

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Міністерство освіти і науки України

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

ТИЩЕНКО АНДРІЙ ПАВЛОВИЧ

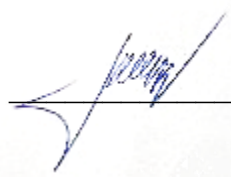
УДК 550.834

ДИСЕРТАЦІЯ
**ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА МОДЕЛЬ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСЬКИХ
ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКОГО СЕКТОРА ЧОРНОГО МОРЯ ЗА
СЕЙСМІЧНИМИ ДАНИМИ**

Спеціальність 04.00.22 – геофізика

Подається на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук

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



Тищенко А.П.

Науковий консультант: Вижва Сергій Андрійович, доктор геологічних наук,
професор

Київ – 2025

АНОТАЦІЯ

Тищенко А. П. Геолого-геофізична модель мезозой-кайнозойських відкладів українського сектора Чорного моря за сейсмічними даними. - Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика. – ННІ «Інститут Геології», Київський Національний Університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна, 2025.

У дисертаційній роботі наведені результати побудови тривимірної регіональної швидкісної моделі осадового чохла української акваторії Чорного моря площею більше 104 000 км², яка враховує сейсмічні та свердловинні дані. Побудовано глибинні карти основних горизонтів, три з яких, а саме подошва крейдових син-рифтових відкладів, верхньоеоценове неузгодження, подошва пізнього міоцену, представлені в даній роботі. Виділено поверхню акустичного фундаменту. Виявлена регіональна інверсія швидкості в майкопських відкладах, яка ймовірно пов'язана із газогенерацією. Враховані особливості та представлені глибинні швидкісні розрізи для 16 тектонічних елементів.

У межах українського сектору північно-західної частини Чорного моря і суміжної акваторії за результатами комплексних досліджень була вперше закартована масштабна система глибоководних підводних комплексів масопереносу неоген-четвертинного віку. На основі тематичної інтерпретації було з'ясовано, що система глибоководних підводних комплексів масопереносу у своїй підшовній частині площинного ковзання утворює систему багатоярусних екранів на шляху висхідної міграції вуглеводнів. Детальна геологічна інтерпретація даних сейсмозв'язки, а також глибокого буріння дозволила виділити дренажну мережу, яка поєднує в собі колекторські різновиди турбідитів і каналів дистальних конусів виносу, а також комплексу заповнення врізаних долин континентального палеосхилу та похованих річкових палеодолин внутрішнього шельфу.

Робота становить важливий внесок у вирішення геологічної задачі – створення, обґрунтованої сучасними геолого-геофізичними даними, 3D швидкісної моделі української акваторії Чорного моря. Це дало змогу побудувати глибинну просторову модель мезозой-кайнозойських відкладів. Результати роботи покращують розуміння глибинної геологічної будови Чорноморського регіону. Модель відкриває перспективи для оцінки вуглеводневого потенціалу, особливо в глибоководній частині та може адаптуватись до нових даних, що підвищує її практичну цінність для геологорозвідки.

Ключові слова: Чорне море, мезозой-кайнозойські відклади, геофізичні методи, сейсмічна розвідка, обробка сейсмічних даних, інтерпретація, перетворення час-глибина, швидкісна модель, система глибоководних підводних комплексів масопереносу (ПКМ), північно-західна частина Чорного моря, секвенція, міграція вуглеводнів.

SUMMARY

Tyshchenko A.P. Geological and geophysical model of Mesozoic-Cenozoic sediments of the Ukrainian sector of the Black Sea based on seismic data. – Qualifying scientific work on the rights of the manuscript.

The dissertation on competition of a scientific degree of the doctor of geological sciences on a speciality 04.00.22 - geophysics. – Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ministry of Education and Science of Ukraine, Kyiv, 2025.

The dissertation presents the results of a constructed three-dimensional regional velocity model of the Ukrainian Black Sea sedimentary cover with an area of more than 104,000 km², which takes into account seismic and borehole data. Depth maps of the main horizons were built, three of which, namely the Cretaceous syn-rift sedimentary basement, the Upper Eocene unconformity, and the Late Miocene basement, are presented in this work. The surface of the acoustic basement is highlighted. The regional velocity inversion in the Maikop sediments is revealed, which is probably related to gas generation. The features are taken into account and the depth velocity sections for 16 tectonic elements are presented.

Within the Ukrainian sector of the northwestern part of the Black Sea and adjacent waters, a large-scale system of deep-sea submarine mass transfer complexes of Neogene-Quaternary age was mapped for the first time based on the results of comprehensive studies. Based on the thematic interpretation, it was found that the system of deep-sea submarine mass transfer complexes in its sole part of the plane slip forms a system of multi-tiered screens on the way of upward migration of hydrocarbons. A detailed geological interpretation of seismic data and deep drilling allowed to identify a drainage network that combines reservoir types of turbidites and channels of distal cones of discharge, as well as a complex of filling of incised valleys of the continental paleoslope and buried river paleodunes of the inner shelf.

This work makes an important contribution to solving the geological problem of creating a 3D velocity model of the Ukrainian Black Sea based on modern geological and geophysical data. This made it possible to build a deep spatial model of Mesozoic-

Cenozoic sediments. The results improve the understanding of the deep geological structure of the Black Sea region. The model opens up prospects for assessing hydrocarbon potential, especially in the deep water area, and can be adapted to new data, which increases its practical value for geological exploration.

Keywords: Black Sea, Mesozoic-Cenozoic sediments, seismic exploration, seismic data processing, time-depth transformation, three-dimensional velocity model, system of deep-sea submarine mass transfer complexes (MTC), northwestern part of the Black Sea, sequence, interpretation, hydrocarbon migration.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті у наукових фахових виданнях України:

1. Кузьменко П.Н., **Тищенко А.П.**, Шкапа В.Н., Авраменко А.В. (2011) Применение современных методик прогнозирования геологического разреза для изучения зон распределения улучшенных коллекторских свойств на примере структуры Голицына. *Проблеми нафтогазової промисловості. Випуск №9, Випуск №9, К.2011. С.46-52* - Внесок здобувача в публікацію: Участь у зборі необхідної інформації, проведення експериментів, аналіз та інтерпретація результатів. Написання та редагування.

2. **Тищенко А.П.**, Кузьменко П.Н. (2011) Использование современных методик прогноза коллекторских свойств в майкопских отложениях на площади Субботина. *Проблеми нафтогазової промисловості. Випуск №9, Випуск №9, К.2011. С.15-28* - Внесок здобувача в публікацію: Внесок здобувача у формування ідеї та підходів до дослідження, які були використані в публікації. Участь у формуванні висновків та рекомендацій, які ґрунтуються на результатах дослідження.

3. Цибульський В.О., Кузьменко П.М, **Тищенко А.П.**, Авраменко А.В., Шкапа В.М. (2011) Моделирование розподілу петрофізичних параметрів в нижньомайкопських відкладах структури Субботіна. *Проблеми нафтогазової промисловості. Випуск №9, К.2011. С.145-150* - Внесок здобувача в публікацію: Участь у зборі необхідної інформації, проведення експериментів, статистичний аналіз та інтерпретація результатів. Написання та редагування. Підготовка публікації до друку.

4. **Тищенко А.П.** (2012) Специализированная обработка 3D сейсмических данных структуры Субботина. *Проблеми нафтогазової промисловості. Випуск №10. Київ 2012 с. 109-115* - Внесок здобувача в публікацію: Розробка концепції та методології. Написання та редагування. Формулювання висновків та

рекомендацій: Участь у формуванні висновків та рекомендацій, які ґрунтуються на результатах дослідження.

5. Цибульський В., Кузьменко П., **Тищенко А.** (2012) Методика проведення повнохвильового моделювання сейсмічного поля в межах Українського сектору Прикерченського шельфу Чорного моря. *Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія.* – 2012. – № 57. – С. 17–21. - *Внесок здобувача в публікацію: Участь у зборі необхідної інформації, проведення експериментів, статистичний аналіз та інтерпретація результатів. Написання та редагування: Внесок у написання тексту, його структуру, оформлення та редагування, щоб забезпечити чіткість і логічність викладу.*

6. Кичка О.А., Коваль А.М., **Тищенко А.П.**, Довжок Т.Є., Коровніченко Є.Є. (2013) До проблеми освоєння метаногідратного потенціалу Чорного моря. *Нафтогазова галузь України.* - 2013. - № 5 – с. 37-41. - *Внесок здобувача в публікацію: Збір та аналіз даних: Участь у зборі необхідної інформації, проведення експериментів, статистичний аналіз та інтерпретація результатів. Внесок у написання тексту, його структуру та редагування. Участь у формуванні висновків та рекомендацій, які ґрунтуються на результатах дослідження.*

7. Kitchka, O. A., Arkhipova, S. L., Bashkirov, G. L., Bezkyzhko, O. M., Kuzmenko, P. M., Makeev, V. G., Shevchenko, O. A., **Tyshchenko, A. P.**, Vakarchuk, S. G. (2015). A model of tectonic structure and evolution of the Abu-Gharadig basin based on new hydrocarbon exploration results, Western desert province, Egypt. *Tectonics and stratigraphy*, 2015, 42, 19 DOI: 10.30836/igs.0375-7773.2015.94678. - *Внесок здобувача в публікацію: Участь у зборі необхідної інформації, проведення експериментів, статистичний аналіз та інтерпретація результатів. Зв'язок з іншими науковими роботами, включаючи власні попередні дослідження та роботи інших вчених.*

8. Kitchka O.A., **Tyshchenko A.P.**, Lysenko V.I., Ishchenko I.I. (2015) The Origin and Development of Deepwater Neogene Mass Transport Deposits in the Ukrainian

Sector of the Black Sea Basin. *Проблеми нафтогазової промисловості 2015*, випуск 11-12 44-53 Київ. - Внесок здобувача в публікацію: Внесок у написання тексту, його структуру, оформлення та редагування, щоб забезпечити чіткість і логічність викладу. Участь у формуванні висновків та рекомендацій, які ґрунтуються на результатах дослідження. Підготовка публікації до друку, включаючи оформлення за вимогами видання та подання до рецензування.

9. Кузьменко Т., **Тищенко А.**, Кузьменко П. (2015) Теоретико-методологічні аспекти побудови геолого-геофізичних моделей родовищ вуглеводнів. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv-Geology*, Issue: 4 (71), Pages: 61-66. 2015.- Внесок здобувача в публікацію: Розробка концепції та методології. Написання тексту, його структуру, оформлення та редагування, щоб забезпечити чіткість і логічність викладу. Формулювання висновків та рекомендацій.

10. Кузьменко П.М., **Тищенко А.П.**, Безхижко О.М. (2017) Прогнозування ділянок розвитку колекторів в приштоковій зоні за даними сейсмічної інверсії. *Проблеми та перспективи нафтогазової промисловості. 2017. Випуск 1 Київ с. 123-134 DOI: <https://doi.org/10.32822/naftogazscience.2017.01.123>. - Внесок здобувача в публікацію: Формування ідеї та підходів до дослідження, які були використані в публікації. Внесок у написання тексту, його структуру, оформлення та редагування, щоб забезпечити чіткість і логічність викладу. Формулювання висновків та рекомендацій.*

11. Михалевич І. Л., Кузьменко П. М., Архіпова С. Л., **Тищенко А. П.** (2020) Альтернативний алгоритм ранжування проєктних пошукових свердловин, які одночасно розкривають пастки структурного, літологічного та змішаного генезису (в межах північного борту ДДЗ). *Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ. т. 20 н.4 с. 50-61. DOI: 10.31471/1993-9973-2020-4(77)-50-61. - Внесок здобувача в публікацію: Написання тексту, формування висновків та рекомендацій, які ґрунтуються на результатах дослідження. Підготовка публікації до друку.*

12. Михалевич І.Л., Кузьменко П.М., **Тищенко А.П.**, Вижва А.С., Вижва С.А. (2021) Виділення пасток неструктурного типу у межах північного борту Дніпровсько-Донецької западини за даними АVO-аналізу та сейсмічної інверсії. *Геофізичний журнал*. т. 43 н.2 с. 227-235. DOI: 10.24028/gzh.v43i2.230202. - *Внесок здобувача в публікацію: формування ідеї та підходів до дослідження, які були використані в публікації. Збір та аналіз даних: Участь у зборі необхідної інформації, проведення експериментів, статистичний аналіз та інтерпретація результатів. Написання та редагування. Участь у формуванні висновків та рекомендацій, які ґрунтуються на результатах дослідження.*

13. Стовба С. М., Фенота П. О., **Тищенко А. П.**, Венгрович Д. Б., Хрящевська О. І. (2023) Крейдений рифтогенез у геологічній історії Українського сектору Чорного моря. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*. в.1(100), 2023, с.48-57. DOI: <https://doi.org/10.17721/1728-2713.100.06>. - *Внесок здобувача в публікацію: Збір та аналіз даних: Участь у зборі необхідної інформації, проведення експериментів, статистичний аналіз та інтерпретація результатів. Написання та редагування. Участь у формуванні висновків та рекомендацій.*

14. Стовба С., Стіфенсон Р., **Тищенко А.**, Фенота П., Венгрович Д., Мазур С. (2023) Історія геологічного розвитку українського сектора Чорного моря із середини ранньої крейди до початку пізнього міоцену. *Геофізичний журнал*. т. 45 н.3 с. 1-47. DOI: 10.24028/gj.v45i3.282411. - *Внесок здобувача в публікацію: Формування ідеї та підходів до дослідження, які були використані в публікації. Збір та аналіз даних: Участь у зборі необхідної інформації, проведення експериментів, статистичний аналіз та інтерпретація результатів. Написання та редагування. Участь у формуванні висновків та рекомендацій, які ґрунтуються на результатах дослідження.*

15. **Тищенко А.А.**, Кичка О.А., Вижва А.С. (2024) Шельфові палеорусли, схиліві каньйони, глибоководні конуси і підводні комплекси масопереносу та їх вплив на міграцію вуглеводнів на північно-західному шельфі Чорного моря.

Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology. в.4(107), 2024, с.40-45. DOI: 10.17721/1728-2713.107.05 (Q3). - Внесок здобувача в публікацію: *Концептуалізація, методологія, інтерпретація сейсмічних даних, написання, висновки.*

16. **TYSHCHENKO Andrii**, VYZHVA Andrii, MELNYK Leonid, TEGNANDER Jonas Fagerli, KITTELL Lars-Erik, HELGEBOSTAD Kristian Svarva (2024) State-of-the-art 3D acquisition and imaging in ultra-shallow water in the northwestern part of the Black Sea. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology. в.3(106), 2024, с.13-18. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.106.02> (Q3).* - Внесок здобувача в публікацію: *Написання, дослідження, методологія, формальний аналіз, концептуалізація, курування даних, супервізія.*

17. Kitchka, O., Olshanetskyi, M., **Tyshchenko, A.**, Vyzhva, A., Zhadan, A., Makovets, O., Fenota, P., Khmelevskyi, A., & Melnyk, L. (2025). New 3D seismic data uncover inspiring exploration potential for oil and gas offshore the Dobrogea Foredeep, Ukraine. *Geofizicheskiy Zhurnal, 47(2). p. 93-98. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i2.316924> (Q3).* - Внесок здобувача в публікацію: *Формування ідеї та підходів до дослідження, які були використані в публікації. Збір та аналіз даних: Участь у зборі необхідної інформації, проведення експериментів, статистичний аналіз та інтерпретація результатів. Написання та редагування. Участь у формуванні висновків та рекомендацій, які ґрунтуються на результатах дослідження.*

Статті в іноземних виданнях:

(статті у періодичних наукових виданнях, проіндексованих у базах даних Web of Science Core Collection та/або Scopus (крім видань держави, визнаної Верховною Радою України державою-агресором)

1. **Tyshchenko Andrii P.**, Kuzmenko Pavlo M., Vyzva Serhiy A. (2016) A new algorithm of migration velocity computation and testing in a complex geological area. *NAFTA-GAZ, ROK LXXII, Nr 3 / 2016 Krakow DOI: 10.18668/NG.2016.03.02 (Q4).*

- *Внесок здобувача в публікацію: Розробка концепції та методології; написання тексту, формуванні висновків та рекомендацій.*

2. Drachev Sergey S., Mazur Stanislaw, Campbell Simon, Green Christopher, **Tishchenko Andrii** (2018) Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results. *Journal of Geodynamics*, Volume 119, Pages 123-148 [https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.03.005_\(Q1\)](https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.03.005_(Q1)). - *Внесок здобувача в публікацію: Збір та аналіз даних. Написання та редагування.*

3. Drachev, S.S.; Mazur, S.; Campbell, S.; Green, C.; Shkarubo, S.I.; **Tishchenko, A.** (2018) Crustal architecture of the Laptev Rift System in the East Siberian Arctic based on 2D long-offset seismic profiles and gravity modelling. *Petroleum Geoscience Volume 24, Pages 402 – 413* [https://doi.org/10.1144/petgeo2016-143_\(Q2\)](https://doi.org/10.1144/petgeo2016-143_(Q2)). - *Внесок здобувача в публікацію: Збір та аналіз даних. Написання та редагування.*

Наукові публікації для конференції, які входять до міжнародних наукометричних баз даних:

1. Prodayvoda G. T., Vyzhva S. A., Kuzmenko P. M., **Tyshchenko A.** (2010) A new view on the seismic and seismoacoustic interpretation techniques for oil and gas exploration. 9th EAGE International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects, May 2010, cp-184-00015 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201402786>

2. Ieger M. D., **Tyshchenko A. P.**, Kuzmenko P. M. (2010) An informativity level increasing of old seismic data for solving geological section prediction tasks. 9th EAGE International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects, May 2010, cp-184-00024 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201402796>

3. Kuzmenko P., Prodayvoda G., **Tyshchenko A.** (2010) Specialized inversion of integrated geological-geophysical data. 72nd EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2010, Jun 2010, cp-161-00520 (**Scopus**)

DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201401112>

4. Kuzmenko P.M., Tyshchenko A.P., Dovzhok T.E., Vakarchuk S.G. (2011) Seismic Inversion for Lithology and Reservoir Properties Prediction of Lower-Maykopian Sediments within Subbotina Field. 73rd EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2011, May 2011, cp-238-00645 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20149589>

5. **Andrii Tyshchenko** (2011) Determination the Seismic Data Processing Features of the Kerch Shelf (the Ukrainian Black Sea) for AVO-analysis. Conference: 73rd EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2011 (**Scopus**) DOI:10.3997/2214-4609.20149435

6. Кузьменко П.М., **Тищенко А.П.** (2011) Аналіз сучасних підходів до побудови геолого-геофізичних моделей родовищ нафти та газу. 10th EAGE International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects, May 2011, cp-240-00059 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20145094>

7. Kuzmenko P.M., **Tyshchenko A.P.**, Tsybulskiy V.O., Dovzhok T.E., Vakarchuk S.G. (2013) Simultaneous Inversion and AVO-analysis for Hydrocarbons Prediction in Middle-Maykopian Sediments within Subbotina Field. 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013, Jun 2013, cp-348-00865 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20130316>

8. Gryshanenko V.P., **Tyshchenko A.P.** (2014) Synthetic Property of Oil and Gas Fields for Horizontal Wells Trajectory Design. 76th EAGE Conference and Exhibition 2014, Jun 2014, Volume 2014, p.1 – 5 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20141518>

9. Kitchka O.A., **Tyshchenko A.P.**, Lysenko V.I., Bezkhzyzhko O.M., Ishchenko I.I. (2016) Neogene submarine rock sliding and development of mass transport deposits in the Ukrainian sector of Black sea basin. 15th EAGE International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects, May 2016, Volume 2016, p.1 – 5 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201600555>

10. Kitchka, A.A., **Tyshchenko, A.P.**, Lysenko, V.I. (2016) Mid-late Miocene Sea

Level Falls, Gas Hydrates Decay, Submarine Sliding, and Tsunamites in the Black Sea Basin. 78th EAGE Conference and Exhibition 2016, May 2016, Volume 2016, p.1 – 5 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201600609>

11. Loshakov O., **Tyschenko A.**, Bilous Y., Rusachenko N., Podolyako L. (2017) Creation of velocity model of north-western part of the Black sea shelf based on check-shot and seismic data. 16th International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects, May 2017, Volume 2017, p.1 – 5 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701885>

12. Kitchka A., **Tyshchenko A.** (2019) How Triad Of Reservoirs, Incised Canyons, and Mass-Transport Deposits Modulates Hydrocarbon Charge Of The Odessa Shelf. 81st EAGE Conference and Exhibition 2019, Jun 2019, Volume 2019, p.1 – 5 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201900862>

13. Prodayvoda G., Kuzmenko P., Vyzhva A., **Tyshchenko A.** (2019) Travel-times behavior of reflected P-waves in horizontal thicklayered media with strong anisotropy. 18th International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects, May 2019, Volume 2019, p.1 – 5 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902105>

14. Kitchka A., **Tyshchenko A.** and Kuzmenko P. (2020) Structural analogies and homologues of the West Mediterranean and circum-Black Sea regions tectonic tailoring: Re-evaluating the uniform tectonic development model. Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects 2020, May 2020, Volume 2020, p.1 – 5 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2020geo061>

15. Stovba S. M., Vengrovitch D. B., **Tyshchenko A. P.** And Fenota P. O. (2021) Tectonics and evolution of the northern part of the Black Sea in the Late Miocene and Pliocene. 20th International Conference Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects, 2021, p. 1-6 (**Scopus**) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521075>

16. Tegnander.F., Kittell L., Helgebostad K.S., **Tyshchenko A.**, Vyzhva A., Melnyk L., Oukili J. (2024) Efficient 3D Acquisition and Imaging in Ultra-Shallow Water for Frontier Exploration in the Black Sea, Ukraine. *Fourth EAGE*

Marine Acquisition Workshop. Oslo. (Scopus) <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202436012>

17. Kitchka A., Olshanetskyi M., **Tyshchenko A.**, Vyzhva A., Zhadan A., Makovets O., Fenota P., Khmelevsky A., Melnyk L. (2025) Conjugation Corner of the EEP, Scythian Platform, and Black Sea Basin: Its Evolution and Hydrocarbon Plays. 86th EAGE Annual Conference & Exhibition, Jun 2025, Volume 2025, p.1 – 5 (Scopus) DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202510089>

Наукові праці, які додатково відображають наукові результати дисертації:

(До наукових публікацій, які додатково відображають наукові результати докторської дисертації, належать патенти, підручники, посібники, державні стандарти, промислові зразки, алгоритми та програми, що пройшли експертизу на новизну; публікації історичних джерел, статті в тематичних наукових збірниках, рукописи праць, депонованих в установах державної системи науково-технічної інформації та анотованих у наукових журналах; брошури, препринти; технологічні частини проектів на будівництво, розширення, реконструкцію та технічне переоснащення підприємств; інформаційні карти на нові матеріали, що внесені до державного банку даних; тези, доповіді та інші матеріали наукових конференцій, конгресів, симпозіумів, семінарів, шкіл тощо):

1. Кузьменко П. М., Склярів С.О., Тищенко А.П. (2009) Побудова системи обчислювальних технологій для прогнозування нафтогазоносності геологічних утворень на основі комплексного аналізу даних сейсмозв'язки і свердловинної геофізики (СОТКАД). Наукова робота, яка була висунута на здобуття щорічної премії Президента України для молодих вчених. Номер роботи М95. Представлена Дочірнім підприємством "Науково-дослідний інститут нафтогазової промисловості" (ДП "Науканафтогаз") Національної акціонерної компанії "Нафтогаз України", 1-34 с. <https://tsdavo.gov.ua/wp-content/uploads/2022/09/4671-4-t.5.pdf>

2. Вижва С.А., Продайвода Г.Т, Кузьменко П.М., Тищенко А.П. (2009) Методологічні і теоретичні проблеми сучасних інтерпретаційних технологій в сейсмозв'язці і сейсмоакустиці при пошуках нафти і газу. Матеріали ІХ

міжнародної наукової конференції «Моніторинг геологічних процесів». – К.: 2009. – с. 36–38.

3. Gryshchuk Pavlo, Tyshchenko Andriy, Kuzmenko Pavlo, Ustenko Ievgen (2010) Isostatic Gravitational Modeling and Seismic Interpretation for the Kerch Part of the Black Sea. AAPG European Region Annual Conference, Kiev, Ukraine, 2010. - Article #40716, 1-16 p.

4. Тищенко А.П., Коровніченко Є.Є. (2010) Особенности специализированной обработки сейсмических данных структуры Субботина для применения методик прогноза коллекторских свойств. Международная научно-практическая конференция Сейсмо-2010, 19-25 сентября, Крым, 2010, с. 47-48.

5. Тищенко А.П., Кузьменко Т.М., Склярів С.О. (2012) Розробка спеціалізованої обробки сейсмічних даних Каркінітського прогину. Матеріали IV Всеукраїнської наукової конференції-школи «Сучасні проблеми геологічних наук», Київ, Ел. диск (CD–R). – с. 205–207.

6. Тищенко А.П., Коровніченко Є.Є., Безхижко О.М. (2013) Перспективи застосування AVO-аналізу на регіональному етапі дослідження українського сектору Чорного моря. 9 Міжнародна науково-практична конференція «Нафта і газ України - 2013» 04-06 вересня 2013 р., м. Яремче. - Київ, 2013. - с. 112-113.

7. Кузьменко Т.Н., Кузьменко П.Н., Тищенко А.П., Шкапа В.Н. (2014) Анализ скоростных зависимостей стратиграфических толщ Каркинитского прогиба. Сборник науч. труд. «Геопетроль -2014». С. 206–212.

8. Tyshchenko Andrii, Kychka Olexander, Bezkhzyzhko O.M., Ishchenko I.I. (2016) The Origin and Development of Deepwater Neogene Mass Transport Deposits in the Ukrainian Sector of the Black Sea Basin. Conference Poster, Geopetrol 2016, September 19-22, Zakopane, Poland, 2534 Poster.

9. Tyshchenko Andrii, Kitchka Alexander (2018) The system of NW Black Sea shelfal paleo-river valleys, slope canyons, and deepwater fans & mass transport deposits: An importance for hydrocarbon migration. Geopetrol 2018, с. 161-166. Zakopane-Koscielisco.

10. Tyshchenko Andrii, Kuzmenko Pavlo, Kitchka Alexander (2019) 3D modeling of the NW Black Sea basin as a new insight from seismic and well data. AAPG GTW: Exploration and Production in the Black Sea, Caucasus, and Caspian Region, Batumi, Republic of Georgia, P. 67.

11. Kitchka Alexander, Tyshchenko Andrii, Ishchenko Ihor, Shevchenko Oleksandr (2019) Geo-challenges of studying and exploring the structure and petroleum potential of the Odessa Gulf shelf. AAPG GTW: Exploration and Production in the Black Sea, Caucasus, and Caspian Region, Batumi, Republic of Georgia, P. 48.

12. Kitchka Alexander, Tyshchenko Andrii, Tauvers Peter (2021) Post-Maikop System of Mass-Transport Complexes, Submarine Canyons and Turbidite Hydrocarbon Reservoirs in The NW Black Sea, Ukraine. International Scientific Congress on Offshore Petroleum Exploration: Black Sea (ISCOPE), Ankara, P. 6.

13. Tauvers P., Tyshchenko A., Kitchka O., Melnyk L., Boekholt M. (2022) Start of major 3D acquisition by Naftogaz in the Western Ukrainian Black Sea - implications for rejuvenation of offshore exploration for Ukraine. AAPG Exploration and Production in the Black Sea Region and Super-Basin Thinking GTW, September 6—7, Trabzon, P. 7.

14. Tyshchenko Andrii, Vyzhva Andrii, Melnyk Leonid, Vityk Maxym, Tegnander Jonas, Kittell Lars-Erik and Helgebostad Kristian Svarva (2024) A New Milestone in the 3D Acquisition and Imaging: NW Black Sea, Ukraine. AAPG Europe Region Conference, 28-29.05, 2024 Krakow. – Theme 8.

15. Kitchka Alexander, Olshanetsky Maryan, Tyshchenko Andrii, Vyzhva Andrii, Zhadan Anatoly, Makovets Oleg, Fenota Petro, Vityk Maxim, Tauvers Peter (2024) Confident progress in understanding geology & hydrocarbon potential of the NW Black Sea Inner Shelf, Ukraine, based on cutting-edge 3D seismic exploration program. AAPG ER Conference 28-29 May, 2024 – Krakow, Poland, 78 P.

16. Stovba Sergiy, Stephenson Randell, Mazur Stanisław, Fenota Petro, Vengrovych Dmytro, Tyshchenko Andrii (2024) Cenozoic inversion and bathymetry of the Black Sea: insights from the Ukrainian sector. 18th Workshop of the International Lithosphere Program 07-11 October, 2024 - Krakow Poland 68 P.

17. Кичка О.А., Ольшанецький М.В., Тищенко А.П., Вижва А.С., Жадан А.М., Маковець О.В., Фенота П.О., Хмелевський А.С., Мельник Л.П. (2024) Аналіз нафтогазоносних комплексів як один з елементів пошуково-розвідувальних робіт в межах північно-західного шельфу Чорного моря. ІХ міжнародна науково-практична конференція «Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування», 7-11 жовтня 2024 р, Львів, с. 276-281.

Підручники, посібники:

18. Вижва С.А., Тищенко А.П. (2013) Математична обробка сейсмічних даних, навч. посіб. для студентів геол. спец. ВНЗ; Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка. - Київ : Київський університет, 2013. - 153 с. : рис., табл. - Бібліогр.: с. 149-150. - 150 прим. - ISBN 978-966-439-701-5

19. Г.Т. Продайвода, П.М. Кузьменко, А.П. Тищенко, О.А. Трипільський (2018) Сейсмометрія: підручник. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2018. – 527 с. - 100 прим. - ISBN 978-966-933-008-6

1. ЗМІСТ

ВСТУП.....	22
Розділ 1 Історія геолого-геофізичної вивченості Українського сектору Чорного моря.....	32
1.1 Геолого-геофізична вивченість в межах української частини Чорного моря.....	32
1.1.1 Геофізична вивченість	34
1.1.1.3 Електророзвідувальні зйомки	41
1.2 Стратиграфія української частини Чорного моря.....	45
1.2.1 Стратиграфія української частини Чорного моря	45
1.2.2 Мезозойська група	47
1.2.3 Кайнозойська група.....	54
1.2.4 Стратиграфія крейдово-неогенових відкладів глибоководної частини українського сектору Чорного моря	59
1.3 Тектоніка.....	62
1.3.1 Історія тектонічного розвитку українського сектора Чорного моря із середини ранньої крейди до початку пізнього міоцену.....	65
1.4 Нафтогазоносність.....	73
1.4.1 Прямі ознаки нафтогазоносності.....	73
1.4.2 Нафтогазогеологічне районування.....	74
1.4.3 Нафтогазоматеринські породи.....	79
1.4.4 Нафтогазоносні та перспективні комплекси	81
1.5 Висновки.....	86
Розділ 2 Нафтогазові Родовища української, румунської, турецької та болгарської акваторій Чорного моря	88
2.1 Коротка характеристика родовищ північно-західного шельфу української акваторії Чорного моря.....	88
2.1.1 Архангельське газове родовище.....	88
2.1.2 Безіменне газове родовище	90
2.1.3 Одеське газове родовище	91
2.1.4 Голицинське газоконденсатне родовище	92
2.1.5 Штормове газоконденсатне родовище.....	95
2.1.6 Південно-Голицинське газове родовище.....	96

2.1.7	Кримське газове родовище.....	98
2.1.8	Шмідтівське газоконденсатне родовище.....	98
2.2	Аналіз проведених геолого-розвідувальних робіт при пошуках вуглеводнів в румунському, болгарському та турецькому секторах Чорного моря.....	100
2.2.1	Нафтогазопошукові роботи турецького сектору	103
2.2.2	Нафтогазопошукові роботи румунського сектору	110
2.2.3	Нафтогазопошукові роботи в болгарському секторі.....	116
2.3	Висновки.....	122
Розділ 3 Сучасні сейсмозвідувальні дослідження в Українській акваторії Чорного моря		
3.1	Сейсмічні дослідження 2D	123
3.1.1	Обсяги та методика проведення сейсмічних спостережень	123
3.1.2	Стандартна обробка сейсмічних даних.....	131
3.1.3	Детальна обробка сейсмічних даних.....	164
3.1.4	Методика інтерпретації сейсмічних даних.....	181
3.1.5	Атрибутний аналіз – як один із критеріїв якості обробки сейсмічних даних щодо придатності для прогнозування геологічного розрізу	188
3.2	Сейсмічні дослідження 3D	192
3.2.1	Батиметричні системи досліджень	192
3.2.2	Гідрофони та сейсмокоси	199
3.2.3	Повнохвильова інверсія.....	208
3.2.4	Використання методів машинного навчання для послаблення шуму на сейсмічних матеріалах.....	212
3.2.5	SWIM – Separated Wavefield Imaging, відображення розділеного хвильового поля	216
3.2.6	Високоєфективна 3D сейсмічна зйомка та обробка на мілководному шельфі Чорного моря, Україна.....	221
3.2.7	Алгоритм розрахунку швидкості міграції та тестування в складних геологічних умовах	236
3.3	Висновки.....	245
Розділ 4 Тривимірна (3D) Швидкісна модель осадового чохла української ЧАСТИНИ Чорного моря.....		
4.1	Типи швидкостей в сейсмозвідці	248
4.1.1	Природа даних про швидкість	248

4.2 Тривимірна (3D) швидкісна модель осадового чохла української частини Чорного моря	250
4.3 Висновки.....	278
Розділ 5 Система глибоководних підводних комплексів масопереносу.....	280
5.1 Комплекси масопереносу.....	280
5.2 Шельфові палеорусли, схилі каньйони, глибоководні конуси і підводні комплекси масопереносу та їх вплив на міграцію вуглеводнів на північно-західному шельфі Чорного моря	287
5.3 Висновки.....	298
ВИСНОВКИ.....	300
Список Використаних джерел	303

Перелік умовних скорочень і символів

DMO – Dip Moveout

SEG-Y – міжнародний формат цифрового запису сейсичної інформації

SPT – Simon Petroleum Technology

WG - компанія "Вестерн Джеофізікал"

АН – Академія Наук

ВСП – вертикальне сейсмічне профілювання

ГДС – геофізичні дослідження свердловин

ГІС – геоінформаційні системи

ГМГЕ – Державна морська геофізична експедиція

ГМНЕ – Державна морська нафтова експедиція

ГО – Державна організація

ГП – Державне підприємство

ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування

ДАТ – Державне акціонерне товариство

ДГП – державне геофізичне підприємство

ДП – дочірнє підприємство

ДПР – дослідно-промислова розробка

ЕОМ – електронно-обчислювальна машина

ЗАТ – закрите акціонерне товариство

ЗСП – зондування методом становлення поля

ІГН – інститут геологічних наук

інт. – інтервал

ІФЗ – Інститут Фізики Землі

КМЗХ – комплексний метод заломлених хвиль

МВХ – метод відбитих хвиль

мГл – мілігал

МСГТ – метод спільної глибинної точки

МСГТ-ШП – метод спільної глибинної точки - широкий профіль

НАК – національна акціонерна компанія
НВО – науково-виробниче об'єднання
НГО – нафтогазоносна область
НГПР – нафтогазоперспективний район
НГПСО – нафтогазоперспективна субобласть
НГР – нафтогазоносний район
НГСО – нафтогазоносна субобласть
НДС – науково-дослідне судно
НР – нафтоносний район
св. – свердловина
СГТ – спільна глибинна точка
ТЦ – технічний центр
УкрДГРІ – Український державний геолого-розвідувальний інститут
ЦГГЕ – Центральна геолого-геофізична експедиція
ЦМГД – Центр морських геофізичних досліджень
ЧГЕ - Чорноморська геофізична експедиція
ЧФ – Чорноморський флот
АТ Акціонерне товариство
ВВ Вуглеводні
ВПТ Випробувач пластів на трубах
ГРР Геологорозвідувальні роботи
ГСЗ Глибинне сейсмічне зондування
ДАТ Державне акціонерне товариство
ЗСП Зондування становлення поля
НДОЗ Низькочастотне дипольне осьове зондування
НДР Науково-дослідні роботи
ПАТ Публічне акціонерне товариство
2D Двовимірна (сейсморозвідка)
3D Тривимірна (сейсморозвідка)

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Потреби України в енергоресурсах є надважливим питанням. Найбільш перспективним районом щодо можливості приросту власних запасів вуглеводнів є Південний нафтогазоносний регіон. Проблема освоєння покладів вуглеводневої сировини в Чорному морі набуває особливої актуальності, оскільки це регіон із перспективами відкриття нових районів нафтогазоносності в Україні.

Останнім часом в морських басейнах світу, в тому числі в Чорному морі, значна кількість (більше 50%) нових родовищ вуглеводнів відкривають в піщаних колекторах дельтових і турбідитних комплексів кайнозойського віку, що представляють гирлові виноси в зону шельфу і континентального схилу найбільших і геологічно досить довго (як мінімум з неогену) функціонуючих річок, що течуть із континенту.

Зокрема, з палеодельтовим комплексом Дунаю, розташованим вже на континентальному схилі, пов'язано одне з найбільших в Чорному морі відкриттів газового родовища «Domino-1» в румунській зоні надрокористування. Попередня оцінка його запасів становить 42-84 млрд м³ газу.

Палеодельта Дунаю виділяється винятковими розмірами. Численні конуси виносу злилися в величезний, складно побудований комплекс, чітко відбивається в рельєфі дна і на часових розрізах. Потужність четвертинних відкладів тут значна і досягає 3-3,5 км при відповідній середній потужності в глибоководній западині близько 1,3 км. Дельтове тіло округлої форми площею понад 50 тис. км² відповідає найбільш потужною частини дунайської антропогенової дельти.

Поклади можуть перебувати як в структурах, так і в літологічних (турбідитових) пастках, причому найбільші скупчення можуть бути пов'язані з пліоцен-четвертинними дельтовими комплексами. Подібні аналоги передбачаються в українській частині Чорного моря.

Turkish Petroleum Corporation (ТРАО) відкрила унікальне родовище Sakarya в турецьких водах Чорного моря в серпні 2020 року пошуковою св. Tuna-1 при

глибині моря 2117 м і проводить додаткове розвідувальне та оціночне буріння на території родовища. За оцінками Sakarya містить 540 млрд м³ сухого біогенного газу в двох підгідратних пліоцен-міоценових резервуарах сумарною товщиною 100 м. В 2021 р. на північний схід від Sakarya свердловиною Amasra-1 було відкрито родовище Північна Sakarya з геологічними запасами у 135 млрд м³ газу. Бурове судно Fatih пробурило св. Tuna-1 на глибину 4775 м, яка розкрила більш ніж 100 м газоносного інтервалу в пліоценових та міоценових пісках.

Для визначення перспективних площ необхідне детальне розуміння геологічної будови регіону на основі сучасних методів досліджень. Серед таких методів досліджень геологічної будови Чорноморського регіону є геофізичні, а саме сейсмічні. Якісно нові можливості по сумісній інтерпретації кінематичних і динамічних параметрів відкривають сучасні технології проведення польових досліджень їх обробки і інтерпретації сейсмічних даних, що одержуються за методикою багатократних перекриттів МСГТ. Для побудови геологічної моделі середовища, важливим є використання найсучасніших сейсмічних методів морських робіт і обробки геофізичної інформації.

В українському секторі Чорного моря виокремлюють 3 райони з різною геологічною будовою та глибинами залягання нафтогазоносних і перспективних комплексів, а саме: Північно-західний шельф, Прикерченський шельф, Глибоководна частина. Перспективи нарощування ресурсів цих районів істотно залежать від їхнього ресурсного потенціалу, ступеня вивченості та досягнутого рівня освоєння ресурсів вуглеводнів.

Перше родовище в Чорному морі було відкрито 1975 року. Це Голицинське газове родовище. Розвідувальне буріння в українському секторі Чорного моря було зосереджено в мілководних районах. У результаті чого зроблено низку відкриттів: шість газових родовищ (Голицинське, Шмідта, Архангельське, Одеське, Безіменне і Кримське), два газоконденсатних родовища (Штормове, Південно-Голицинське) і одне нафтове (Суботіна). Голицинське і Штормове

родовища перебувають у стадії розробки; Архангельське, Безіменне, Кримське і Шмідта в розробку не вводилися.

Таким чином, актуальність теми зумовлюється необхідністю подальшого розвитку теоретичних основ і практичних прийомів сумісної обробки та інтерпретації кінематико-динамічних параметрів сейсмічних хвиль, які забезпечують достовірну геолого-геофізичну модель мезозой-кайнозойських відкладів в умовах Чорного моря.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота виконана у відповідності з наступними науковими, госпдоговірними і держбюджетними дослідженнями на базі ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка, в Дочірньому підприємстві «Науково-дослідний інститут нафтогазової промисловості Національної акціонерної компанії «Нафтогаз України» та в Акціонерному товаристві "Національна акціонерна компанія «Нафтогаз України»:

1. «Розробка теорії та методології побудови динамічних геолого-геофізичних моделей геологічних об'єктів і процесів», бюджетна тема № 11БФ049-02, кафедра геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Автор брав безпосередню участь у виконанні госпдоговірних і держбюджетних досліджень в ДП «Науканафтогаз»
2. «Уточнення геологічної будови акваторії українського сектору Чорного моря за регіональними сейсмозвідувальними роботами Western Geophysical та BS-05». – Вишневе. – ДП «Науканафтогаз». – 2011. – 383 с.
3. «Обґрунтування ефективних алгоритмів обробки сейсмічних даних для пошуків скупчень вуглеводнів на основі застосування кластерних обчислювальних систем в межах ліцензійних ділянок Національної акціонерної компанії «Нафтогаз України»». - Вишневе. – ДП «Науканафтогаз». – 2018. – 338 с.
4. «Виконання сейсмозвідувальних досліджень МСГТ на структурах Каркінітська, Безимянна». – Київ. – ДП «Науканафтогаз». – 2009. – 226 с.

5. «Уточнення та комплексна оцінка перспектив нафтогазоносності з визначенням напрямків подальшого освоєння ресурсів центральної частини Каркінітського прогину на основі сучасних технологій інтерпретації 2D МСГТ сейсмічних даних минулих років». - Вишневе. – ДП «Науканафтогаз». – 2011. – 449 с.
6. «Випробування методики прогнозування ємнісно-фільтраційних властивостей колекторів у розрізі осадового чохла Прикерченського шельфу Чорного моря на основі сучасних технологій параметричного аналізу, інверсійних перетворень, AVO-аналізу 3D сейсмічних даних та гідродинамічного моделювання» – Вишневе. – ДП «Науканафтогаз». – 2011. – 359 с.
7. «Узагальнені методичні рекомендації по застосуванню розроблених програмно-методичних засобів та технологічних прийомів при сейсмічних дослідженнях в умовах нафтогазоносних регіонів України». – Київ. – ДП «Науканафтогаз». – 2009. – 94 с.
8. «Розвиток технологічного та програмно-методичного забезпечення сейсмічних досліджень». – Київ 2009. – 267 с.
9. «Acquisition of 3D seismic in Ukraine, Inner Shelf with Ramform Vanguard towing triple source and GeoStreamer in configuration 8 x 8025m». – Kyiv, Oslo. – Naftogaz, PGS. – 2021. – 137 p.
10. «Time Processing and Depth Imaging of Inner Dolfín processing, Black Sea, Ukraine». – Kyiv-Oslo. – Naftogaz, PGS. – 2023. – 92 p.

Мета дослідження. *Метою досліджень є побудова геолого-геофізичної моделі мезозой-кайнозойських відкладів українського сектора Чорного моря за сейсмічними даними для нарощування власного видобутку вуглеводнів, зокрема природного газу, нафти та нетрадиційних джерел (газогідрати), через активізацію геологорозвідувальних робіт, впровадження сучасних технологій сейсмозвідки для освоєння перспективних родовищ на шельфі Чорного моря.*

Це передбачається в загальнодержавній програмі розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року.

Об'єктом дослідження є хвильове поле по 2D регіональним профілям та по 3D сейсмічним даним, **предметом дослідження** є геолого-геофізична модель мезозой-кайнозойських відкладів українського сектора Чорного моря, яка отримана на основі методів сейсморозвідки МСГТ при польових дослідженнях, їх обробки та інтерпретації.

Методи досліджень. Аналіз та узагальнення геолого-геофізичної інформації про будову осадового чохла української акваторії Чорного моря; Сучасні методи проведення 3D польових сейсмічних досліджень, цифрової обробки, інтерпретації, моделювання та візуалізації.

Головним **завданням досліджень** є створення просторової геолого-геофізичної моделі мезозой-кайнозойських відкладів української акваторії Чорного моря площею 104 000 км², що базується на сучасних свердловинних та сейсмічних даних. Для виконання поставленої мети були сформульовані наступні **основні завдання**:

1. Проаналізувати та узагальнити геолого-геофізичну інформацію в межах української частини Чорного моря;
2. Провести цифрову обробку та візуалізацію польових сейсмічних даних, підготувати сейсмічні дані для подальшої побудови часової та глибинної швидкісної моделей;
3. Аналіз хвильового поля та уточнення регіональних сейсмічних горизонтів по мезозой-кайнозойським відкладам за 3D сейсмічними даними технології GeoStreamer;
4. Побудувати глибинну швидкісну модель та основні глибинні горизонти осадової товщі з використанням сейсмічних та свердловинних даних на основі рішення кінематичної задачі сейсморозвідки;
5. Проаналізувати просторові моделі швидкості сейсмічних хвиль на предмет пошуку аномалій, пов'язаних з можливими покладами вуглеводнів в осадовому

чохлі наступних тектонічних елементів: вал Андрусова, вал Губкіна, вал Шатського; Евксинський грабен; Західночорноморський басейн; Істрійська западина; Крилівсько-Зміїна зона підняття; Каламітський вал; Каркінітський прогин; Крайовий уступ; морське продовження кримських складок; Східноєвропейська платформа; Сулинський прогин; прогин Сорокіна; підняття Тетяєва; Східночорноморський басейн.

При виконанні досліджень даної роботи було використано програмне забезпечення обробки і візуалізації даних ProMax/SeisSpace 3D, Petrel, ArcGIS, Geoteric.

Наукова новизна одержаних результатів

1. Вперше розроблений граф обробки сейсмічних даних, який адаптований до різних сейсмогеологічних умов Чорного моря - шельф та глибока вода, північно-західна та східна частини.
2. Вперше отримані широкосмугові 3D польові сейсмічні дані на ультра малій глибині води 15-30 м за допомогою сучасних приймачів GeoStreamer.
3. Вперше проведена обробка з використанням методу повнохвильової інверсії поля FWI, що дозволило фіксувати високошвидкісні та низькошвидкісні контрасти швидкості, що критично важливо для глибинної міграції; вперше застосовано технологію SWIM для уточнення будови морського дна і приповерхневої частини розрізу;
4. Уперше за свердловинними та 2D/3D сейсмічними даними МСГТ побудовано 3D швидкісну модель осадового чохла української акваторії Чорного моря площею понад 104 000 км².
5. Уперше за швидкісною моделлю виявлений регіональний швидкісний градієнт у майкопських відкладах, який характеризується пониженими значеннями швидкості.
6. Просторова швидкісна модель осадового чохла основних тектонічних елементів української акваторії Чорного моря дала змогу вперше побудувати глибинні карти основних стратиграфічних рівнів які дозволять уточнити

геологічну модель мезозой-кайнозойських відкладів української акваторії Чорного моря площею понад 104 000 км².

7. Встановлено, що басейн Чорного моря характеризується потужним розвитком підводних комплексів масопереносу і підводних каньйонів протягом середнього-пізнього міоцену і раннього плейстоцену. Вперше в українській частині Чорного моря визначені аналоги трьох рівнів пісковиків, які є продуктивними над фронтом підводних комплексів масопереносу на газових родовищах Доміно та Ліра (Румунія).

Практичне значення отриманих результатів. Робота становить вагомий внесок у вирішення геологічної задачі – створення обґрунтованої сучасними геолого-геофізичними даними нової 3D швидкісної моделі української акваторії Чорного моря для побудови глибинної просторової моделі мезозой-кайнозойських відкладів. Модель може оновлюватись щоразу при отриманні нових сейсмічних та свердловинних даних.

Результати роботи демонструють можливість проводити трансформацію час-глибина поверхонь мезозой-кайнозойських відкладів, що є важливим для отримання нових даних щодо геологічної історії та етапів розвитку українського сектора Чорного моря, планування нових ГРР із подальшою оцінкою перспективності вуглеводневого потенціалу акваторії Чорного моря.

Використання розробленої методики для побудови геолого-геофізичної моделі нафтогазових покладів збільшить ефективність досліджень при пошуках нафти та газу.

Результати роботи можуть бути використані на підприємствах НАК “Нафтогаз України” при проведенні геологорозвідувальних робіт на нафту і газ.

Результати досліджень використовуються в навчальних курсах “Математична обробка сейсмічних даних”, “Сейсмометрія”, «Цифрові сейсмогеологічні моделі», “Геологічна інтерпретація сейсмічних даних“, “Науково-дослідницький практикум“.

Особистий внесок здобувача.

Автор брав безпосередню участь в обробці та інтерпретації 2D/3D сейсмічних даних української акваторії Чорного моря різних років починаючи з 2005 року. Автор брав безпосередню участь в проведенні польових 3D сейсмозвідувальних дослідженнях в акваторії Чорного моря на ділянці Дельфін внутрішнього шельфу на судні Ramform Vanguard компанії PGS (Норвегія) які проводились в 2021 році обсягом 5000 км², їх обробці та інтерпретації у 2022-2025 рр.

Отримані результати дисертаційного дослідження мають великий запит на підприємствах групи компаній НАК «Нафтогаз України» для забезпечення приросту ресурсів вуглеводнів. А також для використання у навчальному процесі для підготовки фахівців-геологів ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Основні результати даної роботи отримані автором особисто і опубліковані у фахових геофізичних журналах в Україні та за кордоном. Особистий внесок автора полягає у виборі і обґрунтуванні напрямку досліджень, узагальненні результатів досліджень, розробці методик і моделей, побудові швидкісної моделі мезозой-кайнозойських відкладів, інтерпретація їх результатів. В опублікованих роботах, представлених дисертантом особисто, за розробленою ним методикою виконане швидкісне моделювання з максимальним урахуванням інформації свердловинних даних. В спільних роботах авторові належать розробка шляхів вирішення поставленої задачі, обробка та інтерпретація 2D/3D сейсмічних даних.

Апробація результатів дослідження. Основні положення дисертації висвітлювалися на наукових конференціях і семінарах: «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища IX 2009; «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» (2010, 2011, 2016, 2017, 2019, 2020, 2021); AAPG European Region Annual Conference Exploration in the Black Sea and Caspian Regions 17-19 October 2010, Kiev, Ukraine; Міжнародна

науково-практична конференція «Сучасні методи сейсморозвідки при пошуках родовищ нафти і газу в умовах складно побудованих структур» (Сейсмо-2010), – 19-25 вересня 2010 р. в смт. Курортне АР Крим, Україна; IV Всеукраїнська наукова конференція-школа «Сучасні проблеми геологічних наук», Київ, 2012; 9 Міжнародна науково-практична конференція «Нафта і газ України - 2013»; 10th International Conference Geopetrol 2016 “Cooperation of science and industry in hydrocarbon exploration and production”. Zakopane-Koscielisko, 19- 22 September 2016; AAPG GTW: Exploration and Production in the Black Sea, Caucasus, and Caspian Region, 18–19 SEPTEMBER 2019 | BATUMI, GEORGIA; International Scientific Congress on Offshore Petroleum Exploration: Black Sea (ISCOPE), June 2021, Ankara, Turkey; AAPG Europe GTW Exploration and Production in the Black Sea Region and Super-Basin Thinking, September 2022, Trabzon, Turkey; AAPG Europe Regional Conference, 28-29 May, 2024, Krakow, Poland; 18th Workshop of the International Lithosphere Program Task Force Sedimentary Basins. 07-11 Oct 2024 Krakow, Poland; International sc.-tech. conf. GEOPETROL 2018 Development of hydrocarbon exploration and production technologies. Zakopane-Kościełisko 17- 20.09.2018; International sc.-tech. conf. "Geopetrol-2014" (Zakopane, 15- 18.09.2014); 72nd EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2010 14-17 Jun 2010, Barcelona, Spain; 73rd EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2011, 23-27 May 2011, Vienna, Austria; 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013, Jun 2013, London, UK; 76th EAGE Conference and Exhibition 2014, 16-19 Jun 2014, Amsterdam, Netherlands; 78th EAGE Conference and Exhibition 2016, 30 May - 2 June 2016, Vienna, Austria; 81st EAGE Conference and Exhibition 2019, 3-6 Jun 2019, London, UK; Fourth EAGE Marine Acquisition Workshop, September 2-4, 2024, Oslo, Norway; 9th Int. Conf. Subsoil Use in Ukraine. Prospects for Investments, 7-11 October, 2024 Lviv; Міжнародна наукова конференція «Актуальні проблеми геофізики» до 90-річного ювілею видатного українського вченого-геофізика, академіка НАН України, Старостенко Віталія Івановича, 22-23 квітня 2025, Київ;

86th EAGE Conference and Exhibition 2025, 02 - 05 June 2025, Toulouse, France.

Публікації. За час після захисту кандидатської дисертації за тематикою дисертаційного досліджено надруковано 56 наукових праць: статей фахових – 17 (серед публікацій - три статті, опубліковані у виданнях, що належать до третього квартилю Q3); статей в іноземних виданнях – 3 (у тому числі одна стаття, класифікована у перший квартиль Q1, та одна стаття — у другий квартиль Q2); наукових публікацій для конференції, які входять до міжнародних наукометричних баз даних – 17; наукових праць, які додатково відображають наукові результати дисертації – 19.

Структура та об'єм роботи. Дисертаційна робота складається зі вступу, п'яти розділів, висновків, списку використаних літературних джерел (192 посилань). Дисертаційна робота викладена на 321 сторінках, ілюстрована 191 рисунками та містить 11 таблиць.

Подяки. Автор дисертаційної роботи висловлює велику подяку науковому консультанту – доктору геологічних наук, професору Вижві Сергію Андрійовичу за допомогу у постановці задачі, поради, наукові консультації та всебічну підтримку при виконанні роботи. Здобувач висловлює подяку доктору геологічних наук, професору Стовбі Сергію Миколайовичу, головному науковому співробітнику Інституту геофізики імені С.І. Субботіна НАН України за всебічне сприяння в роботі та поради у підготовці дисертації. Також здобувач висловлює подяку співробітникам компаній НАК «Нафтогаз України», АТ «Укргазвидобування» та іноземним колегам компанії PGS, які брали участь в підготовці наукових статей.

РОЗДІЛ І ІСТОРІЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНОЇ ВИВЧЕНОСТІ УКРАЇНСЬКОГО СЕКТОРУ ЧОРНОГО МОРЯ

1.1 Геолого-геофізична вивченість в межах української частини Чорного моря

Глибоководна частина українського сектору Чорного моря розташована в північній частині Чорного моря (Рисунок 1.1).

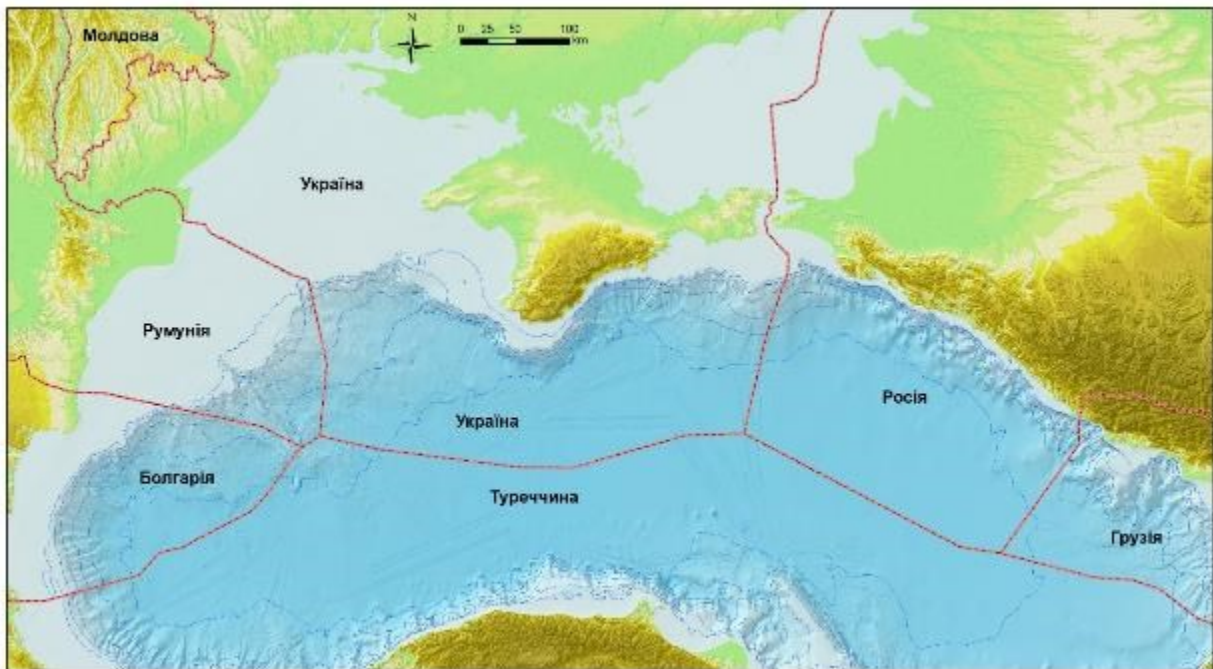


Рисунок 1.1 – Батиметрія акваторії Чорного моря [<https://www.gebco.net/>]

Український сектор акваторії Чорного моря вивчався геологічними і геофізичними методами нерегулярно. Одеський шельф вивчений достатньо добре. Пошукові роботи в його межах виконувались протягом більш ніж сорок останніх років. Прикерченський шельф вивчався протягом останніх двадцяти років і вивчений значно гірше. Найменш вивченою залишається глибоководна частина, обсяги геолого-геофізичних досліджень в її межах суттєво менші.

Глибоке буріння на північно-західному шельфі Чорного моря розпочато у 1971 році з метою оцінки промислової нафтогазоносності структур і вивчення

речовинного складу осадових порід. На українській частині північно-західного шельфу Чорного моря пробурено понад 130 глибоких свердловин, з яких наявні документи справ 80 свердловин, паспорти 54 свердловин, матеріали ГДС по 97 свердловинах. Свердловинами вивчено 54 площі і відкрито 8 малих та середніх за запасами родовищ (Рисунок 1.2). Свердловинами розкрито розріз від докембрійського до четвертинного. Більшість свердловин, що пробурено у склепіннях підняттях, зупинено у верхньокрейдових відкладах і значною мірою охарактеризовано будову палеогенових, неогенових та четвертинних відкладів. Докембрій розкрито свердловинами №№ 2 та 4-Голіцинська, № 1-Південно-Бортова; палеозой (силур-девон) перебурено свердловиною № 1-Морська на о. Зміїний [Отчет... 1973], тріас – свердловиною №1-Євпаторійська. Крейдові відклади розкрито свердловинами на структурах Іллічівська, Голіцина, Шмідта, Каркінітська, Гамбурцева та ін.

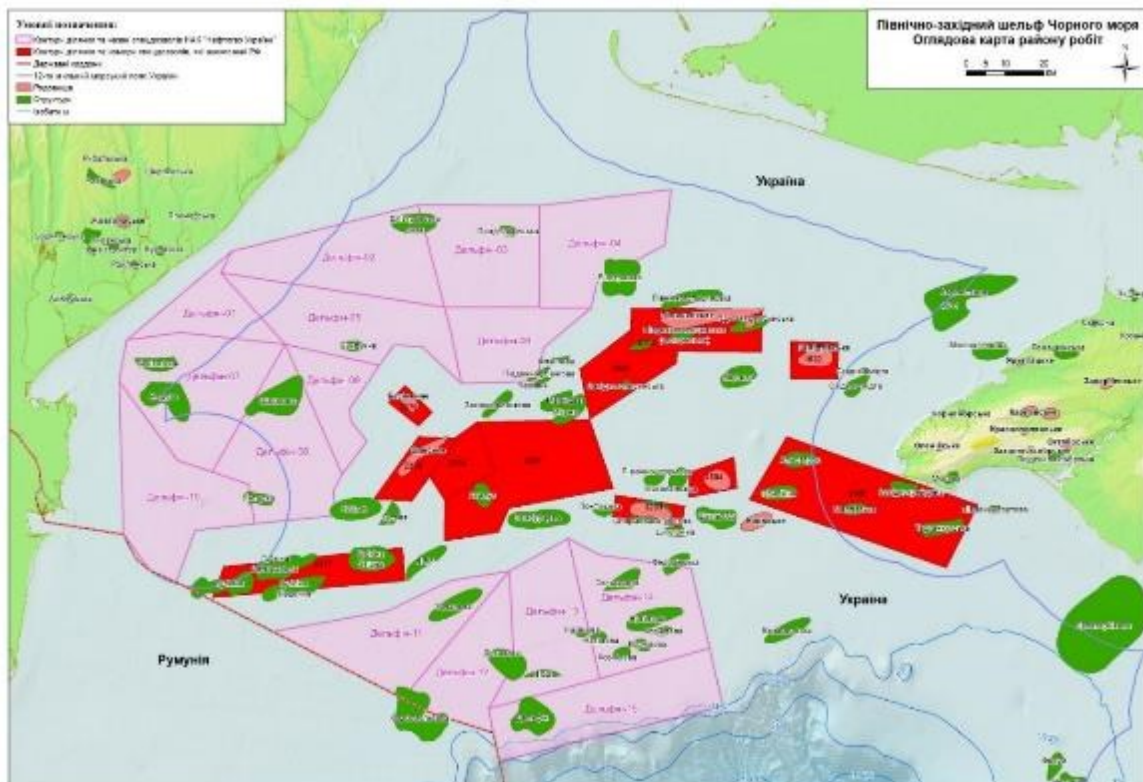


Рисунок 1.2– Північно-західний шельф Чорного моря. Оглядова карта району робіт

Розбуреність північно-західного шельфу Чорного моря нерівномірна – в центральній частині він розбурений досить непогано, а в західній та північній – лише поодинокими свердловинами на Прадніпровській (2 свердловини), Одеській (9 свердловин) та Безіменній (3 свердловини) структурах. На зовнішньому шельфі пробурені свердловини на Десантній та Іллічівській структурах та структурі Дельфін.

На даний час можна констатувати, що низька розбуреність північно-західного шельфу Чорного моря (менше 3 свердловин на 1000 км²), майже повна відсутність параметричних свердловин по основних структурно-тектонічних зонах спричиняє нестачу доказових даних для інтерпретації і призводить до значних розбіжностей в моделях геологічної будови за даними сейсмозв'язки і даними, отриманими в результаті буріння. Тому на часі – задача комплексної переінтерпретації наявних геолого-геофізичних матеріалів з метою визначення ділянок, видів і обсягів ГРР - параметричне і пошуково-розвідувальне буріння, постановка геофізичних досліджень.

В цілому, на сьогодні глибоким бурінням північно-західний шельф Чорного моря досліджений недостатньо. Дуже мало виконано опорно-параметричного буріння, яке повинне випереджувати пошуково-розвідувальне, особливо в таких складно побудованих структурно-тектонічних зонах, як вал Губкіна, Кілійсько-Зміїне підняття, Крайовий уступ, північна частина Істрійського (Дунайського) прогину.

1.1.1 Геофізична вивченість

Геофізичні роботи в межах українського сектору акваторії Чорного моря проводяться з 1957 р. Основними методами в комплексі геофізичних досліджень північно-західного шельфу Чорного моря були сейсмозв'язка методом спільної глибинної точки (МСГТ), граві-, магніто- та електророзвідка.

Протягом 50-60-х років були виконані регіональні сейсмозв'язувальні дослідження методами глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ),

кореляційного методу заломлених хвиль (КМЗХ) і методу відбитих хвиль (МВХ) з накопиченням сигналу по спільній глибинній точці (СГТ), гравіметричні і магніторозвідувальні дослідження, в невеликих обсягах електророзвідка (низькочастотне дипольне осьове зондування (НДОЗ) і зондування становлення поля (ЗСП)), геоакустичні і гідрогазові зйомки. В пробурених на акваторії свердловинах виконані промислово-геофізичні, а в окремих глибоких свердловинах сейсмокаротажні і ВСП дослідження.

На північно-західному шельфі з 1975 р. у палеоценових, еоценових, олігоценних та міоценових відкладах було відкрито 8 родовищ газу та газоконденсату, три з яких (Голіцинське, Штормове та Одеське) є середніми за запасами.

Побудована карта геофізичної вивченості території площинною 2D та 3D сейсмозондуванням за площею робіт (Рисунок 1.3, 1.4, 1.5;

Таблиця 1.1, 1.2) з 1991 року.

Таблиця 1.1 – Сейсмічні дослідження 2D в межах української частини Чорного моря з 1991 року

№ п/п	Площа сейсміки 2D	Рік	Довжина профілів, пог.км.
1	BS 12/97	1997	445.44
2	Western Geophysical (UBS/94)	1994	9659.20
3	Безіменна BS 11/96	1996	297.25
4	Гордієвича BS 11/00	2000	413.34
5	Губкіна BS 11/00	2000	1583.49
6	Одеська BS 11/96	1996	724.48
7	Південно-Українська монокліналь 50/91	1991	354.10
8	Пошукова BS 11/96	1996	2038.37
9	Чорне море BS 05	2005	4405.01
10	Зміїний 1/96	1997	1281.10
11	Т-409	2009	8720.89

Таблиця 1.2 – Сейсмічні дослідження 3D в межах української частини Чорного моря

№ п/п	Комплексні сейморозвідувальні дослідження 3D	Рік	Обсяг робіт первинної геологічної інформації, км ²
1	Одеська-Безіменна	2011	713
2	Абіха-Суботіна	2008	456
3	Лучицького	2012	530
4	Палласа	2013	500
5	Кавказька	2011	435
6	Дельфін	2021	5000

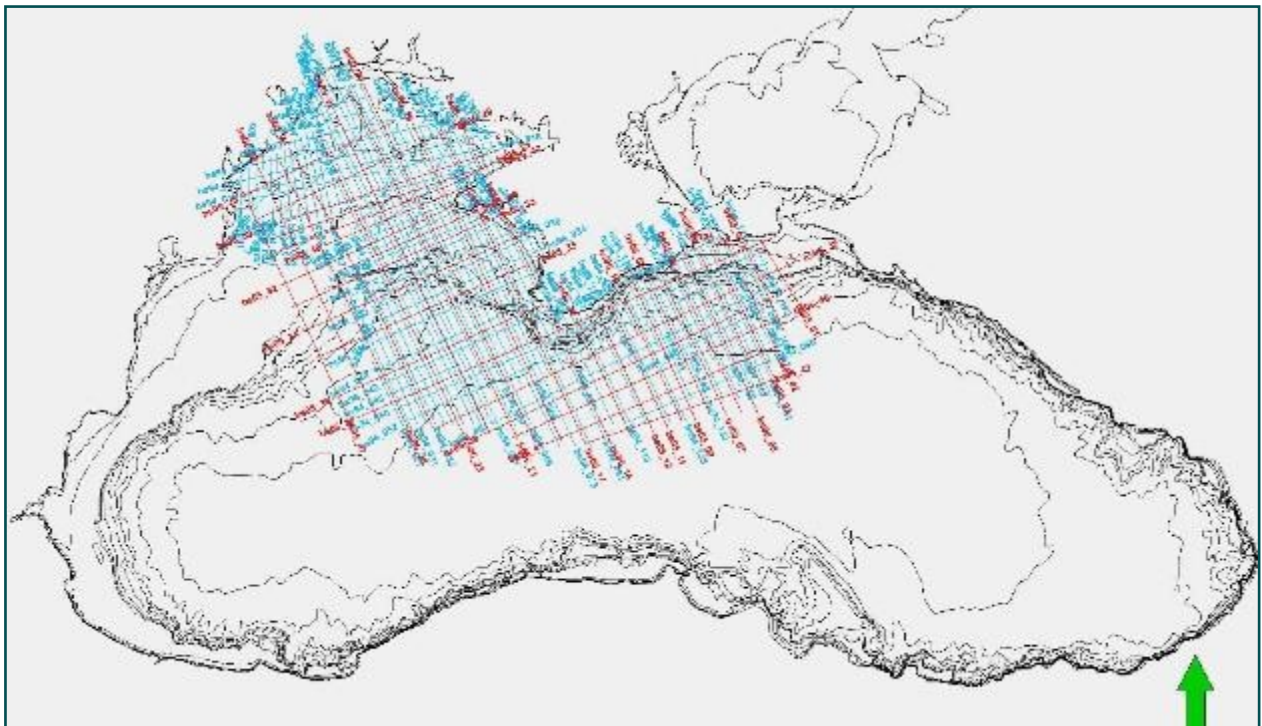


Рисунок 1.3 – Українська частина Чорного моря. Карта охоплення 2D сейморозвідкою BS-05

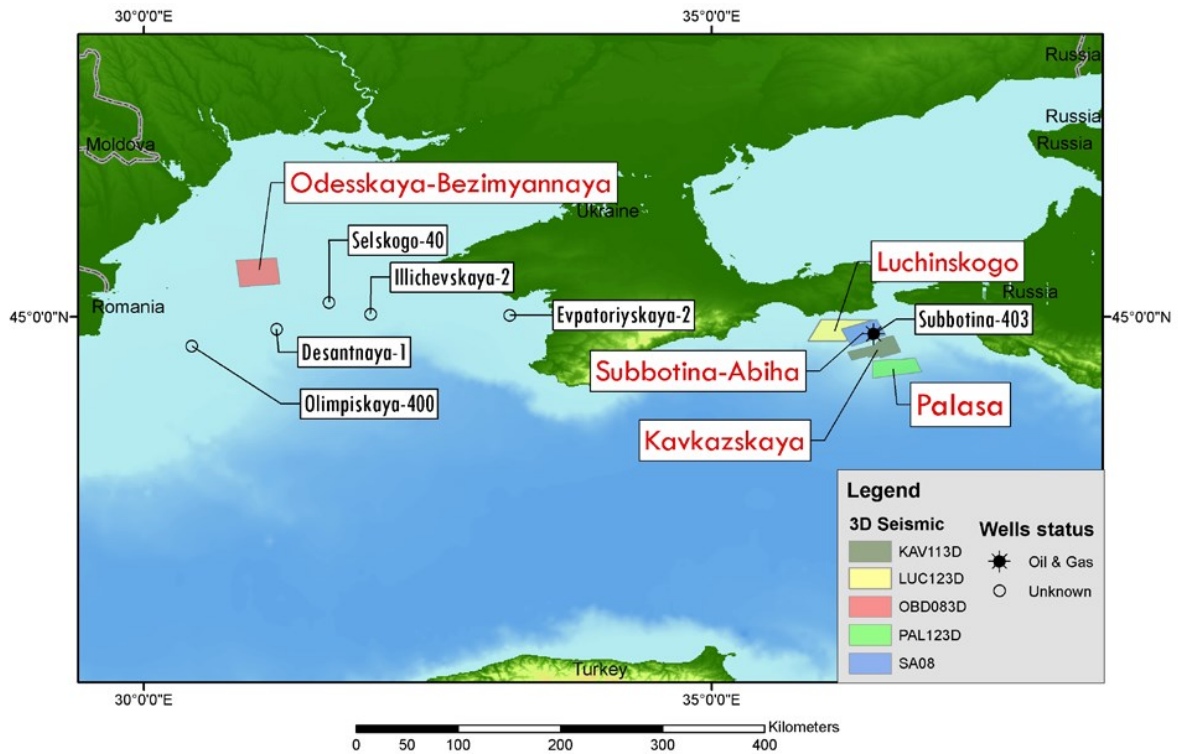


Рисунок 1.4 – Українська частина Чорного моря. Карта вивченості 3D сейсмозвідкою [getech.com]

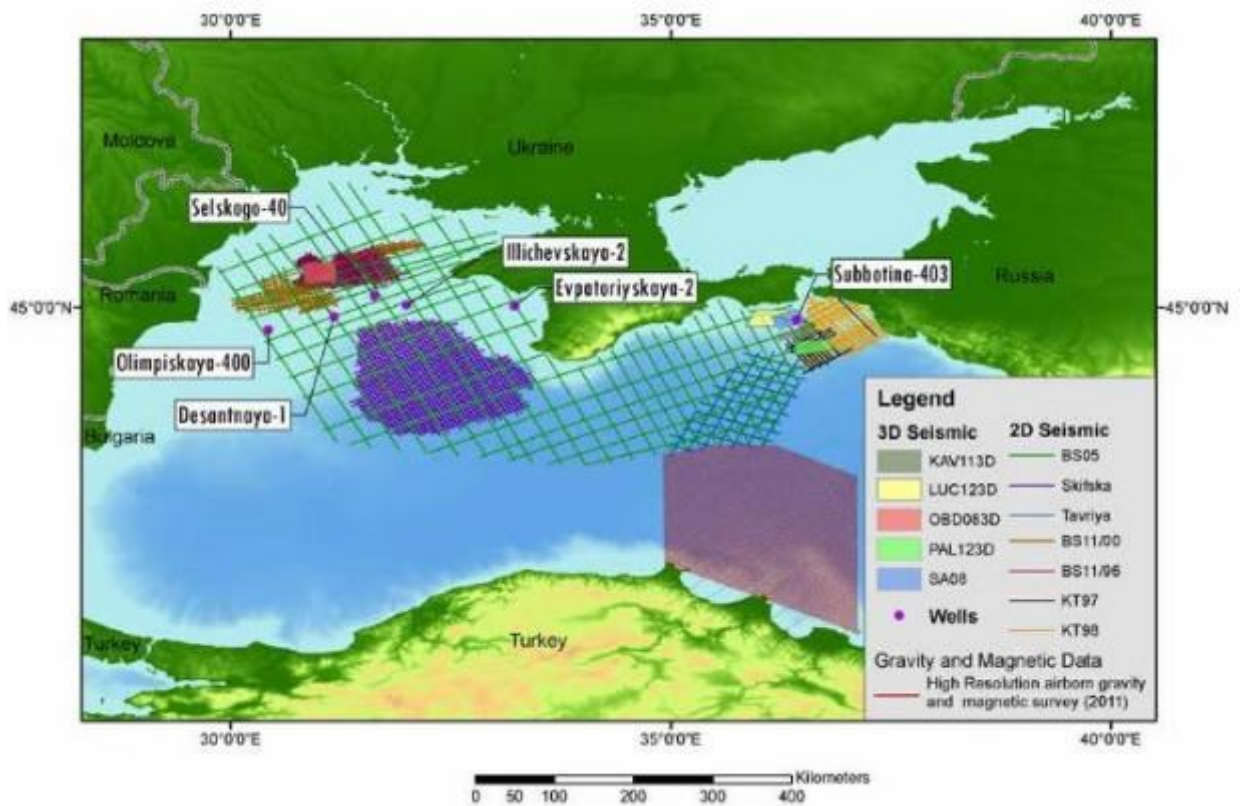


Рисунок 1.5 – Українська частина Чорного моря. Карта вивченості 2D та 3D сейсмозвідкою [getech.com]

1.1.1.1 Глибинне сейсмічне зондування

Роботи з вивчення глибинної будови земної кори Чорноморського регіону розпочались в 1957 році методом глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) під науковим супроводом Інституту океанології СРСР та за участю інших організацій. З 1968 року роботи були зупинені в зв'язку з заборонаю проведення вибухових робіт в акваторіях Чорного та Азовського морів. За період до 1968 року було відпрацьовано 21 глибинний профіль, які покрили практично всю акваторію Чорного моря [Москаленко та ін. 1974]. Проведені дослідження ГСЗ були спрямовані на вивчення глибинної будови земної кори Чорноморського регіону і, при подальшому їх науковому узагальненні, характеризувалися багаточисельними гіпотетичними побудовами [Туголесов та ін. 1985].

Зокрема, за результатами узагальнень проведених досліджень ГСЗ був зроблений висновок про відсутність "гранітного" шару та потоншення земної кори океанічного (Західночорноморський басейн) і субокеанічного (Східночорноморський басейн) типу, а також зменшенні глибини залягання границі Мохо до 20 - 25 км. [Белоусов та ін. 1989]. Незважаючи на те, що щільність профілів ГСЗ недостатня для отримання достовірної топографії границі Мохо ряд авторів побудували глибинні карти її залягання в межах Чорного моря [Сологуб 1986, 179]. Враховуючи рідку сітку наявних даних, певні тектонічні елементи геологічної будови Чорноморського регіону не знайшли відображення на цих картах. Зокрема, перехідна зона від субокеанічної кори до континентальної кори в маргінальній частині Чорного моря відображена доволі схематично, що зумовлено рідкою сіткою спостережень [Starostenko et al. 2004]. Нові варіанти залягання границі Мохо були нещодавно опубліковані [84], а також [Yegorova et al. 2010] на основі комплексної переінтерпретації наявних старих даних ГСЗ та гравірозвідки в межах всього Чорного моря. За результатами цих досліджень глибина залягання границі Мохо в межах глибоководної частини складає 19-22 км.

1.1.1.2 Сейсморозвідувальні дослідження

Предметне вивчення осадового чохла розпочалось в 1961 році з впровадженням сейсмічних досліджень МВХ. В 1994 році стартував сучасний етап вивчення геологічної будови осадової товщі Чорноморського регіону. Компанія Western Geophysical виконала регіональну сейсмічну зйомку UBS- 94 в межах всього українського сектору акваторії Чорного моря. Регіональні дослідження були проведені НДС "Вестерн Челенджер" по мережі профілів 7x12 км. Загальна довжина профілів - 17490 км.

У 1997 р. та частина північно-західного шельфу, яка не була покрита регіональними профілями Western Geophysical, була досліджена ДГП «Одесморгеологія» (с/п1/96) по мережі профілів 10 км x 15 км. В 2004 р. фахівці ТП 113 ТЦ ДГП «Укргеофізика» виконали узагальнення геолого-геофізичних матеріалів для акваторії Чорного моря. Побудовані 10 структурних карт вивченості у масштабі 1:200 000 по найважливіших відбиваючих горизонтах, проведена інтерпретація даних 6500 км регіональних сейсмічних досліджень та побудовані карти ізохор та структурні карти по відбиваючих горизонтах Іа, Іа, Іб, ІІ, ІІм, ІІб, ІІг. Виділені перспективні структури, зони структур та виклинювання, прирозломні пастки, розроблені рекомендації на подальші дослідження.

У 2000 р. на північно-західному шельфі Чорного моря були проведені пошуково-детальні сейсморозвідувальні роботи МВХ СГТ по мережі 4 x 4 км.

В 2005 р. компанією «Polar Trade And Research Associates Ltd» згідно контракту з НАК «Нафтогаз України» було виконано 9871 км 2D сейсмічних робіт в акваторії Чорного моря (включаючи глибоководну частину) з сіткою 47 регіональних профілів 22 км x 28 км. Регіональні профілі 2D МСГТ відпрацьовані в західній частині північно-західного шельфу та в частині глибоководної ділянки акваторії Чорного моря. Приклад часового розрізу сейсмічної зйомки BS05 наведений на (Рисунок 1.6).

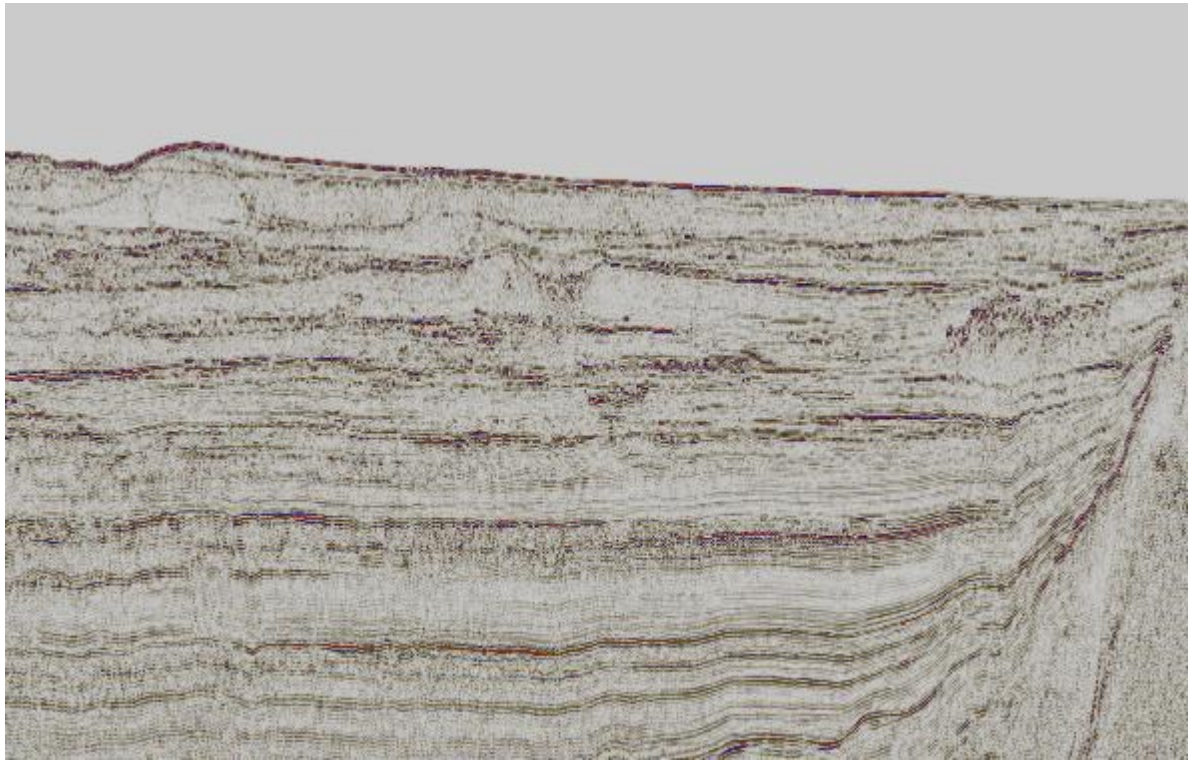


Рисунок 1.6 – Приклад часового розрізу сейсмічної зйомки BS05

В період 2005 - 2010 років ДП «Науканафтогаз» проводило сейсмозвідувальні регіональні дослідження МСГТ в межах українського сектору акваторії Чорного моря. У звіті [Попадюк та ін. 2009] викладені результати дослідної обробки (1000 пог. км) методичного супроводу стандартної обробки (9871 пог. км) та детальної обробки (2000 пог. км) сейсмічних матеріалів регіональних сейсмозвідувальних досліджень МСГТ, виконаних у 2005 році (BS05), а також наведені результати інтерпретації регіональних сейсмічних профілів BS05 (9 871 пог. км). Представлена загальна характеристика геологічної будови території досліджень, а саме стратиграфія, тектоніка та нафтогазоносність, а також коротка інформація про методику проведення польових робіт, обробку сейсмічних даних та їх інтерпретацію.

В 2005-2009 роках ДП «Науканафтогаз» виконувало роботу з обробки та інтерпретації результатів сейсмозвідувальних досліджень 2D на структурах Каркінітська та Безіменна. Зроблено структурні побудови по основних горизонтах відбиття крейди, палеогену та неогену (Ia, IIa, IIб, IIIa, IIIм, IIIб, IIIг,

IV) в межах території досліджень. Розроблені рекомендації стосовно подальших геологорозвідувальних робіт. Уточнено геологічну будову структури Каркінітська та північної частини Безіменної площі.

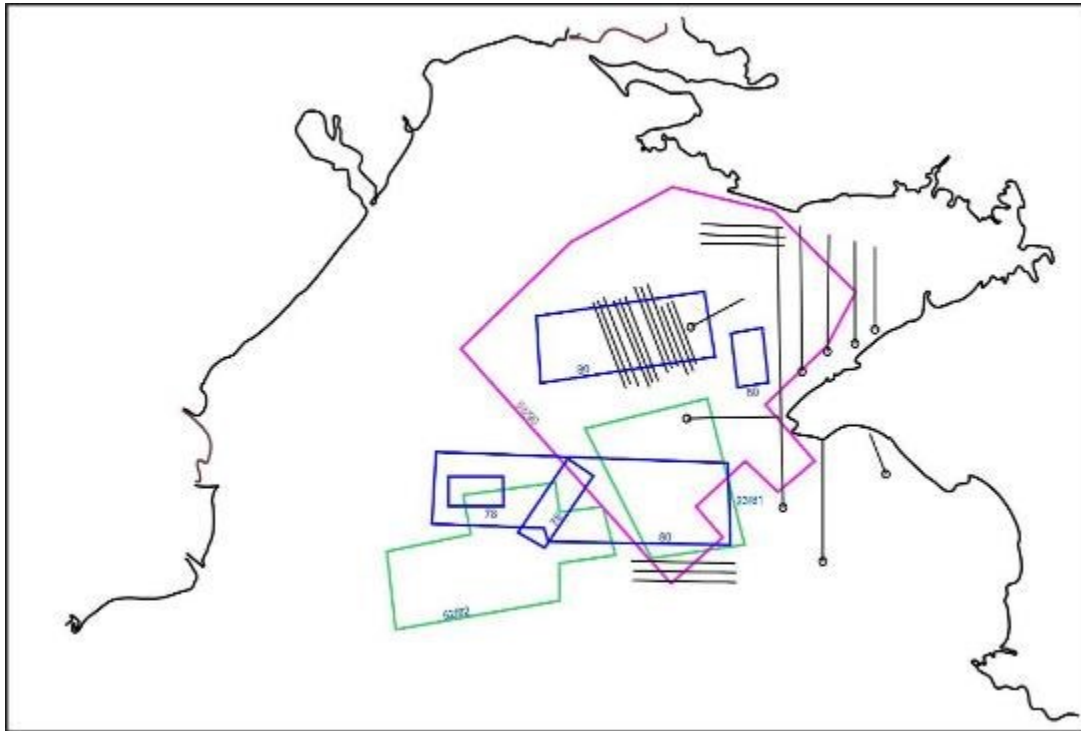
На замовлення НАК «Нафтогаз України» в 2010-2011 роках ДП «Науканафтогаз» виконувало роботу, в якій викладені результати комплексної сейсмогеологічної інтерпретації регіональних сейсмічних профілів, отриманих у 2005 році (BS05), а також регіональних сейсморозвідувальних робіт Western Geophysical (UBS94) [Степанюк 2011]. Дані роботи є продовженням досліджень, що виконувались за проектом «Сейсморозвідувальні регіональні дослідження МСГТ в межах українського сектору акваторії Чорного моря» за договором від 15.02.2005р. № 14-200/05 між ДП «Науканафтогаз» та НАК «Нафтогаз України» і були завершені в 2009 році [Попадюк та ін. 2009]. Детальна обробка та інтерпретація матеріалів сейсморозвідувальних робіт 3D на площі Одеська-Безіменна виконана у 2011 р [Звіт... 2011]. У результаті проведених робіт уточнено геологічну будову родовищ Одеське та Безіменне, а також структур Осетрова та Рифтова по відкладах мезозою та кайнозою.

