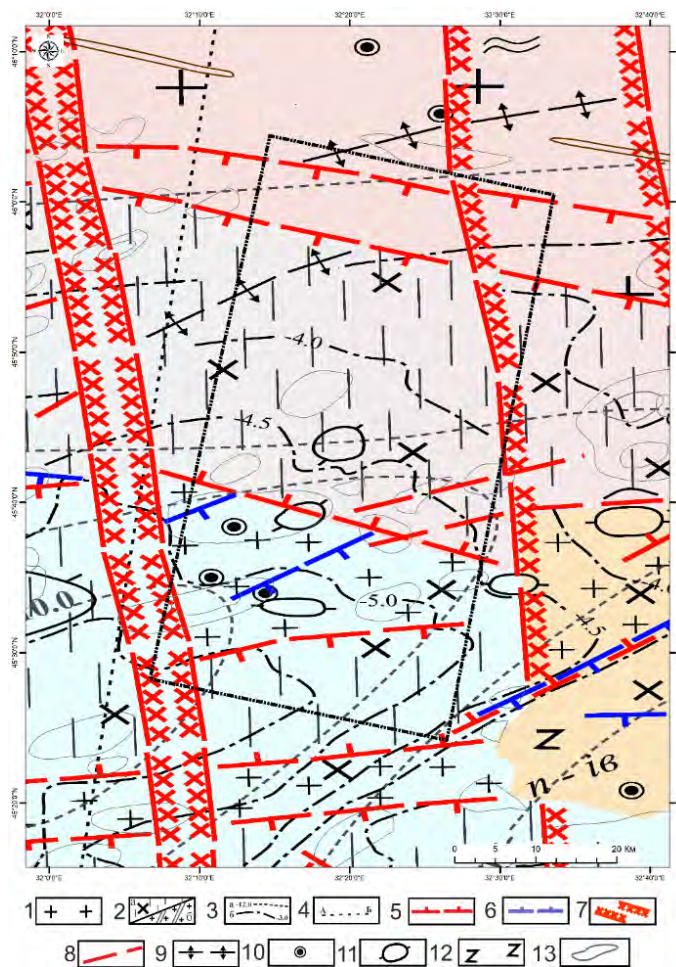


Рисунок 4.6 - Фрагмент структурно-тектонічної карти в межах Каркінітської площі (Чумак та ін., 2007) з доповненнями автора

Легенда: 1) Південно-Українська монокліза; 2) Крайова область деструкції докембрійського фундаменту: а) грабени; б) горсти (заштрихований крайовий горст); 3) Ізогіпси (км): а) підосви осадового чохла; б) підосви відкладів нижньої крейди; 4) Геологічні розрізи за даними буріння свердловин; 5) Скиди та скидо-флексурні дислокації; 6) Насуви фанерозойського віку, закладені на герцинському фундаменті; 7) Зони докембрійських розломів; 8) Інші порушення в осадовому чохлі; 9) Осі антиклінальних перегинів; 10) Глибокі свердловини; 11) Локальні підняття; 12) Субколізійні області - Центрально-Кримська зона герцинід; 13) Купольні структури.

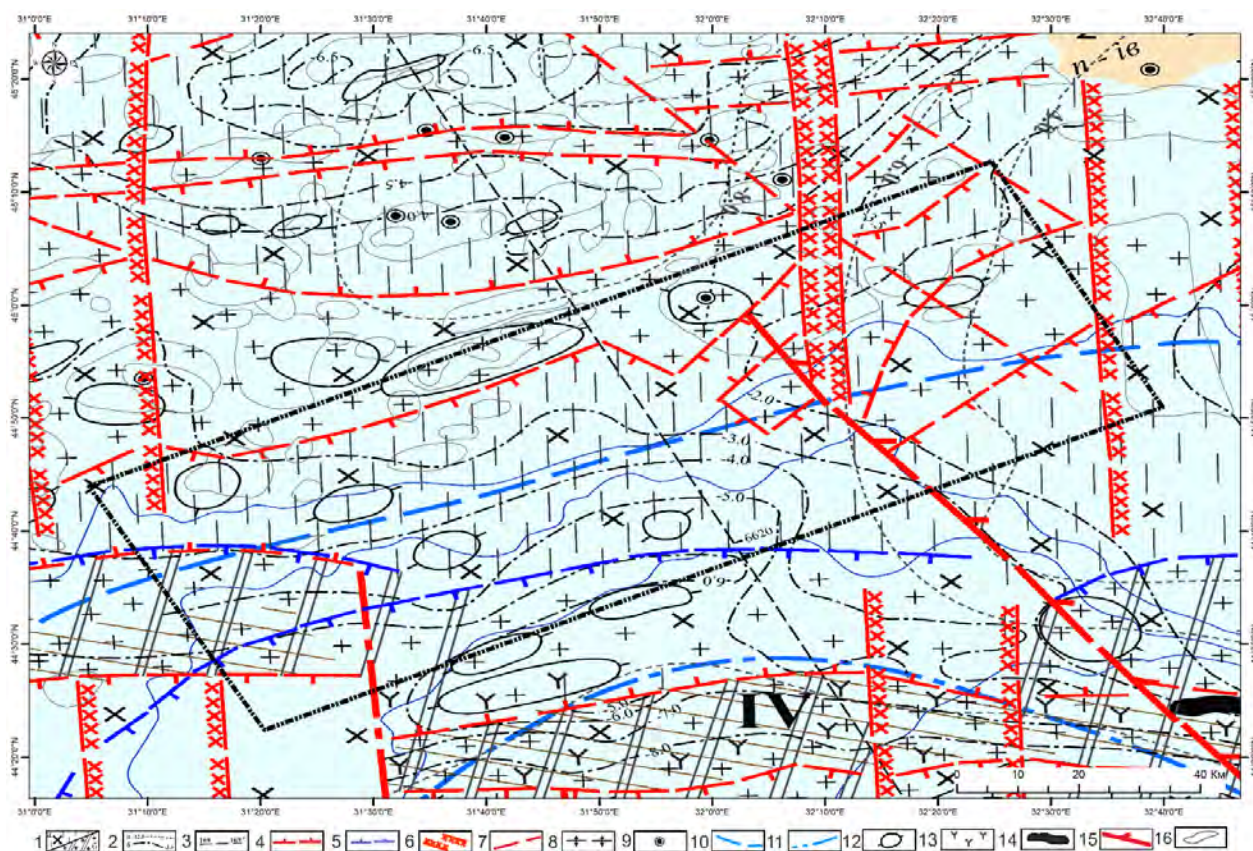


Рисунок 4.7 - Фрагмент структурно-тектонічної карти в межах площі Гермес (Чумак та ін., 2007) з доповненнями автора

Легенда: 1) Крайова область деструкції докембрійського фундаменту: а) грабени; б) горсти (заштрихований крайовий горст); 2) Ізогіпси (км): а) підосви осадового чохла; б) підосви відкладів нижньої крейди; 3) Лінії геолого-геофізичних розрізів; 4) Скиди та скидо-флексурні дислокації; 5) Насуви фанерозойського віку, закладені на герцинському фундаменті; 6) Зони докембрійських розломів; 7) Інші порушення в осадовому чохлі; 8) Осі антиклінальних перегинів; 9) Глибокі свердловини; 10) Край шельфу; 11) Зовнішня границя континентального схилу; 11) Локальні підняття; 12) Припустимі області розвитку рифогенно-карбонатних комплексів; 13) Вихід магматичних, вулканогенних та осадово-вулканогенних порід ЛПМ (за Є.Ф. Шнюковим, 1997); 15) Зсув; 16) Купольні структури.

У зонах диз'юнктивних порушень спостерігається розвиток тріщинних і порових систем, що призводить до утворення каналів з підвищеною флюїдопровідністю. Саме

цими каналами здійснюється вертикальна міграція як пластових, так і глибинних флюїдів. Для побудови моделі формування скупчення вуглеводнів у досліджуваному регіоні принципове значення має ідентифікація шляхів міграції вуглеводневих флюїдів — як до структур накопичення, так і до поверхні морського дна. В межах розломних зон спостерігається зростання проникності як у щільних карбонатних породах, так і в ущільнених піщано-глинистих відкладах.

Аналіз структурно-тектонічних карт та геофізичних даних підтвердив, що глибинні розломи формують каркас регіональної будови й контролюють розподіл геологічних елементів, зокрема у глибоких горизонтах. У приповерхневих частинах ці структури трансформуються в розгалужені системи другорядних порушень, що утворюють зони розущільнення в межах осадового чохла.

Факторами, що контролюють процеси глибинної дегазації та міграції флюїдів, є різноспрямовані неотектонічні рухи, зокрема занурення в центральних частинах западин Чорного моря та ізостатичне підняття в його периферійних зонах, а також значна кількість тектонічних порушень (Климчук, 2022). У цьому контексті перспективними зонами для пошуків скупчень вуглеводнів, а також гелію та водню виступають не лише осадовий чохол, а й кристалічний фундамент континентів і окремі сегменти океанічного фундаменту, за умови наявності флюїдонепроникних покришок. Імовірність виявлення заповнених скупчень у зонах активної дегазації є високою.

Тектоногенні зони активного рифтогенезу, а також області дезінтеграції та руйнування континентальної кори, які можуть перебувати на різних стадіях геодинамічного розвитку, виступають регіонами найінтенсивнішої дегазації. У межах таких структурних зон створюються сприятливі умови для формування як «заповнюваних», так і «транзитних» скупчень вуглеводнів, за умови наявності специфічного комплексу геологічних чинників, що забезпечують фіксацію і акумуляцію флюїдів.

4.3 Газогеохімічні докази

Як неодноразово зазначалося в наукових публікаціях, газогеохімічні дані, отримані з донних відкладів Чорного моря, свідчать про існування імпульсно-функціонуючих флюїдопровідних зон, що формуються на неотектонічному та сучасному етапах тектонічної активності. Ці зони охоплюють широкий фазово-хімічний спектр вуглеводнів — від твердих бітумів і важких нафт до легких нафт і газоконденсатів, а також від вуглеводневих систем у критичному стані до метанових і метаново-сірководневих газів (Чепіжко та ін., 2020 б).

Форми локалізації проявів вуглеводнів у досліджуваному регіоні є різноманітними й включають скупчення в антиклінальних, неантиклінальних та комбінованих пастках, струменеві та групові газові факели, а також скупчення газогідратів.

Автором було проведено дослідження газоподібних геохімічних аномалій у пізньочетвертинних донних відкладах та придонному шарі морської води. Ці аномалії розглядаються як безпосередні індикатори сучасної міграції ГФП.

Розуміння походження метану в осадових середовищах може пролити світло на цю тему, яка обговорюється. Як вказано в Розділі 1, є два панівних процеси (біогенний і абіогенний), що генерують метан у природі (Yanko et al., 2024). Біогенний метан утворюється метаногенними археями (бактеріальний метан) або термічно активованим розщепленням більших органічних молекул (термогенний метан) (Stolper et al., 2014). Абіогенний метан надходить із мантиї Землі у вигляді потоків рідини та газу. Насправді він також є термогенним, але утворюється при значно вищих температурах порівняно з термогенним метаном біогенного походження (Лейн, Иванов, 2005, 2009; Егоров та ін., 2011; Кутас, 2020). Визначити відносний внесок цих джерел у певне накопичення метану може бути складно, оскільки гази мають тенденцію мігрувати та змішуватися з іншими газами (Stolper et al., 2014).

У Чорному морі (а також, швидше за все, в інших басейнах) бактеріальний метан утворюється в дуже мілководних донних відкладах за температури, яка зазвичай

спостерігається на морському дні. Бактеріальний метан характеризується одночасним збільшенням вмісту метану та аденозинтрифосфату (АТФ) у донних відкладах, що свідчить про існування метаногенезу бактеріями з хемолітоавтотрофним типом метаболізму, які харчуються органічними речовинами (Polikarpov et al., 1998). Процес утворення метану в осадах починається лише тоді, коли окисно-відновний потенціал падає нижче - 200 мВ. Якщо сульфатвідновлювальні бактерії найбільш широко представлені у верхніх 2 см поверхневих відкладів і мають окисно-відновний потенціал від -100 до -150 мВ, то максимальна кількість метаноутворюючих бактерій буде розташована від 3 до 6 см від поверхні відкладень з окисно-відновним потенціалом від -250 до -300 мВ (Совга & Любарцева, 2006).

Термогенний метан біогенного походження виробляється набагато глибше під морським дном, де органічний матеріал розкладається при температурах 150-210°C через геотермічний градієнт (Вассоевич, 1986). Газові спалахи у вигляді переривчастих струменів біогенного метану низької інтенсивності генеруються біотермохімічними процесами в приповерхневих і глибоких горизонтах осадового чохла, і вони вивантажують газ через тріщини, які утворюються в цьому чохлі (Starostenko et al., 2001).

Абіогенний метан характеризується зниженням АТФ у присутності CO_2 в осадах, а також одночасним збільшенням метану, його гомологів та інших вуглеводневих газів, які утворюються при температурі, що значно перевищує 210°C. Наприклад, ацетилен може утворюватися або шляхом дегідрування двох молекул метану при температурах вище 1400°C, або при дії води на карбід кальцію. Обидва процеси можливі лише в умовах мантії.

За даними Шнюкова та ін. (2021), абіогенний метан транспортується рідинами, що рухаються вгору з верхньої мантії вздовж тектонічних розривів, які служать постійно діючими каналами (ТД). На морському дні їх вихідні прояви виражені ізометричними областями з довготривалими підвищеними поповнюваними концентраціями метану, але без просочувань (Shnyukov & Yanko-Hombach, 2020). Глибинне походження

абіогенного метану підтверджується також витоками газу над кристалічними породами підводного масиву Ломоносова на південь від Криму, а також ізотопним і хімічним складом карбонатних утворень у північно-західній частині моря (Шнюков та ін., 2013).

На сейсмоакустичних профілях під холодними витоками біогенного метану не виявлено дегазаційних труб, що, можливо, вказує на дисперсну форму газового потоку. Абіогенний метан постійно вивільняється з глибин Землі через ТД, грязьові вулкани та катастрофічні газові шлейфи з подальшим їх спалюванням на малих глибинах (Shnyukov & Yanko-Hombach, 2020). Він є поновлюваним і, як такий, забезпечує постійний потік забруднення в донні відкладення та товщу води.

Для загальної класифікації метану можна використовувати принаймні два показники (Yanko et al., 2024): 1. Наявність/відсутність гомологів метану, 2. Співвідношення гомологів метану та метану — MHR («сухість газу»). На думку Лейна та Іванова (2005) та Егоров та ін. (2011), наявність гомологів метану вказує на абіогенний метан, тоді як їх відсутність відображає біогенний метан. $MHR > 1000$ і < 100 відповідають біогенному та абіогенному метану відповідно (Bernard et al., 1976; Whiticar, 1999; Milkov & Etiope, 2018).

Більшість гомологів не можуть бути утворені з біогенного метану, оскільки для їх утворення потрібна набагато вища температура порівняно з температурою біогенного метану (Совга & Любарцева, 2006). Деякі вуглеводневі гази виявлені автором в пробах (наприклад, ацетилен - C_2H_2) можуть утворюватися тільки при температурах $> 1400^\circ C$, щоб забезпечити дегідрування двох молекул метану. Такі температури відповідають теоретичній глибині понад 45 км (Кононов та ін., 1977).

Склад флюїдних газів. Газова хроматографія витяжок зі зразків трьох досліджуваних площ: Прадніпровської, Каркінітської та Гермес, дозволила визначити якісний та кількісний склад вуглеводневих компонентів у придонних відкладах і виявити просторові закономірності дегазаційних процесів (Kadurin et al., 2022).

За результатами проведених досліджень на 55 станціях на **площі Прадніпровська** були виявлені: метан (CH_4), етилен (C_2H_4), ацетилен (C_2H_2), пропан (C_3H_8), пропілен

(C_3H_6), бутан (C_4H_{10}), ізобутан (C_4H_{10}), бутилен (C_4H_8), пентан (C_5H_{12}), ізопентан (C_5H_{12}), пентен (C_5H_{10}) (Додаток 1). За всіма даними були побудовані карти розподілу газів в межах площі дослідження.

Вміст метану в донних відкладах коливався від 12 до 2293 ppm. Найбільший вміст метану спостерігається на ст. 55-14 (глибина 34,5 м, солоність 11,5 ‰).

Автором було розраховано відношення метану до гомологів (C_3H_8 , C_4H_{10} , i- C_4H_{10} , C_5H_{12} , i- C_5H_{12}) на площі Прадніпровська. Як видно з графіка (рис. 4.8), на шести станціях спостерігається високий вміст біогенного метану, з найбільшим значенням (7292) на станції 51-18.

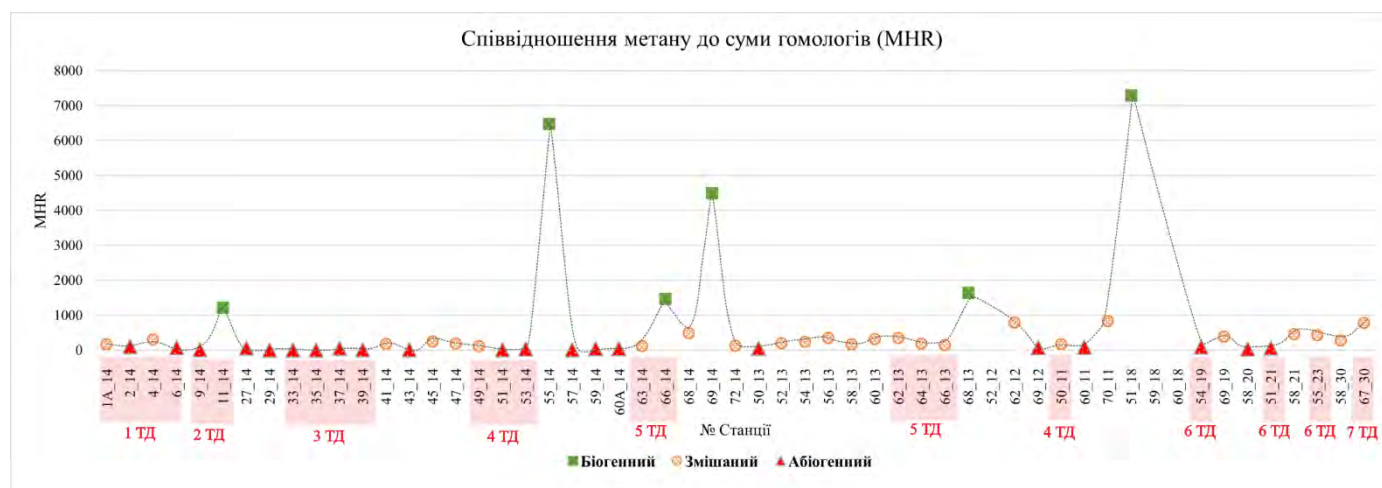


Рисунок 4.8 - Графік співвідношення метану до суми гомологів (MHR) для відібраних проб. Червоними стовпцями позначено станції пробовідбору, що потрапляють у зони семи окреслених труб дегазації; зелені квадрати – пункти з біогенним типом метану, оранжеві кола – зі змішаним типом, а червоні трикутники – з абіогенним.

Змішаний тип метану відзначений на 25 станціях, де значення коливаються в межах від 112 до 830, що вказує на змішане походження метану. На решті 24 станцій метан має абіогенне походження. Це підтверджує, що територія дослідження є зоною з присутністю ТД, через які переважно мігрує флюїдний метан.

На основі класифікації значень за типами походження метану було прийнято рішення зосередити подальший аналіз виключно на показниках абіогенного

(флюїдного) метану (24 ст.). Це дозволило сфокусувати дослідження на ділянках, де відбувається вихід ГФП. На основі відібраних даних були побудовані інтерполяційні карти розподілу метану, його гомологів та показник сухості газу з використанням методу інверсно зваженої відстані (Inverse Distance Weighting, I3B) (рис. 4.9).

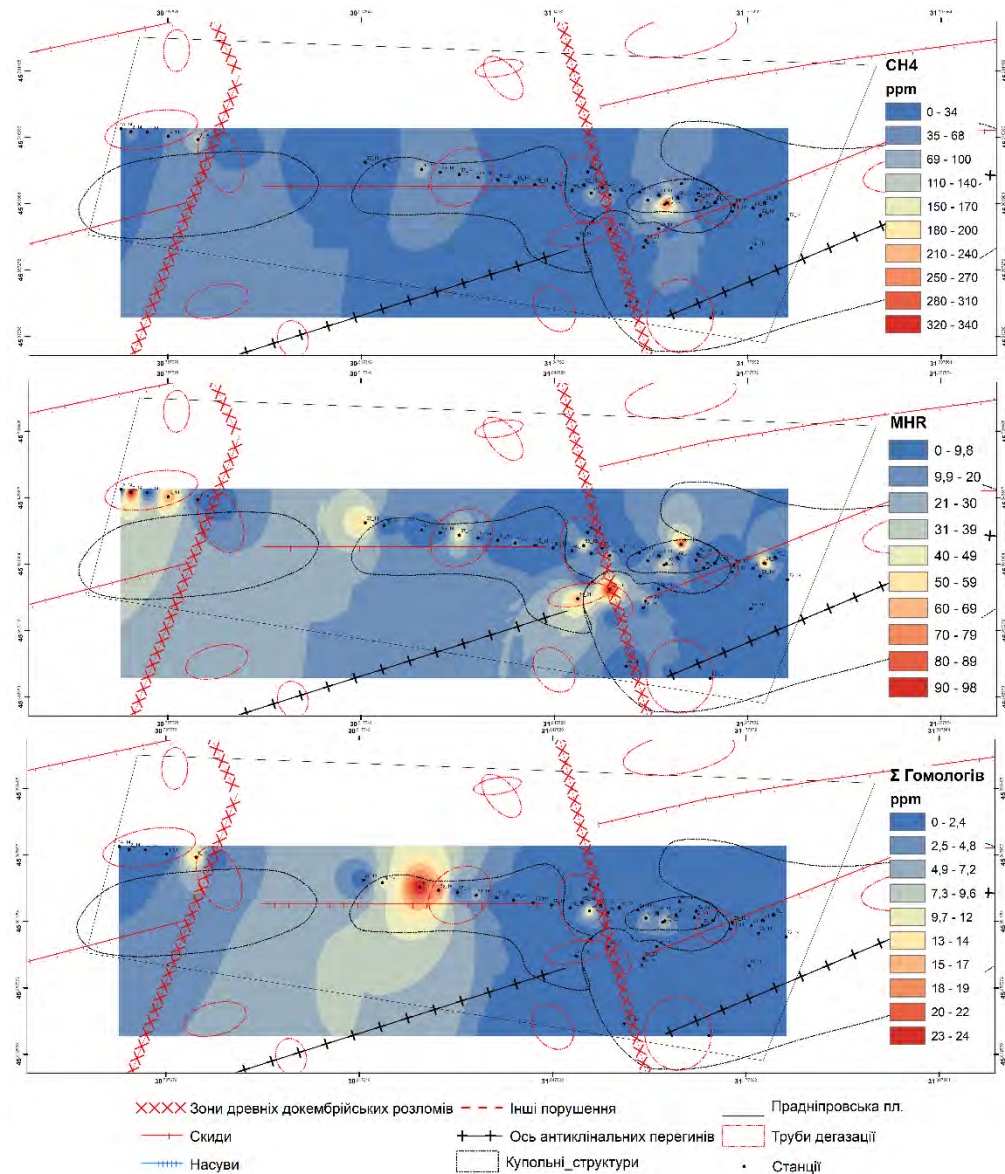


Рисунок 4.9 - Інтерполяція та концентрація метану, відношення метану до гомологів та суми гомологів з купольними структурами на північно-західному шельфі Чорного моря

Аналіз результатів дозволив виокремити аномальні зони підвищеної концентрації метану, що інтерпретуються як області активної дегазації. Побудовані карти дають

змогу не лише локалізувати ці зони, а й глибше зрозуміти геодинамічні процеси, які відбуваються у межах північно-західного шельфу Чорного моря.

Для повноти розуміння на карту також нанесено ТД, виділені за результатами геофізичних даних (позначені червоними лініями), та купольні структури (чорними лініями). Це наочно демонструє чітку просторову кореляцію між цими елементами, вказуючи на зони активного виведення метану та інших вуглеводнів із глибинних горизонтів, а також потенційні області їх акумуляції у перспективних структурах для подальшої розвідки та видобутку.

Особливу увагу було приділено ацетилену (C_2H_2), який, згідно з теоретичними оцінками, може надходити з глибин понад 45 км (Кононов та ін., 1977). Ацетилен наявний в пробах відбору на площі Прудніпровській та Гермес. Нижче наведено його інтерполяцію концентрації на площі Прудніпровська (рис. 4.10).

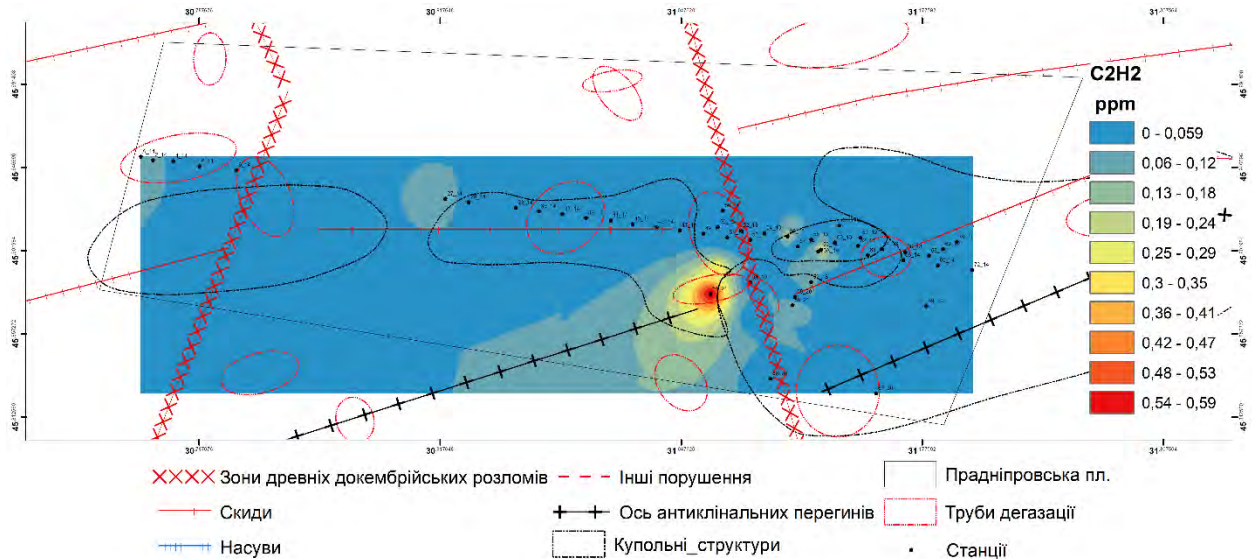


Рисунок 4.10 - Інтерполяція та концентрація ацетилену з купольними структурами на північно-західному шельфі Чорного моря

З рисунка добре видно кореляція аномалій ацетилену з сухістю газу та іншими характеристиками.

За результатами проведених досліджень на 57 станціях на **площі Каркінітська** були визначені: метан (CH_4), етан (C_2H_6), пропан (C_3H_8), бутан (C_4H_{10}), пентан (C_5H_{12}),

етилен (C_2H_4), пропілен (C_3H_6) (Додаток 2). За всіма даними були побудовані карти розподілу газів у межах площі дослідження.

Вміст метану в донних відкладах досліджуваного району варіював у широких межах — від 3,10 до 52 668 ppm. Максимальні концентрації зафіксовано на станції 1261 (глибина 31,5 м, солоність 17,5 ‰), де також спостерігалось найвище відношення метану до суми його гомологів — 24 383, що свідчить про його біогенне походження.

Як видно з графіка (рис. 4.11), на двох станціях це співвідношення становило від 1 000 до 24 000, що також відповідає біогенному генезису газу. На одинадцяти станціях зафіксовані показники в межах від 104 до 604, що, згідно із загальноприйнятими класифікаціями, характеризує метан як такий, що має змішане походження — тобто, формується як у результаті мікробіологічних процесів, так і шляхом глибинного (абіогенного) флюїдопостачання.



Рисунок 4.11 - Графік співвідношення метану до суми гомологів

Решта значень на станціях (рис. 4.11) знаходяться в межах <100, що відповідає ознакам абіогенного походження метану. Це додатково свідчить про те, що досліджувана акваторія характеризується активними процесами дегазації, де переважає просочування глибинного метану.

На основі наведених даних було проведено інтерполяцію значень вмісту метану, сухості газу та суми гомологів на 44 станціях (рис. 4.12), які загалом демонструють низький рівень, характерний для абіогенного типу походження (Дікол, 2022).

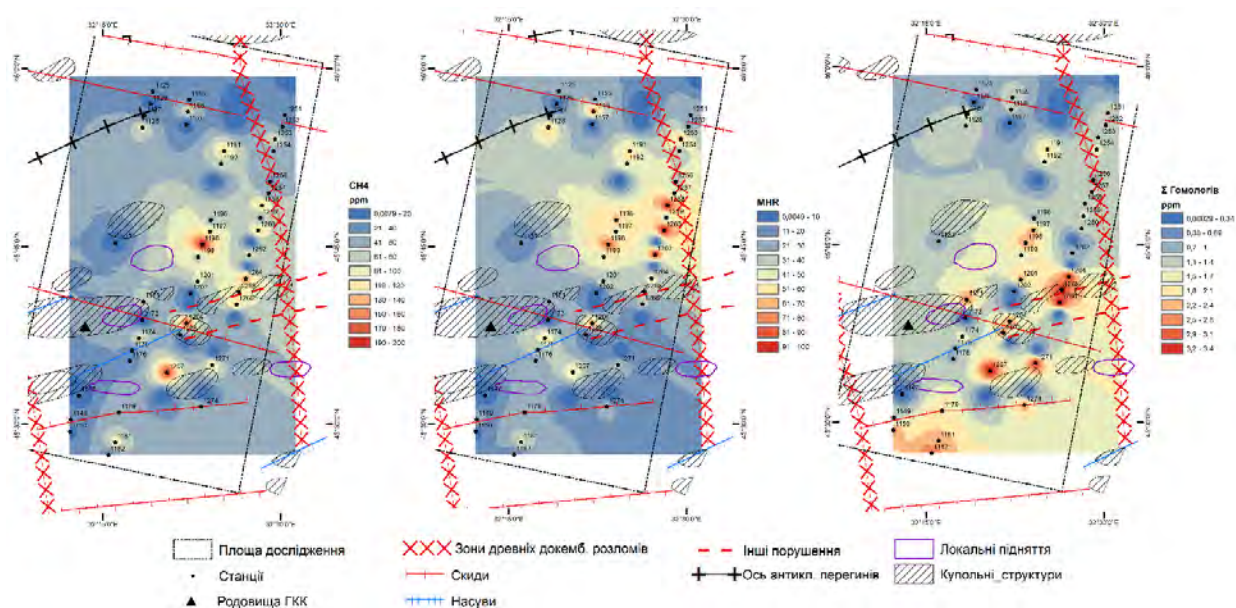


Рисунок 4.12 - Інтерполяція та концентрація метану, відношення метану до гомологів та суми гомологів з купольними структурами на північно-західному шельфі Чорного моря

На картах купольні структури позначені заштрихованими ділянками, і їхня кореляція з іншими картографічними матеріалами має важливе значення для розуміння просторової організації геологічних процесів у досліджуваному регіоні.

Карта концентрації абіогенного метану демонструє, що зони з найвищим вмістом переважно збігаються з межами купольних структур, що свідчить про їхню потенційну роль як накопичувачів вуглеводнів. Такий просторовий збіг вказує на участь цих структур у флюїдопровідних процесах, де концентруються абіогенні гази. Висока концентрація метану в межах купольних зон також підтверджує ймовірну наявність ТД, що формуються в результаті висхідної міграції ГФП, і, таким чином, дозволяє розглядати ці ділянки як перспективні для формування вуглеводневих скупчень.

На карті, що відображає значення MHR, спостерігається чітка просторово-функціональна кореляція з двома іншими картами (концентрації метану та суми гомологів), а також із розташуванням купольних структур. Зокрема, така кореляція виразно фіксується на станціях 1174, 1207, 1204, 1271 та 1181. Це підтверджує абіогенне

походження газу в межах вказаних структур і вказує на активні ділянки дегазації, потенційно пов'язані з ТД та акумуляцією вуглеводнів.

Карта інтерполяції суми гомологів: Ця карта демонструє, що заштриховані купольні структури добре корелюють із зонами низького вмісту гомологів. Такий розподіл також підтверджує наявність ГФП у цих структурах. Знижена концентрація гомологів у поєднанні з низьким співвідношенням до метану свідчить про стабільну висхідну міграцію глибинного флюїду, що вказує на перспективність зазначених куполів як зон можливого накопичення вуглеводнів.

За результатами проведених досліджень на 46 станціях **площі Гермес** визначені: метан (CH_4), етан (C_2H_6), пропан (C_3H_8), бутан (C_4H_{10}), пентан (C_5H_{12}), етилен (C_2H_4), пропілен (C_3H_6), ацетилен (C_2H_2) (Додаток 3). За всіма даними були побудовані карти розподілу газів в межах площі дослідження.

Концентрація метану в донних відкладах варіювала від 19 до 3 072 ppm. Максимальне значення зафіксовано на станції 45 (глибина 107 м, солоність 20 ‰). Співвідношення метану до гомологів (MHR) на 7 станціях коливалося в межах від 114 до 873, що дозволяє класифікувати метан у цих зонах як такого, що має змішаний генезис. Ці значення також корелюють із глибиною — усі випадки змішаного типу зафіксовані на глибинах до 200 м. На решті 40 станціях MHR становив <100 (рис. 4.13), що відповідає абіогенному походженню метану. Таким чином, наявність переважно низьких значень MHR підтверджує домінування глибинного флюїдного живлення та абіогенного метану в межах досліджуваної території.



Рисунок 4.13 - Графік співвідношення метану до суми гомологів

На основі отриманих даних була виконана інтерполяція просторового розподілу концентрацій метану, показника сухості газу та суми гомологів (рис. 4.14).