1.1.1.3 Електророзвідувальні зйомки

Вивчення електророзвідкою акваторії Чорного моря проводилося з 1963 р. по 1990 р. виключно в межах Одеського шельфу (Рисунок 1.7).

З 1963 р. по 1974 р. електророзвідувальні роботи виконувались методами НДОЗ, ЗСП і ЗСМ з метою вирішення задач структурної геології. З 1977 р. по 1982 р. електророзвідувальні роботи виконувались з метою вирішення задач “прямих“ пошуків покладів вуглеводнів.

Подальші дослідження пов'язані з вирішенням вузько спеціалізованих наукових і прикладних задач в межах локалізованих ділянок і предметного інтересу для регіональних досліджень не представляють.



Умовні позначення:



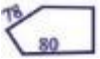


-  - Профілі НДОЗ и ЗСП (Гольмшток А.Я. 1963 - 64 рр.)
-  - Профілі, відпрацьовані у 1978 – 79 рр.
-  - Площі, відпрацьовані у 1978 - 80 рр.
-  - Контури ділянок електророзвідувальних робіт М 1:100 000, Прялков Ю.І., ЧГЕ, 1981-82рр.
-  - Контур ділянки робіт М 1:200 000, Небрат А.Г., “Південьморнафтогеофізика”, 1991р.

Рисунок 1.7 – Північно-західний шельф Чорного моря. Схема вивченості району робіт електророзвідкою [Степанюк 2011]

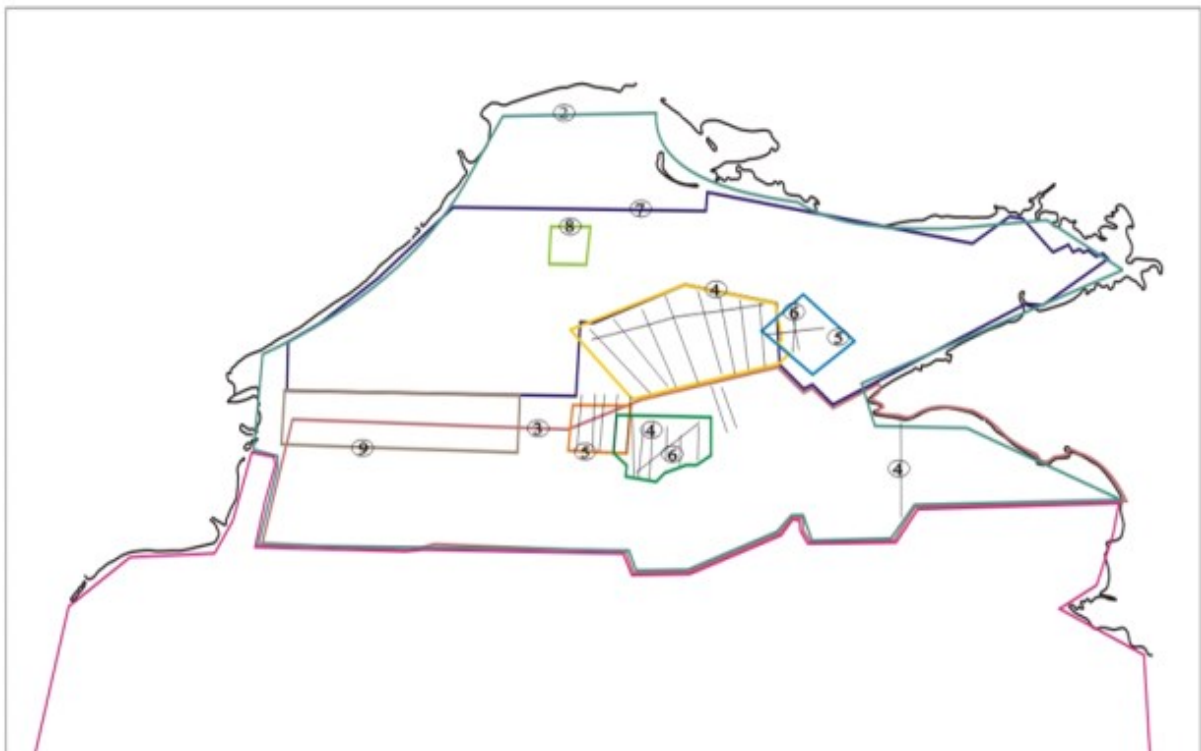
1.1.2.1 Гравімагнітні зйомки

Український сектор акваторії Чорного моря вивчений гравімагнітими дослідженнями нерівномірно. Переважна більшість зйомок концентрується в межах Одеського шельфу, в той час як глибоководна частина практично не досліджена (Рисунок 1.8). Історично, початок гравімагнітних досліджень Чорноморського регіону відноситься до того ж 1957 року, коли в Каркінітському прогині були виконані рекогносційні гравіметричні дослідження масштабу 1:

200000. Багаторічні обсяги робіт (1957-1974рр.) були узагальнені в 1975р. (А.Я. Краснощок, В.І. Самсонов та ін.) і в межах акваторії Одеського шельфу Чорного моря були складені карти поля сили тяжіння перетином 2 мгл і магнітного поля в масштабі 1:200 000. З позиції регіонального вивчення геологічної будови глибоководної частини акваторії предметний інтерес представляє хіба-що регіональна аерогравімагнітна зйомка масштабу 1: 500 000 виконана в межах всієї акваторії.

В 2002 році НВП «Північгеологія» побудовані узагальнені карти гравітаційних та магнітних аномалій масштабу 1: 500 000, які інтегрували результати зйомок виконаних власне НВП «Північгеологія» та НВП «Дніпрогеофізика» починаючи з 1960 року. Не дивлячись на різні технологічні параметри цих зйомок вони були приведені до спільного стандарту.

Також гравітаційні дослідження Чорного моря представлені в роботі [The exploration... 1997], які ймовірно базуються на супутникових даних (Рисунок 1.9).



1 – ІФЗ АН СРСР, регіональна маятникова зйомка ,М 1:1000 000,1959-60р.р.,Буланже Ю.Д.; трест "Укргеофізика", окремі маршрути набортної зйомки,1960-70р.р.,Тесленко Н.В.

2 – Трест "Укргеофізика", трест "Дніпрогеофізика", М 1:200 000, мережа 2,5x4км, точність $\pm 1.0-2,5$ мГл, 1957-64р.р., Самбірський А.М., Беспояс І.Ф., Краснощок А.Я.

3 – Трест "Укргеофізика", трест "Дніпрогеофізика", М 1:200 000, мережа 2,5x4км, точність $\pm 0,25$ мГл; гідромагнітна зйомка, М 1: 200 000, точність 5-10, 1968-74р.р., Краснощок А.Я., Самсонов В.Й.

4 – Трест "Дніпрогеофізика", окремі профілі через 4км, точність $\pm 0,15$ мГл, 1969-70, 1974 р.р., Краснощок А.Я., Самсонов В.Й., Попович В.С.

5 – Трест "Дніпрогеофізика", об'єднання "Кримморгеологія", М 1:100 000, мережа 1x1км, точність $\pm 0,20$ мГл, 1975-77р.р., Краснощок А.Я., Самсонов В.Й.

6 – Об'єднання "Кримморгеологія", окремі профілі дослідно-виробничих досліджень на відстані 200-500м, точність $\pm 0,12$ мГл, 1977р, Краснощок А.Я., Самсонов В.Й.

7 – ВМНПО "Союзморгео", ЧГЕ, М 1:100 000, мережа 1x2км, точність $\pm 0,15$ мГл; гідро-магнітна зйомка, М 1: 100 000, точність 5, 1980-83р.р., Самсонов В.Й., Перстньов В.В.

8 – ДГП " Одесморгеологія", М 1:100 000, мережа 1x2км, точність $\pm 0,22$ мГл, 1993р., Самсонов В.Й.

9 – ДГП " Одесморгеологія", М 1:100 000, мережа 1x2км, точність $\pm 0,25$ мГл, 1995-2001р.р., Шипілов О.Л.

Рисунок 1.8 – Схема вивченості району робіт гравімагніторозвідкою [Степанюк 2011]

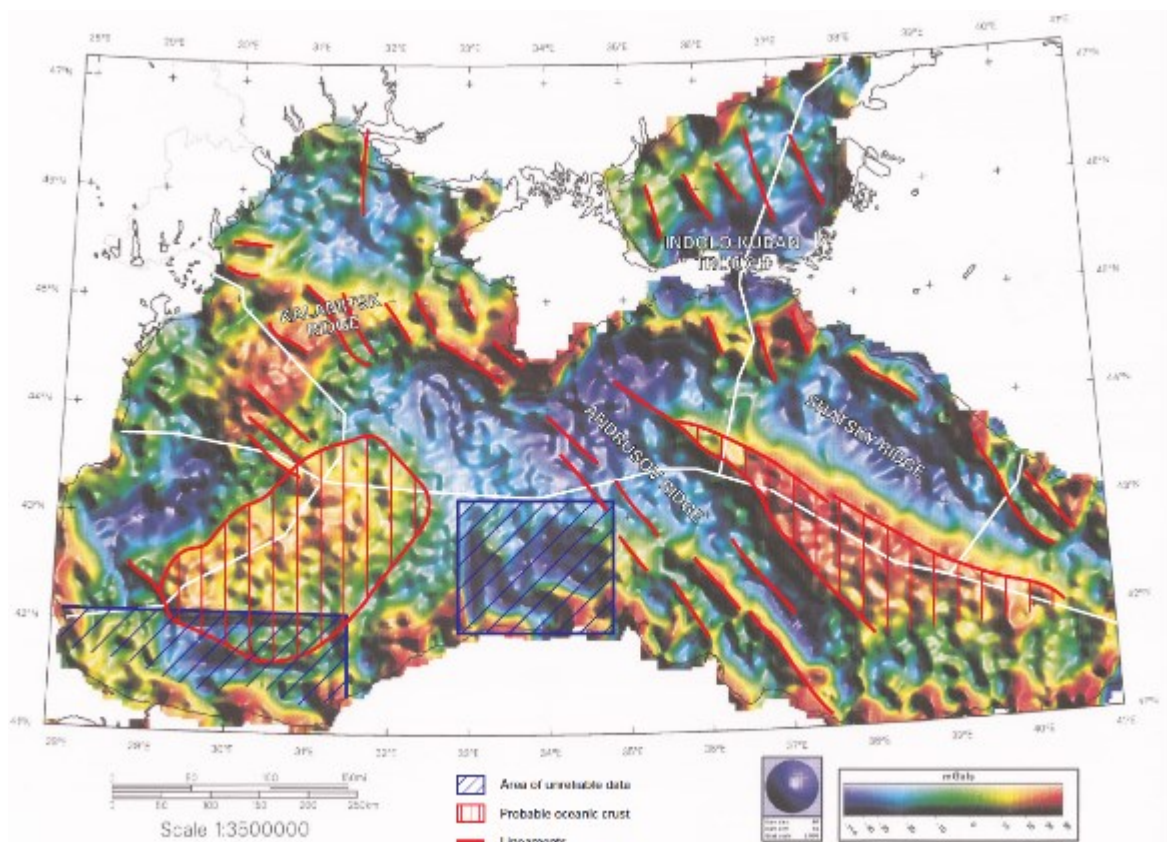


Рисунок 1.9 – Карта гравітаційних досліджень Чорного моря (мГал) за даними [The exploration... 1997]

1.2 Стратиграфія української частини Чорного моря

1.2.1 Стратиграфія української частини Чорного моря

Вивчення стратиграфії акваторії Чорного моря є актуальною задачею. Систематично стратиграфія шельфу вивчається всього більше чотирьох десятиліть. При цьому, стратиграфічна вивченість осадового чохла шельфу, схилів і западини Чорного моря і його узбережжя різна. На даний час геологи володіють досить незначною по об'єму інформацією, інколи епізодичними даними про послідовності просторових і часових взаємовідношень шарів, які складають осадовий чохол шельфу, а по деяких системах (кембрій, ордовик, перм) таких відомостей взагалі немає. На акваторії шельфу Чорного моря пробурена велика кількість свердловин (Таблиця 1.3), в тому числі понад 130 свердловин в межах української частини шельфу. Буріння проводилось в склепінних частинах локальних антиклінальних структур акваторії Чорного моря і зупинялось, як правило, у відкладах верхньої крейди, інколи - у відкладах нижньої крейди і одинично тріасу, і тому бурінням краще висвітлений палеогенові, неогенові відклади кайнозою. В наявності результати стратиграфічних досліджень верхньосилурійських і девонських відкладів, які складають острів Зміїний в Чорному морі. Дані про стратиграфію четвертинних відкладів базуються на матеріалах, що отримані при різноманітних видах опробування донних утворень шельфу і по керну морських свердловин неглибокого закладання [Стовба 2003].

Шельфові частини Чорного моря являються природним продовженням прибережної суші і багато в чому мають спільну з нею геологічну історію, яка виражена в спільності стратиграфічної послідовності шарів осадового чохла, сформованого на шельфі і узбережжях [Строение... 1989]. Через це вивчення стратиграфії Чорного моря завжди було тісно зв'язане з кореляцією осадових утворень акваторії з стратиграфічними підрозділами, які розвинуті на навколишніх узбережжях [Стовба 2003]. У геологічній будові площі досліджень

беруть участь утворення від архей-протерозойського до антропогенового віку (рис. 1.10) [Цьоха 2006, Коморный 2002].

Найдавнішими породами, пройденими кількома свердловинами на Одеському шельфі, є архейсько-протерозойські метаморфізовані породи та інтрузивні комплекси фундаменту Східноєвропейської платформи [Тектоника..., 1988]. Нижньодевонські та верхньосилурійські вапняки, що розкриті свердловиною Морська-1 на острові Зміїний, є найдавнішими осадовими породами, виявленими на північно-західному шельфі (див. рис. 2) [Геология..., 1984, 1985; Сулимов, 2001]. Тріасові, юрські та неоком-аптські породи розкриті всього кількома свердловинами [Гожик та ін., 2006; Хрящевська и др., 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010]. Деякі дослідники вважають, що осадові товщі Каркінітського прогину перекривають фундамент Скіфської плити [Геология..., 1984, 1987]. Однак геологічні дані, які б підтверджували це, відсутні. Тому питання віку осадових товщ, що безпосередньо перекривають кристалічний фундамент у Каркінітському прогині, є дискусійним. Різні автори розглядають його в часовому інтервалі від палеозою до тріасу-юри [Геология..., 1984; Nikishin et al., 1998; Хрящевская и др., 2007, 2009].

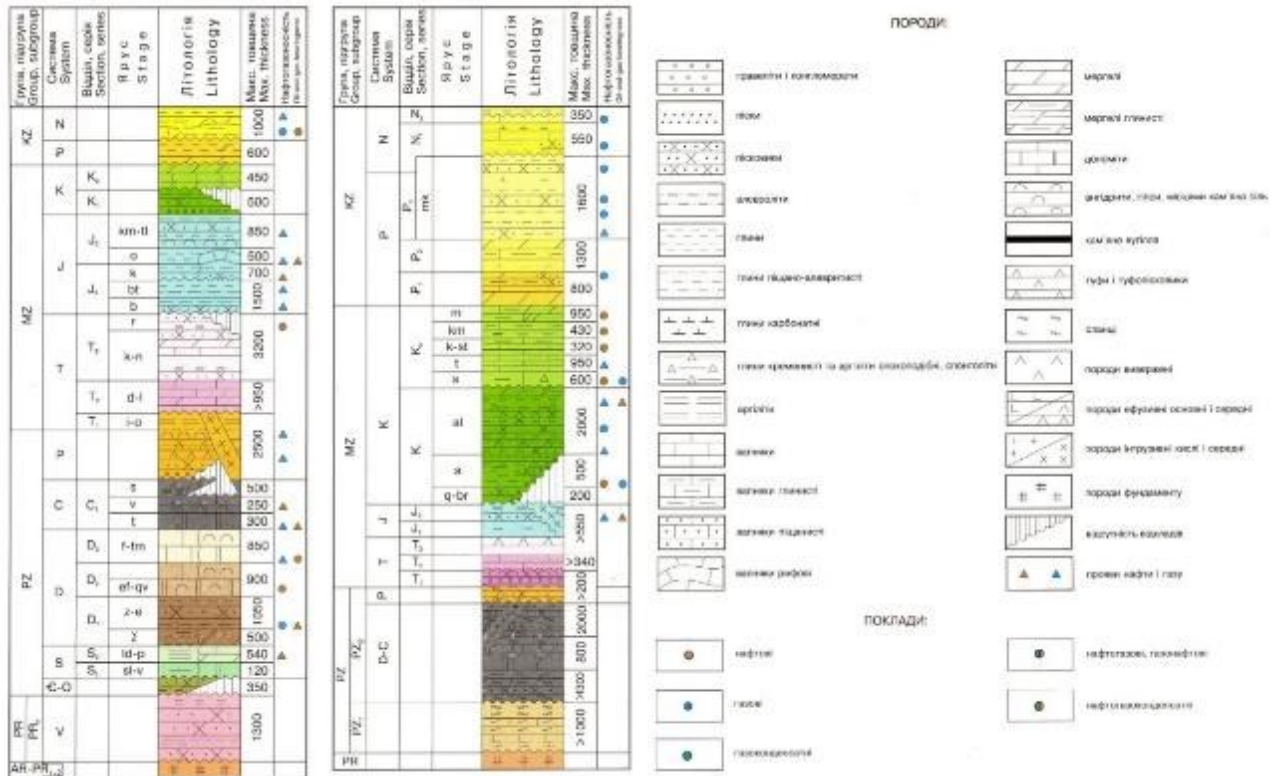


Рисунок 1.10 – Літолого-стратиграфічні розрізи Передобрудзької (1) та Причорноморсько-Кримської нафтогазоносних областей [Вуль 2006, Атлас... 1998]

1.2.2 Мезозойська група

Мезозойський розріз представлений усіма трьома системами: тріасовою, юрською та крейдовою.

1.2.2.1 Тріасова система

Тріасові відклади на Одеському шельфі розкриті на Євпаторійській площі, в межах румунської частини шельфу на ділянках Лотус і Венус (Lotus і Venus), на континентальному схилі на південний-захід від Кримського п-ва, у прибережних районах суші вони відомі в Рівнинному і Гірському Криму, Прутсько-Дністровському межиріччі [Стовба 2003, Хрящевська 2008]. Відклади тріасового віку розкриті рядом свердловин в Західному Причорномор'ї, де вони

представлені всіма відділами та підрозділяються на теригенні (нижній тріас) і карбонатні (середній і верхній тріас) відклади (св. 5-Кілійська) [Коморный 2002].

У межах північно-західного шельфу відклади тріасу розкриті на Каламітському валу в св.1-Євпаторійська, де представлені платформними фаціями, і підняті драгами уздовж континентального схилу північно-західного шельфу в межах так званого Ломоносівського підводного масиву [Шнюков та ін. 1997, Коморный 2002]. На Євпаторійській площі в свердловині № 2 пробурені пісковики з прошарками аргілітів середнього тріасу [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Теригенні відклади - конгломерати, грубозернисті пісковики, алевроліти, аргіліти - характеризуються $V_{пл} = 3400-3600$ м/с, $\delta = 2,32$ г/см³, карбонатні - червоноколірні пелітоморфні вапняки з прошарками дрібнозернистих пісковиків, алевролітів і аргілітів - характеризуються $V_{пл} = 4200-4800$ м/с і $\delta = 2,5$ г / см³, потужність відкладів тріасу коливається тут від 500 до 3000 м. Залягають вони незгідно в межах Переддобрудзького прогину на платформних відкладах пермі, карбону, силуру [Сулимов 2001, Полухтович 1998, Коморный 2002].

1.2.2.2 Юрська система

Відклади юрської системи на Одеському шельфі відкриті свердловинами на Прадніпровській (?), площі, відомі на континентальному схилі Кримського п-ва. В прибережних районах суші вони встановлені в Гірському і Рівнинному Криму, на західному обрамленні Чорного моря в Болгарії і Румунії [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

У межах північно-західного шельфу теригенні відклади верхньоюрського (титонського) віку розкриті св.2-Прадніпровською [Коморный 2002].

1.2.2.3 Крейдова система

Крейдові відклади поширені на північно-західному шельфі Чорного моря і прилеглих територіях. Вони представлені нижнім і верхнім відділами [Попадюк та ін. 2009, Степанюк 2011].

Нижній відділ

В облямуванні Чорного моря нижньокрейдовий комплекс розповсюджений досить широко. Він представлений глинисто-теригенними і вулканогенними утвореннями. В межах акваторії нижньокрейдові відклади відкриті рядом свердловин, а за сейсмічними даними підосві нижньої крейди відповідає сейсмічний горизонт IV. На акваторії в межах нижньої крейди майже не виділяються більш дрібні підрозділи, в той же час в Гірському Криму відомі всі яруси нижньої крейди, в Рівнинному Криму і Причорномор'ї - баремський, аптський і альбський, в Придобруджі розповсюджені утворення від беріасу до апту [Геологія... 1984, Стовба 2003, Цьоха 2006, Коморный 2002, Хрящевська 2008].

Нижньокрейдові відклади залягають різко неузгоджено на різновікових докрейдових утвореннях; характеризуються піщано-глинистим складом і різко диференційованими потужностями (від 0 до 1350 м) з випаданням окремих частин розрізу. Відклади пройдено або розкрито у св. 2,3-Безіменна, 2,4-Одеська, 3-Голіцинська та ін. Параметри фізичних властивостей: $V_{пл} = 3200-5200$ м/с і $\delta = 2,3-2,6$ г/см³ [Побєдаш 2007, Цьоха 2006, Коморный 2002].

На Одеському шельфі нижньокрейдові відклади відкриті на Південно-Голіцинській, Прадніпровській, Безіменній, Десантній, Одеській, Євпаторійській, Іллічівській, Олімпійській і Південно-Бортовій площах. На захід від Каркінітського прогину нижньокрейдяні відклади відкриті в св. Південно-Голіцинська-3 (інт. 4300-4638 м вибій) і охоплюють верхи верхнього альбу [Геологія... 1985]. Породи представлені темно-сірими глинистими мергелями [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Ще східніше в свердловині Прадніпровська-2 передбачається наявність нерозчленованого неокому, складеного пісковиками (1.3). В свердловині Одеська-2 з різкою незгідністю на підстеляючих товщах залягають піщано-глинисті відклади, які відносять до нерозчленованої нижньої крейди [Коморный 2002 Звіт 1/96], а за іншими джерелами, до нижньої крейди в цій свердловині віднесений інтервал 2771-3046 м [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

На західній окраїні Криму, на Євпаторійській площі в св. 1 відклади нижньої крейди представлені темними глинами, алевролітами і пісковиками потужністю 640 м [Звіт... 2012]. За іншими даними [Геология... 1979], в свердловині Євпаторійська-2 в інт. 428-848 м, складеному алевролітами, пісковиками, глинами і піщанистими мергелями, виділяються апт-нижньоальбський, середньоальбський і верхньоальбський інтервали. Відклади з незгідністю залягають на вапняках нижнього тріасу [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

На захід і південь від Кримського п-ову нижньокрейдові відклади знайдені на континентальному схилі [Жигунов 1986]. На глибині 790-1600 м вони представлені сірими аргілітами, піщанистими глинами, рідше алевролітами. Аналіз викопної фауни вказує на пізньоальбський вік вміщуючих порід [Пяткова та ін. 1989, Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Виділені підрозділи нижньої крейди і на Іллічівській площі, які представлені лише альбським ярусом [Геология... 1985], причому абсолютний вік лавобрекчій діабазового порфіриту з глибини 1639-1648 м складає 100 ± 4 млн. років Геология... 1985, що відповідає по шкалі Харланда [Harland et al. 1990] нижній границі верхньої крейди [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Розріз нижньої крейди представлений в св. Десантна-1 глинистими вапняками верхнього альбу з прошарками мергелів, глауконітовими пісковиками середнього альбу і апт-нижньоальбськими базальними пісковиками. Свердловина не вийшла з нижньокрейдяних відкладів розрізу, а ефузивно-теригенні відклади інтервалу 2600-3125 м відповідають середньому і верхньому альбу [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Найбільшою потужністю, але не повним розрізом нижньої крейди пробурена св. Олімпійська-400 (пробурена потужність 1285 м). Буріння зупинено в низах верхнього барему [Дякович 2002], вибій 3760 м. В св. Олімпійська-400 виділені верхній барем (інт. 3095-3760 м, аргіліти, алевроліти, алевритові вапняки), апт – інт. 2733-3095 м, відклади представлені за даними шламу та комплексної інтерпретації ГДС вапнистими глинами, алевролітами і вапняками з форамініферами раннього, середнього та пізнього апту, трансгресивно залягають на породах барему і з перервою перекриваються середньоальбськими [Степанюк 2011]; середній і пізній альб (2480-2733 м, глини). Нижній альб з розрізу випадає. Однак, дана стратифікація розрізу свердловини не однозначна. За даними [Попадюк 2002], в свердловині в інтервалі 3216-3136 м виділяється тільки нерозчленований нижній відділ крейдової системи [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

До нижньокрейдного віку віднесено ефузиви, розкриті св. 2-Одеська, вік яких датується від верхів апту до сеноману [Цьоха 2006, Коморный 2002].

Нижньокрейдні відклади на північно-західному і західному шельфі Чорного моря вивчені недостатньо, а достовірність виділених підрозділів нижньої крейди в розрізах свердловин є проблематичною. На прилеглій суші нижньокрейдний розріз вивчений більш детально [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Відклади **верхньої крейди** широко розповсюджені на шельфі і на суміжному суходолі, залягають трансгресивно з кутовим неузгодженням на різних частинах нижньокрейдних відкладів. Представлено їх карбонатними і глинисто-карбонатними фаціями потужністю до 3500 м, що характеризуються $V_{пл}=3200-5600$ м/с, $\delta=2,4-2,6$ г/см³. Накопичувалися породи в умовах мілкого моря. Найбільш повні розрізи верхньої крейди розкрито св. 2 та 4- Голіцинськими, де їх представлено усіма ярусами (від сеноману до маастрихту) [Цьоха 2006, Коморный 2002]. Найбільша потужність верхньокрейдних відкладів (до 3000 м) відмічається в Рівнинному Криму. В

Західному Причорномор'ї та передгір'ях Гірському Криму і вона зменшується до цілковитої відсутності в межах центральної частини кримських гір. Найповніший стратиграфічний розріз верхньої крейди присутній в Гірському і Рівнинному Криму. У складі верхньокрейдяних відкладів описаної території виділяються всі яруси міжнародної стратиграфічної шкали, майже скрізь виділяються під'яруси, а в Гірському Криму – зони [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

На північно-західному шельфі верхньокрейдяні відклади відкриті практично на всіх структурах. Максимальна потужність верхньокрейдяних відкладів, розкритих в свердловинах, пробурених в межах Каркінітського прогину: св. Каркінітська-1 – біля 1500 м, св. Голіцинська-2 – 950 м, більше 2000 м в св. Гамбурцева-2. На захід і південь від прогину потужність відкладів верхньої крейди зменшується: до 430 м на Прадніпровській, Фланговій структурах, до 250 м в св. Олімпійська-400, до 550 м на Десантній і до 300 м Євпаторійській структурах [Стовба 2003, Степанюк 2011, Хрящевська 2008].

На піднятті Гамбурцева розкривається розріз верхньої крейди, потужність якого складає 2420 м – св. № 2, в якому встановлено наявність всіх ярусів відділу (1.3). [Геологія... 1984, Стовба 2003, Хрящевська 2008].

На піднятті Сельського палеонтологічно добре охарактеризовані відклади кампан маастрихту, які в св. 40 представлені внизу глинистими вапняками, а зверху – мергелями і вапняками. На глибині 2547-2600 м розкрита верхня частина туронського і коньякського ярусів, яка являє собою шар вапняків з прошарками різних за складом глин [Геологія... 1984]. Відклади сантону складені глинистими вапняками (інт. 2463-2547 м; [Коробко 1987, Стовба 2003, Хрящевська 2008]).

В св. Іллічівська-2 (інт. 1200-1888 м) розкрита сеноманська частина розрізу: внизу пісковики, зверху – туфи основного складу з прошарками ефузивних порід. Абсолютний вік ефузивів, визначений K/Ar методом, 90-100 млн. років, що відповідає сеноману [Геологія... 1984]. За даними ДАТ “Чорноморнафтогаз”

сеноманська частина в даній свердловині не виділяється, а на туфах альбу залягає з переривом сантон, вище кампан і маастрихт [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

В св. Південно-Бортова-1 верхня крейда розкрита в інтервалі 480-770 м і складена лише кампан-маастрихтськими світло-сірими пелітоморфними вапняками [Карпенко 2003, Стовба 2003].

На Олімпійській площі в св. 400 в складі верхньої крейди (інт. 2230-2475 м) виділені тільки нижньо- (215 м) і верхньокампанські (30 м) органогенні-детритові вапняки, які в нижній частині розрізу переходять в вапнисті пісковики [Дякович 2002]. Маастрихт, нижня частина верхнього кампана, сантон-сеноман випадають з розрізу.

В св. Десантна-1 верхньокрейдяні відклади одними дослідниками не розчленовуються зовсім [Есипович 1987], іншими [Коробко 1987] безпідставно розчленовуються на сеноманські, туронські, кампанські глинисті вапняки (93 м) і маастрихтські вапняки (14 м) з перервою в коньяку і сантоні [Карпенко 2003, Стовба 2003, Хрящевська 2008].

На континентальному схилі на південь від Кримського п-ова верхньокрейдяні породи (880-1850 м) складені крейдоподібними мергелями, вапняками і рідше глинами із сантонськими і перевідкладеними сеноманськими форамініферами [Шимкус 1977]. Багаті палеонтологічні залишки, що знаходяться в цих породах, дозволяють проводити упевнене вікове датування вміщуючих товщ [Жигунов 1986, Пяткова та ін. 1989] і впевнено говорити про розвиток на континентальному схилі підрозділів верхньої крейди [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

1.2.3 Кайнозойська група

Вивчення стратиграфії осадового чохла шельфу починається в основному з кайнозойських відкладів, що на тих чи інших стратиграфічних рівнях розкриті всіма свердловинами морського буріння [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

1.2.3.1 Палеогенова система

Поширення палеогенових відкладів доведено бурінням на північно-західному шельфі Чорного моря, а також на прилеглих територіях. Вони складені палеоценовим, еоценовим та олігоценовим відділами.

Палеоценовий відділ. На північно-західному шельфі відклади палеоцену розкриті майже на всіх розбурених площах та поділяються на верхній і нижній підвідділи. Вони представлені вапняками іноді глинистими вапняками в нижній частині (нижній палеоцен) та переважно мергелями в верхній частині (верхній палеоцен). Іноді перехід між вапняками та мергелями поступовий, що не дозволяє однозначно встановити окремо підвідділи палеоцену, особливо за відсутності фауністичних даних. В деяких розрізах присутні прошарки алевролітів, аргілітів, місцями (Одеська, Безіменна, Прадніпровська площі) в розрізі палеоцену теригенна складова значна. Палеоценові відклади залягають на підстеляючих породах або згідно, або з незначною перервою [Степанюк 2011].

Фауністично палеоценові відклади в межах північно-західного шельфу охарактеризовані в свердловинах: Безіменна-2, Гамбурцева-2, Південноголцінська-3, Каркінітська-1, Кримська-1, Одеська-2, Олімпійська-1, 400, Прадніпровська-2, Південнобортова-1, Сельського-40, Центральна-1, Шмідта-12, 25, Штормова-3. Середня потужність повністю розкритих морськими свердловинами палеоценових відкладів складає 150-250 м. Св. Архангельська-1, Кримська-1, Шмідта-25, Штормова-3 зупинені в низах палеоцену. В свердловинах Десантна-1 та Іллічівська-1 палеоценові відклади відсутні [Попадюк та ін. 2009, Степанюк 2011]. Цими свердловинами встановлені майже всі підрозділи палеоцену і еоцену, які виділяють в Кримській області [Стовба 2003].

Пластові швидкості у відкладах палеоцену змінюються від 2300 м/с до 4300 м/с, $\delta=2,3-2,5$ г/см³ [Цьоха 2006, Коморный 2002]. Потужність відкладів палеоцену на північно-західному шельфі змінюється в широких межах від перших десятків метрів до 400 м [Коморный 2002].

Відклади палеоцену відсутні на склепінні Кілійський-Зміїного блокового підняття (виступу), на Каламітському валу, валу Губкіна, на значній частині Крайової ступені [Коморный 2002].

Еоценовий відділ. Відклади еоцену розкриті майже на всіх розбурених площах північно-західного шельфу (крім площ Євпаторійська, Іллічівська, Південнобортова, (див табл. 1.3). Вони поділяються на нижній, середній та верхній підвідділи. Загалом еоцен представлений переважно глинами, піщано-алевритовими або нумулітовими вапняками і мергелями, характеризуються $V_{пл} = 2400-3200 \text{ м / с}$, $\delta = 2,2-2,4 \text{ г / см}^3$. Нижня границя еоцену чітка та фіксує зміну седиментації з палеоценових мергелів на глини нижнього еоцену [Попадюк та ін. 2009]. На центрикліналях і бортах Каркінітського прогину встановлено опіщання відкладів еоцену, заміщення мергелів, глин вапняків пісковиками, які є хорошими колекторами [Коморный 2002, Степанюк 2011].

Олігоценний відділ – нижньоміоценовий підвідділ. На шельфах Чорного моря і в його облямуванні олігоцен-нижньоміоценові (майкопські) відклади мають широке поширення. У південній частині Каркінітського прогину майкопська товща незгідно залягає на підстеляючих різновікових відкладах. В цілому розріз представлений одноманітною товщею переважно невапнистих глинисто-піщаних порід потужністю від декількох сотень до 4000 м [Геологія... 1984, Степанюк 2011, Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Потужність відкладів майкопу сягає 1300 м в Каркінітському прогині і 6000 м в Західно-Чорноморській западині. $V_{інт.} = 1800-2000 \text{ м / с}$, $\delta = 1,8-2,2 \text{ г / см}^3$ [Коморный 2002].

Майкопські відклади розкриті практично всіма свердловинами наявними у межах північно-західного шельфу. Середня потужність на північно-західному шельфі в розрізах свердловин складає 600-900 м. Скорочений розріз майкопських відкладів спостерігається в розрізах свердловин в межах Каламітського валу (площі Іллічівська, Євпаторійська, Південнобортова),

Кілійсько-Зміїної зони піднять (площі Одеська, Безіменна), на площах Гамбурцева, Олімпійська [Попадюк та ін. 2009, Степанюк 2011, Стовба 2003].

Розріз майкопських відкладів на піднятті Голіцина (800 м) подібний з тарханкутським розрізом Рівнинного Криму. У розрізі присутні всі підрозділи майкопу, однак значна частина верхнього майкопу розмита. Аналогічні розрізи майкопу розкриваються на площах Шмідта, Гамбурцева, Сельського, Архангельська, Кримська [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Значно скорочений розріз майкопських відкладів розкритий свердловиною Іллічівська-2 (інт. 716-870 м). Також невеликі по потужності розрізи майкопа відомі на Олімпійській і Десантній площах [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

На часових профілях майкопські відклади розташовані між двома відбиваючими горизонтами: підшва співвідноситься з горизонтом Па, а покрівля умовно ототожнюється з Іа [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

1.2.3.2 Неогенова система

Поширення неогенових відкладів доведено бурінням на північно-західному шельфі Чорного моря, а також на прилеглих територіях, де вони представлені міоценовим та пліоценовим відділами [Попадюк та ін. 2009]. Відклади нижнього міоцену складають верхню частину розрізу майкопської серії, то ж у даному підрозділі висвітлюється лише та частина неогену, що складає надмайкопський розріз. В межах шельфів українського сектору Чорного моря надмайкопська частина неогенової системи практично не охарактеризована керном, за винятком нечисленних зразків шламу та керну трьох свердловин Олімпійська-400, 1, Десантна-1. Верхні 150-200 м розрізу (іноді до 400 м, наприклад, в св. Одеська-2, 4) в морських свердловинах часто зовсім не охарактеризовані даними ГДС [Степанюк 2011].

Средньо-верхньоміоценовий комплекс розділений від підстилаючих утворень великим регіональним переривом. Він поширений у Чорноморському басейні майже скрізь. Геофізичні дані [Туголесов та ін. 1983] свідчать про те, що

неогенові породи розвинені по всій площі сучасного Чорного моря. На часових профілях підшві цього комплексу відповідає горизонт відбиття Ia.

У середньому міоцені виділяються тарханський, чокракський, караганський і конкський горизонти, у верхньому міоцені – сарматський, меотичний і понтичний [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Пліоцен

Пліоценові відклади мають широке поширення. У межах Північного Причорномор'я виділяються нижній (кіммерійський) і верхній (куяльницький) яруси [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Кіммерійські відклади представлені в мілководній частині басейну залізистими пісковиками і оолітовими залізними рудами з прошарками глин (30 м), у більш глибоководних – переважають невапнисті глини. На північно-західному шельфі Чорного моря окремі ділянки розвитку кіммерійських відкладів були розкриті в 6 км на захід від Тендрівської коси, де вони складені залізистими пісковиками і пісками. У св. Голіцина-6 на меотичних породах (інт. 160-156 м) розкрита карбонатна, слюдиста глина пліоцену [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Нижня частина кіммерійського ярусу і понтичні утворення відповідають месинію, а середня і верхня – заклію Середземномор'я [Геологія... 1984]. У межах Румунії кіммерійському ярусу відповідає дакійський ярус [Геологія... 1984], що містить кіммерійську фауну і складений на шельфі пісками і глинами [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

Куюльницькі відклади, представлені в лимано-дельтових фаціях піщано-глинистою товщею. Вони складені пісками, із прошарками глин, раковистими вапняками, грубозернистими пісками. У низинах рік Дунай і Дністер до куюльницьких відносяться алювіальні і лиманні відклади. У прибережній частині північно-західного Чорного моря куюльницькі відклади розкриті свердловинами і представлені глинами і зеленувато-сірими дрібнозернистими пісками, що напевно, склали, верхньопліоценову терасу. На піднятті Голіцина нижче

древньоевксинських і чаудинських (?) відкладів розкриті, напевно, куяльницькі глини [Геологія... 1984, Стовба 2003, Хрящевська 2008].

1.2.3.3 Четвертинна система

Четвертинна система північно-західного шельфу Чорного моря і прилягаючого узбережжя представлена плейстоценовими і голоценовими відкладами морської, лиманної, алювіальної і субаеральної фацій. Найбільш стратиграфічно повні розрізи знаходяться в області шельфу, максимальні потужності до 100 м [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

У вивченні стратиграфії осадового чохла шельфу Чорного моря виявлена безліч прогалин і проблем, без рішення яких неможливі не тільки рішення власне стратиграфічних задач, таких як детальне розчленовування і надійна кореляція відкладів, але і успішний пошук нафтогазових родовищ. Установлено наступні найбільш суттєві проблеми, що стосуються стратифікації Одеського шельфу:

Палеозойські відклади на більшій частині Одеського шельфу не розкриті свердловинами (за винятком о. Зміїний), геологічна будова юрських і тріасових відкладів на українському шельфі вивчена вкрай слабо [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

На українському шельфі відсутні опорно-параметричні свердловини з детально вивченими й обґрунтованими на сучасному рівні стратиграфічними підрозділами і стратиграфічними границями [Стовба 2003, Хрящевська 2008].

1.2.4 Стратиграфія крейдово-неогенових відкладів глибоководної частини українського сектору Чорного моря

Стратифікація осадового чохла глибоководної частини Чорного моря стала можливою лише з появою в 70-их роках минулого століття сейсмічних даних МСГТ. Крім того, розріз неоген-четвертинних відкладів був вивчений трьома глибоководними свердловинами №№ DSDP 379, 380, 381 [Hsu et al. 1979], які були пробурені в 1975 році (див. рис. 1.11). Їх стратифікація виконана за даними

діатомового і палинологічного аналізів. Св. №№380 і 381 розкрили розріз від голоцену до міоцену до глибин 503 м та 1075 м відповідно, а св. №379 зупинена в четвертинних відкладах на глибині 624 м. Відклади міоцену складені чорними глинами, які переходять в верх в месінські (що є аналогами понту) доломіти, оолітові піски, гравеліти. Пліоцен представлений доломітами, вапняками, а четвертинні відклади – теригенними утвореннями. На жаль, ці свердловини не охарактеризовані акустичним і сейсмічним каротажем, тому ув'язка їх розрізів з сейсмічними даними базується на кореляції перерв та границь, що встановлені за сейсмічними даними [Robinson et al. 1995, Степанюк 2011, Острятин 2013].

Хвильове поле на сейсмічних профілях МСГТ Чорного моря характеризується наявністю численних протяжних регулярних відбиттів на глибинах до 15-20 км (10-14 с) [Finetti et. Al 1988, Туголесов та ін. 1985]. Стратиграфічне розчленування для Західночорноморської западини (північний захід від Криму) було розроблено в 80-их роках минулого століття (див. рис. 1.12). Датування сейсмокомплексів Чорного моря ускладнено тим, що більша частина свердловин пробурена на шельфових ділянках, перехід від яких до глибоководної частини акваторії ускладнений тектонічними порушеннями та інвертованими протяжними структурами [Степанюк 2011, Острятин 2013].

Детально розчленування осадового комплексу Чорноморської западини різними авторами наведені в звіті за результатами проведених регіональних сейсмозвідувальних робіт BS05 [Попадюк та ін. 2009, Степанюк 2011, Острятин 2013].

Враховуючи результати досліджень попередніх робіт та ґрунтуючись на наявних сучасних геолого-геофізичних даних, на глибокій воді встановлюються стратиграфічні сейсмокомплекси, які в цілому (особливо в верхній частині розрізу) кореспондують стратиграфічним комплексам, що розвинуті на північно-західному та прикерченському шельфах, але їх потужність значно більша [Степанюк 2011, Острятин 2013].

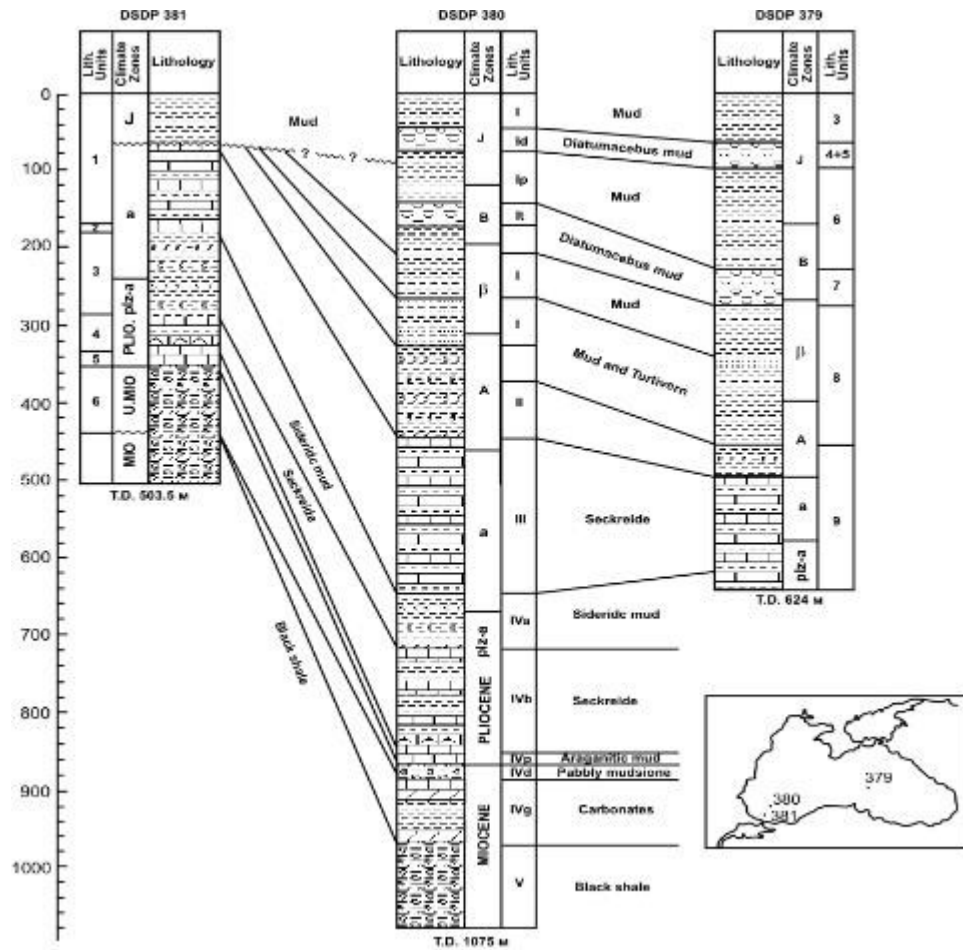


Рисунок 1.11 – Кореляція розрізів свердловин №№DSDP 379, 380, 381

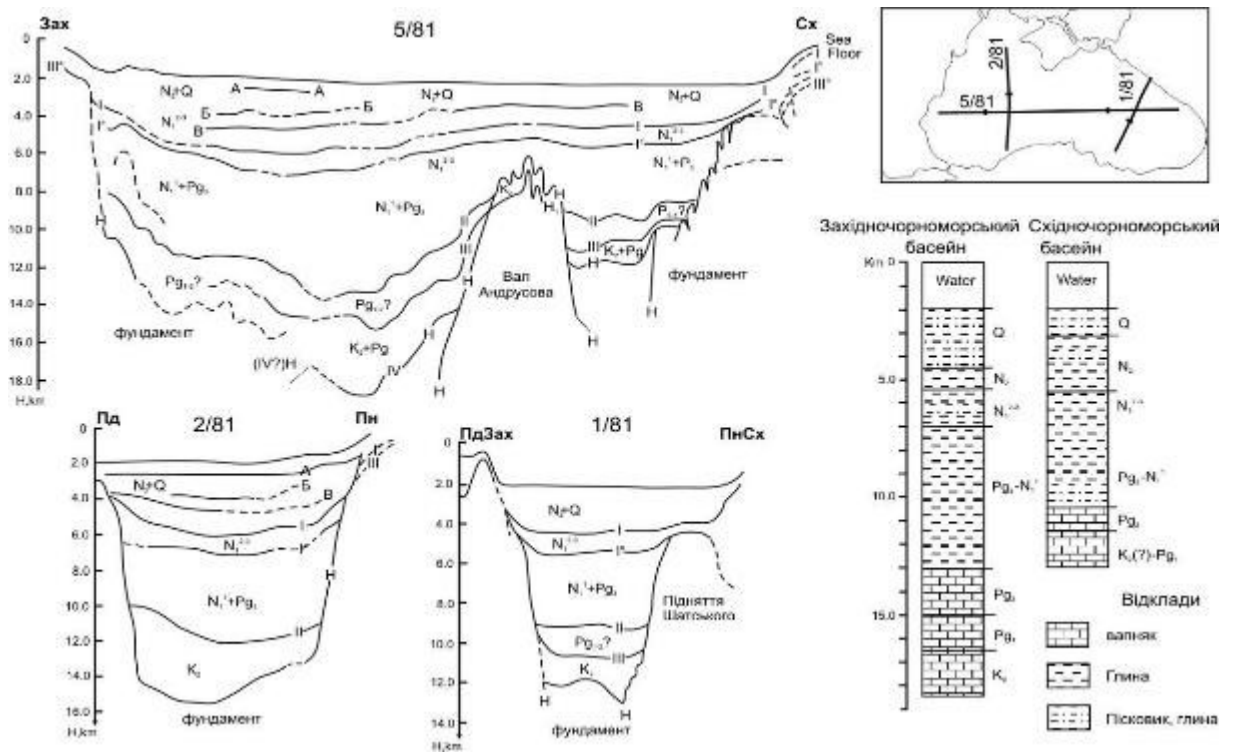


Рисунок 1.12 – Сейсмостратиграфічні розрізи Чорного моря

Отже, вивченість стратиграфії глибоководної частини українського сектора Чорного моря на сьогодні є різною. Це обумовлює певні труднощі на шляху розробки єдиної стратиграфічної основи для інтерпретації регіональних сейсмічних матеріалів. Подолання вказаних труднощів на базі наявних геолого-геофізичних даних є можливим при застосуванні принципово нового підходу при стратифікації регіону, а саме використання принципів сеймостратиграфії [Стовба 2009, Хрящевська та ін. 2009, Степанюк 2011, Острятин 2013].

1.3 Тектоніка

В межах українського сектору Чорноморського регіону в якості тектонічних структур першого порядку виділяються Східноєвропейська платформа, Скіфська плита, Альпійська покривно-складчаста область та Чорноморська западина (Рисунок 1.13).

Східноєвропейська платформа. На півдні Східноєвропейська платформа межує зі Скіфською плитою. Межа між цими тектонічними елементами проводиться на сході по Головному Азовському порушенню, західніше по Голіцинському, а ще далі на захід - по Шаганському розлому. Вздовж цих порушень (з вертикальною амплітудою від 1,5 км до 2,0 км, горизонтальною складовою порядку перших кілометрів) породи зеленосланцевого фундаменту Скіфської плити разом з перекриваючим їх чохлам палеозойських та мезокайнозойських (до еоценових включно) порід насунуті на південну частину Східноєвропейської платформи. В межах Східноєвропейської платформи виділяють ряд елементів меншого порядку, а саме: Південноукраїнську монокліналь, Північноазовський прогин та Криловський прогин (грабен), який є продовженням Переддобрудзького прогину в акваторії Чорного моря.

Південноукраїнська монокліналь характеризується зануренням на південь дорифейського кристалічного фундаменту, перекритого відкладами осадового чохла, розріз якого починається крейдовими відкладами. На монокліналі фундамент і породи, що його перекривають, плавно занурюються у південному

напрямку від 0 м до 3000-5000 м. На цьому тлі виділяються структурні виступи, депресії і локальні підняття, орієнтовані переважно в північно-західному напрямку. Структури, що ускладнюють монокліналь, в основному пов'язані з морфологічними елементами фундаменту.

У західній частині виділяється Криловський прогин. Його виповняє потужна товща переважно вендських, палеозойських і тріасових відкладів, на яких з розмивом залягають породи юри і крейди. З півдня прогин обмежений протяжною зоною розривних порушень насувного характеру.

Осадіві товщі, що перекривають фундамент Східноєвропейської платформи, утворюють її чохол. В західній частині розріз осадового чохла включає відклади від венду до антропогену, тоді як у східній - практично лише від крейди до антропогену. Ізопахіти чохла витримують переважно субширотне простягання з окремими ускладненнями в формі напіввиступів, малоамплітудних піднять та локальних западин.

Скіфська плита. Скіфська плита витягнута в субширотному напрямку, її більша частина знаходиться під водами Чорного та Азовського морів. На суходолі вона охоплює південну частину Західного Причорномор'я та Рівнинний Крим. На півдні Скіфська плита межує з Кримсько-Керченськими альпідами (на сході), та зі Західночорноморською глибоководною западиною (на заході). Фундамент Скіфської плити складений зеленосланцевим комплексом протерозою і на більшій частині перекритий різновіковими товщами осадового чохла. Внутрішня будова плити ускладнена насувами північної вергентності, сформованими під час альпійської стадії орогенезу, на рубежі еоцену–олігоцену. У складі Скіфської плити виділяються наступні структурно-тектонічні елементи: Кілійсько-Зміїне підняття, вал Губкіна, Крайовий уступ, Нижньодунайський прогин, Каламітсько-Центральнокримське підняття, Азовський вал, Індольський та Каркінітсько-Північнокримський прогини. Останній, виповнений потужною товщею крейдових-палеогенових відкладів, локалізований в зоні зчленування Східноєвропейської платформи та Скіфської плити, що зумовило його

структурну асиметричність. Північний борт прогину представляє собою монокліналь з падінням порід на південь, південний – ускладнений насувами, вздовж яких локалізовані асиметричні брахіантиклінальні підняття з більш крутими північними крилами.

Кілійсько-Зміїне підняття, як і вал Губкіна, є складно збудованими позитивними структурами, в будові яких основну роль відіграють палеозойські відклади та локально розвинуті утворення мезозою. На еродованій поверхні цих утворень залягають безпосередньо майкопські або надмайкопські відклади. Будова згаданих елементів ускладнена розривними порушеннями насувного характеру.

Крайовий уступ простежується на південь від валу Губкіна. Поверхня складчастої основи тут занурюється в південному напрямку від 2500 до 5800 м. Низи осадового чохла (крейдові та палеогенові відклади) характеризуються скороченими потужностями і меншою повнотою розрізу. Товщина порід неогенового віку збільшується з півночі на південь від 1400 до 2000 м.

Каламітсько-Центральнокримське мегапідняття розміщене кулісоподібно до валу Губкіна. У його складі виділяють окремі підняття, як то Сімферопольське, Новоселівське, Каламітське, Іллічівський виступ, розділені улоговинами.

Альпійська покривно-складчаста область. В її складі виділяються покривно-складчаста споруда Гірського Криму та покриви його східного занурення. В будові Гірського Криму беруть участь два покриви північної вергентності: покрив Яйли та Таврійський. Обидва покриви сформовані на рубежі альбу та сеноману. Покриви утворюють алохтонний комплекс, насунутий на автохтон, наймолодшим елементом якого є нижньокрейдові відклади апт-альбу. Покриви перекриті післяпокровним чохлам, найдавнішим елементом якого є сеноманські утворення, котрі з кутовим неузгодженням перекривають алохтон і стратиграфічно вгору нарощуються практично безперервним розрізом турон-маастрихтських, палеоцен-еоценових відкладів.

Чорноморська западина (мегазападина). В межах западини виділяють Західно- та Східночорноморські западини, розділені валом Андрусова. Вал Андрусова складений полого залягаючими відкладами мезозою (юра-крейда) та кайнозою. Цей вал сполучається з близьким до нього за будовою та повнотою розрізу осадового чохла валом Шатського через підняття Тетяєва. Згадані вали відмежовують Східночорноморську западину від прогину Сорокіна та близької до нього за внутрішньою будовою зони Прикерченських складок. На відміну від валів Андрусова, Шатського та Тетяєва, відклади крейди, палеогену та неогену в прогині Сорокіна та зоні Прикерченських складок інтенсивно дислоковані і зібрані в серію високоамплітудних складок, обмежених насувами. Вергентність насувів південна, що виразно відрізняє ці структури від покривів Гірського Криму та його східного занурення.

Крім основних структурних елементів, описаних вище, наведених на Рис. 1.13 знайшли відображення локальні структури відомі в акваторіях на сьогодні, в тому числі і ті, що виявлені в останні роки та виведені з пошуково-розвідувального буріння з від'ємними результатами.

1.3.1 Історія тектонічного розвитку українського сектора Чорного моря із середини ранньої крейди до початку пізнього міоцену

Одним із ключових сегментів Паратетису є Чорне море, що сформувалося на південній окраїні Євразії. Більшість сучасних геодинамічних моделей ґрунтуються на уявленні, що цей глибоководний морський басейн утворився в результаті активного рифтогенезу в задуговій тектонічній обстановці в крейді або в палеогені [Letouzey et al., 1977; Zonenshain, Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996, 1997; Shillington et al., 2008, 2009; Scott et al., 2009; Stephenson, Schellart, 2010; Munteanu et al., 2011, 2018; Nikishin et al., 2012, 2015a, б; Graham et al., 2013; Tari et al., 2015; Okay, Nikishin, 2015; Sosson et al., 2016; Monteleone et al., 2019; Стовба, Стіфенсон 2023]. Рифтогенез відбувався в межах континентальної літосфери, яка була

прирошена та стала частиною Євразійської літосферної плити задовго до крейдового періоду (див., наприклад [Saintot et al., 2006б; Sosson et al., 2016]).

Вважають, що задуговий рифтогенез привів до суттєвого потоншення земної кори та супутнього опускання її поверхні перед структурними змінами в будові басейну під час кайнозойської інверсії. У результаті рифтогенезу сформувались Західночорноморський та Східночорноморський глибоководні басейни (ЗЧБ і СЧБ). Вони відокремлюються один від одного Центрально-Чорноморським підняттям, що складається з валів Андрусова та Архангельського (Рисунок 1.13). Практично беззастережним вважається, що ЗЧБ і СЧБ існували як (суб)океанічні басейни з глибиною води понад 2000 м і протягом наступного пострифтового занурення, незважаючи на дію регіонального стиснення в кайнозої [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996, 1997; Nikishin et al., 2015а, б; Tari et al., 2015; Sosson et al., 2016]. Винятком є одне або два різкі падіння рівня моря в пізньому міоцені [наприклад, Robinson et al., 1996; Hsü and Giovanoli, 1979, Munteanu et al., 2011; Vasiliev et al., 2015; Popov et al., 2019].

Опубліковані моделі в цілому узгоджуються з тим, що відомо про геодинамічні процеси, які відбувались на південній окраїні Євразії починаючи з пізнього палеозою. Однак у наукових публікаціях триває активна дискусія з різних питань геології Чорноморського басейну, зокрема стосовно встановлення особливостей і часу вияву активних тектонічних процесів, що контролювали еволюцію басейну протягом мезозою і кайнозою та привели до його сучасної геологічної будови. Така дискусія особливо актуальна через те, що найбільш популярні сучасні погляди на історію формування Чорного моря не можуть пояснити деякі давно отримані геологічні дані. Наприклад, ті, що свого часу були описані в публікаціях [Архангельский, Страхов, 1938; Муратов, 1955, 1973; Геология..., 1969; Маловицкий и др., 1979; Шнюков и др., 1997; Иванников и др., 1999, 2003]. Більше того, нещодавні результати інтерпретації великого

обсягу сейсмічних і геологічних даних, а також чисельного моделювання у північній частині Чорного моря [Stovba et al., 2020; Stephenson, Stovba, 2022] багато в чому не підтверджують загальноприйнятих концепцій, що є основою поточних геодинамічних моделей походження та еволюції Чорноморського регіону та його складових тектонічних елементів.

Сучасні тектонічні реконструкції засвідчують, що закриття океану Tetic спричинило зіткнення та злиття континентальних фрагментів, які від'єдналися від Гондвани, вздовж південного краю Євразії з еоцену донині [Görür, 1988; Rangin et al., 2002; Stephenson et al., 2004; Gillet et al., 2007]. Ці геодинамічні процеси були вирішальними для створення режиму деформацій стиснення на узбережжі Чорного моря, включаючи Балкани, Великий Кавказ, Крим, Кавказ і Понтиди [Spadini et al., 1996; Robinson et al., 1996; Morasanu, 2002; Saintot et al., 2006a,b; Sosson et al., 2016]. Очевидно, що кайнозойський режим стиснення міг спричинити деформацію осадового чохла і в Чорному морі. На цей час відомо, що сучасна басейнова архітектура Чорного моря також є наслідком альпійських деформацій, зумовлених регіональним стисненням, починаючи приблизно з середини еоцену, коли великомасштабна «інверсія Чорноморського басейну» активувала системи розломів, утворених на стадії рифтогенезу [Robinson, Kerusov, 1997; Стовба та ін., 2003; Стовба, Попадюк, 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010; Munteanu et al., 2011; Stovba, Khriachtchevskaia, 2011; Stovba et al., 2017a, 2020].

При цьому спостерігається подібність еоценових деформацій в Криму, Понтидах, Балканах і Чорному морі [Robinson, Kerusov, 1997; Hippolyte та ін., 2015, 2018; Stovba et al., 2020]. Водночас багато дослідників схиляються до того, що кайнозойська інверсія торкнулася лише окраїн Чорного моря, тоді як його центральна глибоководна частина залишилася майже недеформованою [Okay et al., 1994; Meredith, Egan, 2002; Nikishin et al., 2015a, б; Tari et al., 2015]. Тому глибоководну частину Чорного моря під час пострифтової стадії еволюції зазвичай розглядають як тектонічно пасивну область. Винятком у північній

частині моря є лише відносно вузька глибоководна зона на південь від Кримського півострова та вздовж Кавказького узбережжя [Строение..., 1989; Robinson et al., 1996; Meredith, Egan, 2002; Nikishin et al., 2015б]. Водночас результати деяких регіональних сейсмічних досліджень аргументовано продемонстрували сильну деформацію та ерозію осадового чохла в сучасній глибоководній зоні в еоцені та/або олігоцені [Finneti et al., 1988; Rangin et al., 2002; Stovba et al., 2020]. З огляду на актуальність розв'язання багатьох проблем, пов'язаних із сучасними уявленнями стосовно геологічної будови та еволюції Чорноморського регіону, публікація [Стовба та ін., 2023] присвячена розгляду геологічної історії українського сектора Чорного моря (Рисунок 1.13) від альбського часу ранньої крейди до початку пізнього міоцену. При цьому основну увагу приділено дискусійним питанням тектонічної будови та еволюції території досліджень, закономірностям формування та походження в її межах великих структурних елементів осадового чохла, змінам палеогеографічної та тектонічної обстановок у північній частині Чорного моря на різних етапах еволюції.

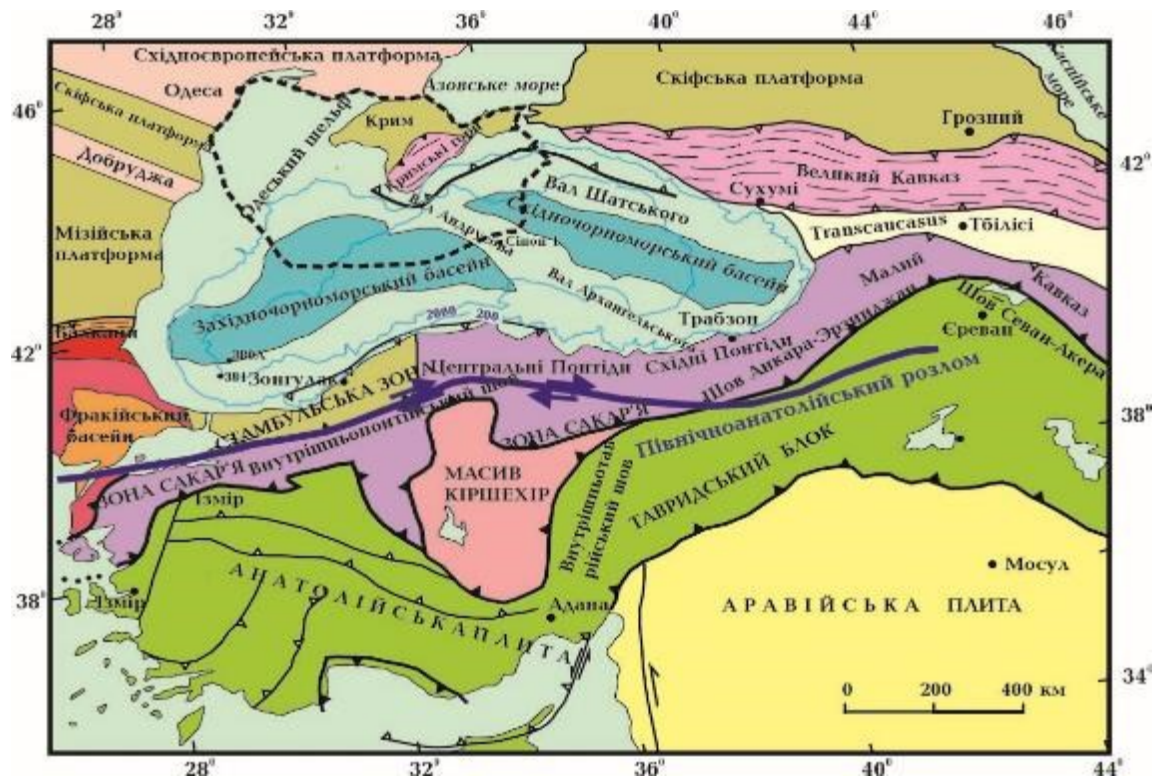


Рисунок 1.13 – Тектонічна карта Чорного моря та прилеглих регіонів (із невеликими змінами за даними публікацій [Okay, Tüysüz, 1999; Stephenson, Schellart, 2010]). Чорна пунктирна лінія обмежує район досліджень. Жирними

чорними точками позначено свердловини, що згадуються в тексті. Ізобати та їх значення в метрах показано блакитним кольором

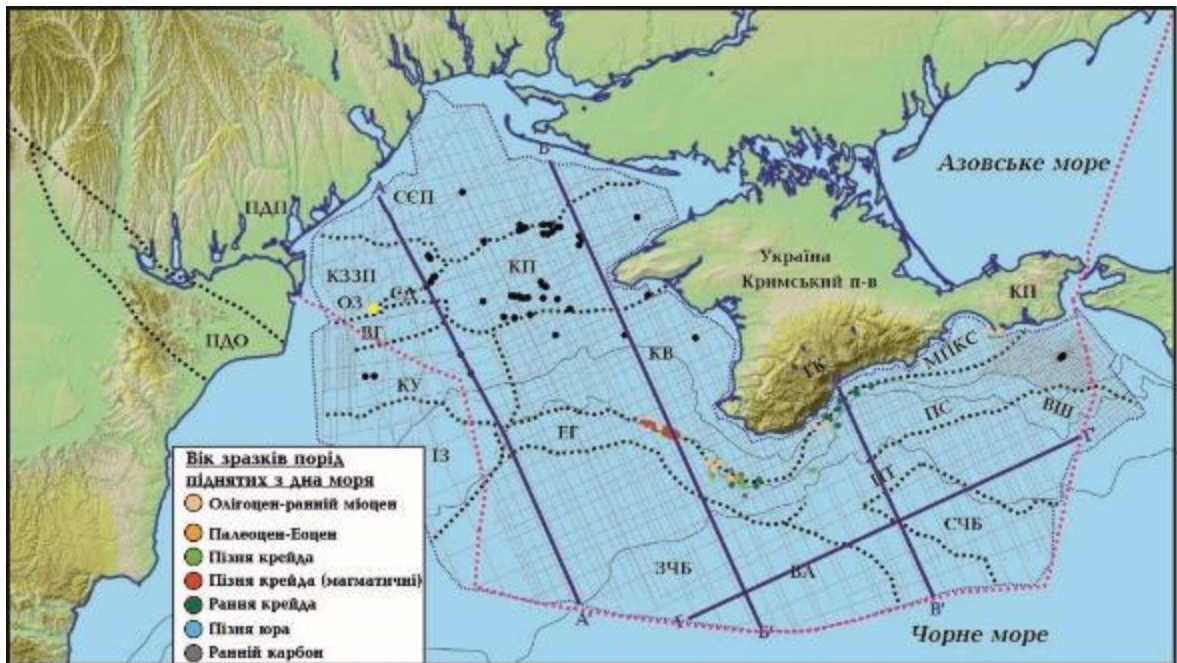


Рисунок 1.14 – Фізико-географічна карта ділянки досліджень, де показано межу українського сектора Чорного та Азовського морів (червона переривчаста лінія), контури регіональних тектонічних елементів (чорні переривчасті лінії), місцезнаходження ключових морських свердловин (чорні кола), розташування сейсмічних профілів МСГТ (сірі лінії). Межу сейсмічних досліджень показано синьою переривчастою лінією, розташування сейсмічних профілів показаних на рис.1.15-1.18— жирними синіми лініями. Місцезнаходження та вік зразків гірських порід, піднятих із дна Чорного моря, показані кольоровими колами за даними робіт [Шнюков и др., 1997, 2003; Иванников и др., 1999; Иванников, Ступина, 2003; Шнюков, Зиборов, 2004]. Зміну віку деяких зразків обґрунтовано в публікаціях [Poradyuk et al., 2013; Попадюк та ін., 2013, 2015; Попадюк и др., 2015]. скорочені назви тектонічних елементів: ВА — вал Андрусова; ВГ — вал Губкіна; ВШ — вал Шатського; ГК — Гірський Крим (Кримські гори); ЕГ — Евксинський грабен; ЗЧБ — Західночорноморський басейн; ІЗ — Істрійська западина; КЗЗП — Крилівсько-Зміїна зона підняття; КВ — Каламітський вал; КП — Каркінітський прогин; КУ — Крайовий уступ; МПКС — морське продовження кримських складок; ОЗ — острів Зміїний (показаний жовтим кольором); СЕП — Східноєвропейська платформа; СП — Сулинський прогин; ПС — прогин Сорокіна; ПДО — Північнодобруджський ороген; ПДП — Переддобруджський прогин; ПТ — підняття Тетяєва; СЧБ —

Східночорноморський басейн. Сverdlovina Морська-1 знаходиться на острові Зміїний

В основу виконаних досліджень покладено результати регіональних сейсмічних досліджень, що визначили або суттєво уточнили головні етапи тектонічної еволюції українського сектора Чорного моря [Стовба та ін., 2003; Стовба, Попадюк, 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010; Stovba et al., 2017a, б, 2020; Stephenson, Stovba, 2022]. Перший етап — рифтовий, що проходив в умовах розтягнення земної кори з кінця ранньої крейди (альб) до середини пізньої крейди. Другий етап — пасивне термічне (пострифтове) занурення, що домінувало із середини пізньої крейди до середини еоцену. Третій етап — пострифтове занурення на фоні періодичного прояву інверсійних рухів під дією регіонального стиснення земної кори починаючи з пізнього еоцену. Найбільш інтенсивні складчасті деформації відбулись наприкінці середнього еоцену та в пізньому міоцені [Stovba et al., 2017a,б, 2020]. Виявлено також, що наприкінці пліоцену в межах сучасного континентального схилу на південь і південний захід від Гірського Криму проявилось локальне розтягнення земної кори [Stovba, Khriachtchevskaia, 2011; Stovba et al., 2013, 2017a,б, 2020].

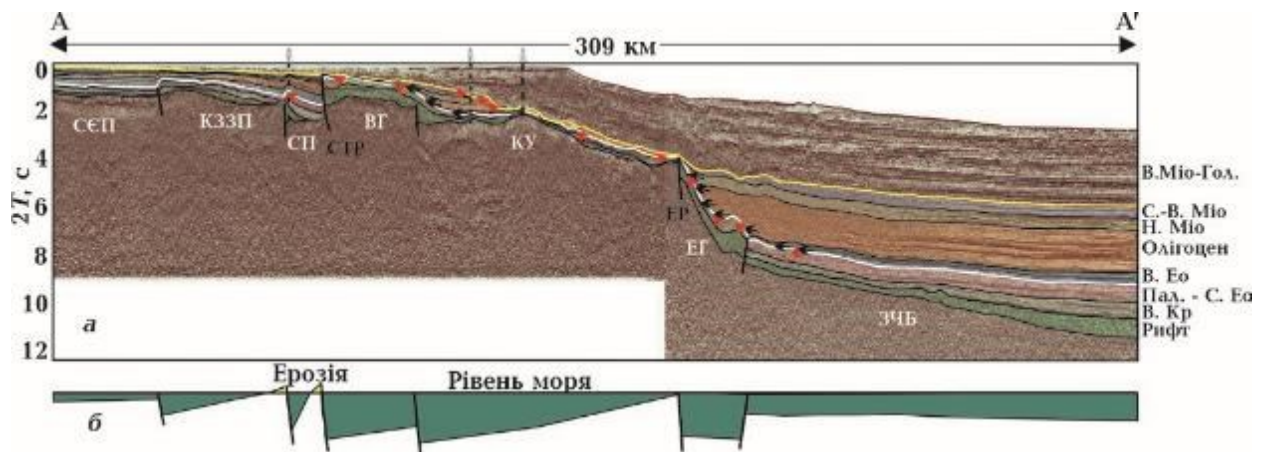


Рисунок 1.15 – Проінтерпретований сейсмічний профіль А—А' (а) та спрощена (немасштабна) палеотектонічна реконструкція уздовж профілю на кінець крейдового рифтогенезу (б). Розташування профілю показано на рис.1.14. Білою лінією позначено поверхню допізньеоценових відкладів, для якої побудовано карту ізохрон. Жовтою лінією показано границю пізньоміоценового неузгодження. Червоні стрілки в межах сейсмічних комплексів указують на

ерозію порід, а чорні стрілки — на підшовне (трансгресивне) налягання осадових шарів на границю неузгодження. скорочення: В. Міо—Гол. — верхній міоцен — голоцен; С.-В. Міо — середній та верхній міоцен; Н. Міо — нижній міоцен (верхня частина майкопських відкладів); В. Ео — верхній еоцен; Пал.— С. Ео — палеоцен — середній еоцен; В. Кр — верхня крейда; Рифт — рифтовий комплекс ранньої та пізньої крейди. Скорочені назви розломів (чорним кольором): ЕР — Евксинський; СТР — Сулінсько-Тарханкутський. Скорочені назви тектонічних елементів (білим кольором) такі самі, як і на рис.1.14

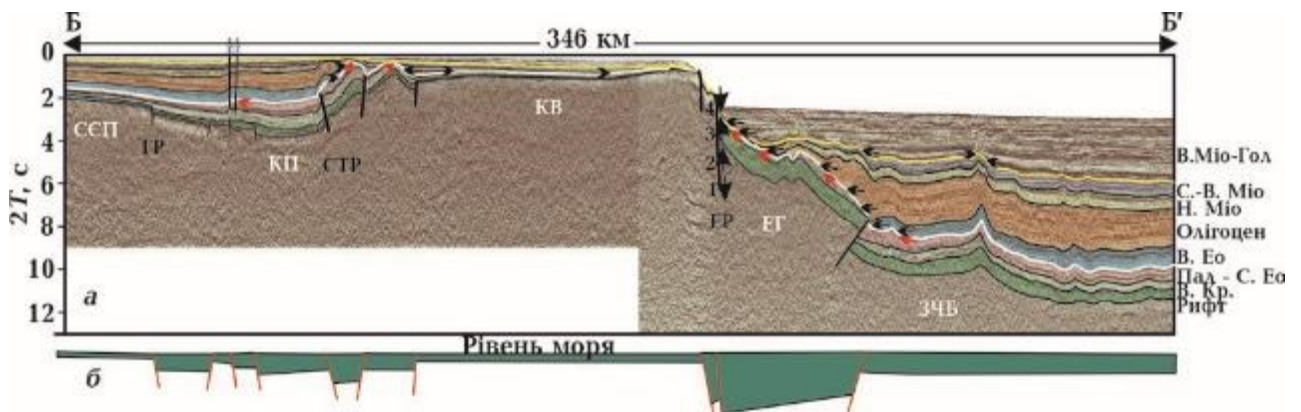


Рисунок 1.16 – Проінтерпретований сейсмічний профіль Б—Б' (а) та спрощена (немасштабна) палеотектонічна реконструкція уздовж профілю на кінець крейдового рифтогенезу (б). Розташування профілю показано на рис. 1.14. Чорними стрілками позначено рухи уздовж площини Евксинського розлому під час: 1 — рифтової фази, 2 — еоценової інверсії, 3 — пізньоміоценової інверсії, 4 — розтягу під час кватеру; РГ — розлом Голіцина. Інші умовні позначення і скорочення такі самі, як і на рис. 1.14 і 1.15

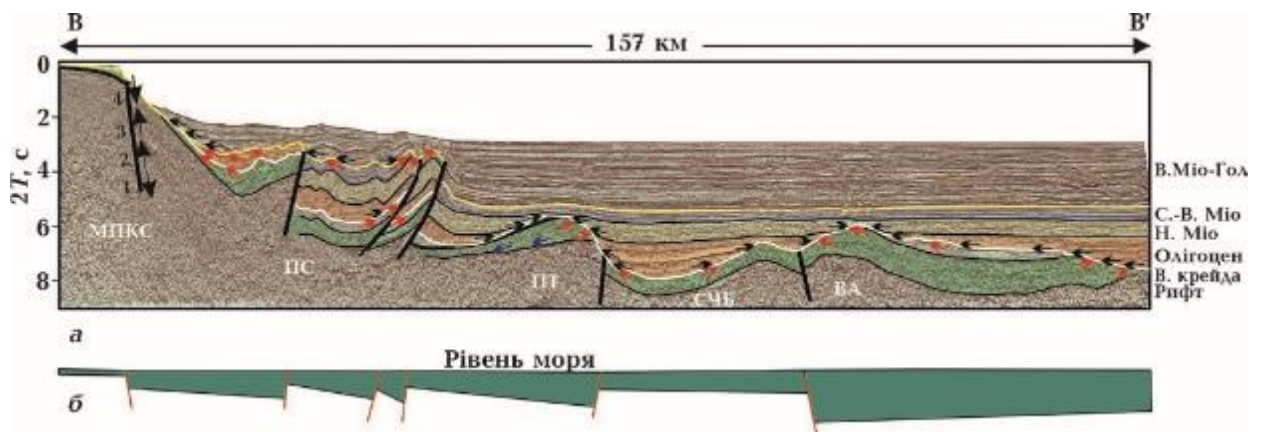


Рисунок 1.17 – Проінтерпретований сейсмічний профіль В—В' (а) та спрощена (немасштабна) палеотектонічна реконструкція вздовж профілю на

кінець крейдового рифтогенезу (б). Розташування профілю показано на рис. 1.14. Умовні позначення і скорочення такі ж, як і на рис. 1.14 і 1.15

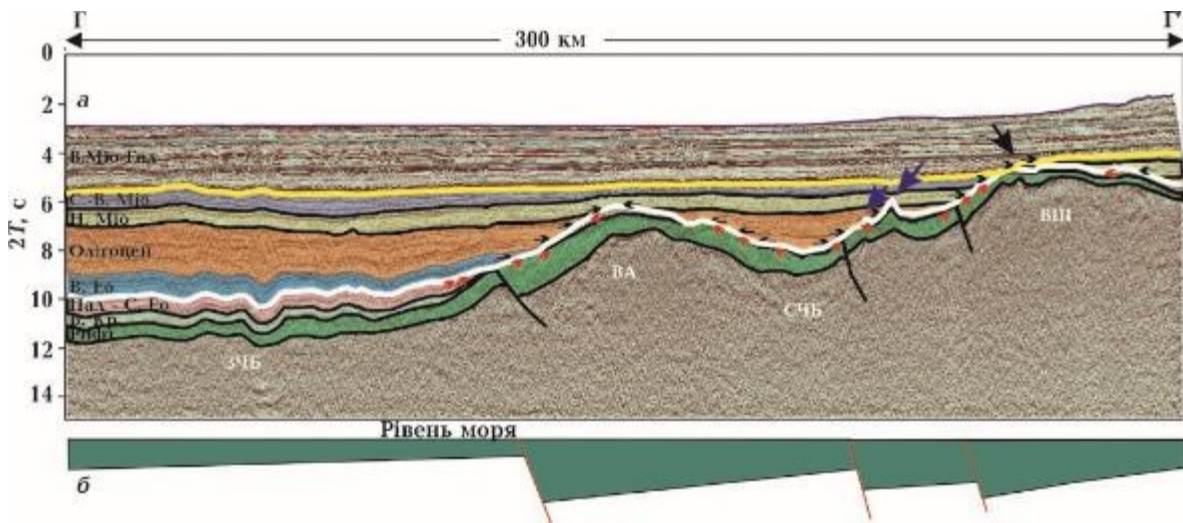


Рисунок 1.18 – Проінтерпретований сейсмічний профіль Г—Г' (а) та спрощена (немасштабна) палеотектонічна реконструкція уздовж профілю на кінець крейдового рифтогенезу (б). Розташування профілю показано на рис. 1.14. Великі сині стрілки вказують на можливі залишки масивів порід, що збереглися від повного розмиву. Велика чорна стрілка вказує на неузгодження, що виникло в результаті інверсійних рухів валу Шатського під час пізньоміоценового стиснення. Усі інші умовні позначення і скорочення такі самі, як і на рис. 1.14 і 1.15.

Український сектор складає приблизно четверту частину усієї акваторії Чорного моря (див. Рисунок 1.13). Тому репрезентовані в цьому розділі результати досліджень можуть істотно сприяти виконанню подальших тектонічних і палеогеографічних реконструкцій та удосконаленню існуючих геодинамічних моделей для всього Чорноморського регіону й Паратетису загалом.

Сейсмічні (сейсмостратиграфічні) комплекси. На сейсмічних розрізах (див. рис. 1.15-1.18) показано вісім сейсмічних комплексів, сформованих під час рифтогенезу в крейді (альб—сеноман) і на пострифтовій стадії в турон—маастрихті пізньої крейди, палеоцені—середньому еоцені, пізньому еоцені, олігоцені (ранньомайкопський час), ранньому міоцені (пізньомайкопський час),

середньому міоцені та з пізнього міоцену до нинішнього часу [Стовба та ін., 2023]. Границю між олігоценовою та нижньоміоценовою товщами на сейсмічних розрізах визначено з деяким наближенням, тому що навіть у свердловинах, пробурених на морі та узбережжі, відсутні однозначні фауністичні та літологічні критерії для впевненого розчленування майкопської товщі за віком її складових частин [Геологія..., 1969, 1984, 1985; Гожик та ін., 2006; Хрящевская и др., 2009].

1.4 Нафтогазоносність

В українській частині акваторії Чорного моря відкрито 9 родовищ, в тому числі 5 газових, 3 газоконденсатних та 1 нафтове. У межах Південного нафтогазоносного регіону України виділяються Балтійсько-Переддобрудзька та Чорноморсько-Північнокавказько-Мангишлацька нафтогазоносні провінції, які у свою чергу поділяються на більш дрібні елементи нафтогазогеологічного районування. В розрізі осадового чохла виділяються 8 нафтогазоносних і перспективних комплексів, що включають породи-колектори та породи-покришки: силурійсько-нижньокам'яновугільний, пермсько-тріасовий, юрський, нижньокрейдний, верхньокрейдний, палеоценово-еоценовий, олігоценово-нижньоміоценовий (майкопський) та середньоміоценово-пліоценовий.

Аналіз стану вивченості перспектив нафтогазоносності в українському секторі акваторії Чорного моря свідчить про високі геологічні передумови для відкриття нових родовищ вуглеводнів.

1.4.1 Прямі ознаки нафтогазоносності

До прямих ознак нафтогазоносності відносяться грязевий вулканізм, газові факели, виходи на поверхню асфальту і бітумів, наявність сірководневих вод, скупчення газогідратів [О.А. Кичка, 2013].

На дні Чорного моря встановлені досить численні виділення горючих газів – газові факели та грязеві вулкани [Поликарпов 1989, 1992; Шнюков и др. 1993, 1999, 2001]. Поля підводних газових факелів на шельфі та континентальному схилі виявлені у межах північно-західної частини Чорного моря, біля берегів Болгарії, Керченсько-Таманського регіону і Кавказького узбережжя. Іноді газові факели зустрічаються у Чорноморській западині. Грязеві вулкани частіше приурочені до глибоководної зони Чорного моря [Степанюк 2011].

Широкий розвиток газових факелів у акваторії Чорного моря досить добре відомий [Поликарпов 1989, 1992]. Вони зазвичай локалізовані на зовнішньому шельфі і у верхній частині континентального схилу та формують смуги паралельні ізобатам. В Чорноморській западині (як у її західній, так і у східній частині) поширення газових факелів відносно обмежено, вони малопотужні [Шнюков и др. 1999]. Витоки газу пов'язані з порушеннями суцільності осадків, каньйонами і зсувами осадків на схилах, оскільки газ може мігрувати зі свого джерела по проникних осадках до місць витоку.

В північно-західній частині Чорного моря переважна більшість виділень газу знаходиться на шельфі. Газ, який виділяється, формує поля окремих інтенсивних факелів над локальним підняттями або депресіями дна, групи факелів, окремі просочування крізь плоске дно, групи факелів з нечіткими границями між просочуваннями газу (газові «хмари») і газові «тумани». Інтенсивні газові факели найчастіше мають конусоподібну форму до 40 м в основі. Їхня висота сягає до 250 м. В своїй більшості газові «хмари» фіксуються на глибинах 50-60 м. Зазвичай газ факелів розчинюється в воді, не досягаючи її поверхні [Старостенко 2005, Степанюк 2011].

1.4.2 Нафтогазогеологічне районування

У межах української частини акваторій Чорного та Азовського морів виділяються Балтійсько-Переддобрудзька нафтогазоносна провінція та

Чорноморсько-Північнокавказько-Мангишлацька нафтогазоносна провінція (Рисунок 1.19) [Єгер 2006].

У межах першої виділяється Переддобрудзька НГО, яка складається з двох районів: Криловського нафтоносного району (НР) та Кілійського нафтогазоносного району (НГР).

Криловський НР просторово відповідає однойменному грабену. В його межах встановлена промислова нафтоносність порід середньо-верхньодевонського віку, де відкриті Східносаратське і Жовтоярське нафтові родовища.

Кілійський НГР охоплює територію Кілійсько-Зміїного підняття. У східній частині району розташоване Безіменне родовище, де газоносними є відклади палеоцену та середнього еоцену.

Перспективно нафтогазоносними в межах області також є породи силурійського віку, пермсько-тріасового, юрського, крейдового та олігоцен-міоценового віку.

В складі Чорноморсько-Північнокавказько-Мангишлацької НГП виділяються: Придунайська нафтогазоносна область (НГО), Північночорноморсько-Кримська НГО, Азовсько-Індольська НГО та Чорноморська НГО.

Придунайська нафтогазоносна область (НГО) включає Губкінський нафтогазо-перспективний район (НГПР) та Істрійський НГПР.

Губкінському НГПР просторово відповідає однойменний структурно-тектонічний вал, а *Істрійський НГПР* охоплює західну частину Крайової ступені та північно-східну частину Істрійського прогину.

Перспективи даної області пов'язуються з відкладами мезо-кайнозою (альб-палеоцен та пліоцен), які є нафтоносними (родовища Лебада, Західна Лебада та Східна Лебада) та газоносними (родовища Сіное та Дойна) в межах Румунської частини акваторії Чорного моря.

Північночорноморсько–Кримська НГО займає більшість території північно-західного шельфу Чорного моря, Рівнинний Крим та смугу суші у Причорномор’ї від устя Дністра до Азовського моря. В межах області виділяються наступні райони: Таврійський НГПР, Північнокаркінітський НГПР, Північнокримський НГР, Каркінітський газоносний район (ГР), Каламітський НГПР та Центральнокримський НГПР.

У межах Північночорноморсько-Кримської області відкрито 9 газових, 9 газоконденсатних та 2 нафтових родовища. З них 7 родовищ знаходяться у акваторії Чорного моря (Одеське, Голицинське, Південно-Голицинське, Шмідтівське, Штормове, Архангельське, Кримське) і 13 на суходолі Кримського півострову (Оленівське, Чорноморське, Краснополянське, Західно-Октябрське, Октябрське, Кіровське, Глібівське, Карлавське, Ярилгацьке, Задорненське, Серебрянське, Тетянівське, Джанкойське).

Продуктивною тут є головним чином нижня частина палеоцен-еоценового комплексу, яка складена вапняками, мергелями і глинами товщиною до 1000 м.

Каркінітський НГР охоплює Каркінітський прогин. В його межах відклади верхньої крейди і палеоцену містять газоконденсатні та газові поклади, а еоценові та олігоцен-міоценові – газові.

Північнокримський НГР просторово відповідає Північнокримському прогину, в межах якого у відкладах крейди виявлено переважно нафтові і газоконденсатні поклади, а палеоцену та олігоцен-міоцену – газові.

Таврійський НГПР займає центральну частину Південноукраїнської монокліналі. Перспективи нафтогазоносності даного району пов'язують з неогеновими і меншою мірою з палеогеновими та крейдовими відкладами.