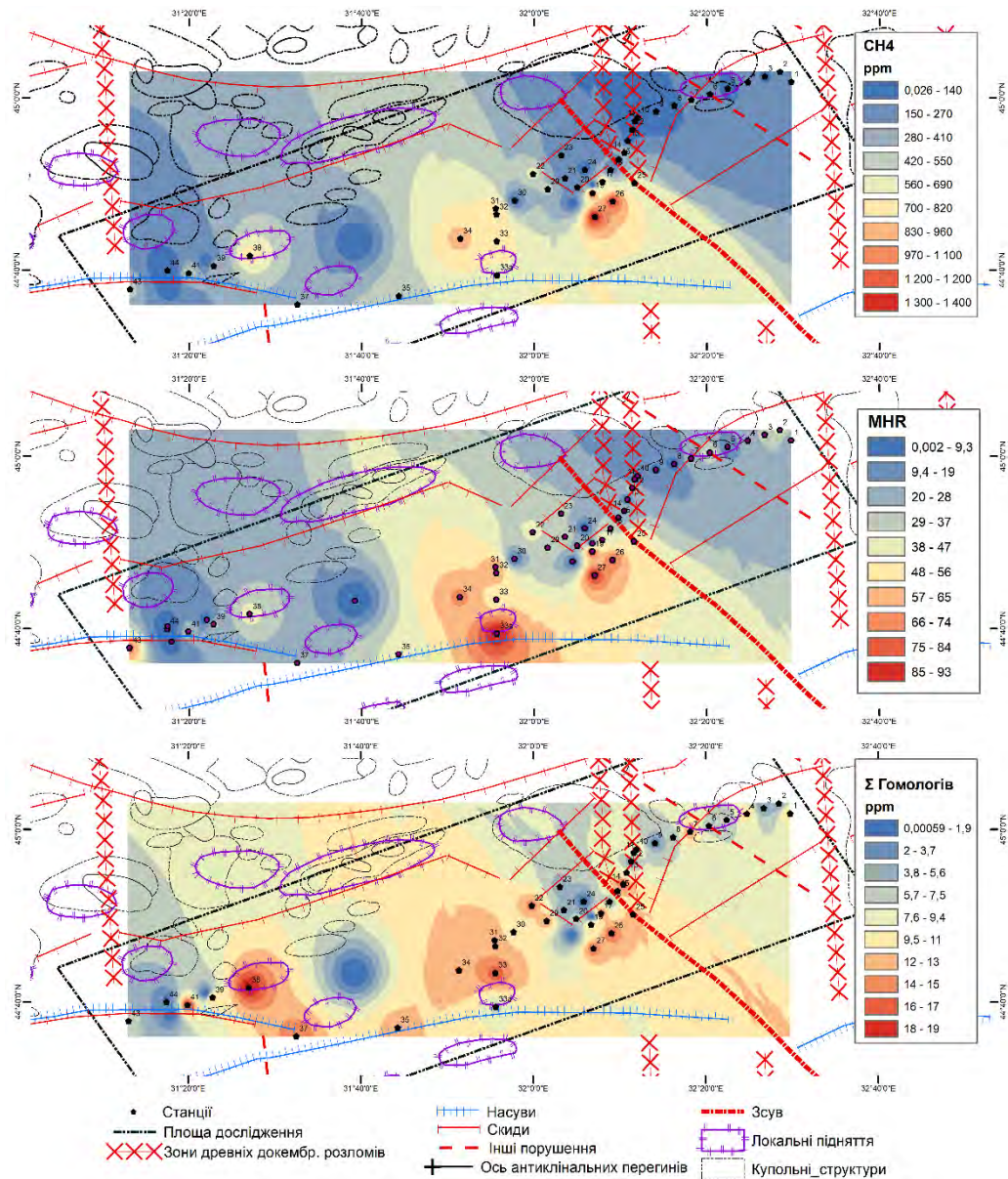


Рисунок 4.14 - Інтерполяція та концентрація метану, відношення метану до гомологів та суми гомологів з купольними структурами на північно-західному шельфі Чорного моря

Аналіз інтерпольованих карт виявив чітку просторову кореляцію зон підвищеного газонасичення з локальними підняттями, які виявлені в ході робіт вивчення особливостей глибинної геологічної будови північнорічморської континентальної окраїни (Чумак та ін., 2007).

На всіх трьох картах чітко окреслюються три аномальні зони — поблизу станцій 26-27, 34 та 38. Площа «Гермес» вирізняється скупченням газових факелів, сипів і грязьових вулканів, проте їх просторове розташування тяжіє до ділянок з переважно мінімальними значеннями параметрів. Максимальні значення тяжіють до локальних підняття, і те і інше додатково вказує на глибинне — флюїдне або абіогенне — походження метану та підкреслює ймовірну роль розломних зон як каналів дегазації.

Зі схем концентрацій 3-х показників на площі Гермес простежується кореляція аномалій на півдні. Для більш повної картини нижче приведено рис. 4.15. концентрацій ацетилену на площі Гермес.

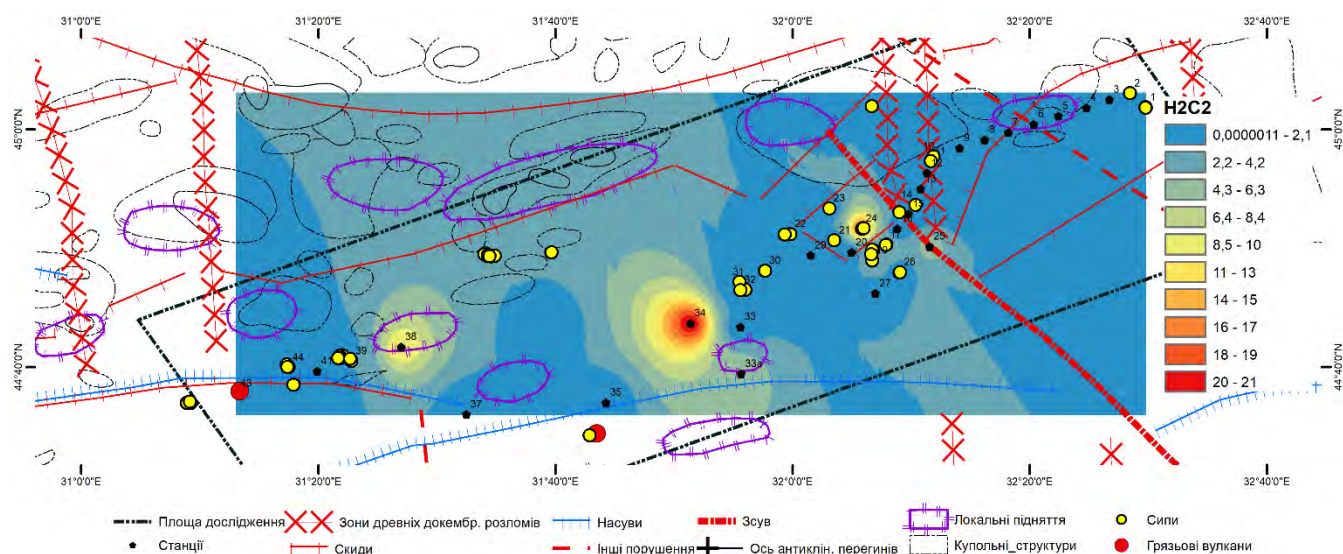


Рисунок 4.15 - Інтерполяція та концентрація ацетилену на площі Гермес

За схемою розподілу ацетилену простежуються три геохімічні аномалії, дві з яких не пов'язані з відомими проявами сипів або грязьових вулканів. Це може свідчити про наявність ізольованих ділянок вертикальної міграції флюїдів, де ТД перекриті відносно непроникними шарами, що створює умови для акумулювання глибинних флюїдів у товщі осаdів.

Таким чином на досліджених площах гомологи метану і інші ненасичені вуглеводневі гази (алкени і ацетилен) присутні на всіх досліджуваних станціях у різних співвідношеннях і концентраціях, що свідчить про наявність абіогенного (флюїдного) метану. Але це не так просто, як здається. Деякі гомологи (наприклад, бутан) можуть

утворюватися під час деградації сирої нафти — одного з найпоширеніших забруднювачів морського середовища (Hassanshahian & Cappello, 2013). На двох станціях MHR перевищив 1000 - на ділянці «Прадніпровська» (ст. 55-14) та ділянці «Каркінітська» (ст. 1261). Обидві станції розташовані на внутрішньому шельфі на однаковій глибині води 32-34 м. На ст. 55-14 MHR перевищила 1000 у сім разів. Станція містить один гомолог (бутан) у незначній кількості. Насправді дані про рідкі вуглеводні, виміряні в тих самих відкладах, показують високу концентрацію розкладених нафтопродуктів, таких як окиснені смоли та асфальтени. Таким чином, метан на цій станції можна вважати біогенним.

На ст. 1261 MHR був удвічі вищим за 1000, що відповідає біогенному метану. Але є численні гомологи (етан, пропан, бутан, пентан) та інші алкени (етилен, пропілен) у значних кількостях, які не можна пояснити деградацією нафти. Таким чином, цей тип метану можна віднести до змішаного.

На всіх інших станціях, судячи з комбінації MHR в діапазоні від <1000 до <100 і списку гомологів метану та інших вуглеводневих газів, метан, швидше за все, є абіогенним.

4.4 Мінералогічно-термобарогеохімічні докази

Для визначення стійкості доказових ознак у часі необхідно оцінити можливість та способи фіксації флюїдних потоків у мінеральній матриці. Це можливо в трьох формах:

- у формуванні алотигенних комплексів, специфічних аутигенних мінералів, насамперед кальциту;
- захоплення вуглеводневих флюїдів у вигляді включень в аутигенних та алотигенних мінералах;
- у вигляді сорбції вуглеводнів, особливо метану, кристалічною структурою глинистих мінералів.

Найбільш ефективними, на погляд автора, є останні два методи.

Теригенні не глинисті мінерали та області їх утворення. Цей тип складається з піщаних осадових із рідкісними включеннями черепашково-детритового матеріалу (менше як 5%), які трапляються переважно в прибережній зоні. Водночас вони становлять незначну частку серед донних осадових, основу яких складають солонуваті мули. Для цього типу осадових був проведений гранулометричний аналіз.

Теригенно-мінералогічне районування північно-західного шельфу Чорного моря є складним завданням через різноманітність мінерального складу, що притаманний цій акваторії як кінцевому басейну стоку великої частини східної Європи, а також через складні гідрологічні умови. Загалом мінеральний склад непелітових фракцій можна поділити на дві групи: мінерали, що зустрічаються повсюдно (кварц, польовий шпат, кальцит, мусковіт), та мінерали, які є характерними для окремих теригенно-мінералогічних провінцій (епідот, гранат, ільменіт, циркон, амфібол, силіманіт, дистен). Крім того, серед неглинистих мінералів трапляються також аутигенні утворення, зокрема пірит, мельниковіт і кальцит.

В результаті аналізу раніше проведених робіт виділені наступні живлячі та теригенно-мінералогічні провінції:

- Дунайська епідот-гранат-амфіболова — на шельфі це епідот-гранат-амфібол-ільменітова провінція.
- Дністровська ільменіт-гранат-цирконова — на шельфі продукти руйнування утворюють ільменіт-амфібол-гранат-цирконову провінцію.
- Дніпро-Бугська гранат-ільменіт-епідот-цирконова — у шельфовій зоні ця провінція утворює Тендрівсько-Джарилгачську теригенно-мінералогічну провінцію.
- Дніпровська гранат-силіманіт-цирон-дістен-ільменітова — займає територію Каркінітської затоки.
- Кримська епідот-амфібол-цирон-ільменітова — утворена продуктами руйнування порід Криму на шельфі (Федорончук, 2001).

В глибокій частині шельфу виділяється Центрально шельфова провінція, яка живиться з усіх навколишніх провінцій. Вона складається з найбільш стійких мінералів,

добре перемитих.

Вибрані для детального вивчення площі входять до складу Дністровської (Прадніпровська площа), Дніпровської (Каркінітська площа) та Кримської (площа Гермес) провінцій. Кожна з площ характеризується специфічним гранулометричним складом, який наведено на гістограмах (рис. 4.16 - 4.18) (Додаток 4).

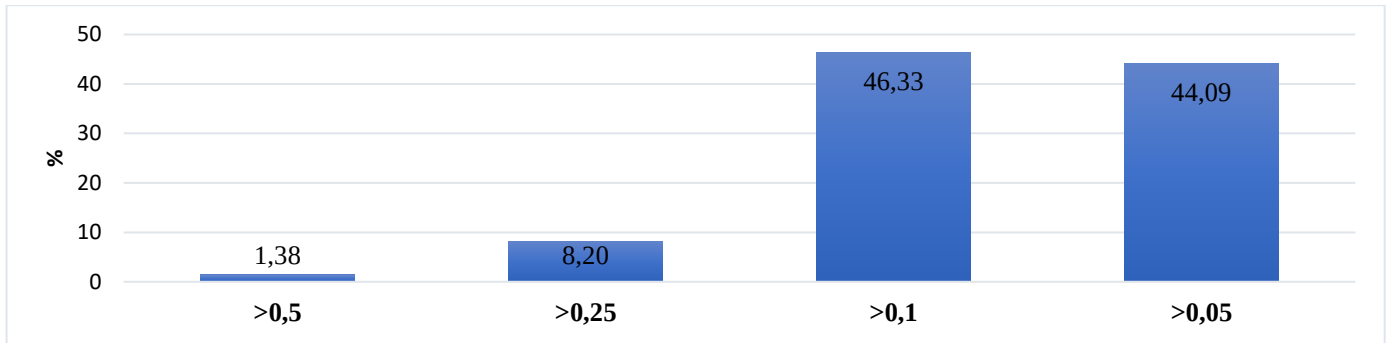


Рисунок 4.16 - Гістограми гранулометричного складу для площі Прадніпровська

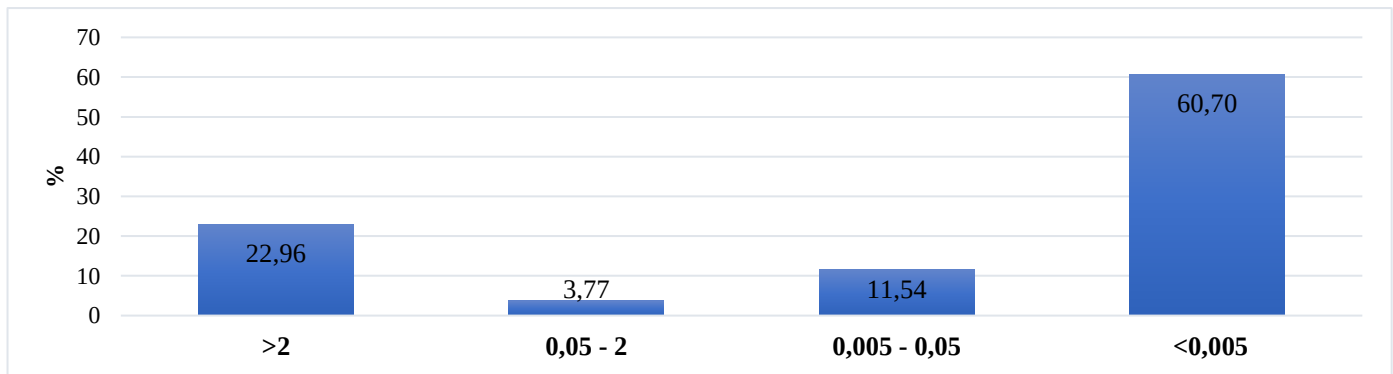


Рисунок 4.17 - Гістограми гранулометричного складу для площі Каркінітська

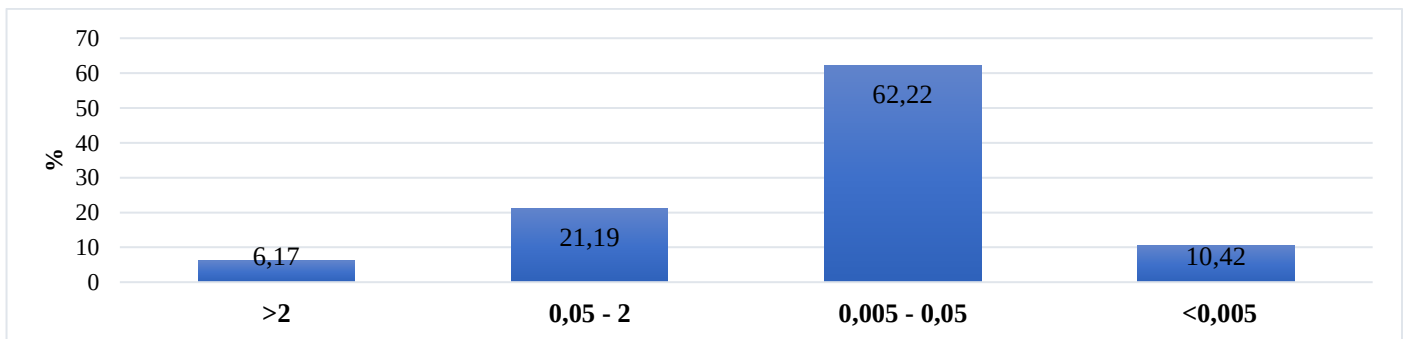


Рисунок 4.18 - Гістограма гранулометричного складу для площі Гермес

На площі Прадніпровська переважають фракції розміром понад 0,1-0,05 мм, тоді як на Каркінітській та площі Гермес найбільшу частку складають фракції 0,05-0,005 мм, що цілком пояснюється особливостями морських глибин. Мінеральний склад донних

відкладів було визначено лише для площі Прадніпровська (таблиця 4.2).

Автором більш детально вивчалась площа Прадніпровська, яка входить до складу Дністровської ільменіт-гранат-цирконової провінції.

Таблиця 4.2 - Мінеральна складова донних відкладів площі Прадніпровська

№ Станції	№ Проби	Неглинисті мінерали							
		Кварц	Польовий шпат	Гранат	Ільменіт	Кальцит	Амфібол	Циркон	Пірит
14_9	14-9/2	(+)	(+)	+	+	—	“+	—	—
	14-9/3	(+)	—	—	+	“+	—	—	+
14_29	14-29/1	(+)	(+)	+	—	—	—	—	—
	14-29/2	(+)	(+)	+	+	—	“+	—	+
	14-29/3	+	—	—	+	“+	—	+	“+
14_35	14-35/1	—	—	—	—	—	—	—	—
	14-35/2	—	—	—	+	—	—	—	—
14_41	14-41/2	(+)	(+)	+	+	—	“+	—	+
	14-41/3	(+)	—	—	+	“+	—	+	“+
14_49	14-49/1	(+)	(+)	+	—	—	—	—	—
	14-49/2	+	(+)	+	+	—	“+	—	—
	14-49/3	+	—	—	+	“+	—	+	“+
14_59	14-59/2	(+)	(+)	+	+	“+	—	—	—
	14-59/3	+	(+)	—	+	—	+	—	“+
	14-59/5	(+)	—	—	+	“+	—	+	—

Примітка: + і — вказують на наявність або відсутність певних мінералів у зразках відповідно, (+) вказує на надмірну наявність мінералу, “+ вказує на помірну кількість

або потенційну присутність мінералу, але в такій кількості, що не є надлишковою чи домінуючою.

Теригенний комплекс — глинисті мінерали. Головним питанням при вивченні глинистих мінералів, які становлять основну масу донних відкладів, було, з одного боку, їх мінералогічна діагностика, а з іншого — оцінка здатності цих мінералів сорбувати вуглеводневу речовину завдяки особливостям своєї кристалічної структури.

Глинисті мінерали, характеризуються різноманітною кристалічною структурою та хімічним складом, що зумовлено різними умовами їхнього утворення. Для точної діагностики цих мінералів застосовується метод рентгено-дифрактометрії, який дозволяє виявити характерні рефлексії на дифрактограмах, притаманні кожному типу мінералів. Наприклад:

- Каолініт ідентифікується за характерними рефlekсами від площини (001).
- Слюди (зокрема мусковіт та біотит) діагностуються за базальними відображеннями з міжплощинними відстанями 1,0 нм і 0,33 нм.
- Ілліт, який має подібну до слюд структуру, відзначається більшою міжплощинною відстанню, яка зменшується при термічній обробці, що дозволяє його відрізнити від інших мінералів.

Інтерпретація дифрактограм дозволяє не лише ідентифікувати мінерали, але й оцінити їх структурні зміни під впливом хімічної чи термічної обробки, що особливо важливо для дослідження їхньої здатності до сорбції вуглеводневих флюїдів.

Монтморилоніт вирізняється низьким зарядом кристалічної ґратки та здатністю змінювати міжплощинні відстані, що робить його чутливим до насичення органічними реагентами, такими як гліцерин або етиленгліколь. Завдяки цьому, монтморилоніт легко ідентифікується за зміщенням рефлексів на дифрактограмі після обробки зазначеними речовинами.

Хлорити відрізняються складнішою кристалічною структурою — зокрема, наявністю додаткового октаедричного шару, який зумовлює характерні дифракційні рефлексії. Це дозволяє надійно їх розпізнавати навіть у складних мінеральних

асоціаціях.

Ці мінерали відрізняються за кристалічною структурою і фізичними властивостями, що дозволяє чітко визначити їхній склад і роль у геологічних процесах.

Сорбування глинистими мінералами газів. Вуглеводневі гази можуть фіксуватися в глинистих мінералах донних осадів у вигляді включень у їхні міжшарові простори. Для перевірки цієї гіпотези було проведено рентгеноструктурний аналіз 38 проб глинистих мінералів, відібраних уздовж трьох профілів. Для кожної проби були отримані дифрактограми в трьох варіантах:

- без обробки (нативний препарат);
- після хімічного очищення 10% розчином HCl (для видалення карбонатів);
- після термічного проколювання (при 500 °C протягом години для видалення сорбованого газу).

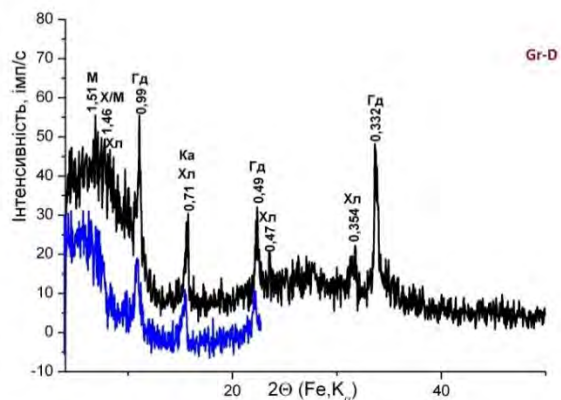
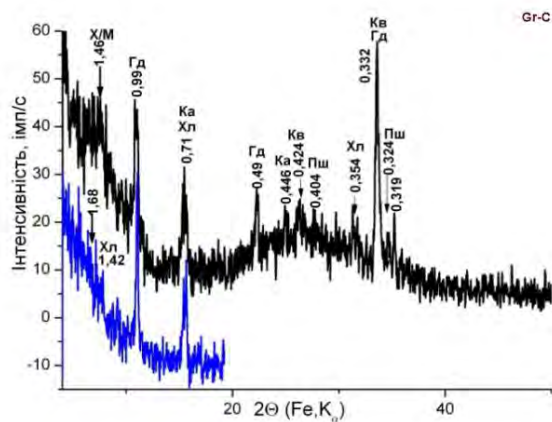
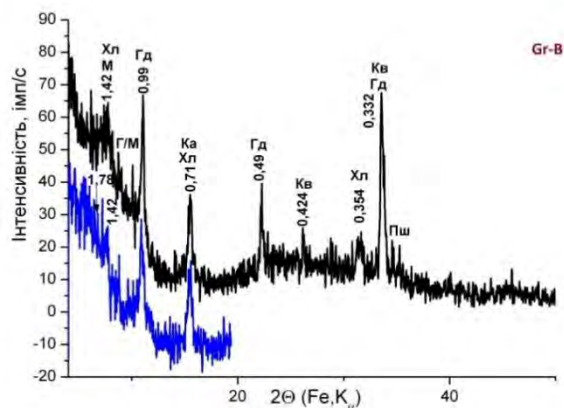
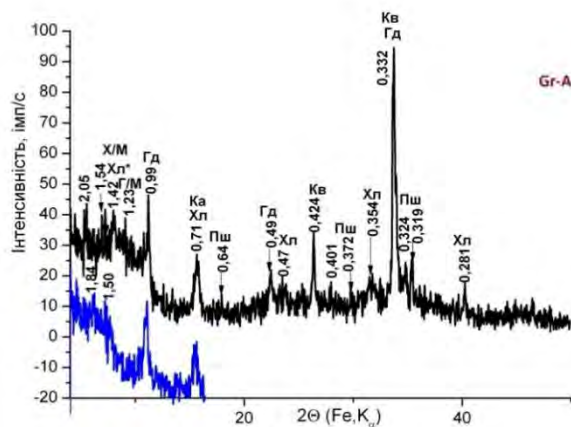
Результати аналізу нативних препаратів засвідчили, що мінеральний склад глинистої фази є однорідним і включає гідрослюда, монтморилоніт, каолініт, хлорит (таблиця 4.3), а також мінерали з порушеною структурою. Ступінь досконалості кристалічних структур варіюється, що чітко простежується при аналізі дебаєграм (рис. 4.19).

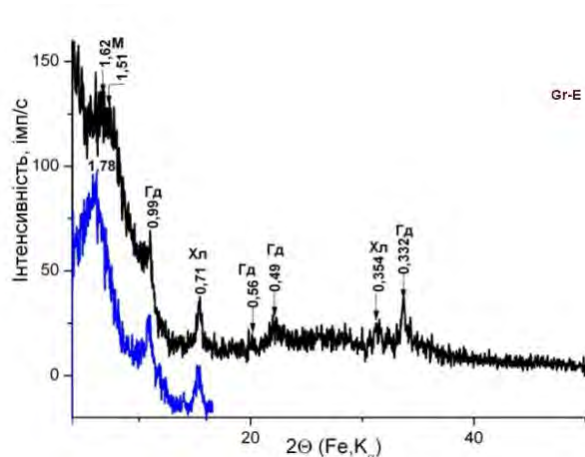
Таблиця 4.3 - Мінеральна складова глинистих донних відкладів площі Прадніпровська

№ Станції	№ Проби	Глинисті мінерали				Невпорядкована ЗМ	
		Гідрослюда	Хлорит	Монтморилоніт	Каолініт	Хлорит / Монтморилоніт	Гідрослюда / Монтморилоніт
14_9	14-9/2	++	++	+	+	+	–
	14-9/3	++	++	+	+	+	–
14_29	14-29/1	++	++	–	+	++	+
	14-29/2	++	++	+	+	+	–
	14-29/3	++	++	+	+	+	–

14_35	14-35/1	++	++	—	—	++	+
	14-35/2	++	++	+	—	—	—
14_41	14-41/2	++	++	+	+	+	—
	14-41/3	++	++	+	+	+	—
14_49	14-49/1	++	++	—	+	—	+
	14-49/2	++	++	+	+	—	—
	14-49/3	++	++	+	+	—	—
14_59	14-59/2	++	++	+	+	+	—
	14-59/3	++	++	—	+	+	—
	14-59/5	++	++	+	+	+	—

Примітка: + і - вказують на наявність або відсутність певних мінералів у зразках відповідно, ++ вказує на надмірну наявність мінералу





Мінеральний склад пелітової фації

Основний

Домішки

Гд - гідрослюда, Хл - хлорит,	Невпорядкована ЗМ утворення:
Х* -набухаючий хлорит,	Х/М - хлорит-монтморилоніт ,
Ка - каолініт,	Г/М - гідрослюда-монтморилоніт,
М - монтморилоніт,	Кв - кварц, Пш - польовий шпат

Рисунок 4.19 - Результати рентген-дифрактометричних аналізів

Завдяки рентгено-структурному аналізу було виділено п'ять фацій, що характеризуються різними дебаєграмами. Картування цих груп в зоні дегазації за 14-м профілем показало, що група А відповідає ділянкам з максимальними значеннями газового потоку, група В — змінам мінералів в межах труб дегазації, групи С і D — подібні до групи А, але в безкварцевих осадах, а група Е характеризує ділянки, які не порушені газовим флюїдом.

Таким чином, дифрактограми глинистих мінералів донних відкладів можна використовувати як пошуковий індикатор для ділянок глибинної дегазації (рис. 4.19) (Наумко та ін., 2021).

Порівняння дифрактограм показало, що в зонах найбільшої дегазації відбувається сорбція вуглеводневих газів з утворенням змішаношарових мінералів і мінералів з порушеною структурою.

Сорбційні характеристики глинистих мінералів та поняття ЄКО. Вміст і склад глинистих мінералів визначають сорбційні властивості осадових горизонтів з низьким вмістом органічної речовини, зокрема ємність катіонного обміну (ЄКО), здатність до фіксації мінеральних компонентів і вуглеводневих газів при наявності висхідного глибинного потоку.

Каолініт, через відсутність гетеровалентного ізоморфізму, має низькі величини ЄКО, не перевищуючи кілька десятків ммоль екв/кг. Це пов'язано з відсутністю міжпакетної сорбції через нестабільність заряду в його кристалічній решітці.

Каолініт — глинистий мінерал групи водних силікатів алюмінію з хімічною формулою $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Він містить 39,5% Al_2O_3 , 46,5% SiO_2 і 14% H_2O . Каолініт є основним компонентом багатьох глин і утворюється переважно в екзогенних умовах при вивітрюванні алюмосилікатів в кислому середовищі та гідротермальних змінах польовошпатових порід (каолінізація).

Будова кристалічної решітки: Каолініти належать до двошарових силікатів (1:1), де кожен шар складається з октаедричної сітки, що чергується з тетраедричною сіткою (рис. 4.20). Вони з'єднані через загальні вершини іони кисню, що дозволяє уникнути сил відштовхування між катіонами з однаковим зарядом.

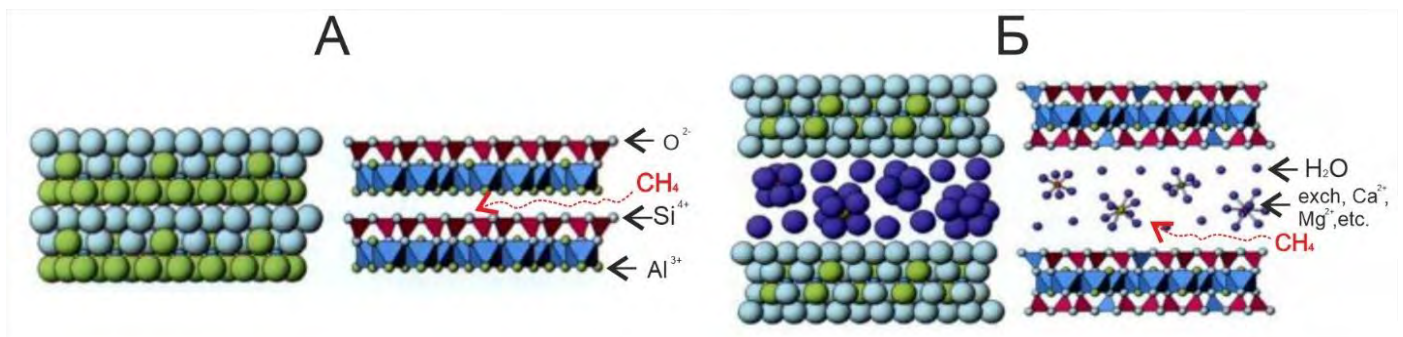


Рисунок 4.20 (А) - Будова кристалічної решітки каолініту. Зображення у вигляді сполучення сфер (зліва) і у вигляді поєднання поліедрів (справа), Рисунок 4.21 (Б) - Будова кристалічної решітки монтморилоніту. Зображення в вигляді поєднання сфер (зліва) і у вигляді поєднання поліедрів (справа) (Campos, 2011)

Гідрослюди (слюди) мають більш високу електростатичну взаємодію між тришаровими пакетами і міжпакетними катіонами, що обмежує можливості міжпакетної сорбції і знижує ЄКО, зазвичай до кількох десятків ммоль екв/кг.

На відміну від каолінітів і гідрослюд, монтморилоніт (рис. 4.21) має високу здатність до міжпакетної сорбції через низький заряд і слабку електростатичну

взаємодію. ЄКО монтморилонітів варіює від 800 до 1500 ммоль екв/кг і обумовлюється ізоморфними заміщеннями в решітці, що не залежить від рН.

Монтморилоніт $[(\text{Na},\text{Ca})_{0.3}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$ — широко поширений глинистий мінерал групи смекитів, підкласу шаруватих силікатів. Хімічний склад змінюється залежно від вмісту води, з наступними варіаціями (в %): SiO_2 — 48-56, Al_2O_3 — 11-22, Fe_2O_3 — 5 і більше, MgO — 4-9, CaO — 0,8-3,5, H_2O — 12-24. Монтморилоніт утворюється в екзогенних умовах в результаті вивітрювання алюмосилікатів основних вивержених порід у лужному середовищі.

Будова кристалічної решітки: Монтморилоніт належить до тришарових силікатів зі структурою 2:1. Кристалічна решітка складається з двох тетраедричних сіток, між якими розташований октаедричний шар. Зчленування відбувається через загальні вершини тетраедрів і октаедрів, в яких міститься кисень (рис. 4.21).

Походження: Монтморилоніт утворюється внаслідок метаморфічних і гідротермальних змін осадових і вивержених порід, а також під час процесів ґрунтоутворення, коли слюди перетворюються в умовах кислої реакції та високого вмісту гумусу.

Мінерали групи хлоритів через додатковий октаедричний шар не здатні до міжпакетної сорбції і мають низькі значення ЄКО (рис. 4.22).

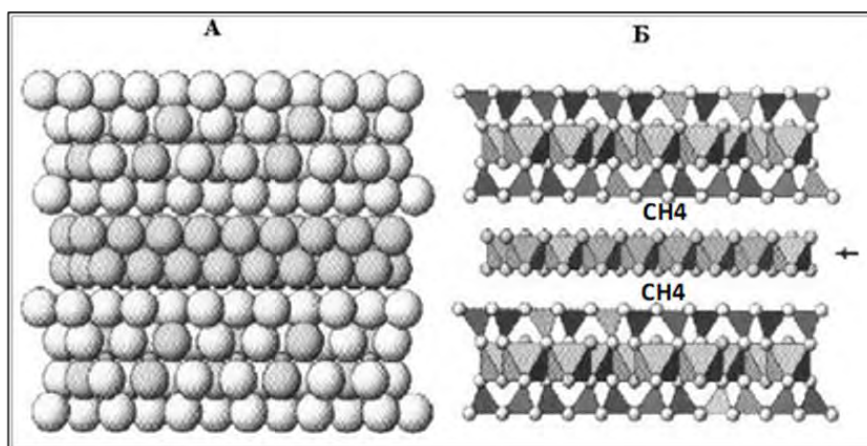


Рисунок 4.22 - Будова кристалічної решітки хлориту. Зображення у вигляді поєднання сфер (А) і у вигляді поєднання поліедрів (Б)

Термобарогеохімічні показники. Безумовним доказом глибинного походження флюїдів може бути їх захоплення у вигляді первинних включень в аутигенних мінералах, таких як кальцит, і у вигляді вторинних включень в алотигенних мінералах. Такі роботи на території, яку вивчає дисертант, були виконані співробітниками відділу глибинних флюїдів ІГГГК НАН України. Під керівництвом члена-кореспондента НАН України, професора Наумка І.М.

З огляду на високу генетичну інформативність складу рідко-газових включень у мінералах, на наступному етапі були враховані термобарогеохімічні показники, що дозволяють точніше зрозуміти механізми міграції вуглеводнів. Термобарогеохімічні дослідження включають аналіз температури, тиску та хімічних властивостей флюїдів, що мігрують у осадових породах. Завдяки таким даним було можливе виявлення ключових характеристик, які свідчать про вихід флюїдів на поверхню дна, зокрема через так звані «труби дегазації». Термобарогеохімічні показники дозволяють уточнити наявність і характер термогенної міграції вуглеводнів. Флюїдні включення, які відображають склад і РТ-параметри вуглеводневмісних палеосистем, допомагають з'ясувати питання походження та міграції вуглеводнів (Kadurin et al., 2021; Наумко & ін., 2022).

Особлива увага була приділена дослідженню включень у мінералах порід і прожилково-вкрапленої мінералізації з керна свердловин, пробурених на площах з підтвердженою чи прогнозованою нафтогазоносністю.

У роботі Нестеровський & Богатиренкий (2021) визначають газонасиченість важливим показником при дослідженні надр на вуглеводні. Найчастіше в процесі пошуків використовують газонасиченість води ($\text{см}^3/\text{л}$, $\text{м}^3/\text{м}^3$) – сумарний вміст газу в об'ємі флюїду. Цей показник надає можливість отримати дані про наявність глибинних газових і газоконденсатних покладів і розрахувати їхнє просторове розташування. Так, у Західному Сибіру газонасиченість вод ВВ-газами до глибини трьох кілометрів коливається від 0,3 до $1,5 \text{ м}^3/\text{м}^3$, а в Мексиканському басейні на глибині 4358 м (св.

Делкамбер) вона становить 8–9 м³/м³. Також установлено, що газонасиченість стрімко зростає на ділянках надр з аномально високим пластовим тиском (АВПТ).

Цьому показнику було приділено достатню увагу під час вивчення включень в аутигенному кальциті та алотигенному кварці з керна свердловини «Прадніпровська-2» (табл. 4.4).

Таблиця 4.4 - Склад летких компонентів флюїдних включень у мінералах і породах північно-західного шельфу Чорного моря (за даними мас-спектрометричного хімічного аналізу)

Назва св., вік		Прадніпровська 2, К	Прадніпровська 2, J ₃ (?)	Прадніпровська 2, J ₃ (?)
Інтервал відбору, м		2142-2150	2265-2272	2370-2375
Характеристики гірських порід і мінералів		Алевро піщаник Карбонатний, сірий	Вапняк подрібнений темно-сірий	Сірий вапняк з прожилком кальциту
Компоненти, % ²⁾	CO ₂	65,0	11,9	16,5
	N ₂	12,4	2,0	7,4
	CH ₄	20,3	82,6	68,5
	C _n H _{2n+2}	2,3	3,1	7,6
Відносне газонасичення, Δ P, Pa ³⁾		Низьке, 0,068	Високе, 0,999	Високе, 1,000
Насичення водою, C H ₂ O, vol. % ⁴⁾		-	60,0	37,0

Примітка: аналітик Б. Сахно (мас-спектрометр МШ-3А).

Темно-сірі юрські вапняки Прадніпровської структури та кальцити в них характеризуються високим вмістом вуглеводнів метанового ряду (понад 85 об. %), з незначним вмістом діоксиду вуглецю та мінімальними концентраціями азоту (2-8 об. %). Газонасиченість цих вапняків дуже висока і досягає 1,0 Па. У крейдовому вапняку з

цієї свердловини переважає CO_2 (65 об. %) над метаном (22,6 об. %), і газонасиченість значно нижча. Різка відмінність у вмісті метану та CO_2 між юрськими вапняками та крейдовими алевро-пісковиками пов'язана з переходом кисневого складу на водневий, що може бути обумовлено нівелюванням поверхні вапняків.

Такі дослідження проводилися не тільки на Прадніпровській структурі, але й на родовищі Штормове, площах Десантна та інших перспективних ділянках (Наумко, 2020). Завдяки обмеженому розвитку прожилкової мінералізації, осадові породи мезокайнозойського комплексу та більш давні підстилаючі породи були вивчені, а також прожилки кальциту в вапняках Прадніпровської та Каркінітської свердловин (рис. 4.23-4.24). Виявлено включення водних розчинів, проте вуглеводневі включення не спостерігались.

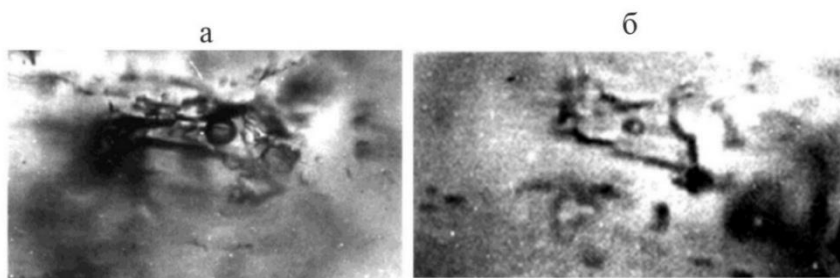


Рисунок 4.23 – Включення водного розчину у кальциті з прожилків

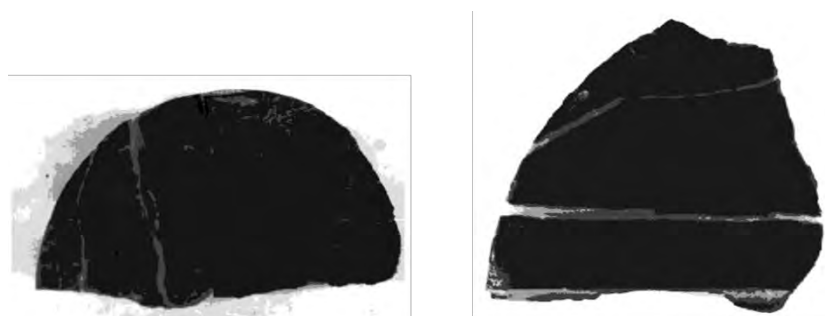


Рисунок 4.24 – Прожилки, виповнені дрібнокристалічним кальцитом у Верхньоюрських вапняках свердловини №2 Прадніпровської площі (інтервал 2265-2272 м): А – загальний вигляд керну (збільшення 1,5), Б – детальний вигляд прожилка (збільшення 2) (Наумко, 2006)

Аналіз газових включень показав, що основними компонентами газової суміші є метан, діоксид вуглецю та азот, з додаванням вищих гомологів метану (до C_4H_{10}) і

домішок H_2S . Спостерігається широкий діапазон варіацій вмісту цих компонентів, з деяким корелюванням змін складу газів з літологічними особливостями порід. У половині зразків був виявлений вищий вміст гомологів метану, що може свідчити про абіогенне походження.

На Штормовому родовищі були досліджені породи нижнього палеоцену та крейдові породи, з мінімальним вмістом води в газах, що підтверджує, що включення вуглеводневих флюїдів відбувалося під час міграції флюїду. Максимальний вміст метану (81,6 %) був виявлений у вапняку зі свердловини № 5, яка паралелізується з промисловим покладом родовища (Наумко, 2006).

В результаті постседиментаційних перетворень породи зазнали значних змін, головним чином через участь газонасичених вуглеводневмісних флюїдів, що діяли у межах субвертикальних флюїдопровідних структур. У цих структурах у міграційних процесах брали участь переважно глибинні флюїди, зокрема ті, що пов'язані з грязевулканічною діяльністю. Як показують експериментальні дані (Перерва та ін., 1997), збільшення частки метану в складі вуглеводне-водних флюїдів сприяло поділу первинної гомогенної вуглеводневмісної системи на водно-сольову та вуглеводневу фази. Під впливом сприятливих тектонічних і літологічних умов вуглеводневі фази локалізувалися, формуючи поклади вуглеводнів у регіоні (Султанов та ін., 1973).

Високий вміст метану та значна газонасиченість зразків з інших перспективних площ свідчать про можливість субвертикального підтоку флюїдів з глибинних горизонтів. Наприклад, включення з нерозчленованого докрейдового комплексу за розрізом св. 1-Десантна містять 74,0 об. % метану, а у слюдистому сланцю зі св. 2-Каркінітська — 41,9 об. %. Це, ймовірно, пов'язано з екранувальною роллю фундаменту при глибинній міграції метану. У складі газів з вапняків площі Каркінітська, окрім метану (до 94,5 об. %), також присутні його вищі гомологи. Максимальний вміст метану та важких вуглеводнів (до 81,6 і до 8,9 об. %) був виявлений у газах нижньопалеоценового вапняку св. 5-Штормова Штормового газоконденсатного родовища, що гіпсометрично паралелізується з промисловим покладом. Подібні

результати були отримані для вапняків крейди, що також вказує на можливий приплив флюїду з глибини. Ці фактичні дані є важливим критерієм для оцінки вуглеводненасиченості та продуктивності структур на вуглеводні. Таким чином, термобарогеохімічні показники підтверджують вертикальну міграцію флюїдів у перспективних нафтогазоносних породних комплексах північно-західного шельфу Чорного моря.

4.5 Хіміко-ізотопні докази

У місцях прояву ГФП спостерігається складніший хімічний склад донних відкладів. Їх формування може бути зумовлене впливом чинників різного походження, які важко піддаються ранжуванню. Донні відклади досить часто містять залишки фауни. Хімічний склад цих біогенних мінеральних утворень, що формуються сингенетично з осадо накопиченням, може виявитися більш чутливим і надійним **типоморфним** індикатором.

Найпоширенішими аутигенними карбонатними мінеральними фазами є черепашки морських організмів, серед яких найчастіше досліджуються форамініфери та молюски. Під час їх формування до карбонатної матриці включаються хімічні елементи-домішки, аналіз яких дає змогу отримати інформацію про умови формування на основі типоморфізму хімічного складу.

Під типоморфізмом розуміють здатність мінералів змінювати всі або окремі свої властивості (кристалографічні параметри, характер агрегатів, забарвлення, густину тощо) залежно від умов їх утворення.

Поняття «типоморфізм мінералів» було вперше введене О.Є. Ферсманом у 1940 році для мінералів, що формуються в широкому діапазоні фізико-хімічних умов. Він створив цілісне вчення про типоморфізм і надав йому прикладного значення, поклавши його в основу сучасної мінералогії та методів пошуку корисних копалин.

У другій половині ХХ століття це вчення отримало подальший розвиток у фундаментальних працях В. І. Павлишина та ін. (2019) з формулюванням поняття «типоморфізм хімічного складу мінералів».

Хімічний склад мінералів як типоморфна ознака вже давно використовується в мінералогії, насамперед для реконструкції умов мінералоутворення — як у якісному, так і в кількісному аспектах. Цей показник є однією з найінформативніших типоморфних характеристик, що дозволяє з достатнім ступенем достовірності оцінити параметри мінералоутворювального середовища та простежити його еволюцію.

Хімічний склад біогенного карбонату черепашок залежить від низки параметрів навколишнього середовища, зокрема температури, солоності, рівня рН, концентрації іонів та їхньої хімічної активності (McCrea, 1950). Крім того, слід враховувати кристалохімічні особливості кальциту та арагоніту — їхню здатність до ізоморфізму та включення неізоморфних домішок.

Істотні відмінності простежуються між хімічним складом аутигенних хемотропних та біогенних карбонатів. При цьому біогенні карбонати є значно поширенішими, ніж хемотропні (Nooijer et al., 2014).

Отже, можна припустити, що особливості формування мінеральної речовини в ТД зумовлені передусім хімічним складом середовища мінералоутворення.

У літературі неодноразово обговорювалося питання відмінності складу карбонатів, що формуються в донних відкладах хімічним і біохімічним способами (Nooijer et al., 2014).

У результаті проведених атомно-емісійних спектрометричних досліджень було отримано кількісний вміст (у %) 24 хімічних елементів (Na, S, Mg, Sr, Fe, Si, P, Mn, K, Ba, Al, Zn, Ti, As, Cu, Pb, Ni, V, Cr, Co, Mo, Tl, Se) та їхніх оксидів у 53 точках випробування в межах площі Прадніпровська (Додаток 5).

Результати хімічного аналізу мушлів моллюсків *Mytilus galloprovincialis*, отримані автором, були порівняні з даними про хімічний склад форамініфер у роботі Nooijer et al. (2014). Це дало змогу зробити висновок, що хімічний склад біогенних карбонатів кальцію лише в незначній мірі залежить від типу біологічних організмів. Форамініфери належать до Protozoa (одноклітинних еукаріотів), тоді як моллюски — до Metazoa (багатоклітинних тварин). Було також проведено порівняння залежності хімічного

складу від виду молюсків *Cardium (Cerastoderma) edule* та *Mytilus galloprovincialis* (рис. 4.25).

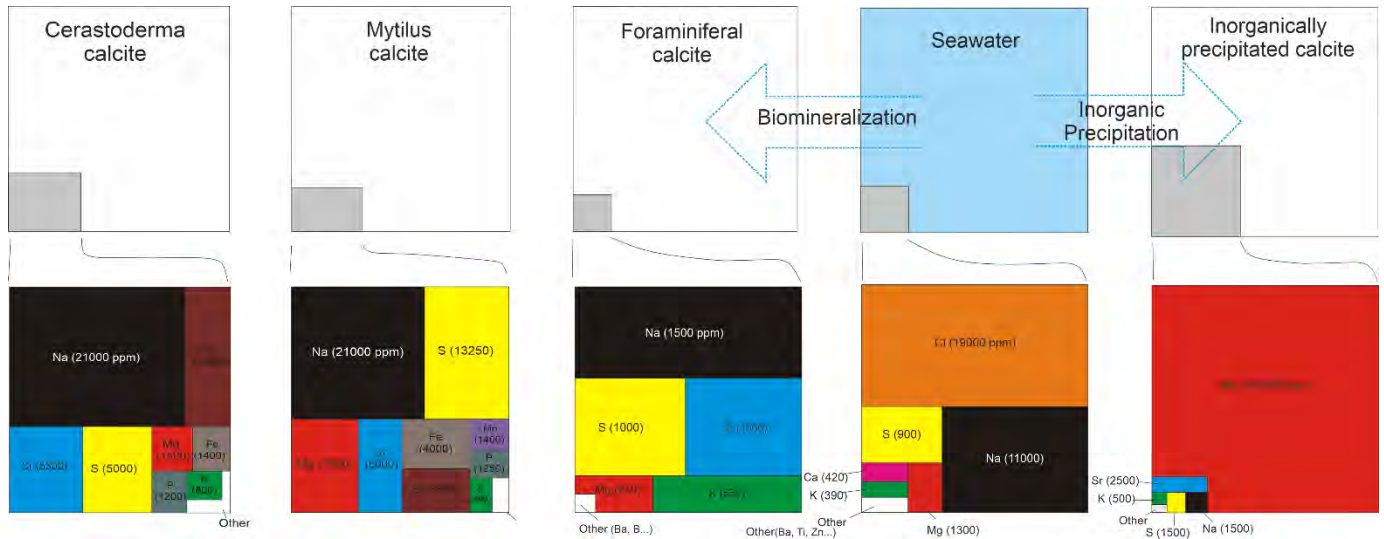


Рисунок 4.25 - Склад хімічних елементів в органічному та неорганічному кальциті, а також у морській воді (за Nooijer et al., 2014); порівняння хімічного складу макрокомпонентів мушлів молюсків *Mytilus galloprovincialis*, *Cardium (Cerastoderma) edule* та форамініфер

На рисунку 4.25 спостерігаються відмінності лише у кількісному складі макрокомпонентів (Na, S, Sr, Mg, K) в обох видів молюсків. Такі відмінності зумовлені наявністю органічної матриці, властивій біогенним карбонатам кальцію. Саме ця органічна основа забезпечує можливість ініціації кристалізації карбонату кальцію навіть за дуже низьких концентрацій мінералоутворювальних компонентів, насамперед іонів Ca^{2+} і CO_3^{2-} .

За даними Cen Y et al. (2023), головним механізмом кристалізації є мембранні ефекти на зовнішній частині живого організму. Утворений таким чином зародок подальше росте відповідно до кристалохімічних закономірностей, формуючи черепашку, складену з кальциту або арагоніту. Саме цим пояснюється широкий спектр хімічних елементів, виявлених у карбонатах молюсків.

Дослідження також підтвердило високу відповідність отриманих результатів з даними інших дослідників щодо хімічного складу біогенних карбонатів.

Однак для повного розуміння процесу формування елементарної композиції в черепашкових утвореннях необхідно відповісти на кілька ключових питань:

1. *Чи існують відмінності в хімічному складі донних відкладів усередині метанових аномалій порівняно з ділянками поза ними?*

Хімічний склад донних відкладів Чорного моря вивчений достатньо глибоко та висвітлений у великій кількості наукових праць, починаючи з фундаментальної монографії Митропольського та ін. (1982). Значна частина цих досліджень була присвячена переважно екологічній проблематиці — оцінці рівня забруднення донних відкладів і морської води токсикантами, такими як Ba, P, Cr, Pb, Sn, Ga, Ni, Y, Yb, Zn, Zr, Co, Ti, Cu, V, Ge, Mo, Li, Mn, Be, Ag, Mb.

Найбільш повний опис цієї теми наведений у звіті Аврамійця та ін. (2007), зокрема в розділі «Еколого-геологічна обстановка», де розглянуто вплив антропогенного забруднення на геохімічний фон осаdів. Водночас автори звертали увагу на рівномірність розподілу деяких елементів, що не завжди може бути пояснено лише техногенними джерелами.

У пізніших роботах було показано, що додатковим джерелом хімічних елементів у донних відкладах можуть бути глибинні флюїди (Лукін, 2007; Шнюков та ін., 2014). Зокрема, Прадніпровська площа, розташована на відстані близько 40 км від берега, є важливим прикладом зони, де вплив техногенного чинника значно зменшений, а роль глибинного флюїдного живлення — зростає.

Для підтвердження цього було проведено порівняльний аналіз кількісного вмісту хімічних елементів між точками, що знаходяться в межах аномальної зони (точки 14-59), і тими, що розташовані поза її межами (19-54, 19-69). Результати свідчать про вищі концентрації майже всіх досліджуваних елементів у межах аномалії, що підтримує теорію про участь ГФП у формуванні геохімічного профілю осаdів.

2. *Який хімічний склад донних відкладів, і якою мірою елементи з них успадковуються черепашковим матеріалом?*

За результатами вивчення літологічної будови досліджуваної ділянки встановлено, що формування черепашок молюсків відбувалося в умовах детритових і піщаних мулів. У північно-західній частині Чорного моря найбільш поширеними є мулисті голоценові відклади. У стратиграфічному плані вони належать до чорноморського горизонту голоцену, який поділяється на нижньочорноморські та верхньочорноморські шари.

Морські та лиманні утворення чорноморського горизонту (m, lm Нсm) мають плащеподібний характер залягання й перекривають доголоценові відклади на всьому шельфі. Абсолютні відмітки їхньої покрівлі варіюють від +1 до +3 м на берегових валах і до -35 м у межах Дніпровського жолоба. Потужність шару становить у середньому 0,05-0,1 м, місцями (зокрема на бенчах прибережної частини Дніпровського та Одеського жолобів) досягає 15-20 м. У самому Дніпровському жолобі ці відклади представлені переважно мулами (Аврамієць та ін., 2007).

Був проведений порівняльний аналіз між середніми значеннями хімічного складу оксидів різновікових мулів Дніпровського жолобу та біогенного карбонату кальцію молюсків *Mytilus galloprovincialis* (табл. 4.5).

Таблиця 4.5 - Середній хімічний склад оксидів донних відкладів Дніпровського жолоба та мушлів *Mytilus galloprovincialis*

Хімічний склад мулів Дніпровського жолоба										
Вміст, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O
Сер.	43,188	6,723	1,11	0,59	0,033	10,558	1,654	0,105	1,745	1,318
Хімічний склад мушлів молюсків <i>Mytilus galloprovincialis</i>										
Вміст, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O
Сер.	0,770	0,013	0,130	0,016	0,184	47,601	1,238	0,286	0,112	2,843

Щодо мікроелементного складу, за даними інших дослідників (Сучков & Тюленєва, 2014), просторовий розподіл хімічних елементів у донних відкладах у межах Дніпровського жолоба характеризується підвищеними концентраціями, які суттєво перевищують регіональні фонові значення. Зокрема, відзначено вищий середній вміст таких елементів, як P, Cr, Pb, Sn, Ga, Ni, Y, Yb, Zn, Zr, Co, Ti, Cu, V, Ge, Mo, Li, Mn, Be та Ag.

Такі геохімічно малорухливі елементи, як Ti, Zr, Ge, Cr, V, а також Ga і рідкісноземельні елементи (Y, Yb, Nb), асоціюються з основними породоутворювальними мінералами та мінералами важкої фракції. Вони надходять у морське середовище переважно у вигляді твердого теригенного стоку.

Нагромадження зазначених мінералів у районі Дніпровського жолоба, за наявними даними, пов'язане з їх активним привнесенням річковими системами, зокрема Дніпром і Південним Бугом.

З огляду на висновки попередніх дослідників, автором було проведено порівняльний аналіз середнього вмісту мікрокомпонентів (у ppm) між донними відкладами та біогенним карбонатом кальцію з черепашок молюсків. Як видно з таблиці, вміст елементів, пов'язаних із кристалічною ґраткою кальциту (P, Sr, Mn), а також елементів, що беруть участь у процесах сульфатредукції (Zn, Cu, Mo), є вищим у мушлях молюсків порівняно з відповідними показниками у донних відкладах Дніпровського жолоба (табл. 4.6).

Таблиця 4.6 - Середній вміст (ppm) хімічних елементів донних відкладів Дніпровського жолоба та мушлів *Mytilus galloprovincialis*

Елементи, ppm	Мушлі <i>Mytilus galloprovincialis</i>	Донні відклади Дніпровського жб.
Ba	159.3	473,9
P	1251.2	329,7
Cr	13.7	112,7
Pb	57.0	17,8

Ni	35.4	37,0
Zn	80.8	32,0
Co	5.0	9,1
Ti	96.4	2686,7
Cu	64.3	22,3
V	12.4	35,1
Mo	6.4	1,9
Sr	4873.7	345,5
Mn	1425.7	690,8

3. *Які з виявлених хімічних елементів здатні входити в кристалічну ґратку кальциту або арагоніту як ізоморфні чи структурні домішки, а які є неструктурними включеннями, аглютинованими черепашкою?*

Типоморфні ознаки складу мінералів поділяються на чотири основні групи компонентів:

- головні складові частини, що визначають мінеральний вид;
- елементи-домішки, які з тих чи інших причин входять до кристалічної ґратки мінералу-господаря;
- ізотопи хімічних елементів;
- компоненти, пов'язані з так званими «механічними» домішками або сторонніми забрудненнями.

Спільною ознакою для перших двох груп є те, що всі зазначені елементи закономірно входять до структури мінералу (Павлишин та ін., 2019).

Варто зазначити, що сучасне уявлення про ізоморфізм значно розширює застосування класичного правила, сформульованого В.М. Гольдшмідтом (1937): повний ізоморфізм можливий лише між атомами, йонні радіуси яких відрізняються не більше ніж на 10-15 %.

Як зазначав Урусов (1987), елементи третього та четвертого періодів Періодичної таблиці характеризуються подібною електронною будовою, що зумовлює їхню

здатність до ізоморфного заміщення один одного. Водночас елементи з більшим числом електронних оболонок мають меншу ймовірність заміщення кальцію у кристалічній решітці.

Для первинної інтерпретації результатів аналізу було обрано дані щодо вмісту наступних хімічних елементів: Ca, Na, S, Mg, Sr, Fe, Si, P, Mn, K; Ba, Al, Zn, Ti, As, Cu, Pb; Ni, V, Cr, Co, Mo, Tl, Se.

Отримані кількісні характеристики вмісту зазначених елементів у кожній пробі дали змогу встановити певні закономірності та розподілити елементи на три групи відповідно до особливостей їх концентраційного рівня (рис. 4.26).

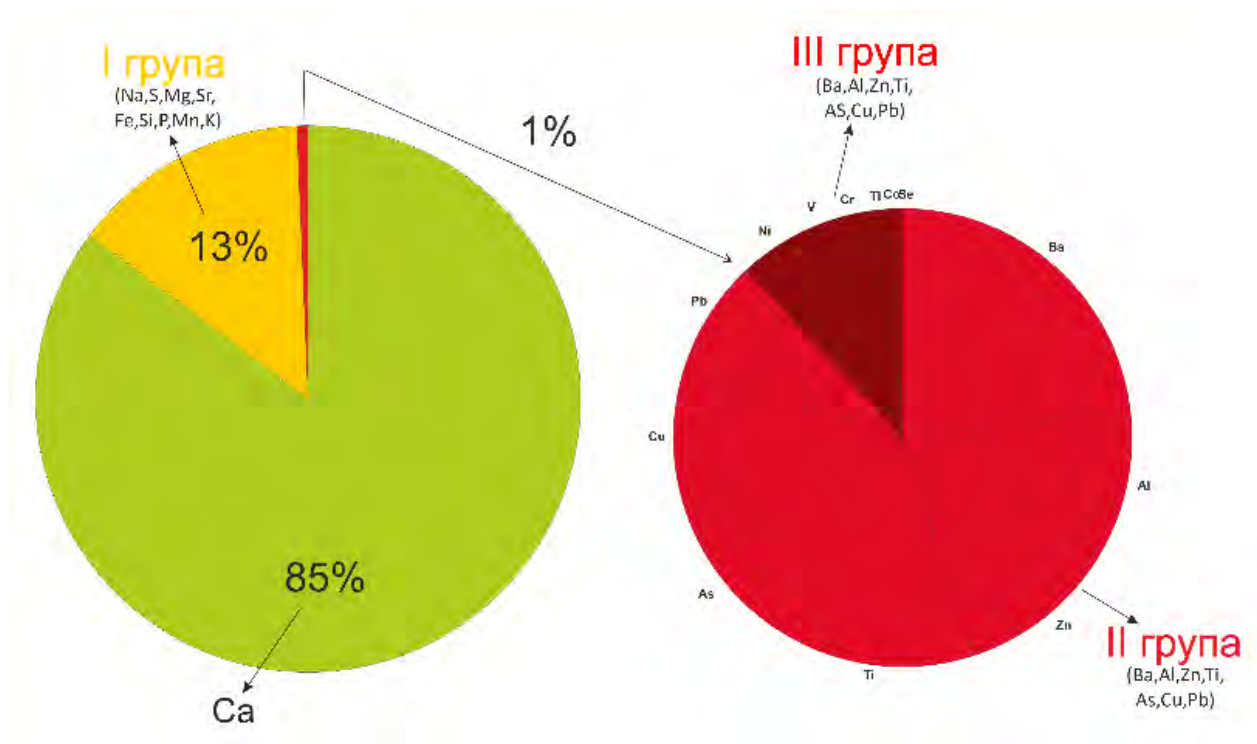


Рисунок 4.26 - Співвідношення хімічних елементів у мушлях *Mytilus galloprovincialis*

До першої групи увійшли такі хімічні елементи: Na, S, Mg, Sr, Fe, Si, Mn, P, K. (рис. 4.27).

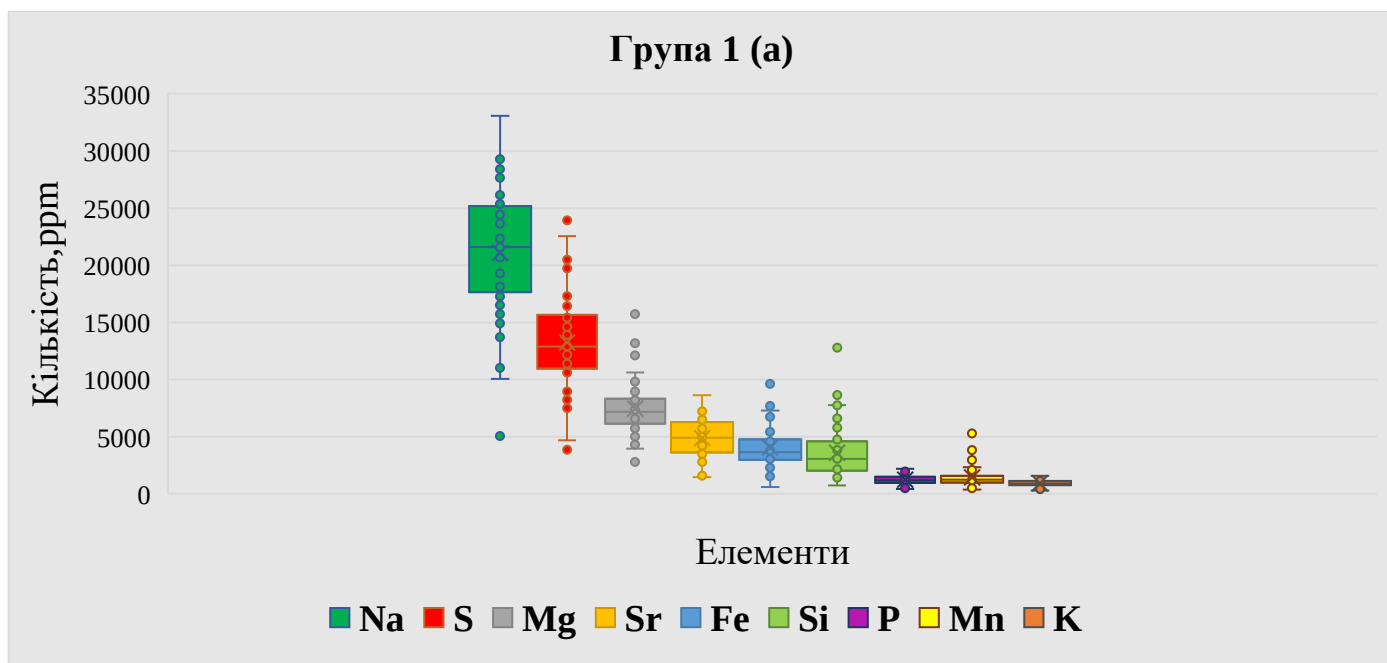


Рисунок 4.27 - Графік вмісту хімічних елементів для 1 групи в ppm

Умовно цю групу можна віднести до макрокомпонентів, які, на думку автора, є класичними ізоморфними домішками. Їхнє заміщення в кристалічній ґратці кальциту обумовлене правилом Гольдшмідта (1937), згідно з яким ізоморфізм можливий між йонами зі схожими радіусами та зарядом. До цієї групи належать Na, Mg, Sr, Fe, Mn, K.

Окрім того, до групи віднесено також Si, S і P, чия присутність у карбонатах пояснюється не ізоморфним заміщенням, а впливом хімічного складу середовища мінералоутворення — зокрема, участю глинистих мінералів, процесами сульфатредукції тощо.

Усі зазначені елементи фіксуються з частотою виявлення 100%, що свідчить про їх стабільну присутність у мінеральній матриці. Тому дана група елементів розглядається автором як така, що переважно характеризує ізоморфні домішки.

Значна кількість Mg і Sr у деяких пробах свідчить про переважання арагоніту над кальцитом. Часте виявлення арагоніту, згідно з дослідженнями Pierre & Fouquet (2007), пов'язується насамперед із наявністю фрагментів мушлів молюсків родів *Mytilus* та *Vesicomysidae*, що входять до складу проаналізованих зразків.

До другої групи (рис. 4.28) були віднесені елементи: Ba, Al, As, Zn, Cu, Ti, Pb. Поширеність усіх хімічних елементів, за винятком Al, характеризується 100% частотою виявлення.

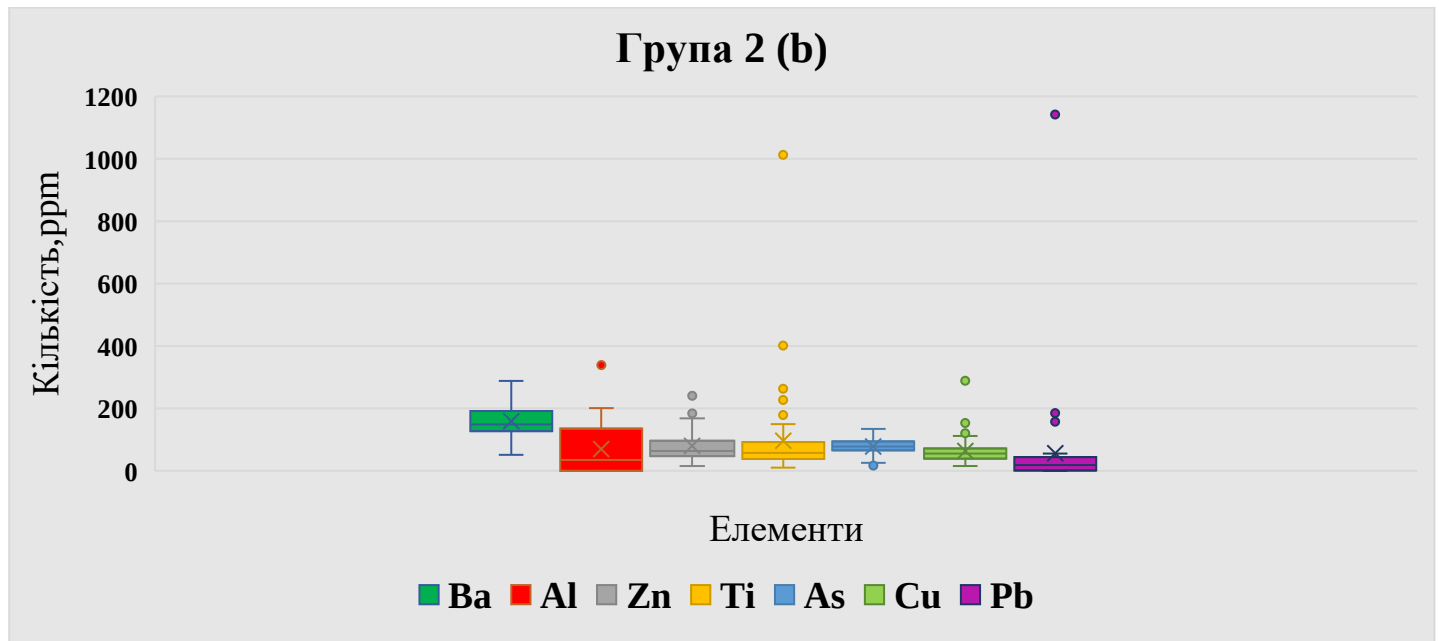


Рисунок 4.28 - Графік вмісту хімічних елементів для 2 групи в ppm

Хімічний елемент Ba можна віднести до ізоморфних домішок, однак через його незначну концентрацію він класифікований у другу групу. Вважається, що As, Zn і Cu можуть привноситися глибинними флюїдами в процесі їх міграції через земну кору. Ці елементи можуть виступати як корові індикатори та брати участь у формуванні сульфідних мінералів у результаті сульфатредукції. Концентрації Ti та Al, у свою чергу, можуть свідчити про наявність невеликих змінних часток глинистих мінералів з осадових порід, що залучені до процесу формування карбонатів кальцію.

До третьої групи (рис. 4.29) увійшли елементи: Ni, V, Cr, Co, Mo, Tl, Se.

Частота виявлення елементів цієї групи істотно відрізняється від попередніх. Наприклад, Tl виявлено у 61% проб, а Se — лише у 21%, що дозволяє віднести їх до розсіяних елементів, інтерпретація походження яких наразі ускладнена. Всі інші елементи групи мають частоту зустрічальності 100%. Ймовірно, присутність Mo та Pb пов'язана з особливостями їх електронної будови — ці елементи слабо піддаються

ізоморфному заміщенню кальцію в решітці кальциту, що пояснює їхню специфічну поведінку в мінеральному середовищі.