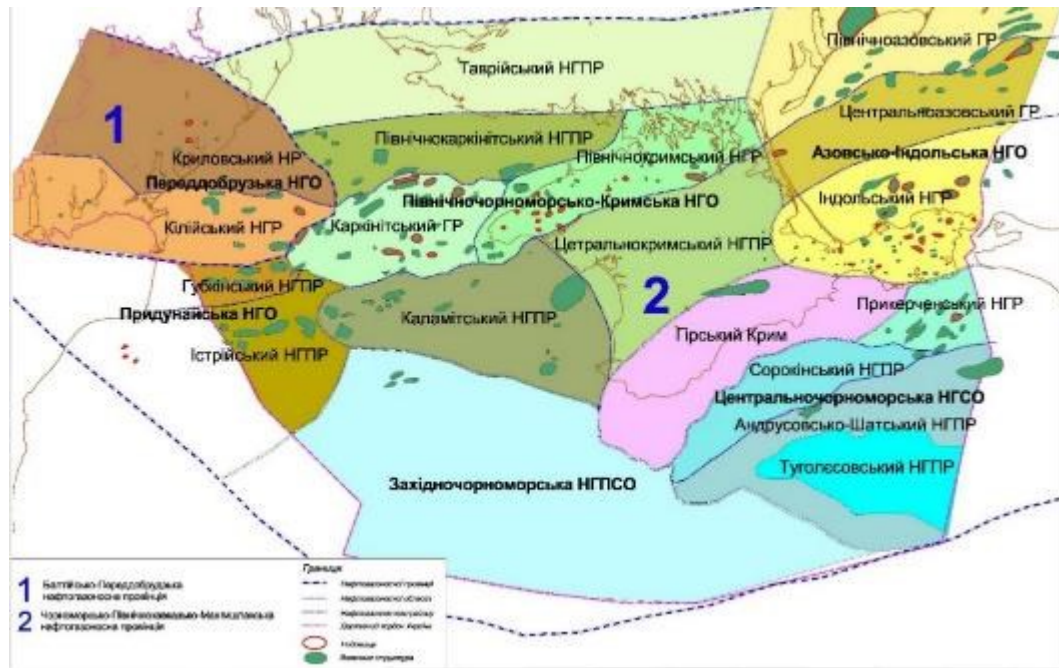


Рисунок 1.19 – Карта нафтогазогеологічного районування південного регіону України (за [Єгер 2006])

Північнокаркінітський НГПР охоплює зону зчленування Скіфської плити і Східно-Європейської платформи. Йому просторово відповідає зовнішня зона Каркінітського прогину. В межах даного району перспективно нафтогазоносними є відклади крейди, палеогену і неогену.

Каламітський НГПР охоплює західну частину Каламітсько-Центральнокримського підняття та південно-західну частину Альмінської западини. Перспективними в межах району є всі нафтогазоперспективні комплекси мезокайнозою.

Центральнокримський НГПР охоплює центральну частину Рівнинного Криму, якому відповідає східна частина Каламітсько-Центральнокримського підняття. В межах даного району перспективно нафтогазоносними є відклади неогену, палеогену та мезозою.

Азово-Індольська НГО охоплює акваторію Азовського моря і суходіл Керченського півострову та складається з трьох районів: Північноазовського НГПР, Центральноазовського ГР та Індольського НГР.

Область Гірського Криму більшістю дослідників не вважається перспективною у відношенні нафтогазоносності, хоча і в її межах відомі численні газопрояви, приурочені до відкладів таврійської серії, середньої і верхньої юри, нижньої і верхньої крейди.

Чорноморська НГО займає південну частину регіону. Вона охоплює північну глибоководну частину Чорного моря та частину Прикерченського чорноморського шельфу. Вона складається з двох субобластей: Західночорноморської нафтогазоперспективної субобласті (НГПСО) та Центральночорноморської нафтогазоносної субобласті (НГСО).

В межах останньої виділяються чотири райони: Прикерченський НГР, Сорокінський НГПР, Андрусовсько-Шатський НГПР та Туголесовський НГПР.

Прикерченський НГР охоплює північно-західну частину Прикерченсько – Геленджицької ділянки Чорноморського шельфу. Йому просторово відповідає зона Прикерченських складок. В межах району встановлено промислову нафтогазоносність майкопських відкладів на площі Субботіна. Перспективи нафтогазоносності району також пов'язуються з відкладами крейди, палеоцену-олігоцену і неогену.

Сорокінському НГПР відповідає однойменний прогин. Перспективи нафтогазоносності району пов'язуються з відкладами крейди, палеогену і неогену, і перш за все з утвореннями майкопу.

Андрусовсько-Шатський НГПР об'єднує територію валів Андрусова, Тетяєва та Шатського. Перспективи нафтогазоносності району пов'язуються з відкладами крейди, палеогену і неогену.

Туголесовський НГПР просторово відповідає прогину, який сформувався як інверсійна западина над похованим Центрально-Чорноморським підняттям. Перспективи нафтогазоносності району пов'язуються з відкладами крейди, палеогену і неогену.

1.4.3 Нафтогазоматеринські породи

За наявними геолого-геохімічними даними та даними з регіональної геології в межах північно-західного шельфу та в глибоководній западині у якості нафтогазоматеринських порід можуть розглядатися породи ранньокрейдового та більш молодого віку. У той же час в Західному Причорномор'ї є нафтогазоматеринські породи кам'яновугільного та юрського віку [Стовба 2007].

Нижньокрейдіві відклади у Каркінітському прогині, як вважають фахівці SPT [Black Sea...,1998], знаходяться в діапазоні від нафтового вікна до післягазової стадії зрілості, а традиційно прийняті нафтогазоматеринські породи майкопської серії (олігоцен-нижній міоцен) знаходяться на стадії нафтового вікна лише у центральній частині Каркінітського прогину. Отже більш зрілі нафтогазоматеринські породи, що залягають глибше, повинні бути джерелом вуглеводнів, що спостерігаються на даній території.

Картування та моделювання зрілості верхньої частини нижньої крейди показують, що потенційні нафтогазоматеринські породи знаходяться у стадії газового вікна (та післягазової стадії) в межах Каркінітського прогину і на стадії нафтового вікна на прилягаючих територіях. Розповсюдження та якість потенційних нафтогазоматеринських порід в нижньокрейдових відкладах невідомі. Припускається, що в межах Каркінітського прогину ці відклади представлені морськими аргілітами, які нагромаджувалися в умовах замкнутого басейну та можуть мати добру якість. За межами Каркінітського прогину відклади нижньої крейди мають недостатню потужність, а також можуть не мати достатньої потужності, щоб згенерувати значні кількості вуглеводнів. Отже, найбільш ймовірно, що нафтогазоматеринські породи, які досягли стадії газового/нафтового вікна на північно-західному шельфі, є обмеженими Каркінітським прогином [Стовба, 2007]. Це підтверджується і іншими дослідженнями [Попадюк 2004; Атлас родовищ... 1998], які вказують на те, що

нафтогазоматеринські породи апту-альбу є основним джерелом вуглеводнів на північно-західному шельфі.

Кайнозойські відклади на північно-західному шельфі є на загал малопотужними і залягають на невеликих глибинах, а пов'язані з ними імовірно нафтогазоматеринські породи міоцену-олігоцену (майкопська серія) є незрілими. Прогнозується, що з палеогеновими відкладами будуть пов'язані нафтогазоматеринські породи у глибоководній западині. За літературними даними саме з цими відкладами слід пов'язувати найбільш продуктивні нафтоматеринські породи в регіоні.

Можливо, що в західній частині північно-західного шельфу, в межах Криловського прогину, Кілійсько-Зміїного підняття та вала Губіна, потенційні нафтогазоматеринські породи залягають у палеозойських відкладах. В Західному Причорномор'ї нафта була знайдена в девонських карбонатах на Східно-Саратському та Жовтоярському родовищах [Black Sea...,1998].

Кайнозойські нафтогазоматеринські породи можливо присутні в глибоководній Чорноморській западині, але немає даних, щоб підтвердити це. В Альмінської западині прилеглої до Скіфської плити, кайнозойські відклади мають дуже малу потужність та ймовірно, що усі нафтогазоматеринські породи в цьому районі є незрілими.

На території Прикерченського шельфу можна також прогнозувати відклади нижньої крейди, проводячи аналогії з суходолом Керченського півострова. Відклади майкопу розкриті свердловиною Субботінська-403. Станом на сьогодні в даному районі пробурено 3 свердловини – Субботінська-1, Субботінська-403 та св. Субботінська-2. Моделювання зрілості дозволяє припускати, що потенційні нафтогазоматеринські породи майкопу є незрілими на прилягаючій до суші території (до ізобати мінус 50 м) та знаходяться на стадіях від нафтового до газового вікна далі на південь [Стовба, 2007]. Ймовірно, що нафтогазоматеринські породи нижньої крейди знаходяться на стадії зрілості від газової до післягазової.

1.4.4 Нафтогазоносні та перспективні комплекси

Аналіз та узагальнення даних щодо геологічної будови української частини акваторій Чорного моря з використанням результатів опробувань свердловин дозволяє виділити в осадовому чохлі 8 нафтогазоносних і перспективних комплексів: силурійсько-нижньокам'яновугільний, пермсько-тріасовий, юрський, нижньокрейдовий, верхньокрейдовий, палеоценово-еоценовий, олігоценно-нижньоміоценовий (майкопський) та середньоміоценово-пліоценовий [Стовба 2004; Геология шельфа...,1986; Прогноз поисков...,1981].

Силурійсько-нижньокам'яновугільний нафтогазоносний комплекс є перспективним у межах Переддобрудзького прогину і прилеглий до нього з півночі смугі схилу Східно-Європейської платформи. В цьому комплексі колектори тяжіють у силурійській та середньодевонсько-візейській частинах розрізу, які складені переважно вапняками та доломітами [Стовба 2004]. Ці карбонатні породи належать до колекторів порово-тріщинного та порово-каверно-тріщинного типів невисокої ємності та різної проникності. Субрегіональною покришкою у силурійсько-нижньокам'яновугільному комплексі є глинисті утворення нижнього девону. До зональних покришок відносяться глинисті породи верхньої частини нижнього карбону, окремі пачки серед карбонатних порід середньодевонсько-візейського віку, збагачені сульфатами та глинистими різновидами [Геология шельфа... 1986]. У відкладах комплексу відкриті 2 нафтових родовища – Жовтоярське та Східносаратське.

Пермсько-тріасовий перспективний комплекс складений переважно континентальними теригенними та глинистими, місцями вулканогенними породами [Стовба 2004]. Найкращі колекторські властивості мають верхньотріасові пісковики, які відносяться до колекторів порового та тріщинно-порового типів середньої ємності та проникності [Прогноз поисков... 1981]. Зональними покришками є пачки аргілітів та щільних мергелів, що приурочені до різних частин розрізу.

Нижня частина юрського перспективного комплексу представлена теригенно-глинистими утвореннями середньоюрського віку, у розрізі яких прослідковується декілька пачок алеврит-піщаних порід, верхня частина - верхньоюрськими породами, які складені вапняками, пісковиками та алевролітами. Породи середньоюрського віку відносяться до колекторів порового та тріщино-порового типу малої та середньої ємності і різної проникності, верхньоюрського - порового та тріщинно-порового типу малої та середньої ємності і проникності, місцями – порового типу середньої і високої пористості [Стовба 2004; Прогноз поисків... 1981]. Товща батських глин та окремі глинисті горизонти байоської частини розрізу представляють собою субрегіональний нафтогазоупор. Сульфатно-карбонатно-теригенно-глинисті утворення кіммерідж-титону також вважаються покришкою [Стовба 2004].

Нижньокрейдовий нафтогазоносний комплекс складений переважно теригенно-глинистими утвореннями, що містять декілька пачок порід-колекторів, які складені пісковиками, алевролітами, туфами та туфітами. Найбільш розвинуті теригенні породи, що залягають в основі розрізу (базальні шари) неоком-ранньоаптського віку [Стовба 2004]. Менш розвинуті пісковики та алевроліти, що приурочені до нижньої частини верхньоальбського під'ярусу. У розрізі альбських відкладів прослідковується декілька пачок теригенних та вулканокластичних порід зонального і локального поширення. Перспективи розвитку колекторів у нижній крейді на північно-західному шельфі пов'язуються з пісковиками верхнього апту, а також, у менший мірі, з вулканокластичними і теригенними породами середнього-верхнього альбу [Стовба 2004; Геологія шельфа...,1986; Прогноз поисків...,1981]. Відклади нижнього альбу у межах північно-західного шельфу відсутні [Стовба 2006]. Нафтогазоупори верхньоаптського та середньоальбського віку представлені переважно аргілітами та глинами з рідкими малопотужними прошарками глинистих вапняків, мергелів [Прогноз поисків... 1981]. Екрануюча товща верхньоальбського віку складена переважно аргілітами і глинистими мергелями.

Поклади нафти у відкладах нижньої крейди відкриті на родовищах Октябрське (K_{1nc-ap}), Східна Лебада (K_{1al}), Західна Лебада (K_{1al}) і Сіное (K_{1al}), газоконденсату – на родовищах Західно-Октябрське (K_{1al}), Тетянівське (K_{1nc-ap} та K_{1al}).

Верхньокрейдний нафтогазоносний комплекс у межах Рівнинного Криму та північно-західного шельфу Чорного моря характеризується значним переважанням колекторів над породами-покришками. Колектори верхньокрейдного розрізу складені переважно вапняками, місцями мергелями та глинистими вапняками. Ці породи розглядаються як колектори тріщинно-порового, порово-тріщинного та порово-каверно-стилоліто-тріщинного типів. У межах північно-західного шельфу Чорного моря колектори верхньої крейди мають середні ємнісні властивості. Порода-покришки присутні у відкладах сеноманського та кампанського віку. Вони представлені глинистими вапняками та мергелями з прошарками глин та аргілітів. Екрануючі товщі маастрихтського віку широко розвинуті на більшій частині Рівнинного Криму та у прилеглих районах акваторії Чорного моря, де вони представлені переважно глинистими вапняками та мергелями з невеликою кількістю кластичного матеріалу [Геологія СРСР... 1968]. У відкладах верхньої крейди відкриті поклади газу на родовищах Октябрське (K_{2sm}), Фонтанівське (K_2), Куйбишевське (K_{2sm}), нафти – на родовищах Серебрянське (K_{2k}), Східна Лебада (K_{2t-st}), Західна Лебада (K_{2t-st}), газоконденсату – на Шмідтівському родовищі (K_{2m}).

Серед палеоценових відкладів, що представлені в основному карбонатними та глинисто-карбонатними, рідше піщано-алевритовими породами, виявлені колектори порового та тріщинно-порового типів. Порово-тріщинні колектори розвинуті у межах Тарханкутського п-ова та північно-західного шельфу Чорного моря (Голіцинське підняття, Шмідтівське родовище). Колектори нижнього палеоцену представлені піщанистими і тріщинуватими вапняками. Колектори верхнього палеоцену та верхнього еоцену представлені дрібноуламковим теригенним матеріалом. Нижньопалеоценові відклади можуть представляти

собою покришку у північно-західній частині Рівнинного Криму та прилеглих районах акваторії Чорного моря, де вони представлені мергелями та глинистими вапняками з незначним вмістом органогенного і кластичного матеріалів [Прогноз поисков... 1981]. Верхньопалеоценові породи-покришки складені глинистими мергелями, з прошарками глинистих вапняків та глин, незначною домішкою піщано-алевритового матеріалу. Поклади газу у відкладах палеоцену відкриті на родовищах Архангельське та Одеське, газоконденсату – на родовищах Голіцинське та Шмідтівське.

До колекторів еоцену віднесені пачки тріщинуватих карбонатних та глинисто-карбонатних, місцями піщано-алевритових порід, що приурочені переважно до середньоеоценових та окремим частинам верхньоеоценових відкладів. У межах північно-західного шельфу Чорного моря колектори еоцену пов'язані з вапняками середнього підвідділу, які відносяться до колекторів тріщинно-порового типу. На Прикерченському шельфі Чорного моря (св. Субботіна № 403) еоценові відклади представлені мергельно-глинистими утвореннями. Добрі колекторські властивості можуть бути пов'язані з прошарками піщано-алевритових порід. Нижньоеоценові покришки представлені вапняковистими глинами, рідше глинистими мергелями. Середньоеоценова частина товщі складена мергелями з прошарками глинистих вапняків, рідше вапняковистих глин. Породи-покришки пізньоеоценового віку представлені в основному мергелями з підпорядкованими прошарками глинистих вапняків та вапняковистих глин. Поклади газу відкриті у відкладах еоцену на родовищах Одеське, Безіменне, Східна Лебада, поклад газоконденсату – на родовищі Фонтанівське, нафти – на родовищі Західна Лебада.

Породи-колектори *олігоцен-нижньоміоценового (майкопського) віку*, що представлені дрібнозернистими пісками та рихлими пісковиками і зустрічаються у різних частинах майкопської товщі. У межах північно-західного шельфу Чорного моря у товщі майкопських відкладів виявлені колектори з високими ємнісними властивостями. Перші результати досліджень колекторських

властивостей Прикерченського шельфу Чорного моря були отримані після буріння св. Субботіна-403. Фахівцями ДП «Науканафтогаз» у майкопі цієї свердловини було виділено 37 потенційно нафтогазоносних інтервалів. Найбільш потужні пласти-колектори зосереджені в нижній частині майкопських відкладів. Майкопські глини є доброю регіональною покришкою на території майже всього Чорноморського регіону [Прогноз поисков...,1981]. У відкладах майкопу поклади газоконденсату відкриті на родовищах Південно-Сивашське та Фонтанівське, нафти – на родовищах Владиславівське, Мошкарівське, Балочне та Субботіна, газу – на родовищах Голіцинське, Південноголіцинське, Шмідтівське, Архангельське, Кримське, Ярилгацьке, Джанкойське, Стрілкове та Поворотне.

Теригенно-карбонатні *утворення неогену (середній міоцен - пліоцен)* розвинуті майже повсюдно, за винятком Гірського Криму. Колектори представлені вапняками та збагаченими органічним матеріалом мергелями, зрідка пісковиками і алевролітами. Найбільший інтерес викликає чоक्रаксько-караганська частина комплексу. До покришок відносяться досить потужні пачки глин, які чергуються з колекторами, а також нижньосарматські глини, які служать субрегіональним нафтогазовим екраном [Стовба 2004; Геологія шельфа... 1986; Гожик 2006]. У Рівнинному Криму та на північно-західному шельфі Чорного моря відклади представлені у глинисто-піщаних і карбонатних фаціях. В межах Керченсько-Таманського шельфу інтерес в неогені можуть мати відклади тортонського ярусу, представлені теригенними і карбонатними породами, що перекриті глинистими відкладами верхнього пліоцену [Нафтогазоносний потенціал... 1996]. Породи-покришки ранньосарматського віку майже повсюдно представлені шаруватими глинами з прошарками піску, рідше органічних вапняків. В неогенових відкладах поклад газу відкритий на родовищі Архангельське, поклад нафти і газу – на родовищі Борзівське, нафти – на родовищах Семенівське, Актаське, Войківське та Приозерне.

Отже наведені вище дані дозволяють виокремити на території, що досліджується, наступні комплекси колекторів: теригенні породи неоком-апту, вулканогенні та теригенні породи альбу, карбонатні породи верхньої крейди, карбонатні та глинисто-карбонатні (іноді піщано-алевритові) породи палеоцену та еоцену, теригенні породи майкопу і теригенно-карбонатні породи неогену; та наступні комплекси покришок: теригенні породи верхнього апту, середнього та верхнього альбу, теригенно-карбонатні породи сеноману, кампану і маастрихту, теригенно-карбонатні породи верхнього палеоцену, теригенно-карбонатні породи верхнього, середнього та верхнього еоцену, глинисті породи майкопу та сармату.

1.5 Висновки

Геологічна будова регіону була досліджена завдяки понад 100 свердловинам глибиною 2000-4600 м на Одеському та Прикерченському шельфах та регіональним 2D сейсмічним профілям. Осадівні відклади, що охоплюють українську частину Чорного моря, представлені теригенними й карбонатними відкладами від нижнього палеозою до неогену. На острові Зміїний свердловина розкрила нижньопалеозойські породи; кам'яновугільні породи виділені на континентальному схилі. За даними регіональних сейсмічних робіт в Західночорноморському басейні найбільша товщина осадового чохла становить 18 км. Ділянка досліджень є обширним ранньокрейдовим рифтовим басейном, що заповнений крейдовими, палеоогеновими, міоценовими, пліоценовими та четвертинними відкладами і пов'язаний зі складними регіональними тектонічними елементами.

В межах українського сектору Чорноморського регіону в якості тектонічних структур першого порядку виділяються Східноєвропейська платформа, Скіфська плита, Альпійська покривно-складчата область та Чорноморська западина.

В українській частині акваторії Чорного моря відкрито 9 родовищ, в тому числі 5 газових, 3 газоконденсатних та 1 нафтове. У межах Південного

нафтогазоносного регіону України виділяються Балтійсько-Переддобрудзька та Чорноморсько-Північнокавказько-Мангишлацька нафтогазоносні провінції, які у свою чергу поділяються на більш дрібні елементи нафтогазогеологічного районування. В розрізі осадового чохла виділяються 8 нафтогазоносних і перспективних комплексів, що включають породи-колектори та породи-покришки: силурійсько-нижньокам'яновугільний, пермсько-тріасовий, юрський, нижньокрейдовий, верхньокрейдовий, палеоценово-еоценовий, олігоценно-нижньоміоценовий (майкопський) та середньоміоценово-пліоценовий.

РОЗДІЛ 2 НАФТОГАЗОВІ РОДОВИЩА УКРАЇНСЬКОЇ, РУМУНСЬКОЇ, ТУРЕЦЬКОЇ ТА БОЛГАРСЬКОЇ АКВАТОРІЙ ЧОРНОГО МОРЯ

2.1 Коротка характеристика родовищ північно-західного шельфу української акваторії Чорного моря

2.1.1 Архангельське газове родовище

Архангельське газове родовище розташоване на південному борту Каркінітсько-Північнокримського прогину на північний схід від Штормового газоконденсатного родовища. Архангельська структура по всіх горизонтах відбиття є брахіантикліналлю субширотного простягання розміром 10 км x 5 км. (Рисунок 2.1). З глибиною будова структури ускладнюється розривними порушеннями (Рисунок 2.2).

Родовище відкрито у 1987 р. У розкритому свердловинами розрізі встановлено палеогенові та неоген-четвертинні переважно глинисто-карбонатні утворення.

В межах Архангельського родовища газоносними є карбонатні відклади середнього міоцену та теригенні утворення олігоцену. В неогені виділяється продуктивна пачка N-I, в олігоцені – M-III, M-V та в нижньому палеоцені – II-XI. Продуктивні пачки олігоцену (майкопської серії) представлені алевролітами з прошарками глин. Продуктивність карбонатних відкладів палеоцену обумовлена наявністю у вапняках тріщинно-кавернозної пористості. Перспективи палеоценового покладу (пачка II-XI) потребують дорозвідки.

Родовище введено у дослідно-промислову розробку у 1992 р. і промислову експлуатацію у 2008 р. Поклади пластові склепінні з газовим режимом розробки. В межах родовища розроблялись масивно-пластовий поклад у карбонатних відкладах середнього міоцену, а також два теригенних горизонти майкопу – пачки M-III та M-V.

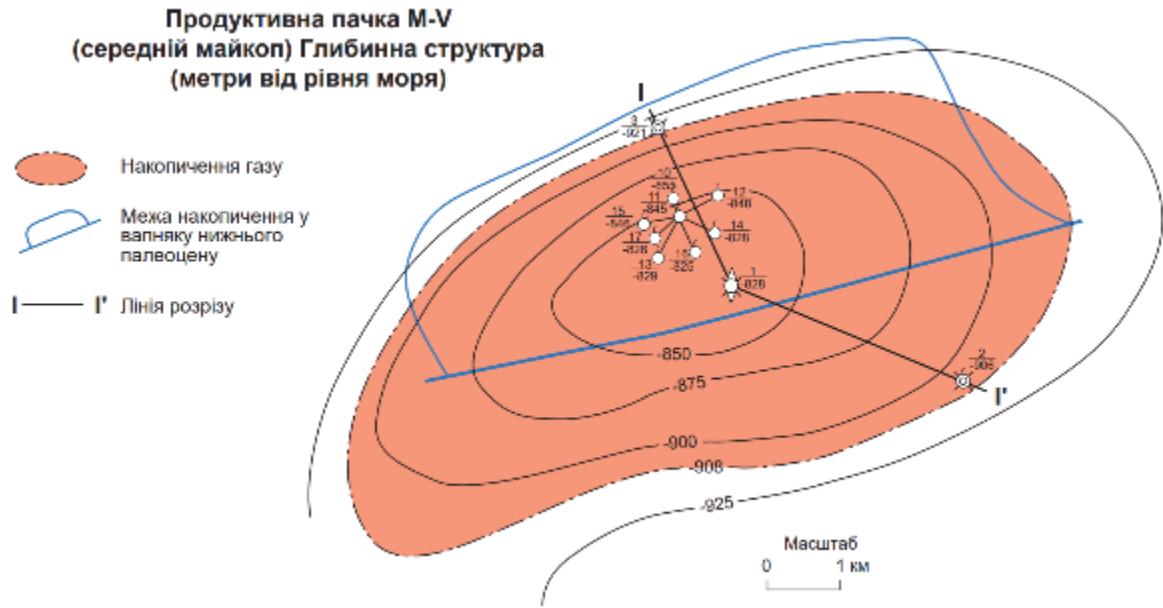


Рисунок 2.1 – Архангельське родовище. Структурна карта продуктивної пачки М-V, середній майкоп (за матеріалами [The exploration... 1997])

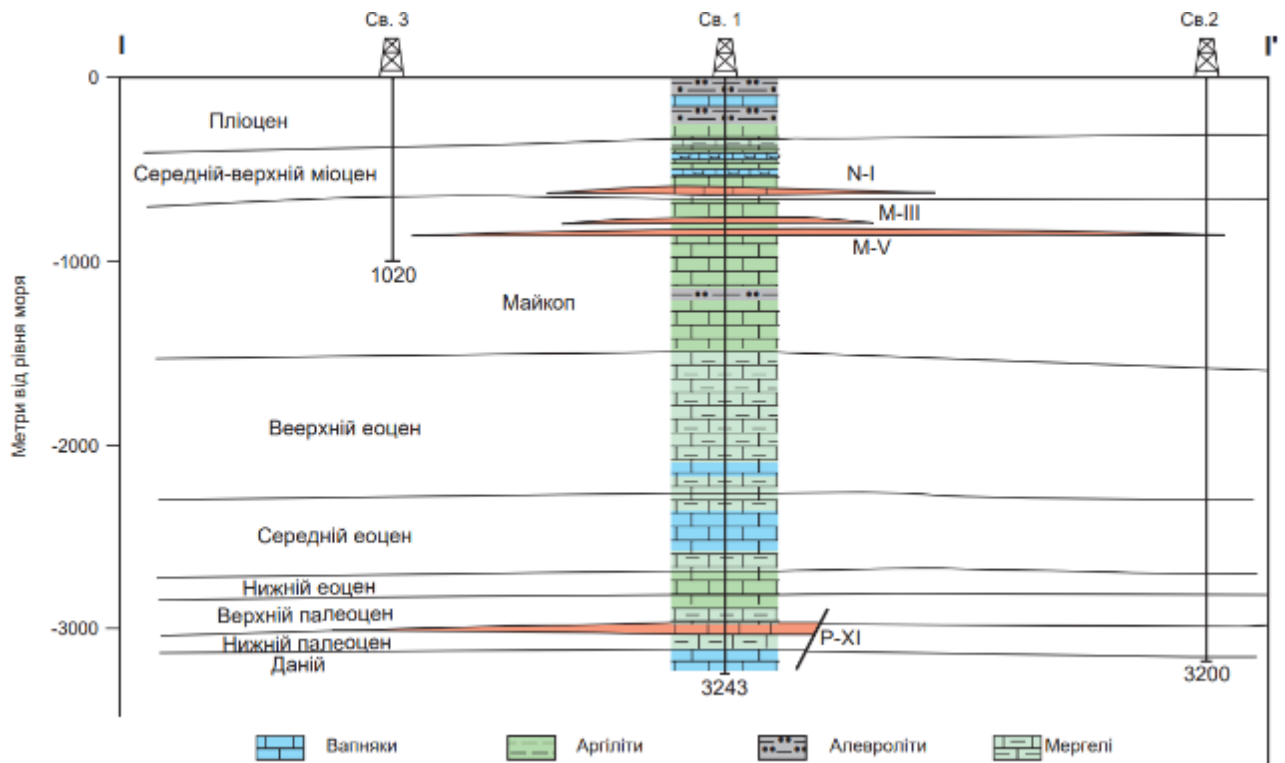


Рисунок 2.2 – Архангельське родовище. Геологічний розріз по лінії I-I' (за матеріалами [The exploration... 1997])

2.1.2 Безіменне газове родовище

Безіменне газове родовище розташоване в межах північно-східного занурення Кілійсько-Зміїного підняття, на відстані 12 км на північний захід від Одеського родовища. По відкладах палеоцену структура являє собою субширотну брахіантикліналь.

Родовище відкрито у 1997 р. У розкритому розрізі встановлено неогенові, палеогенові та крейдові відклади. Промислова газонасність родовища пов'язана з відкладами нижнього палеоцену та середнього еоцену. Основна частина запасів сконцентрована у палеоценових відкладах.

Поклад, розкритий у відкладах нижнього палеоцену (продуктивний горизонт II), відноситься до пластово-склепінного типу, а газовий поклад еоцену має масивний тип.

Колектори покладів – переважно вапняки міцні з включеннями детриту (еоцен) і пісковики слабозцементовані карбонатним цементом (палеоцен).

Родовище знаходилось у розвідці. Розробка родовища не проводиться.

2.1.3 Одеське газове родовище

Одеське газове родовище приурочене до внутрішньої частини Каркінітсько-Північно-Кримського прогину, до його західного центриклінального замикання.

Структура Одеська по покрівлі нижнього палеоцену і еоцену є двокупольною антиклінальною складкою північно-східного простягання з розмірами 11 км x 8 км (Рисунок 2.3).

Родовище відкрито у 1988 р. Продуктивними на родовищі (Рисунок 2.4) є відклади верхнього еоцену (пачка Е-1) та палеоцену (пачки ВП та НП). Маастрихтський поклад потребує дорозвідки.

Літологічно колектор верхнього палеоцену представлений алевролітами з прошарками пісковиків, які донизу переходять у мергелі. Продуктивні горизонти нижнього палеоцену складені карбонатними та глинисто-карбонатними породами. Поклади газу пластові, склепінні та тектонічно екрановані.

Родовище введено у дослідно-промислову розробку у 2012 р. Розроблялись два продуктивних горизонти у палеоценових відкладах палеогену.

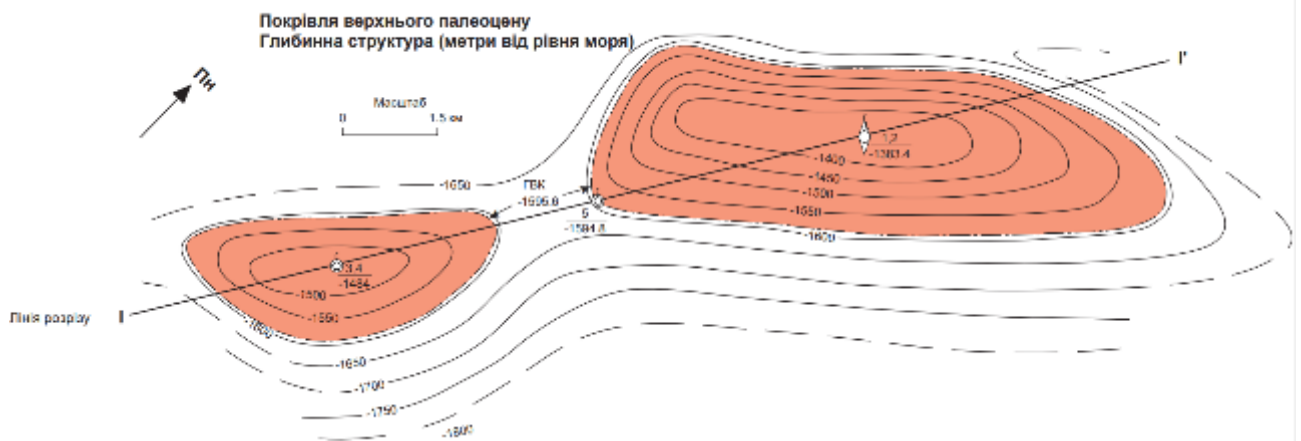


Рисунок 2.3 – Одеське родовище. Структурна карта покрівлі верхнього палеоцену (за матеріалами [The exploration... 1997])

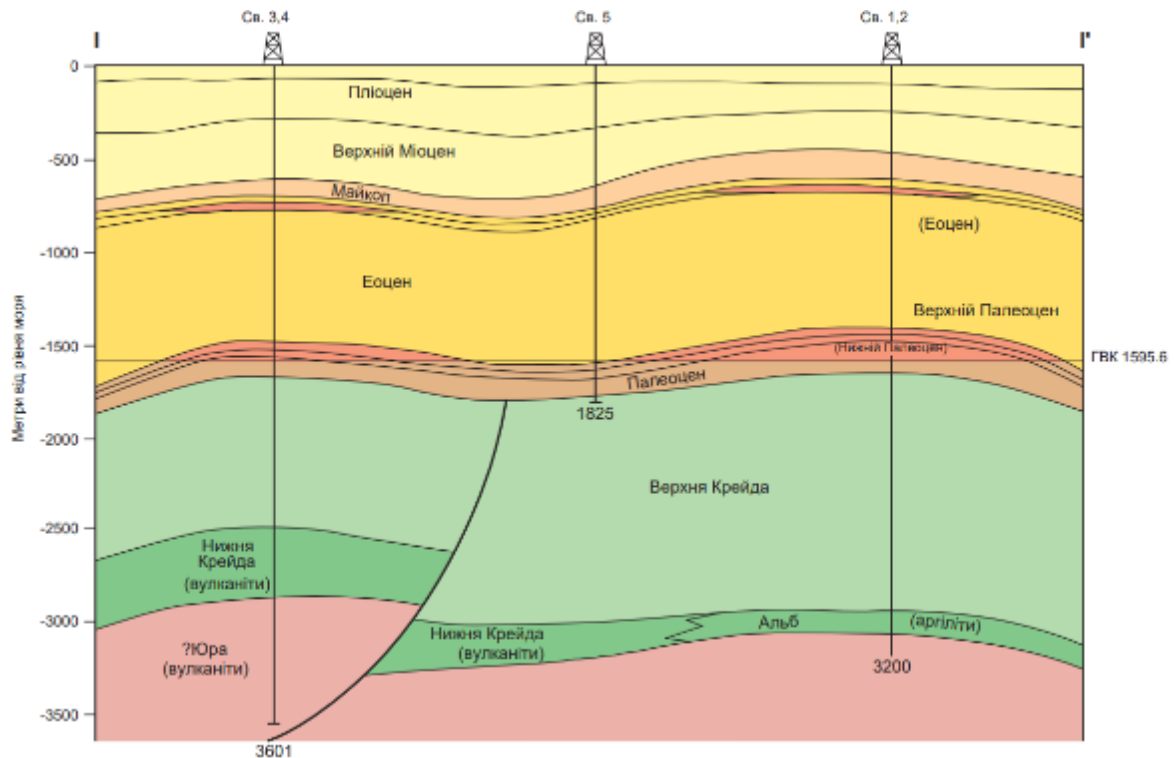


Рисунок 2.4 – Одеське родовище. Геологічний розріз по лінії I-I' (за матеріалами [The exploration... 1997])

2.1.4 Голицинське газоконденсатне родовище

Голицинське газоконденсатне родовище розташоване в межах Каркінітсько-Північно-Кримського прогину.

Підняття Голицина за даними сейсмозв'язки по нижніх горизонтах осадового чохла характеризується складною блоковою будовою. По відкладах палеоцену структура є субширотною антикліналлю розміром 22 км x 2,5 км (Рисунок 2.5). Північне крило структури ускладнено тектонічним порушенням амплітудою 50 м - 100 м. У склепінній частині ізогіпсою мінус 2150 м оконтурено три куполи. По відкладам олігоцену складка має розмір 22,5 км x 4 км і ускладнена двома куполами (Рисунок 2.6, 2.7).

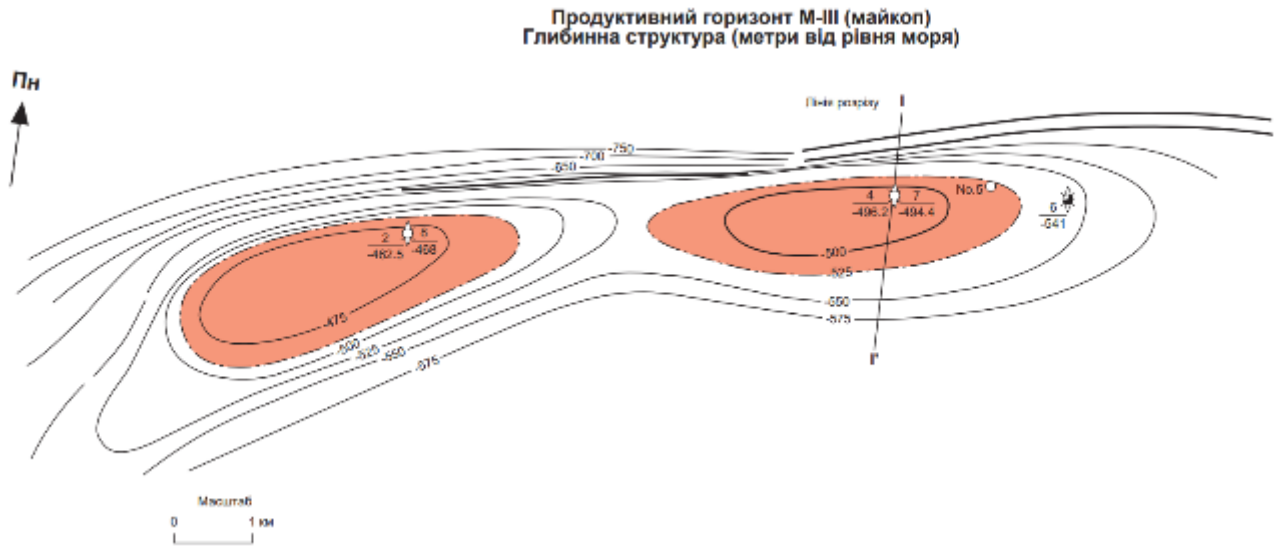


Рисунок 2.5 – Голицинське родовище. Структурна карта покрівлі пачки М-III (за матеріалами [The exploration... 1997])

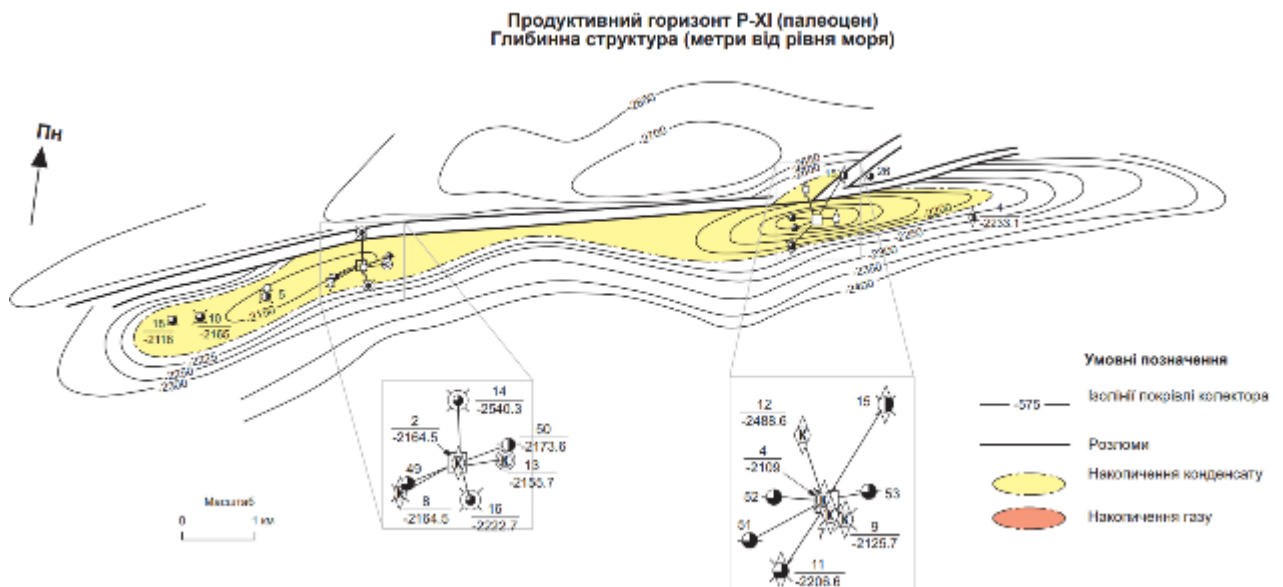


Рисунок 2.6 – Голицинське родовище. Структурна карта продуктивного горизонту Р-ХІ (за матеріалами [The exploration... 1997])

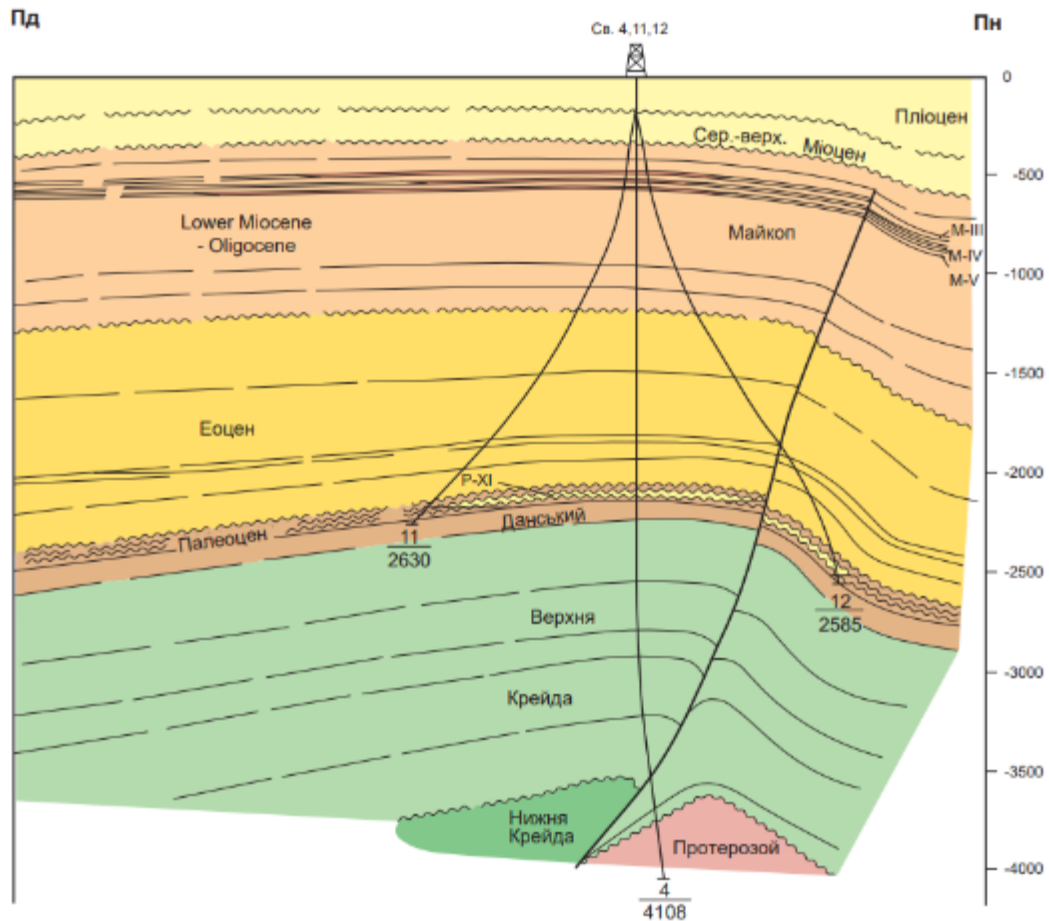


Рисунок 2.7 – Голицинське родовище. Геологічний розріз по лінії І-І' (за матеріалами [The exploration... 1997])

Родовище відкрито у 1975 р. У геологічній будові Голицинської структури беруть участь теригенні та карбонатні відклади крейди, палеогену та неогену.

Поклади газу та газоконденсату пов'язані з карбонатними утвореннями нижнього палеоцену (пачка П-ХІ) і трьома піщано-алевритовими пачками (М-ІІІ, М-ІV, М-V) майкопської серії.

Газоконденсатний поклад нижнього палеоцену масивно-пластовий склепінний. Колекторами є піщовикоподібні органогенно-детритові вапняки з пористістю тріщинно-порового типу з високими ємнісними і фільтраційними властивостями.

В майкопських горизонтах поклади газу пластові склепінні з різновисотним положенням газо-водняних контактів у західному і східному куполах антикліналі. Літологічно колектори складені алевролітами і піщовиками.

Родовище введено у промислову розробку у 1983 р. Експлуатувались три продуктивних газоносних майкопських горизонти, М-V, М-IV, М-III та газоконденсатний поклад у нижньопалеоценовому (пачка II-XI) колекторі.

2.1.5 Штормове газоконденсатне родовище

Штормове газоконденсатне родовище розташоване в межах Каркінітсько-Північно-Кримського прогину.

Родовище відкрито у 1983 р. По відкладах палеоцену структура є субширотною антикліналлю розміром 9 км x 2 км (Рисунок 2.8). Південне крило ускладнене дрібним порушенням. У склепінній частині відокремлюються два куполи обмежені ізогіпсою мінус 1800 м.

Поклади газу та газоконденсату пов'язані з карбонатними відкладами палеоцену (продуктивний горизонт II) (Рисунок 2.9). Поклад масивно-пластовий склепінний. Режим експлуатації покладу пружноводонапірний. Дослідно-промислова розробка родовища розпочата в 1993 р.

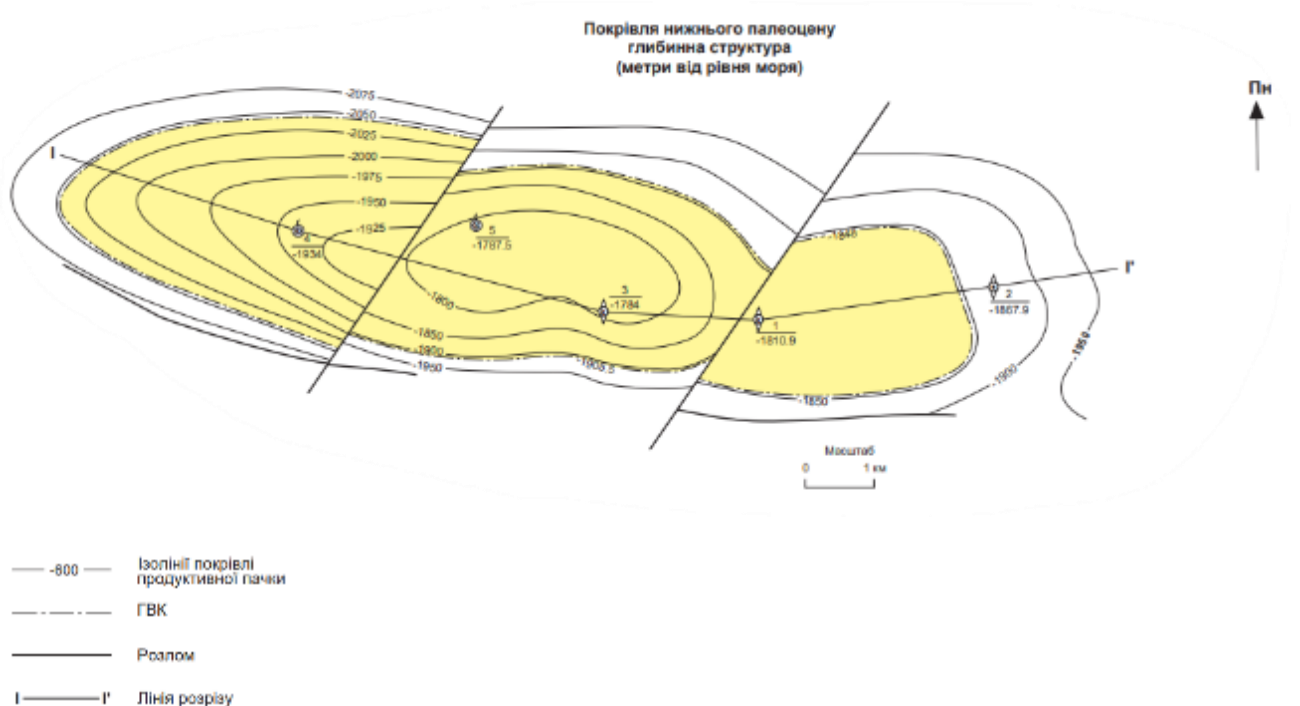


Рисунок 2.8 – Штормове родовище. Структурна карта покровлі колекторів нижнього палеоцену (за матеріалами [The exploration... 1997])

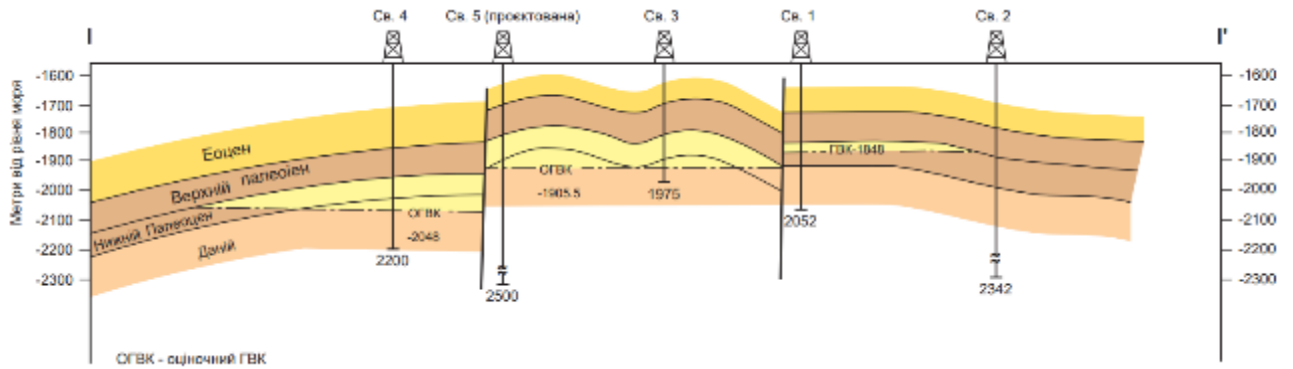


Рисунок 2.9 – Штормове родовище. Геологічний розріз по лінії I-I' (за матеріалами [The exploration... 1997])

2.1.6 Південно-Голицинське газове родовище

Родовище розташовано в межах Каркінітсько-Північно-Кримського прогину.

По відкладах нижнього майкопу Південно-Голицинська структура являє собою брахіантикліналь субширотного простягання розміром 12 км x 3,5 км (Рисунок 2.10, 2.11).

Родовище відкрито у 1981 р. У вивченій частині розрізу встановлені крейдові, палеогенові і неоген-четвертинні карбонатні і теригенні утворення.

Промислова газонасність пов'язана з продуктивними горизонтами М-III, М-V у верхній частині середнього майкопу. Колектори представлені пісками, алевролітами поровими і тріщинно-поровими. Поклади пластові склепінні. Поклад газу - продуктивні горизонти М-III на західній перикліналі структури обмежений літологічно (Рисунок 2.12). Родовище перебувало у консервації.

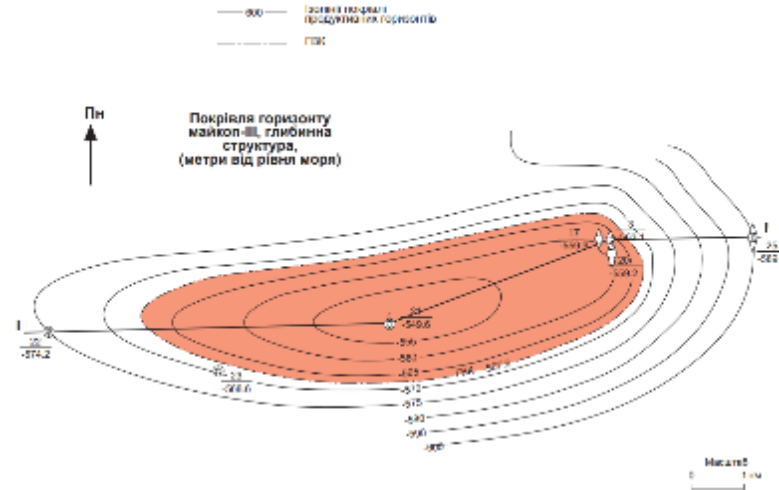


Рисунок 2.10 – Південно-Голицинське родовище. Структурна карта покрівлі продуктивної пачки М-III (за матеріалами [The exploration... 1997])

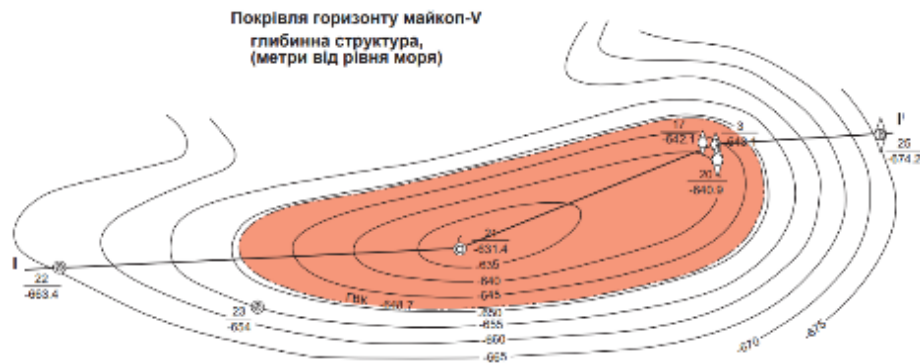


Рисунок 2.11 – Південно-Голицинське родовище. Структурна карта горизонту майкоп V (за матеріалами [The exploration... 1997])

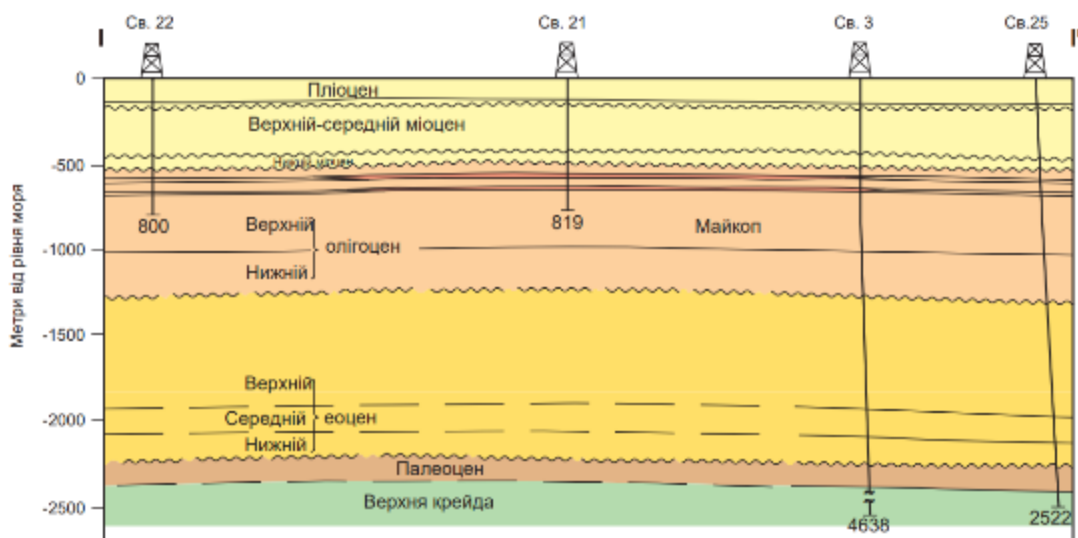


Рисунок 2.12 – Південно-Голицинське родовище. Геологічний розріз по лінії I-I' (за матеріалами [The exploration... 1997])

2.1.7 Кримське газове родовище

Родовище розташовано в межах Каркінітсько-Північно-Кримського прогину. По відкладах середнього майкопу структура являє собою пологу брахіантикліналь субширотного простягання розміром 11,5 км x 4,5 км (Рисунок 2.13).

Родовище відкрито у 1982 р. У вивченій частині розрізу встановлені верхньокрейдові (маастрихтські), палеогенові і неоген-четвертинні карбонатні і теригенні утворення.

Промислова газоносність пов'язана з продуктивним горизонтом М-І середнього майкопу. Колектор представлений алевролітом. Поклад газу пластовий склепінний. Родовище в розробку не вводилося. Розвідка його не була завершена.

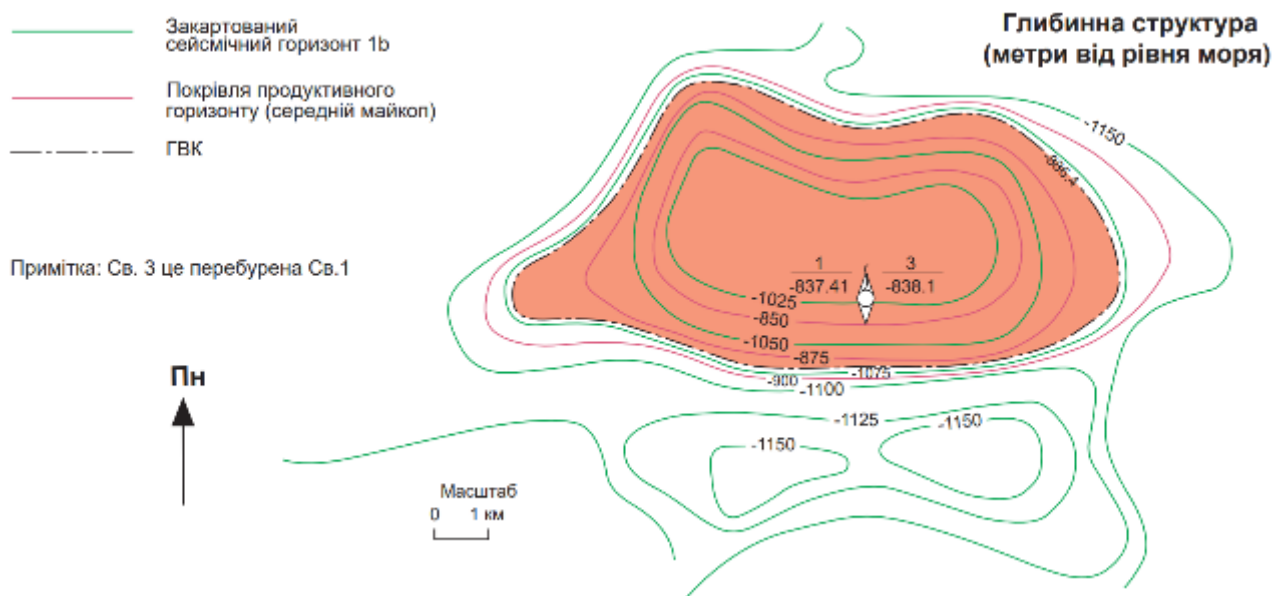


Рисунок 2.13 – Кримське родовище. Структурна карта покрівлі продуктивної пачки середнього майкопу(за матеріалами [The exploration... 1997])

2.1.8 Шмідтівське газоконденсатне родовище

Відкрите в 1979 р. По відкладах майкопу структура являє собою брахіантикліналь північно-східного простягання (Рисунок 2.14). З глибиною будова ускладнюється розривними порушеннями, а склепінна частина зміщується на північний захід. Родовище багатопластове (Рисунок 2.15).

Промислова газоносність пов'язана з відкладами майкопу (пачки М-III, М-IV, М-V) та верхньої крейди. Глибина залягання покладів вуглеводнів на родовищі змінюється від 650 м (М-III) до 3200 м (К2).

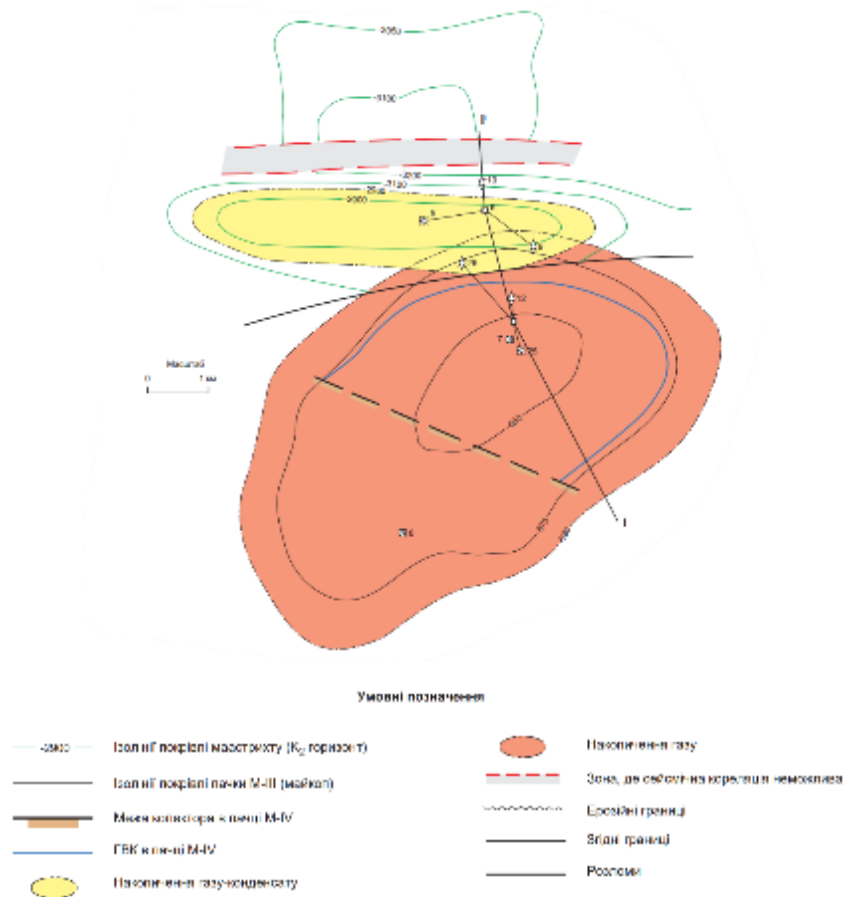


Рисунок 2.14 – Шмідтівське родовище. Структурна карта продуктивної пачки у відкладах маастрихту (за матеріалами [The exploration... 1997])

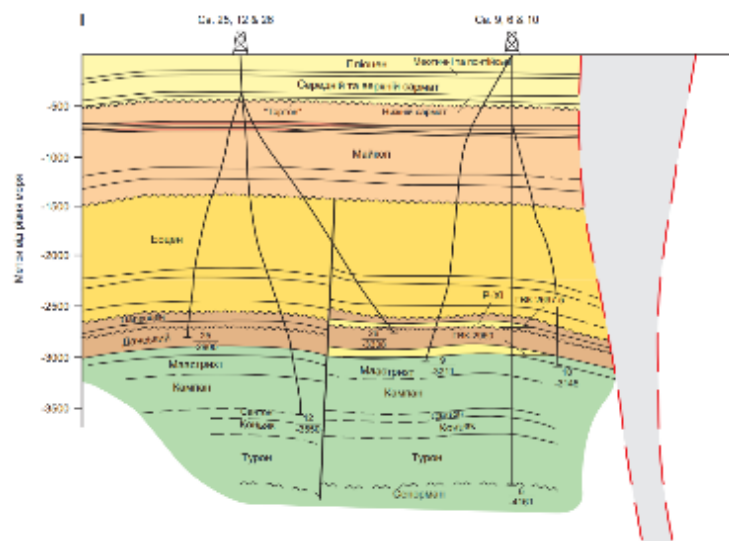


Рисунок 2.15 – Шмідтівське родовище. Геологічний розріз по лінії I-I' (за матеріалами [The exploration... 1997])

2.2 Аналіз проведених геолого-розвідувальних робіт при пошуках вуглеводнів в румунському, болгарському та турецькому секторах Чорного моря

Родовища Румунії, Туреччини і Болгарії знаходяться на різних стадіях вивчення та розробки (Рисунок 2.16). У лютому 2025 року компанія ТРАО пробурила розвідувальну свердловину Kandira-1, а Shell експлуатувала ліцензію Khan Tervel, використовуючи судно Fatih. Фаза 1 проекту «Sakarya» включає 10 свердловин, які видобувають 6 млн куб. м газу на добу, і очікується, що видобуток буде збільшений до 10 млн м³ на добу у 2025 році через 155-км підводний трубопровід до газового терміналу Filyos. Фаза 2 проекту «Sakarya» включає додаткові 26 свердловин які з'єднанні з платформою FPSO BW Opportunity. Прокладання нового 16-дюймового газопроводу, що збільшить видобуток на Sakarya до 40 млн м³ на добу.

Румунія - розробка Neptun Deep, якою керує OMV Petrom, включає 10 газовидобувних компаній на газових родовищах Domino та Pelican South. Перший газ очікується у 2027 році з початковим видобутком 22 млн. м³ на добу через 160 кілометровий трубопровід від розташованої на мілководді платформи і до берега. Оператор BlackSea Oil & Gas розробляє родовища Ana та Doina. П'ять газовидобувних компаній видобувають 3,1 млн м³ газу на добу через 121 кілометровий газопровід до берегової вимірювальної станції та мережі Transgaz.

Болгарія - NewMed Energy придбала 50% частку в ліцензії Hans Asparuh, яка належить OMV і містить перспективну ділянку Vinekh. Ліцензія знаходиться поруч з родовищем Çausuma, яке було відкрите компанією ТРАО в Туреччині. Shell володіє 100% ліцензії Khan Tervel площею 4000 км². Мілководні родовища Galata, Kavarna і Kavarna East (колишні Petroceltic/Melrose) дуже близькі до припинення видобутку вуглеводнів.

На

Рисунок 2.17 представлено стратиграфічні матеріали, які слугують основою для їх порівняння.

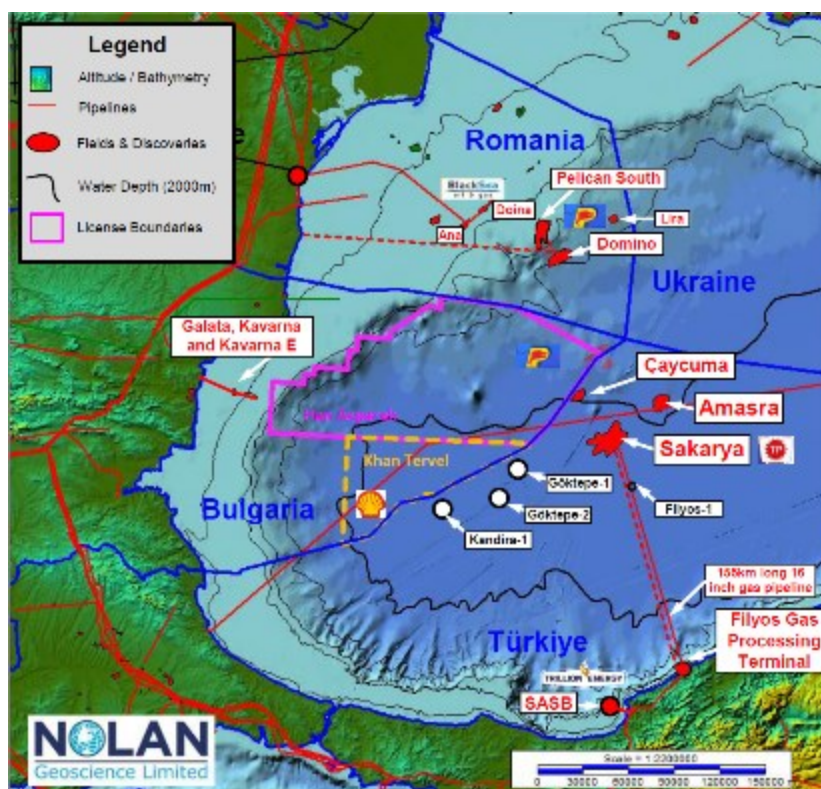
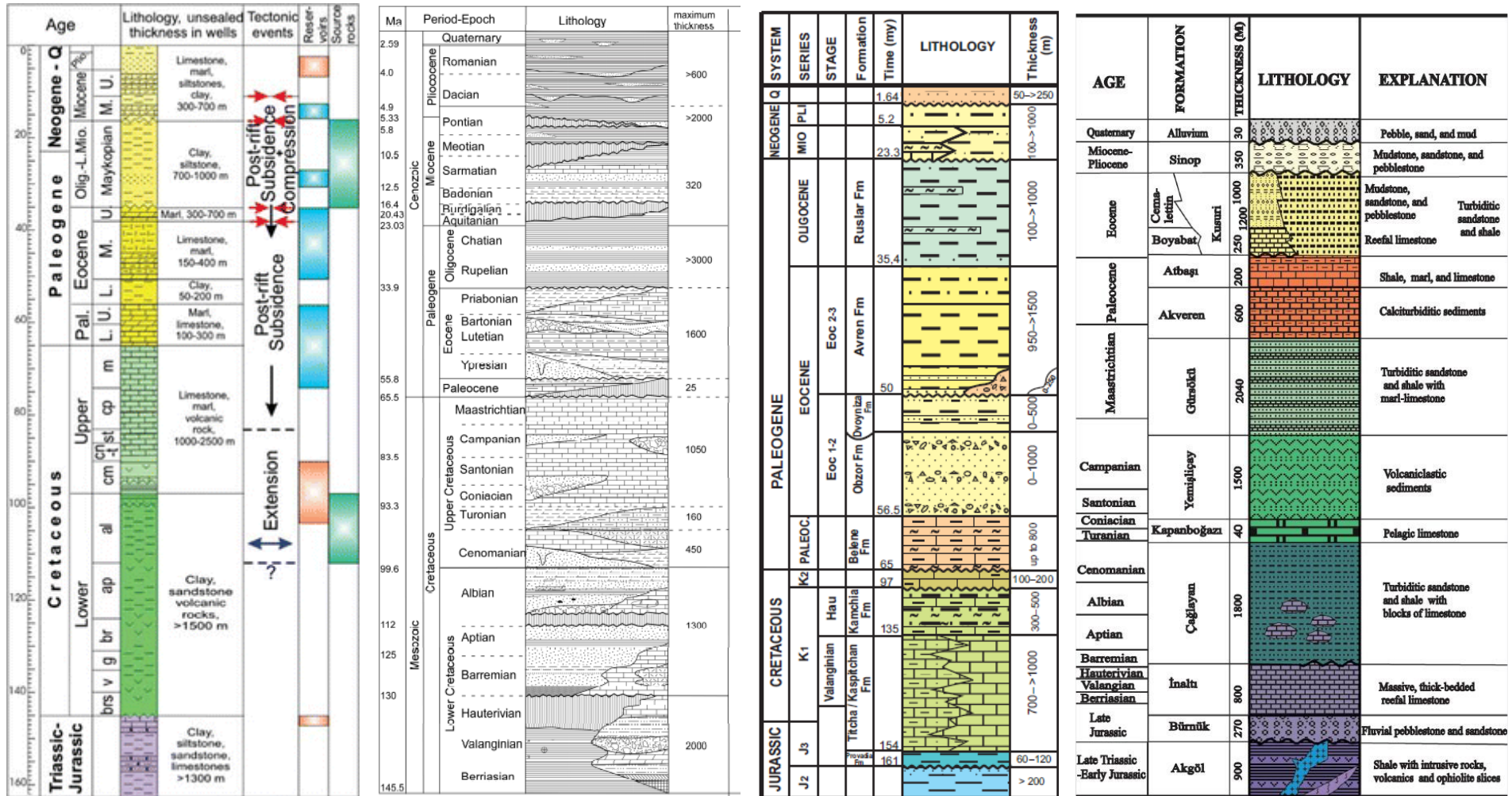


Рисунок 2.16 - Карта розташування нафтогазових родовищ Румунії, Болгарії та Туреччини в північно-західній частині Чорного моря [Nolan, 2025]



Одеський шельф

Румунський шельф

Болгарія – Камчія

Туреччина – Понтіди

Рисунок 2.17 – Порівняння стратиграфії української, румунської, болгарської і турецької частин Чорного моря і прилеглих територій. [Khriachtchevskaia et al., 2010; Munteanu et al., 2014; Georgiev, 2012; Sen, 2013]

2.2.1 Нафтогазопошукові роботи турецького сектору

Перше розвідувальне буріння у Чорному морі здійснили саме в турецькій економічній зоні, у грудні 1970 році на замовлення спільного підприємства державної ТРАО та компанії Turkey Westates Petroleum працювало судно Glomar V. Споруджені ним свердловини Karadeniz-1 та İğneada-1 заклали в районах з глибиною води 76 та 87 м відповідно, за 70 та 80 км на північний захід від виходу з Босфору. Karadeniz-1 досягнула глибини у 2597 м і перетнула вапняки верхньої крейди, тоді як İğneada-1 при глибині 3118 м була завершена у еоценових вапняках. При цьому жодна зі свердловин не виявила навіть проявів вуглеводнів.

Наступний раз буріння у чорноморському секторі Туреччини проводили у 1975 році за науковою програмою Deep Sea Drilling Project, за якою по всьому світу за допомогою судна Glomar Challenger спорудили не одну сотню свердловин. З 21 травня по 11 червня судно працювало у трьох місцях — за 130 км на північний схід від Сінопу, 100 та 50 км на північний схід від виходу з Босфору. В районах з глибинами моря 2171 м, 2115 м та 1751 м судно заклало 6 свердловин під номерами 379 (досягнула глибини лише 7 м), 379А (625 м), 379В (159 м), 380 (371 м), 380А (1074 м) та 381 (504 м). Під час буріння були взяті понад дві сотні зразків керну, які виявили наявність вуглеводнів С4 — С7 в місці буріння свердловин 379-ї серії та С1 — С7 у двох інших точках.

У 1976 році за 150 км на схід від Стамбулу судно Glomar V пробурило дві розвідувальні свердловини. Акчакоча-1, яка була закладалась в районі з глибиною моря 50 м та мала 2284 м глибину нижче морського дна, вона досягла палеозойського фундаменту, при цьому із турбідитових відкладів еоцену отримали невеликий приплив газу при тестових роботах. Втім, закладена за 2 км в районі з глибиною моря 114 м розвідувальна свердловина Акчакоча-2 виявилась сухою та була припинена на глибині 1643 м.

Другий етап розвідки. Відкриття родовищ у мілководних районах

Після візиту Glomar V настала перерва у розвідці турецького сектору Чорного моря, яка тривала більш ніж 20 років. В липні — вересні 1999-го на замовлення спільного підприємства ТРАО та американської ARCO (потім була придбана BP) напівзанурювана бурова установка Sedco 700 спорудила свердловини Limankou-1 та Limankou-2, розміщені за 80 км на північний захід від виходу з Босфору, в районі з глибинами моря 820 м та 720 м. У свердловинах, пробурених до глибини у 2755 м та 3326 м, отримали газопрояви з відкладів міоцену, але головний цільовий резервуар виявився складеним діатомітовими сланцями із низькою проникністю, а другорядний інтервал пісковиків був незрілим. Спорудження цих свердловин дозволило вперше підтвердити наявність в районі діючої вуглеводневої системи.

За кілька років, у липні — грудні 2005-го, бурове судно GSF Explorer спорудило на сході Чорного моря, іншу глибоководну свердловину Нора-1 (НРХ-1). Забурена в районі з глибиною моря 1529 м, вона досягнула глибини у 4700 м, і виявила у цільовому міоценовому інтервалі лише нафтогазопрояви.

Більш успішною в цей період виявилась розвідка у мілководних районах західної частини моря. У 2004 році за кілька кілометрів на південний захід від структури Акчакоча з глибиною моря 79 м самопідіймальна бурова установка Prometeu спорудила свердловину Ayazli-1 глибиною 1803 м, в якій у еоценових турбідитах (формація Кусурі) відкрила газовий поклад. Це ж судно протягом 2004—2005 років спорудило в цьому районі свердловини Ayazli-2 та Ayazli-3 (закладені в районі з глибиною моря, як у першій свердловині на структурі, а їх глибина становила 1213 та 1335 м відповідно) і розвідувальні свердловини Аккауа-1 (глибина моря 62 м, глибина свердловини 1275 м) та Çayağzı-1 (глибина моря 39 м, глибина 1200 м). На розташованій в кількох кілометрах на схід від Ayazli структурі Аккауа відкрили невелике газове родовище, а от Çayağzı-1 виявилась без вуглеводнів.

Враховуючи отримані результати, до розвідки залучили ще одне самопідіймальне судно Saturn, яке належало румунській компанії та

спорудило в 2006 році у районі з глибиною моря 62 м дві свердловини — Аккауа-2 (глибина 1350 м) та Аккауа-3 (глибина 1822 м).

В 2006-му Prometeu продовжило розвідувальні роботи та після буріння в районі біля родовищ Ayazlı та Аккауа свердловини Doğu Ayazlı- 1 (пробурена в районі з глибиною моря 70 м та мала глибину 1240 м) відкрило третє родовище Аязлі-Схід невелике за своїм розміром. Після цього були споруджені оціночна свердловина Doğu Ayazlı-2 (глибина моря 70 м, глибина 1456 м) та розвідувальні Bayhanlı-1 (глибина моря 68 м, глибина 1595 м), Kuzey Akkaşa-1 (на структурі Аккая-Північ, глибина моря 72 м, глибина 1582 м). На структурі Байханли, розташованій на схід від Аязлі-Схід, на глибинах від 760 до 1115 м були виявлені кілька інтервалів газонасичених пісковиків формації Кусурі, а от Kuzey Akkaşa-1 виявилась без вуглеводнів.

У 2006 повернулись до дослідження північного району, де 30 років назад вперше спробували знайти вуглеводні. Напівзанурювана бурова платформа Atwood Southern Cross в районі з глибиною моря 94 м забурила свердловину Акçакоса-3, яка мала глибину 2200 м та відкрила газове родовище Акçакоча. Потім Atwood Southern Cross пробурило вдалу свердловину Акçакоса-4 (глибина 1954 м) та розвідувальну свердловину Gülüç-1 (глибина моря 92 м, довжина 1706 м), яка виявила газовий поклад в окремій структурі.

Навесні 2007-го Prometeu пробурило свердловину Alaplı-1, забурену в районі з глибиною моря 75 м. Вона досягнула глибини у 1450 м та виявила газ у формації Кусурі. Наступною це судно забурило свердловину Ağva-1, особливістю якої було розташування за 100 км на захід від попереднього району розвідки (відомого як Південно-Акçакочинський суббасейн). Закладена в районі з глибиною води 86 м вона дійшла глибини у 1300 м, проте не виявила вуглеводнів. Влітку 2007-го Prometeu у більш західному районі, за 50 км на північний захід від виходу з Босфору, забурило розвідувальну свердловину Karaburun-1. Вона мала перевірити припущення щодо нафтогазоносності карбонатів формації Согучак та пісковиків формації Хамітабат (еоцен), у яких вже були відомі наземні родовища Фракійського

басейну. Karaburun-1 дістала глибини у 1223 м, проте припущення щодо геологічної будови району були неправильними, цільового інтервал не був знайдений.

Влітку 2007-го повернулось із болгарського сектору та відновило свою розвідувальну кампанію судно Atwood Southern Cross, яке спорудило ще три свердловини. Дві з них - Kuzey Cide-1 (глибина моря 574 м, глибина свердловини 3100 м) та İnebolu-1 (глибина моря 106 м, глибина свердловини 2200 м) - спорудили в районі від Зонгулдаку до Сінопу для перевірки прогнозів щодо нафтогазоносності відкладів еоцену, але обидві свердловини виявились без вуглеводнів. Свердловину Bati Eskikale-1 заклали на початку жовтня з глибиною моря 107 м, за кілька кілометрів від відкритого родовища Акчакоча. Вона досягла глибини у 2197 м та виявила газовий поклад.

Чергову розвідувальну кампанію на мілководді провела у 2009-му самопідіймальна установка Saturn. Одну свердловину — Durusu-1 — забурили за 50 км на північний захід від виходу з Босфору. Вона пробурена в районі з глибиною води 80 м і досягнула глибини у 2510 м. Втім, виявити вуглеводні у цільових пісковикових формаціях Osmancik (олігоцен) та Danisman (олігоцен-міоцен) не вдалось. Потім судно перейшло до Південно-Акчакочинського суббасейну та пробурило Bati Ayazlı-1 (на структурі Аязлі-Захід, глибина моря 80 м, глибина свердловини 2545 м) та Doğu Akkaya-1 (на структурі Аккая-Схід, глибина моря 62 м, глибина свердловини 1400 м) до кінця 2009 році. Остання виявилась сухою, а от Bati Ayazlı-1 виявила кілька газонасичених інтервалів у пісковиках, верхній мав понижений пластовий тиск, який свідчив про зв'язок із аналогічним інтервалом родовища Аязлі.

Таким чином, у 2004—2009 роках вдалось виявити ряд родовищ у мілководному районі за півтори сотні кілометрів на північний схід від Стамбулу — Аязлі, Аязлі-Схід, Аккая, Акчакоча, Аязлі-Захід, Байханли, Алаплі.

Потім акцент перенесли на глибоководне буріння, проте у 2012-му самопідіймальне судно Jupiter забурило за 70 км на північний захід від виходу

з Босфору свердловину Istranca-1. Закладена в районі з глибиною моря 85 м, свердловина досягнула глибини у 3650 м та виявила газопрояви. Втім, забурені в 2014-му судном Prometheus розвідувальні свердловини Istranca-2 та Istranca-3 виявились «сухими».

Активізація глибоководної розвідки. Відкриття Сакар'ї

З лютого по червень 2010-го напівзанурювана бурова установка Leiv Eiriksson спорудила на замовлення компанії Petrobras свердловину Sinop-1, яка мала пробурити структуру на Валу Андрусова (підняття фундаменту, яке простягається під центральною частиною моря в напрямку північ — південь). Забурена в районі з глибиною моря 2182 м, свердловина дійшла глибини у 5531 м, де зустріла неочікувану послідовність геологічних відкладів та не виявила цільових горизонтів — пізньокрейдово-палеоценового та нижньокрейдового (розраховували, зокрема, виходячи з наявності у ньому родовищ групи Лебада у румунському секторі моря).

Далі з серпня по початок листопада 2010-го це ж судно на замовлення ТРАО пробурило свердловину Yassihöyük-1. Закладена за 70 км на північний захід від Зонгулдаку з глибиною моря 2020 м, свердловина досягнула глибини 5343 м, проте не виявила резервуару у цільових горизонтах пізньої крейди. Після цього Leiv Eiriksson почало спорудження ще однієї свердловини на замовлення ТРАО — Sürmene-1. Її забурили менше ніж за 100 км на північ від Трабзону в районі з глибинами моря 1801 м для підтвердження нафтогазоносності пісковиків міоцену — пліоцену. Після кількох місяців буріння досягли глибини 4800 м, після чого роботу довелось припинити через пошкодження колонної головки.

В березні 2011-го Leiv Eiriksson вийшов з Чорного моря, але того ж дня прибуло бурове судно Deepwater Champion, яке узялось за буріння свердловини Kastamonu-1. Її заклали за 150 км на північний захід від Сінопу в районі з глибиною моря 2197 м, свердловина повинна була перевірити припущення про нафтогазоносність пісковиків міоцену — пліоцену. Завершена у вересні, Kastamonu-1 дісталась глибини 5272 м, де зустріла у

цільовому горизонті лише газопрояви. Потім судно поновило роботи на свердловині Surmene-1, яка потім отримала назву Surmene-1/RE. Маючи спеціально виготовлене обладнання, Deepwater Champion до 2012-го добурило свердловину і досягнуло глибини 5645 м, де зустріло лише нафтопрояви.

Після безуспішної розвідувальної кампанії із чотирьох свердловин настала перерва у декілька років, поки у 2015 році до Чорного моря не прибуло бурове судно Noble Globetrotter II. Завданням судна було буріння свердловини Sile-1, забуреної за 100 км від виходу з Босфору з глибиною моря 2093 м. Роботи були складними, що призвело до дворазового забурювання бічних стовбурів. У підсумку Sile-1 вдалосьзабурити до 4520 м, але були зафіксовані лише нафтопрояви.

Потім настала ще одна перерва, під час якої у 2017 році судно Barbaros Hayreddin Pasa провело додаткові сейсмічні дослідження.

Розвідувальне буріння було відновлене у 2020 році, його провадило придбане ТРАО власне бурове судно Fatih. Судно почало спорудження розвідувальної свердловини Tuna-1, забуреної за 170 км на північ від Ереґлі з глибиною води 2115 м. У серпні оголосили про виявлене гігантське газове родовище. Знайдені поклади вуглеводнів були пов'язані з пісковиками пліоцен-міоценового віку (в яких кількома роками раніше у румунському секторі відкрили родовища Доміно та Ліра). Роботи продовжувались до жовтня, свердловину пробурили до 4775 м та виявили третій продуктивний інтервал. Відкрите родовище отримало назву Сакар'я (назва річки, на якій в 1920-х турецькі війська отримали перемогу у війні із греками). В листопаді 2020 — березні 2021 Fatih забурило на Сакар'ї дві оціночні свердловини Turkali-1 та Turkali- 2, тестування яких мало здійснити бурове судно Kanuni.

Що стосується Fatih, то воно у квітні 2021-го узялось за спорудження розвідувальної свердловини Amasra-1, розміщеної північніше від Tuna-1. На початку червня турецький президент відмітив, що свердловина виявила великі запаси газу (з оголошеної на той момент інформації було не ясно, чи йде мова про продовження родовища Сакар'я, аабо про іншу структуру і родовище).

Далі Fatih повернулось до оціночних свердловин та з кінця травня по кінець жовтня 2021-го забурило свердловини Türkali-3, Türkali-4, Türkali-5 і розпочало Türkali-6 (Fatih проводило буріння, тестування проводило судно Kanuni).

Свердловини, які були пробурені на території Туреччини, і в її в Чорноморському регіоні зокрема, наведені у табл. 2.1 і 2.2.

Таблиця 2.1 – Морські розвідувальні свердловини, пробурені у виключній економічній зоні Туреччини до 2020 року. [Ozdemir et al., 2020].