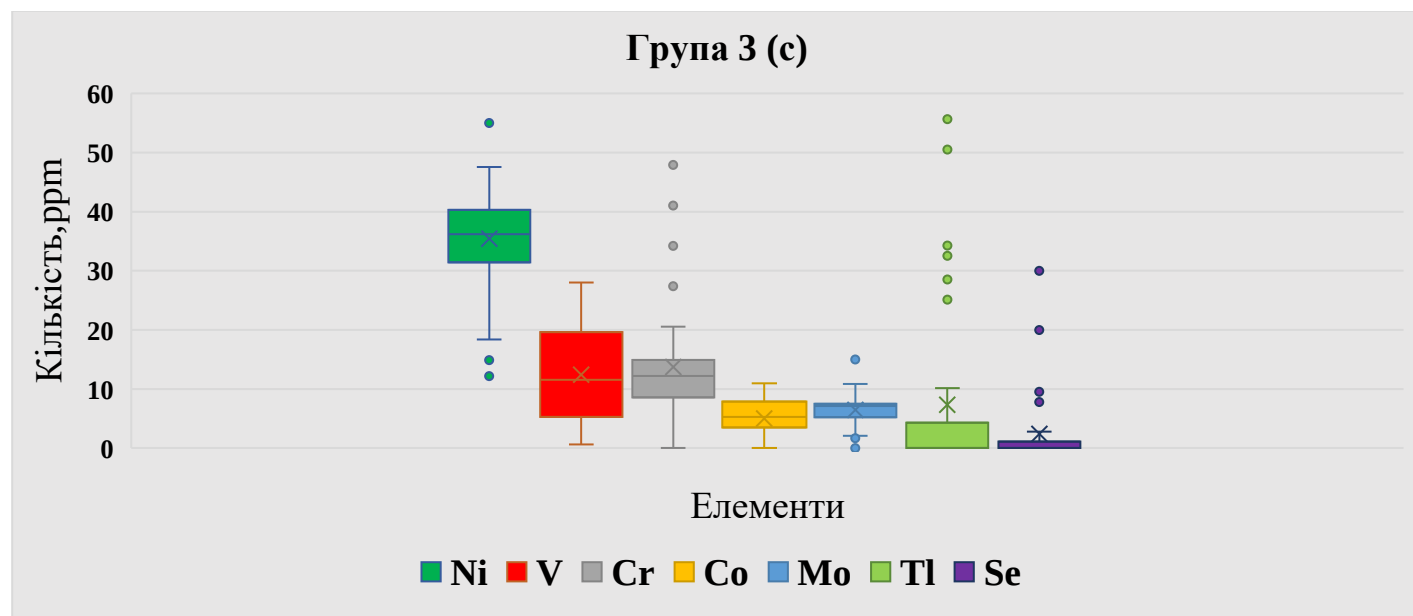


Рисунок 4.29 - Графік вмісту хімічних елементів для 3 групи в ppm

Елементи Ni, Cr, Co та V також можуть займати ізоморфні позиції у кристалічній ґратці кальциту під час формування мушлі, тим самим фіксуючи хімічний склад флюїду на момент кристалізації. Наявність цих елементів може свідчити про глибинне, зокрема мантийне, походження флюїдного потоку (рис. 4.30).

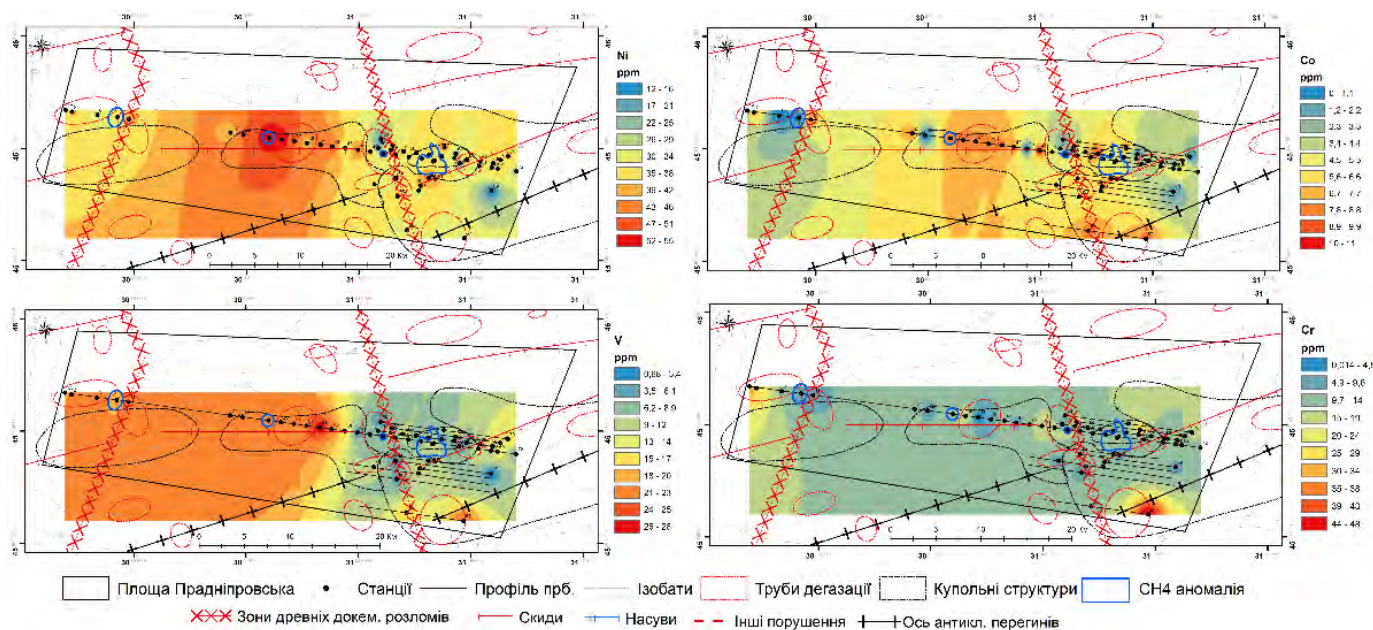


Рисунок 4.30 - Інтерполяція кількісного вмісту Ni, Cr, Co та V

Таким чином, детальне вивчення хімічного складу біогенного карбонату кальцію в мушлях молюсків показує, що до його формування залучаються:

- елементи, пов'язані зі складом морської води та донних відкладів (ізоморфна група);
- елементи, що характеризують флюїдний потік, який міг мігрувати крізь земну кору (корова група);
- елементи, що потенційно вказують на мантийне походження флюїдів (мантийна група).

Кількісне співвідношення цих елементів у зразках дозволяє простежити тривалу історію формування флюїду та реконструювати шляхи його просування до поверхні Землі (Dikol, 2023; Yanko et al., 2024a).

Ізотопні підписи. Ізотопні ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) підписи черепашок форамініфер використовується для оцінки джерел і механізмів біогенного або абіогенного утворення метану (Whiticar et al., 1986) та індикатора генетичних, так і епігенетичних процесів у морських осадах, відповідно.

Ізотопія вуглецю. У дослідженні Cen Y et al., (2023) було детально розглянуто механізм взаємодії метану та CO_2 , зокрема процес мікробіальної трансформації вуглецю метану у двоокис вуглецю з подальшим включенням у структуру кальциту або арагоніту. Враховано також ефекти мікробного фракціонування ізотопів вуглецю.

За даними Pierre та Fouquet (2007), середнє значення $\delta^{13}\text{C}$ у масовому (об'ємному) карбонаті морських осадів за нормальних умов становить близько +1,0‰ V-PDB.

Найбільш постійний ізотопний склад вуглецю мають форамініфери: від +2,0 до +1,9 ‰ (в середньому +1,95‰) за даними Крейга (1954), від +0,2 до +3,6 ‰ (за даними Gross (1964) (в середньому 1,6‰).

У зразках, відібраних у межах площі, Прадніпровська значення $\delta^{13}\text{C}$ у мушлях молюсків варіюють від +1,57‰ до -0,41‰ (+1‰), тоді як у раковинах форамініфер — від +1,53‰ до -0,82‰ (+0,4‰), при повному домінуванні позитивних значень в обох групах організмів (рис. 4.31).

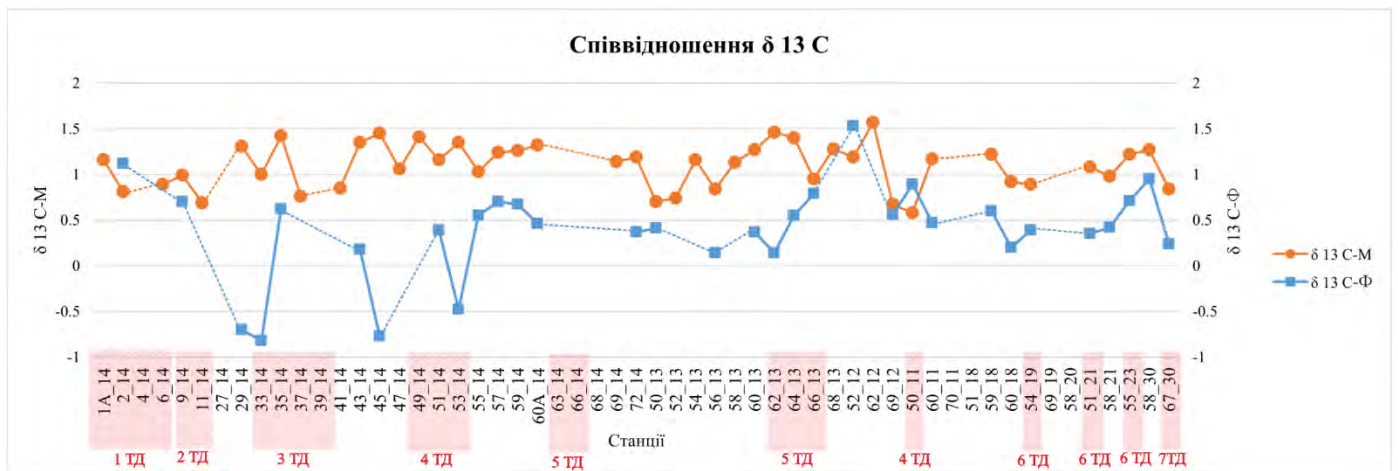


Рисунок 4.31 - Графік взаємозв'язку $\delta^{13}\text{C}$ між раковинами моллюсків (*Cardium* (*Cerastoderma*) *edule*, позначено як М) та форамініфер (*Ammonia tepida*, позначено як Ф)

Виходячи з отриманих даних, форамініфери, що мешкають на невеликій глибині, зазвичай перебувають в умовах, сприятливих для інтенсивного обміну вуглекислого газу між водним середовищем і атмосферою. Це сприяє накопиченню важкого ізотопу вуглецю (^{13}C) у карбонатній матриці їхніх раковин відповідно до константи рівноважного ізотопного обміну в системі $\text{CO}_2\text{-CO}_3^{2-}$.

Теоретично, за умов відсутності суттєвого зовнішнього впливу на ізотопний склад, черепашки бентосних форамініфер мають демонструвати переважно позитивні значення $\delta^{13}\text{C}$, що й спостерігається у даному дослідженні. Водночас фіксуються і поодинокі негативні значення $\delta^{13}\text{C}$, що потребує додаткового аналізу. Одним із можливих пояснень є зміни в ізотопному складі придонних вод, зокрема зростання потоку органічної речовини, необхідної для утворення біогенного метану. Це, у свою чергу, може зумовити зниження значень $\delta^{13}\text{C}$ у карбонатних структурах форамініфер (McCorkle et al., 1990). З іншого боку, підвищені значення $\delta^{13}\text{C}$ можуть свідчити про зменшення потоку експортованого органічного вуглецю та менш інтенсивні ранні діагенетичні процеси у поверхневих осадах (Fontanier et al., 2002).

Таким чином, варіації $\delta^{13}\text{C}$ у черепашках *Ammonia tepida* потенційно можуть відображати як біогенне, так і абіогенне походження метану. Водночас інтерпретація цих даних потребує обережності.

За Melaniuk et al., (2022), форамініфери активно включають метановий вуглець, коли живуть у відкладах із помірною просочувальною активністю, тоді як у відкладах із високою просочувальною активністю токсичне сульфідне середовище призводить до загибелі форамініфер і надмірного розростання їхніх порожніх оболонок аутигенними карбонатами метанового походження, які також можуть збільшити позитивний $\delta^{13}\text{C}$.

Аналогічна ситуація була задокументована в Адріатичному морі: у черепашках бентосних форамініфер були виявлені як негативні, так і позитивні значення $\delta^{13}\text{C}$ (Panieri, 2003). Незважаючи на відсутність пояснень щодо причин такої варіації, автор дійшов висновку, що «ізотопні результати показали, що ізотопні ознаки вуглецю бентосних форамініфер забезпечують корисний запис подій викиду метану і, отже, історію активності просочування» (Panieri, 2003, с. 557).

Червоними стовбцями виділено зразки, відібрані в межах труб дегазації. Пунктирною лінією позначено ділянки, де значення $\delta^{13}\text{C}$ для одного з об'єктів відсутнє, що дозволяє візуалізувати загальну тенденцію взаємозв'язку навіть за неповної вибірки.

Ізотопія кисню. У літературі останніх років з'явилися результати досліджень стабільного ізотопу кисню в придонних середовищах. Робляться спроби використання цього показника для характеристики як генетичних, так і епігенетичних процесів у морських осадах. На сьогодні питання про те, чи можуть від'ємні значення $\delta^{18}\text{O}$ слугувати індикатором насиченості осадів флюїдними вуглеводнями, залишається відкритим.

В даній роботі значення $\delta^{18}\text{O}$ розраховане згідно PDB стандарту. У молюсків від +0.6 до -2.9 ‰, спостерігається більша кількість від'ємних значень. Для раковин форамініфер значення варіюються від +0.8 до -2.07 ‰.

Отримані результати свідчать, що значення $\delta^{18}\text{O}$ демонструють значну варіативність (рис. 4.32), однак переважна більшість з них є негативними, що може бути ознакою ізотопного збагачення киснем ^{16}O під впливом вуглеводневого флюїду.

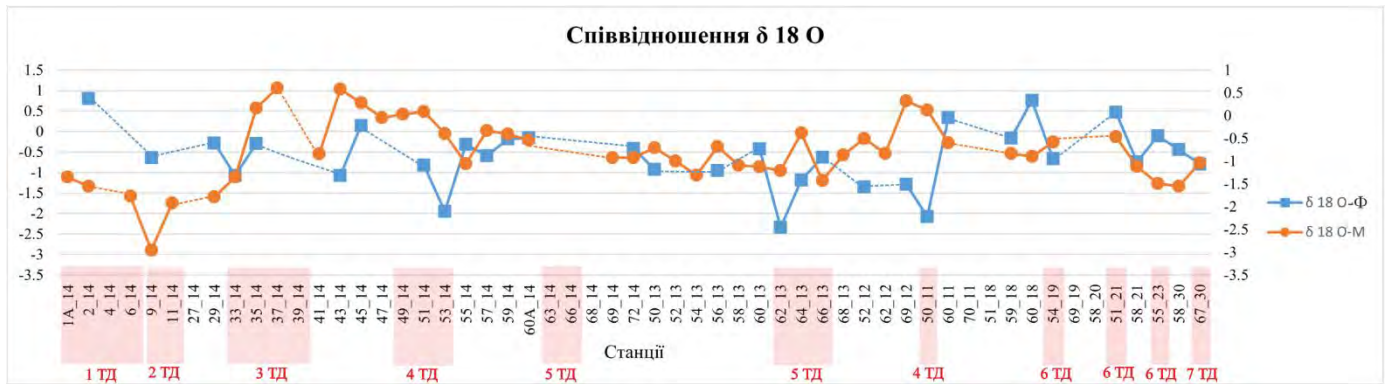


Рисунок 4.32 - Графік взаємозв'язку $\delta^{18}\text{O}$ між раковинами молюсків (*Cerastoderma edule*, позначено як М) та форамініфер (*Ammonia tepida*, позначено як Ф)

Червоними стовпцями виділено зразки, відібрані в межах труб дегазації. Пунктирною лінією позначено ділянки, де значення $\delta^{18}\text{O}$ для одного з об'єктів відсутнє, що дозволяє візуалізувати загальну тенденцію взаємозв'язку навіть за неповної вибірки.

Крім того, як видно з графіка (рис. 4.32), найнижчі значення $\delta^{18}\text{O}$ (позначені червоними стовпцями) характерні саме для зразків, відібраних у зонах труб дегазації, що додатково підтверджує вплив глибинних флюїдів на ізотопну структуру біогенних карбонатів. Але це доволі важке і дискусійне питання, яке потребує подальших досліджень.

За даними Pierre & Fouquet (2007), середній ізотопний склад об'ємного карбонату в морських осадах за нормальних умов становить $\delta^{18}\text{O} \approx +0,6\text{‰}$ (відносно стандарту V-PDB).

Значення $\delta^{18}\text{O}$ за дослідженнями Cen Y et al., (2023) коливається від $+2,63\text{‰}$ до $+3,68\text{‰}$ (в середньому $+3,2\text{‰}$) для бентосних форамініфер. Середнє значення набагато більше від показників, що показані на графіку (рис. 4.32).

Ward et al., (2019) запропонували новий підхід до ідентифікації та відстеження фотохімічних змін у нафті, використовуючи ізотопний показник $\delta^{18}\text{O}$. Було встановлено,

що $\delta^{18}\text{O}$ нафти змінюється після впливу сонячного світла: вихідна нафта мала $\delta^{18}\text{O} \approx -0,6\text{‰}$, що відповідає низькому вмісту важкого ізотопу кисню (^{18}O), тоді як за менш як тиждень експозиції під ультрафіолетовим опроміненням значення підвищилося до $+7,2\text{‰}$. Це свідчить про високу чутливість ізотопного складу до зовнішніх впливів та можливість використання $\delta^{18}\text{O}$ як маркеру ступеня фотохімічного перетворення вуглеводнів у навколишньому середовищі.

На основі цього можна зробити припущення, що й біогенні карбонати (зокрема мушлі моллюсків і черепашки форамініфер) можуть реагувати на стабільний флюїдний потік вуглеводнів, насичуючись легким ізотопом кисню (^{16}O). Такий вплив може відображатися у вигляді знижених (негативних) значень $\delta^{18}\text{O}$, що, за аналогією з постійним сонячним впливом, може вказувати на сталість і глибинність джерела флюїду. Саме так інтерпретується переважання негативних значень $\delta^{18}\text{O}$ у зразках, відібраних у зонах ТД (Дікол, 2022).

Водночас варто зауважити, що значення $\delta^{18}\text{O}$ у дослідженні Ward et al., (2019) були отримані для проб сирової нафти, а не для карбонатного матеріалу. Тому безпосереднє порівняння таких даних із результатами ізотопного аналізу раковин не є цілком коректним. Проте сам факт того, що ізотопний склад кисню змінюється під впливом зовнішніх чинників, може свідчити про доцільність його використання для оцінки інтенсивності флюїдного потоку.

4.6 Біоіндикаційні докази

Біоіндикаційний аналіз включав дослідження форамініфер і нематод, що є важливими організмами для оцінки впливу вуглеводневих газів, зокрема метану та його гомологів. Вивчення цих організмів дозволило встановити, як зміни концентрації газів у донних відкладах впливають на їх різноманітність, чисельність та розміри (Yanko et al., 2024a).

Оскільки форамініфери і нематоди є чутливими до змін у навколишньому середовищі, їх вивчення дозволяє визначити, які з цих газів можуть мати найбільший вплив на екосистеми морських осадових відкладів.

В результаті досліджень було виявлено, що форамініфери представлені 39 видами з шести порядків, 13 родин і 24 родів. Нематоди ж представлені 48 видами з шести порядків, 17 родин і 27 родів. Форамініфери в основному характеризуються меншими розмірами, зниженням різноманіття та щільності на територіях, де спостерігається вплив вуглеводневих газів, хоча є і виключення з цього правила, що потребує додаткового дослідження (рис. 4.33). Серед нематод є форми як чутливі, так і стійкі до впливу вуглеводних газів (табл. 4.7).



Рисунок 4.33 - Чисельне співвідношення нематод і форамініфер на площі Прадніпровська з урахуванням дегазаційних структур та аномалій термогенного метану (за даними газової хроматографії)

На графіку представлено чисельне співвідношення нематод та форамініфер у пробах, відібраних на площі Прадніпровська. Показники відображають кількісну реакцію мейобентосу на вплив флюїдної активності. Червоними стовпцями позначено станції, що потрапляють у межі оконтурених труб дегазації, а також аномальні значення абіогенного метану за результатами газохроматографічного аналізу. Графік демонструє взаємозв'язок між біологічними параметрами та інтенсивністю флюїдного живлення, підтверджуючи значення біоіндикаційних ознак як чутливого індикатора сучасної дегазації дна.

Таблиця 4.7 - Таксони нематод площ Прадніпровська та Гермес у реакції на забруднення газоподібними вуглеводнями. Усі таксони оцінюються на основі системи стійкості/чутливості. Таксони з балами >0 позначають таксони, стійкі до забруднення, а таксони з балами <0 позначають таксони, чутливі (антагоністи) до забруднення (модифіковано після Ridall & Ingels, 2021). Таксони без кольору в цій таблиці відсутні на рис. 1 Ridall & Ingels, 2021, і їх стійкість/чутливість до забруднення невідома.

№	Таксони нематод	№ виду	Чутливий (оцінка)	Стійкий (оцінка)
1.	<i>Halalaimus</i> *	1	-7	
2.	<i>Paracanthochus</i>	1	-4	
3.	<i>Pomponema</i>	1	-3	
4.	<i>Anticoma</i> *	1	-2	
5.	<i>Quadricoma</i>	2	-2	
6.	<i>Chromadorita</i>	1	-1	
7.	<i>Desmodora</i>	1	-1	
8.	<i>Enoploides</i>	1	-1	
9.	<i>Enoplus</i>	1	-1	
10.	<i>Prochromadorella</i>	1	-1	
11.	<i>Tricoma</i>	1	-1	
12.	<i>Bathylaimus</i>	2		1
13.	<i>Chromadora</i>	1		1
14.	<i>Chromadorella</i>	1		1
15.	<i>Cyatholaimus</i>	1		1
16.	<i>Leptolaimus</i>	1		1
17.	<i>Sphaerolaimus</i> *+	2		1
18.	<i>Dichromadora</i>	1		2
19.	<i>Microlaimus</i>	2		2
20.	<i>Monhystera</i>	3		2
21.	<i>Odontophora</i>	1		2
22.	<i>Oxystomina</i> *	1		2
23.	<i>Prochromadorella</i>	1		3
24.	<i>Viscosia</i> +	3		3
25.	<i>Eleutherolaimus</i>	1		4
26.	<i>Theristus</i>	1		4
27.	<i>Axonolaimus</i>	2		7
28.	<i>Terschellingia</i>	2		9
29.	<i>Daptonema</i> *+	3		20
30.	<i>Sabatieria</i> *	3		27
31.	<i>Neochromadora</i> 	2		0
32.	<i>Cobbionema</i>	1		
33.	<i>Cylindrotheristus</i>	1		
34.	<i>Etmolaimus</i>	1		

35.	<i>Euchromadora</i>	1		
36.	<i>Halanonchus</i>	1		
37.	<i>Halaphanolaimus</i>	1		
38.	<i>Leptosomatides</i>	1		
39.	<i>Linhomoeus</i>	1		
40.	<i>Metalinhomoeus</i>	1		
41.	<i>Mesacanthion</i>	1		
42.	<i>Metachromadora</i>	1		
43.	<i>Metalinhomoeus</i>	1		
44.	<i>Metoncholaimus</i>	1		
45.	<i>Oxyonchys</i>	1		
46.	<i>Paralinhomoeus</i>	2		
47.	<i>Rabdodemia</i>	1		
48.	<i>Symplocostoma</i>	2		

* гіпоксія, + вуглеводні

Кореляції між форамініферами і нематодами та параметрами середовища наведені в таблицях 4.8 - 4.11. Слід звернути увагу, що кореляційний аналіз з достовірністю. У таблицях позитивні та негативні значення позначені сірим та чорним кольором відповідно.

Таблиця 4.8 Кореляція між форамініферами та параметрами навколишнього середовища на площі Прадніпровська (Yanko et al., 2024a)

Параметри навколишнього середовища		Форамініфери							
		<i>Esosyrinx jatzkoi</i>	<i>Fissurina lucida</i>	<i>Nonion matagordanus</i>	<i>Ammonia tepida</i>	<i>Canalifera parkerae</i>	<i>Aubignyna perlucida</i>	<i>Elphidium caspicum azovicum</i>	<i>Abundance</i>
Придонна вода	Глибина								
	Солоність								
	Т°С								
	рН								
Відклад	Галька								

	Гравій								
	Пісок								
	Мул								
	Глина								
	Метан								
	Пропан								
	Бутан								
	Пентан								
	Етилен								
	Пропілен								
	Ацетилен								
	Ізобутилен								

Таблиця 4.9 Кореляція між форамініферами та параметрами навколишнього середовища на площі Каркінітська (Yanko et al., 2024a)

Параметри Навколишнього середовища		Форамініфери			
		<i>Eggerelloides scaber</i>	<i>Ammobaculites ponticus</i>	<i>Discamina imperspica</i>	<i>Canlifera parkerae</i>
Придонна вода	Глибина				
	Солоність				
Відклади	Галька				
	Дресва				
	Пісок				

	Мул				
	Глина				
	Метан				
	Пропан				
	Бутан				
	Пентан				
	Етилен				
	Пропілен				
	Ацетилен				
	Ізобутилен				

Таблиця 4.11 Кореляція між форамініферами і нематодами та параметрами навколишнього середовища на площі Гермес (Yanko et al., 2024a)

Параметри навколишнього середовища		Форамініфери										Нематоди		
		<i>Ammonia compacta</i>	<i>Ammonia tepida</i>	<i>Bolivina variabilis</i>	<i>Entolinguina. deplanata</i>	<i>Fissurina lucida</i>	<i>Lagena vulgaris</i>	<i>Parafissurina dzemetinica</i>	<i>Parafissurina lateralis</i>	<i>Pareafissurina dilatatus</i>	<i>Miliolinella selene</i>	<i>Tricoma bacescui</i>	<i>Monhystra sp.3</i>	<i>Chromadora nudicapitata</i>
Придонна вода	Глибина													
	Солоність													
	T°C													
	pH													
Відклади	C _{org}													
	Дресва													
	Пісок													
	Мул													
	Глина													
	Метан													
	Етан													
	Пропан													
	Бутан													
	Пентан													
	Етилен													
	Пропілен													
	Ацетилен													
	Ізобутилен													

Таким чином, вплив метану, його гомологів та інших вуглеводневих газів у донних відкладах на форамініфери та нематоди оцінено на трьох досліджуваних площах, розташованих на внутрішньому («Прадніпрвська» та «Каркінітська») та зовнішньому шельфах, а також материковому схилі («Гермес») північно-західної частини Чорного моря.

Було визначено десять груп відповідно до їх толерантності або чутливості до метану, етану, пропану, бутану, пентану, етилену, пропілену, ацетилену та ізобутилену.

Важливим індикативним параметром вуглеводневих газів у донних відкладах є наявність лагенід серед форамініфер на дуже мілководних ділянках. У вільних від вуглеводневих газів районах Чорного моря його раніше не спостерігали.

Це дослідження вперше надало докази того, що різні типи метану та його гомологів впливають на розмноження, різноманітність, чисельність і ріст форамініфер, а також на щільність і просте різноманіття нематод. що форамініфери і нематоди демонструють значну чутливість до метану та інших вуглеводневих газів, що дозволяє використовувати їх як індикатори екологічного стресу та газових викидів.

Нематоди, які здатні адаптуватися до таких умов, часто зустрічаються в зоні метанових виходів, де наявні бактеріальні матриці, що служать їм харчовою базою.

4.7 Дистанційні (супутникові) докази

У межах комплексного аналізу глибинного флюїдного живлення, автором розглянуто також метод дистанційного зондування Землі як перспективний інструмент виявлення ознак дегазації на шельфі Чорного моря. Цей підхід базується на результатах численних досліджень, в яких доведено ефективність використання супутникових знімків для фіксації аномалій, пов'язаних з виходами газів — зокрема метану — з морського дна (Zhao et al., 2025).

Принципи виявлення глибинних газових викидів із супутників. Супутникові системи спостереження, зокрема місії Sentinel, є потужним інструментом для виявлення

природних газових викидів, у тому числі в умовах складної морської гідрології. Виявлення здійснюється за кількома основними способами:

- Візуалізація газових плівок на поверхні моря, які виникають у результаті підйому флюїдів з дна. Їх можна виявити на мультиспектральних зображеннях завдяки зміні відбиття світла.

- Інтерпретація теплового інфрачервоного випромінювання (TIR), зокрема з використанням супутників Sentinel-3. Метан має характерні абсорбційні лінії в діапазоні 2200-2400 нм, що дає змогу виявляти його при високому контрасті між температурою води й атмосфери.

- Використання синтетичної апертурної радарної (SAR) системи, яка фіксує мікрозміни на морській поверхні, пов'язані з просочуванням газу.

Практичні приклади застосування. У дослідженнях Каспійського моря супутникові SAR-знімки дозволили виявити природні нафтові плівки, пов'язані з викидами вуглеводнів (Harris et al., 2025). Аналогічні результати отримані при спостереженні Чорного моря, де, як зазначають Воробйов & Мельниченко (2016), макропросочування метану виявляються як аномалії на оброблених супутникових знімках. Аналіз розташування цих аномалій показав їх просторову прив'язку до вузлів перетину глибинних розломів, що свідчить про глибинну природу джерела метану.

Фізико-гідрологічні обмеження методу. Умови використання аерокосмічних методів у морському середовищі відрізняються від континентальних. Основні обмеження:

- Товща води є додатковим екраном, що погіршує пряме виявлення джерел.
- Гідродинамічні процеси можуть перешкоджати підйому газу на поверхню або сприяти його розчиненню у воді.

За оцінками (Roberts et al., 2010), значна частина метану може проходити через всю товщу води у вигляді шлейфів, однак при глибоководних умовах метан здебільшого розчиняється до досягнення поверхні.

Застосування у Чорному морі. У Чорному морі основна зона зміни водної щільності (термоклін) формується на глибині приблизно 25 м (літньо-осінній період). Збурення в межах термокліну сприяє формуванню гравітаційних хвиль і коливань щільності, які потенційно здатні впливати на поведінку флюїдних потоків. У таких умовах бульбашки газу, що підіймаються з дна, захоплюють придонну воду, що призводить до аномалій зниження температури поверхні моря, які можуть бути зафіксовані за допомогою супутників у теплі сезони (Щипцов et al., 2018).

Авторське дослідження на шельфі Чорного моря. Автором було здійснено аналіз восьми супутникових знімків Sentinel-3 (2017-2024 рр.) та чотирьох Landsat-8 (рис. 4.34), відібраних із відкритих архівів Європейського космічного агентства (ESA Copernicus Open Access Hub). Об'єктом спостереження була акваторія площі Гермес. Попередній аналіз виявив слабо виражену змінність теплового сигналу в часі, що може свідчити про низьку контрастність термоаномалій або нестабільність газовиділень.

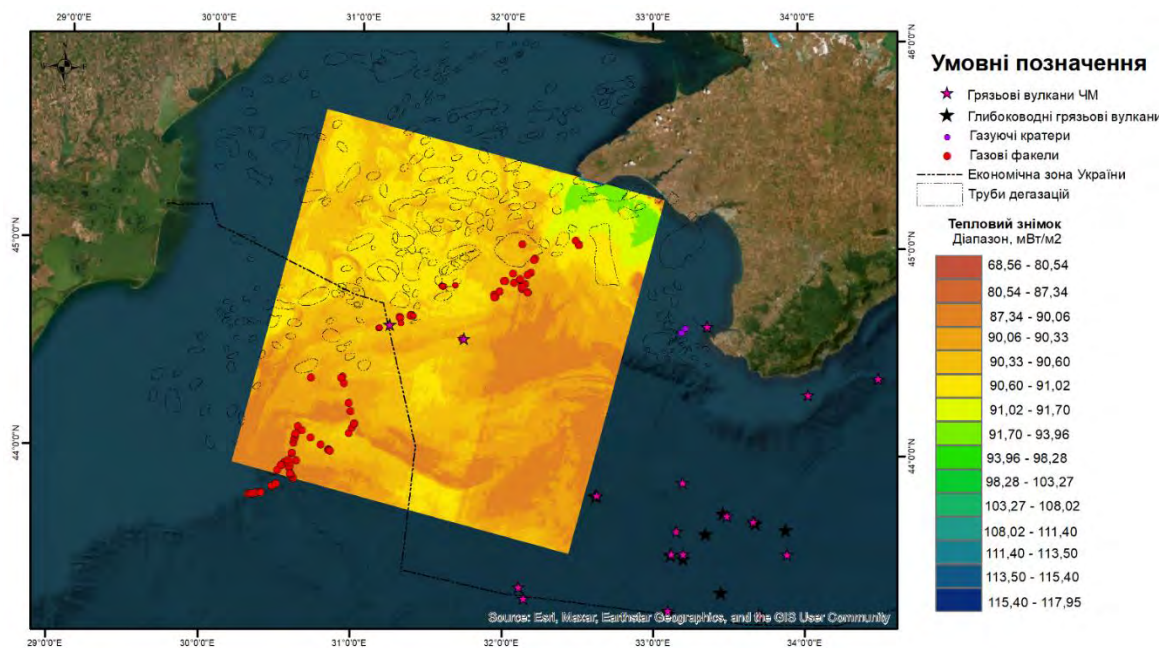


Рисунок 4.34 - Тепловий знімок супутника Landsat-8 (26.08.2023 р.)

Також було проаналізовано присутність газових аномалій на супутникових знімках, однак фіксація безпосередніх ознак виходу метану на поверхню моря не була підтверджена. Ймовірно, це зумовлено повним або частковим розчиненням метану у

товщі води, що унеможливило його реєстрацію на поверхні за допомогою традиційної мультиспектральної зйомки (Дікол та ін., 2024; Янко et al., 2024a).

Узагальнення та перспективи. Незважаючи на складні умови морського середовища, супутникові методи залишаються перспективними для дистанційного виявлення флюїдної активності. Зокрема:

- Аномалії температури (АРТ),
- Плівки нафти чи біоплівки,
- Оптичні/радіолокаційні зміни морської поверхні.

Подальше дослідження автора буде спрямоване на детальну розробку інтерпретації супутникових знімків в теплових діапазонах та комплексну інтерпретацію супутникових даних із геофізичними, геохімічними та ізотопними результатами. Це дозволить покращити розуміння механізмів вертикальної міграції метану та розробити методичні підходи до ретроспективного аналізу активності дегазації.

4.8 Кількісно-геолого-генетична модель

Очевидним є той факт, що будь-яка модель лише частково описує об'єкт у межах заданих модельних параметрів. У геолого-генетичних моделях такими параметрами є походження, генезис і парагенезиси, що формуються. Об'єкти, які розглядає автор, належать до седиментогенного походження, із реалізацією в ньому теригенного, хемогенного та біогенного генезисів, що відображаються у властивостях, детермінованих до відповідних процесів. Саме ці властивості і становлять основні модельні параметри, за допомогою яких описується модель, а саме: геофізичні, геолого-структурні, газогеохімічні, мінералого-термобарогеохімічні, ізотопно-хімічні, біоіндикаційні. Перші два параметри можуть бути віднесені до прогностичних критеріїв, а решта — до пошукових ознак. Детермінованість цих параметрів проявляється саме через зазначені критерії та ознаки.

У геолого-розвідувальній практиці важливу роль відіграє чітке розмежування понять «прогностичні критерії» та «пошукові ознаки», які відображають різні етапи

виявлення та оцінки перспективності родовищ. Прогнозні критерії — це система геолого-структурної, геофізичної інформації, що дозволяють попередньо оцінити території з потенційно сприятливими умовами для формування і накопичення вуглеводнів. Вони охоплюють такі чинники, як літолого-стратиграфічна будова, тектонічна активність, наявність флюїдопроникних зон та ТД. Пошукові ознаки, у свою чергу, є безпосередніми або опосередкованими індикаторами наявності скупчень, що фіксуються у ході детальних досліджень. Вони включають геохімічні (аномальне збагачення газами, зміна ізотопного складу), мінералогічні (наявність флюїдних включень), біологічні (наявність специфічних біоценозів у зонах дегазації) та інші ознаки, що дозволяють локалізувати можливі зони накопичення вуглеводнів. Таким чином, прогнозні критерії використовуються для обґрунтованого звуження території досліджень, тоді як пошукові ознаки — для безпосередньої ідентифікації перспективних об'єктів. Системне поєднання обох підходів описує генетичну модель та забезпечує ефективну стратегію пошукових і прогнозних робіт.

У разі, коли генетичні параметри можуть бути описані у розмірностях, модель стає кількісно-генетичною.

Прогнозні критерії:

Геофізичний критерій дозволяє не лише ідентифікувати ділянки з потенційною флюїдною активністю, але й виділити структури, які трактуються як ТД, тобто вертикальні канали, пов'язані з міграцією глибинних флюїдів крізь товщу осадового чохла, та об'єднати їх з локальними купольними структурами, які розглядаються як потенційно пасткоутворюючі елементи для акумуляції вуглеводнів.

Геолого-структурний критерій дозволяє сформулювати такі узагальнення: Товщина осадового чохла у межах досліджуваної площі істотно варіює залежно від її тектонічного положення. Літофаціальна різноманітність геологічного розрізу проявляється в чергуванні проникних колекторів і щільних покришок, що створює умови для формування екранів та пасток. Локальність поширення проникних пластів і варіабельність літології у латеральному напрямку дозволяють очікувати наявність

неструктурних пасток вуглеводнів, зокрема стратиграфічних або фаціальних типів. Таким чином, цей прогностичний критерій дозволяє локалізувати потенційно продуктивні геологічні тіла, забезпечити геологічне обґрунтування пасток, а також поєднати дані сейсмічної геометрії з літологічними особливостями для покращення кількісно-генетичної моделі.

Пошукові ознаки кількісно описані у відповідних підрозділах вище та включають:

Газогеохімічні ознаки включають кількісні характеристики метану, його гомологів та інших вуглеводневих газів та вичислити «сухість газу» і тим самим сприяти визначенню генезису метану.

Мінералого-термобарогеохімічні ознаки дозволяють визначити місця формування ГФП, дати їх кількісну оцінку та визначити шляхи міграції.

Ізотопно-хімічні ознаки дозволяють визначити місця формування ГФП та генезис вуглеводневих газів.

Біоіндикаційні ознаки дозволяють виявити вплив різних видів метану (біогенний, змішаний, абіогенний), його гомологів та інших вуглеводневих газів на чисельний та таксономічний склад мейобентосу, а саме форамініфер та нематод, і тим самим визначити місця скупчення вуглеводнів в товщі осадового чохла.

Висновки до розділу 4

У межах Розділу 4 було проведено всебічне багаторівневе дослідження, спрямоване на доведення глибинного — абіогенного походження флюїдів, які мігрують через осадовий чохол північно-західного шельфу Чорного моря. Використано комплексну мультідисциплінарну методологію, що охоплює геофізичні, геолого-структурні, газогеохімічні, мінералого-термобарогеохімічні, хімічні, ізотопні, біоіндикаційні та дистанційні (супутникові) методи.

На геофізичному рівні (Підрозділ 4.1) доведено, що купольні структури, які раніше вважалися лише пастками для вуглеводнів, фактично є ТД — зонами виходу глибинних флюїдів. Це підтверджено результатами сейсмічних інтерпретацій та даними буріння,

що зафіксували вертикальні канали втрати кореляції. Особливо інформативними стали дані сейсморозвідки компанії Western Geophysical, за якими оконтурено декілька труб дегазації у межах Прадніпровської структури.

Геолого-структурний аналіз (Підрозділ 4.2) засвідчив, що активні розломні зони відіграють ключову роль у флюїдопровідності, створюючи умови для вертикального перенесення вуглеводнів. Виділено чотири локальні купольні структури з високим потенціалом нафтогазоносності, підтвердження наявності геохімічних аномалій.

На газогеохімічному рівні (Підрозділ 4.3) здійснено хроматографічний аналіз проб, який виявив значні обсяги термогенного метану з характерними низькими значеннями MHR (<100), що є надійним критерієм глибинного походження. Проведено інтерполяцію за трьома площами (Прадніпровська, Каркінітська, Гермес), оконтурено зони з підвищеним вмістом метану та його гомологів, що корелюють з геофізичними трубами дегазації.

Мінералогічний аналіз (Підрозділ 4.4) довів, що глинисті мінерали, такі як монтморилоніт та гідрослюди, можуть фіксувати вуглеводневі у міжшаровому просторі, змінюючи свою структуру. Дифрактометричні аналізи показали чіткий зв'язок мінерального складу з зонами підвищеної дегазації.

Термобарогеохімічні дослідження (Підрозділ 4.5) підтвердили наявність метану та його гомологів у флюїдних включеннях в аутигенному кальциті юрських порід. Виявлені газові фази (CH_4 , CO_2 , $\text{C}_3\text{-C}_5$, H_2S) зі стабільним тиском та температурними характеристиками є прямими доказами участі глибинних флюїдів у мінералоутворенні.

Підрозділ 4.6 продемонстрував, що біогенні карбонати черепашок молюсків і форамініфер є ефективними фіксаторами складу флюїдів. Хімічний аналіз 53 зразків виявив три групи хімічних елементів: ізоморфні домішки, корові (що мігрують із земної кори), та потенційно мантийні елементи (Cr, Ni, Co, V). Ізотопний аналіз $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$ у раковинах дозволив виявити ізотопні зрушення, що інтерпретуються як наслідок впливу абіогенного метану. Особливо показовими є позитивні значення $\delta^{13}\text{C}$ у зонах ТД.

Підрозділ 4.7 Біоіндикаційний підтвердили екологічний стрес у зонах ТД, про що свідчать зміни в чисельності та таксономічному складу мейобентосу (форамініфер і нематод) і послуговував додатковим індикатором сучасної флюїдної активності.

Супутникові дослідження (Підрозділ 4.8) засвідчили потенціал дистанційного зондування для виявлення непрямих ознак дегазації — термоаномалій, поверхневих плівок тощо. Попри відсутність прямої фіксації метану на поверхні, виявлені аномалії можуть бути наслідком глибинної флюїдної активності, що розчиняється у водній товщі.

У Підрозділі 4.9 представлено кількісно-генетичну модель, побудовану на основі обґрунтованих і відібраних модельних параметрів. Визначено модельні ознаки та сформульовано відмінності між прогностичними критеріями (структурні, геофізичні передумови) та пошуковими ознаками (конкретні фіксації газу, мінералів, змін у фауні, ізотопів).

Таким чином, багаторівневий мультидисциплінарний аналіз дозволив отримати цілісну, узгоджену доказову базу щодо глибинного генезису вуглеводневих флюїдів Чорного моря, встановити їх джерела, шляхи міграції та форми розвантаження на дні. Отримані дані є основою для формування нових пошукових концепцій і уточнення моделей вуглеводневих систем на морському шельфі.

РОЗДІЛ 5. НАПРАВЛЕНО-РАНГОВИЙ ПІДХІД ДО ПРОГНОЗУВАННЯ ВУГЛЕВОДНЕВИХ СКУПЧЕНЬ НА ОСНОВІ ТЕОРІЇ ФЛЮЇДОГЕНЕЗУ

У попередніх розділах на основі морських експедиційних і аналітичних досліджень було показано, що в межах північно-західного шельфу Чорного моря мають місце виходи на морське дно вуглеводневих флюїдів глибинного походження, які, зокрема, призводять до формування аномалій абіогенного або змішаного метану в областях повільного просочування газової фази крізь ТД в стратифікованій товщі осадового чохла.

Більшість геолого-геофізичних і геохімічних досліджень, пов'язаних із вивченням ГФП в Чорному морі, проводяться не лише для розуміння їхнього генезису, що залишається важливою науковою метою, але й мають практичне значення для уточнення просторових меж перспективних ділянок промислово важливих скупчень (родовищ) вуглеводнів та підвищення точності їх прогнозу.

Це потребує впровадження кількісних прогнозів із застосуванням як традиційних, так і інноваційних методів аналізу геологічних параметрів осадового середовища, і формує актуальний напрям в геологорозвідувальних дослідженнях, заснований на теорії глобального флюїдогенезу. Такий напрям вимагає спеціального підходу, націленого на побудову інтегрованої системи прецизійних прогнозних критеріїв і пошукових ознак для виявлення скупчень (родовищ) вуглеводнів в осадовому чохлі басейну. Ця система складається з окремих індикаторів зі своїм інформаційним полем (інформаційним рангом), кожний з яких має свою чутливість до об'єкта — скупчення вуглеводнів.

З метою об'єднання різнохарактерної та різнорозмірної інформації, посилення структурованості аналізу та підвищення ефективності пошуку вуглеводневих скупчень у північно-західній частині шельфу Чорного моря, автором спільно з іншими дослідниками було запропоновано комплексний підхід до зменшення площі прогнозування та уточнення локалізації перспективних ділянок. Теоретичним

підґрунтям цього підходу стала розроблена концепція наведено-рангової кореляції інтерпретації геологічної інформації (Чепіжко та ін., 2020 б).

Суть концепції полягає в спрямованому, ієрархічно структурованому аналізі геолого-геофізичної інформації, що здійснюється у форматі рангової системи, де кожен рівень відповідає за певну глибину, масштаб і чутливість методичних ознак. Такий підхід дозволяє поетапно звужувати просторові межі пошукових робіт, фокусуючи увагу на найбільш перспективних ділянках.

У рамках запропонованої концепції були виділені такі основні інформаційні ранги, кожен з яких відображає зростаючу чутливість і спеціалізацію методів щодо виявлення ознак вуглеводневих скопчень (родовищ):

1. Геофізичний рівень — охоплює дані сейсмозвідки, гравіметрії та магніторозвідки, що забезпечують загальне уявлення про тектонічну будову регіону та зони розломів.

2. Геолого-структурний рівень — включає аналіз будови осадового чохла та фундаменту, літолого-стратиграфічні та тектонічні характеристики, будову пасток, покришок і колекторів. Цей рівень дозволяє локалізувати перспективні структури та зони потенційної акумуляції вуглеводнів.

3. Газогеохімічний рівень — включає реєстрацію газових сипів, грязьових вулканів, хімічних аномалій і результати газохроматографічного аналізу донних відкладів, що вказують на сучасну флюїдну активність.

4. Мінералого-термобарогеохімічний рівень — включає аналіз глинистих і уламкових мінералів, флюїдних включень, а також температурно-тискових та геохімічних умов їхнього формування. Цей рівень дозволяє реконструювати етапи флюїдної історії та природу флюїдів.

5. Ізотопно-хімічний рівень — охоплює вивчення стабільних ізотопів (^{13}C , ^{18}O) у біогенних карбонатах або газах для диференціації джерел газів (біогенне чи абіогенне походження) та оцінки глибини їхнього генезису.

6. Біоіндикаційний рівень — включає кількісний та таксономічний аналіз мейобентосних біоценозів (форамініфери та нематод), які є біоіндикаторами флюїдного живлення та тривалої дегазації, і використовуються як найбільш чутливі маркери флюїдної активності.

Усі згадані методи дослідження добре відомі фахівцям і широко застосовуються у вивченні вуглеводневих систем протягом останніх десятиліть. Однак принципова новизна запропонованого підходу автором полягає у впровадженні двох ключових концептуальних положень:

а) теорія глобального флюїдогенезу — усі методичні рівні аналізу розглядаються крізь призму глобального процесу дегазації Землі, який виступає одним з фундаментальних чинників формування флюїдонасичених геологічних систем. Такий підхід сприяє глибшому розумінню природи міграції флюїдів, що беруть участь у генерації та акумуляції вуглеводнів.

б) концепція направлено-рангової кореляції — полягає в розробці значущості для пошуково-розвідних робіт кожного з виділених рангів (вага ознаки) та у направлено-послідовному поєднанні всіх рівнів дослідження (від геофізичних до біоіндикаційних) у єдину ієрархічну інтегровану систему. Це, зрештою, дозволяє уточнювати межі перспективних ділянок шляхом їх поетапного звуження, ще дає змогу підвищити ефективність прогнозування та локалізації можливих скупчень (родовищ) вуглеводнів.

Цей підхід набуває нової актуальності у зв'язку з неможливістю проведення повномасштабних пошуково-дослідних робіт в межах української економічної зони акваторії Чорного моря через втрату контролю над частиною морської території та загострення геополітичної ситуації із за агресій Росії. У таких умовах зростає значення системної інтерпретації наявних архівних і ретроспективних даних, що дозволяє продовжити оцінку ресурсного потенціалу навіть за обмеженої польової діяльності.

Експертний аналіз значущості для пошуково-розвідувальних робіт інформаційних рангів (вага ознаки) при створенні методу направлено-рангової кореляції інтерпретації геолого-геофізичної інформації на основі теорії

флюїдогенезу. У рамках концепції наведено-рангової кореляції геологічної інформації важливу роль відіграє метод апіорного ранжирування, який ґрунтується на експертній оцінці впливових факторів, що визначають перспективність тієї чи іншої геологічної ділянки. Суть методу полягає у послідовному визначенні місця (рангу) кожного параметра в загальній системі ознак, релевантних до задачі виявлення потенційного вуглеводневого об'єкта, що найбільшою мірою відповідає заданим критеріям.

Ранжування виконується на основі консенсусної оцінки групи експертів, компетентних у відповідній галузі. На першому етапі визначається інформативність параметрів, оцінюється достовірність отриманих даних, рівень ймовірнісних похибок та ступінь впливу кожного фактору на стан досліджуваного об'єкта. Далі встановлюються гранично допустимі значення параметрів і вагові коефіцієнти, що дозволяє здійснити порівняльну оцінку важливості.

Завершальним етапом є формування рангової шкали, у якій всі фактори впорядковуються відповідно до присвоєних рангів — позицій, які вони займають у процесі формування цільового геологічного об'єкта. Такий підхід дозволяє обґрунтовано скорочувати обсяг інтерпретаційної інформації та зосереджувати пошукову активність на найбільш перспективних ділянках (Чепіжко та ін., 2021).

Подібні задачі виникають у випадках, коли аналізу підлягають порядкові (ординальні) змінні, які не мають абсолютної числової інтерпретації, але можуть бути впорядковані за рівнем прояву ознаки (наприклад, впливу на результат). Кожному фактору в такому випадку присвоювався порядковий номер (ранг) — від 1 (найменший вплив) до n (найвищий вплив). Порядок присвоєння рангів було визначено чотирма незалежними експертами.

У разі, коли об'єкти характеризуються кількома незалежними ранжуваннями (від різних експертів), для оцінки узгодженості суджень застосовували коефіцієнт конкордації рангів Кендалла (W), який дозволяє визначити ступінь згоди між

учасниками експертизи. Обчислення здійснювалося згідно з методикою статистичного аналізу (Грабовецький, 2010; Єсипович та ін., 2017).

У межах реалізації цієї ідеї було сформовано експертну групу, склад якої відповідав завданням дослідження та його кінцевій меті. Відбір експертів здійснювався з урахуванням необхідності інтеграції міждисциплінарних знань та забезпечення високої надійності прогнозів, що базувалися на експертних оцінках.

До участі були запрошені фахівці з високим рівнем кваліфікації, науковою ерудицією та досвідом роботи в суміжних і прикладних напрямках. Вони мали визнання у науковій спільноті, що підтверджувалося публікаційною активністю, участю у галузевих та міжнародних проєктах, у тому числі споріднених за тематикою.

З урахуванням широкого спектра параметрів, визначених у рамках дослідження, до експертної групи було залучено чотирьох фахівців, які забезпечили необхідний рівень наукової репрезентативності:

Фахівець з геофізики та структурної геології — відповідав за інтерпретацію сейсмічних та геодинамічних даних;

Геохімік-мінералог — займався аналізом хімічного складу донних осадів;

Фахівець із мінералогії та термобарогеохімії включень — проводив дослідження аутигенних мінералів і флюїдних мікровключень;

Спеціаліст з вивчення мейобентосу — виконував аналіз фауни (форамініфери, нематоди) як біоіндикаторів флюїдного впливу.

На основі аналізу фондових і літературних даних експертами було попередньо сформовано перелік факторів, що підлягали ранжуванню. Їх чітке визначення стало однією з ключових передумов ефективності подальшого етапу оцінювання.

Було проведено ранжування шести факторів ($n = 6$), відібраних на попередньому етапі, чотирма експертами ($m = 4$), які представляли різні напрями геологічної науки. Оцінки фокусувалися на визначенні ступеня впливу кожного параметра на ефективність геологорозвідувальних робіт у межах обраної площі.

Усі оцінки було систематизовано у вигляді матриці рангів. Враховуючи наявність пов'язаних рангів, у випадках експертів 3 та 4, було виконано їх перетворення, що дозволило отримати коректну матрицю ранжування.

Після обчислення сумарних рангів кожного фактора було встановлено наступну ієрархію за значущістю:

- Фактори першої групи: геофізичні (x1), геолого-структурні (x2);
- Фактори другої групи: газогеохімічні (x3) мінералого-термобарогеохімічні (x4);
- Фактор третьої групи: хіміко-ізотопний (x5), біоіндикаційні (x6).

Розрахунок коефіцієнта конкордації Кендалла $W = 0,774$ підтвердив високий ступінь узгодженості думок експертів, що вказує на надійність отриманих результатів.

Узагальнення результатів

Отримані значення ранжування дозволили виділити ключові параметри, які були визначені як найінформативніші для цілей пошуку:

1. Геофізичні характеристики, зокрема сейсмічні дані;
2. Тектоно-геодинамічні параметри та літолого-петрографічна будова осадового чохла;
3. Газогеохімічна характеристика флюїдів;
4. Мінералого-термобарогеохімічні ознаки мінералів і включень;
5. Хіміко-ізотопні ознаки;
6. Поширення мейобентосу як біологічного індикатора флюїдного впливу.

Ці дані, візуалізовано у вигляді полігону дали змогу розмежувати параметри за інформаційною цінністю. Надалі (рис. 5.1), це дозволило визначити методи дослідження, які найдоцільніше застосовувати в межах кожної групи факторів.

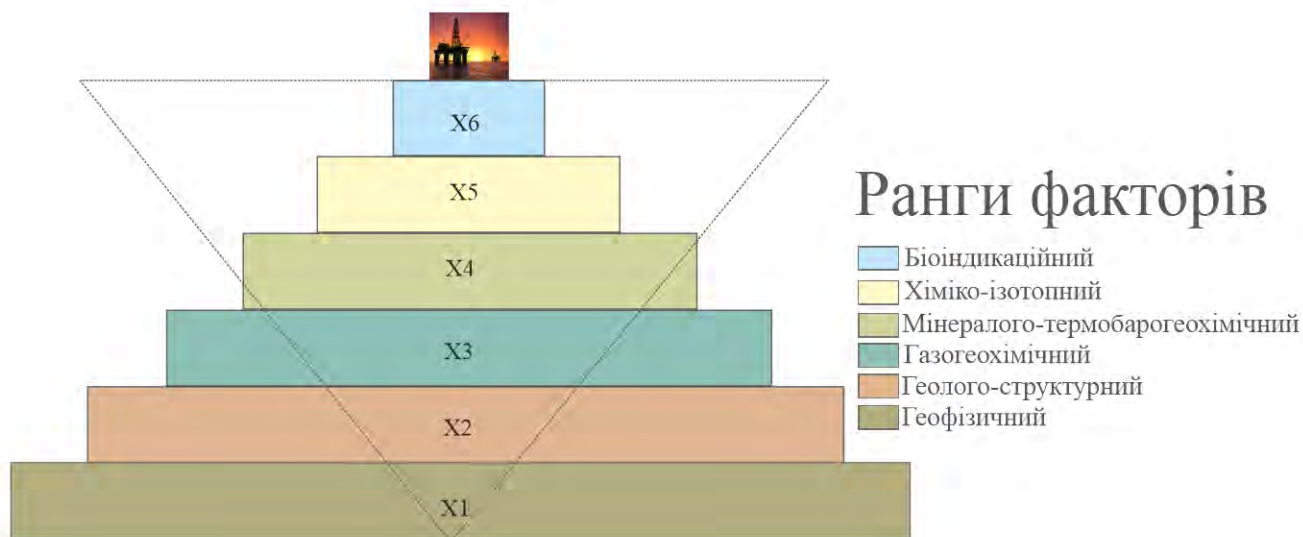


Рис. 5.1 - Визначення методів дослідження виходячи з ранжування факторів

У даному дослідженні геомодель була побудована відповідно до сучасних методів моделювання, що дозволило максимально наблизити інтерпретацію підповерхневих процесів до реальної геологічної ситуації.

Для вирішення цього завдання були забезпечені такі передумови:

- Наявність достовірної геолого-геофізичної інформації, зібраної на попередніх етапах досліджень, включаючи сейсмічні, геохімічні та структурні дані;
- Інтегральна інтерпретація всього масиву інформації, що дозволила пов'язати окремі геологічні спостереження в єдину концептуальну схему;
- Побудова адекватної, несуперечливої і цілісної геологічної моделі регіону, з детальним виділенням інформаційно значущих елементів — зон проникнення флюїдів, локальних структур акумуляції, зон розломної дислокації тощо.

Проте слід зауважити, що наявний геолого-геофізичний матеріал не є просторово повним для всієї території північно-західного шельфу Чорного моря. У зв'язку з цим для цілеспрямованого аналізу та апробації методики ранжування була обрана ділянка «Прадніпровська», яка демонструє найвищий рівень інформативного забезпечення серед усіх досліджених ділянок.

На цій території було зібрано, систематизовано та ранжовано геологічний матеріал відповідно до раніше запропонованої концепції направлено-рангової кореляції. Це дозволило не лише оцінити ефективність самої методики, але й виявити найбільш перспективні для подальших досліджень зони на основі комплексного поетапного аналізу різномірних геолого-геофізичних параметрів.

Кінцевим результатом проведеного аналізу стало удосконалення направлено-рангової концепції, яка передбачає поетапне залучення геолого-геофізичної інформації — від необхідних до достатніх умов формування скупчень вуглеводнів. Запропонований підхід адаптивної рангової кореляції продемонстрував високу ефективність в умовах складної геологічної будови, коли відсутня або неповна формалізована база даних. Цей метод було запатентовано в Україні (патент № 150716) серед авторів якого — здобувач даної роботи.

Ієрархічна система інтерпретації геолого-геофізичних даних для прогнозування флюїдного живлення. Дно морських басейнів розглядається як оптимальне середовище для реалізації флюїдогенної моделі завдяки наявності водного покриву, що сприяє збереженню глибинних флюїдів у приосадовій зоні. Це неодноразово було доведено результатами різноманітних газогеохімічних досліджень.

Досить часто застосовується поєднання методів, наприклад, геофізичного і газогеохімічного, або мінералогічного з ізотопним аналізом.

Наведений вище матеріал показав, що найкращих результатів можна досягти не просто комплексуванням окремих методів, а спрямовано-ієрархічним підходом до інтерпретації різномірної геолого-геофізичної інформації. Така інформація має бути структурованою, містити докази проявів глибинного флюїдогенезу в речовинних комплексах і об'єднана у робочі ранги.

Ієрархічність ґрунтується, по-перше, на визначенні поняття «прогнозний критерій» — як необхідної умови для формування вуглеводневого скупчення, а по-друге, — «пошукової ознаки», як достатньої умови, що передбачає наявність речових доказів

існування флюїдного потоку. Ієрархічність найнадійніше визначається за допомогою експертного аналізу.

Результати такого ранжування стали основою побудови інтегрованої системи геолого-прогнозного моделювання, що дозволила суттєво звужити площу пошуків і локалізувати найбільш перспективні ділянки для виявлення скупчень вуглеводнів.

Запропонована концепція флюїдогенезу північно-західного шельфу Чорного моря відкрила нові підходи до пояснення формування вуглеводневих систем, включаючи можливість їх виявлення у глибокозалягаючих кристалічних породах. Загальна мета реалізованого дослідження полягала у пошуку «золотої середини» — оптимального балансу між глибиною, масштабністю та надійністю геологічних параметрів, необхідних для ефективного прогнозування, пошуку та оцінки скупчень вуглеводнів у межах морського шельфу.

Висновки до розділу 5

У межах даного розділу обґрунтовано доцільність впровадження наведено-рангового підходу до прогнозування скупчень вуглеводнів у північно-західній частині шельфу Чорного моря. З урахуванням складної геологічної будови регіону, фрагментарності геолого-геофізичних даних і обмеженості польових робіт через геополітичні чинники, використання інтегрованої методології інтерпретації стало не лише актуальним, але й необхідним інструментом для підвищення ефективності геологорозвідувальних досліджень.

Ключовим теоретичним підґрунтям виступила концепція глобального флюїдогенезу, яка дозволяє розглядати висхідні флюїдні потоки глибинного походження як одне з джерел формування вуглеводневих систем. На основі цієї концепції було розроблено систему структурованого аналізу геолого-геофізичної інформації, яка базується на виділенні ієрархічних рівнів (інформаційних рангів) за ступенем прогностичної цінності. До таких рівнів віднесено: геофізичний, геолого-

структурний, газогеохімічний, мінералого-термобарогеохімічний, хіміко-ізотопний та біоіндикаційний.

У межах методики застосовано експертне ранжування індикаторів із використанням статистичних методів (зокрема коефіцієнта конкордації Кендалла), що дозволило обґрунтовано визначити вагу кожного параметра в системі прогнозу. Найвищу інформативність виявлено для геофізичних та геолого-структурних ознак, які формують перший рівень деталізації. Газогеохімічні та мінералого-геохімічні характеристики, в тому числі дані про флюїдні включення та ізотопні склади біогенних карбонатів, доповнили систему доказів, відображаючи більш локальні аспекти флюїдної активності. Біоіндикатори, такі як форамініфери та нематоди, виступили додатковими доказами тривалого впливу флюїдів.

Застосування направлено-рангового підходу дозволило поетапно звужувати площу пошукових робіт, локалізуючи ділянки з найвищим потенціалом вуглеводневого насичення. Зокрема, Прадніпровська ділянка стала базовим полігоном для апробації методики, оскільки має найбільш повний комплекс даних. У межах цієї території було реалізовано весь спектр методичних етапів, що дало змогу сформувати цілісну геолого-геофізичну модель (рис. 5.2), прив'язану до конкретних структур, включаючи ТД, купольні утворення та зони порушень.

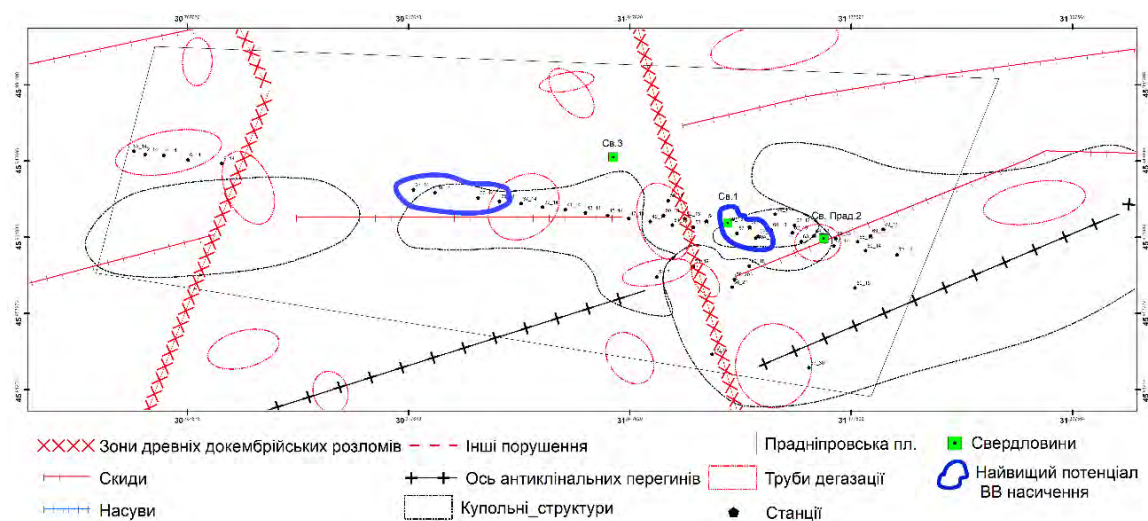


Рисунок 5.2 - Локалізація ділянок з найвищим потенціалом вуглеводневого насичення на площі Прадніпровська

Каркінітська (рис. 5.3) та Гермес (рис. 5.4).

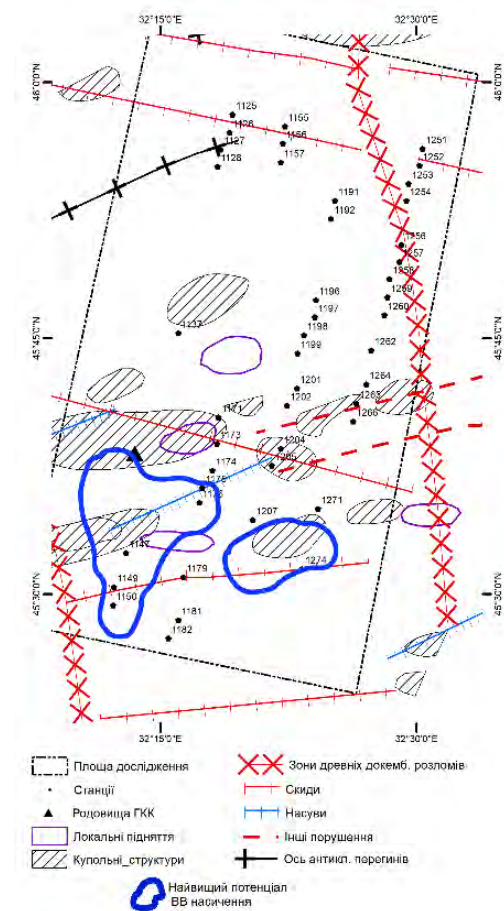


Рисунок 5.3 - Локалізація ділянок з найвищим потенціалом вуглеводневого насичення на площі Каркінітська

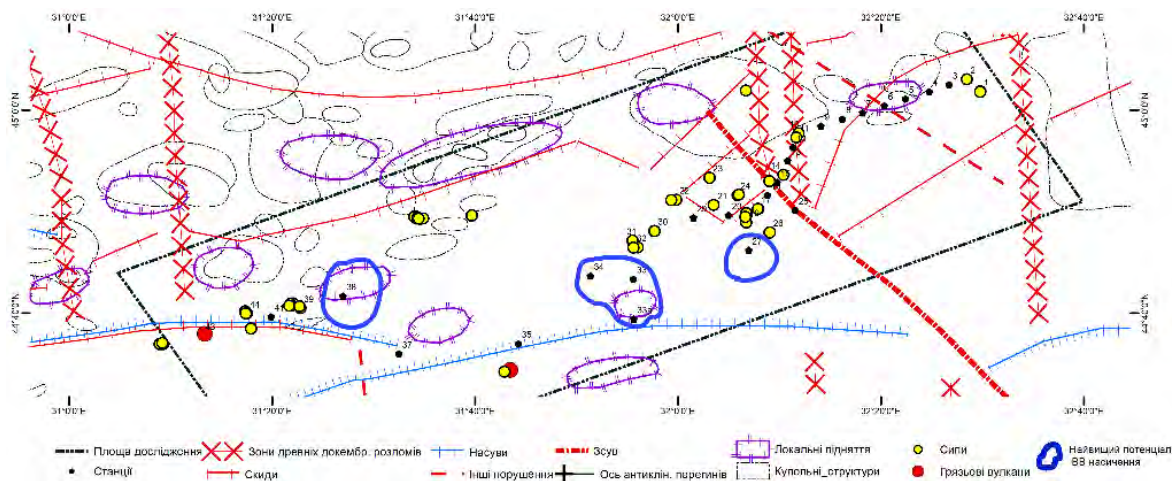


Рисунок 5.4 - Локалізація ділянок з найвищим потенціалом вуглеводневого насичення на площі Гермес

Таким чином, у межах запропонованої моделі вдалося створити ефективний інструмент прогнозування флюїдонасичених структур, що спирається на цілісний і поетапний аналіз широкого спектра геологічних даних. Розроблений і зафіксований патентом України підхід довів свою ефективність як у науковому, так і в практичному аспекті. Він може бути адаптований до інших регіонів та умов, де актуальне визначення глибинних джерел флюїдів та оцінка потенціалу родовищ вуглеводневої сировини. У післявоєнний період його впровадження може стати важливою складовою в енергетичній та економічній стратегії України.

ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі вирішено актуальне наукове завдання, що полягає в обґрунтуванні глибинної природи флюїдних потоків на північно-західному шельфі Чорного моря зафіксованих в донних відкладах та з'ясуванні їх ролі у формуванні скупчень (покладів) вуглеводнів. На основі багаторівневого аналізу геолого-геофізичних, геохімічних, мінералогічних, ізотопних і біоіндикаційних даних, запропоновано системний підхід до прогнозування вуглеводневих скупчень (покладів) у межах концепції глобального флюїдогенезу. Основні результати роботи полягають у наступному:

1. У сучасній науці досі співіснують дві провідні концепції щодо походження вуглеводнів: біогенна та абіогенна. Хоча довгий час панувала ідея біогенного генезису, ще з XIX століття у працях Гумбольдта, Менделєєва та їх послідовників розвивалася теорія неорганічного (абіогенного) утворення вуглеводнів. За останні десятиліття інтерес до цієї теорії суттєво зріс, зокрема в рамках глобального флюїдогенезу. Значний внесок у її формування зробили українські дослідники П. Кропоткін, В. Порфир'єв, О. Лукін, які розглядали дегазацію Землі як глобальний процес, джерело утворення вуглеводнів та ключовий механізм у процесах мінералоутворення.

2. Автором було опрацьовано широке коло геофізичних, тектонічних, стратиграфічних, геодинамічних та термобарогеохімічних даних, що охоплюють палеозойсько-кайнозойську еволюцію північно-західного шельфу Чорного моря. Регіон виявлено як геоструктурно складну зону, розташовану на межі Східноєвропейської платформи та Західно-Чорноморської западини, з вираженою блоковістю, розломністю й багаторівневим тектонічним устроєм. Опрацьовано як опубліковані, так і фондові джерела, що дозволило сформувати цілісне уявлення про геологічне підґрунтя досліджуваної зони.

3. Для реалізації поставлених завдань використано комплекс експедиційних, лабораторних, геофізичних, біоіндикаційних і дистанційних методів. Дослідження

охопили три ключові площі: «Прадніпровська», «Каркінітська» та «Гермес», які представляють різні тектонічні сегменти — внутрішній, перехідний та зовнішній шельф. Проведено сейсмічну інтерпретацію часових розрізів, газогеохімічний, гранулометричний, ізотопний, мінералогічний та термобарогеохімічний аналізи, біоіндикаційне зондування з використанням мейобентосу, а також аналіз супутникових даних у тепловому діапазоні. Статистична обробка дозволила виявити просторові та структурні закономірності флюїдної активності.

4. Найважливішим завданням роботи був вибір ознак (геофізичних, геолого-структурних, речових і біотичних), що характеризують висхідний газовий потік, і пошук доказів приналежності їх до глибинних флюїдів. При вирішенні цих завдань:

- Виявлено труби дегазації — вертикальні флюїдопровідні канали, сформовані проривами газонасичених потоків, що часто асоціюються з купольними структурами. За результатами сейсмічної інтерпретації (зокрема матеріалів Western Geophysical) підтверджено наявність таких труб у межах Прадніпровської структури.