Свердловина	Широта	Довгота	Глибина (м)	Прояви вуглеводнів
Şile-1	42.05°	29.52°	4520	Прояви нафти
DSDP380	42.10°	29.64°	3189	C1-C7 вуглеводні в осадових породах
DSDP381	41.67°	29.42°	2254	C1-C7 вуглеводні в осадових породах
Limanköy-1	41.93°	28.83°	2755	Невеликі прояви нафти
Limanköy-2	41.93°	28.87°	3326	Невеликі прояви нафти
İğneada-1	41.84°	28.54°	3118	Прояви нафти
Karadeniz-1	41.70°	28.55°	2597	Прояви нафти
Istranca-1	41.71°	28.62°	3650	Прояви газу
Istranca-2	41.66°	28.59°	3900	Суха
Karaburun-1	41.54°	28.64°	1223	Суха
Durusu-1	41.52°	28.72°	2510	Суха
Ağva-1	41.31°	29.88°	1300	Суха
Ayazlı-1	41.17°	31.11°	1803	Короткостроковий видобуток газу
Ayazlı-2	41.17°	31.10°	1213	Короткостроковий видобуток газу
Ayazlı-3	41.17°	31.10°	1335	Короткостроковий видобуток газу
Doğu Ayazlı-1	41.16°	31.14°	1240	Короткостроковий видобуток газу
Doğu Ayazlı-2	41.16°	31.14°	1456	Короткостроковий видобуток газу
Bayhanlı-1	41.16°	31.16°	1595	Короткостроковий видобуток газу
Akkaya-1	41.17°	31.22°	1275	Короткостроковий видобуток газу
Akkaya-2	41.17°	31.21°	1350	Короткостроковий видобуток газу
Akkaya-3	41.17°	31.23°	1822	Короткостроковий видобуток газу
Kuzey Akkaya-1	41.18°	31.20°	1582	Суха
Doğu Akkaya-1	41.18°	31.23°	1400	Суха
Alaplı-1	41.19°	31.22°	1375	Короткостроковий видобуток газу
Gülüç-1	41.21°	31.17°	1614	Короткостроковий видобуток газу
Akçakoca-1	41.21°	31.13°	2284	Короткостроковий видобуток газу
Akçakoca-2	41.21°	31.15°	1643	Короткостроковий видобуток газу
Akçakoca-3	41.21°	31.14°	2200	Короткостроковий видобуток газу
Akçakoca-4	41.21°	31.13°	1864	Короткостроковий видобуток газу
Akçakoca-5	41.21°	31.13°	1757	Короткостроковий видобуток газу
Batı Eskikale-1	41.19°	31.06°	2092	Короткостроковий видобуток газу
Çayağzı-1	41.15°	31.23°	1200	Суха
Yassıhöyük-1	41.91°	31.20°	5343	Суха
Kuzey Cide-1	42.06°	31.15°	2526	Суха
İnebolu-1	42.11°	33.84°	2200	Суха

Свердловина	Широта	Довгота	Глибина (м)	Прояви вуглеводнів
Kastamonu-1	42.70°	33.42°	5272	Прояви газу
Kuşkayası-1	41.65°	31.76°	2147	Прояви газу
Sinop-1	42.07°	34.95°	5531	Суха
DSDP379	43.00°	36.01°	2795	C4-C7 вуглеводні
Нора-1 (HPX-1)	41.70°	41.08°	4700	Прояви нафти і газу
Sürmene-1	41.80°	39.92°	4830	Прояви нафти

Таблиця 2.2 – Наземні розвідувальні свердловини Туреччини, пробурені в Чорноморському регіоні до 2020 року. [Ozdemir et al., 2020]

Свердловина	Широта	Довгота	Глибина (м)	Прояви вуглеводнів
Uğur-1	41.02°	30.22°	2971	Прояви води
Ereğli-1	41.36°	31.63°	2434	Прояви води
Amasra-1	41.68°	32.38°	2609	Суха
Çakraz-1	41.79°	32.54°	1595	Прояви води
Ulus-1	41.46°	32.58°	1680	Прояви газу
Ulus-2	41.60°	32.78°	3000	Суха
Bartın-1	41.49°	32.27°	3939	Прояви газу
Gegendere-1	41.61°	32.52°	2964	Прояви газу
Filyos-1	41.58°	32.09°	3103	Прояви газу
Fasılı-1	41.82°	34.68°	2626	Прояви газу
Soğuksu-1	41.80°	34.90°	2760	Прояви газу
Erfelek-1	41.83°	35.01°	4515	Суха
Gerze-1	41.62°	35.12°	2750	Суха
Sinop-1	42.07°	34.95°	717	Суха
Sinop-2	42.04°	35.01°	523	Суха
Sinop-3	41.95°	34.82°	823	Суха
Karasu-1	41.97°	34.84°	2388	Суха
Akveren-1	41.82°	34.74°	4645	Суха
Boyabat-1	41.52°	34.80°	2176	Суха
Boyabat-2	41.55°	34.83°	4269	Прояви газу
Boyabat-3	41.57°	34.86°	3400	Суха
Boyabat-4	41.56°	34.90°	4258	Прояви газу
Badut-1	41.62°	36.01°	2609	Прояви газу
Bafra-1	41.54°	35.95°	2573	Суха
Çarşamba-1	41.29°	36.84°	1830	Суха
Serhat-1	41.02°	41.72°	3707	Суха

2.2.2 Нафтогазопошукові роботи румунського сектору

Пошукове буріння на своєму шельфі Румунія почала у другій половині 1970-х, причому проводили його за допомогою власних самопідіймальних бурових установок, які будували за придбаним в США проектами. Першим таким судном стало Gloria, яке 19 серпня 1976 року за 72 км на схід від мису

Мідія з глибиною моря у 90 метрів почало буріння першої румунської офшорної свердловини Ovidiu Est 1. Її глибина 5006 метрів, проте не відкрили родовища вуглеводнів, хоча й отримали газопрояви у пісковиках верхнього міоцену. Також не успішною виявилась свердловина Midia 12, яка досягла глибини у 4226 метрів.

У 1980-му при спорудженні розвідувальної свердловини Lebada Est 8, яка у підсумку дійшла до позначки 3542 метрів, отримані нафто- та газопрояви. Їх не віднесли до промислових, проте це стало відкриттям першого румунського офшорного родовища Лебада-Схід. Уточнити наявність на цій структурі придатних для розробки запасів змогла інша самопідіймальна установка Orizont, яка стала в 1982-му (з 1984 по 1988 роки спорудили ще 5 подібних суден – Prometeu, Fortuna, Atlas, Jupiter та Saturn, які долучались до розвідки або розробки).

Кількість свердловин, пробурених під час першого етапу розвідки на румунському шельфі, обчислювалась десятками. Glotia по 1986 рік спорудила 17 свердловин загальною довжиною біля 50 тисяч метрів. Було відкрито три нафтогазові родовища – окрім згаданого вище Лебада-Схід ними стали Лебада-Захід (відкрите у 1984 році внаслідок буріння свердловини Lebada West 82) та Сіноє (виявлене у 1988 році свердловиною Sinoe 30, до 1995-го на структурі пробурили 5 розвідувальних свердловин). Всі свердловини розташовувались у Істрійському прогині (на межі Мезійської та Скіфської плит) і відносились до одного геологічного тренду, поклади нафти у відкладеннях альбу. На Лебада-Схід та Лебада-Захід відкрили нафтові поклади у породах верхньої крейди і газ у відкладеннях еоцену. Наявність газу відкрили на Лебада-Захід, а потім у 1993-му підтвердили і на Лебада-Схід свердловиною Lebada Est G12 (була пробурена у 1991 році та освоєна лише через два роки).

Продовження розвідки у мілководних районах (середина 1990-х – 2010-і роки)

У 1995-му консорціум під операторством Enterprise Oil провів розвідувальну кампанію із напівзанурюваним буровим судном Ocean Liberator. Спершу в районі з глибиною моря 101 метр забурили свердловину Rapsodia-1, з глибиною у 3722 метра та виявила газопрояви. Такі ж результати мала і свердловина Doina-1, яку забурили з глибиною моря 85 метрів та довели до глибини 3025 метра. Пробурена останньою Doina-2, закладена всього за чотирист метрів від попередньої свердловини, виявила газовий поклад у пісковиках міоцен-пліоцен, що стало відкриттям родовища Дойна.

В 1997-му консорціум Enterprise Oil провів нове розвідувальне буріння у цьому ж блоці. Перша свердловина Tandala-1 була «сухою». При бурінні наступної – Luceafarul-1 – були технічні ускладнення, через що довелося повторно бурити її як Luceafarul-1A. Вдалось досягнути глибини 3024 метра, але були виявлені тільки газопрояви. Такий же результат отримали і з третьою свердловини Voinicul-1.

В 2001 році була пробурена оціночна свердловина Doina-3, потім через декілька років Enterprise Oil вирішила піти з румунського проекту та передала свої права компанії Sterling Resources. На замовлення останньої в кінці 2007-го самопідіймальна бурова установка Prometeu забурила розвідувальну свердловину Doina Sister-1 (стала відома як Ana- 1), яка досягнула глибини у 1600 метрів та виявила поклад газу, що стало відкриттям газового родовища. Потім у 2008 році це ж судно пробурило дві успішні свердловини. Ana-2 пройшла через продуктивний резервуар у 39 метрів (товщина 23 метри) із пористістю 32% та високою проникністю, а Doina-4 підтвердила поширення продуктивних горизонтів свого родовища.

У 2012-му Sterling Resources найняла самопідіймальну установку GSP Jupiter для буріння ще двох розвідувальних свердловин. Спершу в районі з глибиною моря 91 метр бурили Ioana-1 довжиною 1950 метрів, яка показала газопрояви, але не відкрила поклади вуглеводнів. Потім бурова установка

перейшла на 70 км північніше та забурила свердловину Eugenia-1 в районі з глибиною моря 55 метрів, на захід від структури «Олімпійська». На цій структурі у 2001 році провела розвідувальні роботи українська компанія «Чорноморнафтогаз», самопідіймальна установка «Сиваш» забурила там дві свердловини та виявила газопрояви у еоцені. Розвідку виконували для збільшення запасів українського сектору Чорного моря, але потім за рішенням міжнародного арбітражу ця структура перейшла до румунської економічної зони. Потім Sterling Resources забурила розвідувальну свердловину з метою перевірити нову структуру розташовану на схожому тренді з «Олімпійською» структурою. Eugenia-1 з глибиною 2276 метрів виявила газ у вапняках еоцену та двох пісковикових інтервалах верхньої крейди, також були газопрояви у відкладах олігоцену. Оголошення про комерційне відкриття не було оголошено.

Продовжувала розвідку на шельфі компанія Petrom (в 2004-му приватизована та придбана австрійською OMV). Влітку 1995-го на схід від Лебади-Схід, в районі з глибиною моря 90 метрів, була пробурена розвідувальна свердловина Cobalcescu 75 з метою перевірити нафтогазоносність відкладів пліоцену та олігоцену. Буріння супроводжувалось технічними проблемами та було припинене навесні 1996-го після проходження 4000 метрів, при бурінні отримали газопрояви. Це дало підстави розпочати буріння свердловини Cobalcescu 70, яка навесні 1997-го дійшла глибини 4140 метрів. Були отримані тільки газопрояви, а цільові горизонти виявились з водою.

Успішніше проходила розвідка у тренді родовищ Сіноє/Лебада-Захід/Лебада-Схід. У 1999-му було відкрите родовище Пескарус із нафтовим покладом у відкладах сеноману (верхня крейда). У 2007 році неподалік з Лебада-Захід внаслідок буріння свердловини Delta 4 відкрили нове нафтове родовище Дельта із продуктивними відкладами альбу (нижня крейда).

Далі 2011-му самопідіймальне судно GSP Jupiter пробурило розвідувальну свердловину Dorada-1, про відкриття вуглеводнів нічого

невідомо. У 2014-му самопідіймальна установка GSP Uranus з глибиною моря 45 метрів спорудила свердловину Marina 1 глибиною 2150 м. Після тестування покладу потенціал свердловини оцінили у 1,5 – 2 тисячі барелів нафти на добу. Через відсутність інфраструктури, визнання відкриття комерційним відклали.

Ще одним учасником розвідки у румунському секторі була компанія Petroceltic (на початку 2010-х стала власником Melrose Resources, яка провадила розробку кількох родовищ у болгарських водах). У 2013 році самопідіймальна установка GSP Prometeu пробурила свердловину Cobalcescu South-1, пробурену в районі з глибиною моря 90 метрів. Її пробурили до 3298 метрів та виявили газопрояви у двох інтервалах міоцену. Після цього те саме судно у 2014 року пробурило розвідувальну свердловину Muridava-1, яка розташована на тренді зі структурами Олімпійська та Eugenia. Свердловину планувалось пробурити до глибини 3150 метрів та перевірити нафтогазоносність відкладів еоцену, палеоцену та нижньої крейди. Але буріння було зупинене на позначці 2747 м, так і не досягнувши проектної глибини у нижній крейді, тоді як розташовані вище горизонти не показали прояви вуглеводнів.

У 2018-го компанія Black Sea Oil & Gas (саме до неї перейшли права на розробку родовищ Ана та Дойна) провела розвідувальну кампанію за допомогою самопідіймального судна GSP Saturn. В районі з глибиною моря 73 метра пробурили свердловину Iulia-1 з глибиною у 2110 метрів, проте не виявила газонасиченої товщі у відкладах понтійського ярусу (міоцен). Далі в районі з глибиною води 88 м була пробурена свердловина Paula-1 глибиною 1036 м, але виявила у дакійському ярусі (пліоцен) некомерційні газопрояви.

Початок глибоководної розвідки

У 2010-х роках почалась розвідка у глибоководній частині румунського сектору. Першу свердловину розпочали бурити у грудні 2011-го на блоці XIX Neptun East, правами на розробку мав консорціум на чолі з ExxonMobil. Спорудження свердловини Domino-1, закладеної в районі з глибиною моря 930 метрів, здійснювало бурове судно Deepwater Champion. Вона дійшла

глибини 3000 метрів та виявила поклади газу у турбідітових пісковиках міоцен-пліоценового віку, газоматеринськими породами є олігоцен-міоценові відклади майкопської формації. Ресурси газу у структурі оцінили на рівні від 42 до 84 млрд м³.

Враховуючи результати буріння Domino-1, консорціум ExxonMobil вирішив провести на блоці XIX Neptun East розвідувальну кампанію. В 2014 році у Чорне море прибуло бурове судно Ocean Endeavor, яке узялось за буріння оціночної свердловини Domino-2, закладеної в районі з глибиною моря 800 м. У вересні 2015-го було буріння однієї оціночної свердловини Domino-4. У результаті вдалось підтвердити відкриття родовища Доміно зі великими ресурсами (з'явилась навіть їх оцінка на рівні 113 млрд м³).

Наступною після Domino-2 за часом спорудження була направлена на іншу структуру, розвідувальна свердловина Pelican South-1, яку пробурили в районі з глибиною моря 128 м. Був виявлений газовий поклад, ресурси якого оцінили від 20 до 25 млрд м³. Між спорудженням Pelican South-1 та Domino-4 на блоці XIX Neptun East пробурили три розвідувальні свердловини – Dolphin-1, Flamingo-1, Califar-1, але про відкриття пов'язані з ними нічого не повідомлялось (втім, існують дані що на Califar-1 виявили газ). Після Domino-4 у грудні 2015-го бурили оціночну свердловину Pelican South-2. Інформація також обмежена, залишилось невідомим, чи дозволили досягнуті на структурі Pelican South результати вважати її родовищем.

Зафрахтована напівзанурена бурова платформа Development Driller II пробурила 3 свердловини. Першою з них стала закладена в листопаді 2014-го Helen-1X (блок E X-29 Est Rapsodia), яка виявилась без проявів вуглеводнів. У травні 2015-го з глибиною моря 335 метрів почали спорудження свердловини Daria-1X (блок E X-30 Trident), досягнула глибини 2870 метрів і не виявила ознак вуглеводнів. В серпні 2015-го на блоці E X-30 Trident почали буріння свердловини Lira-1X, пробуреної з глибиною води 700 метрів. Вона досягла глибини 2700 метрів і виявила газове родовище Ліра, у міоцен-пліоценових пісковиках ресурси якого первісно оцінили у 30 млрд м³.

У січні 2020-го напівзанурювана бурова установка Scarabeo 9 розпочала буріння розвідувальної свердловини Trinity-1X у румунському секторі Чорного моря. Свердловина із проектною глибиною 2975 метрів, розташована в районі з глибиною моря 1076 метрів, не виявила газопрояви.

2.2.3 Нафтогазопошукові роботи в болгарському секторі

У 1951 році північніше від Варни виявили нафтогазове родовище Тюленово (Шабла), витягнулось більш ніж на два десятки кілометрів паралельно узбережжю. Поширення його східних покладів через берегову лінію у море викликало ідею пошуків вуглеводнів. В 1960-му проводилась сейсмозв'язка, яка до кінця десятиліття повністю охопила води з глибинами до сотень метрів.

Офшорне буріння розпочалось у 1980-х роках. У 1983—1985 роках самопідіймальна бурова установка «Сиваш» провела кампанію зі спорудження інженерно-геологічних свердловин, які бурились на ряді структур при глибинах моря до 60 м та мали за мету розкрити самий верхній пласт відкладів — глибина свердловин не перевищувала 60 м. Повідомлялось про спорудження в цей період а акваторії біля родовищ Тюленово також двох розвідувальних свердловин, одна з яких відкрила нафтогазопрояви у палеозойських відкладах на глибині 2600 м, але з технічних причин провести тестування не було можливим.

Розвідувальне офшорне буріння почалось зі спорудження у 1986-му свердловини Samotino More-1. Пробурена «Сивашем» за кілька десятків кілометрів на південний схід від Варни з глибиною моря 50 м свердловина досягнула глибини 3648 м. У турбідитах еоцену на позначці 1760 м виявили газоконденсатний поклад, при тестуванні було отримано 0,27 млн м³ газу та 204 барелі конденсату за добу. Швидке падіння тиску завадило визнати це відкриття рентабельним. У 1987 «Сиваш» пробурило свердловину з глибиною моря 40 м розвідувальну свердловину Samotino Iztok-1 глибиною 3400 м та виявила газопрояви у палеогеновому пласті.

Через нестачу коштів офшорне буріння на кілька років було припинене, у 1988-му спорудили похило-спрямовану свердловину Skorpilovci 79, яка починалась на узбережжі і виявила еоценові газопрояви.

Розвідка у 1990-х роках

Буріння відновилося після падіння комуністичного режиму, у 1993, коли до буріння взяли кілька учасників. Так, для консорціуму у складі Техасо (40 %, оператор), Enterprise Oil (40 %) та OMV (20 %) напівзанурюване бурове судно Ocean Liberator спорудило свердловину Galata- 1, закладену за 30 км на південний схід від Варни в районі з глибиною моря 35 м. Свердловина бурилась для перевірки наявності вуглеводнів у пісковиках валанжинського ярусу і досягла 2650 м, але неочікувано виявила поклад газу відкладах середнього міоцену (можливо еоцену). На тестуванні свердловина показала 1 млн м³ на добу, що дало змогу оголосити про відкриття болгарського офшорного родовища Галата.

Того ж року компанія Balkan Explorers за допомогою самопідіймальної установки Prometheus спорудила на мілководді лише за 3 км від родовища Тюленово свердловини, які були направлені на структуру Шабла-Північ та носили назву Shabla North-1 та Shabla North-2. Вони виявились без вуглеводнів, буріння третьої свердловини, Severna-1, пробуреної за пару десятків кілометрів на північний захід поблизу від румунського сектору, було зупинене через технічні проблеми на глибині 1542 м при запланованому у 2000 м.

Третім учасником розвідувальних робіт у 1993 році стала British Gas, що працювала південніше від Галати. Перша пробурена на її замовлення свердловина LA-IV/91-1, закладена неподалік від Samotino More-1, пробурена до 3641 м та завершена у палеогенових відкладах, вона змогла виявити воду та розчинений газ у інтервалі 2338—2414 м. Наступну свердловину LA-IV/91-2 пробурили нижче по геологічному тренду, за кілька десятків кілометрів на південний захід, і для досягнення цільового горизонту свердловина була

глибшою - 4609 м - і при цьому не виявила вуглеводнів. Безрезультатною стала і свердловина LA-IV/91-3, пробурена на структурі Samotino More.

Консорціум під операторством Техасо продовжував буріння на своїй ліцензії. Пробурена для уточнення відкриття на Галаті оціночна свердловина Bogdanov East-1 виявилась без вуглеводнів, але у 1996-му інша оціночна свердловина Galata-2 у інтервалі товщиною 23 м у вапняках палеоцену та пісковиках маастрихтського ярусу, на тестуванні показали результат 1,13 млн м³ на добу. У проміжку між цими активностями з буріння також спорудили розвідувальну свердловину Epsilon-1 без вуглеводнів, якою перевірили структуру на північний схід від Галати.

Через малі ресурси Галати, вони оцінювались у 1,4 млрд м³, консорціум відмовився від розробки. Один з його учасників Enterprise Oil у 1996-му узявся за буріння на власній ліцензійній ділянці на південь від Тюленово, проте розвідувальна свердловина Bulgarevo East-1, пробурена до глибини у 1050 м, також виявилась сухою. Це спонукало Enterprise Oil так само відмовитись від свого блоку.

Розвідка у 2003—2007 роках

У 2000 роках колишніми ліцензійними ділянками Enterprise Oil, Техасо та British Gas вирішила зайнятись британська Melrose Resources. Вона облаштувала та ввела в експлуатацію у 2004 році родовище Галата, і розгорнула суттєву розвідувальну програму. Взимку 2003-го північніше від Галати українська самопідіймальна бурова установка «Сиваш» пробурила свердловину Bogdanov North. Свердловина досягнула глибини 1036 м і виявила цільовий горизонт, проте без ознак газу.

Восени 2004-го самопідіймальна установка Prometeu пробурила дві свердловини у мілководній частині шельфу на північний захід та північ від Галати. Була споруджена Varna West, яку довели до позначки 1032 м у відкладеннях крейди. Головний цільовий резервуар перетнули в інтервалі 940—958 м, проте він мав низькі пористість та проникність. За цим у північній частині Варненської затоки пробурили свердловину Yuri Shimanov, яка

досягнула глибини 712 м та перетнула відклади олігоцену, еоцену та палеоцену. У перших двох свердловин не виявили жодних придатних для появи родовища вуглеводнів резервуарів, породи палеоцену містили такі карбонати як на Галаті, а також пісковики. Втім, у них знайшлись лише незначні газопрояви.

В 2005-му продовжили розвідку південніше, де самопідіймальна бурова установка Saturn пробурила свердловини Samotino-1 та Samotino-2. Перша дісталась глибини у 1870 м та виявила пісковики гарної якості у цільовому олігоценовому горизонті, відсутність покрівлі завадила утворенню тут покладів вуглеводнів. Друга свердловина мала перевірити еоценові відкладення на фланзі структури Samotino More (розвідку на якій провадили ще у 1980-х). Свердловина досягла позначки у 2060 м, але виявила лише газота нафтопрояви.

Оскільки розвідка в мілководних районах не дала результатів, Melrose Resources зробила перерву для додаткового вивчення матеріалів, а у 2007-му реалізувала амбітну програму із бурінням трьох глибоководних розвідувальних свердловин. Для проведення робіт замовили напівзанурену бурову установку Atwood Southern Cross, яка розпочала буріння у болгарському секторі Чорного моря в березні 2007-го. Першою в районі з глибиною моря 300 м пробурили свердловину Izgrev-1, що досягла глибини у 1800 м і мала за цільовий горизонт відклади міоцену. Хоча зона між 1150 та 1195 м показала наявність резервуару з високою пористістю та газопроявами, під час тестування припливу вуглеводнів не сталось, що пояснюється низькою проникністю. Потім пробурили свердловину Ropotamo-1, глибина моря 160 м, де головним цільовим горизонтом були відклади еоцену (також мали певні сподівання щодо порід олігоцену). Третьою стала закладена в районі з глибиною моря 650 м свердловина Obzor-1, метою було перевірити пісковики пліоцену. Але, жодна з них не принесла результатів.

Відкриття родовищ на схід від Галати

Зазнавши незадовільного результату із глибоководної розвідки, Melrose Resources звернути увагу на кілька невеликих структур, які мали більші шанси на успіх, оскільки знаходились на геологічному тренді з єдиним болгарським родовищем Галата. В 2008 році за 7 та 15 км на схід від нього заклали розвідувальні свердловини Kavarna-1 (через загрозу викиду газу була перебудована як Kavarna-2), де працювала самопідіймальна бурова установка GSP Prometheus, та Galata E3 (також відома як Kaliakra-1), для якої підняли напівзанурюване бурове судно Atwood Southern Cross. Обидві свердловини дали позитивні результати та виявили у відкладах мастрихтського ярусу та палеоцену газонасичені породи із високою — 27% та 31% відповідно — пористістю. Розповсюдження покладу Каліакри у 2009-му підтвердила оціночна свердловина Kaliakra-2, пробурена на 1,8 км західніше від першої свердловини установкою GSP Prometheus. При успішності буріння на ці структури запаси родовищ Каліакра та Каварна виявились незначними — станом на 2011-й вони оцінювались у 0,93 млрд м³ та 0,77 млрд м³.

У 2010-му між ними за допомогою самопідіймальної бурової установки GSP Jupiter спорудили свердловину Kavarna East-1, яка відкрила родовище Каварна-Схід з запасами 0,27 млрд м³.

У свердловині Kaliakra East-1, пробуреній GSP Jupiter в 2011-му на схід від Каліакри, той же палеоценовий резервуар виявився еродованим.

Нарешті, у 2013-му на замовлення компанії Petroceltic (незадовго до того вона поглинула Melrose Resources) спорудили розвідувальну свердловину Kamchia-1, закладену в районі з глибиною моря 17 м. Самопідіймальна установка GSP Prometheus пробурила її до глибини у 880 м, проте виявлені пісковики мали недостатню насиченість газом.

З 2003 по 2013 роки Melrose Resources заклала 13 розвідувальних свердловин, лише 3 з яких виявили незначні газові родовища.

Розвідка на блоці Хан-Аспарух

Відкриття у 2012 році в глибоководній частині румунського сектору значного газового родовища Доміно посприяло активізації глибоководної розвідки у Чорному морі. В болгарському секторі на великому блоці Хан-Аспарух (займає всю північно-східну частину економічної зони країни та прилягає до румунського сектору) дослідження провадив консорціум Total (40%, оператор), австрійської OMV та іспанської Repsol (по 30%). У 2016—2019 роках він пробурих три розвідувальні свердловини, для буріння яких кожного разу в Чорне море прибувало бурове судно Noble Globetrotter II.

Першою пробурили свердловину Polshkov-1, закладену в районі з глибиною моря 1900 м. Вона мала глибину 5500 м та виявила аномальну зону газового типу у кайнозойських відкладах, де резервуаром виступають пісковики олігоцену — раннього міоцену, а материнськими породами — еоценові та олігоцен-міоценові сланці, насичені нафтою.

Потім була пробурена свердловина Rubin-1, за 14 км на північний схід від попередньої свердловини в районі з глибинами моря від 1300 до 1600 м. Третю свердловину Melnik-1 пробурили в районі з глибиною моря 1595 м. На відміну від першої, друга та третя свердловини не виявили жодних нафто- чи газопроявів.

В 2020 році Repsol віддала свою частку в консорціумі партнерам, після чого їх частки зросли до 57,14 % (Total) та 42,86 % (OMV).

Розвідка на блоці Хан-Кубрат

У 2019-му компанія Shell почала розвідувальне буріння, яка має ліцензію на глибоководний блок Khan Kubrat (велика ділянка між блоком Khan Asparuh на півночі та межею із турецьким сектором на півдні). В квітні — травні за допомогою бурового судна Noble Globetrotter II пробурили свердловину Khan Kubrat-1, закладену в районі з глибиною моря 1200 м. Вона досягнула глибини у 3327 м та виявила у цільовому горизонті припливи вуглеводнів.

2.3 Висновки

Перше українське родовище в Чорному морі було відкрито 1975 року. Це Голицинське газове родовище. Розвідувальне буріння в українському секторі Чорного моря було зосереджено у мілководних районах. У результаті чого було зроблено низку відкриттів: шість газових родовищ (Голицинське, Шмідта, Архангельське, Одеське, Безіменне і Кримське), два газоконденсатних родовища (Штормове, Південно-Голицинське) і одне нафтове (Суботіна). Голицинське і Штормове родовища перебували у стадії розробки; Архангельське, Безіменне, Кримське і Шмідта в розробку не вводилися.

Станом на початок 2020-х років під час розвідки на мілководді румунського сектору Чорного моря були виявлені 4 нафтогазові та 1 нафтове родовища, які лежать на одному тренді у Істрійській депресії (Лебада-Схід, Лебада-Захід, Сіноє, Пескарус та Дельта), а також два газові родовища, які відносяться до тренду Ана та Дойна. Під час розпочатої у 2010-х глибоководної розвідки вдалось відкрити родовище Доміно, запаси якого підтверджені бурінням, та родовище Ліра, оціночне буріння якого не провадилось. Певний час Доміно могло вважатись найбільшим серед відкритих у Чорному морі, допоки у 2020 році у турецькому секторі не виявили гігантське газове родовище Сакар'я.

Станом на початок 2020 року після майже сорока років буріння у болгарському секторі Чорного моря були виявлені лише чотири незначні газові родовища. Втім, шанси на продовження розвідувальної активності існують. Увагу до цього регіону приверає відкриття у 2020 році гігантського газового родовища Сакар'я у турецькому секторі, яке відкрили після більш ніж сорока років невдалих пошукових робіт.

РОЗДІЛ 3 СУЧАСНІ СЕЙСМОРОЗВІДУВАЛЬНІ ДОСЛІДЖЕННЯ В УКРАЇНСЬКІЙ АКВАТОРІЇ ЧОРНОГО МОРЯ

3.1 Сейсмічні дослідження 2D

Регіональне сейсмічне вивчення всієї акваторії українського сектору Чорного моря було проведено 2005 року з метою виявлення нафтогазоперспективних зон та об'єктів для визначення пріоритетних ділянок надр, щодо подальшого геологічного вивчення та розробки вуглеводневої сировини підприємствами НАК „Нафтогаз України”.

Після завершення стандартної обробки, окремим етапом досліджень був етап розробки та проведення детальної обробки на частині регіональних профілів.

3.1.1 Обсяги та методика проведення сейсмічних спостережень

Обсяги проведених робіт склали 9871 пог. км. Кількість відпрацьованих профілів становила 47 регіональних ліній.

Для виконання морських сейсмічних спостережень був задіяний спеціалізований корабель „Академік Полшков”, основні технічні характеристики якого наведені на рисунку 3.1. Основними параметрами проведеної регіональної сейсмічної зйомки МСГТ 2D були наступні. Крок між пунктами збудження дорівнював 25м (при часі реєстрація записів до 9000 мс) та 50м (при часі реєстрації до 15000 мс) в залежності від розташування конкретного профілю, або його частини, в шельфовій, чи глибоководній частині акваторії Чорного моря. Крок між пунктами прийому дорівнював 12,5 м при кількості в 480 активних каналів в одній сейсмограмі. Мінімальна відстань від пункту збудження до пункту прийому становила 120м. Крок дискретизації дорівнював 2 мс. Довжина середньостатистичного

регіонального профілю склала 220 пог. км. Варіації глибини моря були в межах від 10 метрів до 2200 метрів.

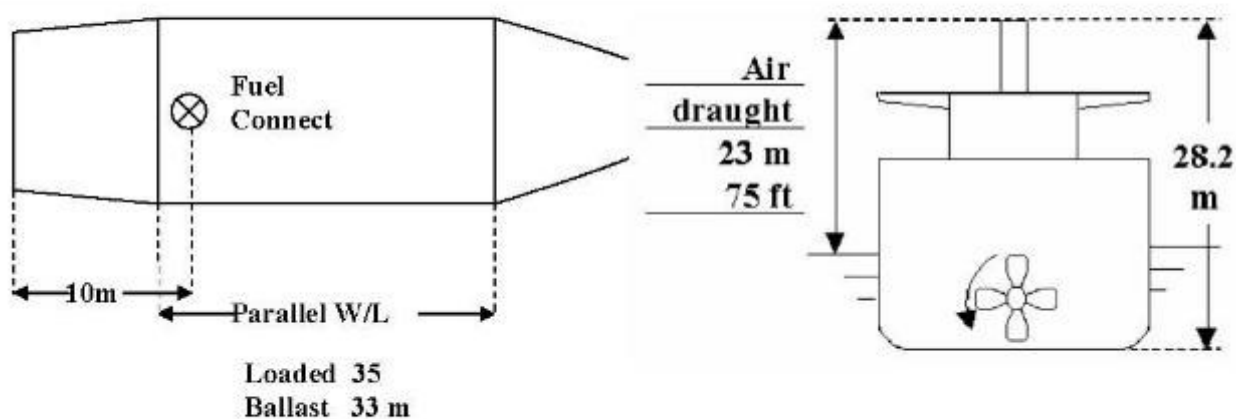
Ship's name:	PROFESSOR POLSHKOV	Date:	04 April	Year built:	1984
Call sign:	UAIS	Flag:	Russian	Net:	595 tonnes
		GRT:	1984 tonnes		
Draught aft:	5,2 M/17 FT/205 IN.	Forward:	4,8 m/15,7 ft/189 in.		
IMO number:	8119015	MMSI:	273455600		

SHIP'S PARTICULARS

Length overall: **72.5 M** Anchor chain: Port **7 shackles** Starboard **8 shackles**

Breadth: **12.8 m**

Bulbous bow: **NO** (1 shackles=27.5 m/15.04 fathoms)



Type of engine:	Diesel G-74	<i>Maximum power:</i> 2 x 1150 kW	
		Speed (knots)	
Manoeuvring engine order	Rpm/pitc h	Loaded	Ballast
Full ahead	10	12.0	
Half ahead	5	8.0	
Slow ahead	2	5.0	
Dead slow ahead	1.5	3.0	
Dead slow astern	2	Time limit astern	0 min
Slow astern	4	Full ahead to full astern	2.32 min
Half astern	6	Max.no.of consec.starts	6
Full astern	10	Minimum RPM	1.5 3.1 knots
		Astern power	94 % ahead

Рисунок 3.1 – Основні технічні характеристики спеціалізованого судна „Академік Полшков”

Для кращого та більш повного уявлення про застосовану методику проведення сейсмічних спостережень, на рисунку 3.2 наведено, в схематичній формі, її основні параметри. Більш детальну інформацію про методичні та технічні особливості проведених регіональних спостережень сейсмозвідкою МСГТ 2D в акваторії Чорного моря представлено в таблиці 3.1.

Для позиціонування регіональних профілів була застосована навігаційна судова система DGPS NR 103. В якості приймачів супутникової інформації використовувались приймачі NR 103 Sersel.

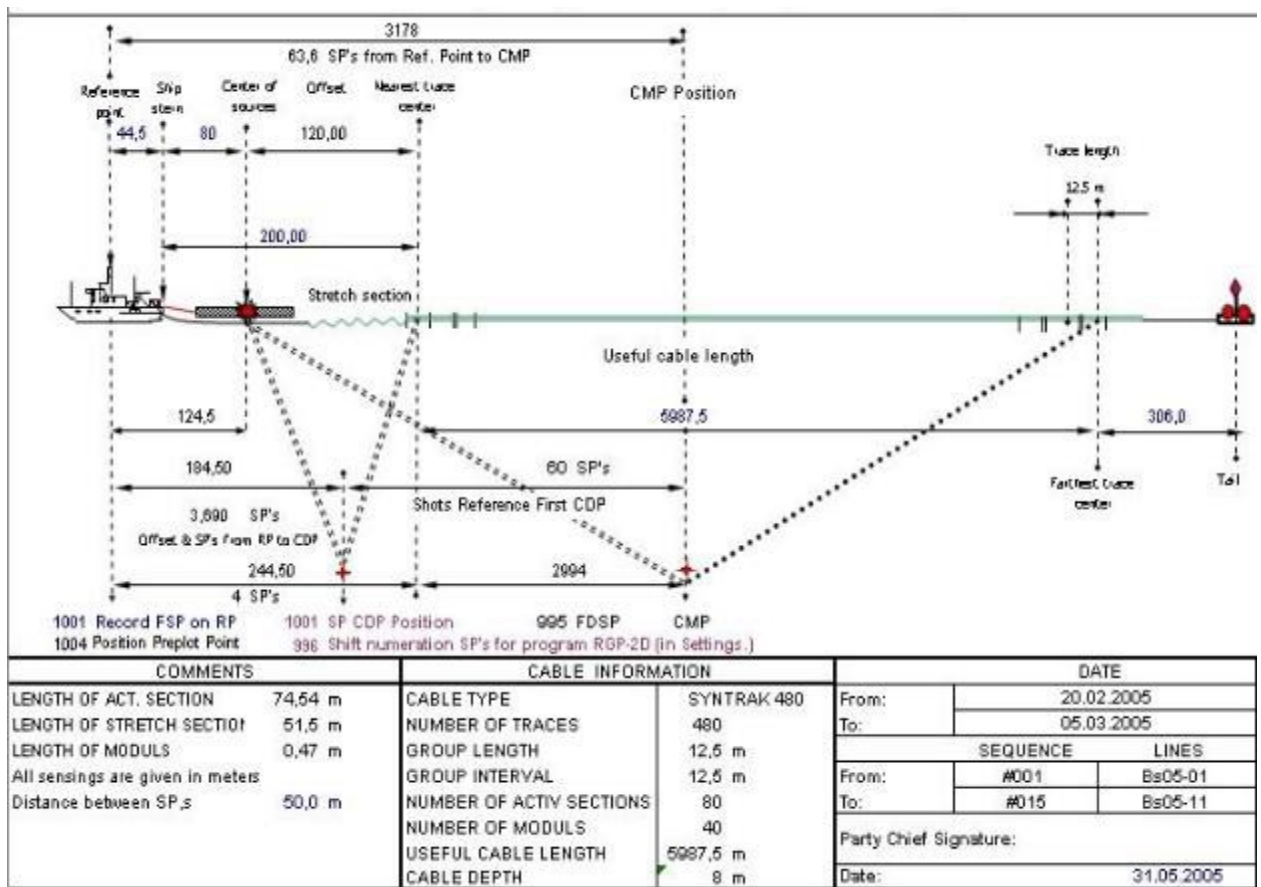


Рисунок 3.2 – Основні параметри системи сейсмічних спостережень МСГТ 2D

Таблиця 3.1 – Методичні та технічні особливості проведених регіональних спостережень сейсмозвідкою МСГТ 2D в акваторії Чорного моря

<p>INSTRUMENT CONFIGURATION</p> <p>Instrumental System : MST5 Syntrak 480-16 Telemetry Processor : MSTP (1 Unit for 1 Cable) Recording System : MSRS (1 Unit for 2 MSTP Unit) System Controller : TMI 486DX100 Software Version : MSRS v3.60B Recording Format : SEG-D 8015 Demultiplexed, 2.5 byte Tape Drives : TD3610 Recording Method : Double Density GCR ANSI X3B5 Tape Cartridge : 3490E compatible Tape Density : 39872 bytes/inch Record Length : 15000 ms Recording Reduction : 2 ms Preamplifier Gain : 12 dB Low Cut Digital Filter : 3 Hz@6 db/oct High Cut Digital Filter : 218 Hz @ 484 dB/oct Slope Auxiliary Channels Modules : 4 Modules Recorded Seismic Channels : 480 channels Recorded Auxiliary Channels : 48 channels Overlay Timing Window FTB Input : 20-400 ms Analog Filter Delay : 6 ms Digital Filter Delay : 30 ms Total Filter Delay(Analog+Digital) from TO : 36 ms</p>	<p>STREAMER CONFIGURATION</p> <p>Streamer Type : Syntrak 480 Digital Model LDA Number of Streamers : 1 streamer Number of Groups : 480 traces Number of Active Modules : 40 modules Number of Active Sections : 80 sections Front Stretches : 2 sections Tail Stretches : 2 sections Hydrophones per Group : 16 parallel connected Spacing of Hydrophones : 0,78 m Nearest Group : 480 trace Group Length : 11,65 m Group Interval : 12,5 m Hydrophone Type : Teledyne Exploration Model T-4 Hydrophone Sensitivity : 34 $\mu\text{V} / \mu\text{Bar}$ Length Active Section : 75 m Length Stretch Section : 50 m Length of Streamer : 6000 m Lead-in Deployed : 92 m from stem of boat Tailbuoy Rope : 200 m Streamer Depth : 8 +/-1 m Waterbreak Location : 1 m from tail of Front Stretch</p>
<p>GUN CONTROL SYSTEM</p> <p>Gun Controller : HydraPulse 200X Gun Controller BIOS : v 2.2b Gun Software Version : v2.3b</p> <p>Timing Errors Resolution : 1,5 ms Timing Guns Fire Delay : 50 ms after Nav Closure</p>	<p>DEPTH CABLE CONTROL SYSTEM</p> <p>Birds Control System : DigiCOURSE Streamer Interface Unit : Model 272/1 Birds Software Version : MULT.EXE ver.2.74a Birds Communication Link : FSK 26 KHz Total Bird Levelers : 22 Remote Unit DigiCOURSE® Include with Compass : 22 Remote Unit DigiCOURSE® Model DigiCOURSE : 5011 E</p>
<p>MARINE SEISMIC SOURCE SYSTEM</p> <p>Seismic Energy Type : Air Gun Array System Gun Type : HGS Sleeve Guns (SGIB & SGIIB) Array Type : 4 Strings Strings Type : 4 Cluster Guns, 1 Single Guns Number of Guns : 40 Total Volume : 3800 cu.in. Air Pressure : 2000+/-10% psi Gun Depth : 6 +/-1 m Offset of Guns : see Towing Configuration Page</p>	<p>NAVIGATION CONFIGURATION</p> <p>Complex Navigation System : RGP-2D v.3.96 2D Navigation Processing : NAVTEST Primary Navigation DGPS : SERCEL NR 103 DGPS v.3.2 Secondary Navigation DGPS : SERCEL NR 103 Fugro Inmarsat Tertiary Navigation : None Source Positioning : None Tailbuoy Position : None Streamer Compasses : 22 DigiCOURSE® Shot Point Interval : 50 m</p>
<p>EXTERNAL HEADER BLOCK</p> <p>Data Block from EXT. HEADER recorded as Syntrak 'NAV XHdr' Data Block from EXT. HEADER recorded as Syntrak 'GUN XHdr'</p>	<p>SYSTEM SYNCHRONIZATION UNIT</p> <p>Seismic Control Interface : Seamap Model SCU 001 v1.2 Blast Out after NAV Closure : 0 ms Unit Step of Delay Blast Out : 1 ms</p>
<p>AUXILIARY CHANNELS</p> <p>FTB from HydraPulse 200X: record - 1 ch (Aux-01) Waterbreak from Streamer: record - 2 ch (Aux-02) NFH P1 Subarray: record - 3-7 ch (Aux 3-7) NFH P2 Subarray: record - 7-10 ch (Aux 7-10) NFH S2 Subarray: record - 11-14 ch (Aux 11-14) NFH S1 Subarray: record - 15-18 ch (Aux 15-18) All Inputs Aux-19 to Aux-24 : Not connected, dummy traces All Inputs Aux-25 to Aux-48 : Not available, Auxiliary traces Aux-01 to Aux-48 are "OVERLAID" on the first 512 ms start acquisition of seismic channels Seismic-01 to Seismic-48</p>	<p>REMARKS</p>

Проведений аналіз та оцінка вхідних даних засвідчили значну зміну характеру сейсмічних записів вздовж ділянок робіт та відповідно і в межах одного профілю, що відображено на рис. 3.3 на прикладі первинних сейсмограм одного з отриманих профілів. Значна присутність в хвильовому полі регулярних та низько-швидкісних хвиль-завад знаходить відображення, в тій чи іншій мірі, на часі реєстрації до 12000мс, доповнюючи та підсилюючи шумову складову, що ускладнює сприйняття однократних відбиттів на часових розрізах. Додатковим прикладом вищезазначеного може слугувати зображення на рис. 3.4 фрагменту апріорного часового розрізу СГТ, де низько-швидкісні хвилі-завади пронизують практично весь хвильовий простір, ускладнюючи, таким чином, впевнене сприйняття корисної складової сейсмічного запису.

Спектральний аналіз первинних сейсмічних записів засвідчив, що ефективний діапазон частот знаходиться в межах від 8 Гц до 90 Гц. Такі висновки підтверджує і зображений, в графічній формі, на рисунку 3.5 частотний спектр, різних за ділянкою реєстрації, сейсмограм.

В хвильовому полі, в значній мірі, в залежності від місця розташування ділянки, присутні, псевдоінформаційні компоненти сейсмічного запису, одним з яких є наявність інтенсивних регулярних хвиль завад, які утворюють поле потужних коливань із практично субпаралельними осями синфазності, позірні швидкості яких близькі до аналогічних швидкостей перших вступів (див. рис. 3.6). Також, на великій частині сейсмічних даних, можна спостерігати перевантажену регулярними хвилями-завадами картину. Кінематичні параметри таких хвиль-завад дуже близькі до відповідних параметрів поля відбитих хвиль, особливо при наближенні до пункту збудження. Крім того, на певних ділянках, спостерігаються прояви ревербераційних ефектів, а також, інтенсивних поверхневих хвиль, для яких характерні відносно малі швидкості та низькі складові частотного спектру.

На рисунках 3.6-3.8 наведені зображення фрагментів первинних сейсмограм, на яких можна спостерігати вищезазначені ефекти. Для зручності сприйняття, на рисунках 3.7 і 3.8 представлені однойменні сейсмограми на відкритому каналі і з застосуванням широкосмугової корегуючої фільтрації та автоматичного регулювання підсилення трас.

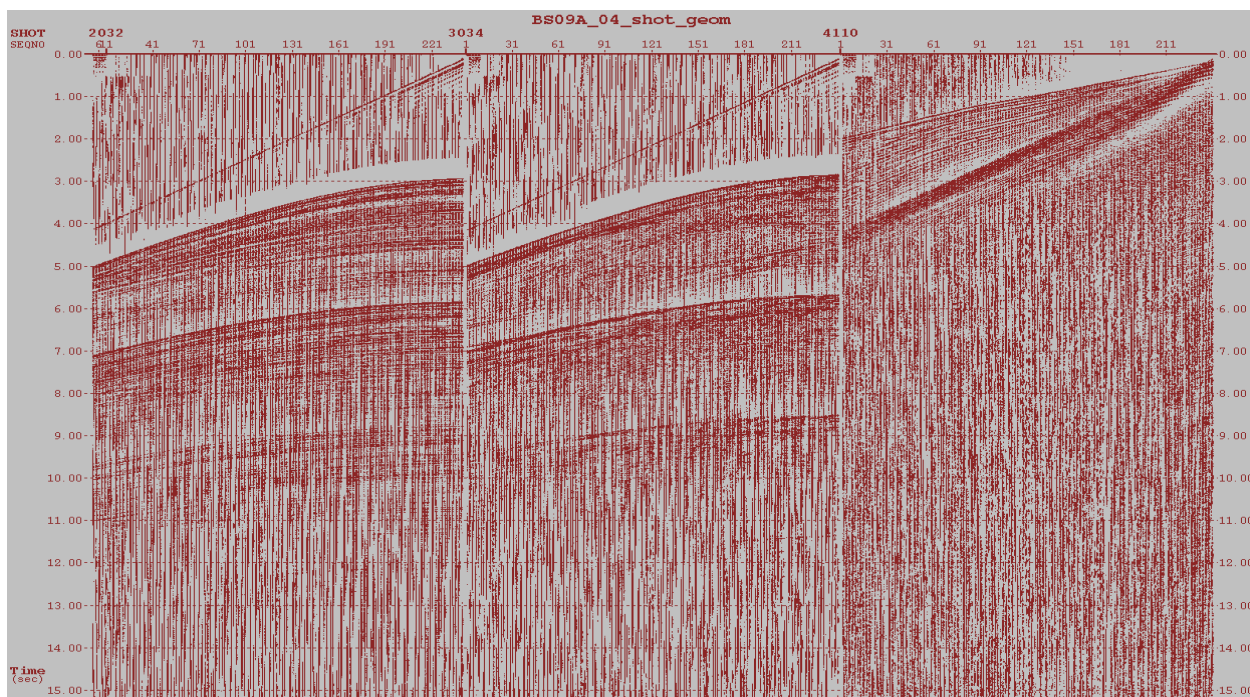


Рисунок 3.3 – Зображення первинних сейсмічних записів з різних ділянок одного з профілів

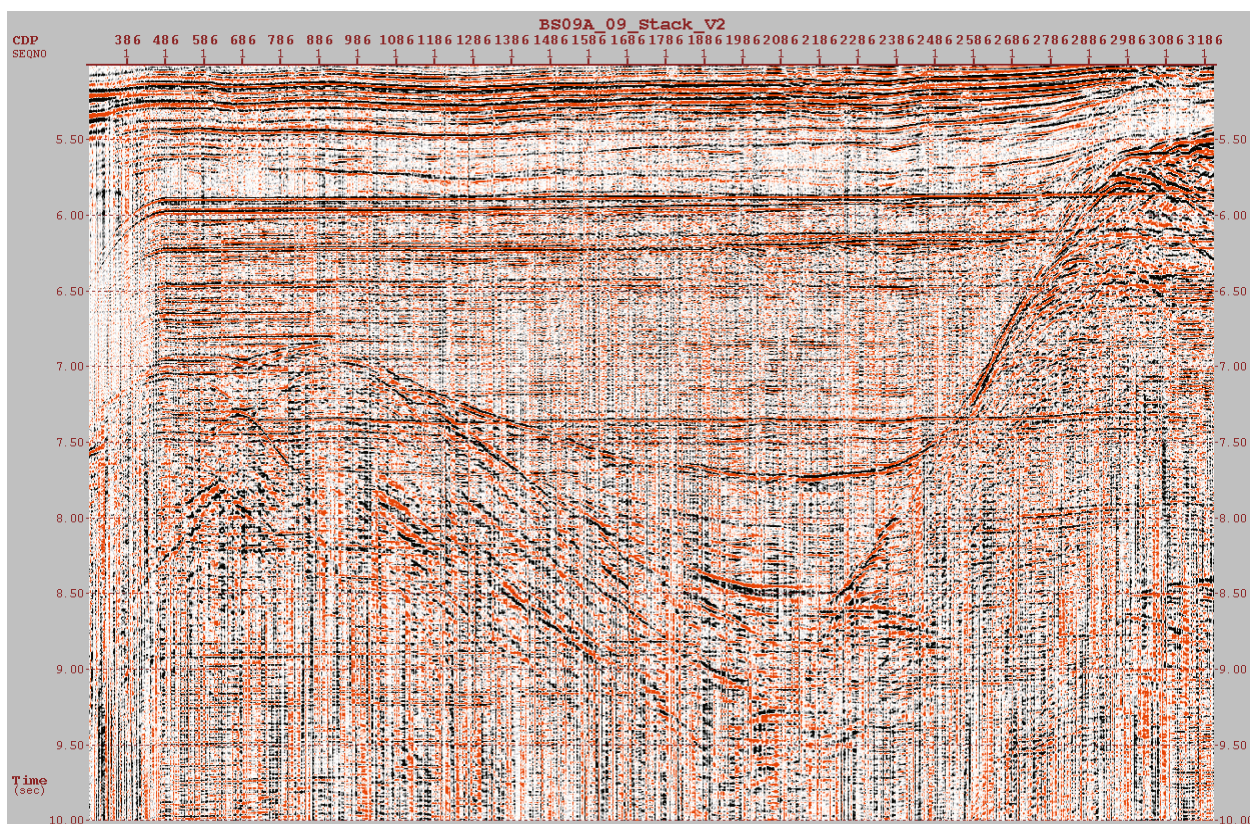


Рисунок 3.4 – Фрагмент апіорного часового розрізу СГТ

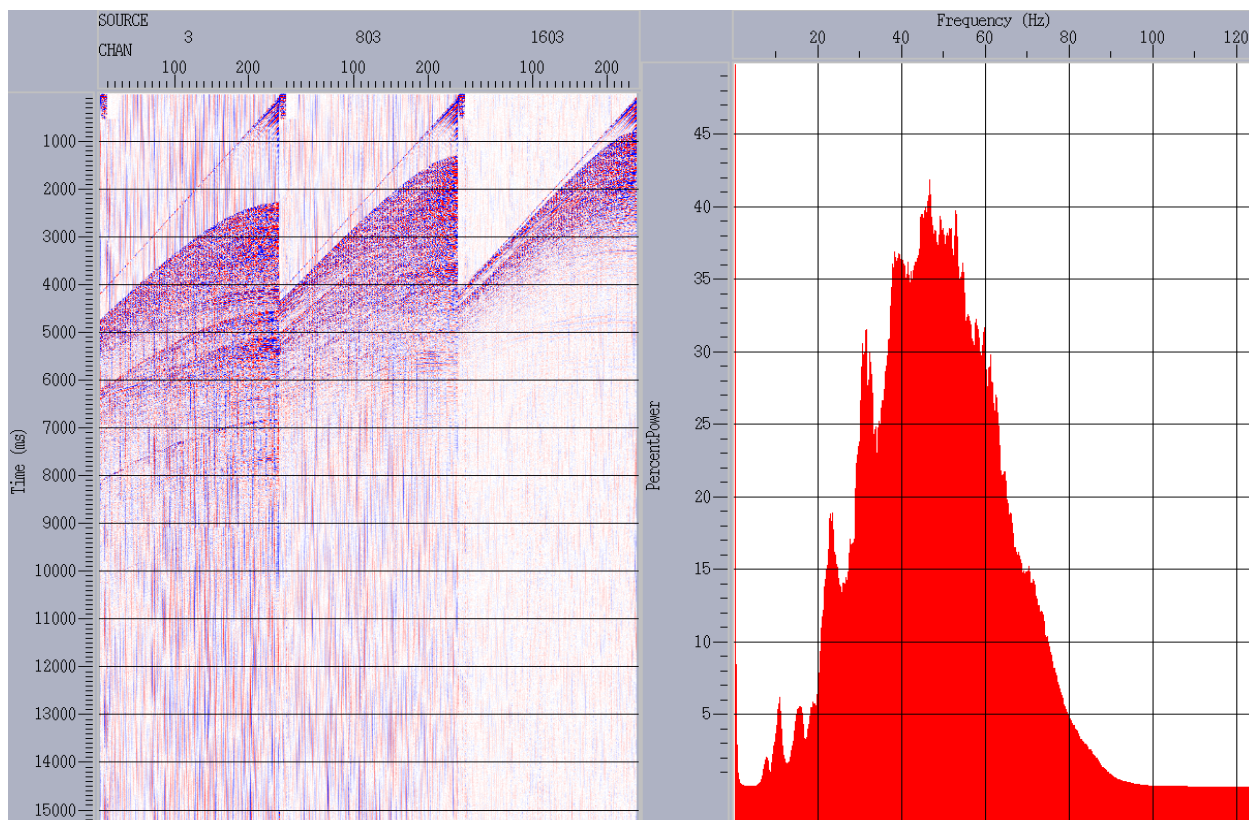


Рисунок 3.5 – Зображення частотного спектру первинних сейсмічних записів

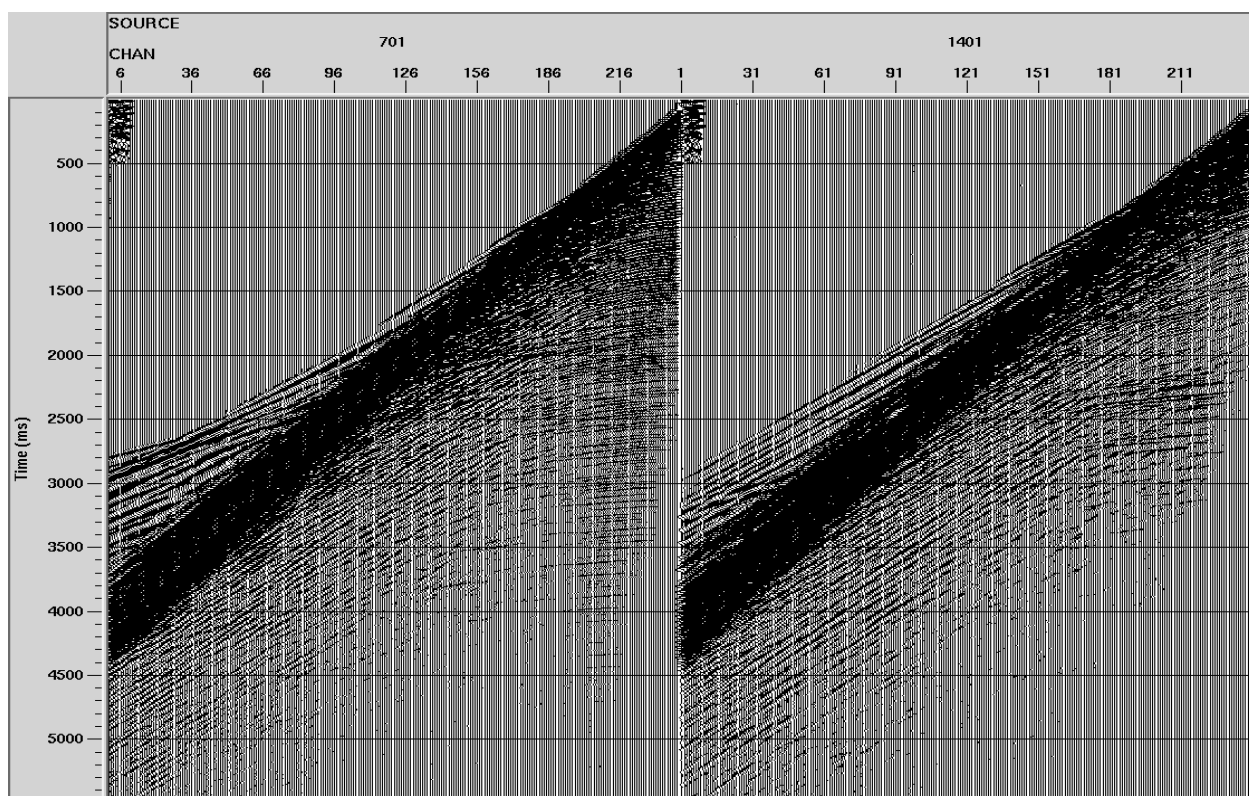


Рисунок 3.6 – Зображення фрагментів первинних записів на відкритому каналі

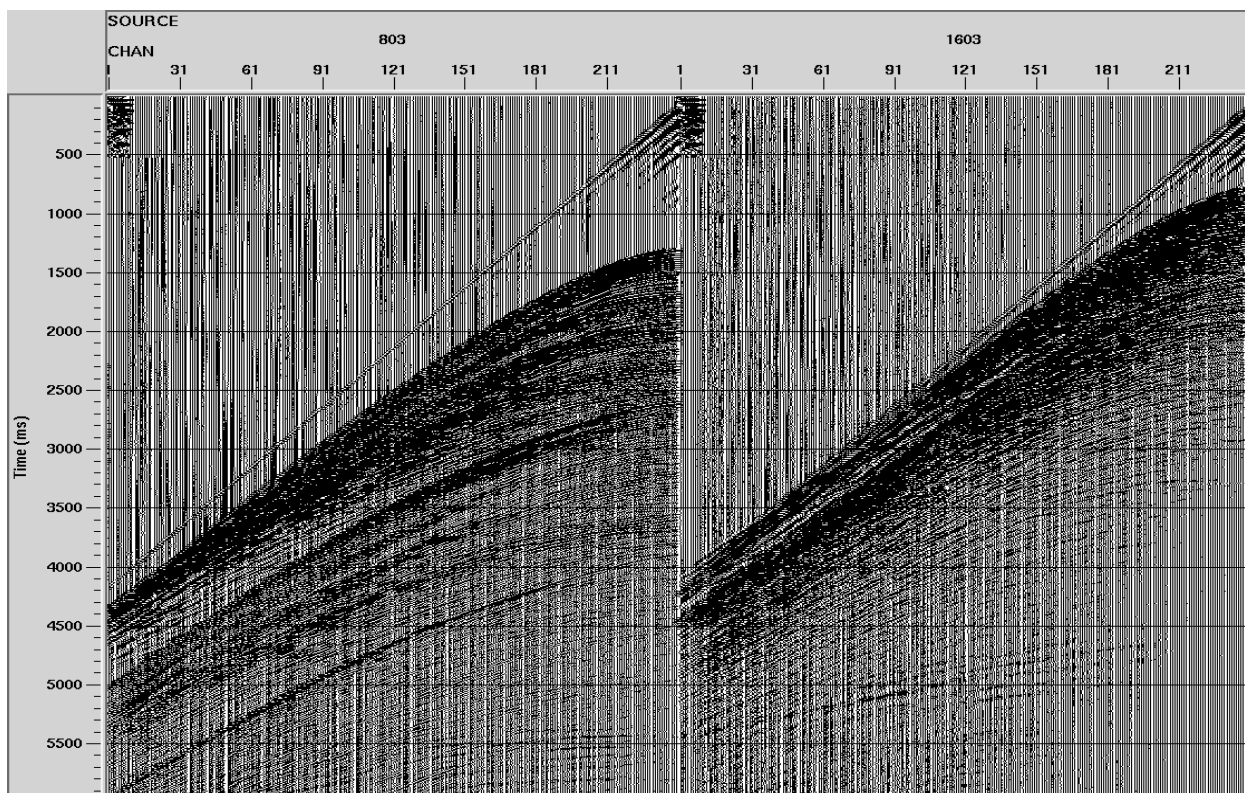


Рисунок 3.7 – Зображення фрагментів первинних записів на відкритому каналі

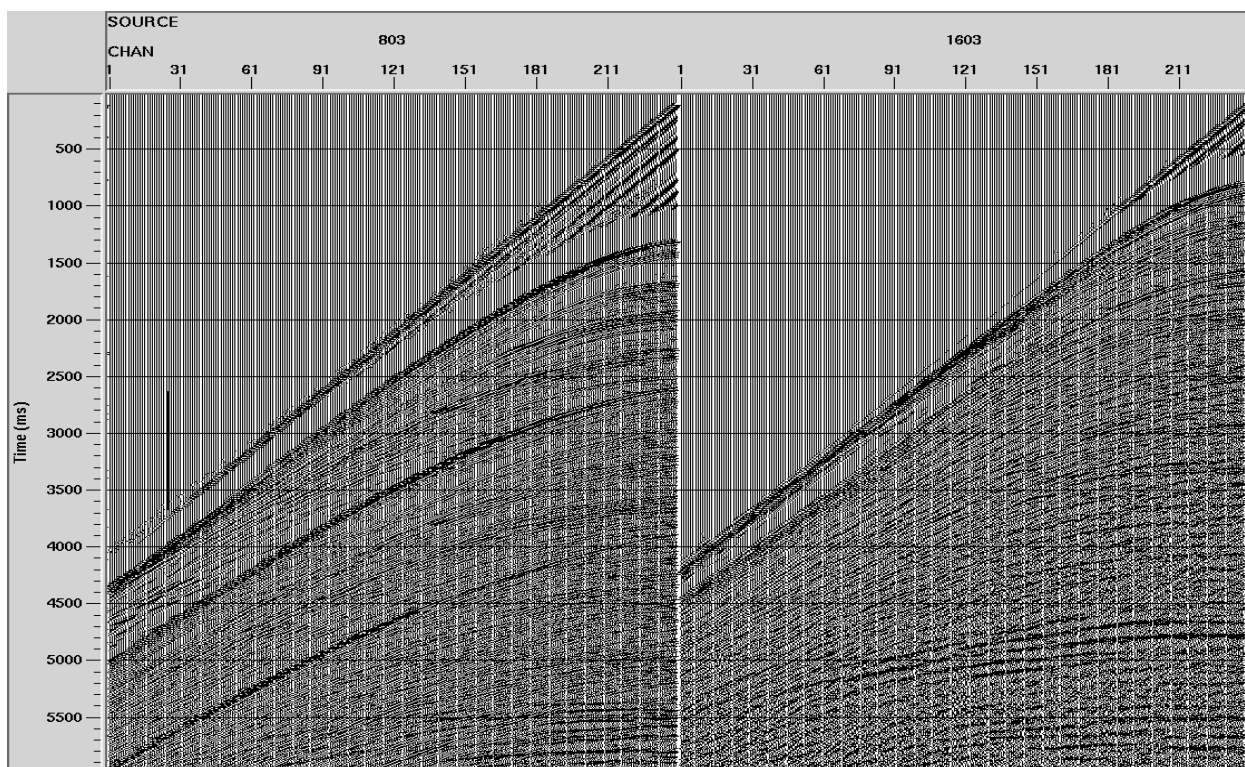


Рисунок 3.8 – Зображення фрагментів первинних записів після застосування широкопasmової корегуючої фільтрації та автоматичного регулювання підсилення трас

3.1.2 Стандартна обробка сейсмічних даних

Обсяги обробки сейсмічних даних склали – 9871 пог. км. До проведення стандартної обробки була виконана дослідна обробка в обсязі 1004.975 пог. км. з метою відпрацювання, оптимізації графу стандартної обробки. Був розроблений узагальнений, базовий граф, який виглядав наступним чином:

1. Демультіплексація та зчитування сейсмозаписів польового формату SEGД зі стрічок в формат SEGУ та внутрішній формат обробки.
2. Подальше редагування сейсмозаписів
3. Фільтрація в FK-просторі
4. Підсумовування трас, використовуючи К-фільтр та регіональні швидкісні функції.
5. Завантаження даних про геометрію спостережень.
6. Статичні поправки за момент збудження (32мс)
7. Перехід на дискретизацію 4 мс, застосування анти-айлясингового фільтру.
8. Корекція затухання за сферичне розходження.
9. Мінімально-фазова деконволюція з передбаченням, параметри OL 240мс, PL 20мс, WF 0.1, ширина вікна - вся сейсмотраса
10. Ширококутова корегуюча фільтрація.
11. Перший цикл швидкісного аналізу з кроком 1 км з редагуванням швидкостей підсумовування для послаблення кратних хвиль.
12. Послаблення впливу кратних хвиль-завад, утворених від дна моря, використовуючи фільтри власних векторів та в FK області.
13. Другий цикл швидкісного аналізу з кроком 1 км з редагуванням швидкостей підсумовування.
14. Послаблення кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення.
15. Вирівнювання трас з шириною вікна на всю трасу.
16. Визначення швидкісних залежностей для DMO та міграційних перетворень.
17. F-K DMO перетворення на спільних площинах виносів.

18. Часова міграція до підсумовування алгоритмом Столта.
19. Заключний цикл швидкісного аналізу з кроком 1 км з редагуванням швидкостей підсумовування.
20. Введення кінематичних поправок NMO на основі швидкісного аналізу з кроком 1 км.
21. Корекція величини верхнього/нижнього м'ютингів.
22. Підсумовування по мігрованих сейсмограмах СГТ.
23. Деміграція по Столту часового розрізу СГТ.
24. Корекція статичних поправок за занурення кабелю та джерела коливань.
25. Залишкова корекція амплітуд.
26. Послаблення нерегулярної шумової компоненти.
27. Мінімально-фазова деконволюція з передбаченням.
28. Смугова, змінна в часі частотна фільтрація.
29. Міграція часового розрізу по алгоритму Кірхгофа.
30. Смугова, змінна в часі частотна фільтрація.
31. Глибинна міграція часового розрізу по алгоритму Кірхгофа.
32. Відтворення на паперових носіях результатів обробки.
33. Запис на цифрових носіях результатів обробки у форматі SEG-Y.

Для виконання стандартної обробки використовувалось спеціалізоване математичне забезпечення ProMAX 2D (компанія "Landmark").

Поетапний опис основних кроків узгодженого стандартного графу обробки виглядає наступним чином:

Етап 1. Завантаження сейсмічних даних в проект обробки

Виконувалось з попередньо підготовлених файлів формату Seg-Y IBM Real. Кількість робочих каналів – 480. Крок дискретизації – 2 мс. Довжина запису – 15360 мс (9216 мс).

Програмні модулі: *SEG-Y Input, Disk Data Output*.

На рисунку 3.9 та рисунку 3.10 показані типові первинні сейсмограми спільного пункту збудження з корекцією амплітуд за сферичне розходження.

Етап 2. Швидкісний аналіз для підсумовування в сейсмограмі двох сусідніх каналів в одну результуючу трасу

Завдання 2.1. Занесення в заголовки трас геометрії спостережень

Забезпечувало підготовку масиву даних для підсумовування по СГТ та розрахунку вертикальних спектрів швидкостей.

Програмні модулі: *Disk Data Input, Resample from 2 ms to 4 ms, Resample from 4 ms to 8 ms, Real Time Geometry, Disk Data Output.*

Завдання 2.2. Створення по трасах ближніх віддалень розрізу СГТ зі швидкістю 1480 м/с

Визначалися точки швидкісного аналізу (як правило, точки зломів форми рельєфу дна моря).

Програмні модулі: *Disk Data Input, Normal Moveout Correction, CDP/Ensemble Stack, Disk Data Output.*

Завдання 2.3. Розрахунок спектрів швидкостей

Програмні модулі: *Disk Data Input, Ensemble Stack/Combine, Automatic Gain Control, Ensemble Decon, Bandpass Filter, Automatic Gain Control, Trace Muting, Velocity Analysis Precompute, Disk Data Output.*

Завдання 2.4. Отримання швидкісних залежностей для підсумовування сусідніх трас первинних сейсмограм

Програмні модулі: *Disk Data Input, Velocity Analysis.*

Етап 3. Підсумовування двох сусідніх трас первинних сейсмограм та занесення параметрів системи спостережень в заголовки трас

Видалялися з обробки окремі траси, ділянки трас або сейсмограми відповідно записам в рапортах оператора та результатів аналізу/редакції первинних даних з подальшим застосуванням ФК-фільтрації, для послаблення впливу хвиль-завад з прямолінійними осями синфазності в інтервалі швидкості від 1250 м/с до 2300 м/с, без обмеження діапазону частотного спектру. Здійснювалась зміна кроку між пунктами прийому з 12,5 м до 25 м, і відповідно кількості робочих каналів з 480 до 240. Для підсумовування використовувалися швидкості з попереднього етапу обробки (завдання 2.4). В

заголовки трас заносилася геометрія системи спостережень.

Вводились поправка за момент запису, значення якої дорівнювало 32 мс. В доповнення, відбувалась передискретизація сейсмічного запису з 2 мс до 4 мс з застосуванням високоточного анти-аліасингового фільтру.

Програмні модулі: *Disk Data Input, Trace Kill/Reverse, Real Time Geometry, F-K Filter, Marine Trace Decimation, Inline Geom Header Load, Header Statics, Resample/Desample, Disk Data Output.*

На рисунку 3.11 та рисунку 3.12 демонструються сейсмограми спільного пункту збудження, з корекцією амплітуд за сферичне розходження, після етапу підсумовування двох каналів (можна порівняти з рисунком 3.9 та рисунком 3.10).

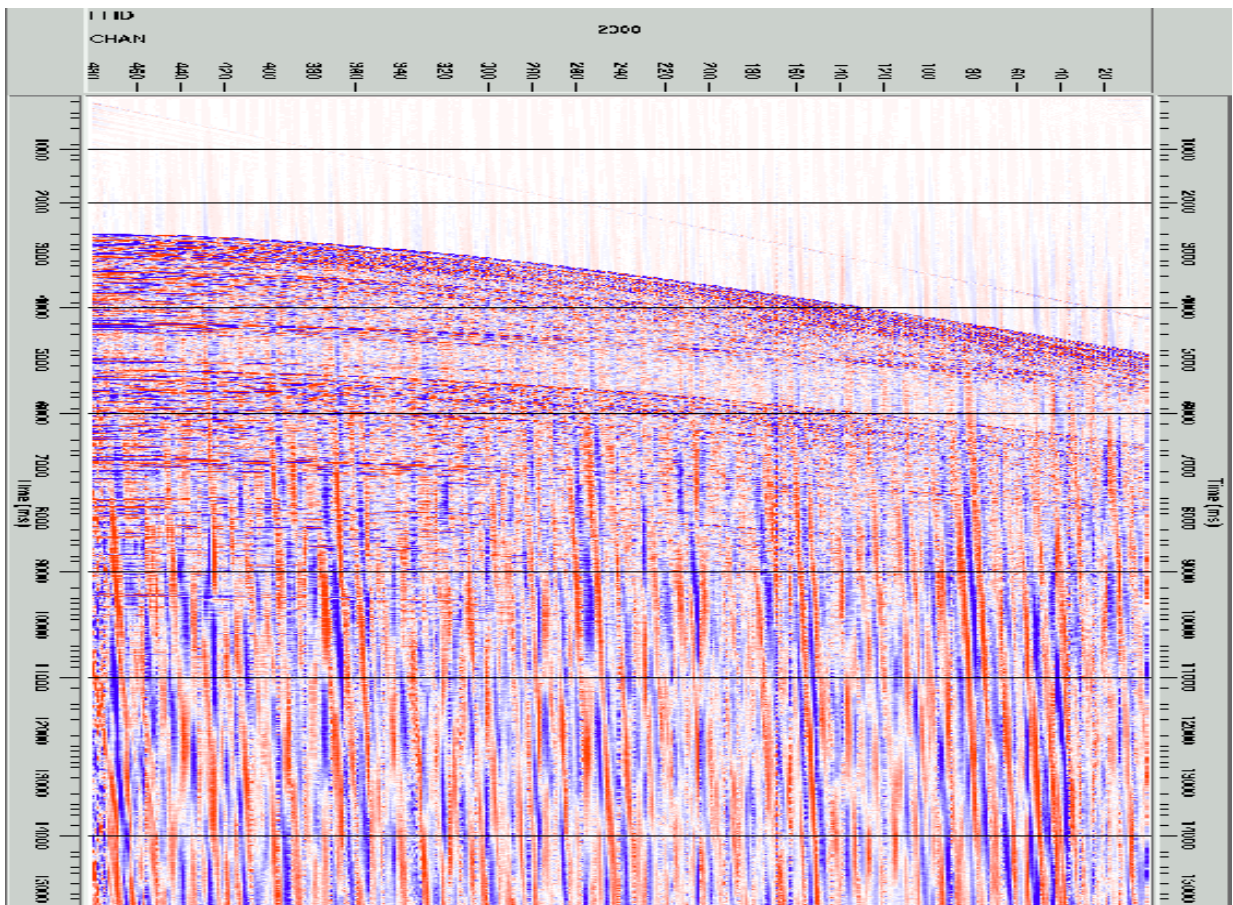


Рисунок 3.9 – Профіль BS05-06. Типова первинна сейсмограма спільного пункту збудження з корекцією амплітуд за сферичне розходження

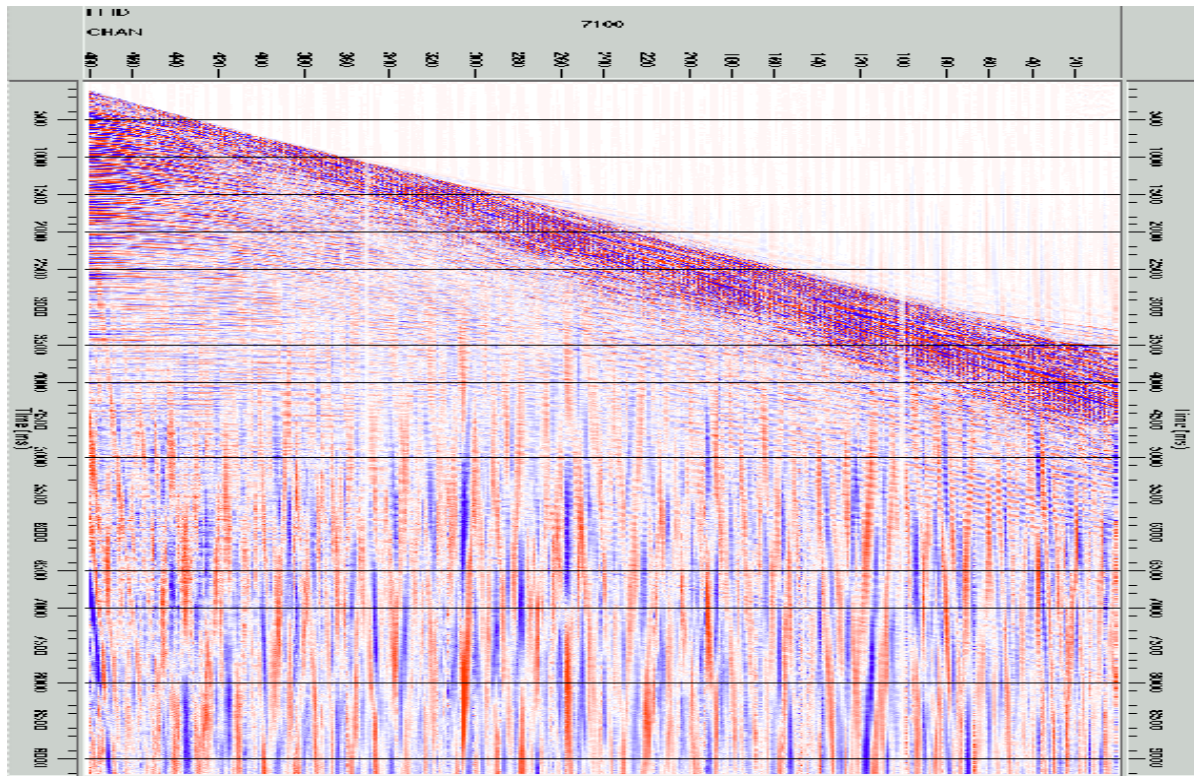


Рисунок 3.10 – Профіль BS05-48. Типова первинна сейсмограма спільного пункту збудження з корекцією амплітуд за сферичне розходження

Етап 4. Отримання апріорного часового розрізу СГТ

Відбувалось підсумовування трас СГТ з використанням швидкісного закону отриманого на другому етапі обробки. Перед підсумовування застосовувались процедури широкосмугової корегуючої фільтрації та корекція амплітуд за сферичне розходження.

Програмні модулі: *Disk Data Input, Bandpass Filter, True Amplitude Recovery, Normal Moveout Correction, Trace Muting, CDP/Ensemble Stack, Disk Data Output.*

На рисунку 3.13 та рисунку 3.14 показані фрагменти апріорних часових розрізів отриманих на різних ділянках акваторії Чорного моря. Апріорний часовий розріз давав загальне уявлення про якість та інформаційну складову сейсмічних даних, використовувався при аналізі хвильової картини, кореляції форми рельєфу дна моря з подальшим занесенням отриманих значень в базу даних проекту обробки, а також для визначення змінних в двовимірному просторі часових вікон, необхідних при застосуванні процедур послаблення низько-швидкісних хвиль-завад.

Етап 5. Розрахунок спектрів швидкостей підсумовування та створення швидкісних залежностей для застосування процедур послаблення кратних хвиль

З кроком в один кілометр вздовж кожного профілю вибудовувалась швидкісна залежність в результаті застосування якої однократні відбиття “переспрямлялися”, а кратні хвилі-завади, відповідно, “недоспрямлялися”, що, в подальшому, і слугувало критерієм при ідентифікації різних типів хвиль за їх швидкісними ознаками.

Програмні модулі: *Supergather Formation, Bandpass Filter, Automatic Gain Control, Trace Muting, Velocity Analysis Precompute, Disk Data Output, Disk Data Input, Velocity Analysis.*

Зображення вертикального спектру швидкостей підсумовування до застосування процедур послаблення впливу кратних хвиль-завад демонструються на рисунку 3.15 та рисунку 3.16.

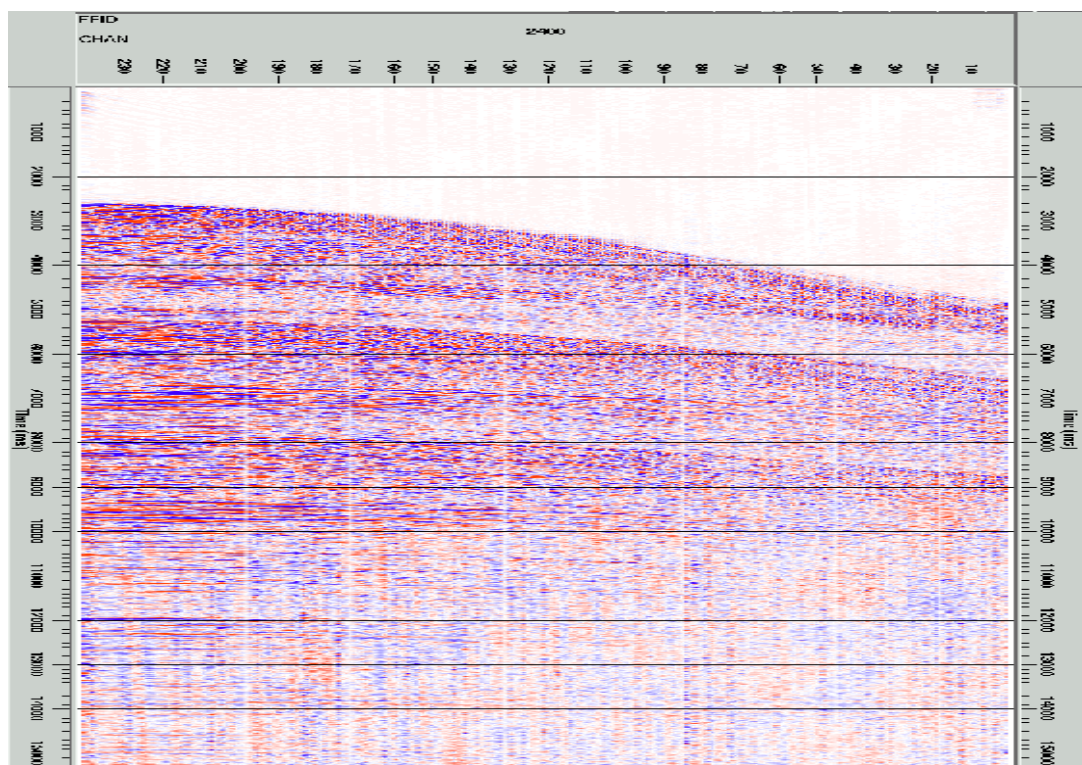


Рисунок 3.11 – Профіль BS05-06. Типова первинна сейсмограма спільного пункту збудження, з корекцією амплітуд за сферичне розходження, після етапу підсумовування двох каналів

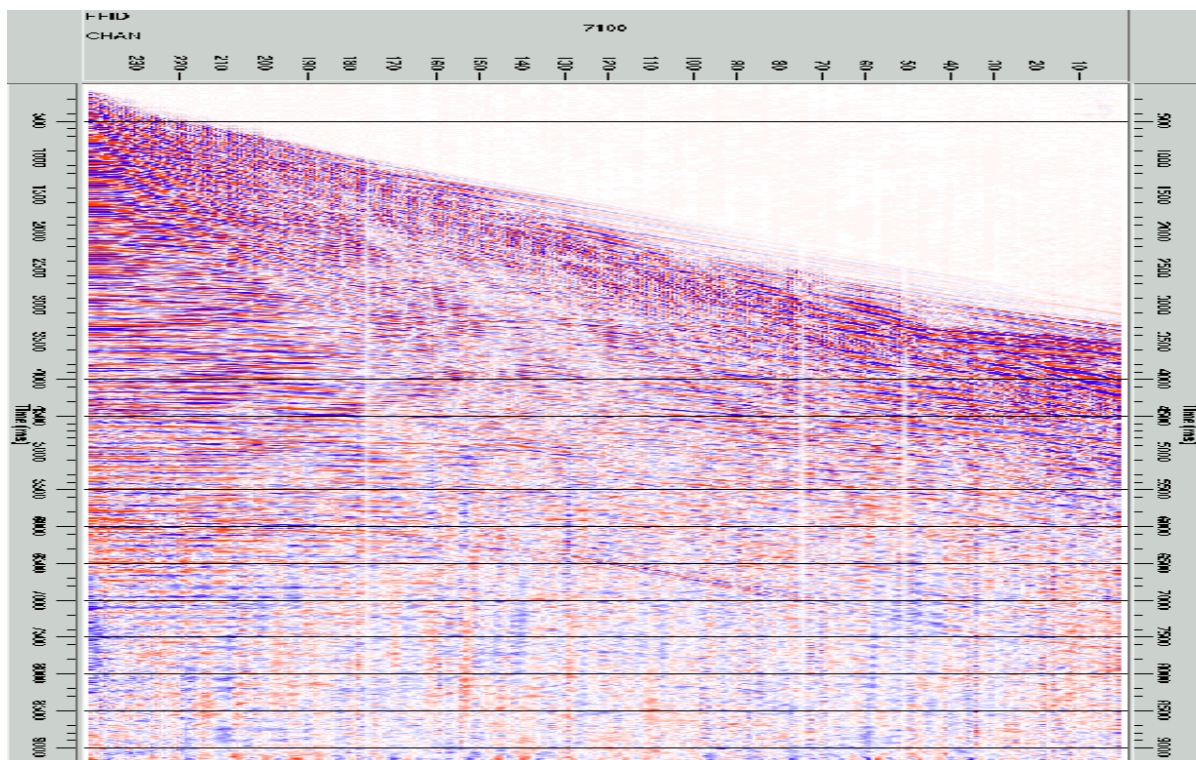


Рисунок 3.12 – Профіль BS05-48. Типова первинна сейсмограма спільного пункту збудження, з корекцією амплітуд за сферичне розходження, після етапу підсумовування двох каналів

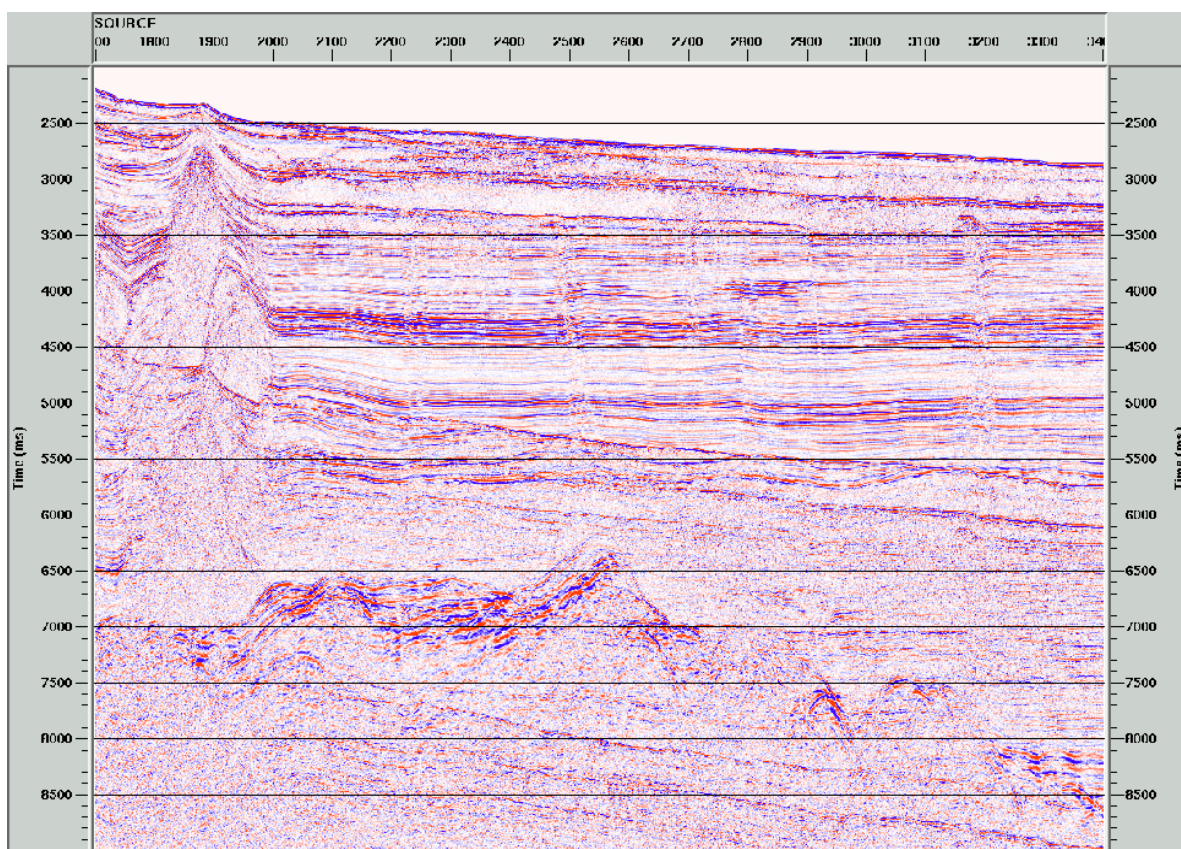


Рисунок 3.13 – Профіль BS05-06. Фрагмент апріорного часового розрізу СГТ

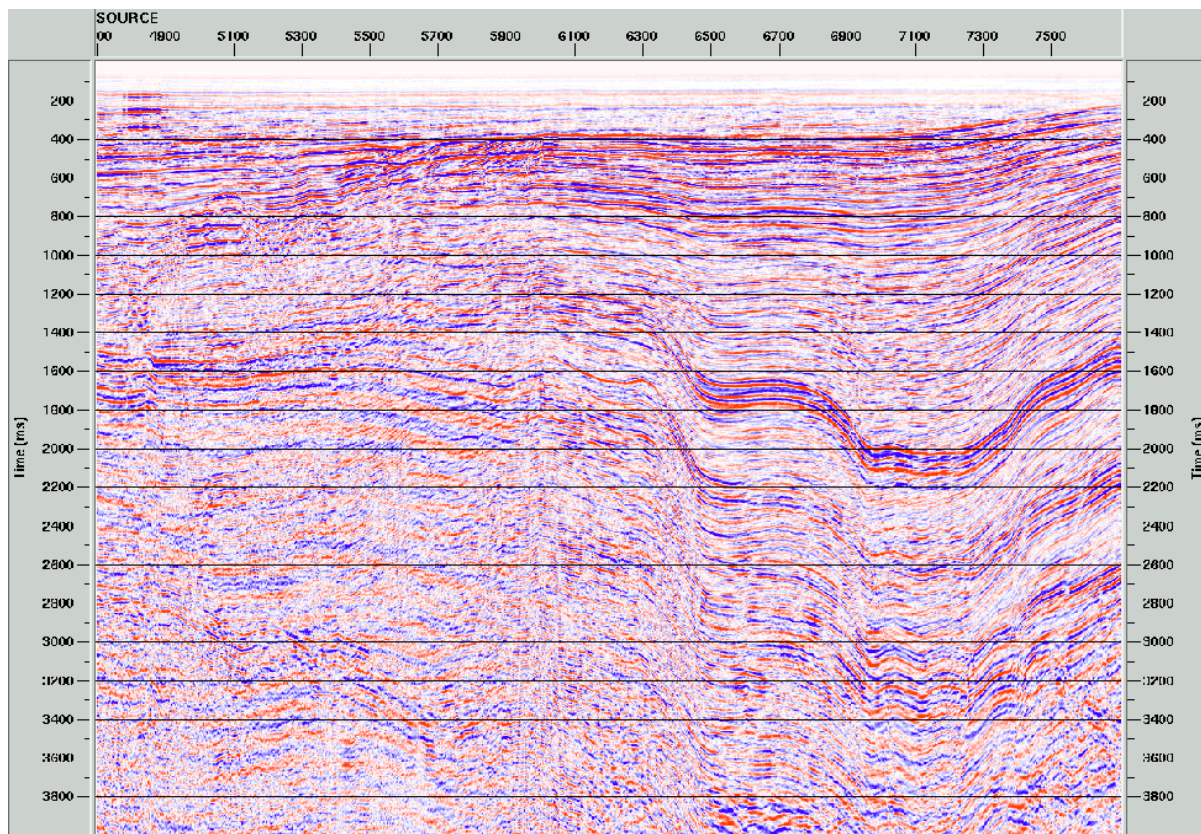


Рисунок 3.14 – Профіль BS05-48. Фрагмент апріорного часового розрізу СГТ

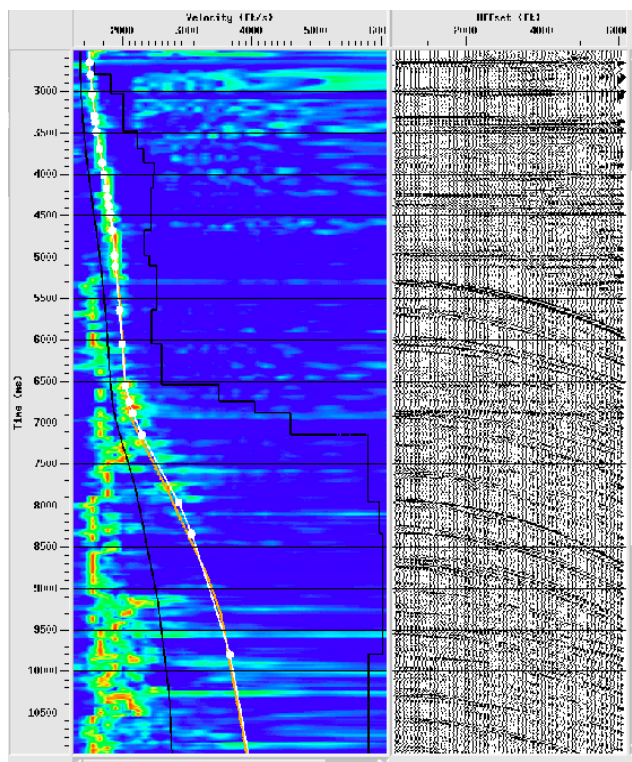


Рисунок 3.15 – Профіль BS05-06. Зображення вертикального спектру швидкостей підсумовування до застосування процедур послаблення впливу кратних хвиль-завад

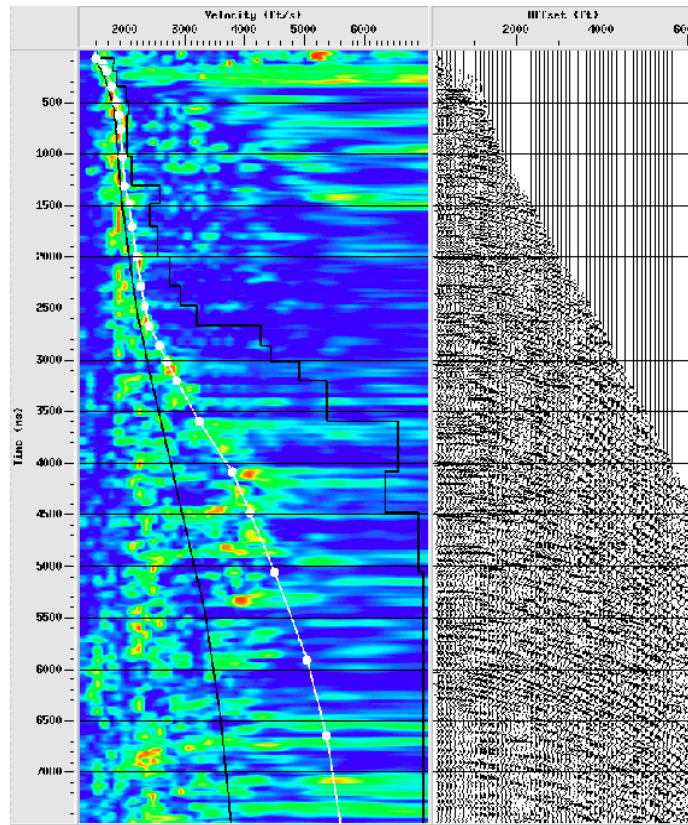


Рисунок 3.16 – Профіль BS05-48. Зображення вертикального спектру швидкостей підсумовування до застосування процедур послаблення впливу кратних хвиль-завад

Етап 6. Препроцесінг та послаблення впливу кратних хвиль-завад

Перед застосуванням мінімально-фазової деконволюції з передбаченням, виконувалась широкосмугова корегуюча фільтрація сейсмічних трас та регулювання рівня амплітуд за сферичне розходження. Параметри деконволюції, після довготривалого тестування, були узагальнені для всієї сукупності даних і склали для довжини оператора фільтру – 240 мс, інтервалу передбачення – 20 мс, фактору шуму - 1,1 % та розрахунку оператора фільтру у часовому вікні від придонних відбиттів, практично, до кінця запису.