- Доведено важливу роль розломних зон та ТД як каналів флюїдопровідності.

- Газогеохімічний аналіз донних відкладів виявив підвищені концентрації абіогенного метану та його гомологів, алкенів та ацетилену у зонах розвантаження флюїдів.

- Мінералого-термобарогеохімічні дослідження показали: а) здатність глинистих мінералів (монтморилоніт, гідрослюди) акумулювати вуглеводні в області розвантаження флюїдів у міжшаровому просторі їх кристалічних структур, б) газово-рідкі включення в кальциті містять до 85% CH_4 при високій газонасиченості. Що на думку автора є прямим доказом глибинного флюїдного впливу на мінералоутворення.

- Ізотопний аналіз біогенних карбонатів (мушлів молюсків і черепашок форамініфер) вказав в основному на підвищення $\delta^{13}\text{C}$, що може слугувати підтвердженням глибинного надходження вуглеводневих газів в межах зон дегазації. Водночас значення $\delta^{18}\text{O}$ демонструють значну варіативність, однак переважна більшість з них є негативними, що може бути ознакою ізотопного збагачення киснем ^{16}O під

впливом вуглеводневого флюїду. Ізотопні дані узгоджуються з результатами аналізу хімічного складу (збагачення Ni, Cr, Co, V) глибинного флюїдного потоку записаного в модельних ознаках.

- Біоіндикаційні спостереження дозволили виявити вплив різних видів метану (біогенний, змішаний, абіогенний), його гомологів та інших вуглеводневих газів на чисельний та таксономічний склад мейобентосу, а саме форамініфер та нематод, і тим самим визначити місця скупчення вуглеводнів в товщі осадового чохла.

- Аналіз супутникових знімків дозволив виявити непрямі ознаки флюїдної активності, що просторово збігаються з геофізичними структурами.

- Уперше розроблено кількісно-генетичну модель глибинного флюїдного потоку, записану в модельних геолого-структурних, речовинних і біологічних ознаках. Розглядаючи запропоновану модель і її ознаки як спосіб розв'язання прямої задачі під час вивчення флюїдного потоку, можна на цій основі запропонувати й спосіб розв'язання зворотної задачі, якщо перевести модельні ознаки в ранг робочих. Це дасть змогу обґрунтовано відносити новий матеріал, що вивчається, до глибинних флюїдів та їхніх проявів на шельфі Чорного моря. Водночас ознаки, що характеризують глибинне походження газів, можна так само поділити на прогностичні критерії (геофізичні й тектонічні структури) і пошукові ознаки (газогеохімічні, ізотопні, мінералого-термобарогеохімічні маркери, біоіндикаційні).

5. Результати дослідження мають прикладне значення і направлені на підвищення ефективності пошукових робіт на вуглеводневі скупчення. Запропоновано направлено-ранговий підхід, що передбачає поетапну оцінку значущості параметрів для відбору найперспективніших ділянок. За результатами експертного аналізу, найвищу інформативність мають геофізичні та геолого-структурні критерії, далі — газогеохімічні, мінералогічні, термобарогеохімічні, хіміко-ізотопні, і біоіндикаційні. Розроблена методика отримала правовий захист (патент України № 150716).

У підсумку, дисертаційне дослідження представляє цілісну доказову базу глибинного походження вуглеводневих флюїдів і пропонує новітній методичний підхід

до їх прогнозування. Запропонована модель може бути адаптована до інших шельфових та континентальних регіонів, а також використана при формуванні енергетичної стратегії України в післявоєнний період.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

Абих, Г. В. (1840). *О появившемся на Каспийском море острове*. Труды Геологического института Азербайджанского филиала АН СССР, Баку.

Аврамець, В. М., Какаранза, С. Д., Сибірченко, М. Г., Рокицький, В. Є., Русаков, В. М., та ін. (2007). *Звіт з проведення геологічної зйомки масштабу 1:200 000 північно-західної частини шельфу Чорного моря в межах аркушів L-36-XIII, -XIV, -XV*. Одеса: ДГП «Геоінформ», ПричорноморДРГП. 462 с.

Алиев, А. д. А., Байрамов, А. Л., & Мамедова, А. Н. (2004). Тектоника и перспективы нефтегазоносности грязевулканических областей Азербайджана в свете новых данных. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, (1), 32-43.

Андрусов, Н. И. (1929). *Верхний плиоцен Чёрноморского бассейна*. В *Геология СССР* (Т. 4, ч. 2, вып. 3, с. 30). Ленинград.

Архангельский, А. Д. (1925). *Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апишеронского полуострова и Керченско-Таманского региона*. Бюллетень МОИП. Отдел геологии, 33(3-4), 269-285.

Архангельский, А. Д., & Баталина, М. А. (1929). К истории развития Чёрного моря. *Известия АН СССР. Отделение математических и естественных наук. Серия геологическая*, (8), 691-706.

Астахова, Т. В., Горак, С. В., Краєва, Є. Я., Куличенко, В. Г., Пермяков, В. В., Плотнікова, Л. Ф., Семененко, В. Н. та ін. (1984). *Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря)*. Київ: Наук. думка.

Багрій, І. Д. (Ред.). (2022). *Гідро-біогенно-мантійна концепція походження вуглеводнів - запорука високоефективної пошукової технології: Монографія*. Київ: ДП «УГК».

Белоусов, В. В., & Яроцкий, Л. А. (1936). *Грязевые сопки Керченско-Таманской области, условия их возникновения и деятельности*. Москва: ОНТИ, НКПТ СССР.

Білецький, В. С., Гайко, Г. І., & Орловський, В. М. (2019). *Історія та перспективи нафтогазовидобування: Навчальний посібник*. Київ: ФОП Халіков Р. Х.

Буланже, Ю. Д., Муратов, М. В., Субботин, С. И., & Баланадзе, Б. К. (Ред.). (1975). *Земная кора и история развития Черноморской впадины*. Москва: Наука.

Вассоевич, Н. Б. (1986). *Избранные труды: Геохимия органического вещества и происхождение нефти*. Москва: Наука. 368 с.

Возняк, Д. К., Кульчицька, Г. О., Черниш, Д. С., & Бельський, В. М. (2019). Наука про флюїдні включення в мінералах в Україні (до 100-річчя НАН України). *Мінералогічний журнал*, 41(1), 23-34. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.41.01.023>

Воробйов, А. І., & Мельниченко, Т. А. (2016). Аналіз геологічної природи макропросочувань метану у північно-західній частині Чорного моря та їх прояви на супутникових знімках. *Ukrainian Journal of Remote Sensing of Earth*, (10), 10-16.

Воскобойников, Н. И., & Гурьев, А. В. (1832). *Геологическое описание полуострова Тамани, принадлежащего к земле войска Черноморского*. Горный журнал, 1.

Геворкьян, В. Х., & Сокур, О. Н. (2012). Газогидраты — продукт мантийной дегазации. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, (1[27]), 52-65.

Герасимов, М. Є. (1994). *Глубинное строение и эволюция южной окраины Восточно-Европейской платформы по сеймостратиграфическим данным в связи с нефтегазоносностью: Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук*. Москва.

Гожик, П. Ф., Маслун, Н. В., Плотнікова, Л. Ф., Іванік, М. М., Якушин, Л. М., & Іщенко, І. І. (2006). *Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря*. Київ: Інститут геологічних наук НАН України. 171 с., 54 іл.

Гольдшмидт, В. М. (1937). *Кристаллохимия*. Л.: Химтеорет. 62 с.

Грабовецький, Б. Є. (2010). *Методи експертних оцінок: теорія, методологія, напрями використання: монографія*. Вінниця: ВНТУ.

Гринберг, И. В. (1971). Некоторые химические аспекты проблемы генезиса теорий. В *Проблема происхождения нефти и газа и формирование их промышленных залежей* (с. 52–67). Киев: Наукова думка.

Губкин, И. М. (1937). *Нефть в СССР*. В *Энергетические ресурсы СССР* (Т. 1, с. 169-194). Москва-Ленинград: Академия наук.

Димитров, П., Дачев, В., Ніколов, Х., та ін. (1979). Естествени газови извори в акваторията на Балчишкия залив. *Океанология*, 4, 43-49.

Дікол, О. С. (2022). Використання значень стабільних ізотопів вуглецю та кисню при пошуках морських нафтогазових родовищ. У *Матеріали міжнародної науково-практичної конференції «Modern trends in the development of Science and Technology»* (с. 27-32). Львів.

Дікол, О. С. (2022). Особливості розподілу вуглеводневих газів у донних відкладах Каркінітської затоки. *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки*, 27(1(40)), 133-143. [https://doi.org/10.18524/2303-9914.2022.1\(40\).257538](https://doi.org/10.18524/2303-9914.2022.1(40).257538)

Дікол, О. С. (2023). Хімічний склад раковин молюсків *Mytilus* як показник глибинних флюїдних потоків на шельфі Чорного моря. У *Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник тез Всеукраїнської молодіжної наукової конференції (м. Київ, 2-3 жовтня 2023 р.)* (с. 67). НАН України, Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка. ISBN 978-966-999-648-2

Дікол, О. С., Кадурін, С. В., Янко, В. В., & Кадурін, В. М. (2024). Оцінка можливостей використання космічних знімків у теплових діапазонах для пошуку й оцінки виходів ендегенних флюїдів на поверхню дна Чорного моря (розв'язання прямої задачі). *Geological and Mineralogical Bulletin*, (1-2), 24-34. <https://doi.org/10.31721/2306-5443-2024-26-1-24-34>

Дмитриевский, А. Н., & Валяев, Б. М. (2002). Углеводородная дегазация через дно океана: локализованные проявления, масштабы, значимость. В *Материалы Всероссийской конференции “Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений”*. Москва: ГЕОС.

Дмитриевский, А. Н., & Валяев, Б. М. (2010). Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений: развитие идей П. Н. Кропоткина. В *Материалы Всероссийской конференции “Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений”* (с. 710).

Егоров, В. Н., Артемов, Ю. Г., & Гулин, С. Б. (2011). *Метановые сипы в Черном море: средообразующая и экологическая роль* (Г. Г. Поликарпов, Ред.). Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». ISBN 978-966-02-5979-9.

Ермаков, Н. П. (1949). *Критерии познания генезиса минералов и среда рудообразования* (Минералогический сборник № 3. Приложение первое). Львов.

Ермаков, Н. П. (1950). *Исследования минералообразующих растворов (температуры и агрегатное состояние)*. Харьков: Издательство Харьковского государственного университета.

Єсипович, С. М., Бондаренко, А. Д., & Титаренко, О. В. (2017). Геологічні та геодинамічні передумови відкриття промислових покладів ВВ в північній частині Чорного моря. *Український журнал дистанційного зондування Землі*, (13), 38-52.

Жабіна, Н., Анікеєва, О., Колодій, І., & Мінтузова, Л. (2025). Нові дані про стратиграфію відкладів та гідрогеохімічні умови Прадніпровської площі (північно-західний шельф Чорного моря). *Вісник: Геологія*, 3(70), 18-22. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.70.03>

Какаранза, С. Д., Аврамець, В. М., Волков, В. А., та ін. (2007). *Геологічні карти масштабу 1:500 000 та 1:1 000 000 шельфу, континентального схилу та глибоководної западини Чорного моря в межах аркушів L-35-Г, L-36-А, L-36-В, К-36-А (пн. ч.): Пояснювальна записка*. Київ.

Калинко, М. К. (1960). О механизме и условиях образования грязевых вулканов. В *Проблемы нефтяной геологии* (с. 83-90). Москва: ГосТехИздат.

Калюжный, В. А. (1982). *Основы учения о минералообразующих флюидах*. Киев: Наукова думка.

Климчук, О. Б. (2022). Наскрісні флюїдопровідні структури: концептуалізація, термінологія, типи, властивості та роль у флюїдообміні. *Геологічний журнал*, 1(378), 24-49. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.1.252279>

Коболев, В. П. (2017). Структурно-тектонические и флюидо-динамические аспекты глубинной дегазации мегавпадины Черного моря. *Розробка родовищ: Збірник наукових праць*, 11(1), 31-49.

Ковалевский, С. А. (1966). Происхождение Крыма и Черного моря. *Природа*, (3), 108-113.

Коморний, А., & Сітковська, Н. (2007). *Звіт про тематичні роботи за темою: “Комплексна інтерпретація геолого-геофізичних матеріалів зони крайового уступу північно-західного шельфу Чорного моря”* (№ держреєстрації: У-06-161 (М/4)). Київ: ДГП «Укргеофізика», ПЦМГГД «Одесморгеологія». Архів ДГП «Укргеофізика». 94 с.

Коморный, А. Ф. (1987). *Составление заключений о прогнозе нефтегазоносности структур, передаваемых в глубокое бурение: Отчет о результатах тематических камеральных работ по объекту 58/86-Г*. Одесса: Одесская группа партий треста «Южморнефтегазгеофизразведка».

Кононов, Н. Ф., Островский, С. А., & Устинюк, Л. Ф. (1977). *Новая технология некоторых синтезов на основе ацетилена*. Москва: Недра. 171 с.

Кохан, О. М. (2019). *Геолого-палеоокеанографічні умови осадонагромадження середньо-верхньомайкопських газоносних відкладів західної частини Причорноморського мегапрогину* (Кандидатська дисертація). Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів.

Крейг, Г. (1954). Геохимия стабильных изотопов углерода. В *Изотопы в геологии* (сб. статей). Москва: Изд-во иностр. лит.

Кропоткин, П. Н. (1986). Дегазация Земли и генезис углеводородов. *Вестник химического общества*, (5), 540-547.

Кропоткин, П. Н., & Валяев, Б. М. (1980). Геодинамика грязевулканической деятельности в связи с нефтегазоносностью. В *Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа* (с. 148-178). Киев: Наукова думка.

Круглов, С. С. (Ред.), & Цыпко, А. К. (Ред.). (1988). *Тектоника Украины* (Вып. XXXVI). Министерство геологии СССР, Украинское государственное производственное объединение по геологоразведочным работам, Украинский научно-исследовательский геологоразведочный институт. Москва: Недра.

Кудрявцев, Н. А. (1973). *Генезис нефти и газа*. Ленинград: Недра.

Кутас, Р. И. (2020). Геотектонические и геотермические условия зон флюидной и газовой разгрузки в Черном море. *Геофизический журнал*, 42(5), 16-52. <http://jnas.nbu.gov.ua/article/UJRN-0001195378>

Лазаренко Е.К. Курс минералогии: учебник 2-е издание. Москва: Высшая школа, 1971, 608 с.

Ларченков, Е. П., Кравчук, О. П., & Кравчук, А. О. (2009). *Геология в Одесском университете: времена и пространства. Очерки истории кафедры общей и морской геологии*. Одесса: Феникс.

Лейн, А. Ю., & Иванов, М. Б. (2009). *Биогеохимический цикл метана в океане*. Москва: Наука.

Лейн, А. Ю., & Иванов, М. В. (2005). Крупнейший на Земле метановый водоем. *Природа*, (2), 18-26.

Летников, Ф. А., Заечковский, Н. А., & Летников, А. Ф. (2010). К вопросу о геохимической специализации глубинных высокоуглеродистых систем. *Доклады АН России*, 433(3), 374-377.

Лещух, Р. Й., Пермяков, В. В., & Полухтович, Б. М. (1999). *Юрські відклади півдня України*. Львів: Євросвіт.

Лукин, А. Е. (1999). О происхождении нефти и газа (геосинергетическая концепция природных углеводородно-генерирующих систем). *Геологический журнал*, (1), 30-42.

Лукин, А. Е. (2007). О включениях природного соединения кальция и углерода в минеральных образованиях, связанных с внедрением суперглубинных флюидов. *Доповіді Національної академії наук України*, (1), 122-130.

Лукин, А. Е. (2014). Флюидный литогенез - важнейшие направления литологических исследований в XXI веке. *Геологический журнал*, 4, 27-46.

Лукин, А. Е. (2015). Система «суперплюм - глубокозалегающие сегменты нефтегазоносных бассейнов» - неисчерпаемый источник углеводородов. *Геологический журнал*, 37(2), 7-20.

Лукин, А. Е. (2017). Дегазация Земли, нафтидогенез и нефтегазоносность. Статья 4. *Збірник наукових праць УкрДГПІ*, (3), 9-33. http://nbuv.gov.ua/UJRN/UDGRI_2017_3_3

Лукин, А. Е., & Шестопапов, В. М. (2018). От новой геологической парадигмы к задачам региональных геолого-геофизических исследований. *Геофизический журнал*, 40(4), 3-72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610>

Матковський, О., Наумко, І., Павлунь, М., & Сливко, Є. (2021). *Термобарогеохімія в Україні = Thermobarogeochemistry in Ukraine: монографія*. Львів: Простір-М.

Мельник, В. И., & Митин, Л. И. (Ред.). (1982). *Геология шельфа УССР. Среда. История и методика изучения*. Киев: Наукова думка.

Милановский, Е. Е. (1967). Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса. *Вестник Московского университета. Серия Геология*, (1), 8-15.

Митропольский, А. Ю., Безбородов, А. А., & Овсяный, Е. И. (1982). *Геохимия Чёрного моря*. Киев: Наукова думка. 144 с.

Михайлов, В. А., та ін. (2014). *Нетрадиційні джерела вуглеводнів України: монографія. У 8 кн. Теоретичне обґрунтування ресурсів нетрадиційних вуглеводнів осадових басейнів України*. Київ: Ніка-Центр. 280 с.

Моргунов, Ю. Г., Калинин, А. В., Куприн, П. Н. и др. (1981). *Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря* (с. 88). Москва: Недра.

Муратов, М. В. (1955). История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии*, (5), 12-19.

Муратов, М. В. (1955). История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии*, (5), 12-19.

Муратов, М. В. (1972). История формирования глубоководной котловины Чёрного моря в сравнении с впадинами Средиземного моря. *Геотектоника*, (5), 22-41.

Наумко І. М. (2006). *Флюїдний режим процесів мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагезисів): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Львів. 52 с.*

Наумко, І. М., & Калюжний, В. А. (1996). Питання флюїдного режиму і дегазації Землі в поглядах М. П. Семененка. *Мінералогічний журнал*, 18(2), 39-45.

Наумко, І. М., Кадурін, В. М., Янко, В. В., Зінчук, І. М., Яремчук, Я. В., Кадурін, С. В., Белецька, Ю. А., Редько, Л. Р., Занкович, Г. О., Дікол, О. С. (2021). Глинисті мінерали донних відкладів площі «Прадніпровська» як індикатор глибинних флюїдних потоків (північно-західний шельф Чорного моря, Україна) [Тези доповіді]. *Проблеми геології фанерозою України: зб. тез XII Всеукр. наук. конф. (6-8 жовтня 2021, м. Львів). Ч. 1* (с. 19-24). Львів: ЛНУ імені Івана Франка.

Наумко, І. М., Янко, В. В., Кадурін, В. М., Зінчук, І. М., Кадурін, С. В., Какаранза, С. Д., Кравчук, Г. О., & Дікол, О. С. (2022). Термобарогеохімічні показники способу визначення прогнозних критеріїв і пошукових ознак вуглеводневих покладів на шельфі моря. У *Геологічна будова та корисні копалини України: зб. тез Всеукр. наук. конф. (м. Київ, 12-13 жовтня 2022 р.)* (с. 40-43). НАН України, Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка. ISBN 978-966-999-290-1

Наумко, І., Калюжний, В., Братусь, М., Зінчук, І., Ковалишин, З., Матвієнко, О., Редько, Л., & Сворень, Й. (2000). Учення про мінералотворні флюїди: пріоритетні завдання розвитку на сучасному етапі. *Мінералогічний збірник*, 50(2), 22-30.

Наумко. І. М. (2020). Мінералофлюїдологія та синтез і генезис природних вуглеводнів у надрах Землі. *Геофізичний журнал*, 42(4), 72-96.

Нестеровський, В. А., & Богатиренко, В. А. (2021). *Геохімія нафти і газу: Навчальний посібник*. Київ: ВПЦ "Київський університет".

Нетребська, О. Я. (2002). *Виконання пошуково-детальних сейсмозвідувальних робіт MBX СГТ на зовнішньому шельфі північно-західної частини Чорного моря: Проєкт за тит. 409*. Одеса.

Нетребська, О. Я., та ін. (2009). *Звіт виконання пошуково-детальних сейсмозвідувальних робіт в межах Кілійсько-Зміїного уступу і Криловського прогину. Північно-західний шельф Чорного моря (тит. 402)*. Одеса: ПричорноморДРГП. 203 с.

Никишин, А. М., Коротаєв, М. В., Болотов, С. Н., & Ершов, А. В. (2001). Тектоническая история черноморского бассейна. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии*, 76(3), 3-18.

Павлишин, В., Матковський, О., & Довгий, С. (2019). *Історія мінералогії в Україні. Від глибокої давнини до 90-х років ХХ ст.* Київ. 464 с. ISBN 978-966-000-000-0.

Пасинков, А. А. (2013). *Морфоструктурне районування Азово-Чорноморського басейну України та перспективи освоєння регіону: дис. ... д-ра геол. наук*. Київ. 318 с.

Перерва, В. М., Лялько, В. І., & Шпак, П. Ф. (1997). Флюїдопровідні структури і нафтогазоносність Азово-Чорноморського регіону. *Доповіді НАН України*, (4), 136-139.

Полікарпов, Г. Г., & Єгоров, В. Н. (1989). Виявлено активні газовиділення з дна Чорного моря. *Вісник Академії наук СРСР*, (10), 108-111.

Половка, С. Г. (2007). *Сто морських геологів України [Монографія]*. НАН України, Інститут геологічних наук. Візаві.

Полухтович, Б. М. (1999). *Геологічний звіт за результатами наукової обробки і узагальнення матеріалів Прадніпровської параметричної свердловини № 2 (Чорне море)*. Львів. 92 с.

Полухтович, Б. М., Захарчук, С. М., Мельничук, П. М., Павлюк, М. Г., & Федішин, В. О. (2003). Прогнозні зони концентрації значних за запасами скупчень вуглеводнів на

півдні та морських акваторіях України. У *Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона: Сб. докл. IV Междунар. конф. (Крым, Гурзуф, 9-14 сент. 2002 г.)* (с. 63-67). Симферополь.

Попов С.П. Грязевые вулканы. *Природа*. 1928. № 6. С. 541—554.

Порфирьев, В. Б. (1959). К вопросу о времени формирования нефтяных месторождений. У *Проблема миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений* (с. 165-193). Москва: Издательство АН СССР.

Порфирьев, В. Б., Ключко, В. П., Краюшкин, В. А., и др. (1977). *Геологические критерии поисков новых объектов на нефть и газ на территории Украины*. Киев: Наукова думка.

Рогоза, О. И., Чацкий, В. П., & Прямова, Л. А. (1984). О геологическом строении Михайливской мульды (северно-западный шельф Черного моря). *Советская геология*, (8), 71-76.

Рудько, Г. І., & Соболев, В. В. (2020). Перспективи нафтогазоносності України на великих глибинах для нарощування вуглеводневого потенціалу України. *Мінеральні ресурси України*, (2), 36-42. <https://doi.org/10.31996/mru.2020.2.36-42>

Самсонов, В. І., Луцків, С. С., & Чепіжко, А. В. (2001). Приоритетные направления нефтегазопроисковых работ на черноморской акватории Украины с позиции тектоники литосферных плит. *Геологія і геохімія горючих копалин*, (1), 3-35.

Совга, Э. Э., & Любарцева, С. П. (2006). Источники, стоки и перенос метана в Чёрном море. *Экологическая безопасность прибрежных и шельфовых зон и комплексное использование ресурсов шельфа*, (14), 530-545.

Созанський, В. І. (2013). Відновлення світових запасів нафти і газу як стратегічна проблема сучасності. *Геологічний журнал*, (2), 68–74. <http://jnas.nbuiv.gov.ua/article/UJRN-0000062401>

Страхов, Н. М. (1961). *Современные осадки морей и океанов*. Москва: Издательство АН СССР.

Султанов, Р. П., Скрипка, В. Г., & Намиот, А. Ю. (1973). Фазовые равновесия и критические явления в системе вода - метан при высоких температурах и давлениях. *Физическая химия*, 46(8), 1237-1240.

Сучков, І. О., & Тюленева, Н. В. (2015). Геохімія осадконакопичення у голоцені у межах північно-західного шельфу Чорного моря. *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки*, 19(1(20)), 196-204.

Сучков, І. О., Пономарева, Л. П., Бацко, В. В., Нагребельський, В. С., Гончарова, І. О., & Нетребська, Е. Я. (2018). Геолого-геохімічні дослідження при проведенні нафтогазопошукових робіт на морському шельфі. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*, 11, 76-82. http://nbuv.gov.ua/UJRN/zn_pign_2018_11_12

Сучков, І. О., Федорончук, Н. О., & Чепіжко, О. В. (2001). Палеогеоморфологія і історія формування північно-західного шельфу Чорного моря. *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки*, 6(9), 89-93.

Ткаченко, Г. Г. (1974). *Геология и углеводородные газы донных осадков северо-западного шельфа Черного моря в связи с перспективами нефтегазоносности* (Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук). Одесский национальный университет им. И. И. Мечникова.

Урусов, В. С. (1987). *Теоретическая кристаллохимия*. М.: Изд-во МГУ. 275 с.

Фёдоров, С. Ф. (1939). Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм. В *Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции* (с. 5-44). Москва-Ленинград: АН СССР.

Федорончук, Н. О. (2001). *Літологія донних відкладів та умови формування розсіпів на Північно-Західному шельфі Чорного моря* (Дисертація кандидата геол. наук, спеціальність 04.00.10 - геологія океанів та морів). Інститут геологічних наук НАН України, Київ.

Ферсман А.Е. Пегматиты: М. : Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.

Чебаненко, И. И. (1999). О глубоком кризисе теории органического происхождения нефти. *Геологический журнал*, (1), 120-127.

Чекалюк, Э. Б. (1971). *Термодинамические основы минерального происхождения нефти*. Киев: Наукова думка.

Чепіжко, О. В., Янко, В. В., Кадурин, В. М., Наумко, І. М., Шаталін, С. М., & Шураєв, І. М. (2020) а. Комплексне тлумачення чинників і параметрів продуктивних вуглеводневих структур. *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки*, 25(2(37)), 289-309. [https://doi.org/10.18524/2303-9914.2020.2\(37\).216578](https://doi.org/10.18524/2303-9914.2020.2(37).216578)

Чепіжко, О. В., Янко, В. В., Кадурін, В. М., Наумко, І. М., & Шаталін, С. М. (2020) б. Значимість мінералогічного та літолого-петрографічного рангу в ранжуванні геологічної інформації. *Мінералогічний журнал (Mineralogical Journal)*, 42(4), 33-49. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.04.033>

Чепіжко, О. В., Янко, В. В., Кадурін, В. М., Наумко, І. М., & Шаталін, С. М. (2021). Досвід застосування експертного аналізу та рангової кореляції при проведенні геолого-прогнозних робіт на вуглеводні (на прикладі шельфу Чорного моря). *Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки*, 26(1(38)), 233-248.

Чередниченко, А. П. (1977). Газогеохимические исследования Черного и Азовского морей. У *Современные проблемы и методы географических исследований* (с. 174-182). Москва: МГУ.

Черткова, Л. В. (1972). Выделение газов из морских осадков и их лабораторные исследования. У *Вопросы ядерной геофизики и геохимии нефтегазопроисковых работ* (с. 132-140). Москва: ОНТИ-ВНссяГТ.

Чумак, О. М., Самсонов, В. Й., Гуротовенко, В. І., Пивоваров, В. Л., & Какаранза, С. Д. (2007). *Звіт про виконання тематичних робіт: “Вивчення особливостей глибинної геологічної будови Північночорноморської континентальної окраїни”*; Підготовка до видання комплекту геологічних карт м-бу 1:500 000 акваторії Чорного і Азовського морів (УДК 550.83.551.24; держ. реєстр. № У-02-317 (Г)/1). ПричорноморДРГП.

Шайгородський, Ю. Ж. (Упорядник). (2024). *APA style. Рекомендації із застосування: Методичний посібник*. Інститут політичних і етнонаціональних досліджень ім. І. Ф. Кураса НАН України. Видавець Лисенко М. М.

Шаталов, М. М. (2020). Творці теорії абіогенного генезису нафти і газу: учитель і учень. *Вісник Національної академії наук України*, (4), 84-96.

Шестопалов, В. М., Лукин, А. Е., Згонник, В. А., Макаренко, А. Н., Ларин, Н. В., & Богуславский, А. С. (2018). *Очерки дегазации Земли*. Киев. 632 с.

Шнюков Е.Ф., Янко В. В. 2014. Газовіддача дна Чорного моря: геолого-пошукове, екологічне та навігаційне значення. *Вісник ОНУ. Сер.: Географічні та геологічні науки*, 19(4), 225-241.

Шнюков, Е. Ф. (Ред.). (1987). *Геология шельфа УССР. Тектоника: Монография* / В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, М. Р. Пустальников и др. Киев: Наукова думка.

Шнюков, Е. Ф., & Коболев, В. П. (2018). О глубинной природе дегазации дна Черного моря. *Геотехнології = Geotechnologies*, 1, 1-11.
<https://repository.kpi.kharkov.ua/handle/KhPI-Press/36613>

Шнюков, Е. Ф., Коболев, В. П., Любицкий, А. А., Янко, В. В., и др. (2021). *Газовые факелы Чёрного моря*. Киев: ГНУ «МорГеоЭкоЦентр НАН Украины». 508 с.

Шнюков, Е. Ф., Щербаков, И. Б., & Шнюкова, Е. Е. (1999). Ломоносовский подводный массив: новые факты к решению проблемы формирования Черноморской впадины. В *Геология и полезные ископаемые Черного моря: Материалы международной конференции* (с. 23-31). Киев: Карбон ЛТД.

Шнюков, Є. Ф., Іванченко, В. В., & Пермяков, В. В. (2014). Акцесорна мінералізація сопкової брекчії грязьових вулканів Чорного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, (1), 45-68.

Шнюков, Є. Ф., Коболев, В. П., & Пасынков, А. А. (2013). *Газовый вулканизм Чёрного моря: Монография*. Київ: Логос.

Шнюкова, Е. Е. (2019). Субдукционно-связанный магматизм Южного Крыма: море и суша. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 15(3), 3-24.

Шнюкова, Е. Е. (2021). Риолиты Килийско-Змеиногo поднятия на шельфе Черного моря: геохимические свидетельства несубдукционной границы между Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой. *Геофизический журнал*, 43(4), 119-143.

Щипцов, О. А., Федоровський, О. Д., & Хижняк, А. В. (2018). Аерокосмічний моніторинг шельфу прибережної зони Чорного моря України як методологія подвійного призначення. *Visnyk of the National Academy of Sciences of Ukraine*, (4), 68-75.

Юдин, В. В., & Герасимов, М. Е. (1997). Геодинамика Крымско-Черноморского региона. В *Сборник материалов конференции* (с. 16). Симферополь.

Якубов, А. А., & Зейналов, М. М. (1964). *Грязевой вулканизм Азербайджана*. В *Очерки по геологии Азербайджана*. Баку: АН Азербайджанской ССР.

Янко В.В., Кадурін В.М., Чепіжко О.В. та ін. 2017а. Розробка критеріїв прогнозу при пошукових дослідженнях в Чорному морі на основі теорії флюїдогенезу. Звіт про науково-дослідну роботу. Номер державної реєстрації 0119U002196. С. 181.

Янко, В. В., Дікол, О. С., Кадурін, С. В., Кравчук, Г. О., Кадурін, В. М., & Кондарюк, Т. О. (2024). Безпекова складова вивчення розвантаження глибинних флюїдних потоків на дні Чорного моря. *Visnyk of Odesa National University. Geographical and Geological Sciences*, 29(2(45)), 150-165.

Янко, В. В., Кадурін, В. М., Наумко, І. М., Какаранза, С. Д., Кравчук, Г. О., Дікол, О. С. (2022). *Спосіб визначення прогнозних критеріїв і пошукових ознак вуглеводневих покладів на шельфі моря* (Патент № 150716, Україна). Бюл. № 13.

Bernhard, J. M., Brooks, J. M., & Sackett, W. M. (1992). Benthic foraminiferal distribution and biomass related to pore-water oxygen content. *Deep-Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(3-4), 585-605.

Buryan, P. (2013). New abiogenically biogenic possible genesis of natural gas. *Petroleum & Coal*, 55(1), 44-49.

Campos, T. M. P. de. (2011). *Argilominerais: propriedades e aplicações* [Recurso eletrônico]. Departamento de Engenharia Civil, PUC-Rio. <https://www.puc-rio.br/>

Catherine Pierre, Yves Fouquet (2007). Authigenic carbonates from methane seeps of the Congo deep-sea fan. *Geo-Marine Letters*. Volume 27, Numbers 2-4 / juin 2007. 249-257 p. <http://dx.doi.org/10.1007/s00367-007-0081-3>

Cen Y, Wang J, Algeo TJ, Wang Z, Ma X and Chen C (2023) Methane release effects on foraminiferal tests in northern South China Sea. *Front. Mar. Sci.* 10:1166305. doi: 10.3389/fmars.2023.1166305

de Nooijer, L. J., Spero, H. J., Erez, J., Bijma, J., & Reichart, G. J. (2014). Biomineralization in perforate foraminifera. *Earth-Science Reviews*, 135, 48-58. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.013>

Fontanier, C., Jorissen, F. J., Licari, L., et al. (2002). Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: Faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(4), 751-785.

Gross, M. G. (1964). Variations in the O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} ratios of diagenetically altered limestones in Bermuda Islands. *Journal of Geology*, 72(2), 170-198.

Harris, S. J., Schwietzke, S., France, J. L., et al. (2025). Methane emissions from the Nord Stream subsea pipeline leaks. *Nature*, 637, 1124-1130. <https://doi.org/10.1038/s41586-024-08396-8>

Hassanshahian, M., & Cappello, S. (2013). Crude oil biodegradation in the marine environments. In R. Chamy (Ed.), *Biodegradation - Engineering and Technology* (pp. 101-134).

Kadurin, S., Yanko-Hombach, V., Kadurin, V., Naumko, I., Kakaranza, S., Dikol, O., & Zinchuk, I. (2021). Deep nature of hydrocarbon fluid within the Black Sea shelf based on inclusions in authigenic minerals. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 53(6). <https://doi.org/10.1130/abs/2021AM-366241>

Kadurin, S., Yanko-Hombach, V., Naumko, I., Kadurin, V., & Dikol, O. (2022). Hydrocarbon gases in sediments as indicators of "degassing pipes" releasing deep hydrocarbon fluids on the Black Sea bottom. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 54(5). <https://doi.org/10.1130/abs/2022AM-380440>

Kessler, J. D., Reeburgh, W. S., Southon, J., Seifert, R., Michaelis, W., & Tyler, S. C. (2006). Basin-wide estimates of the input of methane from seeps and clathrates to the Black

Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 366-375.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.006>

Kingston, A., Ardakani, O. H., Watt, E., & Samson, I. M. (2022). Evidence of hydrocarbon generation and overpressure development in an unconventional reservoir using fluid inclusion and stable isotope analysis from the Early Triassic, Western Canadian Sedimentary Basin. *Frontiers in Earth Science*, 10, Article 918898.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.918898>

Mamontova, E., Favier, I., Pla, D., & Gómez, M. (2022). Organometallic interactions between metal nanoparticles and carbon-based molecules: A surface reactivity rationale. Y P. J. Pérez (Ред.), *Advances in Organometallic Chemistry* (T. 77, c. 43-103). Academic Press.

McCorkle, D. C., Keigwin, L. D., Corliss, B. H., et al. (1990). The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 5(2), 161-185.

McCrea J.M., 1950. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *J. Chem. Phys.* 18, 849-857.

Melaniuk, K., Szybor, K., Treude, T., Panieri, G., James, R. H., & Loher, M. (2022). Influence of methane seepage on isotopic signatures in living deep-sea benthic foraminifera, 79° N. *Scientific Reports*, 12(1), 1169. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-05126-2>

Mendeleev, D. (1877). L'origine du pétrole. *La Revue Scientifique*, (18), 409-416.

Milkov, A. V., & Etiope, G. (2018). Revised genetic diagrams for natural gases based on a global dataset of >20,000 samples. *Organic Geochemistry*, 125, 109-120.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2018.09.002>

Panieri, G. (2003). Benthic foraminifera response to methane release in an Adriatic Sea pockmark. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 109(3), 549-562.

Panin N. & Jipa D. (1998) Danube river sediment input and its interaction with the northwestern Black Sea: Results of EROS-2000 and EROS-21 projects. GEO-ECO-MARINA, 3/1998. *Proc. of the National Institute of Marine Geology and Geo-Ecology of Romania Proc.*

Intern. Workshop on "Continental Margins and Sea Level Changes" in Tescani, Romania, Oct. 6 -12, 1997.

Pierre, C., & Fouquet, Y. (2007). Authigenic carbonates from methane seeps of the Congo deep-sea fan. *Geo-Marine Letters*, 27(2-4), 249-257. <https://doi.org/10.1007/s00367-007-0081-3>

Polikarpov, G. G., Tereschenko, N. N., & Gulin, M. B. (1998). Chemoecological study of the bivalve *Modiolus phaseolinus* in habitats near the oxic/anoxic interface near methane gas seeps in the Black Sea. In U. Luth, C. Luth, & H. Thiel (Eds.), *MEGASEEBS - Methane Gas Seeps Exploration in the Black Sea* (Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Vol. 14, pp. 92-100).

Ridall, A., & Ingels, J. (2021). Suitability of free-living marine nematodes as bioindicators: Status and future considerations. *Frontiers in Marine Science*, 8, 685327. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.685327>

Roberts, D., Bradley, E., Cheung, R., et al. (2010). Mapping methane emissions from a marine geological seep source using imaging spectrometry. *Remote Sensing of Environment*, 114, 592-606.

Shnyukov, E., & Yanko-Hombach, V. (2020). *Mud volcanoes of the Black Sea region and their environmental significance*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-40316-4>

Starostenko, V. I., Danilenko, V. A., Vengrovich, D. B., et al. (2001). Modeling of the evolution of sedimentary basins including the structure of the natural medium and self-organization processes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 37(12), 1004-1014.

Stolper, D. A., Martini, A. M., & Klog, M. (2014). Distinguishing and understanding thermogenic and biogenic sources of methane using multiple-substituted isotopologues. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 161, 219-247.

Ward, C. P., Sharpless, C. M., Valentine, D. L., Aeppli, C., Sutherland, K. M., Wankel, S. D., & Reddy, C. M. (2019). Oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) trace photochemical hydrocarbon oxidation at the sea surface. *Geophysical Research Letters*, 46(9), 4833-4841. <https://doi.org/10.1029/2019GL082867>

Whiticar, M. J. (1999). Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chemical Geology*, 161, 291-314. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00092-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00092-3)

Whiticar, M. J., Faber, E., & Schoell, M. (1986). Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation—Isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(5), 693-709. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90346-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90346-7)

Yanko, V., Dikol, O., & Kadurin, V. (2024a). *Typomorphism of the chemical composition of biogenic calcium carbonates within methane anomalies on the Black Sea bottom*. Geological Society of America. GSA Connects 2024 in Anaheim, California, USA. *Abstracts with Programs*, 56(5). <https://doi.org/10.1130/abs/2024AM-402700>

Yanko, V., Kadurin, V., Kravchuk, A., Kondariuk, T., Kulakova, I., Dikol, O., & Kadurin, S. (2024b). Innovative methodology for exploring hydrocarbon fields on the Black Sea bottom. Geological Society of America. GSA Connects 2024 in Anaheim, California, USA, 56(5). <https://doi.org/10.1130/abs/2024AM-402682>

Yanko, V., Kravchuk, A., Kondariuk, T., Kulakova, I., Kadurin, V., Dikol, O., & Kadurin, S. (2024b). Influence of methane and its homologues on foraminifera and nematodes in the Northwestern part of the Black Sea. *Marine Environmental Research*, 193, 106285. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2023.106285>

Yanko, V., Naumko, I., Kadurin, V., Zinchuk, I., Dikol, O., & Kadurin, S. (2024). Innovative methodology for exploration of marine hydrocarbon deposits according to geological predictive criteria and mineralogical-thermobarogeochemical prospecting signs (using the example of the Black Sea). *European Mineralogical Conference, Trinity College Dublin, 18-23 August 2024*. <https://emc-2024.org/>

Yanko-Hombach, V., Kondariuk, T., & Motnenko, I. (2017a). Benthic foraminifera indicate environmental stress from river discharge to marine ecosystems: Example from the Black Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 47(1), 70-92. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.47.1.70>

Yanko-Hombach, V., Schnyukov, E., Pasynkov, A., Sorokin, V., Kuprin, P., Maslakov, N., Motnenko, I., & Smyntyna, O. (2017). Late Pleistocene-Holocene environmental factors defining the Azov-Black Sea Basin, and the identification of potential sample areas for seabed prehistoric site prospecting and landscape exploration on the Black Sea continental shelf. In N. Flemming, J. Harff, D. Moura, A. Burgess, & G. Bailey (Eds.), *Submerged landscapes of the European continental shelf: Quaternary paleoenvironments* (pp. 431-478). Chichester, UK: Wiley-Blackwell.

Zhao, S., Zhang, Y., Zhao, S., Wang, X., & Varon, D. J. (2025). A data-efficient deep transfer learning framework for methane super-emitter detection in oil and gas fields using the Sentinel-2 satellite. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 25, 4035-4052. <https://doi.org/10.5194/acp-25-4035-2025>

ДОДАТКИ

Додаток 1. Таблиця даних газової хроматографії донних відкладів на Прадніпровській площі.

№ Станції	X_E	Y_N	SCN4	SC2H4	SC3H8	SC3H6	SC2H2	SiC4H10	SnC4H10	SiC4H8	SiC5H12	SnC5H12	SnC5H10	Масла	Нейт_смоли	Окс. смоли	Асфальтени
1A_14	30.75 6	45.95 3	48.00	0.0 0	0.1 0	0.2 7	0.1 1	0.1 7	0.0 2	0.0 1	0.00	0.0 0	0.0 0	69.9 3	17.48	8.39	4.20
2_14	30.76 3	45.95 1	56.10	4.2 0	0.2 4	0.3 2	0.1 1	0.3 1	0.0 2	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	74.6 2	18.67	4.47	2.24
4_14	30.77 4	45.95 0	43.00	0.9 0	0.1 4	0.8 1	0.0 3	0.0 0	0.0 0	0.0 3	0.00	0.0 0	0.0 0	45.4 5	21.82	21.8 2	10.9 1
6_14	30.78 8	45.94 7	36.40	1.6 0	0.1 0	0.2 5	0.0 0	0.1 2	0.0 0	0.0 0	0.33	0.0 0	0.0 0	74.6 2	18.67	4.49	2.28
9_14	30.80 8	45.94 5	109.00	1.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	3.8 2	0.0 2	0.0 0	10.1 2	0.0 0	0.0 0	54.0 8	26.88	12.9 0	6.22
11_14	30.81 9	45.94 4	124.00	0.0 2	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.1 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	77.2 8	19.31	2.32	1.16
27_14	30.92 1	45.93 0	12.00	0.0 0	0.0 0	0.0 2	0.1 1	0.2 0	0.0 0	3.0 7	0.00	0.0 0	0.0 0	77.1 4	19.90	2.41	1.16
29_14	30.93 3	45.92 8	14.60	0.7 0	0.1 0	0.4 5	0.0 0	2.8 3	0.0 1	0.0 0	6.99	0.0 0	0.0 0	74.4 9	18.62	4.65	2.24
33_14	30.95 9	45.92 5	78.00	0.3 0	0.2 6	0.3 8	0.0 6	7.5 1	0.0 0	0.0 0	16.1 5	0.0 0	0.0 0	74.4 6	18.65	4.62	2.22
35_14	30.97 1	45.92 3	53.70	0.4 0	0.0 6	0.1 1	0.0 3	6.8 4	0.0 0	0.0 0	11.2 7	0.0 0	0.0 0	74.6 8	18.61	4.45	2.26
37_14	30.98 4	45.92 2	48.00	0.9 0	0.1 4	0.2 2	0.0 0	0.0 2	0.2 9	0.2 8	0.52	0.0 0	0.3 6	55.2 6	27.62	13.8 1	3.31
39_14	30.99 6	45.92 0	47.00	1.1 0	0.1 9	0.3 2	0.0 0	0.0 0	0.7 7	0.1 7	3.74	0.4 5	0.0 2	69.9 3	17.48	8.39	4.20
41_14	31.01 0	45.91 8	139.00	1.4 0	0.1 8	0.2 2	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.64	0.0 0	0.0 0	74.6 3	18.65	4.45	2.23
43_14	31.02 2	45.91 6	24.00	1.0 0	0.0 0	0.2 5	0.0 0	0.0 0	0.3 9	0.0 0	1.84	0.0 0	0.0 0	74.4 5	–	4.61	2.25
45_14	31.03 5	45.91 5	46.00	3.3 0	0.1 9	0.2 9	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	64.1 0	16.03	16.0 3	3.84
47_14	31.04 7	45.91 3	161.00	1.7 0	0.0 0	0.3 8	0.0 0	0.0 0	0.1 7	0.0 0	0.72	0.0 0	0.1 2	71.1 8	17.79	8.90	2.14
49_14	31.06 0	45.91 1	252.50	1.9 0	0.2 2	0.0 4	0.0 0	0.3 5	0.0 0	0.1 1	1.67	0.0 0	0.2 4	38.1 7	38.17	19.0 8	4.58
51_14	31.07 3	45.90 9	97.60	1.5 0	0.0 0	0.9 9	0.0 0	4.0 2	0.0 0	0.2 5	9.20	0.2 5	0.0 0	74.4 9	18.62	4.51	2.20
53_14	31.08 5	45.90 8	65.90	1.4 0	0.2 4	1.3 7	0.0 0	0.4 7	0.0 0	0.0 0	1.42	0.0 2	0.0 2	45.4 5	21.82	21.8 2	10.9 1
55_14	31.09 8	45.90 6	2293.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.35	0.0 0	0.0 0	69.6 9	17.42	8.72	4.17
57_14	31.11 1	45.90 4	91.50	1.1 0	0.1 4	0.0 0	0.0 0	0.0 4	6.1 3	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	74.4 9	18.60	4.61	2.20
59_14	31.12 3	45.90 3	341.00	1.1 0	0.2 4	0.2 2	0.2 8	1.7 0	0.0 9	0.1 7	6.90	0.0 4	0.0 2	69.6 1	17.01	8.68	4.13
60A_1 4	31.12 2	45.90 2	219.00	0.2 0	0.1 6	2.6 5	0.0 8	0.0 0	0.0 0	0.0 0	4.97	0.0 0	0.0 0	71.9 4	17.99	8.99	1.08
63_14	31.14 8	45.90 0	106.10	0.6 0	0.0 0	0.5 4	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.83	0.1 2	0.2 1	33.3 3	33.33	16.6 7	16.6 7
66_14	31.16 7	45.89 7	158.60	4.8 0	0.0 8	0.0 9	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.03	0.0 0	0.0 2	64.1 0	16.03	16.0 3	3.84

68_14	31.18 0	45.89 5	335.50	0.0 0	0.4 8	0.0 0	0.0 0	0.0 6	0.0 0	0.0 0	0.16	0.0 0	0.0 0	50.0 0	25.00	12.5 0	12.5 0
69_14	31.18 6	45.89 4	85.40	1.4 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 2	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	33.3 3	33.33	16.6 7	16.6 7
72_14	31.20 5	45.89 2	54.90	1.0 0	0.1 6	0.4 3	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.3 5	0.29	0.0 0	0.0 0	50.0 0	25.00	12.5 0	12.5 0
50_13	31.06 8	45.91 5	19.50	3.2 0	0.2 6	0.0 0	0.0 0	0.0 4	0.0 6	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	44.6 2	22.30	22.3 0	10.7 6
52_13	31.08 0	45.91 3	56.10	2.0 0	0.0 0	0.0 2	0.0 0	0.0 8	0.0 0	0.2 1	0.06	0.1 6	0.0 0	69.6 8	17.44	8.70	4.20
54_13	31.09 3	45.91 2	29.30	2.3 0	0.1 3	0.1 1	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.1 4	0.00	0.0 0	0.0 0	52.7 5	26.88	12.8 0	6.45
56_13	31.10 5	45.91 0	75.20	2.4 0	0.1 0	0.0 7	0.1 7	0.0 1	0.0 2	0.0 0	0.09	0.0 0	0.0 0	28.5 7	28.57	28.5 7	14.2 9
58_13	31.11 8	45.90 8	30.50	1.6 0	0.1 4	0.1 4	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 4	0.0 0	74.6 2	18.67	4.47	2.24
60_13	31.13 1	45.90 6	61.00	2.0 0	0.1 4	0.1 6	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.01	0.0 4	0.0 0	74.5 2	18.67	4.50	2.21
62_13	31.14 3	45.90 5	126.90	1.3 0	0.1 4	0.0 0	0.0 0	0.1 1	0.0 9	0.0 6	0.01	0.0 2	0.0 0	77.2 8	19.31	2.32	1.16
64_13	31.15 6	45.90 3	30.50	1.5 0	0.0 6	0.0 0	0.0 6	0.0 6	0.0 5	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	74.4 2	18.77	4.58	2.26
66_13	31.16 9	45.90 1	37.80	0.9 0	0.1 6	0.1 6	0.0 0	0.0 7	0.0 0	0.2 1	0.00	0.0 4	0.0 0	45.4 5	21.82	21.8 2	10.9 1
68_13	31.18 1	45.89 9	32.90	0.6 0	0.0 0	0.0 5	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 2	0.0 0	59.6 5	17.44	8.75	4.18
52_12	31.08 1	45.91 7	0.00	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	74.6 2	18.67	4.47	2.24
62_12	31.14 4	45.90 9	106.10	3.6 0	0.0 8	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	1.5 7	0.06	0.0 0	0.3 0	74.7 3	18.71	4.55	2.12
69_12	31.18 9	45.90 3	19.50	2.0 0	0.1 9	0.0 4	0.0 0	0.0 0	0.0 0	1.6 2	0.07	0.0 0	0.0 0	55.2 6	27.62	13.8 1	3.31
50_11	31.07 0	45.92 4	19.50	4.1 0	0.0 6	0.0 5	0.0 0	0.0 2	0.0 0	1.6 2	0.00	0.0 4	0.0 0	38.1 7	38.17	19.0 8	4.58
60_11	31.13 3	45.91 5	40.30	1.9 0	0.2 4	0.1 1	0.0 0	0.0 0	0.0 0	1.6 4	0.00	0.2 4	0.0 0	60.7 2	30.22	7.55	1.81
70_11	31.19 6	45.90 7	119.60	2.6 0	0.1 4	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	1.1 3	0.00	0.0 0	0.0 0	53.4 7	113.3 7	26.7 4	6.42
51_18	31.06 7	45.89 2	761.30	0.3 0	0.0 4	0.0 0	0.3 1	0.0 0	0.0 0	0.3 5	0.06	0.0 0	0.0 0	48.5 5	24.27	24.2 7	2.91
59_18	31.11 8	45.88 5	64.70	0.8 0	0.0 0	0.0 7	0.1 1	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	50.0 0	25.00	12.5 0	12.5 0
60_18	31.12 4	45.88 4	0.00	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	44.4 5	22.22	22.2 2	11.1 1
54_19	31.08 5	45.88 5	27.30	1.0 0	0.1 4	0.1 8	0.0 0	0.0 8	0.0 0	0.4 2	0.07	0.0 0	0.0 0	77.3 2	19.11	2.35	1.23
69_19	31.18 0	45.87 2	115.90	0.9 0	0.1 6	0.4 5	0.0 0	0.1 5	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	69.8 1	17.92	7.85	4.12
58_20	31.10 9	45.87 7	25.60	2.2 0	0.1 1	0.0 5	0.0 0	0.4 7	0.0 0	0.0 0	0.06	0.1 2	0.0 0	36.3 6	36.36	18.1 8	9.10
51_21	31.06 4	45.87 9	25.60	1.1 0	0.1 4	0.2 7	0.5 9	0.0 4	0.0 4	0.0 0	0.03	0.1 5	0.0 0	40.0 0	40.00	10.1 0	10.1 0
58_21	31.10 8	45.87 3	65.90	1.8 0	0.0 0	0.0 7	0.1 1	0.0 0	0.0 5	0.1 4	0.10	0.0 0	0.2 0	50.0 0	50.00	12.5 0	12.5 0
55_23	31.08 6	45.86 7	146.40		0.1 9	0.3 2	0.0 0	0.1 6	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	75.3 3	75.33	4.73	1.13
58_30	31.09 6	45.83 3	39.00	1.2 0	0.0 6	0.1 8	0.0 0	0.0 6	0.0 0	0.0 0	0.02	0.0 0	0.0 9	78.7 4	78.74	0.64	0.30
67_30	31.15 3	45.82 5	97.60	1.9 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.2 2	0.05	0.0 8	0.0 0	78.7 4	78.74	0.64	0.30

Додаток 2. Таблиця даних газової хроматографії донних відкладів на Каркінітській площі.

№ Станції	X_E	Y_N	SCN4	SC2H4	SC3H8	SC3H6	SC2H2	SiC4H10	SnC4H10	SiC4H8	SiC5H12	SnC5H12	SnC5H10	Масла	Нейт_смоли	Окс. смоли	Асфальтени
1A_14	30.75 6	45.95 3	48.00	0.0 0	0.1 0	0.2 7	0.1 1	0.1 7	0.0 2	0.0 1	0.00	0.0 0	0.0 0	69.9 3	17.48	8.39	4.20
2_14	30.76 3	45.95 1	56.10	4.2 0	0.2 4	0.3 2	0.1 1	0.3 1	0.0 2	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	74.6 2	18.67	4.47	2.24
4_14	30.77 4	45.95 0	43.00	0.9 0	0.1 4	0.8 1	0.0 3	0.0 0	0.0 0	0.0 3	0.00	0.0 0	0.0 0	45.4 5	21.82	21.8 2	10.9 1
6_14	30.78 8	45.94 7	36.40	1.6 0	0.1 0	0.2 5	0.0 0	0.1 2	0.0 0	0.0 0	0.33	0.0 0	0.0 0	74.6 2	18.67	4.49	2.28
9_14	30.80 8	45.94 5	109.00	1.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	3.8 2	0.0 2	0.0 0	10.1 2	0.0 0	0.0 0	54.0 8	26.88	12.9 0	6.22
11_14	30.81 9	45.94 4	124.00	0.0 2	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.1 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	77.2 8	19.31	2.32	1.16
27_14	30.92 1	45.93 0	12.00	0.0 0	0.0 0	0.0 2	0.1 1	0.2 0	0.0 0	3.0 7	0.00	0.0 0	0.0 0	77.1 4	19.90	2.41	1.16
29_14	30.93 3	45.92 8	14.60	0.7 0	0.1 0	0.4 5	0.0 0	2.8 3	0.0 1	0.0 0	6.99	0.0 0	0.0 0	74.4 9	18.62	4.65	2.24
33_14	30.95 9	45.92 5	78.00	0.3 0	0.2 6	0.3 8	0.0 6	7.5 1	0.0 0	0.0 0	16.1 5	0.0 0	0.0 0	74.4 6	18.65	4.62	2.22
35_14	30.97 1	45.92 3	53.70	0.4 0	0.0 6	0.1 1	0.0 3	6.8 4	0.0 0	0.0 0	11.2 7	0.0 0	0.0 0	74.6 8	18.61	4.45	2.26
37_14	30.98 4	45.92 2	48.00	0.9 0	0.1 4	0.2 2	0.0 0	0.0 2	0.2 9	0.2 8	0.52	0.0 0	0.3 6	55.2 6	27.62	13.8 1	3.31
39_14	30.99 6	45.92 0	47.00	1.1 0	0.1 9	0.3 2	0.0 0	0.0 0	0.7 7	0.1 7	3.74	0.4 5	0.0 2	69.9 3	17.48	8.39	4.20
41_14	31.01 0	45.91 8	139.00	1.4 0	0.1 8	0.2 2	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.64	0.0 0	0.0 0	74.6 3	18.65	4.45	2.23
43_14	31.02 2	45.91 6	24.00	1.0 0	0.0 0	0.2 5	0.0 0	0.0 0	0.3 9	0.0 0	1.84	0.0 0	0.0 0	74.4 5	–	4.61	2.25
45_14	31.03 5	45.91 5	46.00	3.3 0	0.1 9	0.2 9	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	64.1 0	16.03	16.0 3	3.84
47_14	31.04 7	45.91 3	161.00	1.7 0	0.0 0	0.3 8	0.0 0	0.0 0	0.1 7	0.0 0	0.72	0.0 0	0.1 2	71.1 8	17.79	8.90	2.14
49_14	31.06 0	45.91 1	252.50	1.9 0	0.2 2	0.0 4	0.0 0	0.3 5	0.0 0	0.1 1	1.67	0.0 0	0.2 4	38.1 7	38.17	19.0 8	4.58
51_14	31.07 3	45.90 9	97.60	1.5 0	0.0 0	0.9 9	0.0 0	4.0 2	0.0 0	0.2 5	9.20	0.2 5	0.0 0	74.4 9	18.62	4.51	2.20
53_14	31.08 5	45.90 8	65.90	1.4 0	0.2 4	1.3 7	0.0 0	0.4 7	0.0 0	0.0 0	1.42	0.0 2	0.0 2	45.4 5	21.82	21.8 2	10.9 1
55_14	31.09 8	45.90 6	2293.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.35	0.0 0	0.0 0	69.6 9	17.42	8.72	4.17
57_14	31.11 1	45.90 4	91.50	1.1 0	0.1 4	0.0 0	0.0 0	0.0 4	6.1 3	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	74.4 9	18.60	4.61	2.20
59_14	31.12 3	45.90 3	341.00	1.1 0	0.2 4	0.2 2	0.2 8	1.7 0	0.0 9	0.1 7	6.90	0.0 4	0.0 2	69.6 1	17.01	8.68	4.13
60A_1 4	31.12 2	45.90 2	219.00	0.2 0	0.1 6	2.6 5	0.0 8	0.0 0	0.0 0	0.0 0	4.97	0.0 0	0.0 0	71.9 4	17.99	8.99	1.08
63_14	31.14 8	45.90 0	106.10	0.6 0	0.0 0	0.5 4	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.83	0.1 2	0.2 1	33.3 3	33.33	16.6 7	16.6 7
66_14	31.16 7	45.89 7	158.60	4.8 0	0.0 8	0.0 9	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.03	0.0 0	0.0 2	64.1 0	16.03	16.0 3	3.84
68_14	31.18 0	45.89 5	335.50	0.0 0	0.4 8	0.0 0	0.0 0	0.0 6	0.0 0	0.0 0	0.16	0.0 0	0.0 0	50.0 0	25.00	12.5 0	12.5 0
69_14	31.18 6	45.89 4	85.40	1.4 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 2	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	33.3 3	33.33	16.6 7	16.6 7

72_14	31.20 5	45.89 2	54.90	1.0 0	0.1 6	0.4 3	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.3 5	0.29	0.0 0	0.0 0	50.0 0	25.00	12.5 0	12.5 0
50_13	31.06 8	45.91 5	19.50	3.2 0	0.2 6	0.0 0	0.0 0	0.0 4	0.0 6	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	44.6 2	22.30	22.3 0	10.7 6
52_13	31.08 0	45.91 3	56.10	2.0 0	0.0 0	0.0 2	0.0 0	0.0 8	0.0 0	0.2 1	0.06	0.1 6	0.0 0	69.6 8	17.44	8.70	4.20
54_13	31.09 3	45.91 2	29.30	2.3 0	0.1 3	0.1 1	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.1 4	0.00	0.0 0	0.0 0	52.7 5	26.88	12.8 0	6.45
56_13	31.10 5	45.91 0	75.20	2.4 0	0.1 0	0.0 7	0.1 7	0.0 1	0.0 2	0.0 0	0.09	0.0 0	0.0 0	28.5 7	28.57	28.5 7	14.2 9
58_13	31.11 8	45.90 8	30.50	1.6 0	0.1 4	0.1 4	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 4	0.0 0	74.6 2	18.67	4.47	2.24
60_13	31.13 1	45.90 6	61.00	2.0 0	0.1 4	0.1 6	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.01	0.0 4	0.0 0	74.5 2	18.67	4.50	2.21
62_13	31.14 3	45.90 5	126.90	1.3 0	0.1 4	0.0 0	0.0 0	0.1 1	0.0 9	0.0 6	0.01	0.0 2	0.0 0	77.2 8	19.31	2.32	1.16
64_13	31.15 6	45.90 3	30.50	1.5 0	0.0 6	0.0 0	0.0 6	0.0 6	0.0 5	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	74.4 2	18.77	4.58	2.26
66_13	31.16 9	45.90 1	37.80	0.9 0	0.1 6	0.1 6	0.0 0	0.0 7	0.0 0	0.2 1	0.00	0.0 4	0.0 0	45.4 5	21.82	21.8 2	10.9 1
68_13	31.18 1	45.89 9	32.90	0.6 0	0.0 0	0.0 5	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 2	0.0 0	59.6 5	17.44	8.75	4.18
52_12	31.08 1	45.91 7	0.00	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	74.6 2	18.67	4.47	2.24
62_12	31.14 4	45.90 9	106.10	3.6 0	0.0 8	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	1.5 7	0.06	0.0 0	0.3 0	74.7 3	18.71	4.55	2.12
69_12	31.18 9	45.90 3	19.50	2.0 0	0.1 9	0.0 4	0.0 0	0.0 0	0.0 0	1.6 2	0.07	0.0 0	0.0 0	55.2 6	27.62	13.8 1	3.31
50_11	31.07 0	45.92 4	19.50	4.1 0	0.0 6	0.0 5	0.0 0	0.0 2	0.0 0	1.6 2	0.00	0.0 4	0.0 0	38.1 7	38.17	19.0 8	4.58
60_11	31.13 3	45.91 5	40.30	1.9 0	0.2 4	0.1 1	0.0 0	0.0 0	0.0 0	1.6 4	0.00	0.2 4	0.0 0	60.7 2	30.22	7.55	1.81
70_11	31.19 6	45.90 7	119.60	2.6 0	0.1 4	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	1.1 3	0.00	0.0 0	0.0 0	53.4 7	113.3 7	26.7 4	6.42
51_18	31.06 7	45.89 2	761.30	0.3 0	0.0 4	0.0 0	0.3 1	0.0 0	0.0 0	0.3 5	0.06	0.0 0	0.0 0	48.5 5	24.27	24.2 7	2.91
59_18	31.11 8	45.88 5	64.70	0.8 0	0.0 0	0.0 7	0.1 1	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	50.0 0	25.00	12.5 0	12.5 0
60_18	31.12 4	45.88 4	0.00	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	44.4 5	22.22	22.2 2	11.1 1
54_19	31.08 5	45.88 5	27.30	1.0 0	0.1 4	0.1 8	0.0 0	0.0 8	0.0 0	0.4 2	0.07	0.0 0	0.0 0	77.3 2	19.11	2.35	1.23
69_19	31.18 0	45.87 2	115.90	0.9 0	0.1 6	0.4 5	0.0 0	0.1 5	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	69.8 1	17.92	7.85	4.12
58_20	31.10 9	45.87 7	25.60	2.2 0	0.1 1	0.0 5	0.0 0	0.4 7	0.0 0	0.0 0	0.06	0.1 2	0.0 0	36.3 6	36.36	18.1 8	9.10
51_21	31.06 4	45.87 9	25.60	1.1 0	0.1 4	0.2 7	0.5 9	0.0 4	0.0 4	0.0 0	0.03	0.1 5	0.0 0	40.0 0	40.00	10.1 0	10.1 0
58_21	31.10 8	45.87 3	65.90	1.8 0	0.0 0	0.0 7	0.1 1	0.0 0	0.0 5	0.1 4	0.10	0.0 0	0.2 0	50.0 0	50.00	12.5 0	12.5 0
55_23	31.08 6	45.86 7	146.40		0.1 9	0.3 2	0.0 0	0.1 6	0.0 0	0.0 0	0.00	0.0 0	0.0 0	75.3 3	75.33	4.73	1.13
58_30	31.09 6	45.83 3	39.00	1.2 0	0.0 6	0.1 8	0.0 0	0.0 6	0.0 0	0.0 0	0.02	0.0 0	0.0 9	78.7 4	78.74	0.64	0.30
67_30	31.15 3	45.82 5	97.60	1.9 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.0 0	0.2 2	0.05	0.0 8	0.0 0	78.7 4	78.74	0.64	0.30

Додаток 3. Таблиця даних газової хроматографії донних відкладів на площі Гермес.

№ Станції	Y_N	X_E	CH4	C2H6	C3H8	C4H10	C5H12	C2H4	C3H6	C2H2
1	45.031	32.496	245	3.16	2.84	4.74	1.23	4.83	2.08	0.03
2	45.050	32.474	162	0.91	1.55	0.85	0.55	1.44	0.40	0.00
3	45.041	32.445	111	0.88	0.98	0.84	0.99	2.12	0.00	0.00
4	45.030	32.413	247	1.86	3.97	3.45	2.02	4.56	0.00	0.12
5	45.018	32.374	49	1.42	2.30	1.42	0.86	2.50	0.51	0.03
6	45.007	32.339	255	1.21	1.85	2.20	1.47	2.12	0.48	0.12
7	44.995	32.303	314	1.42	3.19	4.32	4.41	2.27	0.56	0.06
8	44.985	32.270	38	1.44	2.04	1.42	1.01	2.14	0.66	0.00
9	44.974	32.235	19	0.63	0.94	0.40	0.43	0.89	0.18	0.00
10	44.962	32.199	69	1.96	3.52	1.45	2.63	4.55	0.00	0.00
11	44.955	32.194	62	2.52	3.41	3.21	0.73	4.28	1.19	0.07
12	44.939	32.189	97	0.58	0.60	0.41	0.72	0.92	0.15	0.00
13	44.916	32.180	81	1.69	3.08	1.23	1.79	2.85	0.00	0.00
14	44.894	32.174	496	2.62	5.27	5.23	4.40	2.97	0.00	0.10
15	44.881	32.163	191	2.66	2.53	5.96	0.63	4.02	1.41	0.11
16	44.860	32.147	131	0.99	1.07	1.26	0.41	1.57	0.53	0.03
17	44.838	32.131	793	4.48	5.03	4.68	1.64	6.30	0.00	3.81
18	44.831	32.112	2127	3.93	3.58	2.44	2.89	3.34	0.00	2.04
19	44.816	32.112	1144	4.40	3.28	2.61	1.99	2.95	0.00	3.88
20	44.827	32.083	138	2.38	2.12	1.23	0.46	2.52	1.45	0.00
21	44.844	32.059	152	1.18	1.68	0.56	0.54	1.50	0.29	0.00
22	44.853	31.997	611	3.14	4.22	5.26	1.50	4.19	1.69	0.07
23	44.889	32.052	140	1.49	1.96	0.91	0.36	2.56	0.67	0.00
24	44.861	32.098	415	1.79	1.11	0.74	0.00	1.30	0.47	20.69
25	44.835	32.193	656	2.84	3.39	3.14	2.46	2.79	0.00	5.65
26	44.799	32.151	1273	4.36	5.74	2.43	3.55	3.40	0.00	0.54
27	44.770	32.116	1371	4.06	4.94	3.13	2.84	2.61	0.00	0.23
28	44.796	32.074	2102	2.42	2.80	2.54	1.19	1.76	0.00	0.52
29	44.823	32.026	454	3.37	5.65	1.85	2.63	3.21	1.78	0.00
30	44.802	31.962	58	1.95	2.55	1.74	3.08	1.60	0.61	0.08
31	44.786	31.925	826	2.85	5.52	1.54	2.68	2.30	0.00	0.00
32	44.774	31.927	821	3.90	5.53	2.99	0.92	2.98	1.10	0.28
33	44.723	31.927	826	4.22	7.35	1.84	2.70	2.30	0.73	0.13
33a	44.657	31.928	652	2.56	3.30	0.84	0.30	1.29	0.63	5.91
34	44.728	31.856	893	4.29	5.60	1.93	1.36	2.63	1.52	20.99
35	44.617	31.738	470	3.10	4.97	1.41	2.49	1.71	1.07	0.37
36	44.720	31.654	1261	1.24	3.01	0.94	1.63	1.48	0.55	0.00
37	44.600	31.542	354	3.69	6.35	1.70	2.66	2.02	1.08	0.00
38	44.695	31.450	789	6.27	7.11	4.03	1.33	10.57	3.70	10.87
39	44.675	31.380	410	3.53	4.90	2.36	1.83	4.08	1.75	2.46
40	44.684	31.367	2228	1.55	3.31	1.13	1.38	0.98	0.57	0.22

41	44.661	31.332	533	4.16	8.14	2.49	2.48	3.05	1.44	1.23
42	44.641	31.299	1021	1.27	2.57	1.01	3.07	1.22	0.47	0.26
43	44.629	31.218	454	1.87	3.11	0.80	0.77	0.92	0.57	0.00
44	44.666	31.291	33	1.08	2.33	0.80	0.81	0.87	0.36	0.13
45	44.671	31.292	3072	0.97	1.94	0.03	0.58	1.02	0.45	0.00

Додаток 4. Таблиця даних гранулометричного складу донних відкладів на площі
Прадніпровській, Каркінітській та Гермес.