Єдиною відмінністю для ділянок в шельфових зонах було те, що сама деконволюція, в цьому випадку, виконувалась в Тау-Пі просторі, при збереженні всіх інших її параметрів. Ефективність послаблення деконволюцією в Тау-Пі просторі короткоперіодних кратних хвиль-завад можна оцінити при співставленні часових розрізів на рисунку 3.17 та рисунку 3.18.

Надалі для модулів оснований на параболічному перетворенні Радона в складові частини сейсмограм СГТ попередньо вводились кінематичні поправки розраховані для швидкості в 1500 м/с. Параметри процедур вибирались таким чином, щоб максимально послабити цуг хвиль спрямлених в результаті застосування вказаної швидкості. І на заключному кроці поточного етапу обробки, відбувалось вилучення залишкового фону донно-кратних та частково-кратних хвиль-завад в FK-просторі

Програмні модулі: *Disk Data Input, Bandpass Filter, True Amplitude Recovery, Spiking/Predictive Decon, Bandpass Filter, Ensemble Stack/Combine, Normal Moveout Correction (forward), Trace Header Math, Trace Header Math, Eigenvector Filter, Windowed Processing, Radon Filter, Normal Moveout Correction (inverse), F-K Multiple Attenuation, Disk Data Output.*

На рисунку 3.19 та рисунку 3.20 показані фрагменти часових розрізів СГТ після виконання шостого етапу графу стандартної обробки. Для оцінки ефективності застосованих на цьому етапі процедур, слід порівняти наведені рисунки з представленими вище рисунком 3.13 та рисунком 3.14.

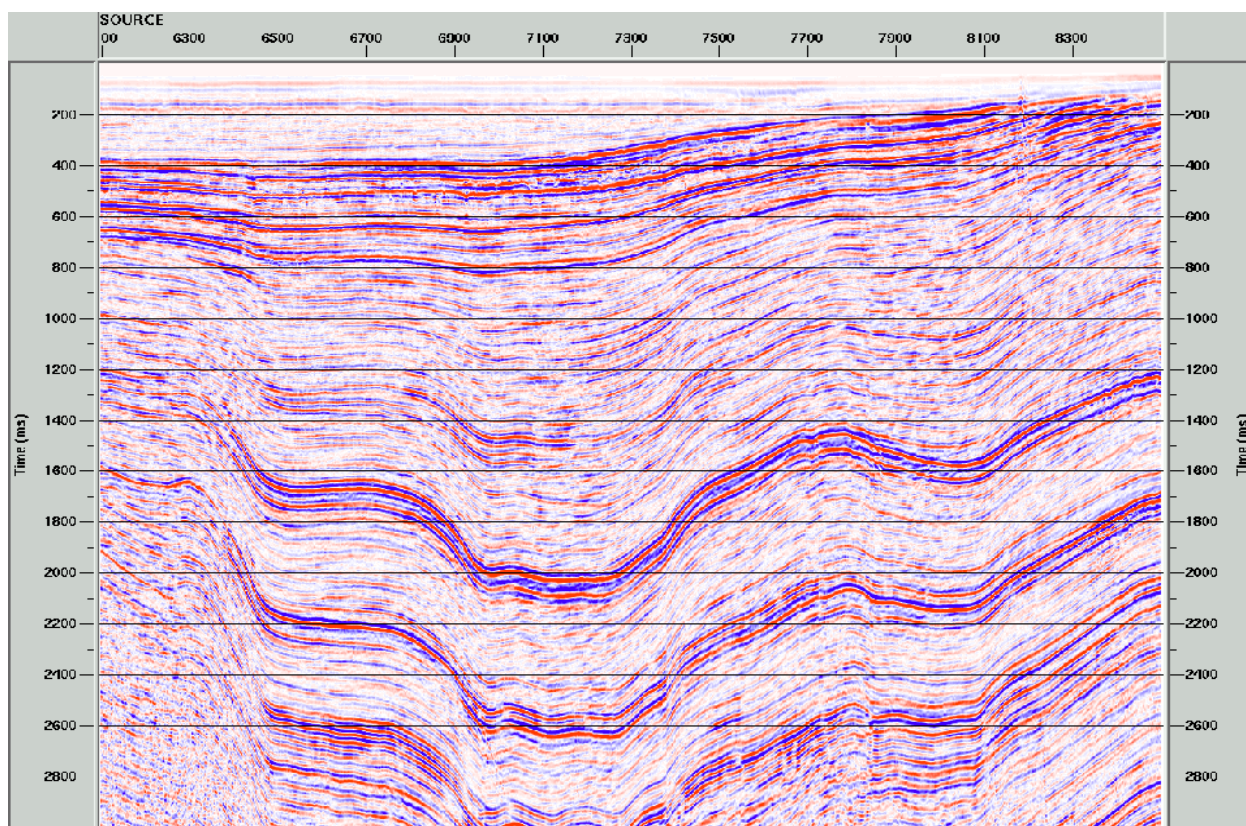


Рисунок 3.17 – Профіль BS05-48. - Фрагмент часового розрізу СГТ після етапу виконання деконволюції в часовому просторі

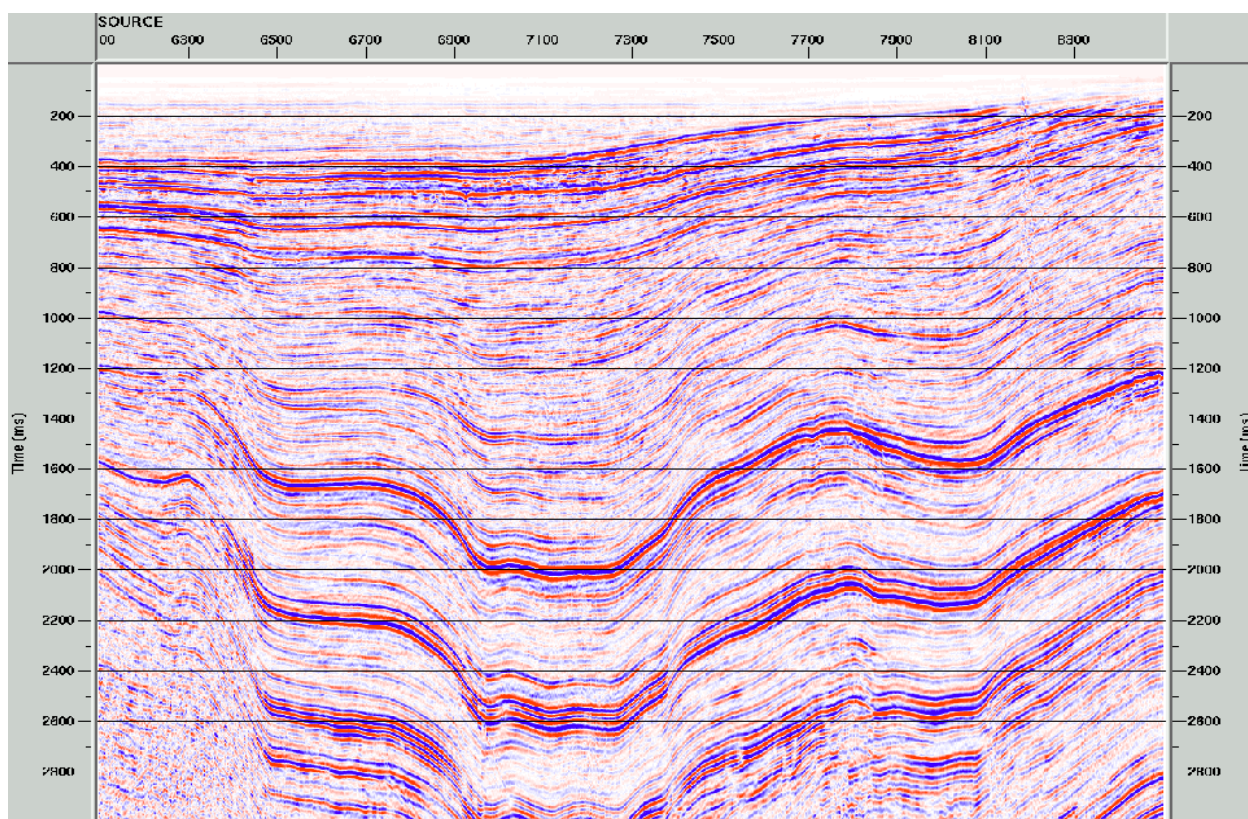


Рисунок 3.18 – Профіль BS05-48. Фрагмент часового розрізу СГТ після етапу виконання деконволюції в Тау-Пі просторі

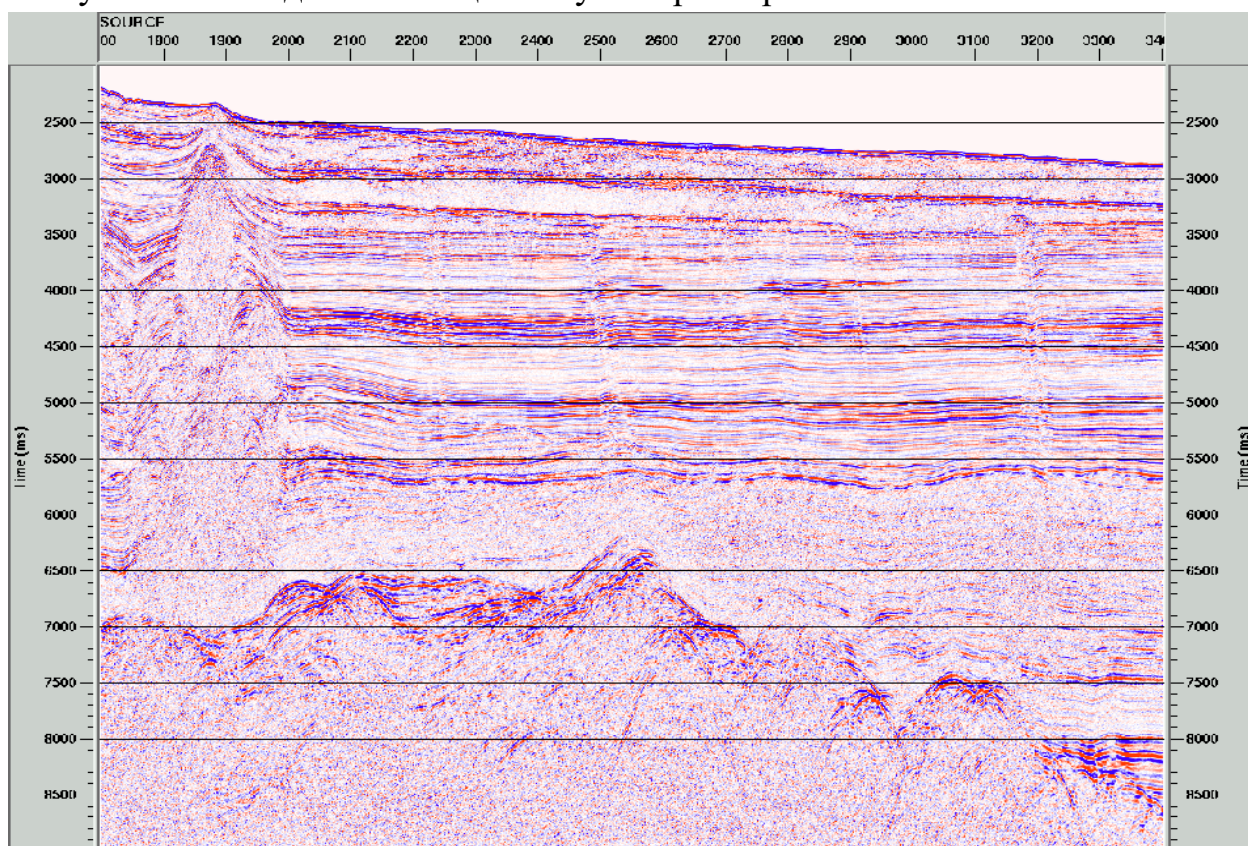


Рисунок 3.19 – Профіль BS05-06. Фрагмент часового розрізу СГТ після виконання етапу препроцесінгу та послаблення впливу кратних хвиль-завад

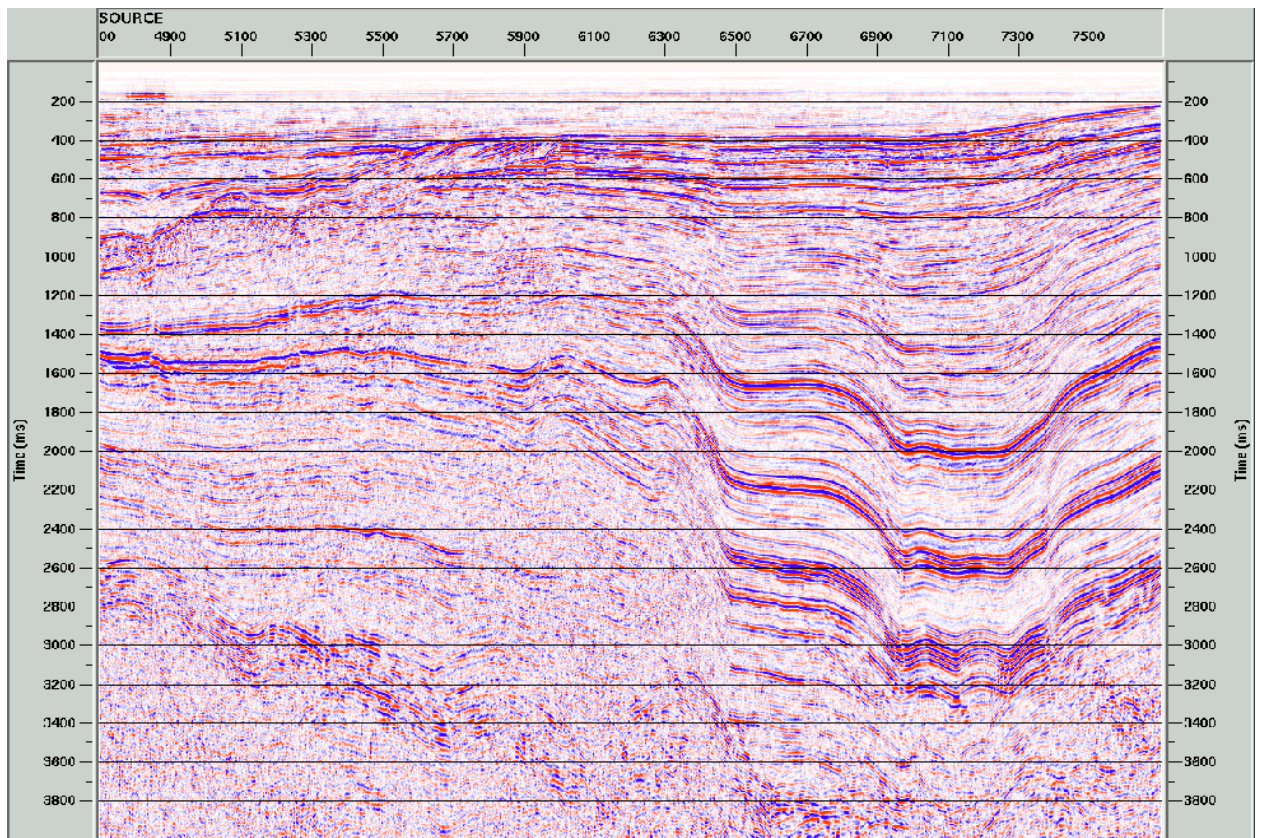


Рисунок 3.20 – Профіль BS05-48. Фрагмент часового розрізу СГТ після виконання етапу препроцесінгу та послаблення впливу кратних хвиль-завад

Етап 7. Розрахунок спектрів швидкостей підсумовування та визначення швидкісних залежностей для поточного контрольного розрізу СГТ та послаблення кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення

З кроком в один кілометр, виконувався швидкісний аналіз для визначення швидкісних залежностей однократно відбитих хвиль. Ці залежності також використовувались і для подальшого послаблення кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення.

Застосовувалась процедура швидкісного аналізу, яка надавала можливість уточнювати швидкісну криву, орієнтуючись одночасно на вертикальний спектр швидкостей, розгортку СГТ та фрагменти часового розрізу отримані з різними кривими швидкостей підсумовування. Крім того, використовувалася така допоміжна інформація, як положення цільових горизонтів на розгортці СГТ. При виконанні корекції, значення кривої швидкості, по можливості, трохи завищувались, тим самим віддаляючи їх від області домінування кратних хвиль-завад. Для запобігання помилок та

контролю за якістю проведеної корекції, поле швидкостей відображалося також і в координатах часового розрізу з проінтерпольованими значеннями між заданими швидкісними законами.

Програмні модулі: *Supergather Formation, Bandpass Filter, Automatic Gain Control, Trace Muting, Velocity Analysis Precompute, Disk Data Output, Disk Data Input, Velocity Analysis, Volume Viewer/Editor*.

На рисунку 3.21 та рисунку 3.22 відтворено етап проведення швидкісного аналізу з зображенням вертикального спектру швидкостей, розгортки СГТ з введеними кінематичними поправками, фрагмент часового розрізу отриманого з поточною швидкісною залежністю та подібні фрагменти по сукупності швидкісних кривих (див. рис. 3.21). Відповідно, на рисунку 3.22 відображено поле швидкостей в масштабі часового розрізу з локалізацією пунктів проведення швидкісного аналізу.

Етап 8. Послаблення впливу кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення

Завдання 8.1. Вибір параметрів м'ютингу для Радон-фільтрації

Для суттєвого послаблення прояву в хвильовому полі кратних хвиль-завад, з кроком в один кілометр по профілю, в області параболічного розділення Радона, вибиралися параметри м'ютингу, по лінії якого і відбувалась селекція відбиттів на “корисну” складову та складову завад.

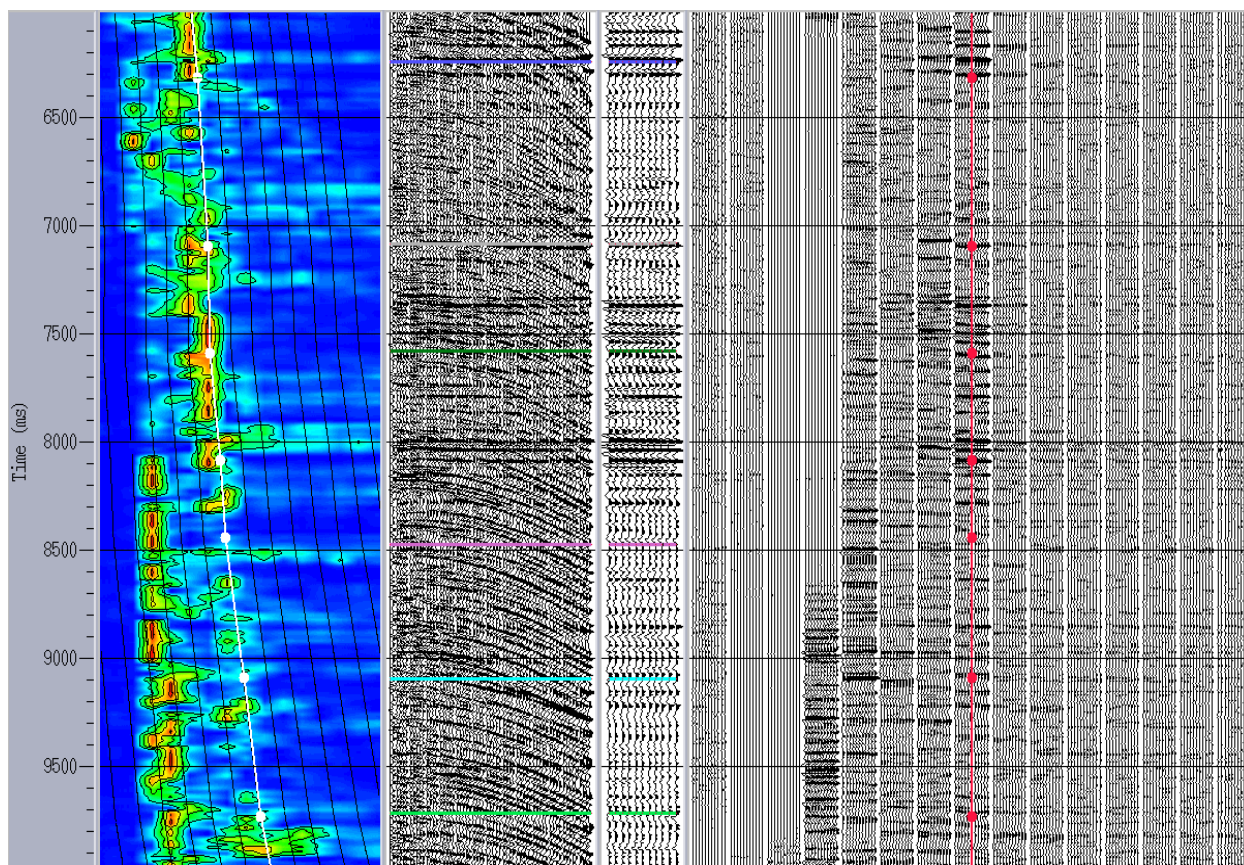


Рисунок 3.21 – Профіль BS05-39. Приклад застосування процедури швидкісного аналізу

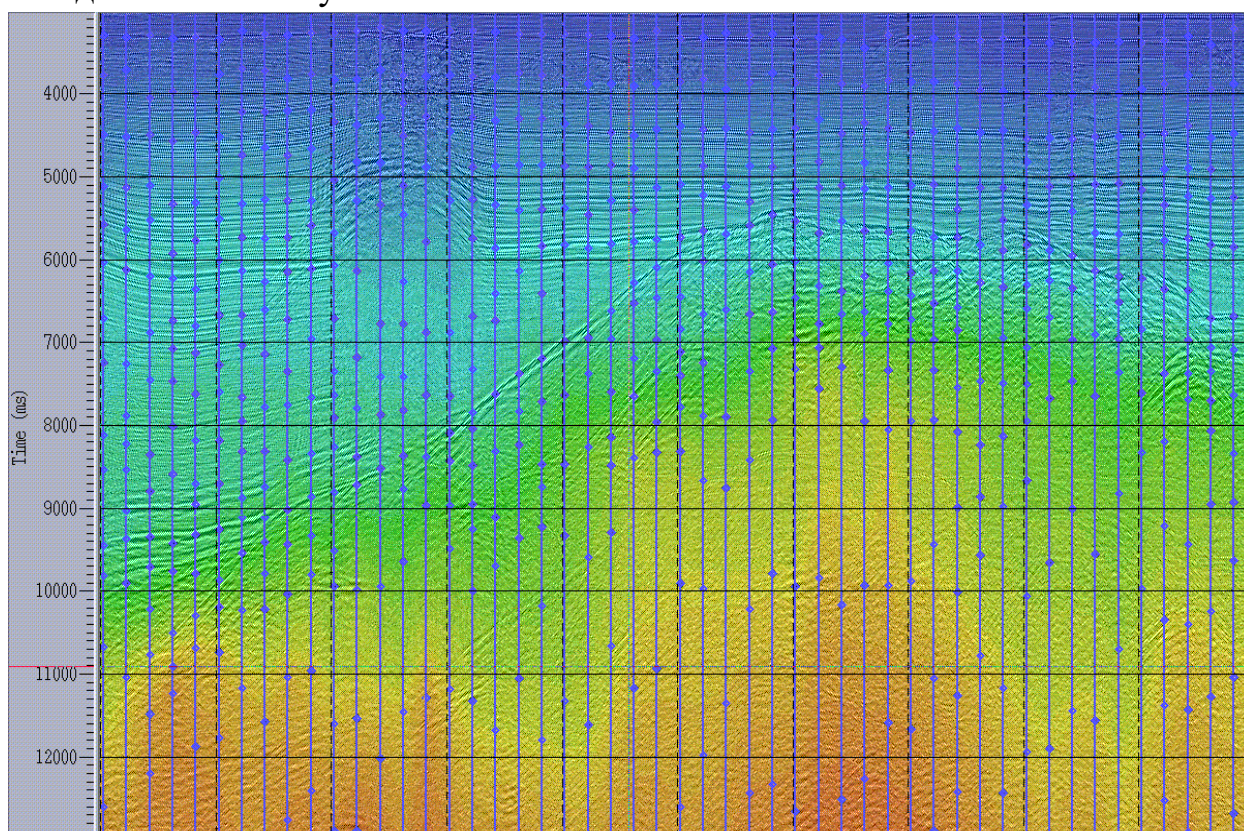


Рисунок 3.22 – Профіль BS05-39. Приклад застосування процедури відображення та редакції поля швидкостей в масштабі часового розрізу

Програмні модулі: *Disk Data Input, Automatic Gain Control, Normal Moveout Correction, Trace Muting, Interactive Radon/Tau-P Analysis.*

Завдання 8.2. Послаблення впливу кратних хвиль-завад фільтром Радона

Застосовувалась процедура, що виконувала селекцію відбиттів з врахуванням різниці в швидкостях кратних та однократних хвиль, шляхом аналізу сейсмограм СГТ, після введення кінематичних поправок орієнтованих на виділення однократних відбиттів. В цьому випадку, годографи однократних відбиттів спрямлялися, а кратні хвилі-завади, маючи в стандартній ситуації (збільшення швидкості зі збільшенням часу реєстрації) нижчу швидкість, мали недоспрямлений годограф. Це і дозволяло їх ідентифікувати та, в значній мірі, послаблювати. Ефективність такого методу була тим вища, чим більша була різниця в швидкостях кратних, частково кратних та однократних відбиттів. Як доповнення, з точки зору технології обробки, саме на цьому етапі, в заголовках трас формувались дані про “DMO-офсет”, для подальшої селекції всієї сукупності трас профілю по площинах рівних віддалень.

Програмні модулі: *Disk Data Input, Normal Moveout Correction, Trace Muting, Radon Filter, Normal Moveout Correction, Common Offset DMO Binning, Disk Data Output.*

На рисунку 3.23 та рисунку 3.24 (порівняйте з рис. 3.11 та рис. 3.12) показані сейсмограми спільного пункту збудження, а на рисунку 3.25 та рисунку 3.26 (порівняйте з рис. 3.19 та рис. 3.20) – часові розрізи після виконання етапу послаблення кратних хвиль-завад. На рисунку 3.27 та рисунку 3.28 показана ефективність застосованого графу послаблення довгоперіодних та короткоперіодних кратних хвиль-завад. В доповнення, досягнутий рівень послаблення довгоперіодних кратних хвиль демонструється на рисунку 3.29 та рисунку 3.30 для однойменної сейсмограми спільного пункту збудження, до та після виконання зазначеного етапу графа обробки. А на рисунку 3.31 та рисунку 3.32 наведено аналогічний приклад для розрізів СГТ.

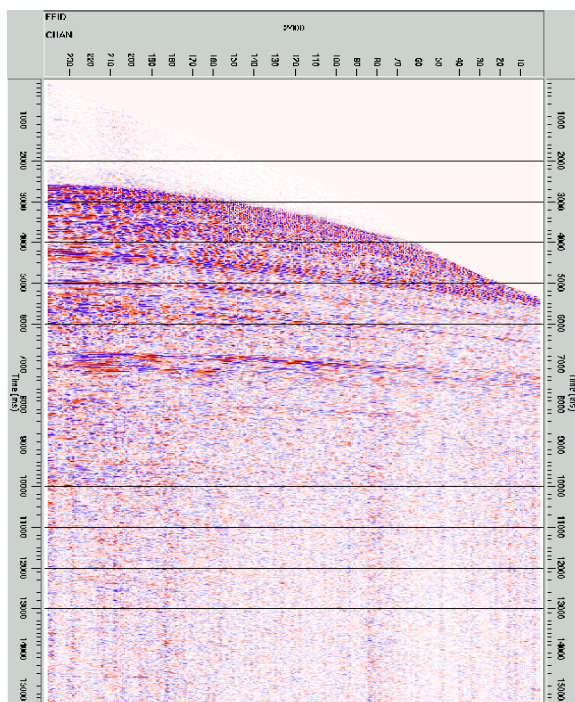


Рисунок 3.23 – Профіль BS05-06. Сейсмограма спільного пункту збудження після послаблення кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення

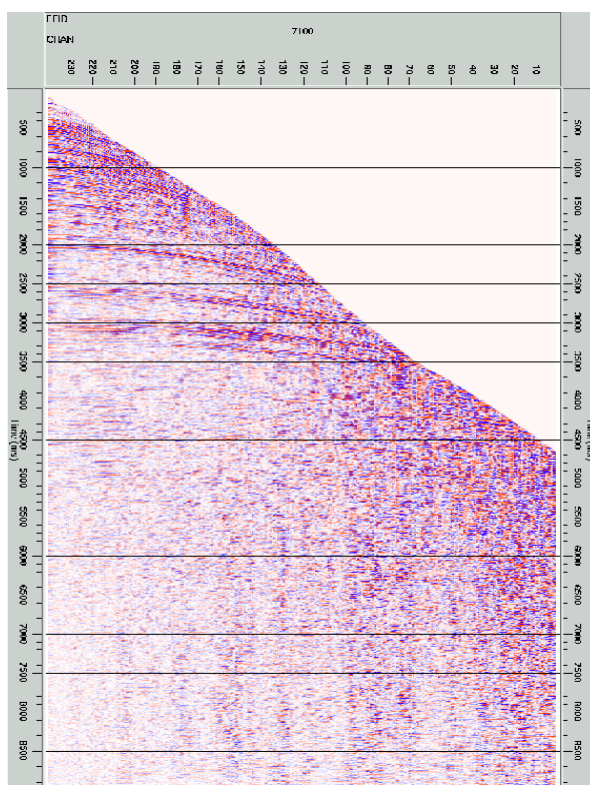


Рисунок 3.24 – Профіль BS05-48. Сейсмограма спільного пункту збудження після послаблення кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення

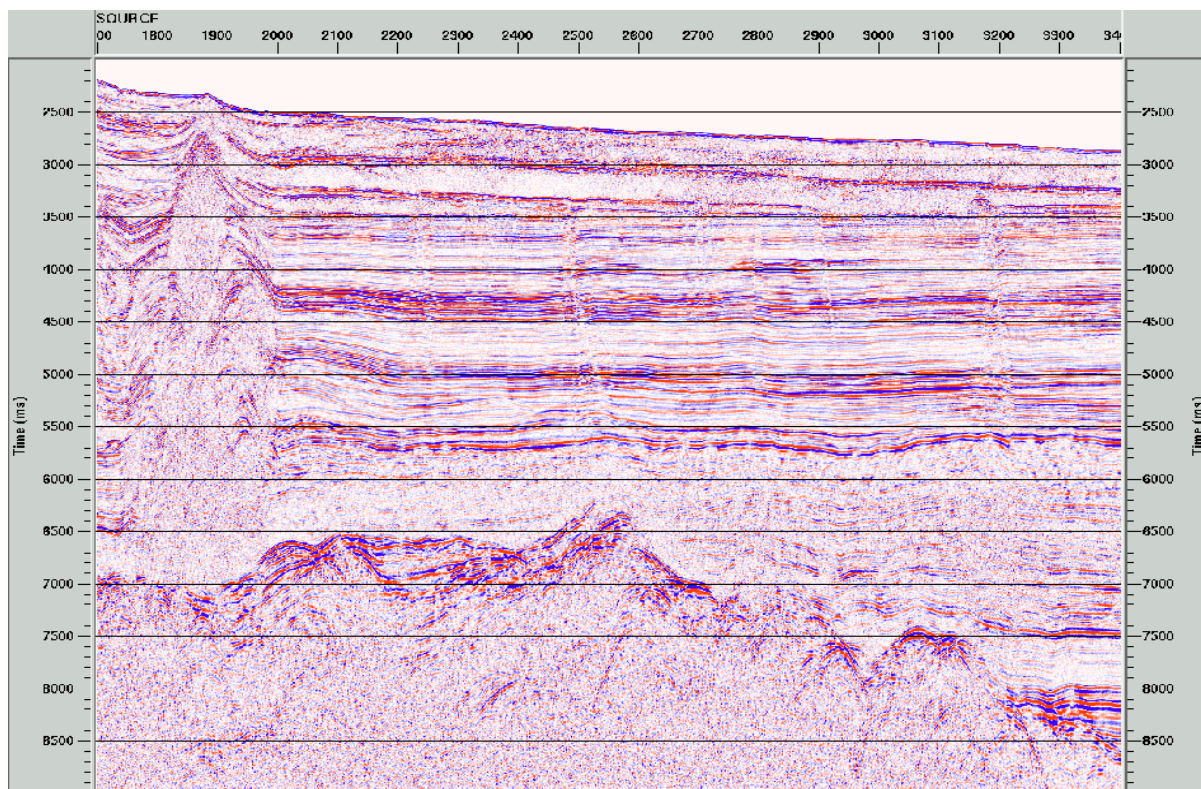


Рисунок 3.25 – Профіль BS05-06. Фрагмент часового розрізу СГТ після виконання етапу послаблення впливу кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення

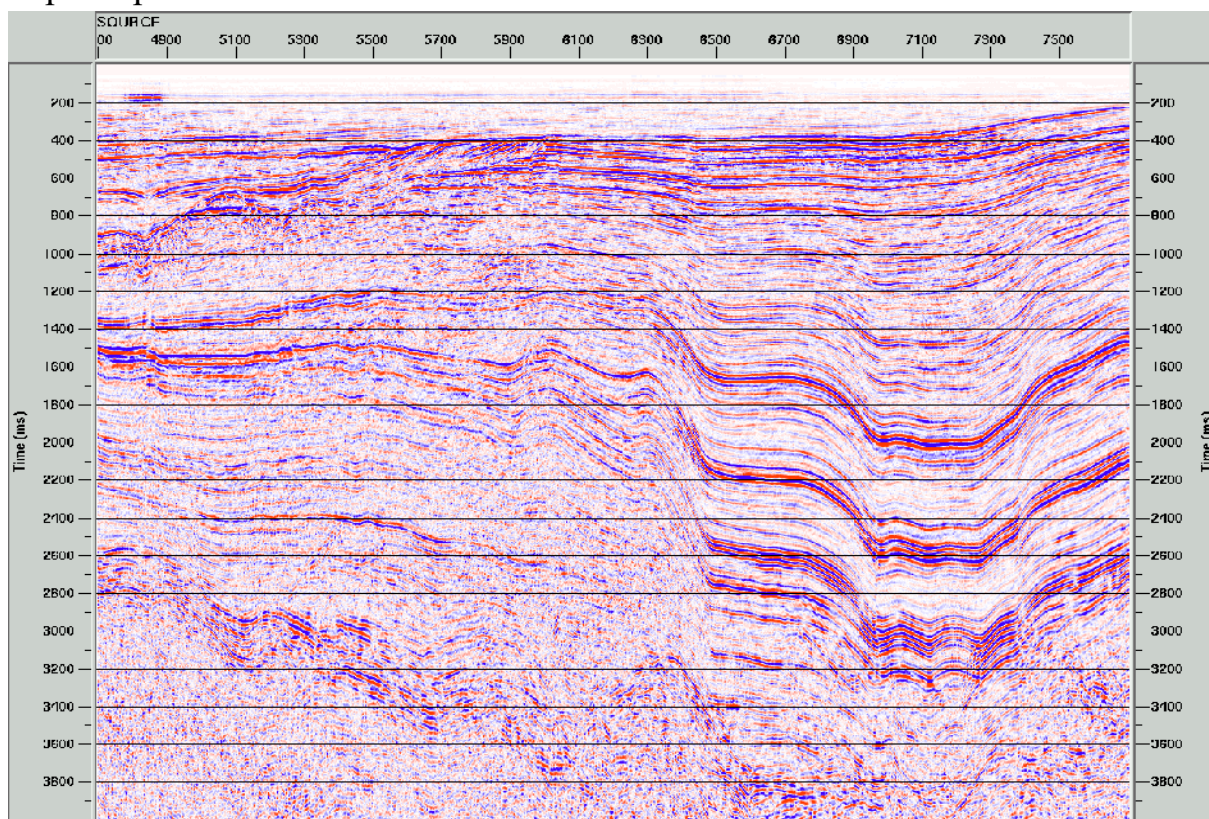


Рисунок 3.26 – Профіль BS05-48. Фрагмент часового розрізу СГТ після виконання етапу послаблення впливу кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення

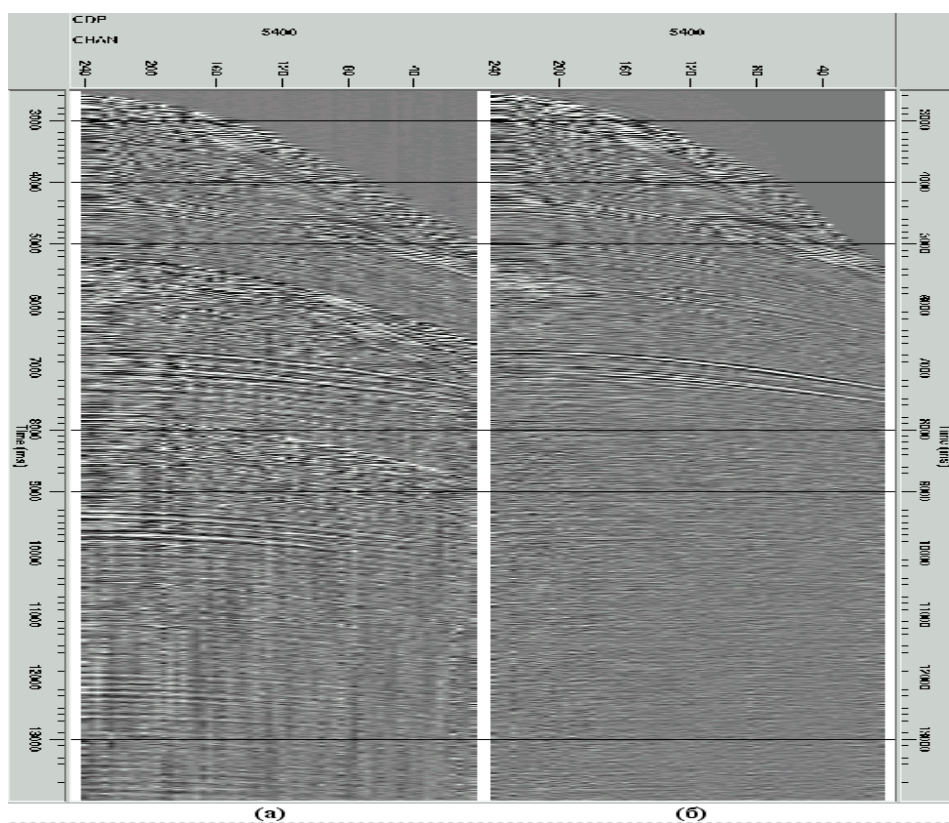


Рисунок 3.27 – Профіль BS05-06. Фрагмент сейсмограми СГТ до (а) та після (б) послаблення впливу кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення

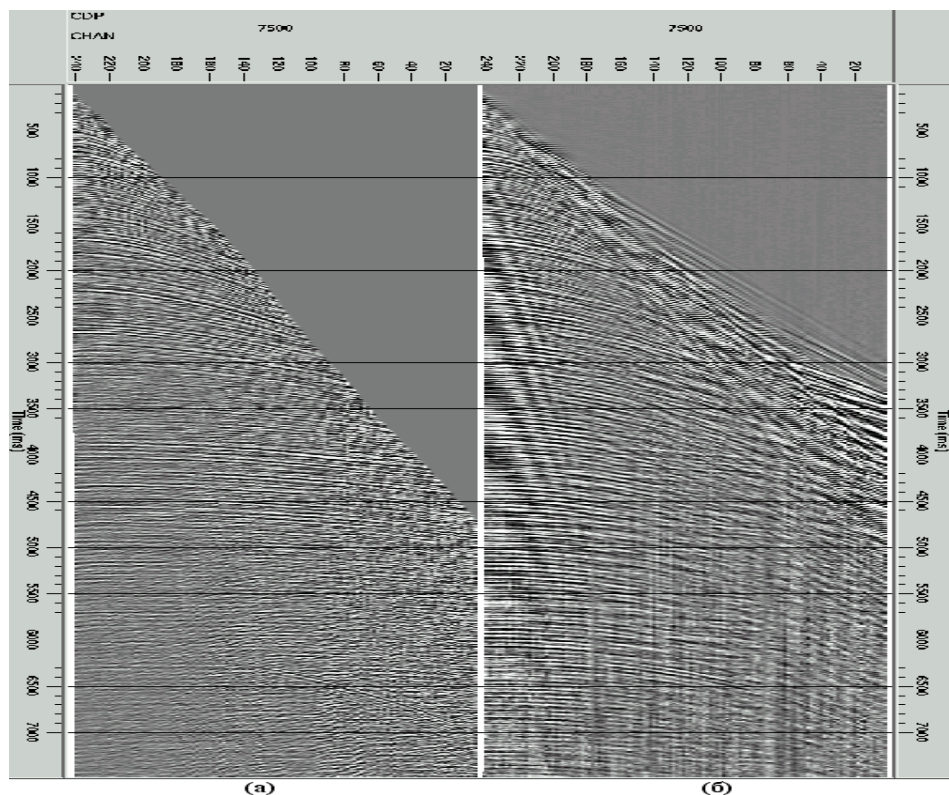


Рисунок 3.28 – Профіль BS05-48. Фрагмент сейсмограми СГТ до (б) та після (а) послаблення впливу кратних хвиль-завад процедурою Радон перетворення

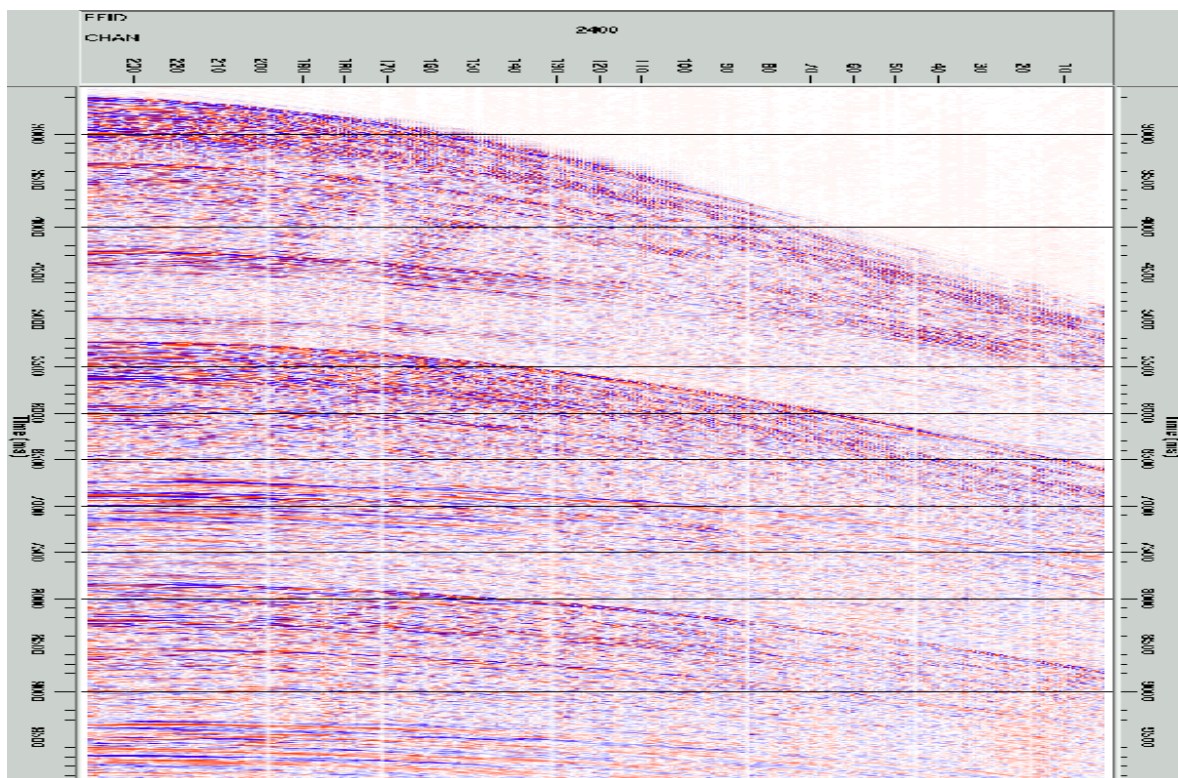


Рисунок 3.29 – Профіль BS05-06. Фрагмент сейсмограми СПЗ після корекції амплітуд за сферичне розходження

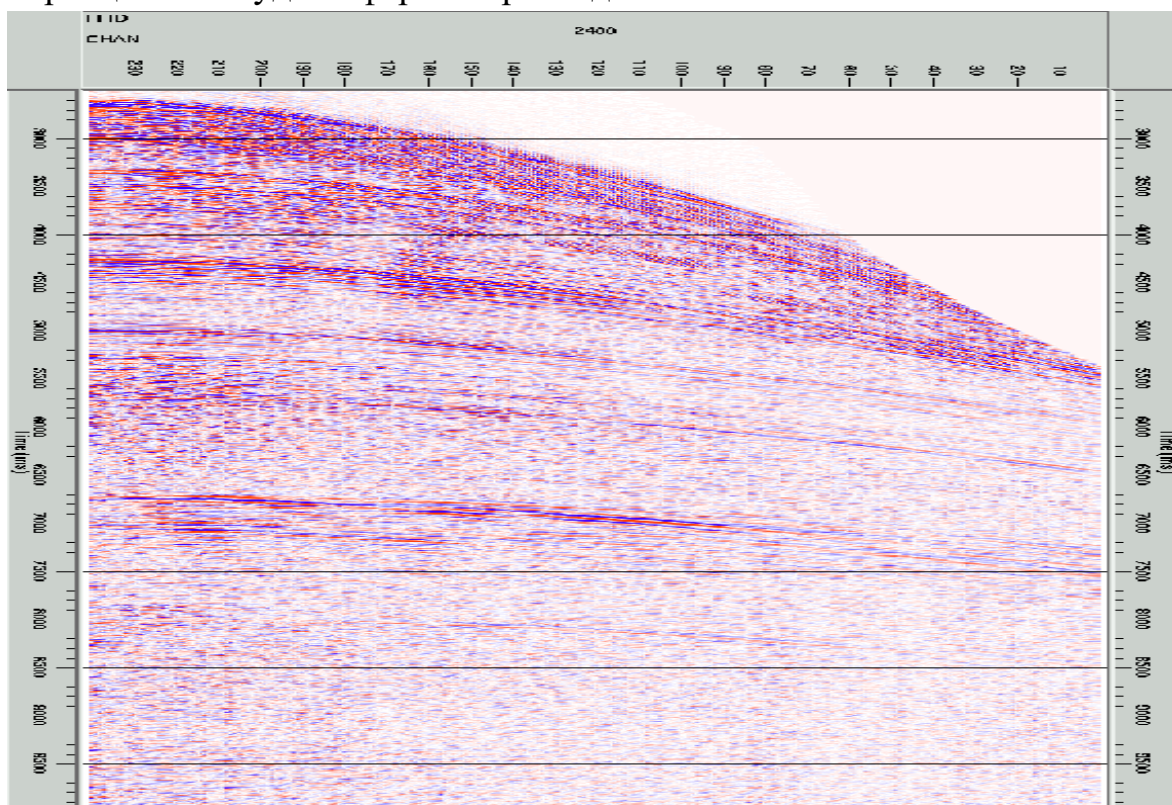


Рисунок 3.30 – Профіль BS05-06. Фрагмент сейсмограми СПЗ після корекції амплітуд за сферичне розходження та етапу послаблення кратних хвиль-завад

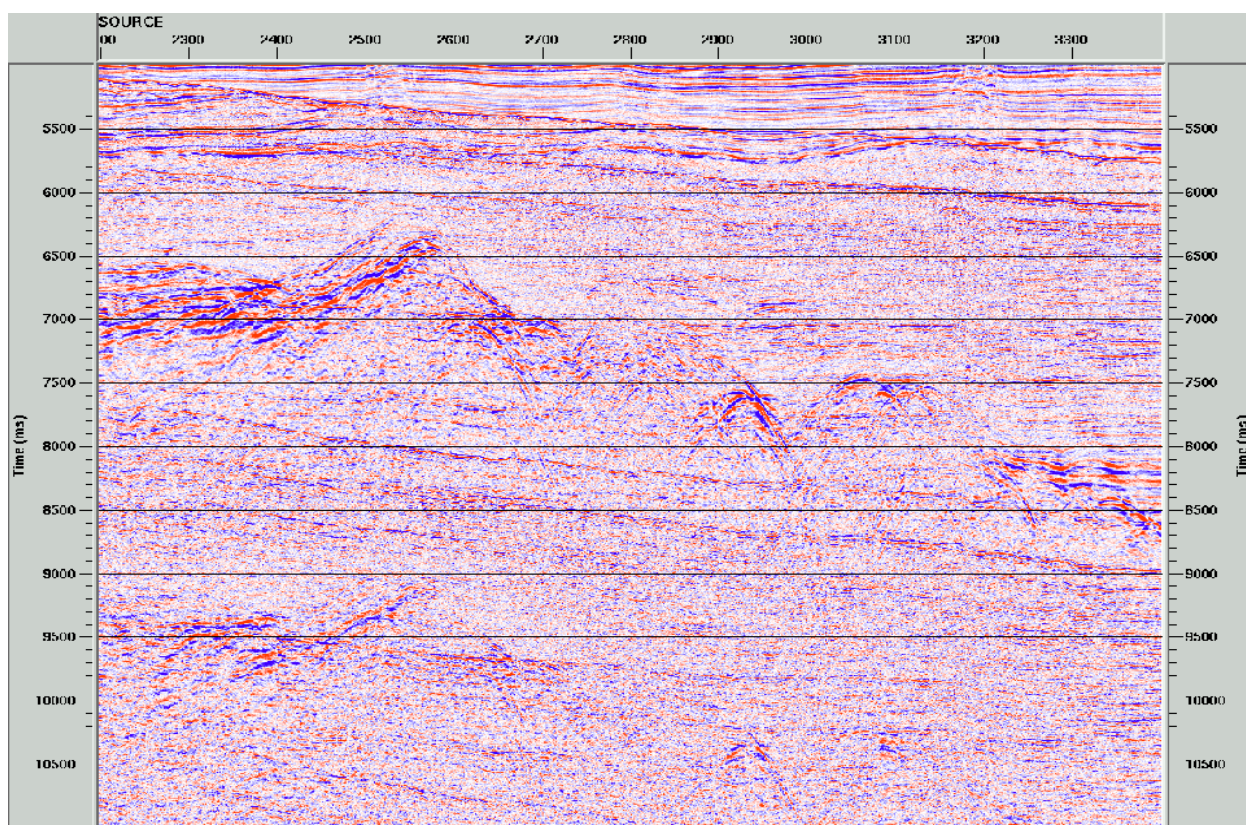


Рисунок 3.31 – Профіль BS05-06. Фрагмент апіорного часового розрізу СГТ після корекції амплітуд за сферичне розходження

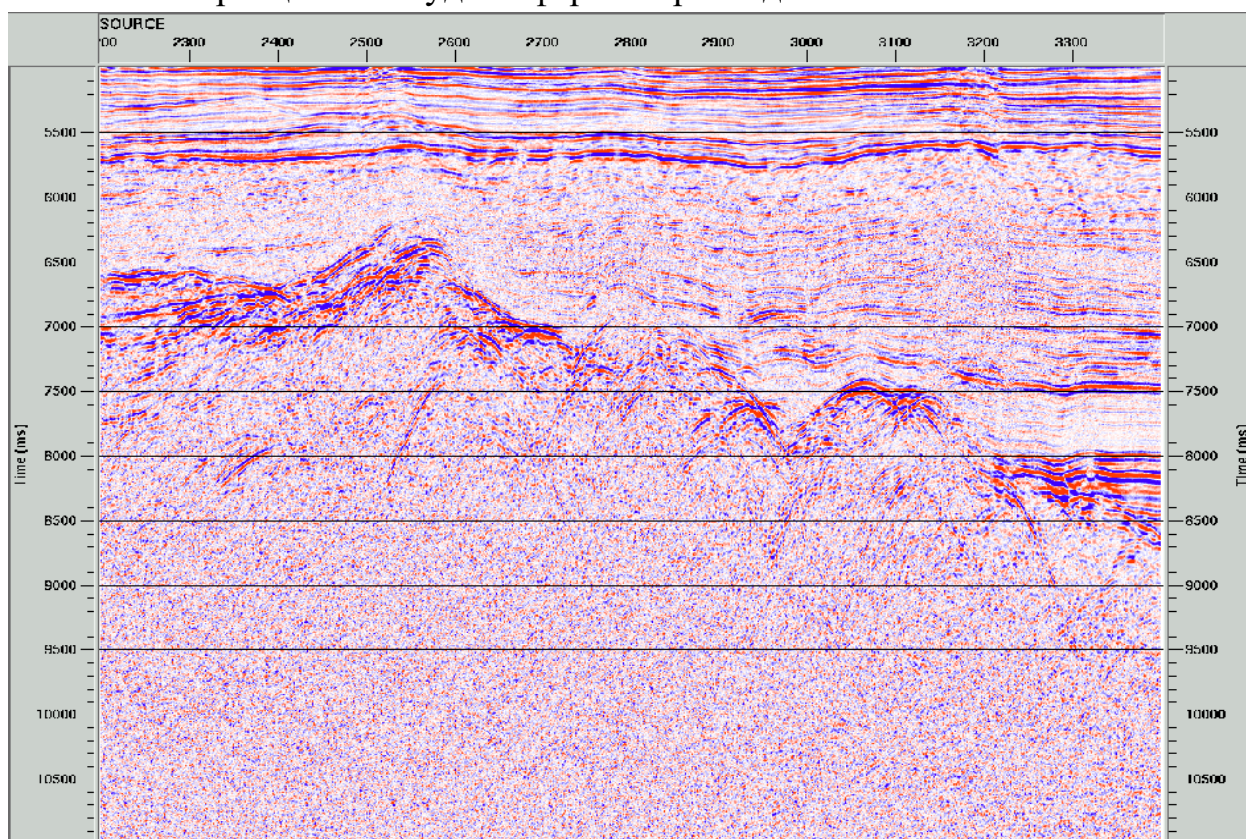


Рисунок 3.32 – Профіль BS05-06. Фрагмент апіорного часового розрізу СГТ після корекції амплітуд за сферичне розходження та етапу послаблення кратних хвиль-завад

Етап 9. Визначення швидкісних залежностей для DMO та міграційних перетворень до підсумовування (PreStack Migr)

Швидкості однократно відбитих хвиль, визначені на етапі 7, підлягали осередненню з довжиною оператора в 560 точок СГТ по координаті X та в 200 мс по вісі часу. Надалі, вибирались ділянки профілю з відносно рівним дном та з мінімальними значеннями швидкостей підсумовування. Вони слугували основою під час розрахунку узагальненого швидкісного закону для виконання DMO перетворень. А для міграційних перетворень, осереднені на базі в 560 СГТ значення швидкостей підсумовування, перераховувались в інтервальні швидкісні залежності.

Програмні модулі: *Interactive Vel Editor, Velocity Manipulation, Velocity Viewer/Point Editor.*

Етап 10. DMO перетворення та міграція до підсумовування (PreStack Migr)

Виконувались процедури корекції часу за нахил відбиттів, а також часової міграції до підсумовування по серії площин рівних віддалень, розрахованих на основі даних про геометрію системи спостережень. Крок по СГТ на кожній з цих площин дорівнював стандартному кроку по СГТ для поточного профілю. А кількість таких площин залежала від кратності спостережень. В нашому випадку їх кількість складала 60 та 120. Перед застосуванням процедур вводилися кінематичні поправки однократно відбитих хвиль визначених на етапі 9. А по завершенню процедур DMO перетворення та міграції до підсумовування, відбувалося обернене введення кінематичних поправок.

Програмні модулі: *Disk Data Input, Normal Moveout Correction, Trace Muting, Common Offset F-K DMO, Stolt or Phase Shift 2D Mig, Normal Moveout Correction, Disk Data Output.*

На рисунку 3.33 та рисунку 3.34 , як приклад, показані сейсмограми спільного пункту збудження після застосування процедур DMO перетворення та міграції до підсумовування.

Етап 11. Заключний швидкісний аналіз

З кроком в один кілометр вздовж профілю, редагувались швидкісні залежності відповідно до методики застосованій на 7 етапі стандартної обробки. Особлива увага приділялась реперним горизонтам, кореляція яких,

при виконанні швидкісного аналізу, відображалась на сейсмограмах СГТ. Для запобігання помилок та контролю за якістю проведеної корекції, поле швидкостей відображалось також і в координатах часового розрізу з проінтерпольованими значеннями між заданими швидкісними законами та одночасним відображенням хвильового поля в аналогічному масштабі (див. рис. 3.21, 3.22).

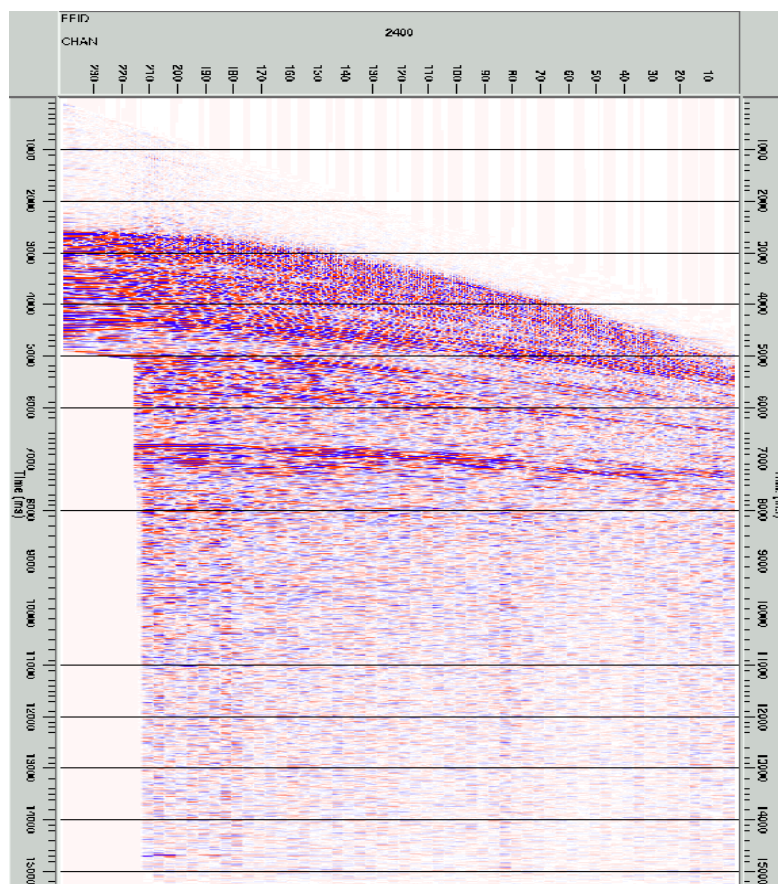


Рисунок 3.33 – Профіль BS05-06. Сейсмограма СПЗ після виконання DMO перетворення та міграції до підсумовування

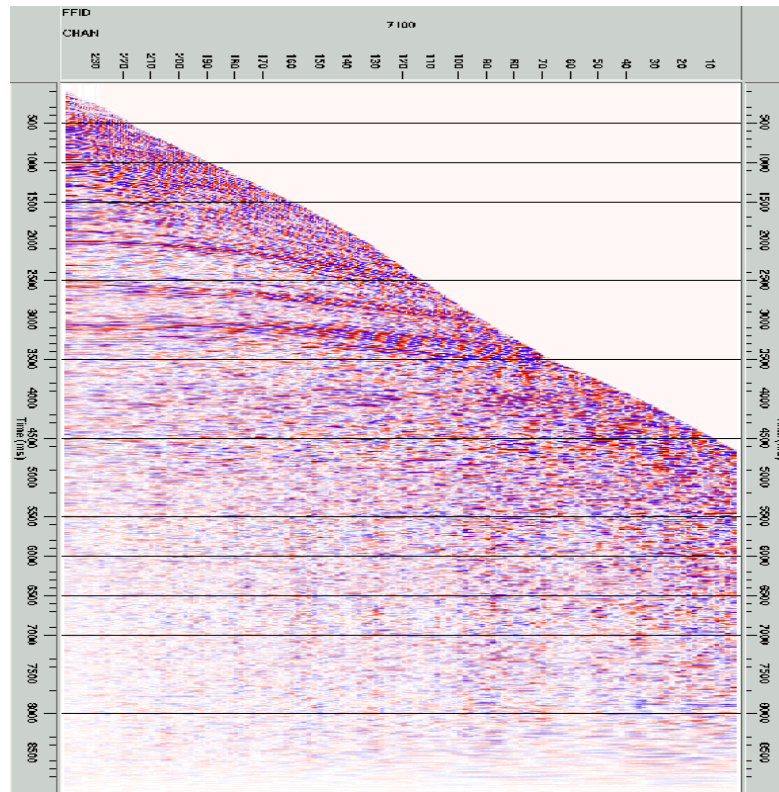


Рисунок 3.34 – Профіль BS05-48. Сейсмограма СПЗ після виконання DMO перетворення та міграції до підсумовування

Програмні модулі: *Disk Data Input, Normal Moveout Correction, Trace Muting, Trace Muting, CDP/Ensemble Stack, Disk Data Output.*

На рисунку 3.35 та рисунку 3.36 наведено зображення фінального вертикального спектру швидкостей підсумовування та сейсмограми СГТ з введеними кінематичними поправками. Очевидно, що на вертикальному спектрі домінують енергетичні розростання, а на сейсмограмі СГТ превалюють спрямлені годографи однократних відбиттів. Це є свідченням результативності проведеної на даному етапі стандартної обробки. На підтвердження зазначеної тези можна також порівняти вертикальні швидкісні спектри та сейсмограми СГТ отримані на сьомому етапі обробки (див. рис. 3.31) та даному одинадцятому етапі (див. рис. 3.35, 3.36).

Етап 12. Отримання демігрованого часового розрізу з використанням результатів заключного швидкісного аналізу

Завдання 12.1. Корекція значень верхнього/нижнього м'ютингів та підсумовування по мігрованих сейсмограмах СГТ

З кроком в один кілометр відслідковувались та оптимізувались параметри верхнього та нижнього м'ютингів для запобігання, що до верхнього м'ютингу, небажаного побічного ефекту деформації сейсмічних сигналів, який проявляється тим більше, чим більша величина кінематичної поправки. А для подальшого послаблення впливу низько-швидкісних хвиль-завад в процесі підсумовування, редагувались параметри зворотного м'ютингу, оскільки ближчі до пункту збудження канали, маючи невеликі значення кінематичних поправок годографів частково-кратних та багатократних хвиль-завад, ускладнювали їх видалення в процесі підсумовування. А для виконання самого підсумовування, при введенні кінематичних поправок, використовувались дані заключного швидкісного аналізу проведеного на одинадцятому етапі графу стандартної обробки.

Програмні модулі: *Disk Data Input, Normal Moveout Correction, Trace Muting, Trace Muting, CDP/Ensemble Stack, Disk Data Output.*

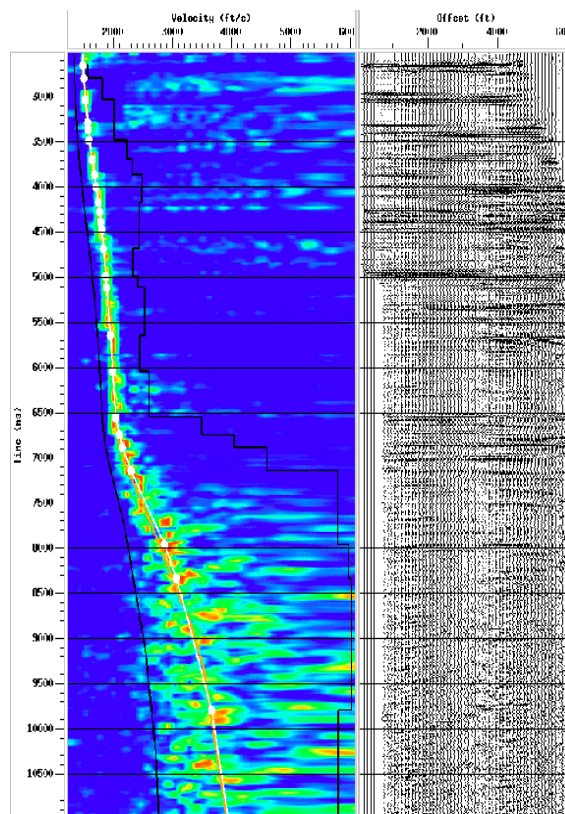


Рисунок 3.35 – Профіль BS05-06, СГТ-5700. Зображення фінального вертикального спектру швидкостей підсумовування та сейсмограми СГТ з введеними кінематичними поправками

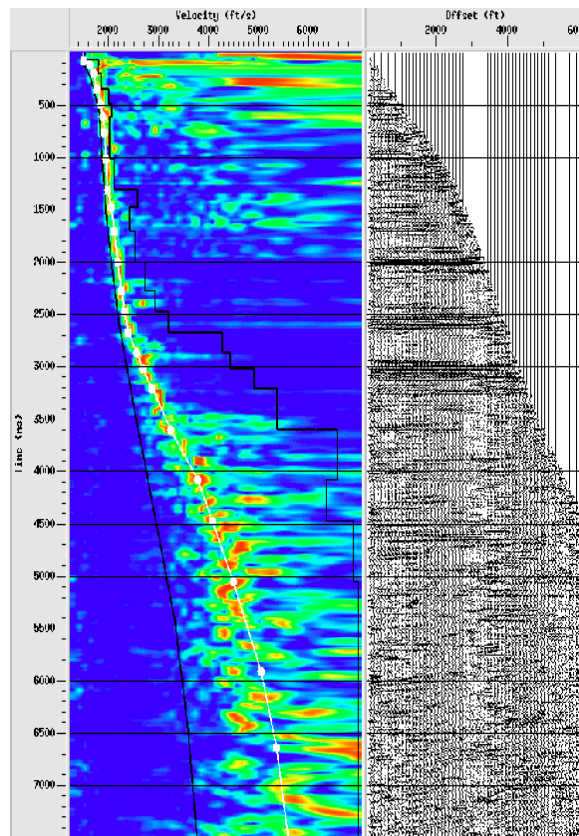


Рисунок 3.36 – Профіль BS05-48, СГТ-8180. Зображення фінального вертикального спектру швидкостей підсумовування та сейсмограми СГТ з введеними кінематичними поправками

Завдання 12.2. Отримання демігрованого часового розрізу

Застосовувалась технологія MUVES (Migration for Optimum Velocity Evaluation and Stacking), яка реалізує виконання деміграції часового розрізу отриманому на попередній стадії обробки. Деміграція виконувалась з застосуванням параметрів процедури часової міграції до підсумовування (швидкість, частота та інші параметри).

Програмні модулі: *Disk Data Input, Pad Traces, Stolt or Phase Shift 2D Mig, Disk Data Output.*

Фрагменти часових розрізів отриманих після виконання поточного етапу обробки наведені на рисунку 3.37 та рисунку 3.38 (порівняйте з рис. 3.25 та рис. 3.26).

Етап 13. Отримання фінального часового розрізу

Для підвищення роздільної здатності відбиттів та покращення співвідношення сигнал/завада, виконувалась постстек (PostStack) обробка демігрованого часового розрізу. А саме, застосовувалась мінімально-фазова

деконволюція з передбаченням та процедура підвищення когерентності сейсмічного запису в F-X-просторі. В подальшому, отриманий розріз, після смугової, змінної в часі частотної фільтрації, слугував вхідною інформацією для виконання часової та глибинної міграцій. Для першої частини обсягів обробки (глибоководні ділянки акваторії Чорного моря) застосовувався частотний смуговий фільтр з параметрами 4-18-70-72 (Гц/ Дб/Октаву) на початку запису, 4-18-26-72 (Гц/ Дб/Октаву) на часі 12250 мсек та 4-18-26-72 (Гц/ Дб/Октаву) на часі в 15000 мсек. Для другої частини обсягів обробки (шельфові ділянки акваторії Чорного моря) застосовувався частотний смуговий фільтр з параметрами 4-18-75-80 (Гц/ Дб/Октаву) на початку запису, 4-18-40-72 (Гц/ Дб/Октаву) на часі в 8750 мсек та 4-18-30-72 (Гц/ Дб/Октаву) на часі в 15000 мсек.

Програмні модулі: *Disk Data Input, Automatic Gain Control, Spiking/Predictive Decon, Automatic Gain Control, F-X Decon, Bandpass Filter, Disk Data Output.*

Приклади підвищення роздільної здатності відбиттів та покращення співвідношення сигнал/завада на фінальних часових розрізах, демонструються на рисунку 3.39 та рисунку 3.40. Іншими словами, отримані розрізи являються фінальним результатом постстек обробки (PostStack), який передує часовій та глибинній міграціям, які, згідно з узгодженим з виконавцями графом, завершують етап стандартної обробки.

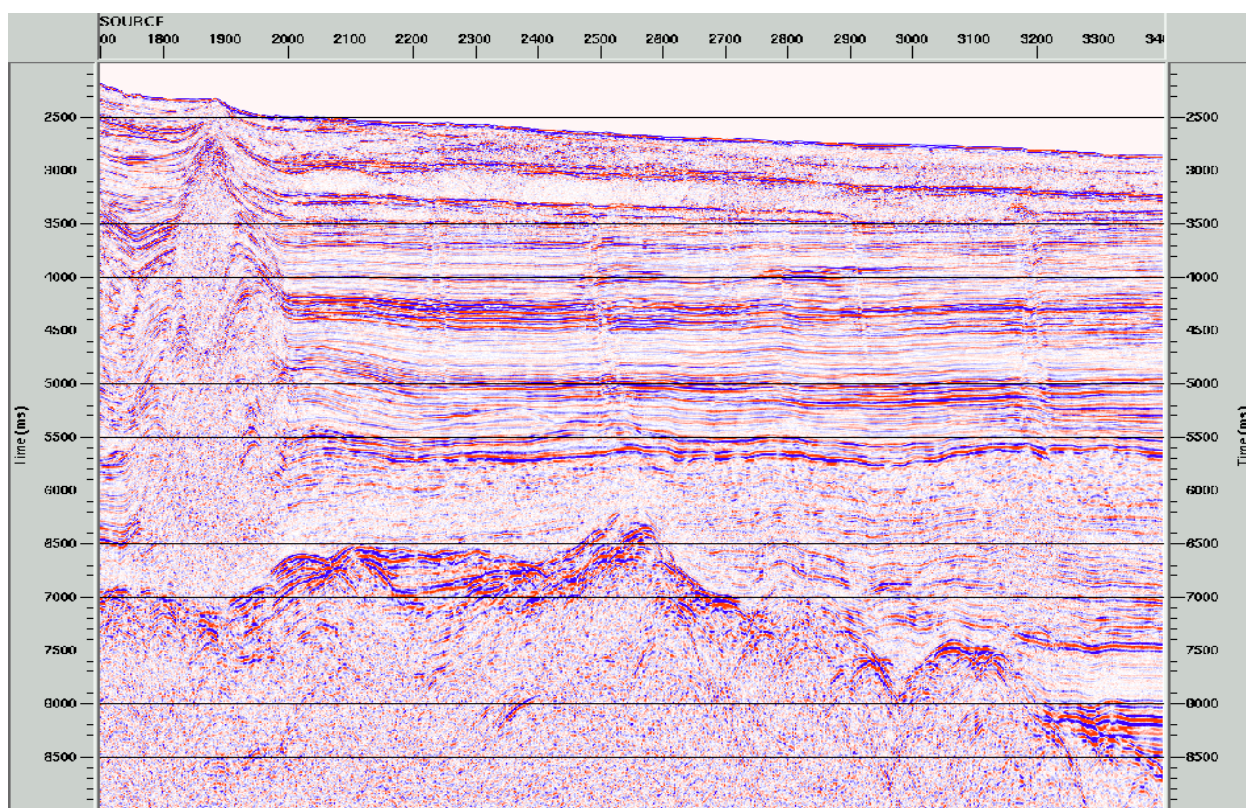


Рисунок 3.37 – Профіль BS05-06. Фрагмент демігрованого часового розрізу

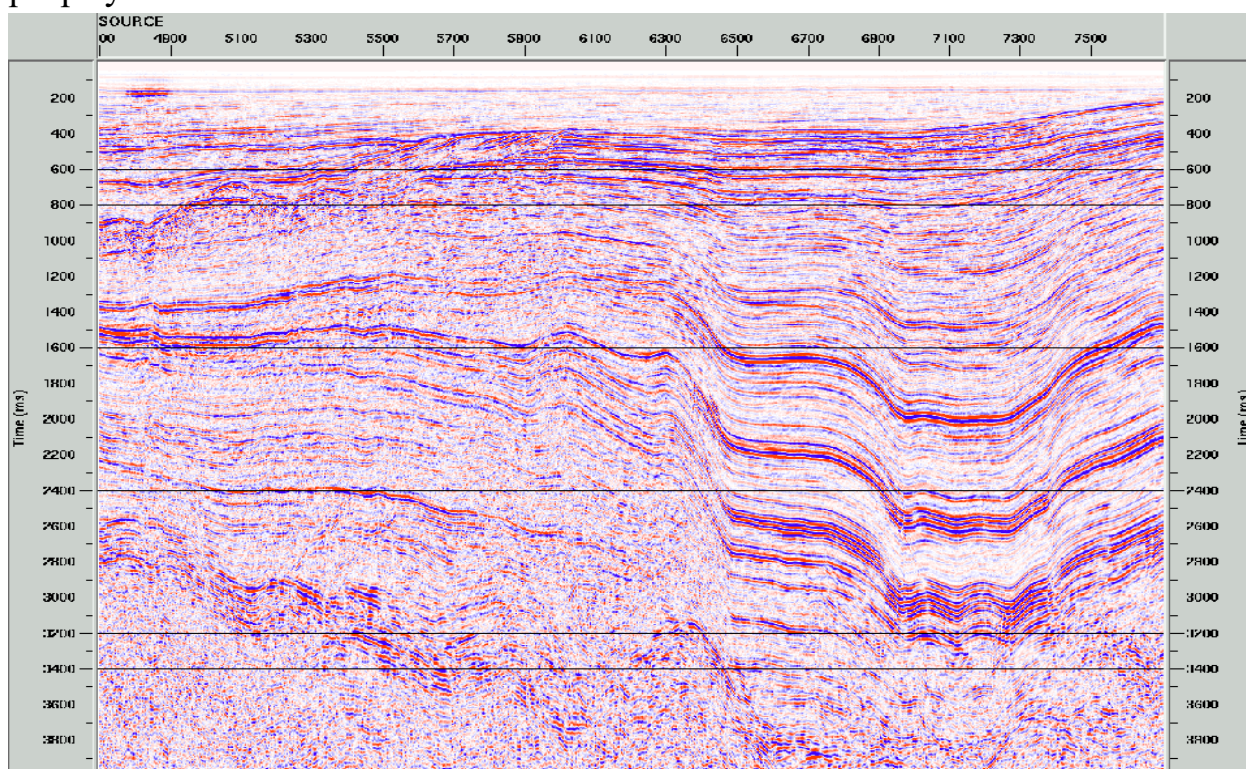


Рисунок 3.38 – Профіль BS05-48. Фрагмент демігрованого часового розрізу

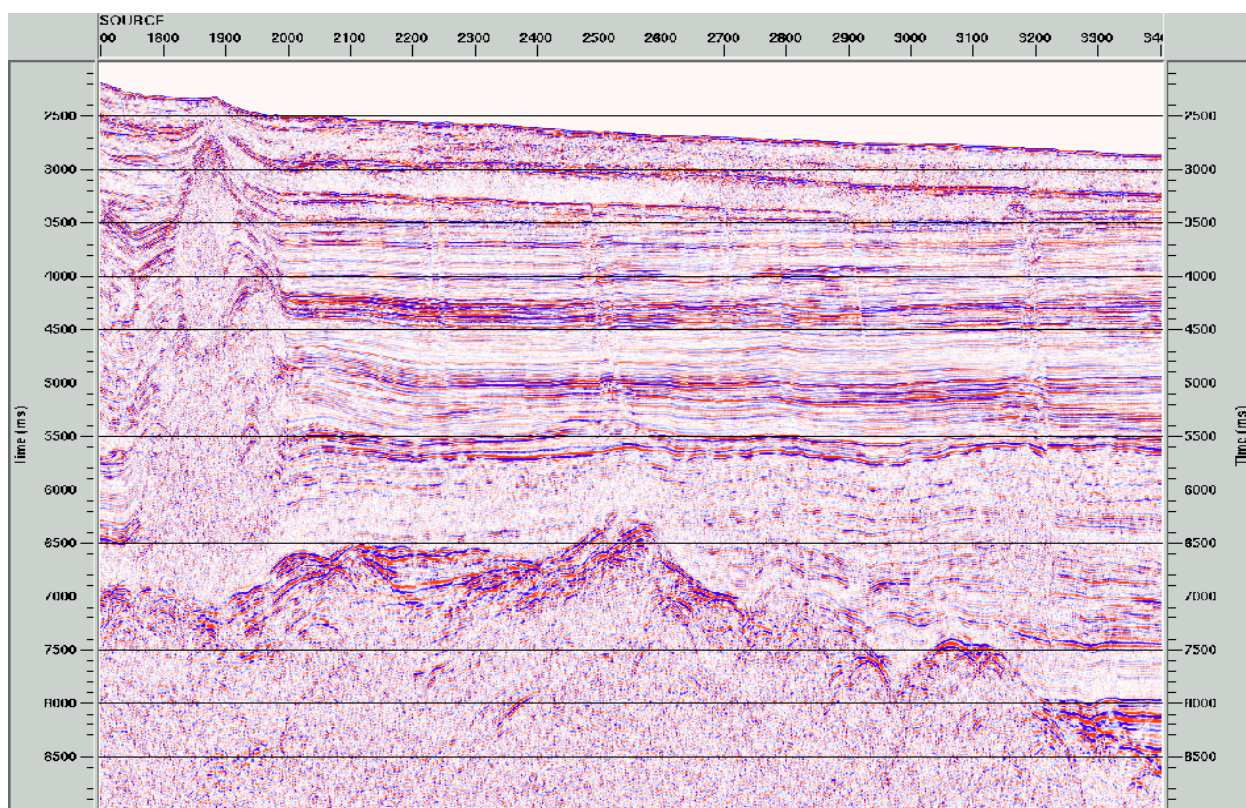


Рисунок 3.39 – Профіль BS05-06. Фрагмент фінального демігрованого часового розрізу

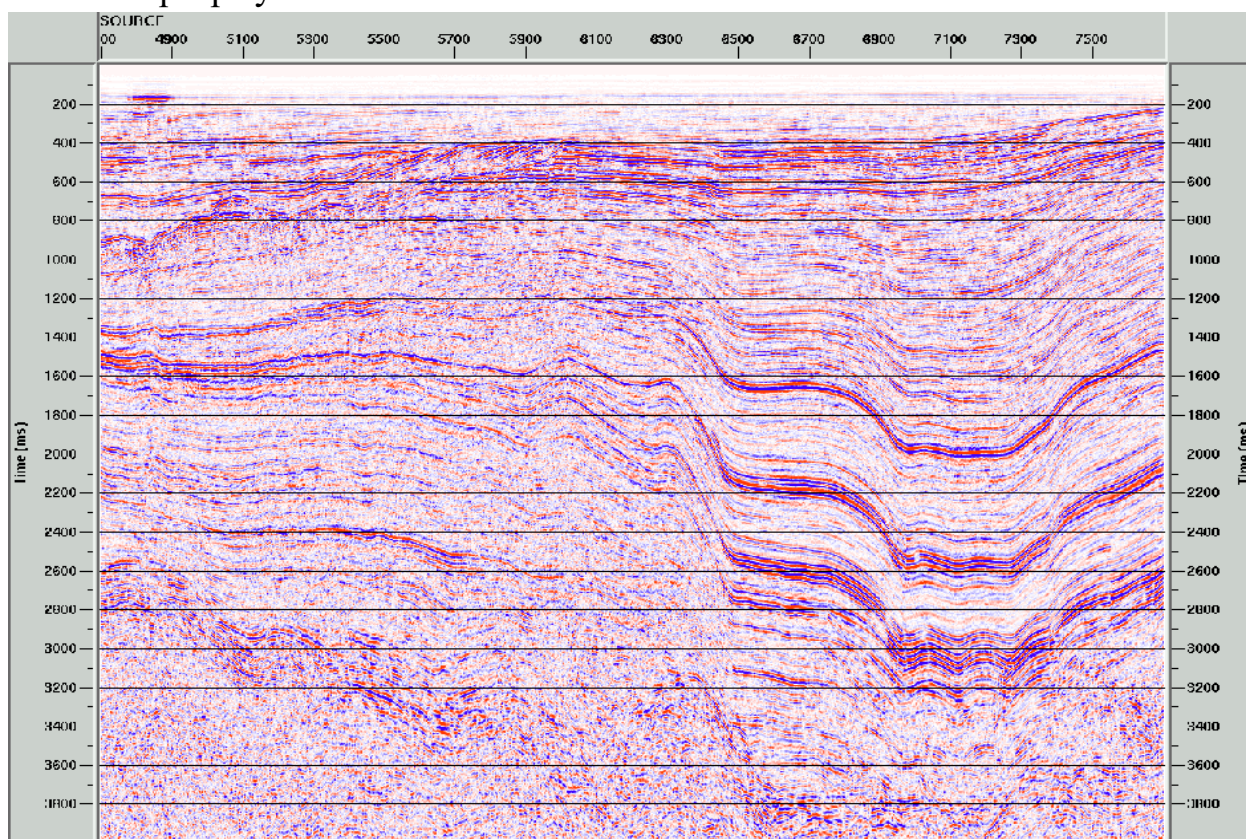


Рисунок 3.40 – Профіль BS05-48. Фрагмент фінального демігрованого часового розрізу

Етап 14. Підготовка швидкісних залежностей для часової та глибинної міграцій

Швидкості відбитих хвиль, визначені на сьомому етапі обробки, підлягали згладжуванню оператором завдовжки в 560 СГТ по вісі X та оператором в 200 мсек по вісі часу. Потім корегувались в такому співвідношенні: початок запису – 100%, кінець запису – 90%. Такі швидкісні залежності використовувались при виконанні міграційних перетворень в масштабі часової шкали. Вказані швидкісні залежності „100%-90%” в подальшому переводились в інтервальні швидкості і після згладжування оператором з базою в 560 СГТ по вісі X та оператором в 100 мсек по вісі часу використовувались при виконанні глибинної міграції. Звичайно таку швидкісну модель можна назвати моделлю в першому наближенні. І хоча результати міграційних перетворень, в цьому випадку, показували непогане співпадіння глибин в місцях пересічення профілів, такий підхід може бути правомірно застосований для вирішення задач регіональних досліджень.