№ Станції	>0.5	>0.25	>0.1	>0.05	№ Станції	>2	0.05 - 2	0.005 - 0.05	<0.005	№ Станції	>2	0.05 - 2	0.005 - 0.05	<0.005
1A_14	568	992	5618	3104	1248	32.27	5.68	19.15	42.89	1	0	18.64	68.49	12.87
2_14	429	1216	2467	4128	1251	49.68	8.43	15.42	26.48	2	0.38	5.04	80.5	14.08
4_14	212	1792	3164	3416	1252	51.82	7.51	12.9	27.77	3	0	0.39	85.24	14.37
6_14	341	2720	3969	3712	1253	4.14	0.73	5.04	90.09	4	0.51	2.31	80.15	17.03
9_14	184	2496	5360	3064	1254	18.7	1.59	2.23	77.48	5	0	13.17	78.71	8.12
11_14	420	2580	8192	8768	1256	15.75	3.29	3.85	77.11	6	0	17.33	67.62	15.05
27_14	670	1632	8538	9952	1257	3.85	0.4	0.49	95.27	7	0	5.66	81.64	12.7
29_14	362	3240	5480	13440	1258	9.49	1.71	2.46	86.34	8	0	15.17	70.86	13.97
33_14	530	1216	5020	9408	1259	6.45	1	2.03	90.53	9	0	1.26	77.19	21.55
35_14	640	1984	23340	33792	1260	5.15	0.41	0.46	93.98	10	0	3.85	74.78	21.37
37_14	253	1792	4913	11136	1261	2.82	1.69	1.05	94.43	11	0	16.71	71.65	11.64
39_14	384	2480	5396	8272	1262	1.53	0.06	0.45	97.96	12	0	18.65	69.7	11.65
41_14	432	3648	7000	10080	1263	2.49	0.63	0.83	96.04	13	0	0.92	78.95	20.13
43_14	680	2032	7625	44800	1264	0.1	0.13	1.07	98.69	14	0	0.9	77.36	21.74
45_14	257	1035	4647	8384	1265	0.8	0.18	0.62	98.41	15	0.25	10.99	76.73	12.03
47_14	378	3060	6599	10920	1266	3.58	0.22	0.51	95.7	16	0	10.53	65.33	24.14
49_14	187	2400	4483	12736	1267	2.72	0.61	0.95	95.73	17	1.27	58.88	38.08	1.77
51_14	368	2880	8715	11904	1270	20.56	3.13	14.28	62.04	18	0.71	3.03	85.7	10.56
53_14	224	1600	8570	11200	1271	29.72	4.44	9.85	55.99	19	10.66	14.08	70.32	4.94
55_14	188	1480	7910	12240	1273	18.93	4.55	9.49	67.02	20	2.07	26.76	54.3	16.87
57_14	261	2952	4777	8640	1274	0.16	0.45	1.59	97.8	21	3.9	13.08	73.62	9.4
59_14	207	1460	5556	9920	1187	42.35	8.58	22.82	26.26	22	0.75	12.11	77.31	9.83
60A_14	175	2848	5233	8576	1188	38.27	8.72	22.4	30.61	23	12.17	18.43	62.55	6.85
63_14	554	1876	3653	11584	1191	25.07	7.48	29.3	38.14	24	12.91	30.25	52.01	4.83
66_14	448	1060	4811	10112	1192	43.75	3.97	11.03	41.25	25	10.96	27.29	54.1	7.65
68_14	546	3824	8985	5424	1193	3.37	0.54	1.86	94.24	26	0.93	5.42	87.99	5.66
69_14	339	2184	9858	7968	1196	10.61	1.09	2.27	86.03	27	10.76	27.4	55.46	6.38
72_14	235	1336	10379	20704	1197	0.81	0.68	1.87	96.65	28	8.3	28.01	58.06	5.63
50_13	170	5872	8119	6048	1198	6.63	0.5	0.95	91.92	29	8.88	20.91	62.89	7.32
52_13	321	3984	5884	7488	1199	3.93	1.05	3.63	91.4	30	8.95	61.32	27	2.73
54_13	247	1392	8745	10368	1201	0.25	0.15	1.14	98.46	31	0	3.59	86.64	9.77
56_13	168	2188	10140	20704	1202	3.06	0.19	1.39	95.36	32	11.87	44.85	42.32	0.96

58_13	349	4392	4799	18432	1203	0.21	0.16	1.79	97.84	33	21.43	37.71	33.9	6.96
60_13	303	4288	5920	15744	1204	38.12	2.24	4.86	54.78	33a	0	35.51	58.73	5.76
62_13	608	2592	8684	11488	1205	23.7	2.94	11.97	61.39	34	0	4.28	72.22	23.5
64_13	710	3136	6980	7200	1206	40.22	8.63	21.71	29.44	35	0	19.81	69.92	10.27
66_13	679	1920	6092	13440	1207	35.05	7.38	24.46	33.11	36	15.21	37.36	44.58	2.85
68_13	593	1475	7940	10816	1209	0.2	0.1	1.91	97.8	37	0	28.53	63.85	7.62
52_12	456	1320	20188	8800	1155	19.01	2.4	8.11	70.49	38	0	56.28	39.01	4.71
62_12	315	1504	8618	18320	1156	50.49	6.28	14.89	28.34	39	0.22	15.21	70.27	14.3
69_12	456	3360	8164	13440	1157	48.92	7.83	14.48	28.77	40	18.1	73.8	6.25	1.85
50_11	217	2620	4594	10480	1171	27.38	5.11	16.49	51.02	41	72.97	25.14	1.41	0.48
60_11	336	3120	5729	17920	1173	37.42	11.91	21.97	28.7	42	0.56	10.04	67.7	21.7
70_11	166	3344	7484	14336	1174	37.77	7.41	21.76	33.06	43	24.58	23.96	43.3	8.16
51_18	241	2632	7020	10816	1175	27.2	5.89	20.67	46.24	44	9.19	31.26	54.82	4.73
59_18	567	1744	14948	15648	1176	44.89	5.6	13.78	35.72	45	15.23	38.84	43.1	2.83
60_18	343	3440	9708	11680	1179	27.44	3.94	12.31	56.31					
54_19	320	2109	27627	12480	1181	15.3	2.68	10.07	71.95					
69_19	678	2160	33966	10560	1182	9.23	2.55	12.44	75.78					
58_20	387	1360	31112	16960	1125	48.74	4.78	11.89	34.59					
51_21	224	1520	45094	19200	1126	50.76	5.31	11.34	32.6					
58_21	512	634	66605	10720	1127	26.13	5.52	14.79	53.55					
55_23	312	896	40625	13120	1128	35.48	5.04	12.21	47.28					
58_30	624	674	54713	5600	1137	34.72	3.75	13.63	47.91					
67_30	120	502	50849	17600	1147	44.09	5.89	13.95	36.06					
					1149	11.02	3.88	14	71.09					
					1150	14.07	3.52	12.01	70.41					

Додаток 5. Таблиця даних хімічного складу раковин молюсків на площі Прадніпровській.

№ Станції	X_E	Y_N	в.п.п.	Fe заг.	Al	As	Ba	Ca	Co	Cr	Cu	K	Mg	Mn	Mo
1A_14	30.75 6	45.95 3	44.47	0.36 0	0.000 0	0.003 0	0.009 0	35.1 5	0.000 0	0.003 4	0.002 4	0.10 0	0.54	0.07	0.000 7
2_14	30.76 3	45.95 1	44.45	0.73 0	0.000 0	0.008 0	0.010 7	33.8 1	0.000 8	0.002 7	0.010 4	0.08 3	0.55	0.14	0.000 7
6_14	30.78 8	45.94 7	44.6	0.29 0	0.000 0	0.012 0	0.012 5	33.4 0	0.000 0	0.001 4	0.004 8	0.10 0	0.72	0.14	0.000 0
9_14	30.80 8	45.94 5	44.44	0.21 0	0.000 0	0.010 0	0.013 4	34.4 1	0.000 0	0.000 7	0.003 2	0.07 5	0.68	0.16	0.000 7
11_14	30.81 9	45.94 4	44.16	0.35 0	0.000 0	0.012 0	0.011 6	32.8 7	0.000 8	0.000 7	0.009 6	0.15 8	0.76	0.23	0.000 7
27_14	30.92 1	45.93 0	44.72	0.33 0	0.000 0	0.008 0	0.010 7	33.7 1	0.000 8	0.001 4	0.006 4	0.11 6	0.69	0.13	0.000 7
29_14	30.93 3	45.92 8	44.84	0.25 0	0.000 0	0.009 0	0.011 6	33.0 4	0.000 0	0.000 7	0.005 6	0.12 5	0.71	0.09	0.001 5
33_14	30.95 9	45.92 5	44.52	0.34 0	0.000 0	0.007 0	0.014 3	33.3 4	0.000 8	0.001 4	0.008 8	0.14 9	0.61	0.12	0.001 5
35_14	30.97 1	45.92 3	44.38	0.38 0	0.000 0	0.005 0	0.013 4	34.2 0	0.000 8	0.002 1	0.004 8	0.08 3	0.90	0.16	0.000 7

37_14	30.98 4	45.92 2	44.59	0.28 0	0.000 0	0.010 0	0.019 7	32.7 6	0.000 8	0.000 0	0.004 8	0.10 8	0.64	0.15	0.000 7
39_14	30.99 6	45.92 0	44.38	0.61 0	0.000 0	0.009 0	0.015 2	33.4 1	0.000 8	0.000 7	0.004 8	0.08 3	1.06	0.21	0.000 7
41_14	31.01 0	45.91 8	44.26	0.58 0	0.000 0	0.011 0	0.016 1	33.1 5	0.000 8	0.001 4	0.011 2	0.13 3	0.62	0.12	0.000 7
43_14	31.02 2	45.91 6	44.14	0.61 0	0.000 0	0.013 0	0.017 9	32.8 4	0.000 8	0.000 7	0.004 0	0.09 1	0.74	0.15	0.000 7
45_14	31.03 5	45.91 5	44.92	0.22 0	0.000 0	0.008 0	0.014 3	34.2 3	0.000 0	0.001 4	0.004 0	0.06 6	0.51	0.11	0.000 7
47_14	31.04 7	45.91 3	44.27	0.46 6	0.012 6	0.010 3	0.021 9	32.2 0	0.001 0	0.001 9	0.004 3	0.12 1	1.21	0.30	0.000 6
49_14	31.06 0	45.91 1	44.03	0.67 5	0.014 2	0.009 6	0.018 5	32.8 2	0.000 6	0.002 0	0.005 1	0.11 5	0.90	0.15	0.000 6
51_14	31.07 3	45.90 9	44.53	0.31 7	0.011 2	0.008 3	0.015 1	33.3 0	0.000 5	0.001 8	0.004 3	0.10 9	1.04	0.18	0.000 9
53_14	31.08 5	45.90 8	44.55	0.33 3	0.015 6	0.007 3	0.014 6	33.5 3	0.000 6	0.001 4	0.003 8	0.08 1	1.32	0.34	0.000 8
55_14	31.09 8	45.90 6	43.73	0.76 9	0.007 0	0.005 8	0.016 2	34.4 9	0.000 7	0.001 5	0.012 1	0.09 9	0.63	0.08	0.000 6
57_14	31.11 1	45.90 4	43.89	0.47 8	0.000 0	0.007 8	0.018 3	34.3 8	0.000 4	0.001 1	0.006 4	0.09 2	0.76	0.12	0.000 8
59_14	31.12 3	45.90 3	44.33	0.47 8	0.010 0	0.008 8	0.018 6	33.4 4	0.000 5	0.001 2	0.007 1	0.09 0	0.84	0.13	0.000 7
60A_1 4	31.12 2	45.90 2	44.3	0.51 5	0.020 2	0.005 7	0.015 4	34.3 5	0.000 4	0.001 9	0.028 9	0.15 7	0.72	0.09	0.000 6
63_14	31.14 8	45.90 0	44.34	0.24 4	0.013 8	0.004 2	0.009 5	36.6 3	0.000 4	0.000 8	0.004 1	0.06 0	0.40	0.05	0.000 5
66_14	31.16 7	45.89 7	44.63	0.46 2	0.000 0	0.008 9	0.019 1	32.9 4	0.000 5	0.001 4	0.006 0	0.11 6	0.72	0.11	0.000 8
68_14	31.18 0	45.89 5	44.47	0.36 6	0.019 8	0.007 7	0.022 5	33.4 8	0.000 6	0.001 2	0.003 9	0.13 7	0.80	0.14	0.000 5
69_14	31.18 6	45.89 4	44.4	0.32 4	0.000 0	0.012 7	0.024 1	32.8 1	0.000 7	0.001 5	0.006 4	0.13 6	0.90	0.12	0.000 7
72_14	31.20 5	45.89 2	44.55	0.23 0	0.013 8	0.005 3	0.013 1	35.5 4	0.000 4	0.001 2	0.005 8	0.05 9	0.55	0.07	0.000 4
50_13	31.06 8	45.91 5	44.02	0.25 6	0.034 0	0.001 7	0.005 1	37.2 7	0.000 2	0.000 5	0.003 8	0.04 3	0.66	0.08	0.000 2
52_13	31.08 0	45.91 3	44.52	0.45 0	0.000 0	0.007 0	0.018 8	33.3 6	0.000 0	0.001 4	0.001 6	0.08 3	0.72	0.11	0.000 0
54_13	31.09 3	45.91 2	43.9	0.96 4	0.000 6	0.009 3	0.028 8	32.4 6	0.000 7	0.001 3	0.013 0	0.11 1	0.83	0.12	0.000 8
56_13	31.10 5	45.91 0	44.28	0.52 8	0.014 5	0.007 8	0.014 2	34.4 0	0.001 1	0.001 1	0.006 0	0.07 3	0.60	0.14	0.000 5
58_13	31.11 8	45.90 8	43.88	0.54 4	0.011 2	0.009 7	0.024 5	32.7 5	0.000 4	0.000 9	0.006 6	0.10 0	0.98	0.17	0.000 5
60_13	31.13 1	45.90 6	44.39	0.25 8	0.016 2	0.006 5	0.011 3	35.1 1	0.000 3	0.001 1	0.003 4	0.07 1	0.61	0.15	0.000 3
62_13	31.14 3	45.90 5	44.37	0.33 4	0.003 5	0.006 0	0.015 0	35.1 2	0.000 4	0.000 9	0.010 6	0.07 0	0.57	0.08	0.000 4
64_13	31.15 6	45.90 3	44.19	0.15 5	0.009 4	0.013 5	0.024 2	32.9 9	0.000 4	0.001 0	0.008 3	0.11 9	0.94	0.16	0.000 7
66_13	31.16 9	45.90 1	44.49	0.30 5	0.011 1	0.008 4	0.019 3	34.1 4	0.000 4	0.000 5	0.006 4	0.07 6	0.63	0.08	0.000 5
68_13	31.18 1	45.89 9	44.33	0.24 0	0.000 0	0.007 0	0.014 3	34.8 2	0.000 0	0.002 1	0.001 6	0.06 6	0.74	0.12	0.000 7
52_12	31.08 1	45.91 7	44.38	0.45 9	0.015 6	0.007 1	0.014 8	34.5 0	0.000 4	0.001 7	0.006 4	0.08 5	0.60	0.09	0.000 5
62_12	31.14 4	45.90 9	45.54	0.39 0	0.000 0	0.007 0	0.014 3	33.6 6	0.000 0	0.004 1	0.001 6	0.09 1	0.78	0.12	0.000 7
69_12	31.18 9	45.90 3	44.52	0.31 8	0.003 0	0.008 0	0.018 3	34.2 9	0.000 7	0.000 9	0.010 0	0.09 3	0.66	0.10	0.000 5

50_11	31.07 0	45.92 4	44.31	0.32 1	0.013 3	0.003 7	0.008 2	36.5 8	0.000 2	0.001 3	0.003 5	0.04 4	0.43	0.06	0.000 3
60_11	31.13 3	45.91 5	44.51	0.41 2	0.011 3	0.009 3	0.021 9	33.7 6	0.000 9	0.001 4	0.007 0	0.08 2	0.66	0.09	0.001 1
70_11	31.19 6	45.90 7	44.51	0.52 0	0.000 0	0.006 0	0.013 4	34.3 2	0.000 0	0.002 1	0.001 6	0.09 1	0.76	0.12	0.000 7
59_18	31.11 8	45.88 5	44.5	0.42 0	0.010 3	0.009 5	0.021 7	33.1 7	0.000 7	0.001 0	0.007 4	0.09 5	0.74	0.17	0.000 5
60_18	31.12 4	45.88 4	44.35	0.26 8	0.016 4	0.006 7	0.017 1	33.3 1	0.000 6	0.000 7	0.003 9	0.09 8	1.57	0.53	0.000 8
54_19	31.08 5	45.88 5	44.48	0.47 5	0.016 3	0.006 4	0.013 1	34.9 7	0.000 6	0.001 0	0.006 4	0.07 1	0.50	0.10	0.000 7
69_19	31.18 0	45.87 2	44.7	0.06 0	0.009 7	0.002 6	0.006 7	37.3 9	0.000 1	0.000 7	0.002 7	0.03 0	0.28	0.04	0.000 2
58_20	31.10 9	45.87 7	44.24	0.57 5	0.000 0	0.010 1	0.024 0	32.7 3	0.000 8	0.001 1	0.010 9	0.10 2	1.04	0.22	0.000 7
51_21	31.06 4	45.87 9	44.44	0.32 4	0.010 9	0.007 2	0.013 5	34.2 3	0.000 6	0.000 8	0.015 3	0.11 6	0.82	0.38	0.000 6
58_21	31.10 8	45.87 3	44.37	0.42 4	0.016 2	0.007 0	0.019 7	34.6 6	0.000 5	0.001 0	0.006 0	0.08 1	0.64	0.13	0.000 5
55_23	31.08 6	45.86 7	44.24	0.47 3	0.009 4	0.008 0	0.020 0	34.1 0	0.000 5	0.000 8	0.005 1	0.08 0	0.74	0.10	0.000 5
58_30	31.09 6	45.83 3	44.92	0.39 0	0.000 0	0.007 0	0.012 5	34.8 6	0.000 8	0.001 4	0.004 0	0.05 0	0.72	0.12	0.000 7
67_30	31.15 3	45.82 5	44.35	0.35 0	0.000 0	0.007 0	0.011 6	33.9 3	0.000 8	0.004 8	0.004 8	0.09 1	0.86	0.12	0.000 7
№ Станці ї	X_E	Y_N	В.П.П. п	Na	Ni	P	Pb	S	Se	Si	Sr	Ti	Tl	V	Zn
1A_14	30.75 6	45.95 3	44.47	1.73	0.003 1	0.087	0.002	0.75	0.001 0	0.542	0.161	0.04 0	0.000 0	0.001 7	0.006
2_14	30.76 3	45.95 1	44.45	2.22	0.003 9	0.109	0.018	0.92	0.001 0	0.580	0.304	0.10 1	0.000 0	0.002 2	0.012
6_14	30.78 8	45.94 7	44.6	2.77	0.003 1	0.135	0.006	1.16	0.000 0	0.416	0.516	0.02 3	0.000 0	0.002 2	0.008
9_14	30.80 8	45.94 5	44.44	2.37	0.003 1	0.140	0.005	1.06	0.000 0	0.187	0.550	0.00 9	0.000 0	0.001 7	0.010
11_14	30.81 9	45.94 4	44.16	1.88	0.003 9	0.166	0.019	1.42	0.000 0	1.281	0.338	0.02 4	0.000 0	0.002 2	0.018
27_14	30.92 1	45.93 0	44.72	2.30	0.003 9	0.192	0.016	1.14	0.000 0	0.509	0.279	0.01 5	0.000 0	0.002 2	0.014
29_14	30.93 3	45.92 8	44.84	2.54	0.004 7	0.218	0.114	1.09	0.000 0	0.668	0.423	0.01 4	0.000 0	0.002 2	0.016
33_14	30.95 9	45.92 5	44.52	2.49	0.005 5	0.109	0.020	1.22	0.000 0	0.776	0.355	0.01 8	0.000 0	0.002 2	0.017
35_14	30.97 1	45.92 3	44.38	2.09	0.005 5	0.113	0.006	1.27	0.003 0	0.248	0.406	0.00 7	0.000 0	0.002 2	0.008
37_14	30.98 4	45.92 2	44.59	3.31	0.004 7	0.118	0.005	1.52	0.000 0	0.341	0.626	0.01 0	0.000 0	0.002 2	0.010
39_14	30.99 6	45.92 0	44.38	2.17	0.003 9	0.135	0.005	1.56	0.000 0	0.360	0.220	0.01 0	0.000 0	0.002 2	0.009
41_14	31.01 0	45.91 8	44.26	2.58	0.004 7	0.105	0.018	1.39	0.001 0	0.710	0.347	0.02 6	0.000 0	0.002 8	0.024
43_14	31.02 2	45.91 6	44.14	2.84	0.004 7	0.122	0.019	2.05	0.000 0	0.248	0.617	0.00 8	0.000 0	0.002 2	0.010
45_14	31.03 5	45.91 5	44.92	2.55	0.003 1	0.096	0.003	1.10	0.000 0	0.173	0.533	0.00 5	0.000 0	0.001 7	0.006
47_14	31.04 7	45.91 3	44.27	2.55	0.004 6	0.195	0.000	1.71	0.000 8	0.441	0.714	0.00 6	0.002 5	0.000 4	0.004
49_14	31.06 0	45.91 1	44.03	2.37	0.004 1	0.130	0.000	1.97	0.000 0	0.442	0.651	0.00 6	0.002 9	0.000 6	0.005
51_14	31.07 3	45.90 9	44.53	2.50	0.004 1	0.195	0.000	1.33	0.000 0	0.242	0.513	0.00 4	0.002 5	0.000 7	0.005

53_14	31.08 5	45.90 8	44.55	1.98	0.003 5	0.148	0.000	1.14	0.000 0	0.266	0.458	0.00 4	0.003 3	0.000 5	0.003
55_14	31.09 8	45.90 6	43.73	1.65	0.003 1	0.096	0.003	1.70	0.000 1	0.393	0.492	0.00 6	0.000 1	0.000 9	0.008
57_14	31.11 1	45.90 4	43.89	1.95	0.003 2	0.136	0.000	1.75	0.001 0	0.180	0.567	0.00 3	0.000 5	0.000 8	0.005
59_14	31.12 3	45.90 3	44.33	2.38	0.004 0	0.125	0.000	1.74	0.000 0	0.200	0.683	0.00 3	0.003 5	0.001 2	0.005
60A_1 4	31.12 2	45.90 2	44.3	1.37	0.003 2	0.104	0.004	0.91	0.000 0	0.866	0.350	0.01 2	0.000 3	0.001 4	0.016
63_14	31.14 8	45.90 0	44.34	1.15	0.001 8	0.063	0.000	0.82	0.000 0	0.144	0.342	0.00 2	0.000 0	0.000 2	0.003
66_14	31.16 7	45.89 7	44.63	2.93	0.002 9	0.153	0.002	1.57	0.000 0	0.222	0.636	0.00 4	0.000 3	0.001 5	0.005
68_14	31.18 0	45.89 5	44.47	1.97	0.003 7	0.131	0.000	1.22	0.000 0	0.776	0.462	0.01 0	0.001 0	0.000 4	0.005
69_14	31.18 6	45.89 4	44.4	2.67	0.003 7	0.204	0.002	1.64	0.000 3	0.382	0.700	0.00 6	0.000 3	0.001 5	0.006
72_14	31.20 5	45.89 2	44.55	1.74	0.002 7	0.085	0.001	0.87	0.000 0	0.150	0.449	0.00 3	0.000 0	0.000 6	0.004
50_13	31.06 8	45.91 5	44.02	0.51	0.001 2	0.050	0.001	0.47	0.000 1	0.321	0.146	0.00 4	0.000 0	0.000 7	0.002
52_13	31.08 0	45.91 3	44.52	2.83	0.003 1	0.092	0.000	1.36	0.001 0	0.318	0.516	0.00 8	0.000 0	0.001 7	0.006
54_13	31.09 3	45.91 2	43.9	2.42	0.003 7	0.175	0.003	2.39	0.000 0	0.324	0.701	0.00 5	0.000 6	0.001 5	0.008
56_13	31.10 5	45.91 0	44.28	1.98	0.003 9	0.096	0.001	1.54	0.000 0	0.221	0.497	0.00 8	0.000 0	0.000 5	0.005
58_13	31.11 8	45.90 8	43.88	2.59	0.003 8	0.199	0.000	2.26	0.000 0	0.210	0.689	0.00 4	0.005 6	0.000 9	0.006
60_13	31.13 1	45.90 6	44.39	1.79	0.002 5	0.088	0.000	1.22	0.000 0	0.221	0.396	0.00 4	0.000 0	0.000 1	0.003
62_13	31.14 3	45.90 5	44.37	1.70	0.003 4	0.085	0.000	1.12	0.000 0	0.281	0.524	0.00 3	0.000 0	0.000 3	0.013
64_13	31.15 6	45.90 3	44.19	2.80	0.004 4	0.208	0.000	1.73	0.000 0	0.195	0.865	0.00 3	0.005 1	0.000 5	0.015
66_13	31.16 9	45.90 1	44.49	2.44	0.003 1	0.114	0.000	1.33	0.000 0	0.161	0.650	0.00 3	0.000 0	0.000 7	0.006
68_13	31.18 1	45.89 9	44.33	2.07	0.003 9	0.105	0.000	1.12	0.000 0	0.173	0.524	0.00 5	0.000 0	0.002 2	0.006
52_12	31.08 1	45.91 7	44.38	1.97	0.003 2	0.088	0.002	1.48	0.000 0	0.229	0.499	0.00 4	0.000 0	0.000 3	0.005
62_12	31.14 4	45.90 9	45.54	1.83	0.002 4	0.109	0.002	1.29	0.002 0	0.313	0.448	0.00 9	0.000 0	0.001 7	0.006
69_12	31.18 9	45.90 3	44.52	1.93	0.003 6	0.096	0.003	1.12	0.000 1	0.477	0.572	0.00 6	0.000 3	0.001 1	0.019
50_11	31.07 0	45.92 4	44.31	1.10	0.001 5	0.054	0.000	0.84	0.000 0	0.147	0.339	0.00 2	0.000 0	0.000 2	0.002
60_11	31.13 3	45.91 5	44.51	2.45	0.004 7	0.114	0.003	1.47	0.000 0	0.216	0.663	0.00 4	0.000 0	0.000 9	0.008
70_11	31.19 6	45.90 7	44.51	1.57	0.003 9	0.118	0.002	1.31	0.000 0	0.477	0.372	0.01 1	0.000 0	0.001 7	0.010
59_18	31.11 8	45.88 5	44.5	2.61	0.004 8	0.173	0.001	1.66	0.000 0	0.207	0.700	0.00 4	0.003 5	0.000 4	0.009
60_18	31.12 4	45.88 4	44.35	1.41	0.003 8	0.227	0.000	0.89	0.000 0	0.661	0.382	0.00 6	0.003 4	0.001 2	0.005
54_19	31.08 5	45.88 5	44.48	1.85	0.002 8	0.074	0.001	1.08	0.000 0	0.265	0.403	0.00 4	0.000 0	0.000 2	0.005
69_19	31.18 0	45.87 2	44.7	1.01	0.001 2	0.042	0.000	0.39	0.000 3	0.073	0.287	0.00 1	0.000 0	0.000 1	0.002
58_20	31.10 9	45.87 7	44.24	2.46	0.004 1	0.149	0.003	1.76	0.000 0	0.313	0.723	0.00 4	0.000 3	0.001 6	0.008

51_21	31.06 4	45.87 9	44.44	1.73	0.003 4	0.119	0.003	0.92	0.000 0	0.525	0.398	0.00 7	0.000 2	0.001 1	0.009
58_21	31.10 8	45.87 3	44.37	1.81	0.002 9	0.096	0.002	1.24	0.000 0	0.307	0.480	0.00 4	0.000 0	0.000 7	0.004
55_23	31.08 6	45.86 7	44.24	2.24	0.003 5	0.126	0.000	1.46	0.000 0	0.165	0.629	0.00 2	0.002 6	0.000 5	0.005
58_30	31.09 6	45.83 3	44.92	1.49	0.003 1	0.105	0.006	1.21	0.000 0	0.187	0.355	0.00 7	0.000 0	0.001 7	0.008
67_30	31.15 3	45.82 5	44.35	2.16	0.003 1	0.118	0.004	1.51	0.001 0	0.360	0.381	0.00 9	0.000 0	0.002 2	0.009

Додаток 6. Таблиця даних визначень стабільних ізотопів вуглецю ($\delta^{13}\text{C}$) і кисню ($\delta^{18}\text{O}$) в раковинах на площі Прадніпровська.

Моллюски					Форамініфери				
№ Станції	X_E	Y_N	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	№ Станції	X_E	Y_N	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
11_50	31.070	45.924	0.58	31.03	11_50	31.070	45.924	0.89	28.77
11_59	31.127	45.916	0.48	31.01	11_60	31.133	45.915	0.47	31.26
11_60	31.133	45.915	1.17	30.29	12_52	31.081	45.917	1.53	29.51
12_52	31.081	45.917	1.19	30.39	12_69	31.189	45.903	0.56	29.58
12_62	31.144	45.909	1.57	30.05	13_50	31.068	45.915	0.41	29.95
12_69	31.189	45.903	0.67	31.24	13_56	31.105	45.910	0.14	29.93
13_50	31.080	45.913	0.7	30.18	13_60	31.131	45.906	0.37	30.47
13_52	31.068	45.915	0.74	29.88	13_62	31.143	45.905	0.14	28.5
13_53	31.087	45.912	0.91	30.8	13_64	31.156	45.903	0.55	29.69
13_54	31.093	45.912	1.16	29.56	13_66	31.169	45.901	0.79	30.26
13_56	31.105	45.910	0.84	30.21	14_2	30.763	45.951	1.12	31.74
13_58	31.118	45.908	1.13	29.78	14_9	30.808	45.945	0.7	30.25
13_60	31.131	45.906	1.27	29.75	14_35	30.971	45.923	0.62	30.61
13_62	31.143	45.905	1.46	29.66	14_43	31.022	45.916	0.18	29.8
13_64	31.156	45.903	1.4	30.52	14_51	31.073	45.909	0.39	30.06
13_66	31.169	45.901	0.95	29.44	14_55	31.098	45.906	0.55	30.59
13_68	31.181	45.899	1.28	30.02	14_57	31.111	45.904	0.7	30.3
13_70	31.193	45.898	1.15	30.34	14_59	31.123	45.903	0.67	30.72
14_1a	30.756	45.953	1.16	29.52	14_60a	31.122	45.902	0.46	30.75
14_2	30.763	45.951	0.81	29.31	14_71	31.205	45.892	0.37	30.48
14_6	30.788	45.947	0.89	29.09	18_59	31.118	45.885	0.6	30.74
14_9	30.808	45.945	0.99	27.86	19_54	31.085	45.885	0.39	30.22
14_11	30.819	45.944	0.69	28.93	21_51	31.064	45.879	0.35	31.39
14_14	30.921	45.930	0.99	28.62	21_58	31.108	45.873	0.42	30.15
14_29	30.933	45.928	1.31	29.07	23_55	31.086	45.867	0.71	30.8
14_31	30.957	45.925	- 0.41	28.33	30_58	31.096	45.833	0.95	30.45
14_33	30.963	45.925	1	29.52	30_67	31.153	45.825	0.24	30.09
14_35	30.971	45.923	1.42	31.08	14_29	30.933	45.928	-0.7	30.62

14_37	30.984	45.922	0.76	31.53	14_33	30.959	45.925	- 0.82	29.8
14_41	31.010	45.918	0.85	30.04	14_45	31.035	45.915	- 0.77	31.06
14_43	31.022	45.916	1.35	31.51	14_53	31.085	45.908	- 0.48	28.9
14_45	31.035	45.915	1.45	31.2	18_60	31.124	45.884	0.2	31.69
14_47	31.047	45.913	1.06	30.86					
14_49	31.060	45.911	1.41	30.94					
14_51	31.073	45.909	1.16	31					
14_53	31.085	45.908	1.35	30.5					
14_55	31.098	45.906	1.03	29.82					
14_57	31.111	45.904	1.24	30.57					
14_59	31.123	45.903	1.26	30.49					
14_60A	31.122	45.902	1.32	30.35					
14_69	31.186	45.894	1.14	29.96					
14_72	31.205	45.892	1.19	29.96					
18_59	31.118	45.885	1.22	30.05					
18_60	31.124	45.884	0.92	29.98					
19_54	31.085	45.885	0.89	30.31					
21_51	31.064	45.879	1.08	30.43					
21_58	31.108	45.873	0.98	29.76					
23_55	31.086	45.867	1.22	29.37					
30_58	31.096	45.833	1.27	29.31					
30_67	31.153	45.825	0.84	29.84					

Додаток 7 - Результати рентген-дифрактометричних аналізів на площі
Прадніпровська

№ п/п	№ пр	Мінеральний склад пелітової фракції		Примітки
		Основний	Домішки	
1	11/50	Гідрослюда, хлорит, монтморилоніт, невідсортована змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт, каолінит	Кварц, польовий шпат	
2	11/59	Гідрослюда, хлорит, набухаючий хлорит, каолінит	Кварц, польовий шпат	
3	11/70	Гідрослюда, хлорит, невідсортована змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт, каолінит	Те ж	
4	12/52	Гідрослюда, хлорит, невідсортована змішано-шаруваті фази гідрослюда-монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт, каолінит	Те ж	
5	12/62	Гідрослюда, хлорит, невідсортована змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт, каолінит	Те ж	
6	12/69	Гідрослюда, хлорит, невідсортована змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт	Те ж	
7	13/50	Гідрослюда, хлорит, каолінит, невідсортована змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт	Те ж	

8	13/52	Гідрослюда, хлорит, каолініт невідпорядкована змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт	Те ж	
9	13/54	Гідрослюда, хлорит, невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, каолініт	Кварц	
10	13/56	Гідрослюда, хлорит, каолініт невідпорядкована змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт	Кварц, польовий шпат	
11	13/58	Гідрослюда, хлорит, невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, каолініт	Те ж	
12	13/60	Гідрослюда, хлорит, монтморилоніт (домішка), каолініт	Те ж	
13	13/62	Гідрослюда, хлорит, монтморилоніт (домішка), каолініт	Те ж	
14	13/64	Гідрослюда, хлорит, невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, каолініт	Те ж	
15	13/66	Те ж	Те ж	
16	13/68	Гідрослюда, хлорит, невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, гідрослюда-монтморилоніт, каолініт	Те ж	
17	13/70	Гідрослюда, хлорит, невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, каолініт	Те ж	
№ п/п	№ пр	Мінеральний склад пелітової фракції		Примітки
		Основний	Домішки	
20	14/9	Гідрослюда, хлорит, набухаючий хлорит, каолініт	невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, гідрослюда-монтморилоніт, кварц, польовий шпат	A
23	14/29	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт (домішка)	Кварц, польовий шпат	
18	14/1a	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт	Кварц, польовий шпат	B
22	14/14	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт	Кварц, польовий шпат	
33	14/49	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт	Кварц	
35	14/53	Близька до впорядкованої змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт	Кварц	
36	14/55	Змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт	Кварц, польовий шпат	
37	14/57	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт	невідпорядкована змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, кварц, польовий шпат	

25	14/33	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, невідповідна змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, гідрослюда-монтморилоніт (домішка)	Кварц, польовий шпат	C
26	14/35	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит	невідповідна змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт	
28	14/39	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, невідповідна змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт	Кварц, польовий шпат	
32	14/47	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит	Кварц	
34	14/51	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт	невідповідна змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт	D
38	14/59	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт	невідповідна змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт	
24	14/31	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, невідповідна змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, гідрослюда-монтморилоніт (домішка)	Кварц, польовий шпат	E
27	14/37	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт	невідповідна змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт	
29	14/41	Гідрослюда, хлорит, каолініт, невідповідна змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт	Кварц, польовий шпат	
30	14/43	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт	Кварц	
31	14/45	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, невідповідна змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт	Кварц	
19	14/6	Гідрослюда, хлорит, невідповідна змішано-шарувата фаза хлорит-монтморилоніт, каолініт	Кварц, польовий шпат	
21	14/11	Монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, невідповідна змішано-шарувата фаза гідрослюда-монтморилоніт	Кварц, польовий шпат	