Програмні модулі: *Interactive Vel Editor, Velocity Manipulation, Velocity Viewer/Point Editor*

Етап 15. Часова міграція по алгоритму Кірхгофа

Для реалізації даного кроку обробки, була застосована процедура міграційних перетворень що базується на рівнянні Кірхгофа, де використовується спосіб підсумовування по дифракційній кривій, отримуючи значення амплітуд в кожній точці на мігрованому розрізі. Іншими словами, якщо енергія приходить з точки що відповідає верхній частині дифракційної кривої, тоді підсумовування вздовж такої кривої дасть величину, що відповідає енергії отриманої з цієї точки. При співпадінні модельного годографа дифрагованої хвилі з реально зареєстрованим, значення відсіків трас в результаті підсумовування будуть збільшуватись. В інших випадках значення відліків амплітуд будуть значно меншими. Програма міграції, що використовує цей метод, добре враховує вертикальні варіації швидкості та кути відбиттів до 90 градусів. Варіації швидкості по латералі враховуються

менш надійно. Але алгоритмічна реалізація цієї програми має відносно високу швидкодію та відносно незначне, як для процедур міграції, спотворення хвильового поля. Враховуючи великі обсяги сейсмічних даних, відповідно великі обсяги обчислень та регіональний характер досліджень, застосування саме цієї процедури є цілком виправданим. Що до конкретних параметрів, то максимальна частота міграції складала 80 Гц, максимальна апертура обмежувалась відстанню в 6000 м, а максимально допустимий кут міграції дорівнював 90 градусів. Для глибоководних профілів попередньо застосовувалась наступна лінійна функція підсилення. На початковому часі реєстрації коефіцієнт підсилення був більший, а на кінцевому часі реєстрації – менший.

Програмні модулі: *Disk Data Input, Time-Variant Scaling, Kirchhoff Time Mig., Disk Data Output.*

На рисунках 3.41-3.44 наведені результуючі часові розрізи після застосування процедури міграції по Кірхгофу.

Етап 16. Глибинна міграція по алгоритму Кірхгофа

Недоліком часової міграції є те, що вона не враховує переломлення, убираючи тільки ефекти дифракції. Але, у випадку застосування часової міграції, неточності в даних про швидкісні закони середовища, при відсутності різких змін в швидкісних залежностях вздовж лінії спостереження, менше впливають на результат міграційних перетворень. Суттєвий негативний ефект виникає при значних варіаціях швидкості по латералі. В цьому випадку, навіть добре знаючи швидкісну модель середовища, положення відбиттів на мігрованому часовому розрізі буде відтворене з досить значною похибкою. В цьому випадку краще використовувати процедури глибинної міграції задаючи швидкість як функцію глибини. Але вимоги до точності визначення швидкостей міграції зростають. Тому, для уточнення швидкостей міграції, застосовувався такий методичний прийом. Спочатку виконувалась часова міграція, як така при якій похибки при створенні швидкісної моделі середовища менше впливають на точність сейсмічного зносу. На неї можна

було орієнтуватись в першому наближенні при ітераційному редагуванні швидкісної моделі, яка в кінцевому варіанті була використана на завершальній стадії виконання глибинної міграції. Очевидно, що при виконанні стандартної обробки матеріалів регіональних сейсмічних профілів, такий підхід можна вважати цілком виправданим, оскільки ми досягаємо прийнятної, в даному випадку, точності побудов, надаючи інтерпретатору зображення сейсмічного хвильового поля відтвореного в глибинному масштабі.

На цьому кроці обробки, застосовувалась процедура глибинної міграції, що базується на рівнянні Кірхгофа. Алгоритмічне рішення в цій процедурі, як і у випадку з процедурою часової міграції, забезпечує відносно високу швидкодію та відносно незначне, як для процедур міграції, спотворення хвильового поля. Максимальна частота міграції складала 80 Гц, максимальна апертура обмежувалась відстанню в 6000 м, а максимально допустимий кут міграції дорівнював 90 градусів. Для профілів розташованих на глибоководних ділянках акваторії, відбувалось попереднє редагування підсилення запису, відповідно до наступної лінійної функції. На початковому часі реєстрації коефіцієнт підсилення був дещо більший, а на кінцевому часі реєстрації – дещо менший. В результаті проведених тестувань, для всього обсягу сейсмічних даних була використана реалізація алгоритму глибинної міграції по Кірхгофу “Maximum amplitude ray tracing” (добре враховує значні зміни швидкості по латералі та менше спотворює відносні значення амплітуд). Вона потребує більше часу на розрахунки, але має переваги в умовах роботи з складними швидкісними моделями, які мали місце на значній частині сейсмічних матеріалів що підлягали обробці.

Програмні модулі: *Disk Data Input, Time-Variant Scaling, Kirchhoff Depth Mig., Disk Data Output.*

Як приклад, на рисунку 3.43 та рисунку 3.44 наведені результуючі глибинні розрізи після застосування процедури міграції по Кірхгофу.

Як свідчать наведені результати виконаної стандартної обробки, якість отриманих даних можна охарактеризувати як високу, з точки зору вирішення

задач регіональних досліджень Проведена стандартна обробка підготувала підґрунтя для виконання структурних побудов в регіональному плані та дозволила виявити та оцінити перспективні нафтогазоносні ділянки, поглиблене дослідження яких стало метою подальшої детальної обробки.

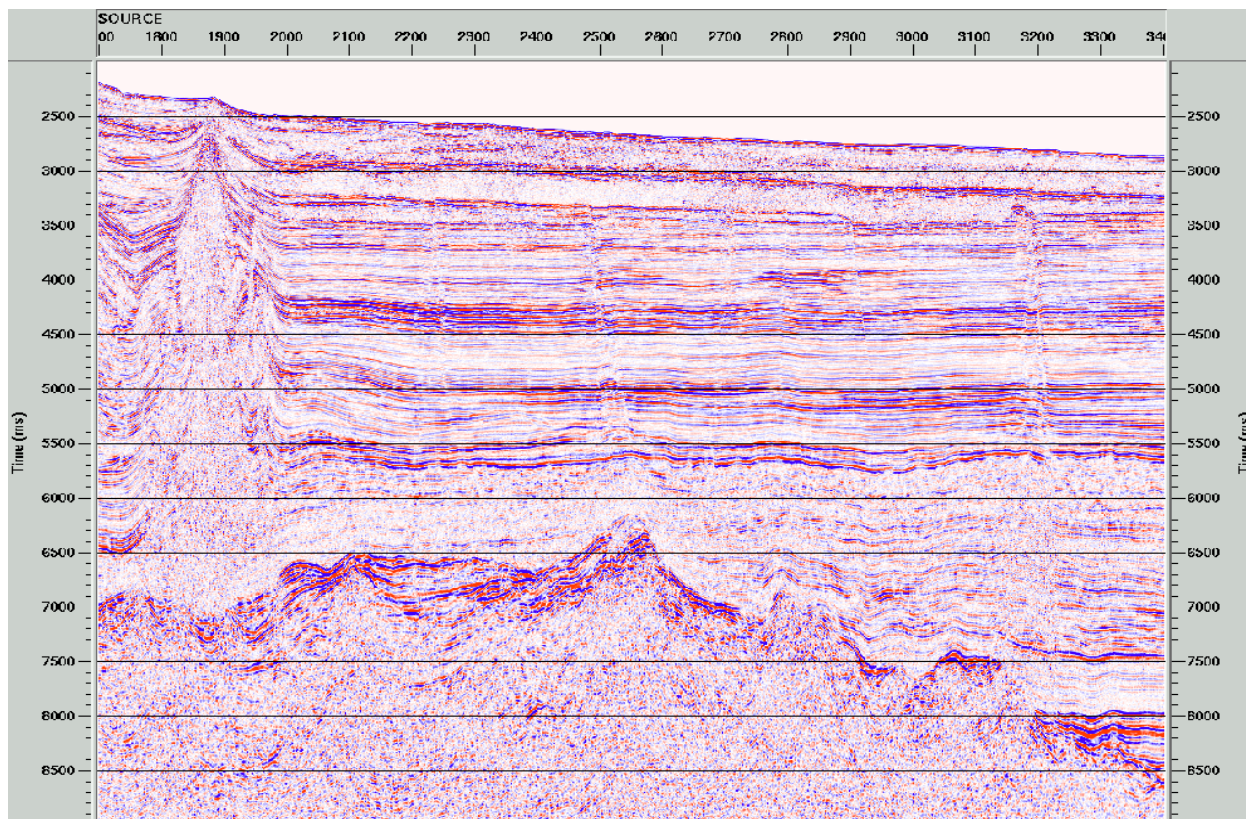


Рисунок 3.41 – Профіль BS05-06. Фрагмент часового розрізу після міграції по алгоритму Кірхгофа

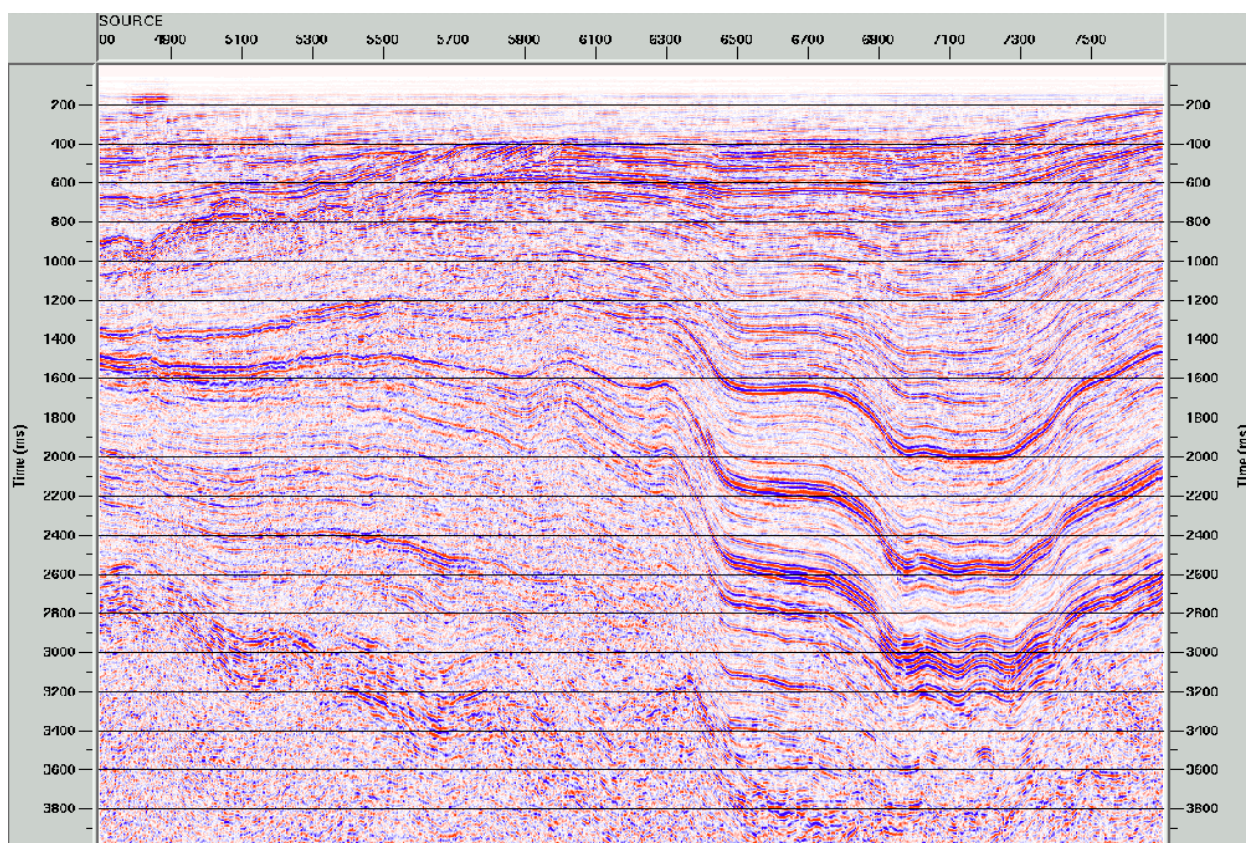


Рисунок 3.42 – Профіль BS05-48. Фрагмент часового розрізу після міграції по алгоритму Кірхгофа

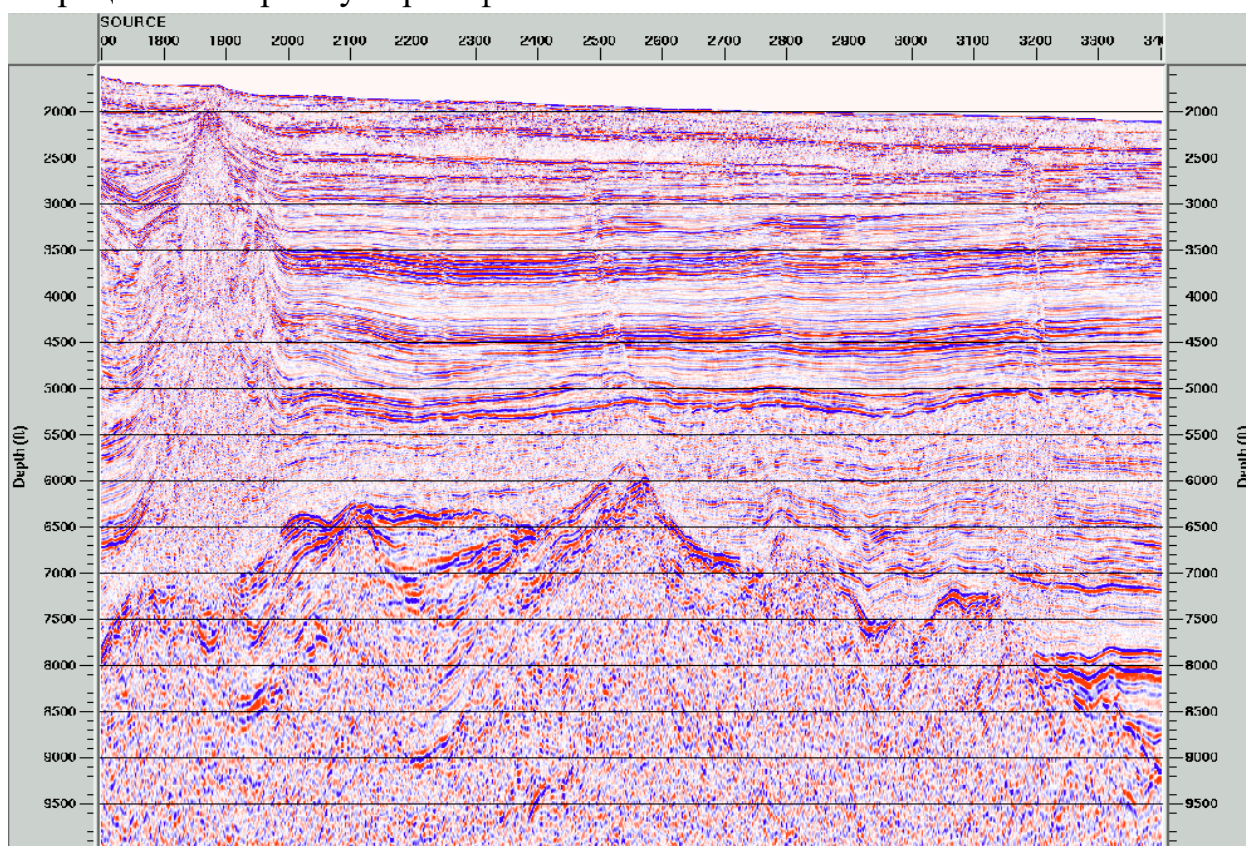


Рисунок 3.43 – Профіль BS05-06. Фрагмент глибинного розрізу після міграції по алгоритму Кірхгофа

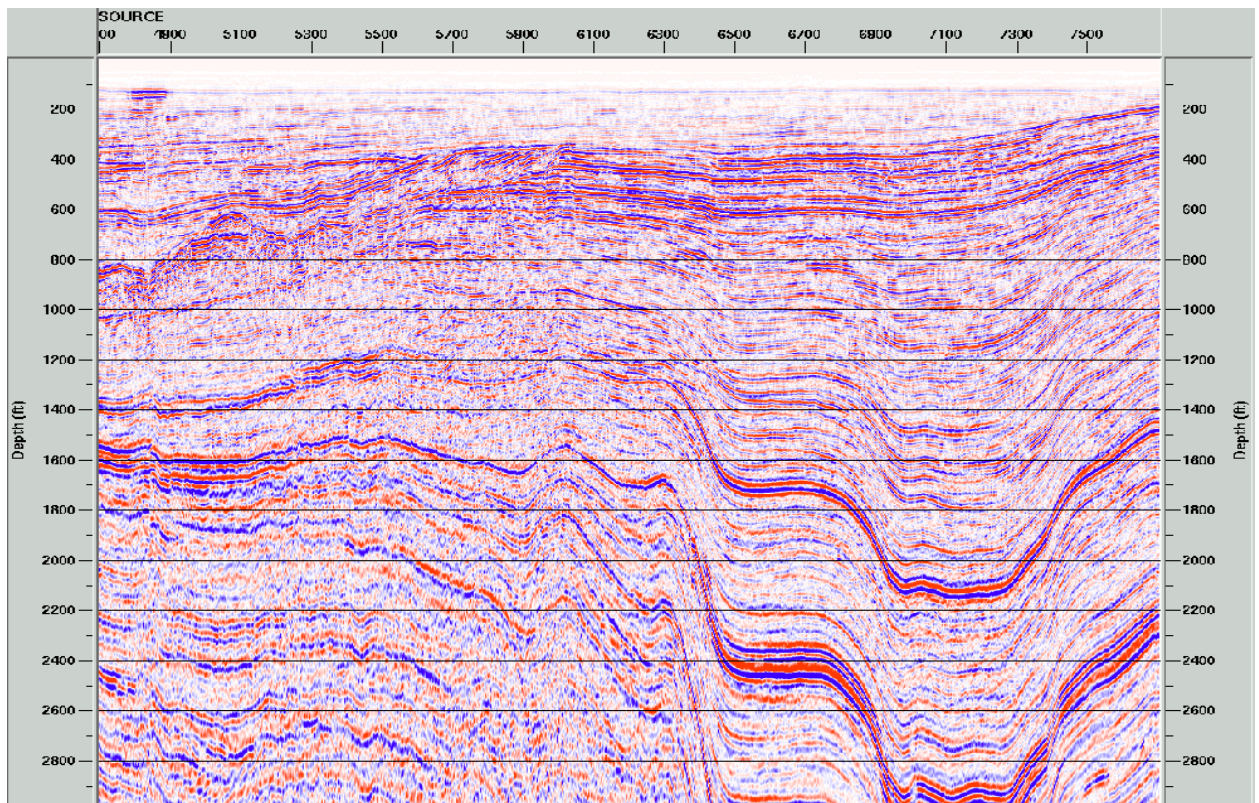


Рисунок 3.44 – Профіль BS05-48. Фрагмент глибинного розрізу після міграції по алгоритму Кірхгофа

3.1.3 Детальна обробка сейсмічних даних

Проведення детальної обробки частини регіональних сейсмозвідувальних профілів МСГТ (титул BS-05) було направлено на вирішення наступних задач. Це, з'ясування можливості уточнення структурних побудов отриманих після попереднього етапу інтерпретації, як результату аналізу матеріалів стандартної обробки. Та розробка і, відповідно, оцінка ефективності застосування, що до конкретних, отриманих з використанням сучасних апаратурних засобів, сейсмічних даних, методики обробки зі збереженням “істинних” амплітуд. Тобто, з'ясування можливості використання отриманих результатів детальної обробки для подальшого прогнозування характеристик геологічного розрізу та відповідно відпрацювання такого графу детальної обробки який, при збереженні структурної складової на часових розрізах, забезпечив би мінімальне спотворення амплітудних характеристик хвильового поля, з точки зору можливості проведення подальшої кількісної інтерпретації.

Якщо відповідь при вирішенні першої задачі лежала в площині підвищення детальності аналізу на кожному з кроків застосованого традиційного графу і, в значній мірі, полягала в оптимізації певних кроків стандартної обробки, то пошук відповіді при вирішенні другої задачі лежав в площині удосконалення методики обробки зі збереженням “істинних” амплітуд сигналу з врахуванням сейсмогеологічних особливостей наявних сейсмічних даних. Іншими словами, в першому випадку вирішувалася кінематична задача, що дозволяє по спостереженим часам приходу імпульсів хвиль відновити положення окремих сейсмічних відбиттів та вивчити у першому наближенні розподіл швидкостей в середовищі. А в другому випадку вирішувалася динамічна задача, заснована на одночасному кількісному використанні як часу приходу сейсмічних коливань, так і їх інтенсивності та форми запису, що потребує виконання всіх процедур обробки в режимі збереження “істинних” амплітуд сейсмічних коливань для всього часового інтервалу їх реєстрації.

Відповідно був уточнений і практично реалізований граф детальної обробки, що в подальшому забезпечив врахування таких негативних факторів як геометричне розходження фронту хвилі та поглинання (Рисунок 3.45).

Для вирішення задач трансформацій поля з мінімальними динамічними спотвореннями в процесі виконання детальної обробки використовувалось спеціалізоване математичне забезпечення ProMAX, компанії Landmark.

Для кращого розуміння та оперування сейсмічними даними, процедури обробки були згруповані в наступні узагальнені технологічні блоки.

Перший технологічний блок процедур відповідав за формування геометрії спостережень та занесенні цієї інформації в заголовки вхідних сейсмограм та з застосуванням ручного і автоматичного очищення відліків трас від аномальних значень амплітуд.

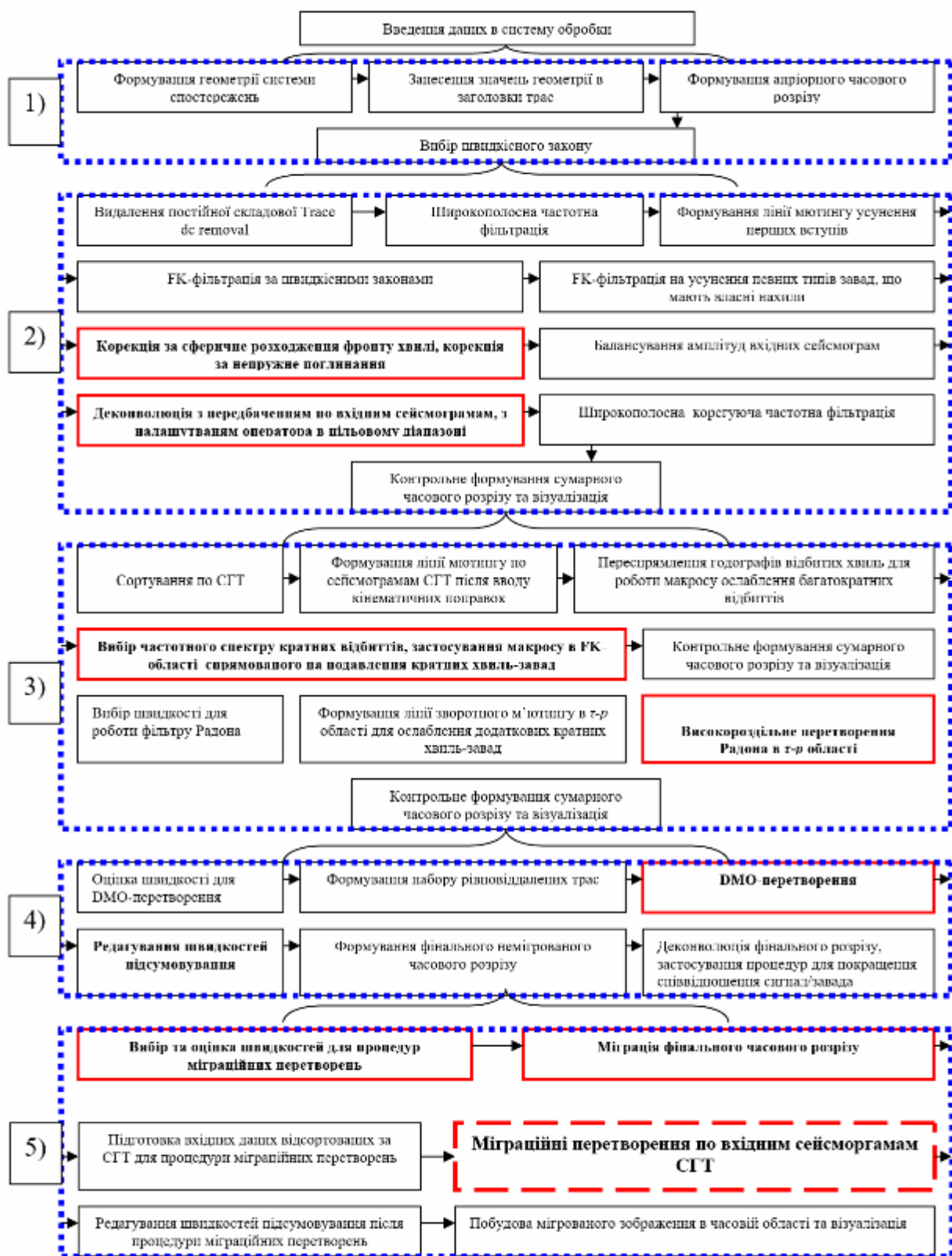


Рисунок 3.45 – Технологічна схема спеціалізованої обробки морських сейсмічних даних та процедур трансформацій поля зі збереженням “істинних” амплітуд сигналу

Другий технологічний блок процедур виконував послідовність трансформацій вхідних сейсмограм з метою послаблення різноманітного типу завад, шумів та короткоперіодних реверберацій. Наряду з процедурами направленими на підвищення роздільної здатності запису, основними процедурами даного блоку, які безпосередньо впливали на рівень збереження інформації про речовий склад і насиченість геологічних утворень, були процедури корекції за сферичне розходження фронту хвилі та корекції за не пружне поглинання сейсмічної енергії. Такі процедури вкрай необхідні, так як згідно теорії, амплітудна деструкція відбувається за рахунок сферичного розходження фронту хвилі. Важливим елементом корекції за сферичне розходження фронту хвилі були змінні вздовж профілів швидкісні закони, які були отримані на етапі проведення стандартної обробки.

Іншою, не менш важливою процедурою даного блоку, була деконволюція вхідних сейсмограм. Основною задачею даної процедури було підвищення роздільної здатності (розширення частотного спектру сейсмічного сигналу) та послаблення багатократних відбиттів - реверберацій. При роботі з наявними морськими сейсмічними даними, шляхом тестування різних алгоритмів деконволюцій, найкраще себе представила мінімально-фазова деконволюція з передбаченням. Ключовим питанням даної процедури був вибір довжини оператора деконволюції та величини похибки передбачення. За допомогою аналізу автокореляційних функцій оптимальними були вибрані наступні параметри: 240 мс – довжина оператора деконволюції; 20 мс – величина похибки передбачення. Ще одним важливим параметром процедури деконволюції, від якого залежало те, наскільки чітко були ослаблені багатократні відбиття та виділені цільові горизонти, був параметр вибору вікна настройки оператора деконволюції. Вікно настройки оператора вибиралося шляхом аналізу кожної десятої вхідної сейсмограми, з врахуванням конфігурацій відбиттів, морського дна та розташування в часовому діапазоні цільових горизонтів. Контроль якості роботи процедури

деконволюції проводився шляхом побудови автокорелограм та візуалізації частотних та амплітудних спектрів.

Завершальною процедурою другого технологічного блоку була широкосмугова фільтрація для корегування частотного спектру вхідних сейсмограм та формування контрольного сумарного часового розрізу. Параметри широкосмугового фільтру вибиралися шляхом розрахунку частотно-амплітудних спектрів сейсмограм. Були вибрані наступні параметри. Частота зрізу від 4 Гц в нижній частині спектру та 120 Гц в верхній частині. Результати роботи другого блоку процедур представлені на рисунку 3.46. З цього рисунку видно, що представлені сейсмограми отримані за двома методиками: Стандартною та зі збереженням “істинних” амплітуд сейсмічних сигналів. В цілому на цьому етапі спостерігається значне покращення результатів детальної обробки у порівнянні зі стандартною методикою обробки сейсмічних даних. В інтервалі, що виділений червоним прямокутником (див. рис. 3.46) спостерігається значне покращення кореляції сигналу відбитих хвиль, що апріорі може свідчити про аномалеутворюючі об’єкти в геологічному середовищі на які потрібно звернути увагу при подальшій обробці та інтерпретації сейсмічних даних.

Як результат роботи даного технологічного блоку було досягнуте значне підвищення роздільної здатності запису (розширення та корекція частотного спектру), вагоме послаблення ефектів реверберації та багатократних хвиль-завад.

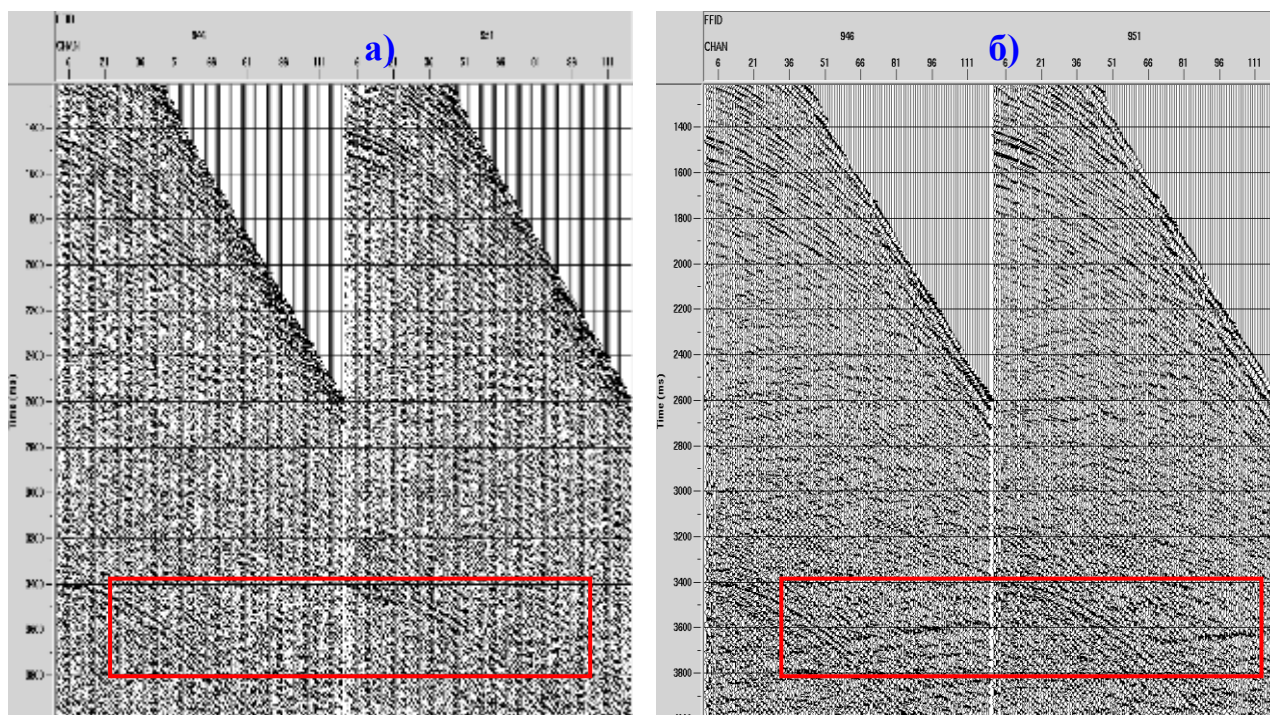


Рисунок 3.46 - Порівняння результатів отриманих з використанням різних методик обробки: а) вхідні сейсмограми отримані за стандартною методикою обробки; б) вхідні сейсмограми отримані за методикою обробки зі збереженням “істинних” амплітуд

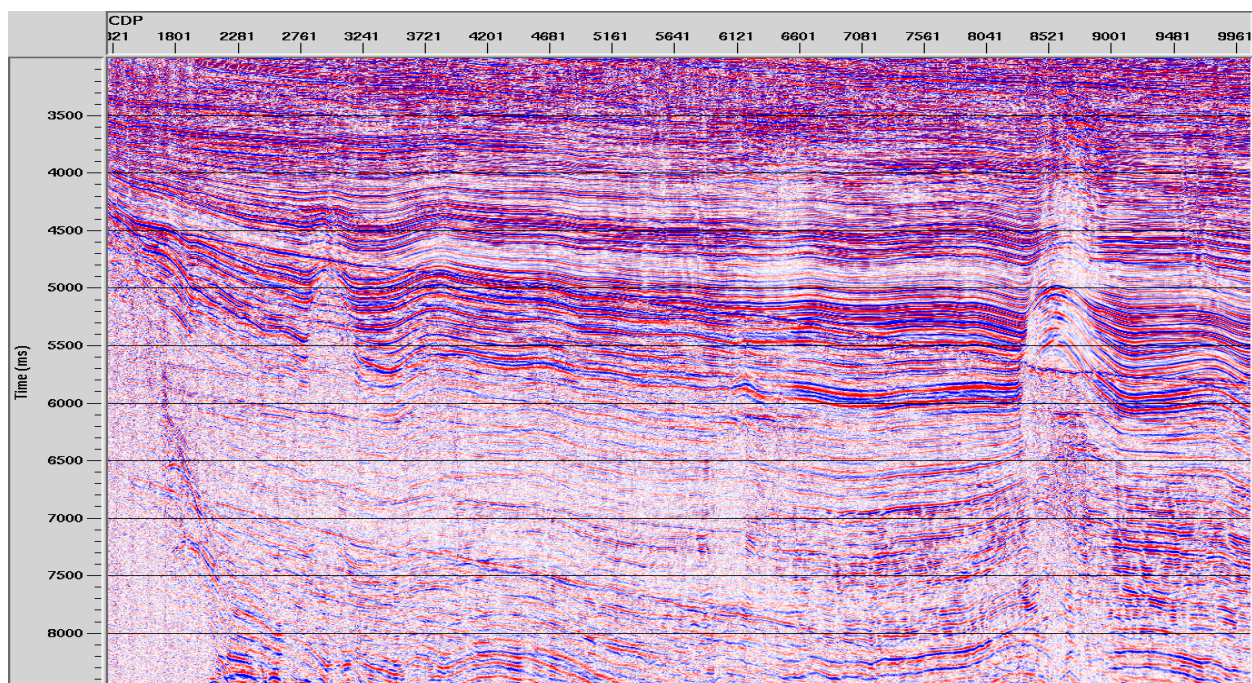


Рисунок 3.47 - Профіль BS05-20. Фрагмент часового розрізу до застосування процедур послаблення впливу кратних хвиль-завад

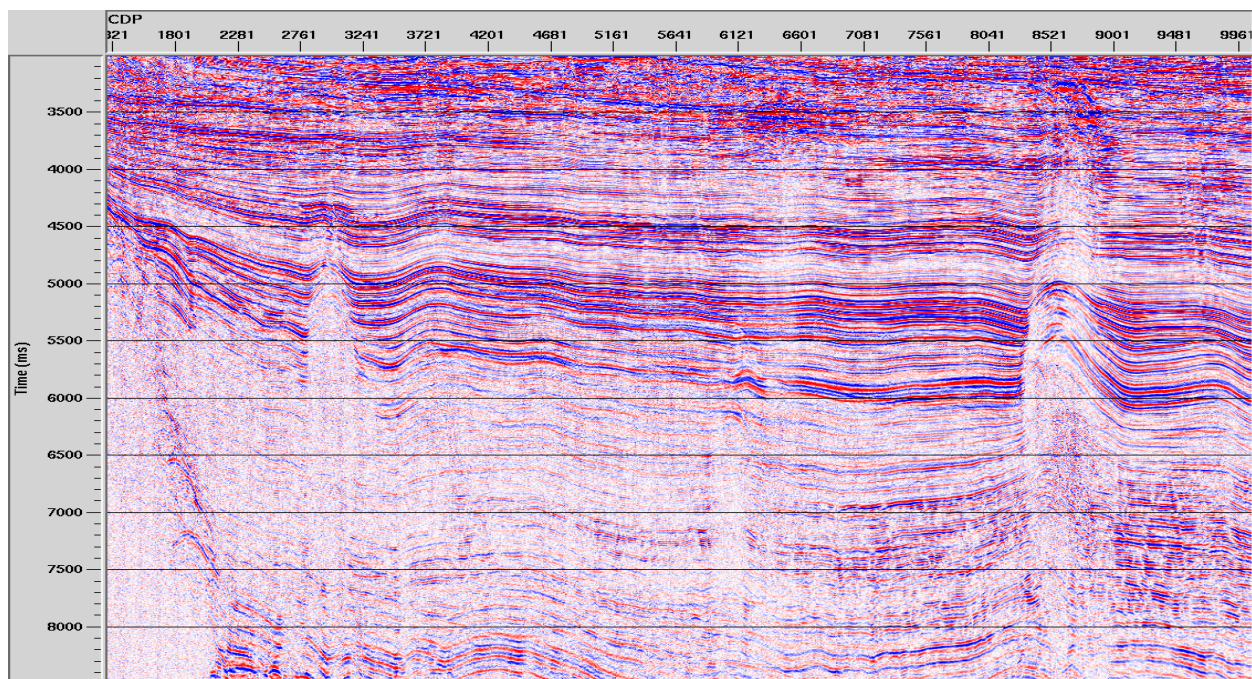


Рисунок 3.48 - Профіль BS05-20. Фрагмент часового розрізу після застосування процедур послаблення впливу кратних хвиль-завад

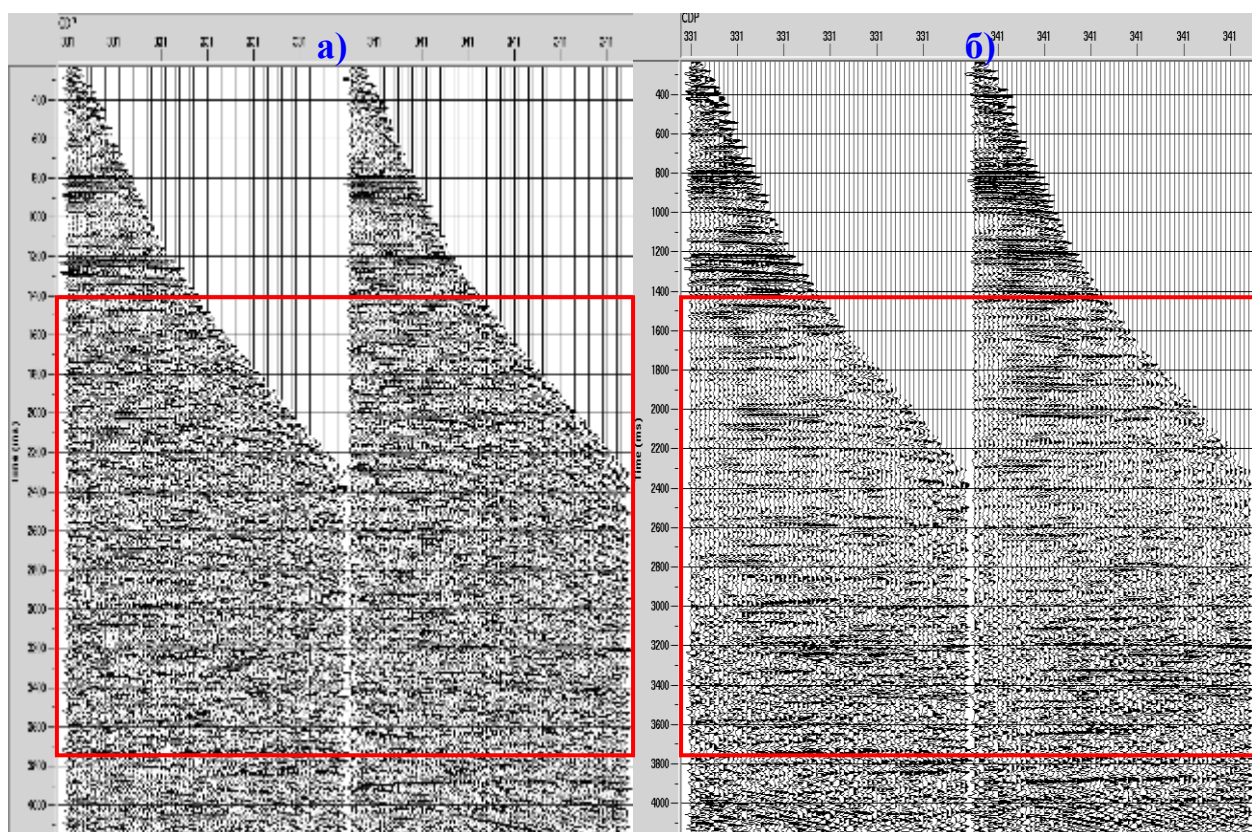


Рисунок 3.49 - Групи сейсмограм відсортованих по СГТ: а) до застосування процедур послаблення багатократних відбиттів; б) після застосування процедур блоку послаблення багатократних відбиттів

Наступним технологічним блоком був блок процедур направлених на ослаблення впливу як короткоперіодних так і довгоперіодних багатократних відбиттів. Процедури даного блоку працюють із наборами сейсмограм СГТ та швидкостями СГТ, що переспрямляють годографи відбитих хвиль і спрямляють та відповідно недоспрямляють інші годографи, а саме годографи багатократних відбиттів. Першою ключовою процедурою даного блоку була побудова макросу, що працює з позірними швидкостями СГТ в FK-просторі, де відбувається вирізання області недоспрямлених та спрямлених годографів багатократних відбиттів. Другою ключовою процедурою даного блоку являлось високороздільне перетворення Радона в τ - p області. Основним критерієм, як і у першій ключовій процедурі, був вибір швидкостей СГТ для переспрямлення корисних однократних відбиттів. Спрямлени та недоспрямлени годографи хвиль-завад трансформувалися в τ - p область, де вирізалися зворотнім м'ютингом та алгоритмічним апаратом фільтру Радона, з подальшим зворотнім перетворенням в t - x область. Результати виконання зазначених ключових процедур представлені на рисунках 3.47 та 3.49. В лівій частині розрізу на рисунку 3.47, на часах реєстрації 4500-5000 мс та 6500-8000 мс, добре видно прояви кратних хвиль-завад в хвильовому полі. На відповідних ділянках сейсмічного запису на рисунку 3.48 вказані хвилі-завади відсутні.

Ще один приклад ефективного застосування блоку процедур послаблення впливу кратних хвиль-завад наведено на рисунку 3.49, де зображені сейсмограми СГТ до та після відповідних перетворень.

Ключовою процедурою наступного блоку процедур було DMO перетворення, що працює з наборами рівновіддалених трас та сприяє усуненню хибного нахилу падіння хвилі на відбиваючу границю шляхом розрахунку та введенням поправок за час приходу хвиль. Після виконання зазначеної процедури відбувалося редагування швидкостей та побудова фінального часового розрізу. Редагування швидкостей відбувалось з кроком, що задовольняв як часовий інтервал ручного редагування, так і оптимально

висвітлював латеральні зміни швидкостей підсумовування. В даному випадку редагування швидкостей проводилося з кроком в 1 км. Для покращення когерентності, роздільної здатності та динамічної виразності однократних відбиттів, в цьому ж блоку процедур, на рівні Post Stack обробки, застосовувалась процедура деконволюції, FX-деконволюції та широкосмугової частотної фільтрації. Деконволюція по сумарному часовому розрізу та ключові параметри даної процедури вибиралися з таких міркувань як і на попередніх етапах обробки. Для підкреслення динамічної виразності та когерентності відбиттів застосовувалася процедура FX-деконволюції по всій довжині запису і у повному частотному діапазоні. Ковзаюче вікно було вибране шляхом тестувань і дорівнювало 500 мс, а база формування пілотної траси по латералі складала 5 СГТ.

Одним із важливих кроків в даному блоці процедур обробки був крок побудови та застосування фільтру для якісного відображення всіх досліджуваних елементів хвильового поля. Шляхом тестувань був вибраний змінний у часі та в латеральних напрямках смуговий фільтр у двох вікнах. Перше вікно вибиралося для підкреслення видимих цільових відбиттів з характеристиками фільтру 6-10-60-80 Гц. Друге вікно вибиралося для нижньої частини часового розрізу для підкреслення тих відбиттів, які у своєму частотному діапазоні мають переважаючу низькочастотну складову спектра з характеристиками фільтру 4-7-30-50 Гц.

Результати роботи даного блоку процедур представлені на рисунках 3.50, 3.51 та рисунках 3.52, 3.53 де проводяться порівняння часових розрізів стандартної та детальної обробки. Аналізуючи представлені часові розрізи слід наголосити на відмінностях в графах стандартної та детальної обробки зумовлених як оптимізацією параметрів стандартних процедур трансформацій сейсмічних записів, так і корекцією за сферичне розходження фронту хвилі та поправкою за не пружне поглинання геологічним середовищем сейсмічного сигналу та ефективнішим послаблення впливу багатократних відбиттів, що можуть вносити деструкцію в амплітуди однократно відбитих хвиль. Часові

розрізи після детальної обробки, (зображені на рисунках 3.51 та 3.53), зберігаючи та навіть покращуючи структурний план, відрізняються динамічною виразністю, що простежується по всьому інтервалу запису та, на відміну від часових розрізів отриманих після виконання стандартної обробки (дивись рис. 3.50 та 3.52), позбавлені ефектів “пережиму” сейсмічної енергії спричинених деструктивними процедурами регулювання та вирівнювання амплітуд.

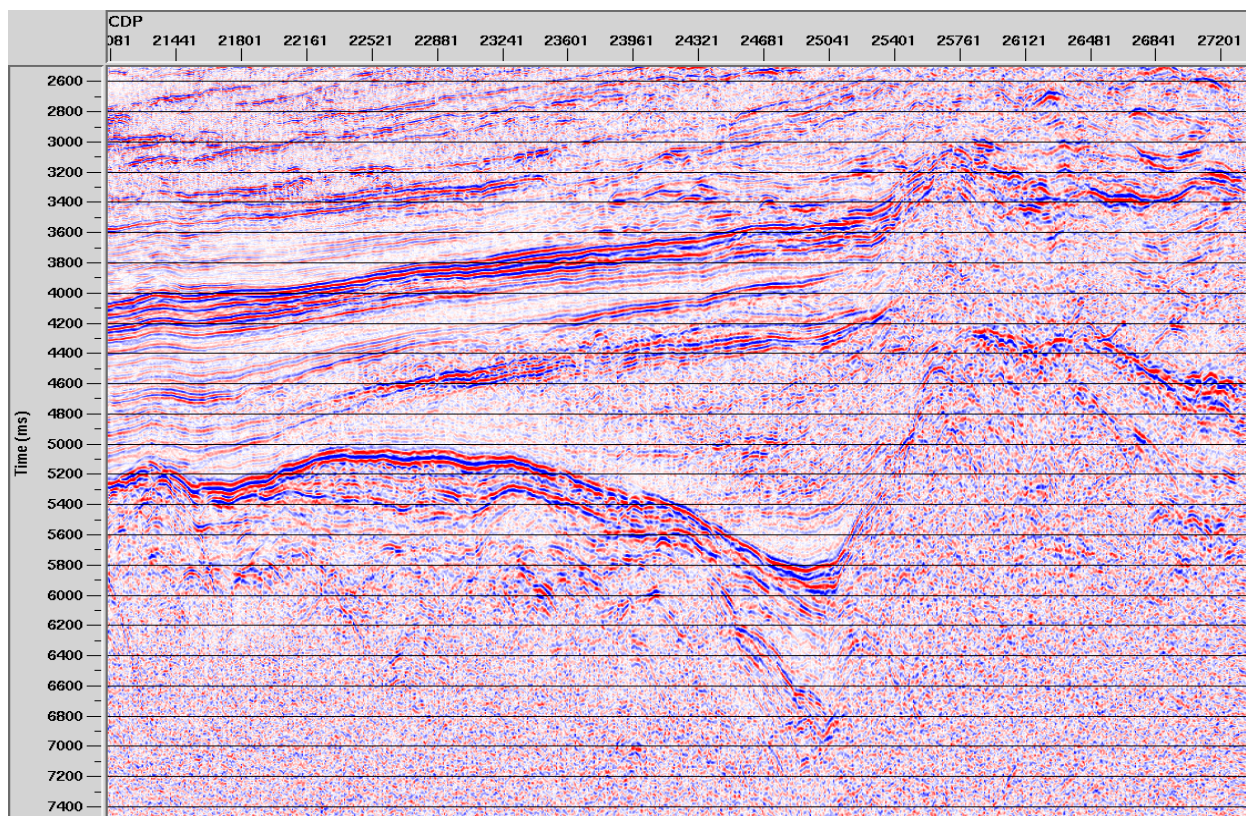


Рисунок 3.50 - Профіль BS05-39 Часовий розріз після стандартної обробки

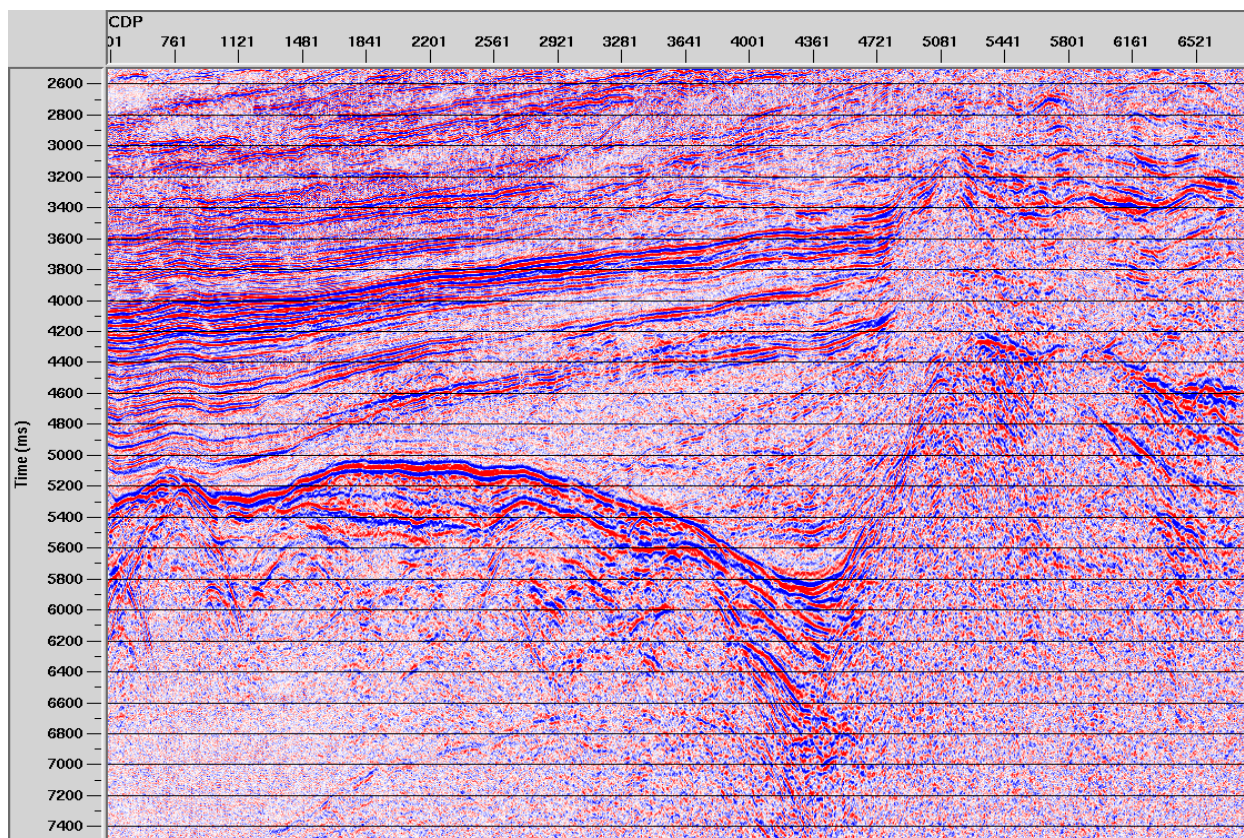


Рисунок 3.51 - Профіль BS05-39 Часовий розріз після детальної обробки

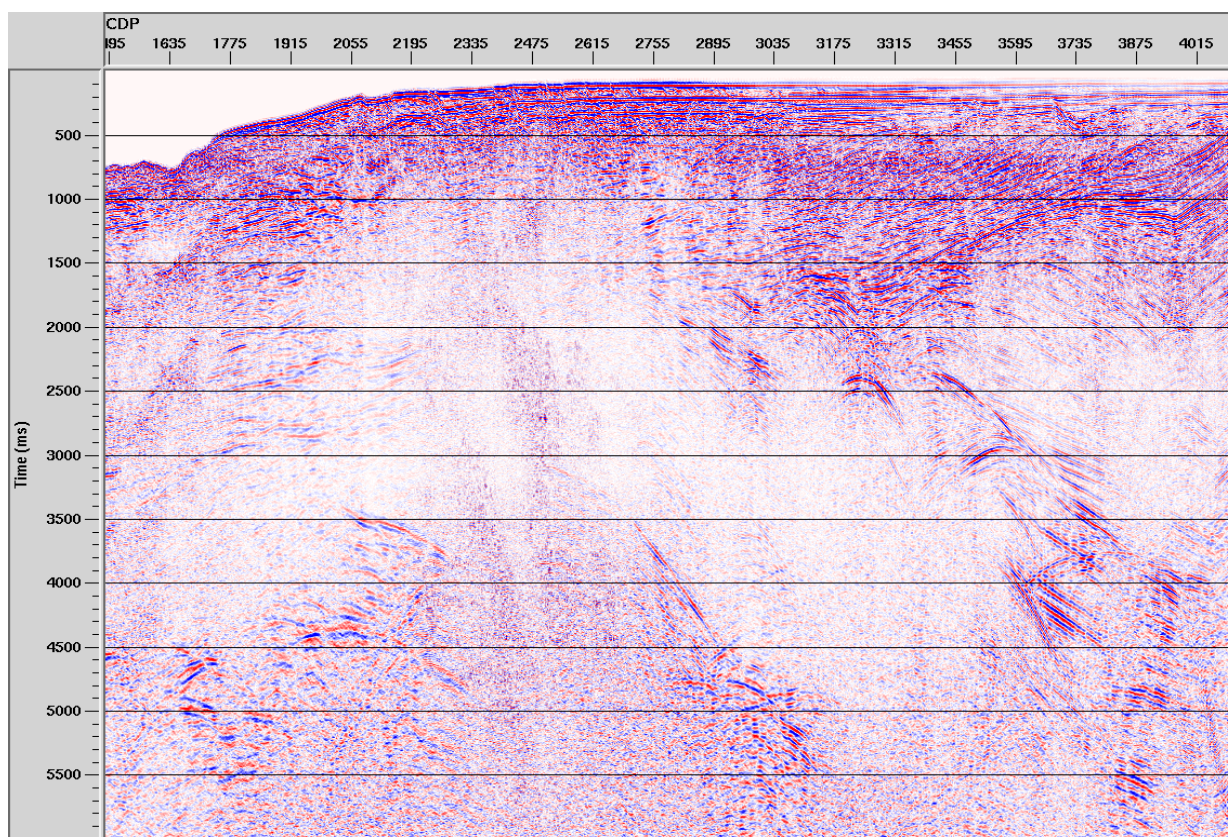


Рисунок 3.52 - Профіль BS05-51. Часовий розріз після стандартної обробки

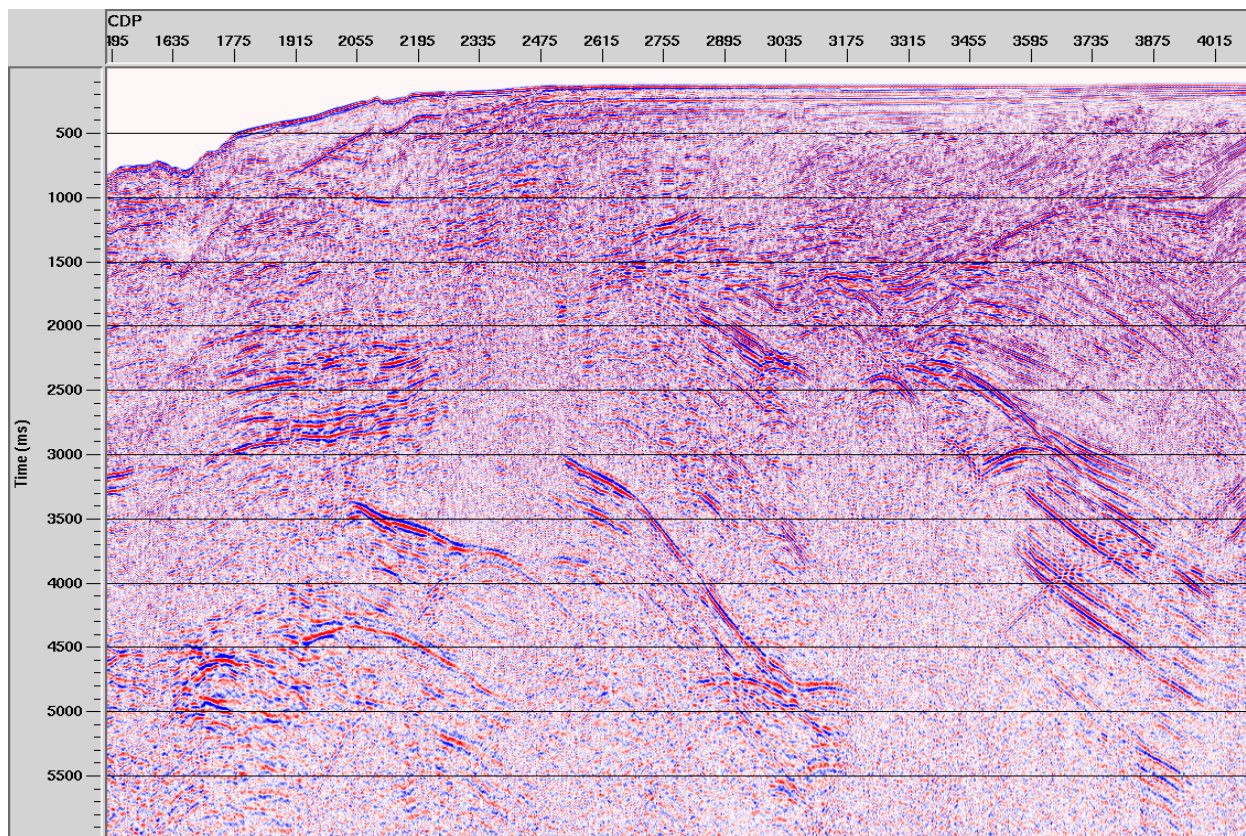


Рисунок 3.53 - Профіль BS05-51. Часовий розріз після детальної обробки

Наступним блоком процедур графу детальної обробки був блок отримання мігрованих зображень хвильових полів як за технологією Post Stack, так і Pre Stack міграційних перетворень. Одним із важливих кроків даного етапу обробки був аналіз, уточнення та підготовка до застосування швидкостей міграції. На початку, базою для такого аналізу слугували швидкості підсумовування по СГТ. В кінцевому варіанті, після виконання Pre Stack міграційних перетворень, проводився додатковий швидкісний аналіз через кожні 500 метрів для оптимізації формування зображень відбиваючих елементів мігрованого часового розрізу. Уточнена швидкісна модель застосовуватись при повторному виконанні процедур міграційних перетворень.

Міграція після підсумовування проводилася за результатами фінального часового розрізу з використанням технологічного, з точки зору реалізації в

системі обробки ProMAX, алгоритму Кірхгофа. Процедура часової міграції по Кірхгофу не потребує багато часу на розрахунки та оперує швидкостями підсумовування по СГТ, що можуть змінюватися в латеральних напрямках. Вона забезпечує задовільну точність сейсмічного зносу при досить значних кутах нахилу відбиттів та являється зручною процедурою для тестування параметрів та уточнення швидкостей міграції. В результаті проведених тестувань були вибрані наступні ключові параметри. Максимальна апертура та частота міграції з обмеженням в 80 Гц. Один із результатів міграції по фінальному часовому розрізу (Post-Stack міграція) наведений на рисунку 3.55. Його можна порівняти з мігрованим часовим розрізом отриманим за методикою стандартної обробки сейсмічних даних представленим на рисунку 3.54.

Основною та найбільш достовірною з точки зору відображення розподілу відбиваючих елементів та їх нахилів, слід вважати міграцію до підсумовування. В процесі виконання детальної обробки була застосована процедура Pre Stack міграції по Кірхгофу на вхід якої подавалися підготовлені дані з підвищеною роздільною здатністю та з покращеним співвідношенням сигнал/завада. Для цього застосовувалась спеціальним чином підібрана за характером конфігурацій корисних відбиттів деконволюція з передбаченням, FK-фільтрація та динамічний фільтр (FX-деконволюція по вхідних сейсмограмах СГТ), що підвищує когерентність сейсмічного сигналу.

Аналізуючи результат міграції, що отриманий за стандартною методикою обробки (дивись рис. 3.54), можна сказати про недостатню динамічну та структурну виразність ключових елементів хвильового поля на відміну від мігрованих розрізів, зображених на рисунках 3.55, 3.56. Також, фон регулярних завад дещо менший ніж на розрізі стандартної обробки. Якщо ж порівнювати результати Post Stack міграції (рис. 3.55) та міграції до підсумовування (рис. 3.56), то крім коректнішого врахування круто нахилених відбиттів, таке порівняння засвідчує покращення динамічного відображення елементів хвильового поля, особливо в розломних зонах та зонах круто нахилених

відбиваючих площадок. Що до швидкостей міграції, то на рисунку 3.57, на прикладі одного з профілів що підлягав детальній обробці, зображено, в кольорі, швидкісну модель застосовану при виконанні міграційних перетворень даного часового розрізу (результат міграції представлений на рисунках 3.55 та 3.56).

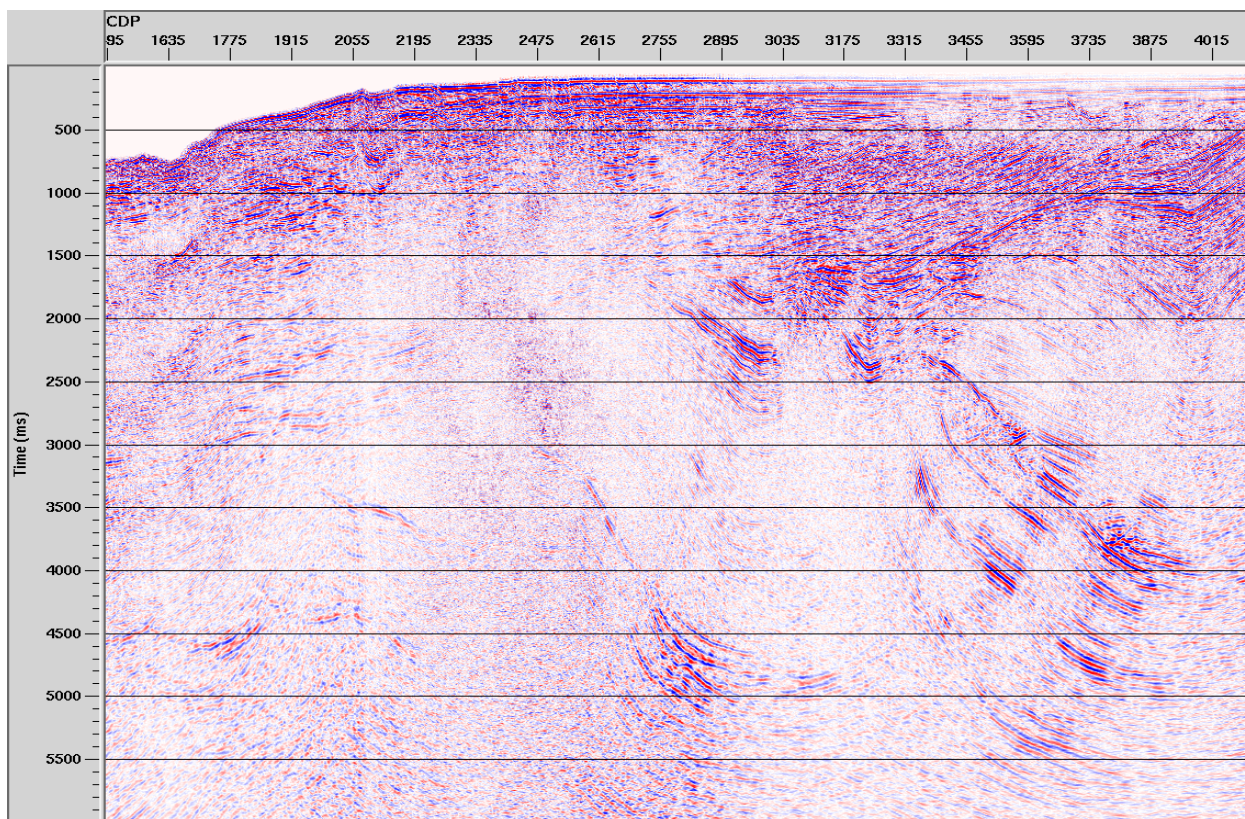


Рисунок 3.54 - Профіль BS05-51. Мігрований часовий розріз після стандартної обробки

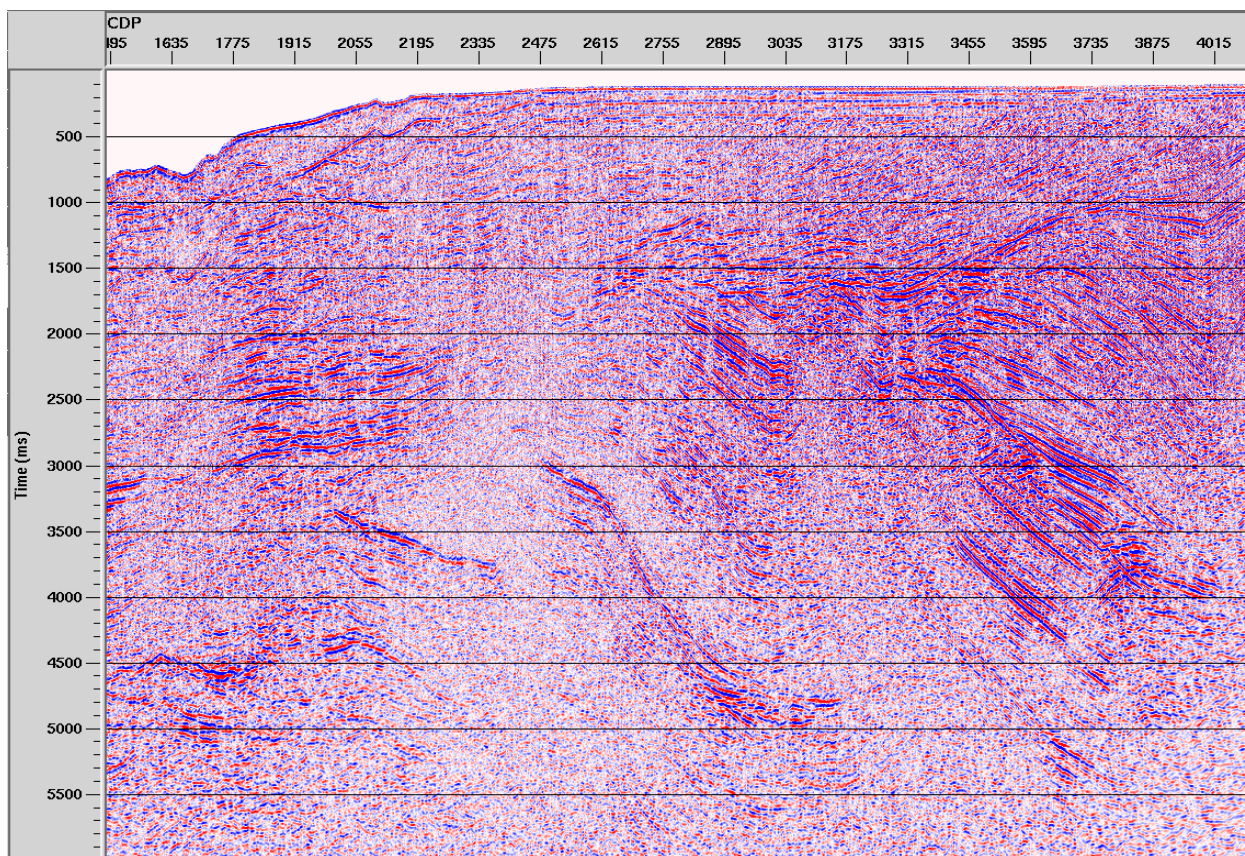


Рисунок 3.55 - Профіль BS05-51. Post Stack мігрований часовий розріз після детальної обробки

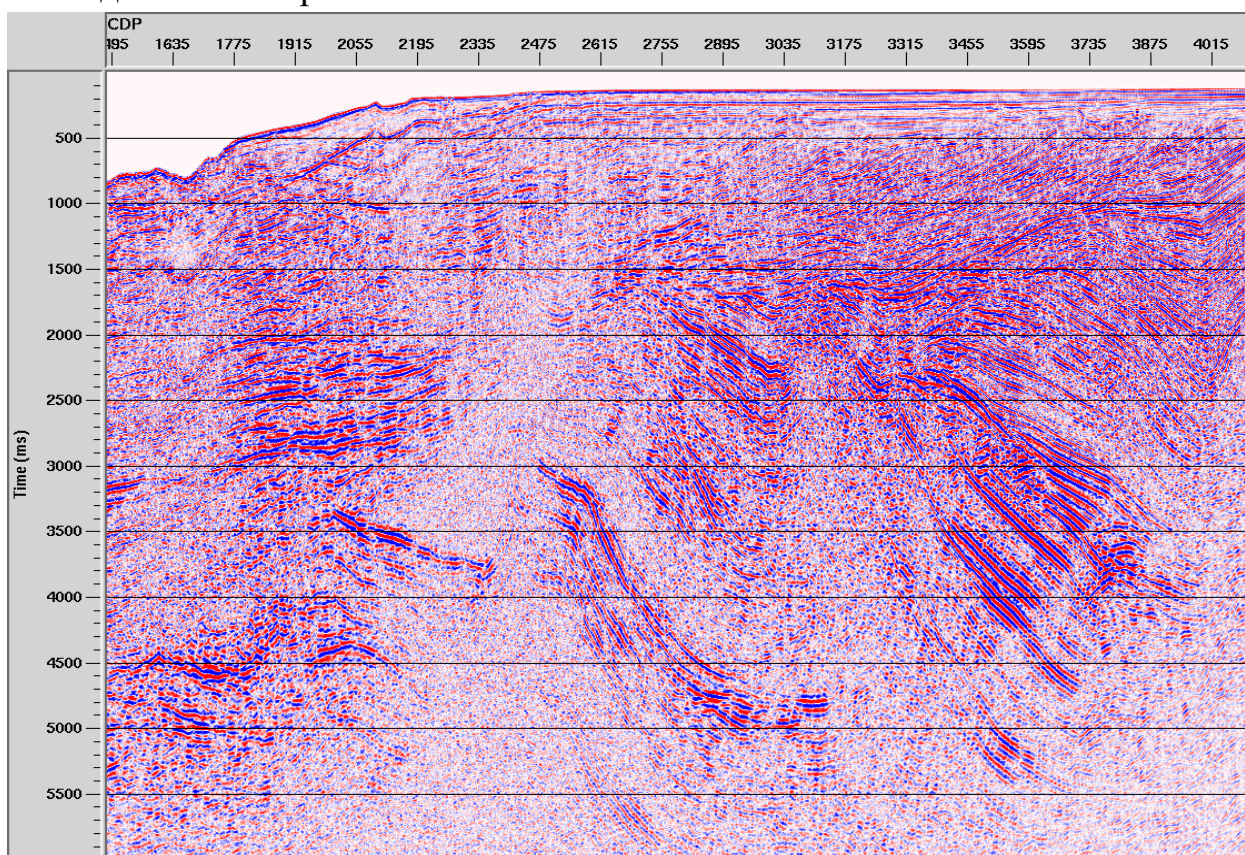


Рисунок 3.56 - Профіль BS05-51. Pre Stack мігрований часовий розріз після детальної обробки

Ще один приклад, на підтвердження зазначеного вище, ілюструє результати міграційних перетворень отриманих за стандартною методикою обробки (див. рис. 3.58) та після проведення детальної обробки (див. рис. 3.59).

Як підсумок аналізу результатів проведеної детальної обробки, можна сказати наступне:

- проведена детальна обробка сприяла уточненню структурних побудов отриманих після попереднього етапу інтерпретації за матеріалами стандартної обробки;

- застосована методика обробки зі збереженням “істинних” амплітуд, при збереженні структурної складової, забезпечила менші спотворення амплітудних характеристик хвильового поля;

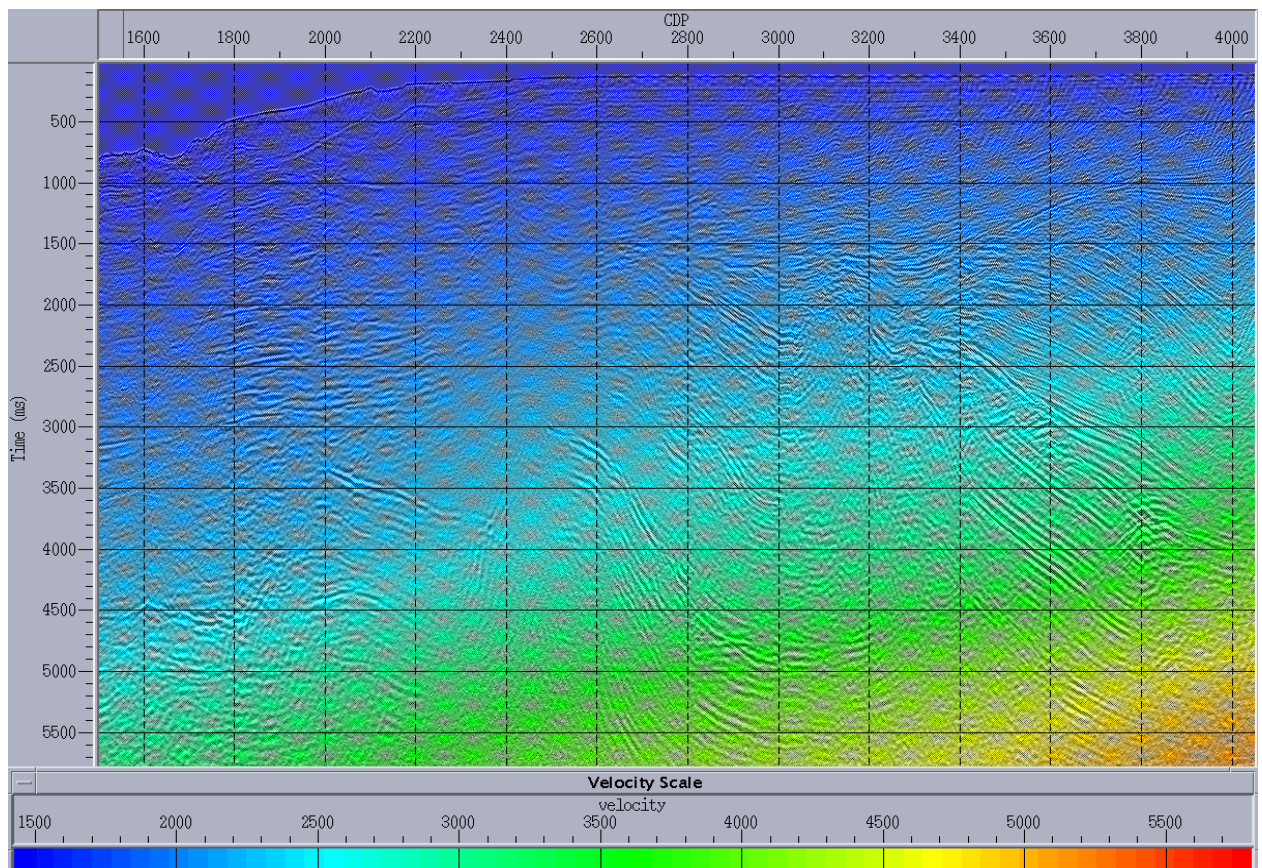


Рисунок 3.57 - Профіль BS05-51. Часовий розріз швидкостей міграції отриманий в процесі виконання детальної обробки

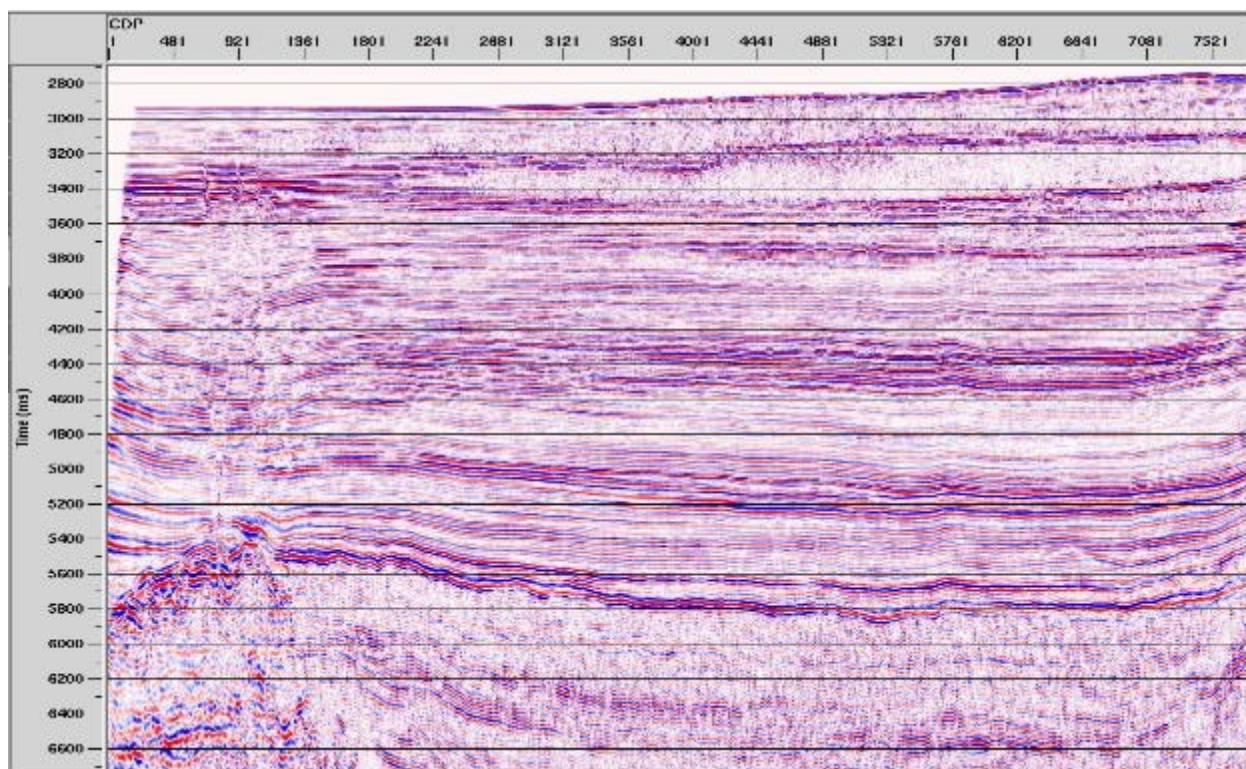


Рисунок 3.58 - Профіль BS05-07. Мігрований часовий розріз отриманий за стандартною методикою обробки

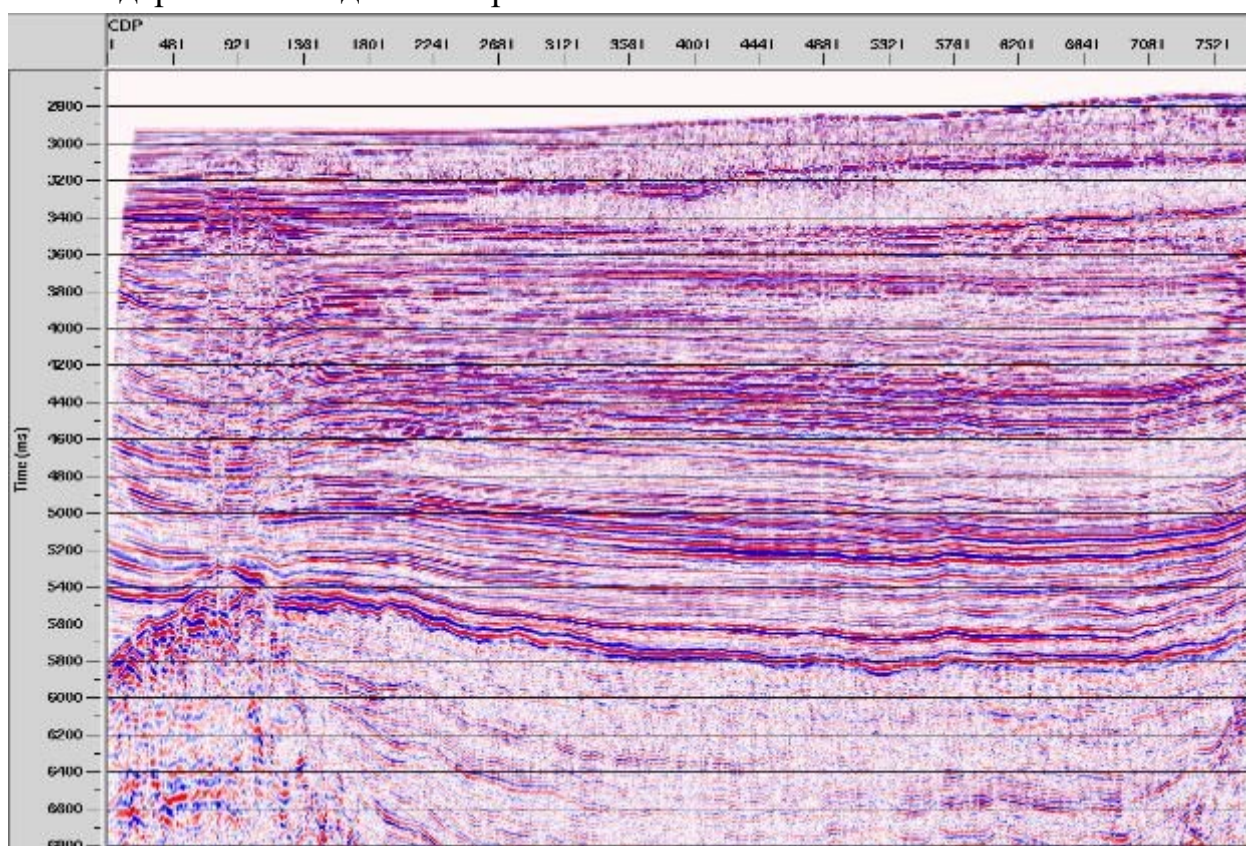


Рисунок 3.59 - Профіль BS05-07. Мігрований часовий розріз отриманий після проведення детальної обробки

- визначена можливість ефективного застосування розробленого графу обробки, що до конкретних (отриманих з використанням сучасних апаратурних засобів та запровадженій методики сейсмічних польових спостережень) сейсмічних даних;

- показано, що застосований граф обробки у порівнянні з стандартним графом обробки дає кращу динамічну картину розподілу відбитих хвиль, підвищує роздільну здатність хвильового поля, забезпечує відсутність “пережимання” енергії у міжреперному просторі, як це часто буває при виконанні стандартної обробки у зв’язку з намаганням застосовувати процедури автоматичного вирівнювання рівня запису з метою підвищення просторової когерентності відбиттів;

- підтверджено доцільність застосування, на конкретному сейсмічному матеріалі, міграції до підсумовування, що надає можливість уточнення позиціонування елементів хвильового поля на часовому розрізі, особливо у випадках наявності розломних зон та зон круто нахилених відбиваючих площадок.

Також було розроблено методику спеціалізованої обробки сейсмічних даних 3D у вигляді технологічної схеми обробки сейсмічних даних яка описана у [Тищенко А., 2012]. Результати дають можливість забезпечити подальший прогноз характеристик геологічного розрізу [Тищенко А., та ін., 2011].

3.1.4 Методика інтерпретації сейсмічних даних

Інтерпретація матеріалів регіональних сейсморозвідувальних досліджень МСГТ виконана в системі Geographix (математичний продукт компанії Landmark).

Комплексна інтерпретація геофізичних даних здійснювалась за технологічною схемою проведення стандартного інтерпретаційного проекту сейсморозвідки.

Функціональні можливості основних модулів інтерпретаційної системи дозволили провести комп'ютерну інтерпретацію геофізичної інформації починаючи від сеймостратифікації розрізів, кореляції горизонтів, виділення та трасування тектонічних порушень до картографічних процедур.

Інтерпретація виконувалась за наступною технологічною схемою [Кузьменко Т., 2015]:

- оцінка якості матеріалів 2D зйомки;
- аналіз сеймокаротажних даних;
- прив'язка відбитих хвиль до стратиграфічних маркерів по свердловинах;
- кореляція відбивальних горизонтів, простеження розломів;
- побудова структурних карт.

Якість сейсмічного матеріалу площі дослідження дуже різна в залежності від:

- глибини моря;
- величини потужності окремих товщ;
- просторового розташування профілів відносно простягання конкретних геологічних структур;
- наявності великого числа тектонічних порушень.

Сейсмічний матеріал, який представлений на регіональних профілях, в основному характеризується високою динамічною виразністю, що обумовлено якісною методикою проведення польових робіт.

Проте відмінності в геологічній будові північно-західного шельфу Чорного моря, глибоководної частини та Прикерченського шельфу впливають і на якість сейсмічного матеріалу на різних ділянках досліджуваної території.

На північно-західному шельфі в неоген-палеогеновій частині розрізу співвідношення сигнал-завада досить високе, часові розрізи характеризуються високою амплітудою та когерентністю відображень, що дає можливість впевнено простежувати та корелювати однократно-відбиті хвилі. Динамічно виразним і таким, що слідкується майже по всій площі є горизонт відбиття Па

(підосва олігоценових (майкопських) відкладів палеогену); менш виразними є Ia (покрівля олігоценових (майкопських) відкладів палеогену) та III_m (підосва палеоценових відкладів палеогену). Нижня частина розрізу, що відтворює мезозойську товщу та характеризується низьким співвідношенням сигнал-завада, навіть після виконання поглибленої обробки залишається невиразною через наявність ревербераційних та низько-швидкісних хвиль-завад (див. рис. 3.60).

Відклади глибоководної частини моря характеризується дещо погіршеною якістю запису сейсмічного матеріалу. Комплекс відкладів докрейдового віку позбавлений витриманих відбиваючих горизонтів, придатних для кореляції. Вверх по розрізу інтенсивність відбиттів зростає і палеоцен-неогеновий комплекс представляє собою серію витриманих високоамплітудних паралельно-шаруватих відбиттів з достатньо високою динамічною виразністю. Інтенсивність сейсмічних відбиттів в межах одного сейсмічного комплексу досить часто суттєво змінюється по латералі, що свідчить про зміни літологічного складу порід. На часових розрізах горизонти відбиття слідкуються в інтервалі від 3,0 с до 11, 5 с, що при перерахунку з прийнятою швидкістю відповідає глибинам від 0,3 км до 15,0 км.

Хвильове поле часових розрізів по Прикерченському шельфу в межах площі досліджень, в цілому, надзвичайно складне. Це зумовлене особливостями геологічної будови площі, для якої характерні складна тектоніка, велика кількість структур антиклінального та неантиклінального типу, наявність чисельних переривів в осадконакопиченні, які свідчать про багатостадійність в формуванні площі досліджень. Співставлення часових розрізів СГТ UBS-94 з часовими регіональними розрізами BS-05, отриманими в межах площі досліджень, свідчить про набагато кращу інформативність матеріалів останніх. Простеження горизонтів відбиття залежить від належності їх до конкретних сеймостратиграфічних комплексів, часу слідкування відбиттів на розрізах, просторового розташування профілів відносно простягання конкретних геологічних структур. Профілі вздовж

простягання шарнірів складок більш інформативні від профілів вкrest простягання структур, особливо на їх крилах. Домайкопські відклади характеризуються переривчастим характером відображень, субвертикальним зміщенням та різними кутами нахилу осей синфазності. Сама товща майкопа являється невиразною, низькошвидкісною, зі слабкими варіаціями акустичних властивостей відкладів. Загалом майкопські відклади характеризуються хаотичним хвильовим полем, на фоні якого часом проглядаються динамічно слабо виражені горизонти (див. рис. 3.61). Зони відсутності або погіршення кореляції, як правило, пов'язані з геологічними факторами та фізичними властивостями відкладів: тектонічними порушеннями, великою крутизною залягання відкладів на крилах антиклінальних чи синклінальних складок, наявністю глинистого розрізу з незначною диференціацією акустичних жорсткостей. Відбиття, віднесене до подошви нижньої крейди, представлене високоамплітудною низькочастотною товщею, проте фазова кореляція утруднена через складну блокову будову.

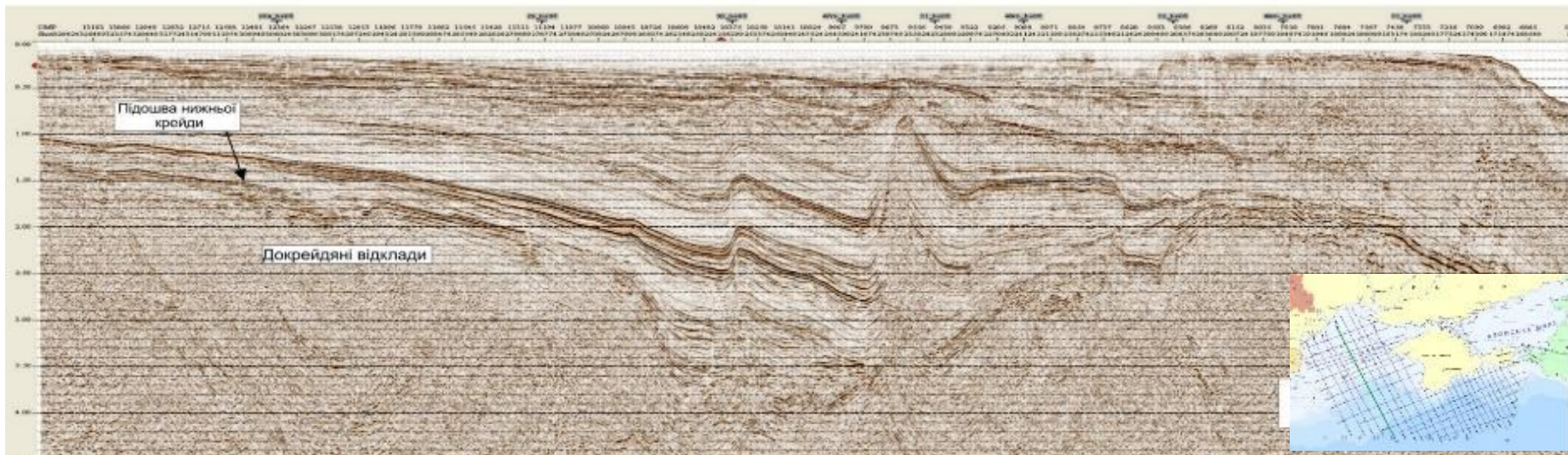


Рисунок 3.60 - Характер запису хвильового поля часових розрізів на північно-західному шельфі Чорного моря

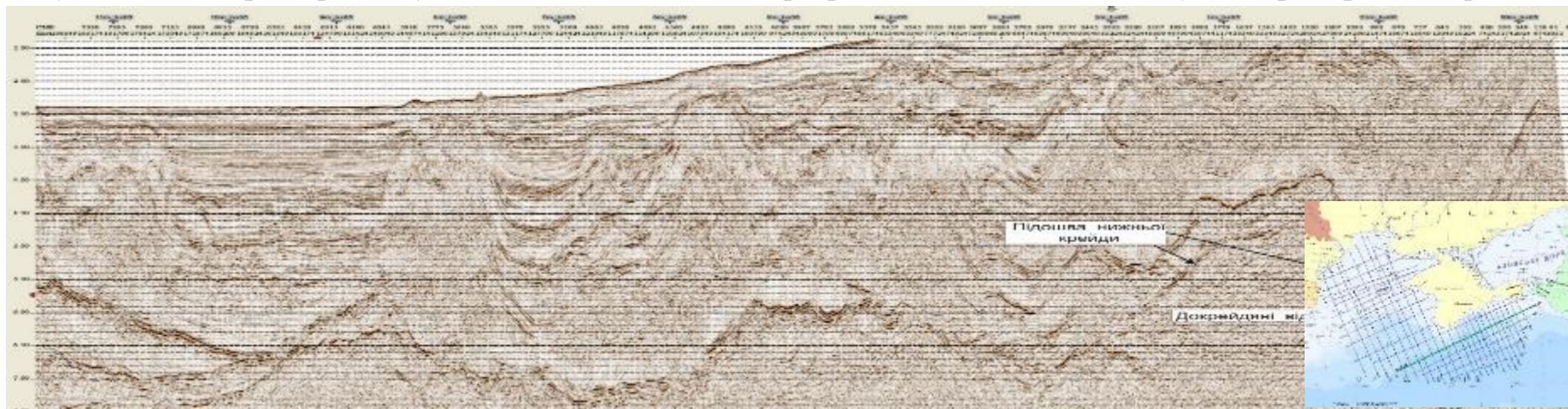


Рисунок 3.61 - Характер запису хвильового поля часових розрізів по Керченському шельфу (фрагмент регіонального профілю BS05-38)

Тривалість корисного запису досягає 7,5 с. Зона Феодосійської ділянки (Бар'єрна антиклінальна зона) характеризується хаотичним записом хвильового поля.

Для формування *швидкісної моделі* на північно-західному шельфі Чорного моря використовувались матеріали сейсмокаротажу глибоких свердловин: Голіцина -2, 3, 4, 10, 21, 22; Шмідта-8, 11; Архангельського-1, 2; Гамбурцева-2, Штормова - 1, 2, 4; Кримська-1; Сельського-40, 43 та ін. На основі даних СК по згаданих свердловинах був побудований осереднений годограф залежності $H=f(t_0)$ і проаналізовані швидкісні характеристики по площі досліджень (див. рис. 3.62). Наведений графік швидкостей демонструє досить близькі швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль на площах Шмідта, Голіцина, Сельського, Штильова, Центральна, Десантна, Каркінітська і зростання їх значень в напрямку структур Архангельського, Штормова, Гамбурцева, Іллічівська, Одеська. Витриманість швидкісної залежності контролювалась точністю фазової кореляції з використанням відміток в свердловинах. За матеріалами буріння свердловин в геологічній будові північно-західного шельфу виділяється два комплекси порід, які відрізняються за швидкостями та за літологією - неоген-палеогеновий і крейдяний. Неоген-палеогенові відклади мають, в основному, теригенний склад і характеризуються невисокими значеннями інтервальних швидкостей – 1300- 2900 м/с. Крейдяні відклади – це, в основному, карбонатні породи з інтервальними швидкостями від 2500 до 6500 м/с. Верхньокрейдяні відклади диференційовані за швидкостями - інтервальна швидкість в верхах складає 3500- 4400м/с, а в низах - 4800- 6500 м/с, що вказує на ущільнення відкладів в нижній частині розрізу. Нижньокрейдяні відклади характеризуються заниженими швидкостями в порівнянні з верхньокрейдяними: $V_{\text{інт}} = 4000- 5000$ м/с. Мінімальні швидкості пов'язані з відкладами глин, максимальні – з “чистими” карбонатами. Перехід від неоген-палеогенових до верхньокрейдяних відкладів на графіках сейсмокаротажу відмічається різким стрибком інтервальної швидкості ($V_{\text{інт}} = 800- 2000$ м/с). Глиниста товща майкопських

відкладів в порівнянні з вищезалігаючими відкладами характеризується пониженими інтервальними швидкостями (V_{int} до 300 м/с).

Відомості про швидкості в нижньокрейдяних відкладах були отримані при дослідженні свердловин 2,3 - Голіцинських, 2 - Іллічівська.

Глибоководна ділянка акваторії Чорного моря глибоким бурінням не вивчена. Швидкісна модель сформована на основі даних про середні швидкості розповсюдження пружних коливань в свердловинах та з врахуванням швидкостей підсумовування (у вигляді тренду) для глибоководної частини акваторії Чорного моря.

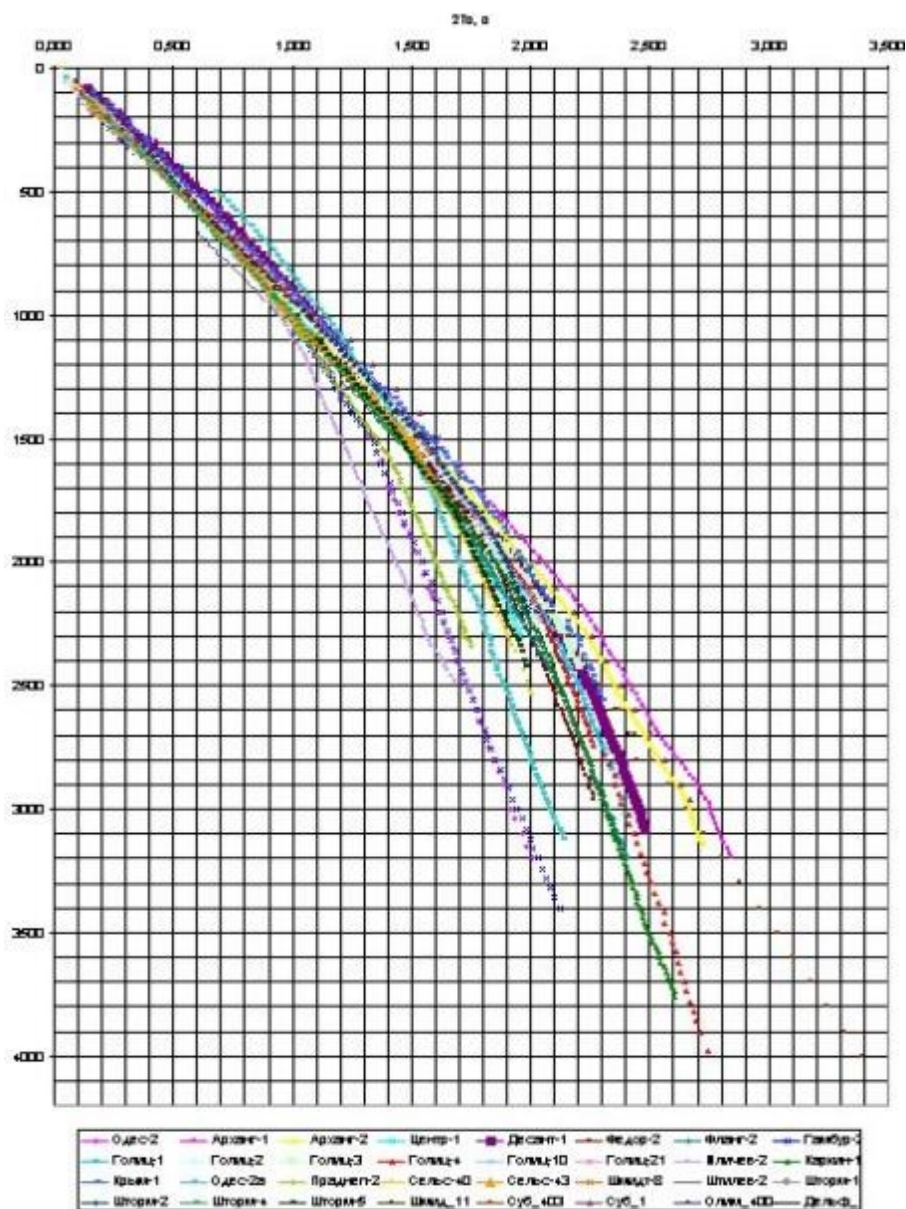


Рисунок 3.62 - Графіки залежності глибина-час

Швидкісна модель для виконання перетворення час глибина, а також поєднання даних буріння та сейсморозвідки в межах Прикерченського шельфу сформована на основі даних сейсмокаротажу свердловин Суботіна – 1 та Суботіна- 403 (див. рис. 3.62). Аналіз швидкостей вказує на дещо нижчі значення швидкостей на Прикерченському шельфі в порівнянні з швидкостями на північно-західному шельфі. З аналізу наявних даних ВСП, над майкопська товща характеризується низькими інтервальними швидкостями - 1700-2000 м/с. В майкопі також переважають низькі пластові швидкості на рівні 2000-3000 м/с. Еоценовий комплекс характеризується пластовими швидкостями 2500-3500 м/с, в палеоцені вона підвищується часом до 4000 м/с.

3.1.5 Атрибутний аналіз – як один із критеріїв якості обробки сейсмічних даних щодо придатності для прогнозування геологічного розрізу

Виконуючи атрибутний аналіз за мігрованими часовими розрізами та аналізуючи отримані результати, що є результатами двох типів обробки слід зазначити, що основним критерієм якості в даному випадку є миттєва амплітуда. Причина цього в тому, що миттєва амплітуда відображає цілісний пакет відбиттів та їх динамічну виразність на фоні хвильового поля. Відомо, що миттєва амплітуда певним чином відображає літологічну ситуацію геологічного розрізу. Аналізуючи отримані результати можна сказати, що результати стандартної обробки в деякій мірі чітко відображають структурну складову геологічного розрізу (рис. 3.63). Миттєві амплітуди отримані за мігрованим часовим розрізом ЗІА, висвітлюють як структурну складову так і динамічну виразність відбиваючих границь (рис. 3.64). Особливий інтерес представляє сама структура Субботіна, з рис. 3.64 видно, що в куполі самої структури відбувається поглинання енергії. Відповідно напрашується висновок, що сама структура є літологічною аномалією, що поглинає сейсмічну енергію. Також можна помітити, що під куполом даної аномалії відбувається падіння частоти

сейсмічного сигналу при тому, що такий аномальний фактор є абсолютно відсутнім на рис. 3.63.

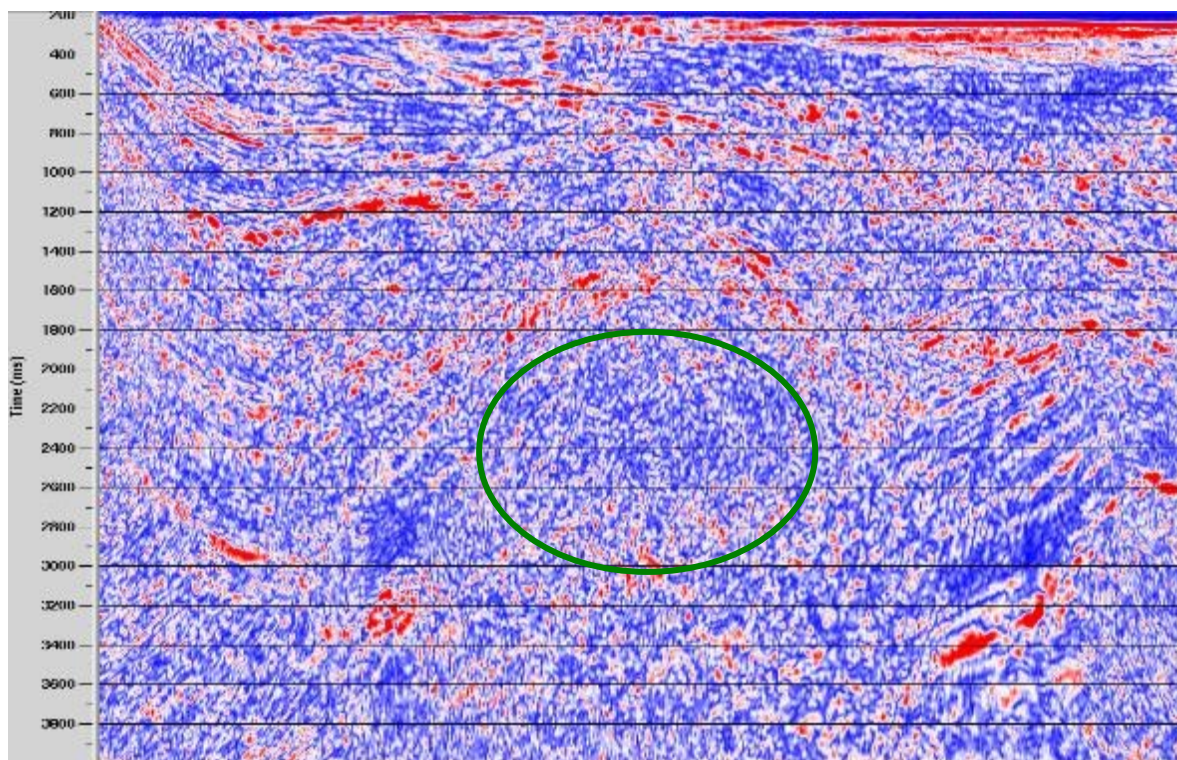


Рисунок 3.63 – Миттєві амплітуди розраховані по мігрованому розрізу, що отриманий за методикою стандартної обробки

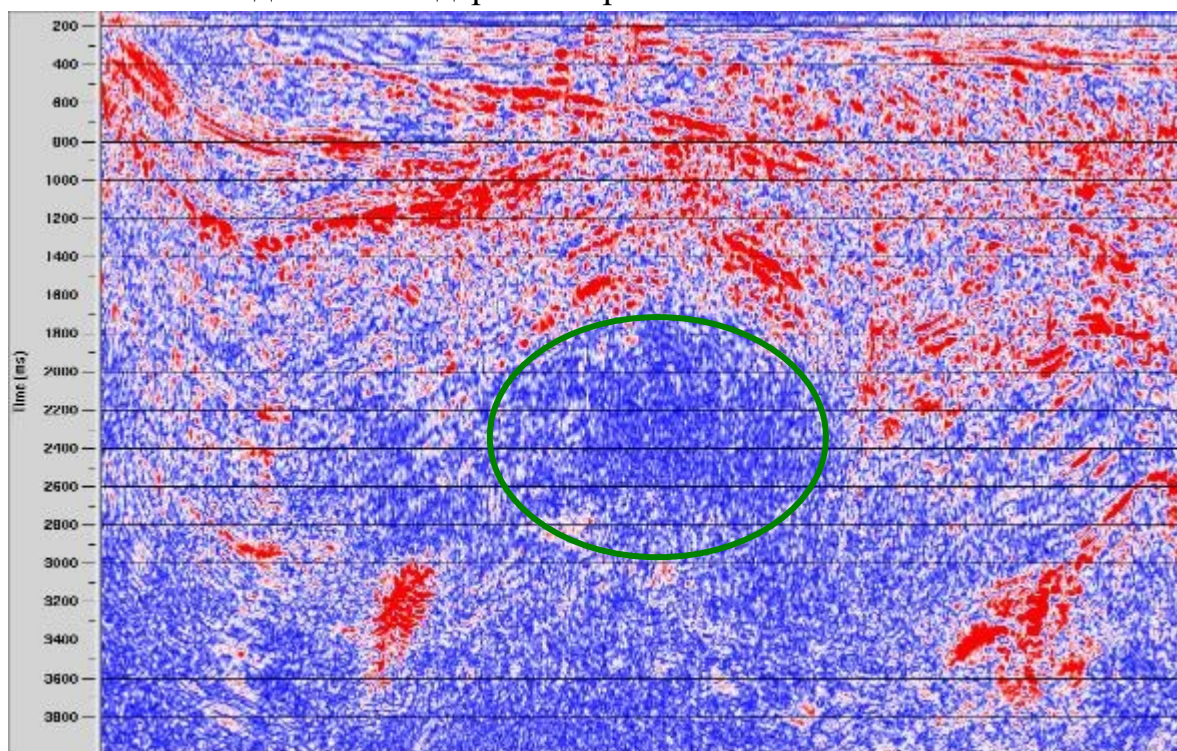


Рисунок 3.64 – Миттєві амплітуди розраховані по мігрованому розрізу, що отриманий за методикою обробки ЗІА



Рисунок 3.65 – Миттєві фази розраховані по мігрованому розрізу, що отриманий за методикою стандартної обробки

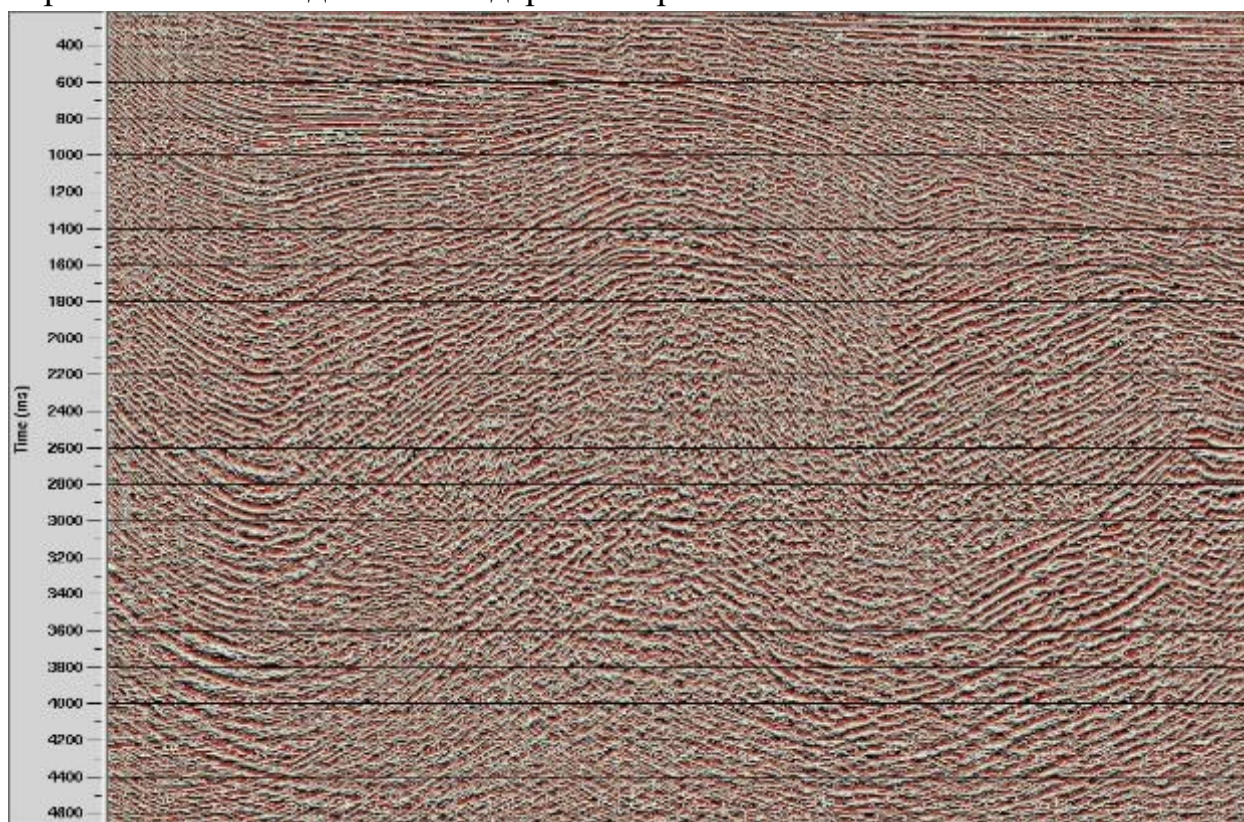


Рисунок 3.66 – Миттєві фази розраховані по мігрованому розрізу, що отриманий за методикою обробки ЗІА

Миттєві фази є характеристикою неперервності хвильового поля та візуальною оцінкою роздільної здатності сейсмічного розрізу. Аналізуючи миттєві фази за отриманими мігрованими часовими розрізами (рис. 3.65, 3.66), можна зробити висновок, що на рис. 3.66 чітко спостерігається структурна складова хвильового поля, фактично наявні всі логічні елементи геологічного середовища, з роздільною здатністю вищою ніж на розрізі (рис. 3.65), що отриманий за стандартною методикою обробки. Критично розглядаючи рис. 3.65 слід відмітити, що виконання обробки за стандартною методикою визначає певну зарегульованість хвильового поля – це спричинено спробами динамічно виділити корисний сигнал частотними, когерентними фільтрами ослаблення завад.

За спеціальною методикою обробки ЗІА в процесі виконання даної тематичної роботи були отримані мігровані часові розрізи по профілях BS05-50A та 406096 та виконано співставлення з результатами стандартної обробки аналогічних сейсмічних даних (рис. 3.67, 3.68).

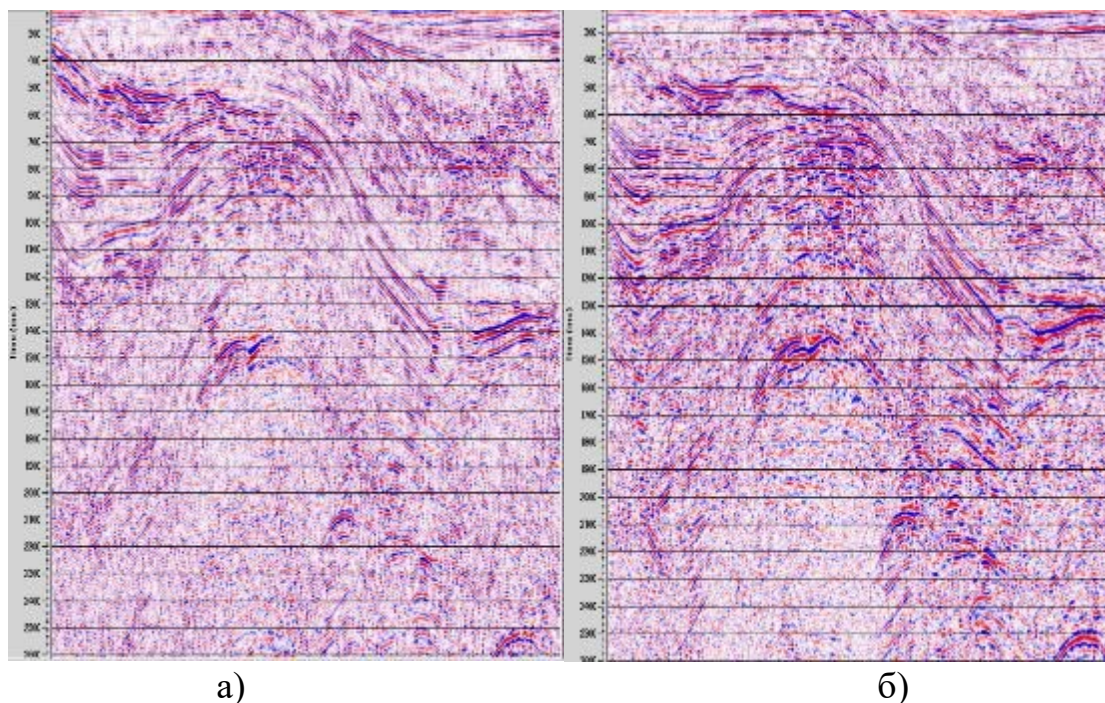


Рисунок 3.67 – Фінальні часові розрізи по профілю BS05-50A (структура Субботіна), а) часовий розріз отриманий за стандартною методикою обробки; б) часовий розріз отриманий за методикою обробки зі ЗІА

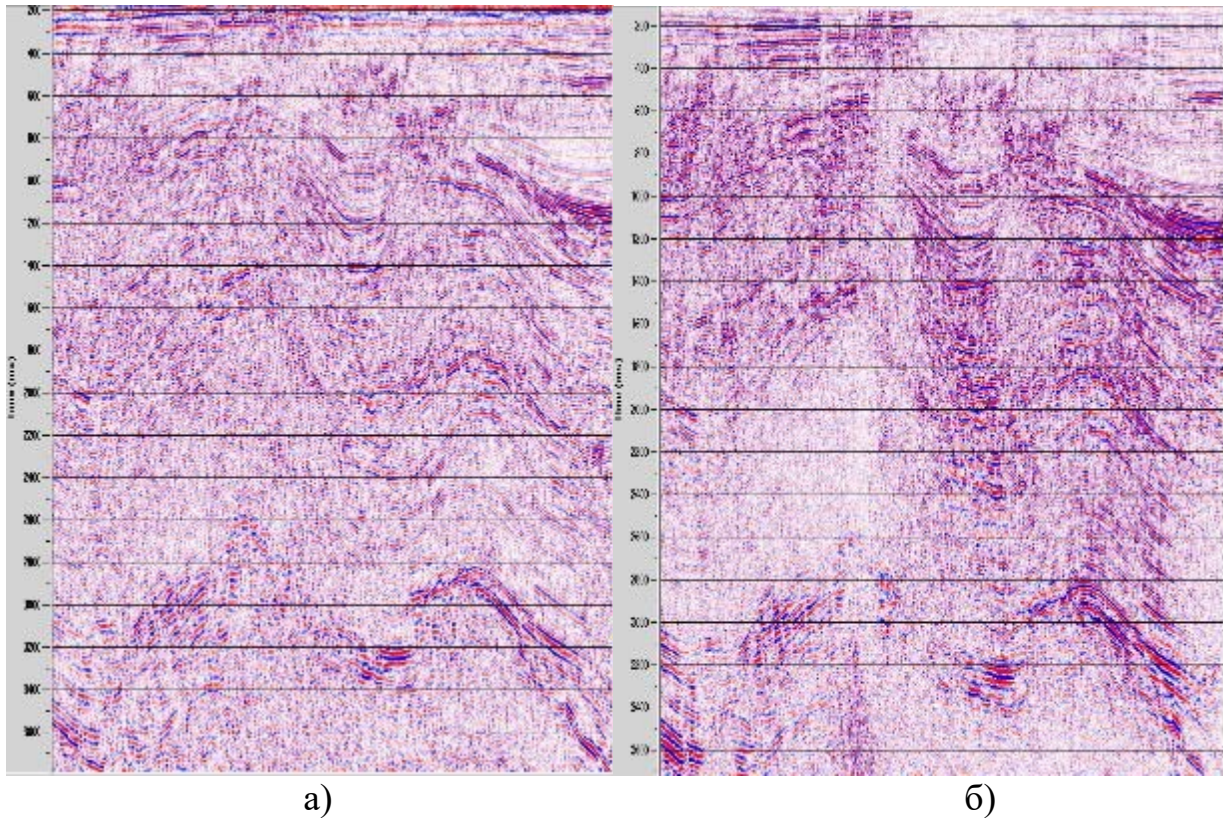


Рисунок 3.68 – Фінальні часові розрізи по профілю 406096 (структура Субботіна), а) часовий розріз отриманий за стандартною методикою обробки; б) часовий розріз отриманий за методикою обробки зі 3Д

3.2 Сейсмічні дослідження 3D

3.2.1 Батиметричні системи досліджень

3.2.1.1 Батиметричні системи

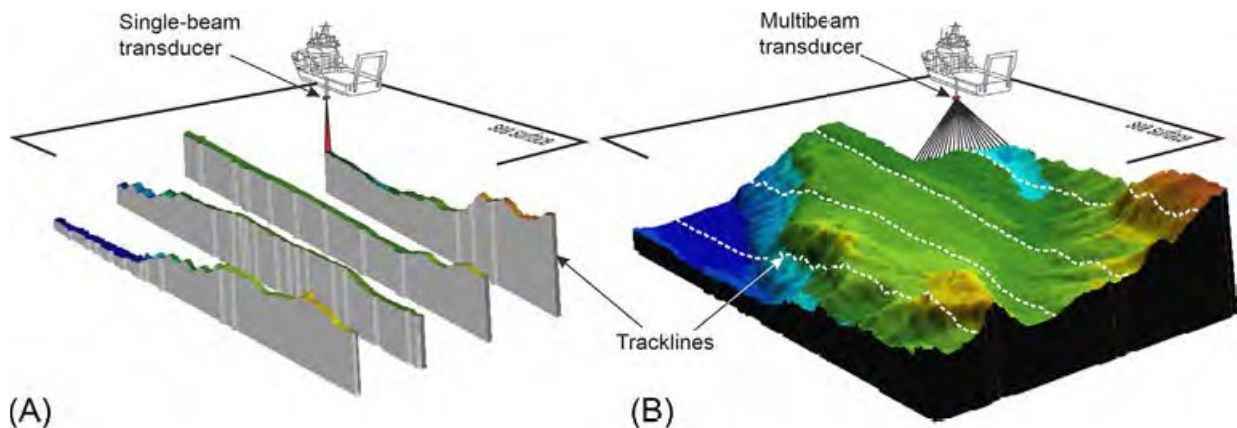
Акустичні системи, що використовуються для вимірювання глибини океану (батиметрії), відомі як системи ехолотів. Вимірювання батиметрії є одним з фундаментальних морських спостережень і необхідне під час встановлення морських платформ (навіть тимчасових) і підводних трубопроводів, а також для досліджень морських розкопок. Глибина води також може бути використана при обробці сейсмічних даних за допомогою спеціальних методів послаблення багатократних хвиль. Ехолоти можна класифікувати як однопроменеві та багатопроменеві системи залежно від кількості акустичних променів, які вони використовують [Dondurur 2018]. У таблиці 3.2 наведено загальні технічні характеристики обох систем.

Однопроменеві ехолоти випромінюють лише один вертикальний промінь у напрямку морського дна і використовують час прибуття променю для розрахунку профілю глибини води безпосередньо під кілем вздовж маршруту судна. На рис. 3.69, а) схематично показано промінь, що використовується в однопроменевих ехолотах. Звичайний однопроменевий ехолот реєструє час проходження променю, який генерується датчиком, встановленим на корпусі судна, і, як правило, для перетворення часу прибуття променю в глибину води використовується одна усереднена швидкість водяного стовпа. Той самий датчик, що використовується для генерації акустичного сигналу, також використовується для отримання зворотного ехосигналу. В аналогових реєстраторах обчислена глибина води після підсилення виводиться на термопринтер або записується на диски в цифровому вигляді в цифрових системах [Dondurur 2018].

Багатопроменеві ехолоти - це найсучасніші батиметричні системи, які використовують більше одного променю для картографування не тільки глибин під кілем, а й батиметрії вздовж обох бортів судна. Вони використовують кілька променів для однієї смуги, що випромінюються під різними кутами від датчиків, що називається пінгом. На рис. 3.69, б) схематично показано промені, що використовуються в багатопроменевих ехолотах, і приклади отриманих даних. Сучасні багатопроменеві ехолокатори використовують понад 500 променів на пінг, які утворюють віялоподібну зону сканування, що простягається в обидва боки судна. Пінги складаються з певної кількості променів, кожен з яких несе інформацію про глибину з певної точки морського дна. Кут випромінювання променів є досить критичним і повинен бути скоригований на рухи судна (а отже, і датчика). Тому в процесі формування для кожного променю при кожному пінгу враховуються тривимірні переміщення судна, отримані від датчиків руху в реальному часі. Деякі системи використовують окремі датчики для передачі та прийому променів.

Таблиця 3.2 – Технічні характеристики однопроменевих та багатопроменевих ехолотів, що використовуються для отримання батиметрії морського дна

Система	Частота (кГц)	Глибина проникнення (м)	Застосування
Однопроменевий ехолот	10–40	Немає	Глибина води під кілем Бульбашки газу на 1D профілі 2D батиметрія
Багатопроменевий ехолот	10–500	Немає	Глибина води з ділянки проміру Бульбашки газу на 2D поверхні 3D батиметрія Відбивна здатність морського дна Геологічне картування Підводна археологія Інспекція трубопроводу



Рисунки 3.69 – Схематичне зображення застосування: а) однопроменевого та б) багатопроменевого ехолотів та отриманих даних [Dondurur 2018]

Вертикальна (глибинна) роздільна здатність багатопроменевих ехолотів дуже висока, порядку декількох сантиметрів. Горизонтальна роздільна здатність визначається в напрямку вздовж траси (паралельно до лінії обстеження) і поперек траси (перпендикулярно до лінії обстеження). У сучасних багатопроменевих ехолотах відстань між променями на морському дні підтримується постійною, в результаті чого отримується зображення морського дна з дуже високою роздільною здатністю, яке відбирається через досить регулярні інтервали у 2D. Як вертикальна, так і горизонтальна роздільна здатність багатопроменевих батиметричних карт порівняно з однопроменевими є вищою.

На додаток до інформації про глибини, багатопроменеві системи можуть також надавати морфологічне відображення відкладів морського дна, подібне до того, що отримується за допомогою гідролокатора бокового огляду, відоме як карта відбивної здатності. Основна концепція відбивної здатності полягає у вимірюванні та реєстрації амплітуди відбитого променя на додачу до часу прибуття, щоб розрізнити типи відкладів морського дна з різними характеристиками відбивної здатності. Таким чином, карти відбивної здатності можуть бути використані для розрізнення варіацій типів відкладів морського дна та їх класифікації на великих територіях шляхом картографування зон з низькою та високою відбивною здатністю.

Сучасні багатопроменеві ехолоти реєструють не лише амплітуди променів, відбитих від морського дна, але й амплітуди, можливо, відбиті від цілей у товщі води. Такі характеристики відбору проб з товщі води дають чудову картину просочування активного газу з осадових порід у морську воду. Картування та моніторинг таких гарячих точок надає нафтогазовій галузі важливу інформацію про вуглеводневий потенціал досліджуваної території.

3.2.1.2 Гідролокатор бокового огляду

Гідролокатор бокового огляду - це система, яка забезпечує високу роздільну здатність морфології морського дна з обох боків шляху судна. Дані гідролокатора, які часто називають сонографами, отримують за допомогою пари датчиків, встановлених на глибоководному буксирі, один для лівого борту, а інший - для правого борту. У таблиці 3.3 наведено загальні характеристики гідролокаційних систем бокового огляду. Запис гідролокатора використовується для різних цілей, головним чином для виявлення морфологічних змін (таких як великі або малі схили) і природних або штучних об'єктів (таких як витоки газу або трубопроводи) на морському дні [Dondurur 2018].

Таблиця 3.3 – Технічні характеристики гідролокаторів бокового огляду, що використовуються для отримання морфології морського дна

Система	Частота (кГц)	Глибина проникнення (м)	Застосування
Гідролокатор бокового огляду	10–1000	Немає	Морфологія морського дна Газові бульбашки в 2D Відбивна здатність морського дна Геологічне картування Підводна археологія Цілі в товщі води Інспекція трубопроводів

На рис. 3.70 схематично показано принцип збору даних гідролокатором бокового огляду. Обидва датчики використовують один промінь, який є дуже вузьким у горизонтальній площині (приблизно 1 градус) і широким у вертикальній площині (приблизно 40 градусів). Гідролокатор бокового огляду надає морфологічні дані з морського дна з дуже високою роздільною здатністю. Оскільки він використовує високочастотний акустичний сигнал, обов'язковим є розміщення датчиків на глибоководному буксирі незалежно від 3D-рухів судна, що значно підвищує якість даних. Буксирування датчиків на певній висоті від морського дна також гарантує, що на сигнал менше впливають неоднорідності в товщі води. Висота буксира від морського дна підтримується постійною завдяки роботі лебідки гідролокатора бокового огляду, яка використовується для регулювання довжини буксирного троса в реальному часі під час зйомки. Загальна довжина троса залежить від глибини і швидкості зйомки. Висота буксира підтримується в діапазоні від 10% до 20% від загального радіусу дії гідролокатора, а витяг троса відповідно регулюється під час зйомки, коли глибина води змінюється вздовж маршруту [Dondurur 2018].

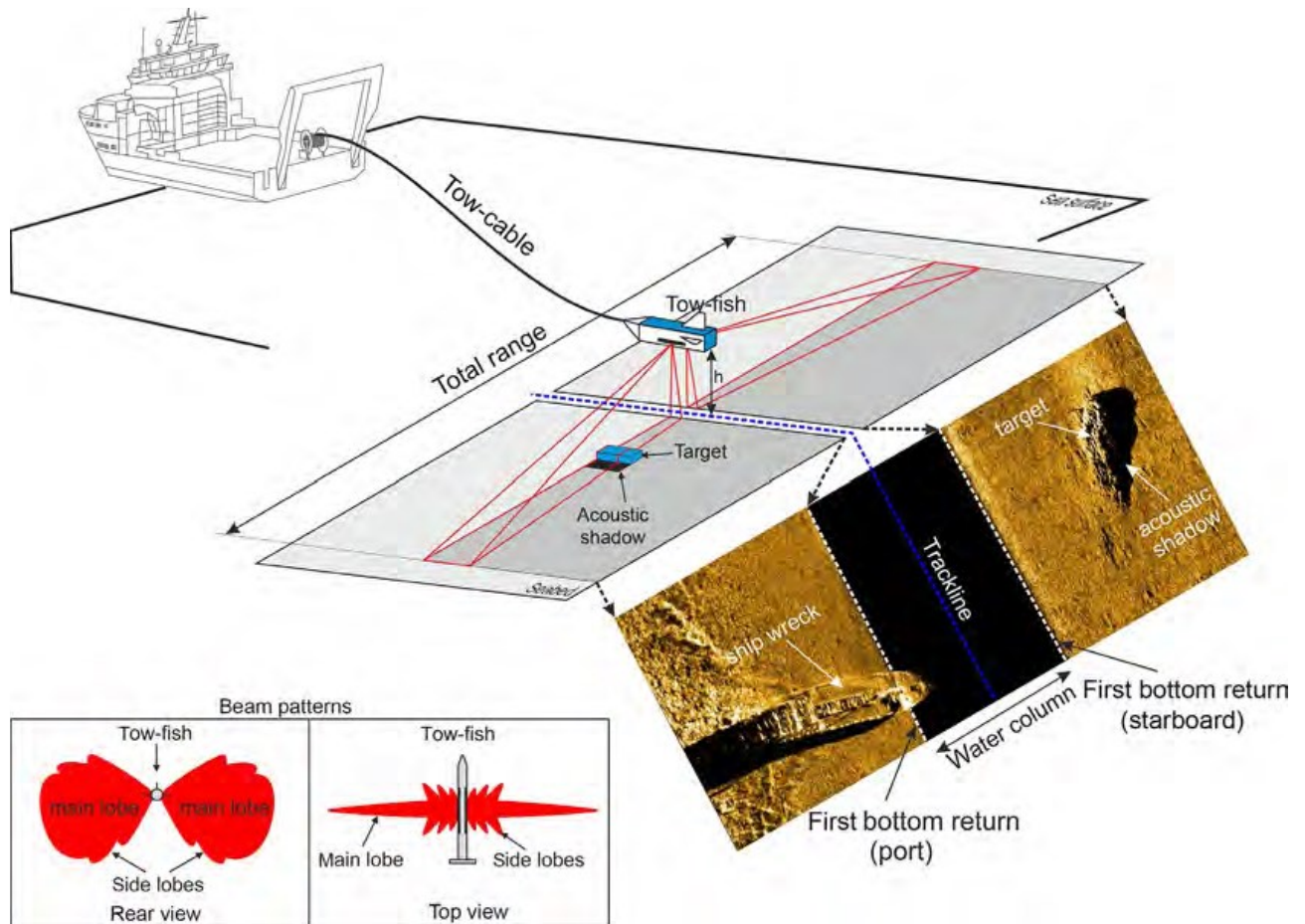


Рисунок 3.70 – Схематична ілюстрація збору даних гідролокатора бокового огляду та концептуальна діаграма спрямованості гідролокаційного перетворювача; h - висота буксированого риболовецького судна. Приклад сонарних даних (сонограма) [Ozdogan 2016]

Максимальна відстань запису називається діапазоном гідролокатора. Зазвичай відстані вимірюються вздовж нахилоного діапазону від датчиків і не відповідають горизонтальним відстаням, але можуть бути переведені в горизонтальні після спеціальної поправки, яка називається поправкою на нахил діапазону.

Сигнал, що повертається до буксировального пристрою гідролокатора, називається зворотним розсіюванням, а не відбиттям, і складається з енергії, розсіяної назад через шорсткість частинок осаду на морському дні. Ця шорсткість діє як дифрактор, який розсіює енергію в усіх напрямках, включаючи напрямок буксира. Більша частина випромінюваної датчиками енергії

відбивається від напрямку буксирувального пристрою, оскільки кут відбиття дорівнює куту падіння. Однак завжди буде деяка кількість зворотно розсіяної енергії, яка повертається до буксирувального пристрою, сприймається датчиками і реєструється блоком реєстрації гідролокатора. Амплітуда зворотного розсіювання є основною інформацією, яку отримує і реєструє гідролокаційна система, і використовується для розрізнення різних типів донних відкладів, оскільки амплітуда зворотного розсіювання (на додаток до топографії морського дна) безпосередньо пов'язана з розмірами частинок (шорсткістю) і складом донних відкладів. Наприклад, загальний порядок шорсткості відкладів від низької до високої може бути таким: глина, мулиста глина, мул, мулистий пісок, дрібний пісок і крупний пісок. Отже, кожен з цих різних складів відкладів розсіює різну кількість енергії назад до буксирувального пристрою, і тому на сонограмах вони виглядають різними сірими відтінками [Dondurur 2018].

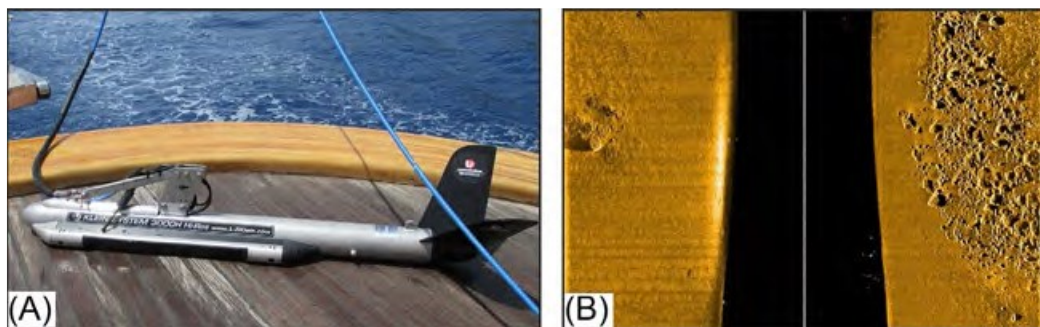


Рисунок 3.71 – а) Гідролокатор-буксир і б) запис гідролокатора мілководного бокового сканування, що показує дрібні валуни на піщаному морському дні. Частота гідролокатора становить 455 кГц, а дальність дії - 50 м з кожного боку. Дані [Ozdogan 2016]

Кожне випромінювання сигналу називається пінгом. Сонограми складаються з декількох послідовних пінгів уздовж маршруту буксирувального пристрою, а відбивна здатність морського дна демонструється у вигляді карт сірих відтінків, які пропорційні амплітуді сигналу, що повертається [Dondurur 2018]. Зазвичай використовується 8-бітове відображення у відтінках сірого, що дозволяє використовувати 256 різних відтінків сірого між чорним і білим. Загалом, високоамплітудне повернення (тобто високе зворотне розсіювання)

відображається чорним кольором, і навпаки. Сучасне програмне забезпечення для збору та обробки даних пропонує використання різних колірних схем для відображення сонограм для кращого аналізу дрібномасштабних цілей. Цілі з позитивним рельєфом на морському дні перешкоджають проникненню сигналу назад, утворюючи тіньову зону без амплітуди, що дозволяє розрізнити цілі, а також їхню висоту від морського дна. На практиці гідролокаційні дані збираються вздовж кількох паралельних ліній з певним перекриттям (наприклад, 10% від діапазону гідролокатора). Наприкінці дослідження ці паралельні лінії об'єднуються для отримання однієї великої карти відбивної здатності морського дна, яка називається гідролокаційною мозаїкою. Рис. 3.71 а) Гідролокатор-буксир і б) запис гідролокатора мілководного бокового сканування, що показує дрібні валуни на піщаному морському дні. Частота гідролокатора становить 455 кГц, а дальність дії - 50 м з кожного боку. Дані [Ozdag 2016].

Як і у випадку з багатопробеневими ехолотами, горизонтальна роздільна здатність гідролокатора бокового огляду визначається в напрямках уздовж і поперек траси. Роздільна здатність уздовж траси - це мінімальна відстань, на якій дві паралельні цілі на морському дні, що лежать уздовж лінії обстеження, можна розрізнити як два окремі об'єкти. Аналогічно, роздільна здатність поперек траси визначається як мінімальна відстань, на якій дві паралельні цілі на морському дні, що лежать перпендикулярно до лінії обстеження, можуть бути виявлені як два окремі об'єкти. Роздільна здатність у поперечному напрямку залежить від ширини променя, частоти сигналу і тривалості імпульсу, тоді як роздільна здатність уздовж траси залежить від частоти опитування і швидкості обстеження [Dondurur 2018].

3.2.2 Гідрофони та сейсмокоси

У наземній сейсміці сигнали відбиття сприймаються геофонами і після перетворення в електричні сигнали передаються на реєстратор. У морській сейсміці амплітуди відбиття визначаються спеціальними датчиками -

гідрофонами, які реагують на коливання тиску у товщі води. Вони складаються з керамічних п'єзоелектричних елементів, які вигинаються під впливом хвилі тиску, а отже, генерують електричну напругу між поверхнями керамічних елементів (рис. 3.72 а)). Ця напруга і є власне сейсмічним сигналом, який реєструється сейсмічним реєстратором.

Оскільки гідрофони чутливі до змін тиску в товщі води, вони також отримують ефект прискорення коси під час буксирування, оскільки рух коси в океані також викликає постійний тиск на гідрофони. Це односторонній ефект, і він діє тільки в напрямку буксирування. Для того, щоб скасувати ефект прискорення коси, два однакові п'єзоелементи з'єднуються в зворотних напрямках, щоб сформувати один гідрофон (рис. 3.72 б)). Оскільки прискорення є одностороннім полем тиску, воно генерує позитивну напругу на одному п'єзоелементі і навпаки для іншого елемента, оскільки вони з'єднані один з одним у зворотному напрямку. Ця форма відома як гідрофон, що скасовує прискорення, і вона в кінцевому підсумку скасовує прискорення коси, коли дроти з напругою з'єднані паралельно. Хвилі тиску від відбитих сигналів, однак, генерують позитивну напругу на поверхнях обох елементів, а отже, підсилюють один одного. На рис. 3.72 в) показано гідрофон, розміщений у косі, заповненій рідиною.

Кілька гідрофонів розташовані через рівні проміжки по довжині довгого буксирного кабелю, який називається косою. Діаметр сучасних сейсмокос становить приблизно 5 см, а їхня загальна довжина коливається від кількох метрів для одноканальної зйомки до 12 км для традиційної розвідки вуглеводнів. Довжина кос поступово збільшувалася з часом залежно від типу і глибини залягання підземного об'єкта. Враховуючи загальну довжину кос для одного розгортання, типове 3D-судно може буксирувати понад 100 км активної ділянки коси для проведення однієї 3D-розвідки [Dondurur 2018].

Коси виготовляються у вигляді приєднаних двонаправлених секцій довжиною 75, 100 або 150 м, відомих як активні секції, що дозволяє легко

здійснювати ремонт, технічне обслуговування і заміну пошкодженої секції косинки. Кілька активних секцій з'єднуються між собою, утворюючи повну багатокілометрову сейсмічну косу. Під час запису даних косу буксирують на заздалегідь визначеній глибині у воді, зазвичай на 7-15 м нижче поверхні моря для звичайної зйомки для пошуку вуглеводнів і на 3-5 м для зйомки з високою роздільною здатністю. Після розгортання коси зазвичай залишаються у воді від кількох тижнів до кількох місяців, залежно від масштабу проекту.

Коси закінчуються мертвими секціями, зазвичай довжиною 50-100 м, які називаються розтяжками, що мають таку ж структуру, як і активні секції, але не мають гідрофонів. Розтягнуті секції ізолюють активні секції кос від шумів, що виникають від руху води навколо підводних кабелів, механічних шумів кабелю від коливань швидкості буксира, робочих шумів суднових механізмів і вібрацій від хвостових буїв. Розтягнута секція в основному дуже схожа на активну секцію коси, але силові елементи розтягнутої секції, як правило, виготовляються з більш еластичного матеріалу. Незважаючи на те, що вони досить ефективні для послаблення вищезгаданих типів шуму, особливо з частотою нижче 8 Гц, вони можуть мати проблеми з екологією і безпекою, оскільки виготовляються як секції, заповнені рідиною. На додаток до активних секцій і секцій розтягування, сучасні макети кос містять кілька інших компонентів, таких як ведучі кабелі, модулі оцифрування, з'єднувачі, блоки живлення хвостового буя, блок допоміжних каналів тощо. Вони також включають декілька зовнішніх пристроїв, в основному для цілей позиціонування, таких як птахи-контролери глибини, рульові пристрої, акустичні рейнджери тощо. Живлення, необхідне для роботи цих систем, забезпечується проводкою всередині коси або батареями, що входять до складу зовнішніх пристроїв [Dondurur 2018].

Виробництво кос і гідрофонів - досить складна робота, і сьогодні у світі існує кілька інноваційних компаній, які виробляють малощумні коси та гідрофони:

Sercel (1C і 3C цифрові монолітні коси);

ION Geophysical (цифрові монолітні коси);

HydroScience Technologies Inc. (цифрові монолітні коси);

Geometrics (Аналогові наповнені рідиною/тверді коси);

Teledyne (Гідрофони, цифрові/аналогові наповнені рідиною коси).

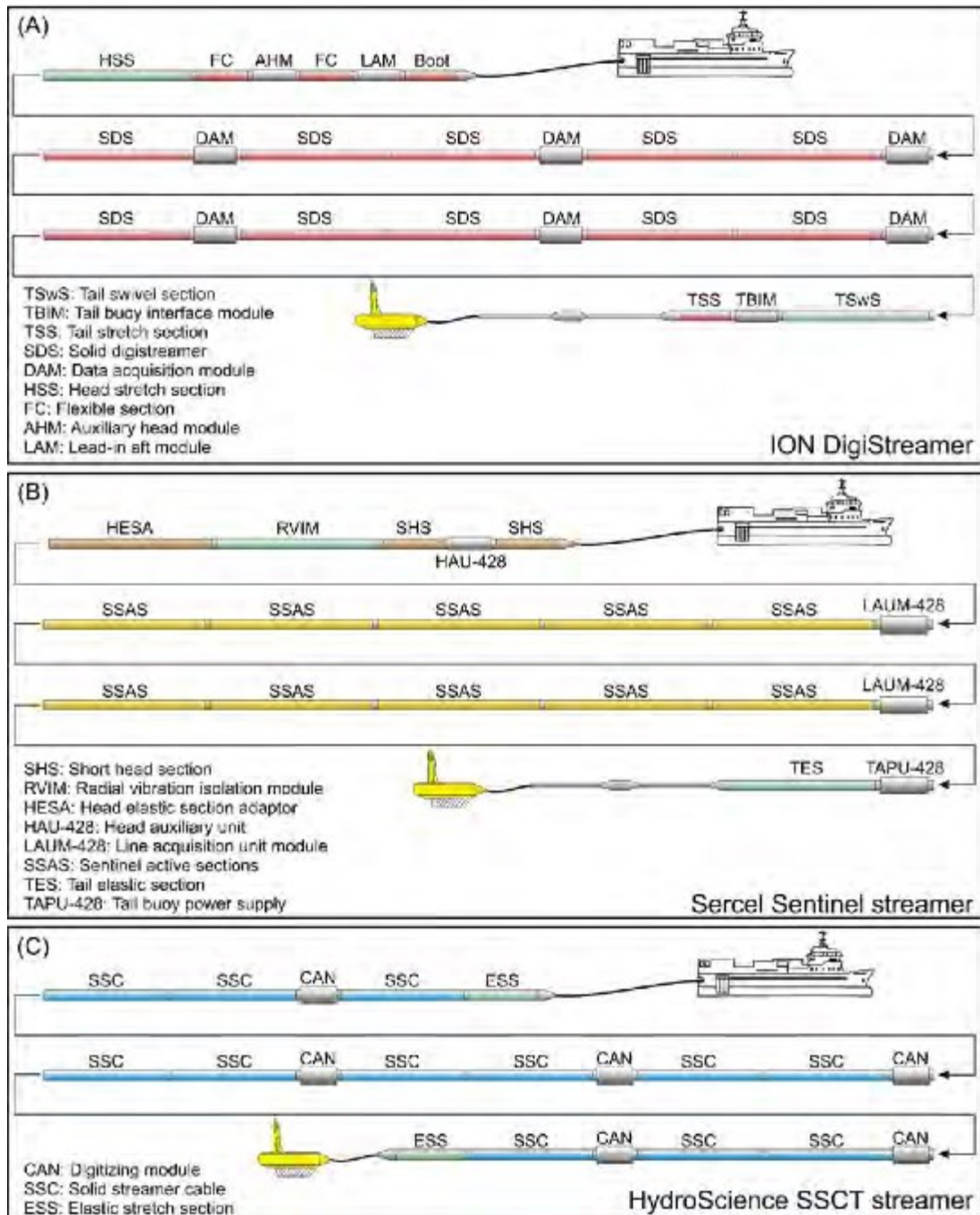


Рисунок 3.72 – Основні компонування кос виробництва (А) ION Geophysical, (Б) Sercel та (В) HydroScience Technologies Inc [Dondurur 2018]

Коси можна поділити на аналогові та цифрові. Аналогові коси передають сейсмічні амплітуди у вигляді електричних сигналів на реєстратори, а дані оцифровуються за допомогою 24-розрядного аналого-цифрового (АЦП) перетворювача в записуючому обладнанні. Сьогодні малогабаритні аналогові коси все ще широко використовуються для отримання сейсмічних даних з високою роздільною здатністю по одній трасі для обстеження ділянок. Сучасні коси, що використовуються для розвідки і розробки родовищ у вуглеводневій промисловості та науці, є цифровими косами, в яких сигнал, що сприймається, оцифровується всередині коси і передається на реєстратор у цифровому вигляді. Процес оцифрування підтримується оцифровувачами або модулями, встановленими між активними секціями коси через певні проміжки часу, і немає необхідності в додатковому АЦП на реєстраторі. Цифрові коси мають низку переваг порівняно з аналоговими. Діаметр цифрових кос значно менший, оскільки для передачі цифрових даних на магнітофон не потрібно прокладати всередині коси окрему лінію передачі для кожного каналу запису, як у випадку з аналоговими косами. Це дозволило виготовляти коси зі значно меншим діаметром, а також з'явилася можливість намотувати довші коси на котушки суден.

Сьогодні у сейсмічній розвідці використовують три типи кос: наповнені рідиною коси, наповнені гелем коси, тверді коси. Падаюча енергія, відбита від поверхні моря, називається «ghost» і виникає як на стороні джерела, так і на стороні приймача. Фантомні відбиття спричиняють конструктивні та деструктивні завади у відбитих сигналах і призводять до ослаблення амплітуд певних частотних смуг спектра. Ці вузькі смуги в спектрі називаються паразитними вирізами, і вони значно обмежують високочастотну частину амплітудного спектра і сильно знижують роздільну здатність даних, зменшуючи таким чином доступну смугу пропускання. Видалення фантомних сигналів із записаних даних забезпечує вищу роздільну здатність, покращуючи амплітудний спектр. Дані з набагато вищою роздільною здатністю, так звані широкосмугові

сейсмічні дані, можна отримати, встановивши додаткові датчики на буксировану косу на додаток до звичайних гідрофонів тиску для усунення паразитних сигналів. Протягом останнього десятиліття технологія буксування мультисенсорних кос перебуває в стадії розробки. В даний час на ринку існує три типи мультисенсорних систем реєстрації [Dondurur 2018]: GeoStreamer (PGS); Sentinel MS (Sercel); IsoMetrix (Schlumberger).

Ці системи реєструють дані про тиск за допомогою гідрофона і одного або двох додаткових компонентів прискорення для поперечного і вертикального хвильових фронтів, щоб отримати вимірювання повного висхідного і низхідного сейсмічного хвильового поля. Результатом 3D-дегостингу є покращене широкосмугове підповерхневе зображення, яке використовується для картування з високою роздільною здатністю та моніторингу покладів. Ця технологія була розроблена PGS у 2007 році, коли вони представили свій перший мультисенсорну суцільну косу з гідрофонами і датчиками руху під назвою GeoStreamer, яка використовує двокомпонентну технологію для одночасного вимірювання як тиску, так і вертикальної складової швидкості частинок [Tenghamn et al., 2007], що використовуються для розкладання сейсмічного хвильового поля на висхідні та низхідні хвильові поля тиску і швидкості [Carlson et al., 2007]. Кінцевою метою є усунення ефекту фантомних відбиттів для отримання широкосмугових сейсмічних даних, і, використовуючи вимірювання декількома датчиками, цей підхід є досить простим: Висхідні хвильові поля тиску і швидкості мають однакову полярність.

На наведеному нижче графіку показано функцію фантомного тиску для двох різних глибин буксування - 6 м і 15 м. Окрім того, що на ньому показано, як зміна глибини змінює положення фантомних виїмок, він також ілюструє, що функція фантомного тиску на глибині 6 м послаблює низькі частоти набагато більше, ніж на глибині 15 м (помаранчевий колір). Отже, буксування на більшій глибині дозволяє нам записати більше низькочастотної інформації.

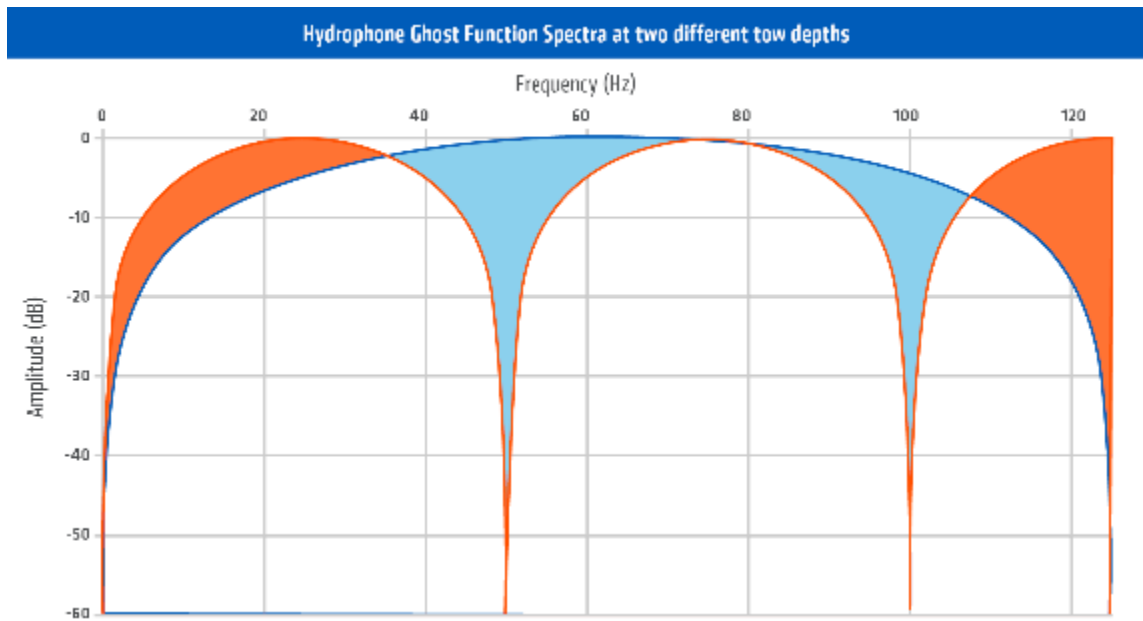


Рисунок 3.73 – Спектри функцій фантомного тиску для різних глибин

На рис. 3.73 зображені функції фантомного тиску для різних глибин. Збільшення глибини з 6 м до 15 м призводить до того, що зазубрини, спричинені відбиттям від морської поверхні, зміщуються до нижчих частот (синій колір). Функція 6 м ослаблює низькі частоти набагато сильніше, ніж функція 15 м (помаранчевий).

Доповнюючі спектри відгуку дозволяють усунути фантомні відбиття приймача, об'єднавши записи датчиків тиску і вертикальної швидкості, як показано на рис. 3.74.

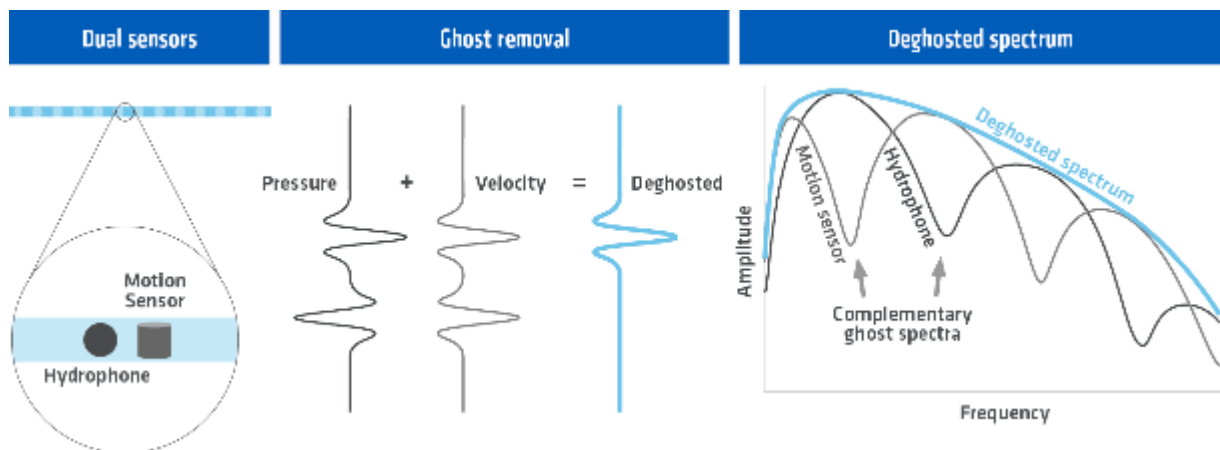


Рисунок 3.74 – Функції та спектри фантомних сигналів датчиків тиску та швидкості, що доповнюють один одного, як це використовується в GeoStreamer

Дегостинг за допомогою двох датчиків в GeoStreamer досягається шляхом локального розділення зареєстрованого сейсмічного сигналу на висхідні та низхідні хвильові поля. Наведені на рис. 3.75 сейсмограми ілюструють, що фантом приймача або падаюче хвильове поле містить відбиток форми поверхні моря, що відбиває сигнал, який буде різним для кожного знімка. Точне видалення мінливих у часі і просторі фантомних відбиттів приймача робить значний внесок у поліпшення повторюваності 4D-моніторингу і дає змогу виявляти менші за розміром 4D-сигнали.

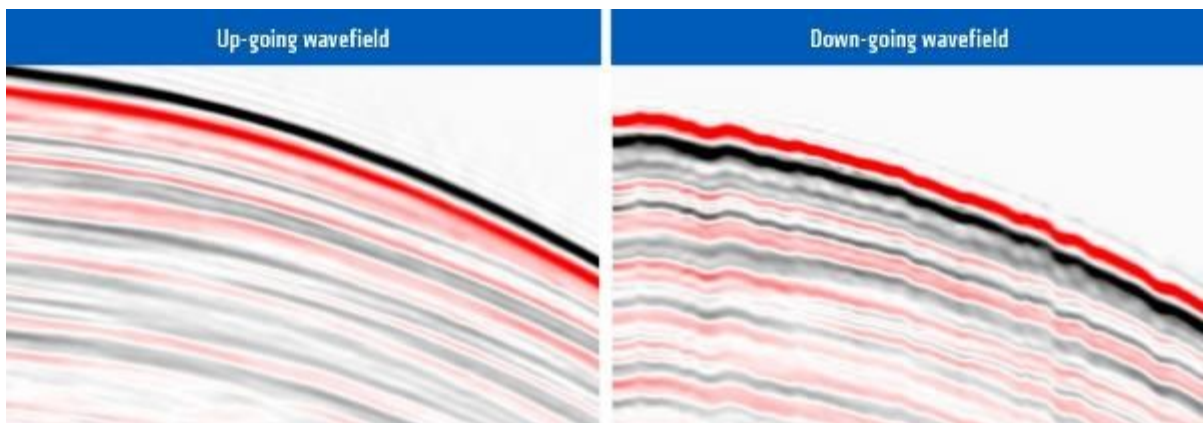


Рисунок 3.75 – Знімки розділених висхідних і низхідних хвильових полів тиску. Низхідне хвильове поле представляє всі фантомні відбиття приймача і показує відбиток форми морської поверхні, що відбиває хвилі

Використовуючи поточну конструкцію датчика GeoStreamer, найнижчі частоти, зазвичай нижче 15-20 Гц, які реєструються датчиком швидкості, не можуть бути використані. Це пов'язано з тим, що механічний шум стає значно більшим, ніж сейсмічний сигнал. Замість цього, для розрахунку очікуваного сигналу датчика швидкості на цих низьких частотах використовується запис буксированого на глибині високоякісного датчика тиску, який використовується для обчислення очікуваного сигналу датчика швидкості. Це можна зробити з упевненістю, оскільки частоти, на які впливають шуми, розташовані набагато нижче від першої позначки датчика тиску.

Після успіху GeoStreamer в останні роки були розроблені подібні багатокомпонентні суцільні коси. Sentinel MS - це радіально-симетрична

трикомпонентна (3C) суцільна коса з силовим елементом в основі. Вона містить гідрофон для вимірювання поля тиску, два ортогонально встановлені аналогові акселерометри для спрямованого вимірювання поперечного і вертикального хвильових фронтів, а також окремий датчик нахилу для корекції орієнтації датчиків для кожного каналу запису для отримання точних вертикальних і горизонтальних вимірювань. [Mellier et al. 2014] показали, що дані гідрофона розділяють сигнал і шум на дуже низьких частотах, тоді як дані акселерометра досить зашумлені на частотах до 24 Гц. Тому сигнал акселерометра використовується для реконструкції більш високочастотних компонентів, особливо тих, що втрачаються на фантомних виїмках, для ретельного підсумовування даних гідрофону та вертикального акселерометра.

Система IsoMetrix використовує технологію односенсорного тривісного мікроелектромеханічного акселерометра на сейсмічній косі Nessie-6 (Western Geco), яка вимірює тиск і прискорення, пов'язані з вертикальними і поперечними градієнтами поля тиску. Вимірювання прискорень використовуються для отримання градієнтів тиску для відновлення відсутніх частотних компонент на фантомних відбиттях і для згладжування в поперечному напрямку [Bunting et al., 2013]. Оскільки технологія IsoMetrix усуває ефект фантомних відбиттів, стає можливим буксирування коси на більшій глибині, що забезпечує більше низьких частот і розширює загальну смугу частот [Breistøl, 2015].

Запис за допомогою кос з двома сенсорами має кілька суттєвих переваг. По-перше, смуга пропускання даних значно розширюється за рахунок вилучення з амплітудного спектру фантомних відбиттів, що зрештою забезпечує значно вищу роздільну здатність і візуалізацію менших пасток у відносно складних стратиграфічних середовищах. Косу можна буксирувати на будь-якій глибині, і обмеження доступної смуги частот залежно від глибини залягання коси не є проблемою. Таким чином, використання технології суміщених датчиків тиску і руху також дозволяє операторам буксирувати коси глибше в тихішому і стабільнішому середовищі, щоб запобігти шуму з поверхні моря, що забезпечує

довший час роботи, навіть під час неспокійного моря, що призводить до менших простоїв. Глибше буксирування також забезпечує кращий запис низькочастотних амплітуд, що забезпечує краще висвітлення глибшої стратиграфії.

3.2.3 Повнохвильова інверсія

Теорія повнохвильової інверсії була вперше викладена [Tarantola 1984]. Метою FWI є створення швидкісної моделі земних надр, яка повністю пояснює всі сейсмічні хвильові поля, зафіксовані в реальних сейсмічних даних. На противагу цьому, звичайні методи обробки зазвичай використовують лише компоненту відбиття записаних даних для зображення підповерхневих шарів. До недавнього часу повні можливості FWI були недоступні через ітеративну природу FWI і обчислювальні вимоги для точного моделювання; FWI є надзвичайно обчислювально затратною. Генерування підповерхневих об'ємів з високою роздільною здатністю з використанням повної пропускну здатності записаних сейсмічних даних все ще може бути надто складним завданням навіть для сучасних «суперкомп'ютерів». Обчислювальні вимоги для FWI приблизно відповідають залежності четвертого ступеня. Подвоєння частоти змодельованих сейсмічних даних за допомогою FWI зазвичай вимагає в шістнадцять разів більше обчислювальних зусиль. Якщо FWI на частоті 2 Гц потребує «X» обчислювальних зусиль, то та ж процедура на частоті 64 Гц вимагатиме приблизно в мільйон разів більше обчислювальних зусиль. Хоча високочастотна повна еластична FWI все ще може виходити за межі можливостей наявних на сьогоднішній день обчислювальних потужностей, здається немає сумнівів, що цю проблему буде подолано в найближчому майбутньому. Враховуючи потенційні переваги, які може дати FWI в нашому розумінні надр, важливо вивчити, як слід планувати і проводити зйомку, якщо FWI має стати частиною подальшої обробки даних, і зрозуміти, чому звичайна геометрія зйомки може бути непридатною [Monk 2020].

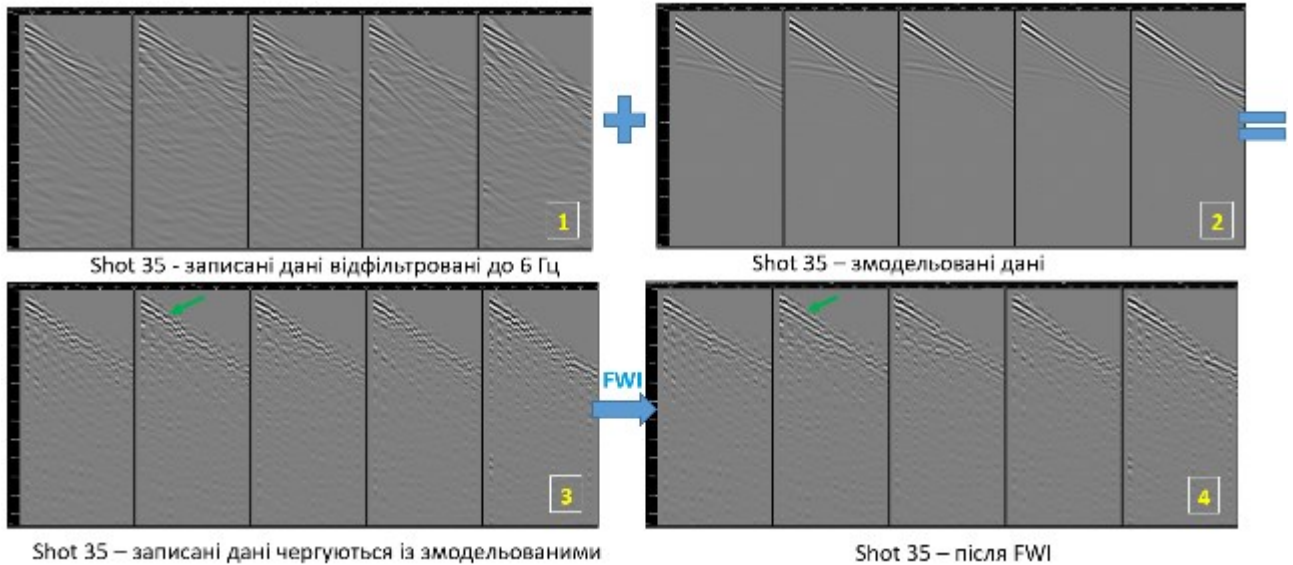


Рисунок 3.76 – Ітеративне виконання FWI на прикладі сейсмограм

Метою FWI є оцінка моделі властивостей підповерхневого шару таким чином, щоб сейсмічні дані, змодельовані на комп'ютері, відповідали фактичним польовим сейсмічним даним. Метод починається з початкової моделі підповерхневих швидкостей, яку зазвичай оцінюють за допомогою звичайних методів томографії. Потім використовується точна реалізація хвильового рівняння для моделювання очікуваних сейсмічних даних у всіх місцях розташування джерел і приймачів фактичних польових сейсмічних записів. Змодельовані сейсмічні дані порівнюються з фактичними польовими сейсмічними записами (Рис. 3.76), а розбіжність між змодельованими і польовими записами використовується для оновлення моделі властивостей надр. Ітераційний процес моделювання сейсмічних даних з оновленими моделями властивостей, порівняння з польовими даними і подальшого оновлення моделі з використанням розбіжностей виконується протягом декількох (або багатьох) ітерацій, поки змодельовані сейсмічні дані не будуть відповідати польовим записам.

Повнохвильова інверсія може кардинально змінити наше розуміння підповерхневого шару, реконструювавши модель поля швидкостей, яка точно пояснює записані сейсмічні дані. Приклад покращення показано на рисунку 3.77,

який ілюструє модель швидкості, отриману за допомогою високоточного томографічного моделювання (Рисунок 3.77 а) та підходу FWI (лише до 12 Гц, Рисунок 3.77 б). Збільшення роздільної здатності швидкісної моделі є очевидним; і, враховуючи ще більш високу частоту FWI, очевидно, що можливе ще більш повне розуміння підповерхневого шару, що може доповнити (або в деяких випадках навіть замінити) результат сейсмічної обробки записаних даних. На FWI також спостерігаються палео-канали, газові хмари, які чітко прослідковуються в полі швидкостей, а на часовому зрізі 1300м і розрізі бачимо чітку границю розлому, диференціацію та анізотропію швидкостей. Для того, щоб FWI був успішним, ми побачимо, що існують деякі фундаментальні аспекти записаної сейсміки, які є критично важливими:

- У сейсмічних даних повинні бути присутніми низькі частоти або початкова модель швидкості повинна містити точні компоненти з низькими хвильовими числами,
- Повна інверсія форми хвилі також забезпечується геометрією сейсморозвідки, яка має достатні виноси для реєстрації заломлень і обернених хвиль.

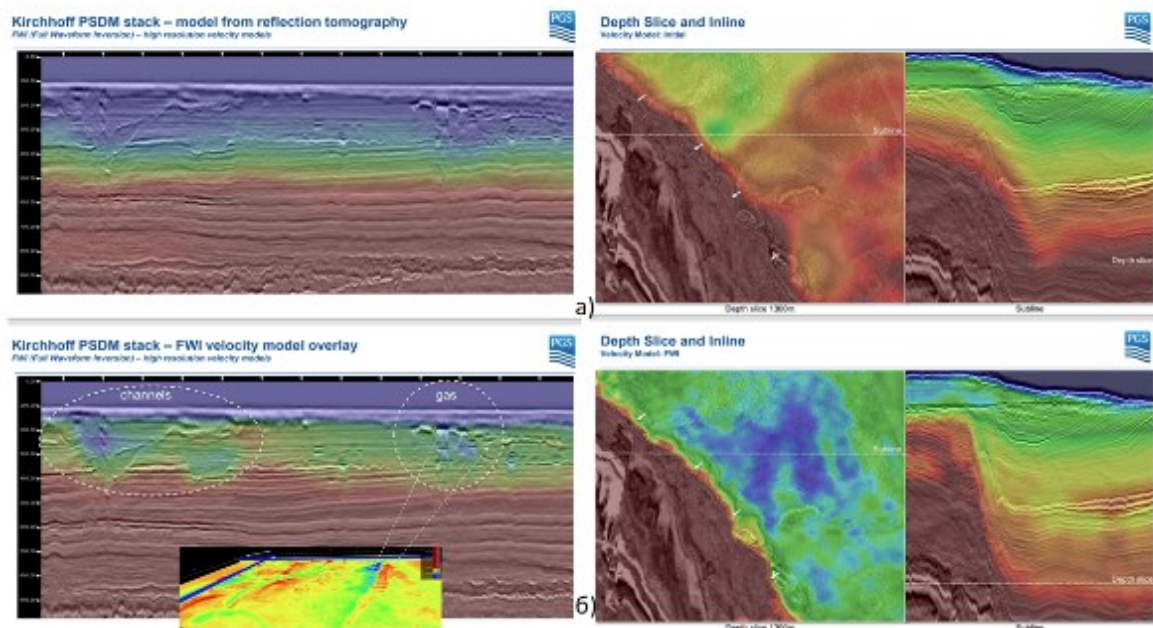


Рисунок 3.77 – Швидкісні моделі, отримані за допомогою (а) високоінтенсивної томографії та (б) FWI ~12 Гц

Впровадження довгих виносів (понад 8 000 м) і широкосмугової сейсмозв'язки дозволило реєструвати дані, які краще підходять для FWI в морському середовищі. Сучасні дані набагато краще підходять для цього, ніж типові застарілі набори морських даних.

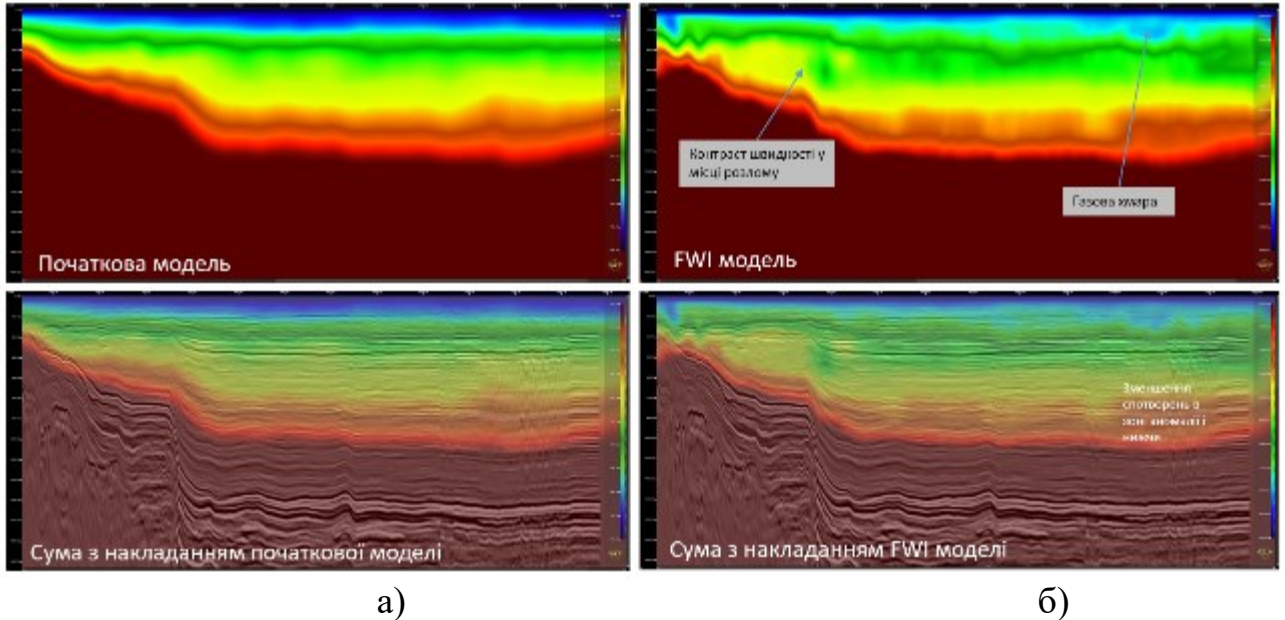


Рисунок 3.78 – Порівняння сейсмічних розрізів з накладеними швидкостями: а) початкової моделі після сейсмічної томографії; б) модель після FWI

FWI також допомагає зафіксувати контрасти швидкостей навколо зони розлому та ввести геологічну узгодженість у швидкісну модель. Вона здатна захоплювати малий контраст швидкостей навколо низькошвидкісної аномалії (газової хмари) і покращує структурну картину внизу за рахунок значного зменшення спотворень, спричинених газовою хмарою (Рисунок 3.78) [Tyshchenko et al., 2024].

Тривимірний FWI здатний відновлювати дрібномасштабну структуру швидкостей з роздільною здатністю, яка в два-чотири рази краща за звичайну часову томографію [Morgan et al., 2013], і може призвести до значного покращення розуміння профілю швидкостей у мілководному розрізі та загального покращення якості сейсмічних даних, але тільки якщо в даних

присутні необхідні виноси. При збільшенні частоти FWI зростає точність швидкісної моделі (Рис. 3.79, 3.80), але й значно зростає час розрахунку FWI.

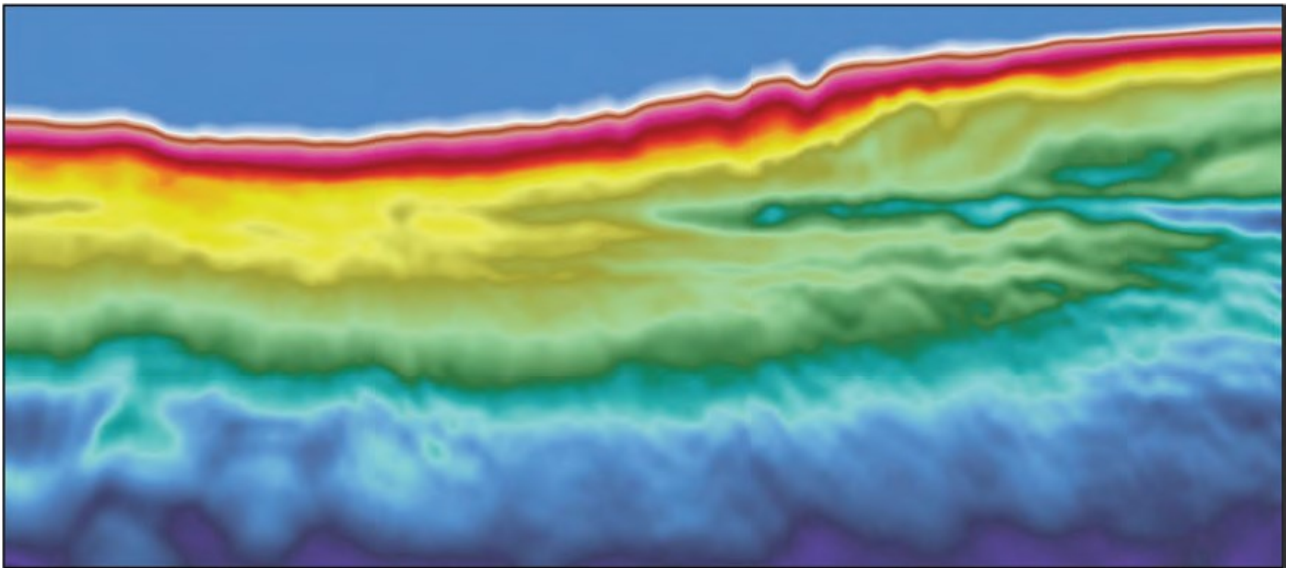


Рисунок 3.79 – Традиційна низькочастотна модель FWI [Monk 2020]

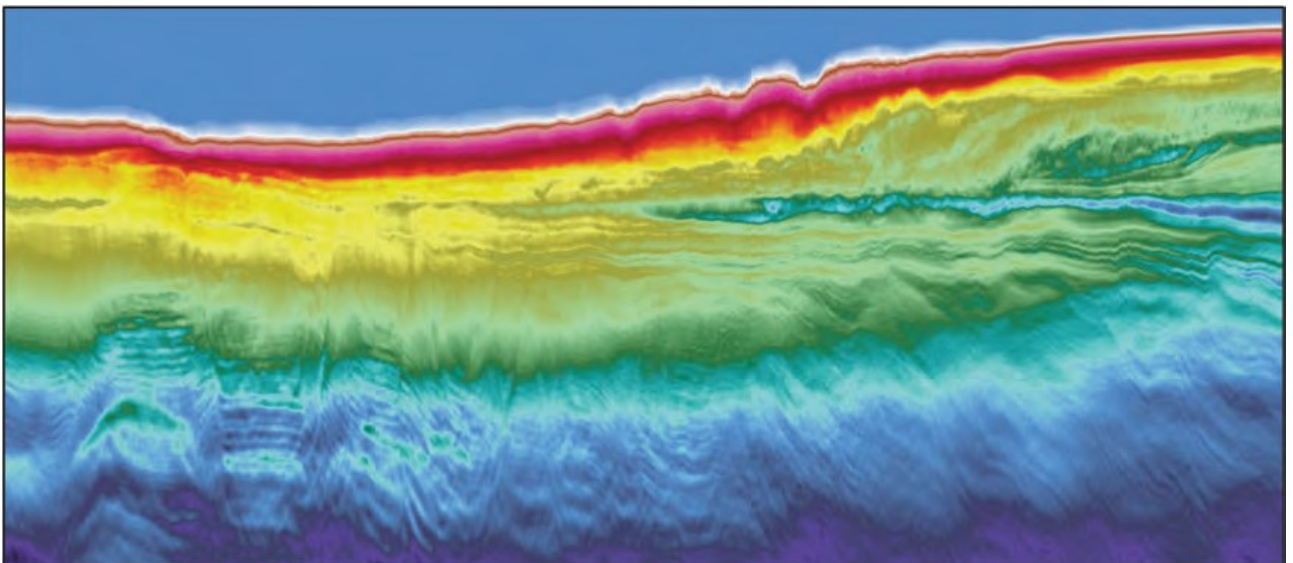


Рисунок 3.80 – Високочастотна модель FWI [Monk 2020]

3.2.4 Використання методів машинного навчання для послаблення шуму на сейсмічних матеріалах

Шум (завади) може впливати на якість сейсмічних даних, порушуючи геологічну цілісність кінцевого мігрованого зображення, тому його вплив слід мінімізувати. Якщо його не послабити належним чином, він може вплинути на амплітудні атрибути, призвести до труднощів під час кількісної інтерпретації

[Cambois, 2001; Ball et al., 2011] і призвести до неточної оцінки колектора (Klochikhina et al., 2020).

Шум може приймати різні форми. Ми розглянемо шум, що генерується на етапі міграції. Джерела шуму можуть бути найрізноманітнішими: залишковий імпульсний шум, кратні хвилі, неправильне розташування первинних хвиль через помилки в оцінці властивостей середовища, недостатня освітленість, спричинена обмеженнями при отриманні даних, та/або складні ефекти поширення, пов'язані з середовищем. У кожному випадку на мігроване зображення може впливати неоптимальна деструктивна інтерференція ізохрон міграції [Gardner et al. 1994], що призводить до забруднення даних когерентним шумом.

Для когерентного послаблення шуму, замість явного формулювання фільтрів, як у звичайних методах, застосовано підхід ШІ, який використовує глибоку згорткову нейронну мережу (CNN) для досягнення тієї ж мети. Основними компонентами CNN є згорткові фільтри, які ітеративно налаштовуються на етапі навчання для обробки артефактів і отримання чистих виходів із зашумлених входів. Навчені моделі потім використовуються для зашумлення сейсмічних зображень з польових експериментів.

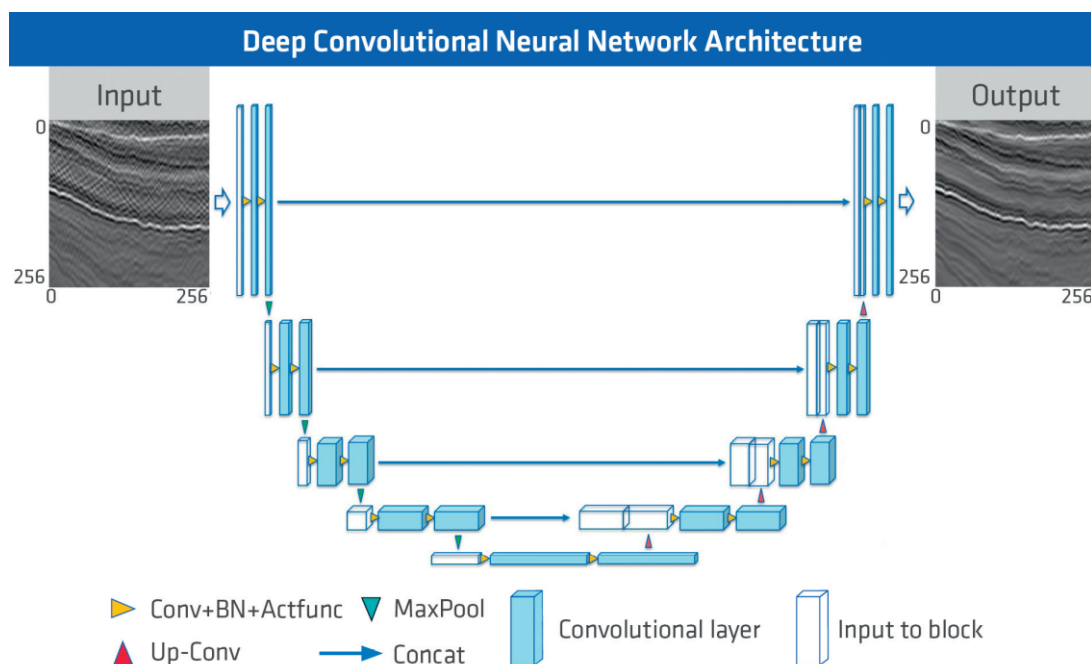


Рисунок 3.81 – Архітектура, що використовується для процесу глибокого навчання [Ronneberger та ін., 2015]

Серед широкого розмаїття мережевих архітектур, які зазвичай використовуються для знешумлення зображень у комп'ютерному зорі, архітектуру U-net [Ronneberger та ін., 2015] показала себе найбільш придатною для вирішення цієї задачі. На етапі тестування вона показала кращу збіжність, швидше навчання і вирішує проблему природним чином, оскільки дозволяє оперувати з різною роздільною здатністю об'єктів (Рисунок 3.81).

Архітектура складається з трьох частин: звуження (ліва гілка), вузьке місце (нижня частина) і розширення (права гілка). Кожен згортковий шар отримує вхідний сигнал і застосовує набір фільтрів 3×3 , а потім нелінійну функцію активації.

Здатність нейронної мережі до послаблення шумів була протестована на польовому наборі даних внутрішнього шельфу Дельфін 3D (Рис. 3.82-3.84), який був отриманий на мілководді в Чорному морі. Недостатнє освітлення і складне середовища спричиняють когерентний шум на зображеннях, які мають подібні сейсмічні характеристики, як і сигнал, який потрібно зберегти. Цей приклад демонструє здатність навченої мережі до успішного послаблення міграційного шуму без шкоди для роздільної здатності або структурної цілісності сейсмічного зображення - спостерігається покращення як у структурі, так і в амплітудній точності сейсмічного зображення.. Для навчання нейронної мережі використовувались лише синтетичні дані, тому наведений приклад демонструє здатність мережі до узагальнення за межами навчального набору даних.

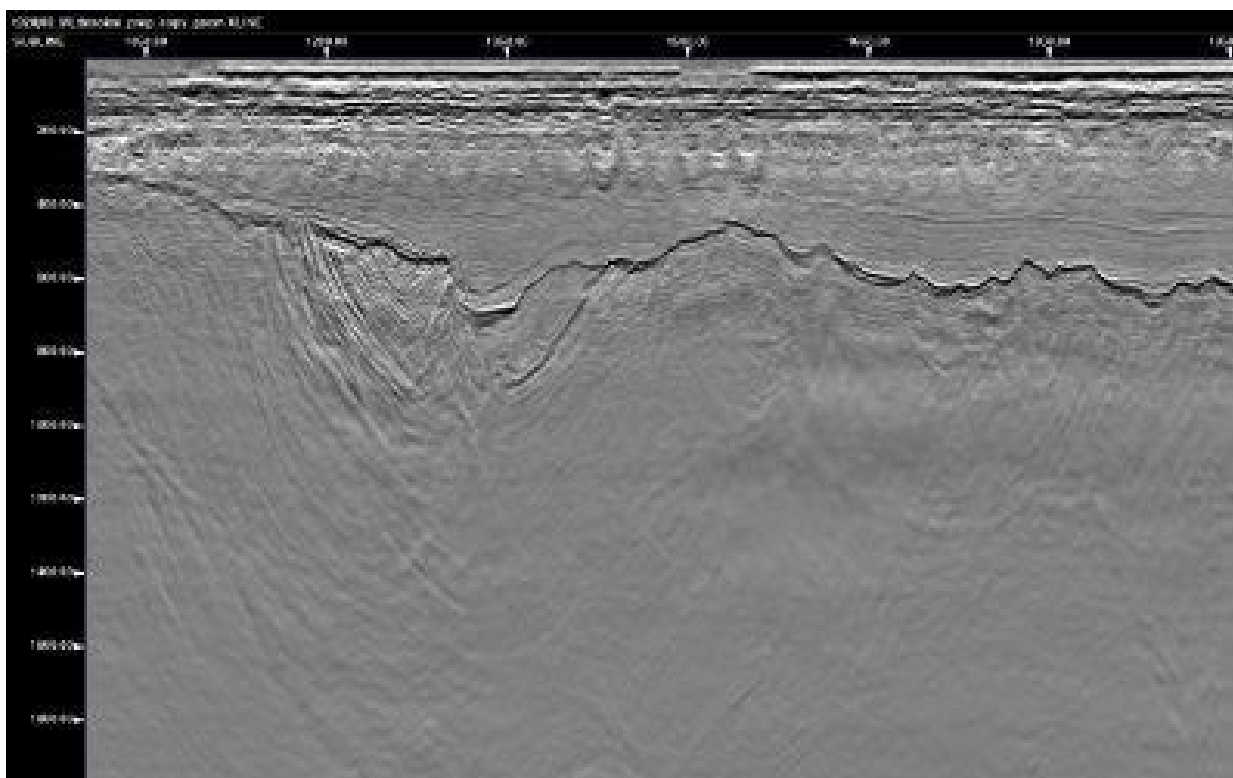


Рисунок 3.82 – Приклад сейсмічного розрізу до застосування послаблення міграційного шуму методом глибинного навчання нейронних мереж

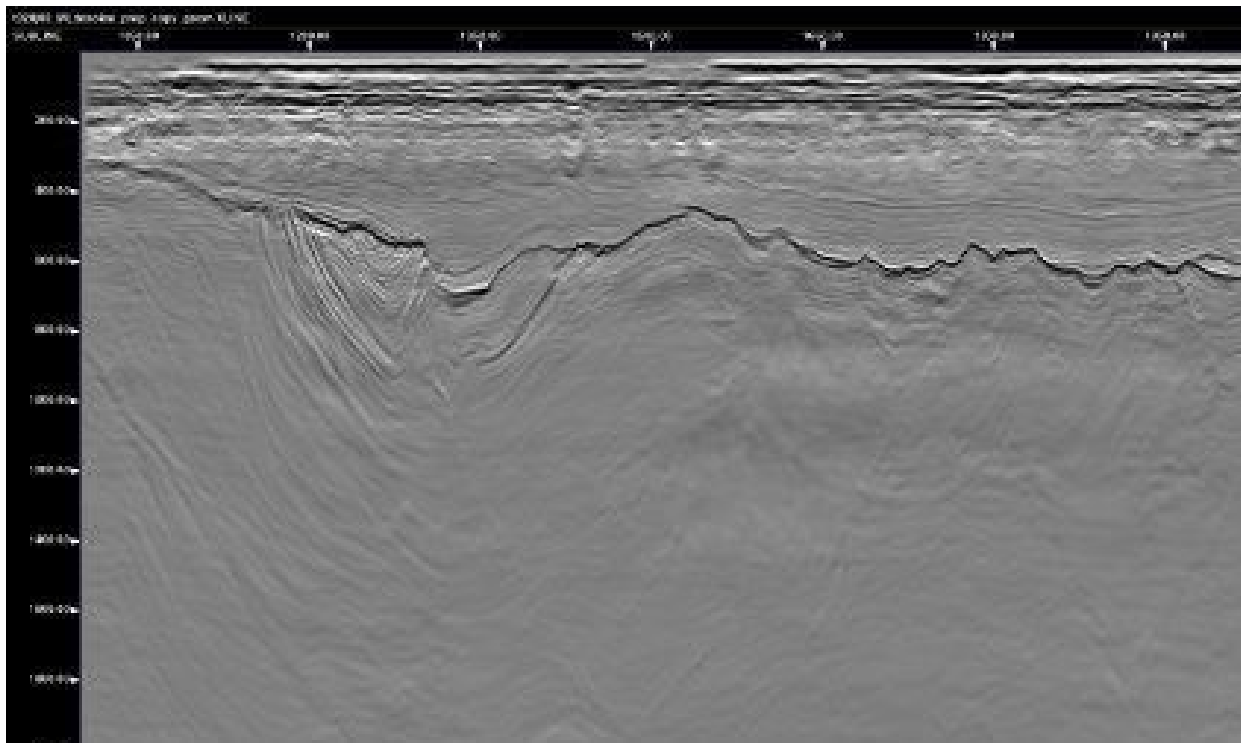


Рисунок 3.83 – Приклад сейсмічного розрізу після застосування послаблення міграційного шуму методом глибинного навчання нейронних мереж

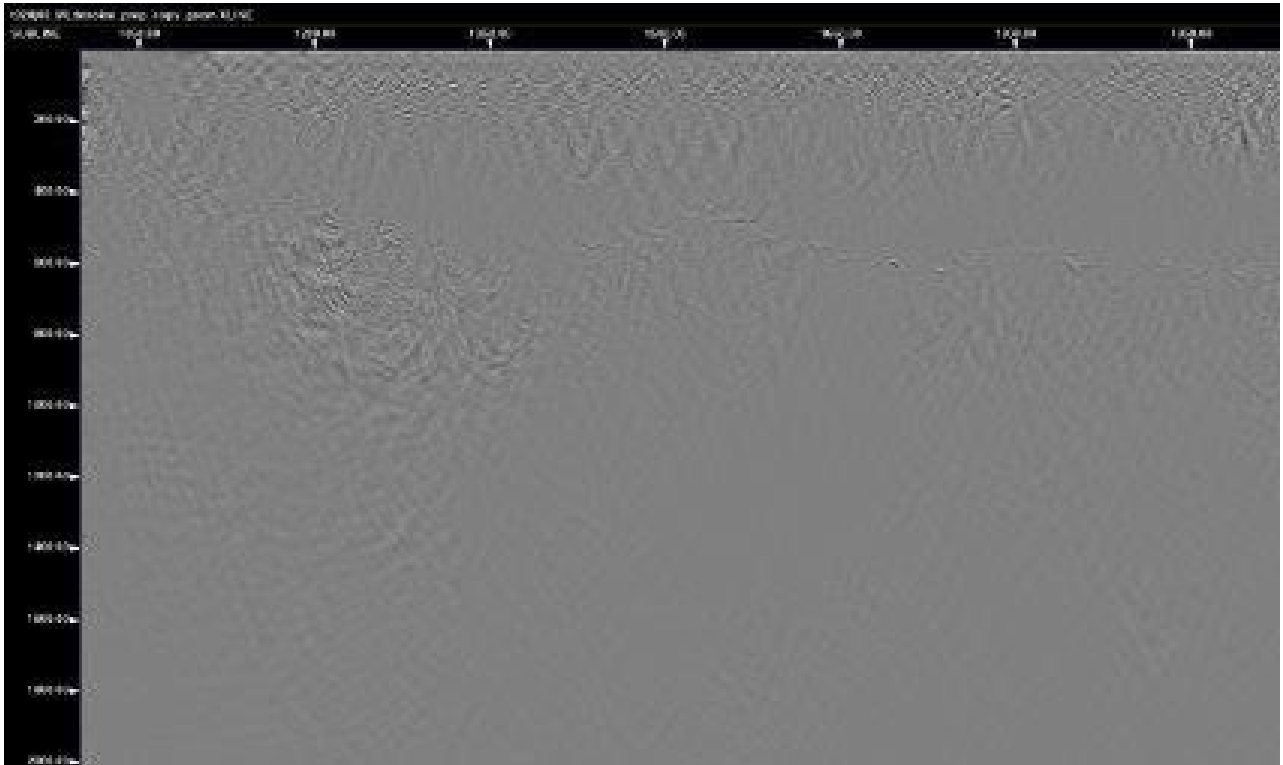


Рисунок 3.84 – Сейсмічний розріз різниці до та після застосування послаблення міграційного шуму методом глибинного навчання нейронних мереж

Демонструються можливості згорткової нейронної мережі щодо денойзингу, зокрема послаблення когерентного шуму, що утворюється під час процесу міграції. Форми шуму мають тривимірну природу. Однак кожна вхідна вибірка для навчання нейронної мережі була двовимірною, як і сам процес навчання. Незважаючи на це, можливість перенесення навченої мережі на нові польові дані демонструє значний потенціал, оскільки форми шуму, які потрібно було видалити, мали послідовну природу. Наскільки цей інструмент можна узагальнити на інші форми шуму, ще належить з'ясувати.

3.2.5 SWIM – Separated Wavefield Imaging, відображення розділеного хвильового поля

У звичайній сейсмічній візуалізації кратні хвилі розглядаються як шум і в ідеалі видаляються з даних перед міграцією. Однак, кратні хвилі несуть цінну інформацію і можуть бути використані для доповнення первинних зображень,

забезпечуючи додаткове висвітлення і роздільну здатність підповерхневих шарів.

Зйомка з розділеним хвильовим полем (SWIM) використовує розділене висхідне і низхідне хвильове поле на позиції джерела і приймача для розширення інформації про освітленість і відбивну здатність приповерхневого шару за рахунок використання точок відбиття від кратних хвиль вільної поверхні. Параметри SWIM показані в Таблиці Таблица 3.4. SWIM успішно зображує водне дно більш точно і з вищим ступенем деталізації на мілководді, ніж це досягається за допомогою KPSDM на надмілководді. Легка постобробка виконується на кубі SWIM, яка включає детерміноване ослаблення футпринтів і балансування амплітуди. Куб SWIM об'єднується з остаточною повною сумою, де куб SWIM залишається вище 80 мс, з переходом 20 мс в куб кінцевої суми.

Таблиця 3.4 – Параметри SWIM

Параметр	Значення
Швидкісна модель	Фінальна VTI модель
Апертура	800 м x 400 м [Inline x Crossline]
Максимальна частота (Гц)	125 Гц (перехід 115 Гц – 125 Гц)
Максимальна глибина	100 м
Вихідна дискретизація (м)	12.5 м × 12.5 м × 4 м

Традиційна глибинна обробка методом односторонньої екстраполяції хвильового поля (WEM) базується на припущенні, що виміряні дані представляють собою первинне відбите (розсіяне) хвильове поле, яке поширюється вгору. Це припущення виконується, якщо послаблюються ефекти вільної поверхні (фантоми приймача, кратні від поверхні та внутрішні кратні) [Whitmore et al, 2010].

[Claerbout 1971] стверджує, що профіль джерел WEM апроксимується:

$$I(x) = \sum_{X_s} \sum_{\omega} \frac{R(X, X_s; \omega)}{S(X, X_s; \omega)}$$

де $x = (x, y, z)$ - кожна позиція зображення, ω - кутова частота, а x_s - кожна позиція джерела. R і S - це хвильові поля приймача і джерела відповідно. Отримуємо відбиваючу границю, яка існує там, де R і S збігаються в часі і просторі.

У традиційному WEM вейвлет використовується як хвильове поле джерела. Використовуючи розділення хвильових полів при зйомці двома сенсорами, застосовується підхід візуалізації вгору і вниз для використання декількох хвильових полів.

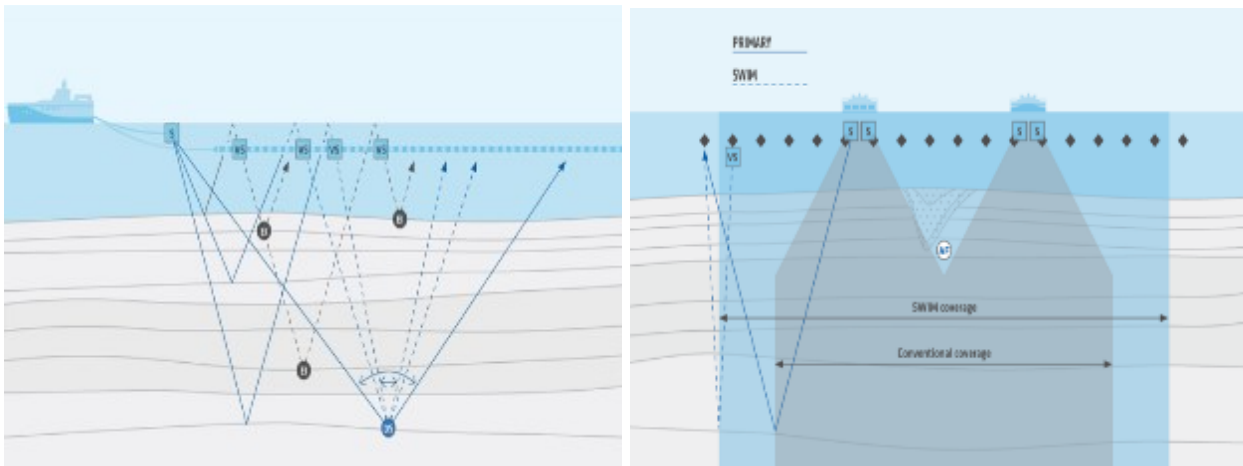


Рисунок 3.85 – Хвильові поля, які використовує SWIM

Розділяючи хвильові поля, кожен приймач можна розглядати як нове «віртуальне джерело» (VS). Підповерхнє випромінювання (EI) збільшується завдяки використанню даних з розділеними хвильовими полями як нового VS. Кутове різноманіття (DS) покращено за рахунок збільшення щільності точок джерела (Рисунок 3.85).

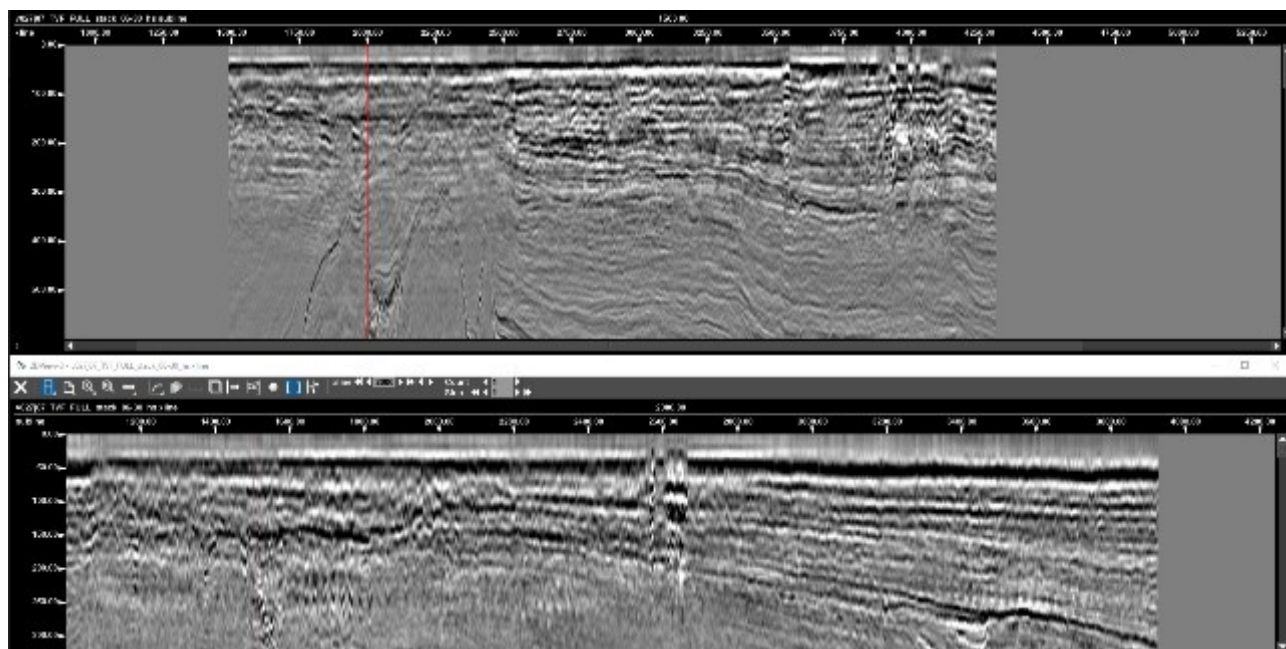


Рисунок 3.86 – Фінальна сума KPSDM: Зверху - Inline 1500 / Знизу - Xline 2000

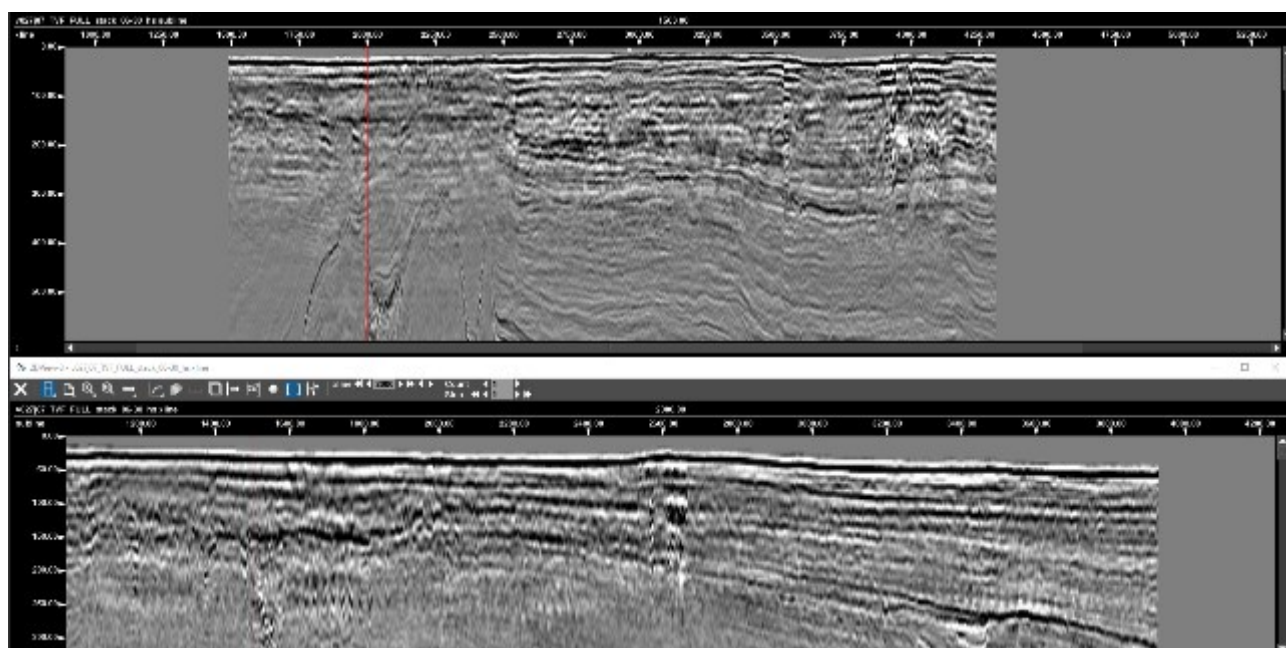


Рисунок 3.87 – Фінальна сума KPSDM зшита з SWIM: Зверху - Inline 1500 / Знизу - Xline 2000

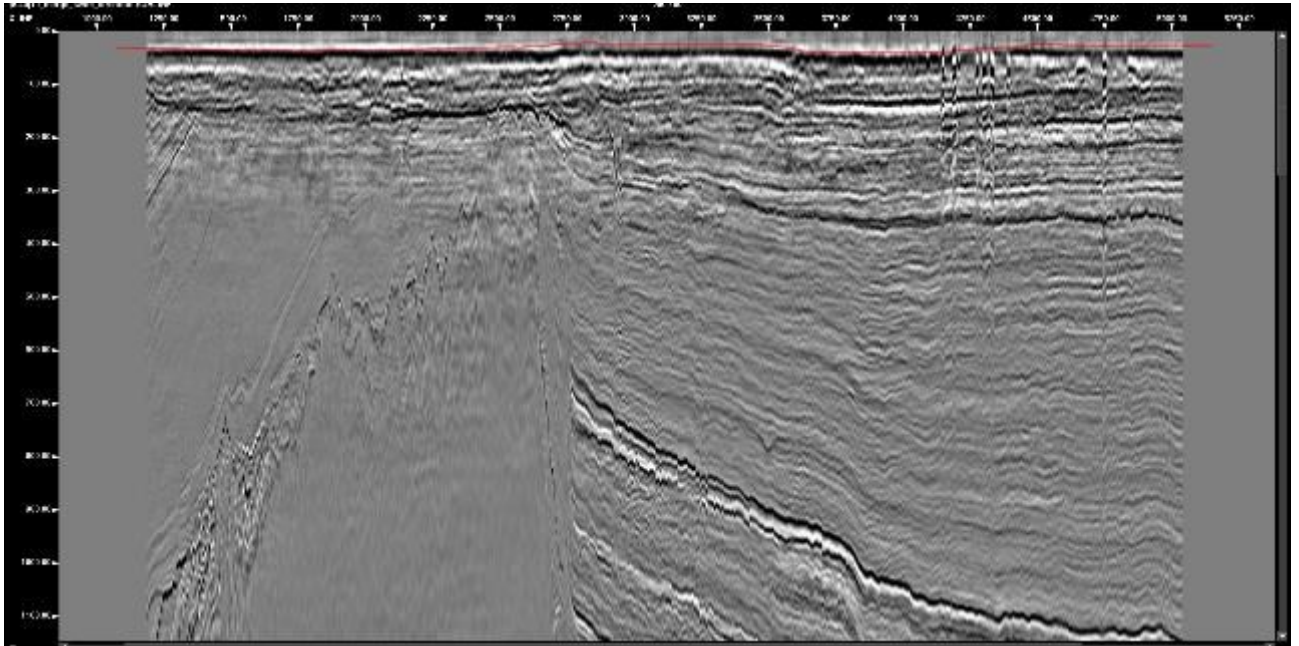


Рисунок 3.88 – Заголовок батиметрії морського дна накладено на фінальну суму KPSDM

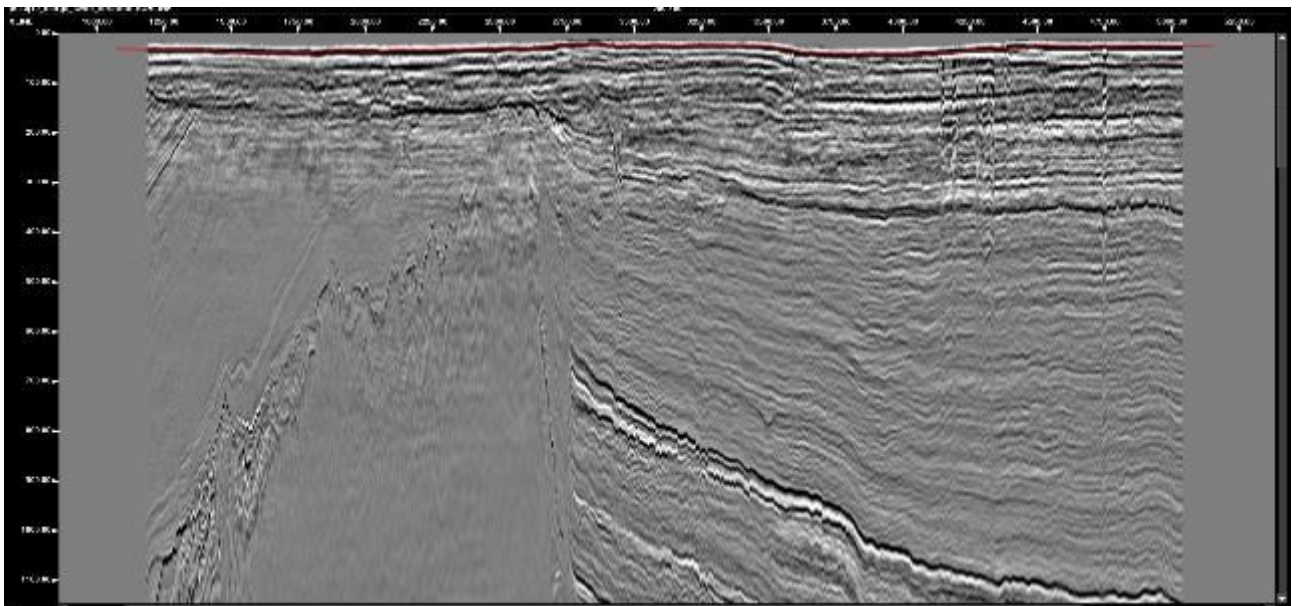


Рисунок 3.89 – Заголовок батиметрії морського дна накладено на фінальну суму KPSDM зшиту з SWIM

Сума SWIM забезпечує значне покращення підповерхневого покриття на дні та трохи нижче дна моря, порівняно з міграцією Кірхгофа: об'єднання сум SWIM та Кірхгофа покращує зображення дна та мілководних відбиттів (Рис. 3.86-3.89); на амплітудних картах SWIM можна побачити деяке накладання в тих

місцях, де були отримані лінії заповнення; на ділянці SWIM значно зменшено фунпринти зйомки.

3.2.6 Високоєфективна 3D сейсмічна зйомка та обробка на мілководному шельфі Чорного моря, Україна

Північно-західний шельф Чорноморського мегабасейну є джерелом газу № 1 у Південній нафтогазоносній області України і все ще представляє великі можливості для пошуку та розвідки на майже недосліджених площах. Багато великих структурних і потенційних стратиграфічних пасток вуглеводнів було виявлено під час регіональної 2D зйомки. Ця ділянка є перспективною для проведення сейсмічної зйомки 3D, що може зробити значний внесок у майбутню енергетичну безпеку країни. У 2021 році НАК "Нафтогаз України" уклав контракт з компанією PGS та зібрав 5000 км² високоякісних мультисенсорних сейсмічних даних (Рисунок 3.90) на внутрішньому шельфі Дельфін [Tauvers et al. 2022, Tyshchenko et al. 2024].

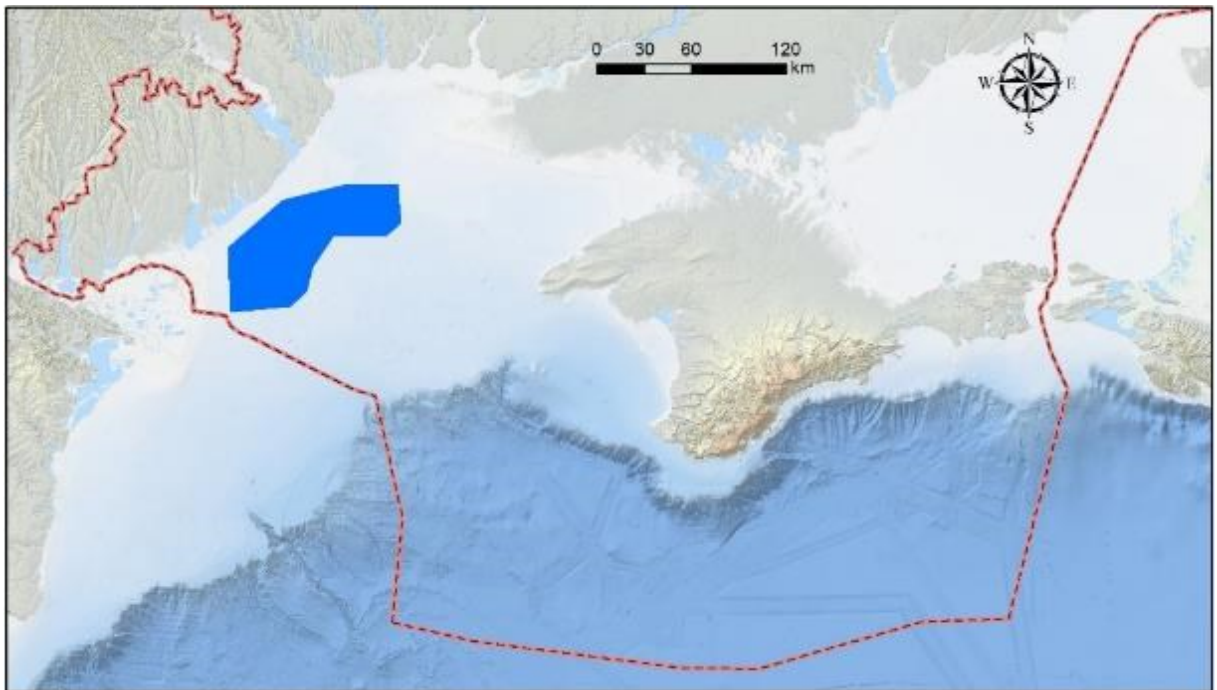


Рисунок 3.90 – Досліджувана ділянка Внутрішній шельф Дельфін, розташована в північно-західній частині Української акваторії Чорного моря

Незважаючи на надмалу глибину, яка варіюється від 14 м до 40 м, було обрано ефективну систему збору даних з використанням восьми 8-кілометрових сейсмічних кіс, що буксували на відстані 112,5 м одна від одної з використанням потрійних джерел (Рисунок 3.93). На додачу до вже наявної невеликої глибини, батиметричне дослідження з високою роздільною здатністю, проведене перед сейсмічними дослідженнями, виявило різні перешкоди на морському дні (Рисунок 3.91). Щоб зменшити ризик зіткнення з ґрунтом або однією з цих перешкод, коси мали буксувати на глибині від 8 до 10 м, що значно менше, ніж звичайні 25 м.

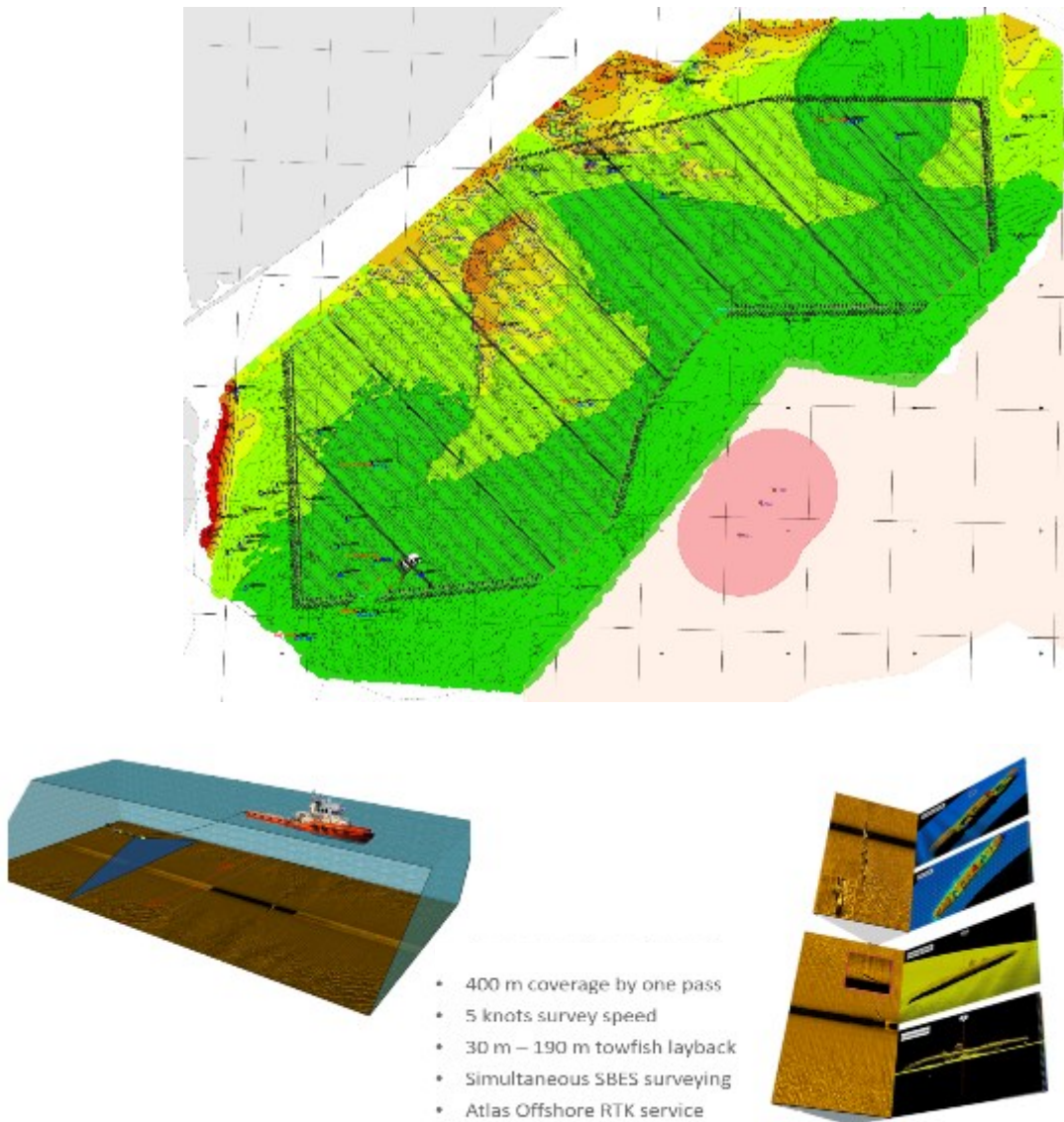


Рисунок 3.91 – Схема батиметрії та приклади перешкод на морському дні, глибина 10,2 м

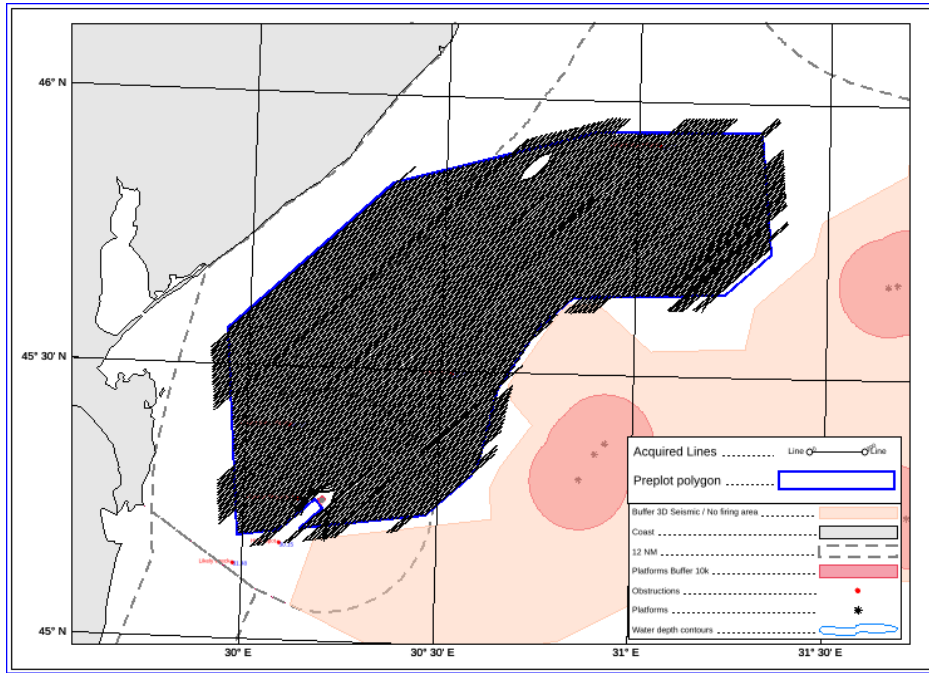


Рисунок 3.92 – Модель руху судна в ході сейсмічних досліджень 3D на внутрішньому шельфі Дельфін

Модель руху судна при сейсмічних дослідженнях враховувала і оминала перешкоди. Дірка в зйомці на півночі спричинена перешкодою - затонулий корабель. Друга дірка відповідає острову Зміїний на півдні (Рисунок 3.92).

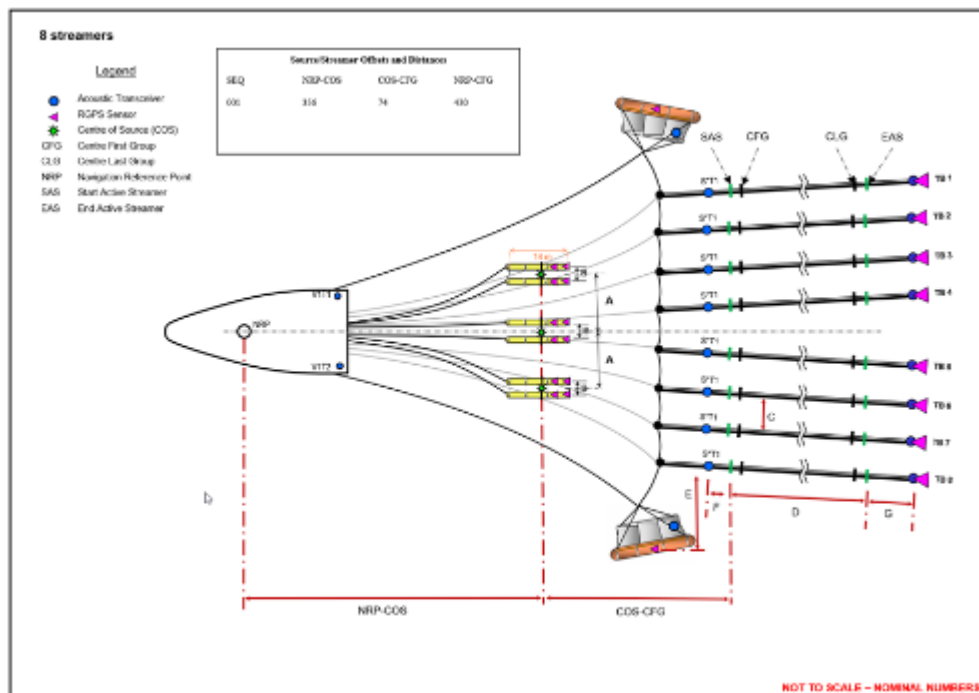


Рисунок 3.93 – Схема сейсмокос судна при 3Д сейсморовідці

Осадка судна становила близько 7 м. Невелика глибина води сильно вплинула на розміри спреду і конфігурацію буксирування. Підводи є найглибшою точкою спреду. Спостерігається приблизно до 10 м. Це обмежує розмір спреду. Для ввідних отворів, а також для певного розташування розкладки (ризика, пов'язані з низькою солоністю води) використовували додаткову плавучість, щоб вона не «потонула» сама по собі (Рисунок 3.93). Надширокі контейнери з'єднані з дверима (зображення зліва), в даному випадку 4 м (довжина) x 8 м (висота).

Ramform Vanguard



EDT Niovi



Rig Andromeda



Рисунок 3.94 – Головне (Ramform Vanguard) та допоміжні судна (EDT Niovi, Rig Andromeda), які використовувались у дослідженнях

В ході дослідження використовувались три судна: основне Ramform Vanguard, яке виконувало безпосередньо сейсмічну зйомку і буксировало

сейсмокоси, та допоміжні EDT Niovi і Rig Andromeda, які займались забезпеченням, підвозом екіпажу, і патрулювали біля основного судна (Рисунок 3.94). Детальні параметри зйомки відображені в таблиці 3.5.

Таблиця 3.5 – Параметри сейсмозвідки Дельфін 3D

Shot interval	16.667m flip-flop-flap
Line orientation	49° / 229°
Source type	Bolt 1900 LLXT
Number of sources	3
Air pressure	2000 psi
Volume	3280 inch ³
Source separation	37.5m
Number of sub-arrays	2 per source
Sub-array separation	8m
Source length	14m
Source depth	6m
Number of Streamer*	8
Streamer length*	8025m GeoStreamer®
Streamer separation	112.5m with fanning
Streamer depth	8m
Record length	12072 ms with a 10 s deblended P-UP delivered (6 s clean record)
Sample rate	2 ms
Acquisition Filter	214 Hz @ 341 dB/octave
	3.04 Hz @ 7.5 dB/octave
Acquisition Bin Size	6.25 m x 18.75 m

Як перший проект глибинної міграції в цьому регіоні, дані були оброблені з використанням сучасного широкосмугового методу, що включає такі алгоритми, як тривимірне розділення хвильового поля, тривимірне знебарвлення, тривимірний дегостинг, чотиривимірна регуляризація, побудова моделі швидкості з FWI повна інверсією форми хвилі та томографія відбиття з подальшою глибинною міграцією VTI Кірхгофа та постобробкою. Зображення розділеного хвильового поля [Whitmore et al., 2010] забезпечило точне положення дна, а для подальшого покращення кінцевого результату до

мігрованого зображення було застосовано кероване машинним навчанням знешумлення [Klochikhina et al., 2020].

Результати показують, як ефективно отримання 3D зображень та сучасні технології міграції можуть забезпечити економічно ефективні та високоякісні дані для прискорення пошуків та розвідки у морських басейнах.

Отримані дані оброблялися за допомогою сучасного графу глибинної міграції (Рисунок 3.95) та у декілька етапів (Рисунок 3.96). Після 3D-розділення хвильового поля [Carlson et al., 2007], яке виводить хвильове поле висхідного тиску, було проведено 3D дегостінг для компенсації амплітудного і фазового ефектів фантома джерела, розширюючи смугу пропускання даних. 3D розпізнавання джерел було спроектовано для перетворення сигнатур дальнього поля в нуль-фазовий вейвлет, враховуючи різні умови, в яких здійснювався кожен вибух, і коригуючи спрямованість джерела.

Надмалі глибини в районі Внутрішнього Дельфіна вимагають застосування сучасних методів подавлення кратних хвиль для успішного покращення співвідношення сигнал/завада до даних. Методика подавлення кратних хвиль складалася з адаптивного віднімання тривимірної моделі екстраполяції хвильового поля для визначення короткоперіодичних кратних сигналів на вільній поверхні, а потім адаптивного віднімання послабленої згорткової тривимірної моделі SRME для визначення довгоперіодичних кратних сигналів. Граф обробки був доповнений параболічним демультіплексінгом радону для подальшого усунення завад на даних, що розрізняють однократні та кратні хвилі на залежності швидкостей.

Процес побудови моделі швидкості складався з побудови початкової моделі швидкості на основі згладженого поля швидкості у домені часу, вибраного вручну, яке оновлювалося за допомогою повної інверсії форми хвилі (FWI) з частотою 12 Гц, що чергувалася з кількома проходками томографії відбиття. FWI забезпечила комплексне оновлення швидкості в осадових породах, в той час як томографія обробляла цільовий розріз і нижче.

Остаточна модель швидкості була використана в престек глибинній міграції Кірхгофа (KPSDM) і розділеного хвильового поля (SWIM) для отримання високоякісного зображення підповерхневого шару з правильно розташованим морським дном, яке добре узгоджувалося з батиметричними даними високої роздільної здатності. Після постобробки міграційних сейсмограм і сум для подальшого покращення кінцевої міграції було застосовано знешумлення зображень на основі машинного навчання [Klochikhina et al., 2020], яке націлене на міграційні стрибки і залишкові випадкові шуми. Процес покращує безперервність зображень і співвідношення сигнал/завада, що призводить до отримання більш чистої і зручної для інтерпретації куму глибинної міграції.

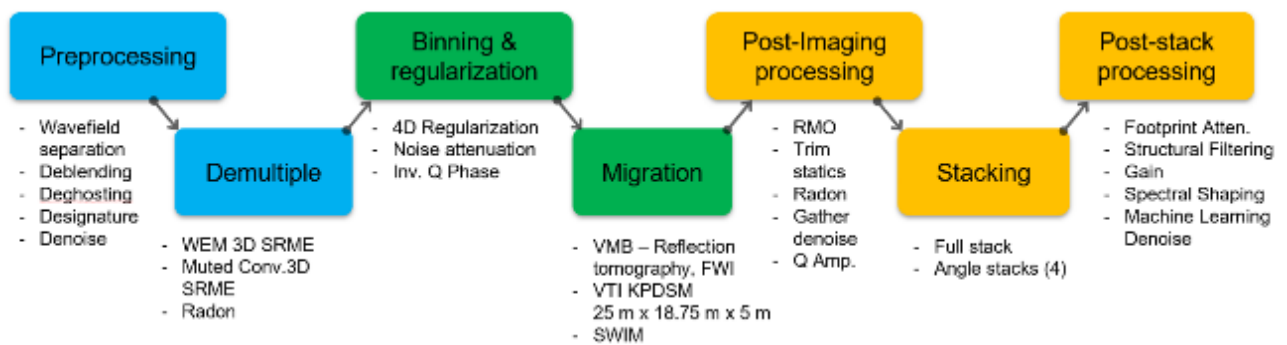


Рисунок 3.95 – Високотехнологічний сучасний граф обробки широкопasmової глибинної обробки зйомки. Preprocessing - попередня обробка, Demultiple – подавлення кратних хвиль, Binning and regularization - Сортування та регуляризація, Migration – Міграція, Post-Imaging processing – Обробка після побудови зображення, Stacking – Підсумовування, Post-stack processing - Пост-стек обробка (фінальна)

Геологія складається як з низько- так і з високошвидкісних контрастів, від систем каналів і газових кишень, а також піднятого фундаменту близько до морського дна (

Рисунок 3.99). Точне поле швидкостей, що охоплює ці контрасти швидкостей, є важливим для успішної глибинної міграції. На рисунку 3.97 показано остаточну модель швидкості міграції, нанесену на суму. На заході

швидкості до 3000 м/с можна спостерігати на глибині до 200 м під морським дном. На сході, навпаки, спостерігаються низькошвидкісні особливості, деякі дуже локально, найімовірніше, від мілководних газових і каналних систем. Загалом, фінальна модель швидкості відображає варіації швидкості в підповерхній товщі, що є критично важливим для отримання якісної глибинного зображення.

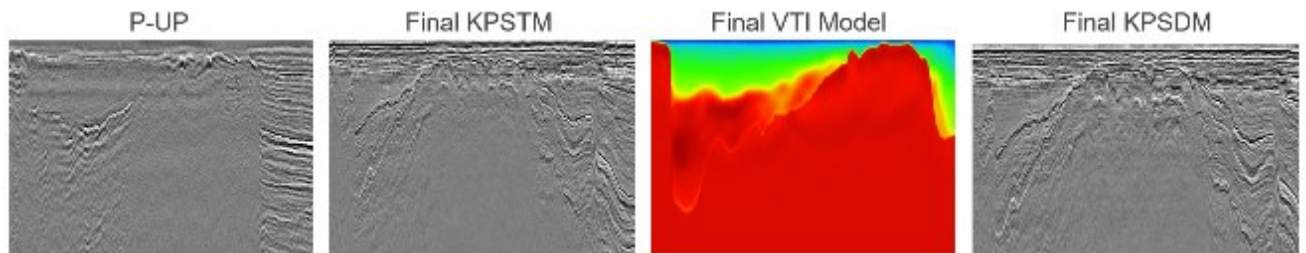


Рисунок 3.96 – Етапи обробки сейсмічних даних

Виконана сучасна часова та глибинна обробки, включаючи 3D розділення хвильового поля, 3D дехостинг, 3D послаблення кратних хвиль, 4D регуляризацію, побудову швидкісної моделі з використанням повнохвильової інверсії FWI та томографії відбитих хвиль з подальшою престапек глибинною міграцією Кірхгофа та постобробкою. Розроблений граф обробки вказаний нижче:

Фаза А. Обробка PZ, коригування та підсумовування:

- створення бази даних геометрії та контроль якості;
- переформатування даних у форматах N-RAW та G-RAW у внутрішні формати PGS;
- об'єднання навігаційних та сейсмічних даних;
- видалення пунктів збудження низької якості та нульових каналів;
- застосування нуль-фазового фільтра низьких частот Butterworth до даних N-RAW та G-RAW;
- послаблення пульсацій та імпульсних завад; послаблення лінійного шуму;
- мультисенсорна (2C) 3D нормалізація та узгодження просторового масиву сейсмоприймачів з даними гідрофонів, низькочастотна корекція даних геофонів;

створення P-UP даних, формат SEG Y.

Фаза В. Оптимізація полоси пропускання частот, розрахунок нуль-фазового фільтру:

<ul style="list-style-type: none"> - обробка сейсмограм по пунктам збудження для потрібного джерела (deblending); - оптимізація смуги пропускання частот по пунктам збудження, оптимізація смуги частот (Bandwidth Optimized Signature Solution BOSS+); - фільтр дзеркальних частот та передискретизація до 4 мсек.
<p><u>Фаза С.</u> Первинна статика (мілка вода):</p> <ul style="list-style-type: none"> - прослідковування перших вступів заломлених хвиль на сейсмограмах; - побудова моделі ВЧР з використанням перших вступів; - обчислення статичних поправок за першими вступами заломлених хвиль.
<p><u>Фаза Д.</u> Лінійне послаблення завад:</p> <ul style="list-style-type: none"> - поправка за сферичне розходження фронту хвиль; - послаблення прямої хвилі, послаблення нерегулярних сейсмічних завад, корекція за рух приймачів, корекція статика за припливи та водну товщу; - частотно-залежне послаблення завад, спрямоване на конкретні частотні діапазони, лінійне послаблення завад.
<p><u>Фаза Е.</u> Обробка амплітуд та сигналів:</p> <ul style="list-style-type: none"> - 3D послаблення кратних хвиль: <p>екстраполяція хвильового поля SRME, 3D SRME з м'ютингом і згорткою, 2-х етапне віднімання адаптивної моделі в області curvlet, просторовий К фільтр дзеркальних частот, обернена Q компенсація по фазі, залишкове послаблення завад (особливо на ближніх виносках).</p>
<p><u>Фаза Ф.</u> Нуль-фаза:</p> <ul style="list-style-type: none"> - підбір швидкості NMO (крок розміром 1 000 м x 1 000 м); - м'ютинг, пост-стек часова міграція з використанням швидкостей NMO першого перебору; - прив'язка свердловин до сейсмічних даних, розрахунок і застосування необхідного повороту фази для отримання нульової фази.
<p><u>Фаза Г.</u> Залишкова статика, регуляризація і послаблення кратних хвиль:</p> <ul style="list-style-type: none"> - поверхнево-узгоджена 3D корекція амплітуд, залишкова поверхнево-узгоджена корекція амплітуд; залишкова статика; - узгоджена корекція амплітуд по пунктам збудження та прийому; - параболічне перетворення Radon високої роздільної здатності для послаблення кратних хвиль; - 3D бінування, 4D Фур'є регуляризація та інтерполяція; - 3D видалення багатократної дифракції, зниження рівня завад, зменшення слідів розстановки;

- контроль якості по сумі, пост-стек часова міграція та ув'язка свердловин з сейсмікою;

- попередня 3D міграція сейсмограм SST

Фаза Н. Побудова швидкісної моделі та пре-стек часова міграція Кірхгофа PSTM :

- автоматична побудова анізотропної швидкісної моделі PSTM;
- анізотропна часова пре-стек міграція PSTM;
- отримання Raw Kirchhoff PSTM повної кратності і 4 кутові суми Raw Kirchhoff PSTM у форматі SEGҮ;

➤ Обробка після часової пре-стек міграції:

- анізотропний автоматичний швидкісний аналіз залишкових кінематичних поправок (крок 100м x 100 м);

- послаблення кратних хвиль за перетворенням Radon високої роздільної здатності;

- корекція залишкових статичних поправок;

- компенсація залишкового сферичного розходження;

Q-компенсація амплітуди; спектральне корегування; м'ютинг ближніх трас; послаблення завад; вирівнювання виносів; застосування остаточного м'ютингу; підсумовування (повний діапазон кутів і 4 кутові суми).

➤ Пост-стек обробка:

- зменшення впливу розстановки; послаблення випадкових завад; детерміністичне амплітудне балансування (1 скаляр на трасу) на основі аналізу впливу розстановки (footprint);

- спектральне балансування; детерміністичне вейвлет-перетворення; контроль якості прив'язки свердловин;

- смугова фільтрація; масштабування за часом; варіація за часом, при необхідності;

- підготовка фінальних даних у форматі SEGҮ.

Фаза І. Побудова глибинних швидкісних моделей FWI з глибинною пре-стек міграцією Kirchhoff (PSDM):

- підготовка сейсмограм по пунктам вибуху для FWI моделювання;

- побудова початкової швидкісної моделі; використання швидкостей PSTM; визначення значення швидкості у воді; інтерпретація горизонту морського дна; згладжування швидкісної моделі за необхідності;

- оновлення швидкісної моделі (TTI): 4 оновлень методом томографії з декількома ітераціями; Beam міграція кубу PSDM, грід 50 м x 50 м; залишкова корекція кінематичної поправки з використанням негіперболічного годографу.

- FWI інверсія повної форми хвилі: одночасне оновлення заломлених та відбитих хвиль; поєднання з томографією; кілька проходів з частотою 6 Гц, 9 Гц і 12 Гц до 32 ітерацій; 50 м x 50 м x 20 м вихідна сітка швидкісної моделі.

- анізотропна ТТІ глибинна пре-стек Kirchhoff міграція (PSDM): крок по глибині 5м; 10000 м максимальна глибина; 6000 м половинна апертура; крок 25м x 18.75м; перехід на полігон повної кратності;

- підготовка Raw сейсмограм після PSDM, формат SEGҀ; підготовка Raw кубу повної кратності після Kirchhoff PSDM та 4 кутові суми у форматі SEGҀ.

Фаза J. Обробка після пре-стек Kirchhoff міграції (PSDM):

➤ Обробка після глибинної пре-стек Kirchhoff міграції:

- анізотропне автопікування залишкових кінематичних поправок (крок 100м x 100 м);

- послаблення кратних хвиль за Radon перетворенням високої роздільної здатності;

- корекція залишкових статичних поправок; компенсація залишкового сферичного розходження; Q-компенсація амплітуди; спектральне корегування; м'ютинг ближніх трас; послаблення завад; вирівнювання виносів; застосування остаточного м'ютингу; підсумовування (повний діапазон кутів і 4 кутові суми).

➤ Пост-стек обробка:

- зменшення впливу розстановки; послаблення випадкових завад; детерміністичне амплітудне балансування (1 скаляр на трасу) на основі аналізу впливу розстановки (footprint);

- спектральне балансування; детерміністичне вейвлет-перетворення; контроль якості прив'язки свердловин;

- смугова фільтрація; масштабування за часом; варіація за часом, при необхідності;

- підготовка фінальних даних у форматі SEGҀ.

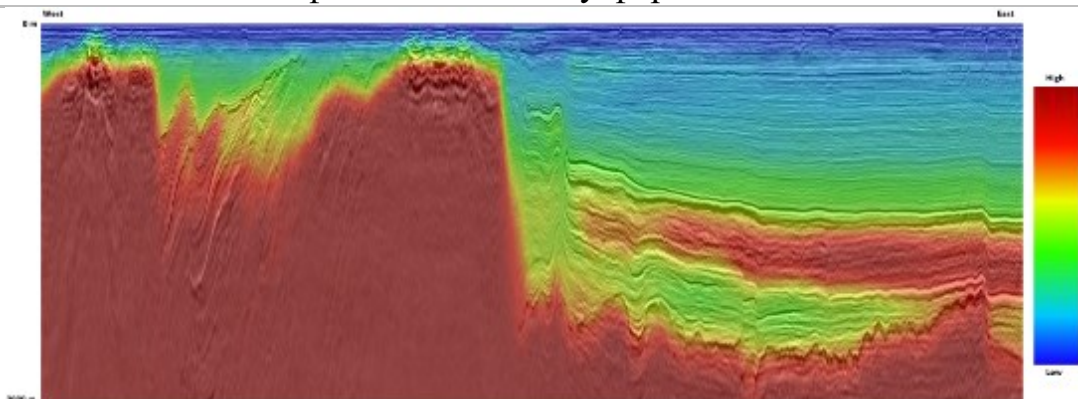


Рисунок 3.97 – Модель швидкості міграції, нанесена на кінцеву мігровану суму. На сейсмічному розрізі спостерігаються значні контрасти швидкостей, від піднятого фундаменту з високими швидкостями на заході до низькошвидкісних систем мілководних каналів і газових кишень на сході. Швидкісна модель дуже добре узгоджується з геологією

Швидкісна модель калібрувалась до єдиної наявної в межах кубу свердловини Прадніпровська-2 по ключовим горизонтам. Точність прив'язки зростала в ході обробки, що видно по зменшенні її похибки (Рисунок 3.98, Таблиця 3.6).

Таблиця 3.6 – Контроль якості в свердловині - аналіз похибки прив'язки та калібрування моделі

Well top event and TWT(ms)	Marker Depth(Z (m))	Seismic Depth(Z Model 3008)	Mis-tie error (m) - Model 3008	Mis-tie error % Model 3008	Seismic Depth(Z Model 3010)	Mis-tie error (m) - Model 3010	Mis-tie error % Model 3010	
Top Limestone	445.48	389.48	388.36	-1.12	-0.29%	388.36	-1.12	-0.29%
Middle Eocene Top	1363.64	1468.39	1468.51	0.12	0.01%	1468.51	0.12	0.01%
Pre-Cretaceous Top	1720.09	2186.25	2188.55	2.3	0.11%	2178.34	-7.91	-0.36%

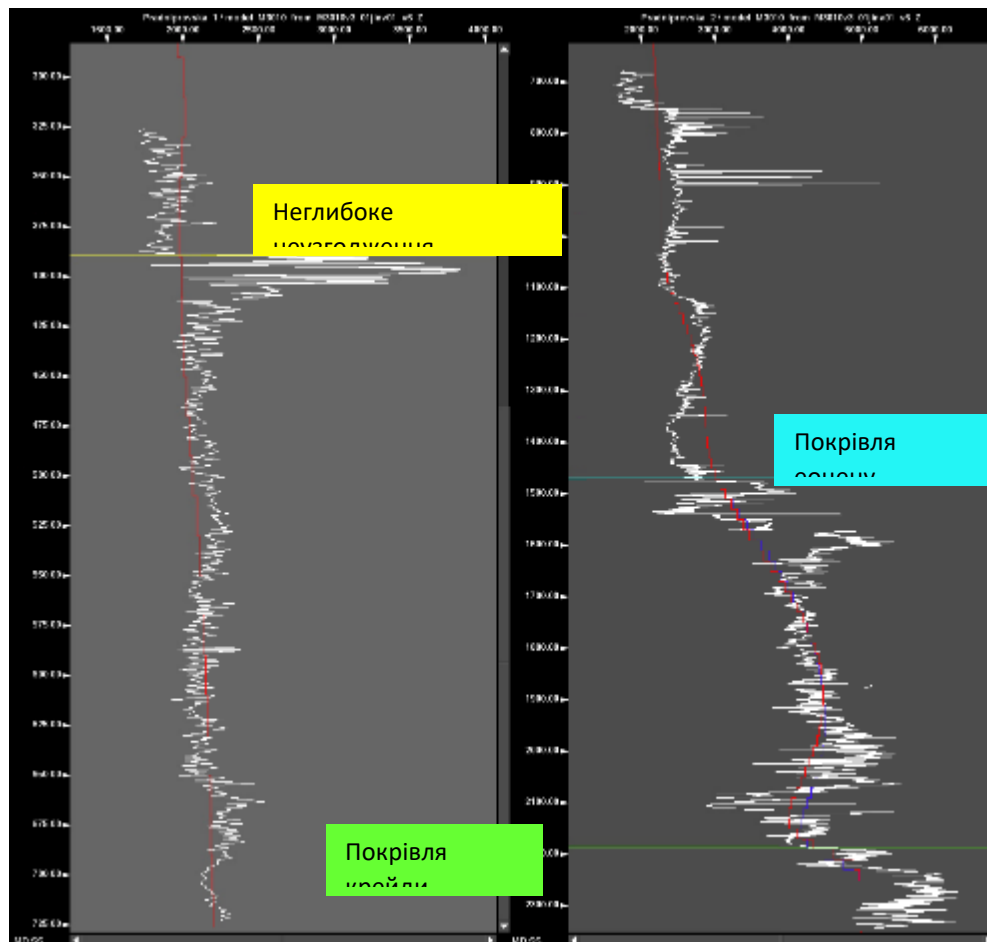


Рисунок 3.98 – Контроль якості в свердловині – графіки акустичного каротажу та моделі. Well top event TWT (ms) – стратиграфічна відбивка у свердловині, подвійний час пробігу (мс), Marker Depth – глибина відбивки, Model – Модель, Seismic Depth – глибина за сейсмічними даними, Mis-tie error (m) – Помилка увязки (м)

На надмалих глибинах приповерхнева сейсмічна зйомка може ускладнюватись від відсутності ближніх виносів при використанні ефективних конфігурацій зйомки. Це видно з остаточної суми на рисунку 3.100 а), де дно не може бути коректно інтерпретоване і показує значну різницю в часі з накладеним дном з батиметричного дослідження з високою роздільною здатністю. Зйомка з декількома приймачами, що досягається за допомогою розділеного зображення хвильового поля (SWIM), може подолати проблеми, пов'язані з відсутністю ближнього виносу, оскільки кожен приймач використовується як віртуальне джерело, зменшуючи ефективний розрив ближнього виносу до відстані між кожним приймачем. На рисунку 3.100 б) показано остаточної суму після об'єднання однократних і багатократних зображень. Поєднане водне дно з батиметричного дослідження з високою роздільною здатністю показує, наскільки точно зображення SWIM відображає водне дно, а також фіксує дрібні деталі, які можна спостерігати з батиметричних даних.

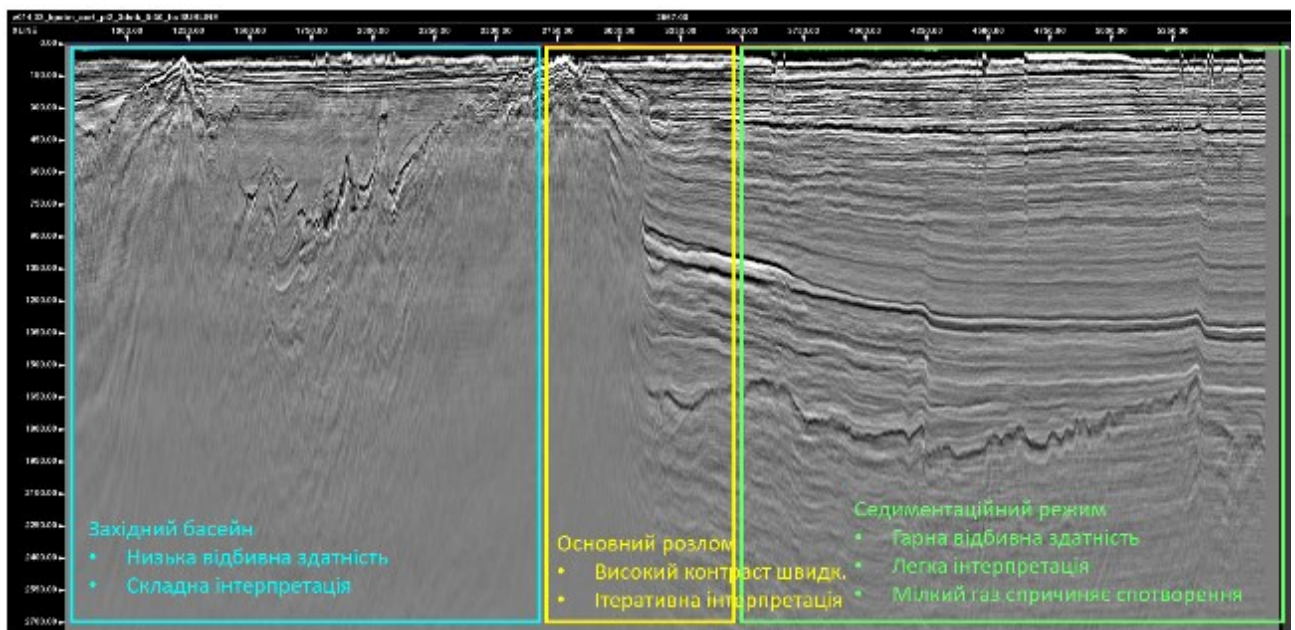


Рисунок 3.99 – Ділянки сейсмічного розрізу під час обробки та інтерпретації

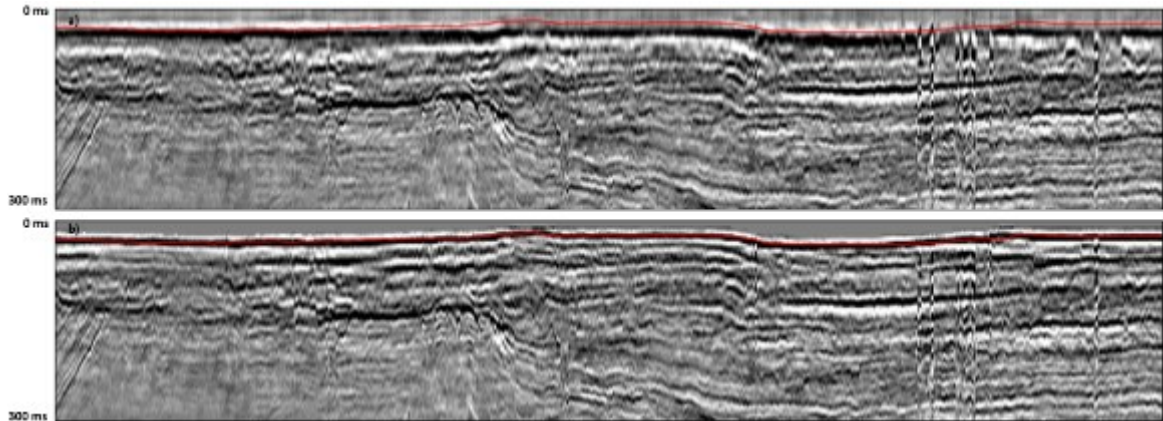


Рисунок 3.100 – а) Остаточна сума KPSDM і б) Остаточна сума KPSDM з візуалізацією SWIM на мілководній ділянці. Зображення SWIM допомагає покращити зображення на мілководді, видно узгодження з батиметричними даними (червона лінія). Збільшення акустичного імпедансу показано чорною фазою (піком)

У минулому на ділянці Дельфін було отримано чимало сейсмічних 2D ліній. Хоча 2D сейсміка слугує хорошою основою для розуміння геології, її обмеження добре відомі. Остаточні 3D дані порівнюються з 2D лінією на Рисунку 3.101. Хоча між двома наборами даних існують значні відмінності в обробці, основні геологічні межі можна відстежити в обох випадках. Набір 3D даних демонструє вищу якість даних, особливо яскраво це видно в глибшому розрізі, де є значні відмінності в зображенні і та подавлення кратних хвиль [Tyshchenko et al., 2024].

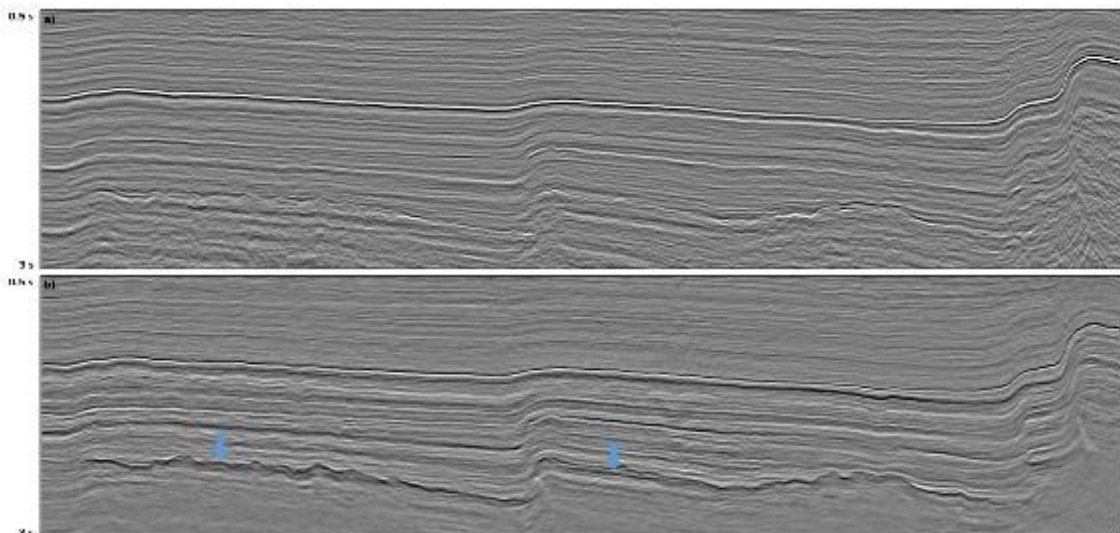


Рисунок 3.101 – Порівняння 2D (а) і 3D сейсмічних даних (б) цільового розрізу на площі Внутрішній Дельфін. Ці дані є порівнянними, якщо розглядати їх на основних геологічних межах, але 3D-дані демонструють кращу деталізацію. Збільшення акустичного імпедансу показано як чорна фаза (пік)

Ефективне збирання та візуалізація 3D сейсмічних даних на ділянці внутрішній шельф Дельфін дозволило отримати новий набір даних, який буде використано для подальшого розвитку та оцінки перспективності цієї ділянки. Використовуючи SWIM, отримане зображення мілководної ділянки з високою роздільною здатністю, що відкриває можливість використання цих даних для оцінки місця розташування вітрової електростанції (Рисунок 3.102)

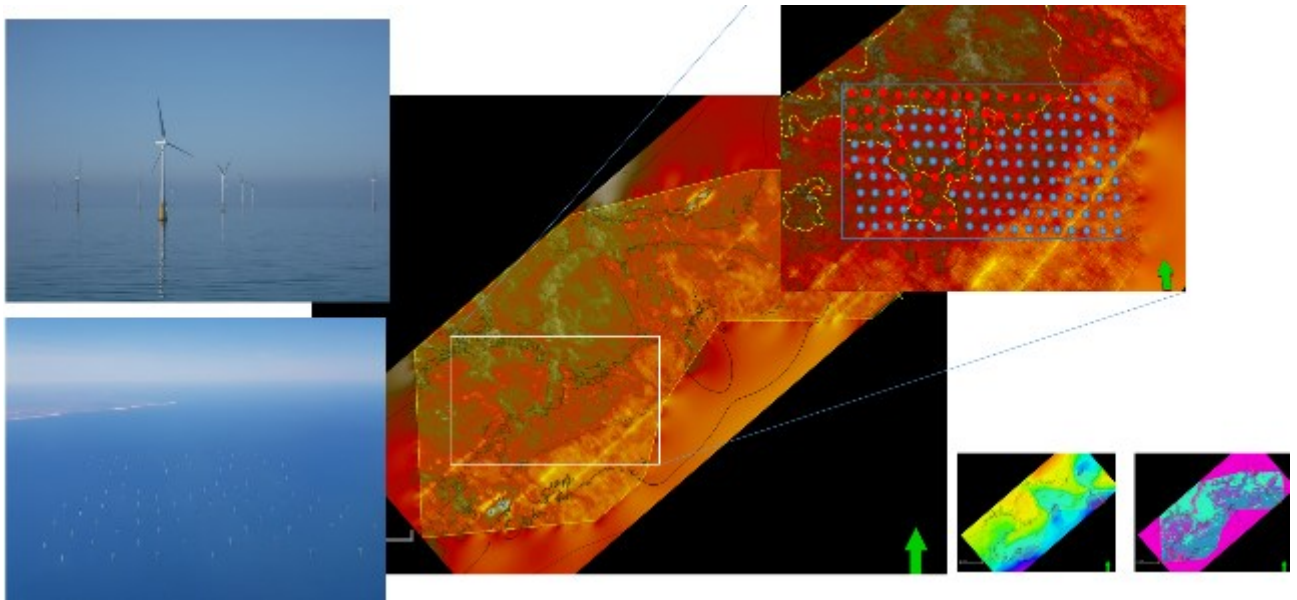


Рисунок 3.102 - Сучасні 3D сейсмічні матеріали для планування офшорних вітрових електростанцій

Далі було проведено геологічне обривкування та визначені ресурси стохастичним методом (P10-P50-P90) у прогнозних об'ємах ВВ, складене портфоліо перспективних пошукових об'єктів та їх ранжування за пріоритетністю (Рис. 3.103, 3.104) [Kitchka et al., 2025].

точність даних швидкісної моделі, особливо в умовах складної геології. Тому важливим завданнями є визначення як швидкостей міграції, так і оптимального алгоритму міграційного перетворення, що задовольняє умовам якості міграції сейсмічних даних з точки формування достовірності складних геологічних моделей осадових порід у Чорному морі.

Розрахунок швидкості міграції для складних геологічних умов

У складних геологічних умовах кут падіння відбиваючої поверхні має великий вплив на просторовий годограф, як показано на рисунку 3.105. Наприклад, на рисунку 3.105 а) показано синтетичний годограф для моделей середовища VTI з кутами нахилу відбиваючої поверхні $\alpha = 0^0$, $\beta = 0^0$, який має вигляд гіперболоїда. У цьому випадку визначення швидкостей CDP є простим, але коли поверхня відбиття має кут падіння $\alpha = 40^0$, $\beta = 0^0$ (рис. 3.105 б), то годограф є складним параболічним гіперболоїдом. А у випадку, показаному на рис. 3.105 в, коли поверхня відбиття має дві кутові складові, $\alpha = 40^0$, $\beta = 20^0$, форма годографа дуже складна. В останніх двох випадках (Рисунок 3.105 б, в) точне ручне визначення швидкості неможливе. Звідси випливає висновок, що для аналізу швидкості слід застосовувати адаптивний алгоритм, як показано в роботі [Gorbunov et. al. 2006]. Результати обчислення швидкості є одночасно незалежними від суб'єктивного людського фактору та швидкими.

Швидкість міграції визначалася із застосуванням авторського алгоритму [Sklyarov 2011]. Алгоритм швидкісного аналізу можна реалізувати наступним чином. Відліки сигналу складаються з постійною часовою затримкою - t_0 , яка контролюється кривизною годографа (вікно постійної кривизни). Виділена інформація розбивається на часові інтервали типу «ковзного» вікна, як показано на рисунку 3.106. Ця маніпуляція формує підсумовану трасу. Наступним кроком є проведення статистичного аналізу об'єднаних підсумованих трас з визначенням регулярних хвиль і визначенням параметра кривизни в момент реєстрації. В результаті формується ефективна швидкість і результуючий сигнал. Сформований набір значень вводиться в процедуру статистичної оцінки

достовірності існування компоненти поля регулярної хвилі для визначення когерентної хвилі з використанням критеріїв когерентних хвиль. Хвиля повинна бути визначена за заданими кінематичними характеристиками (аналогічно до процедури визначення максимальних амплітуд на накопичувальній ділянці методу керованого спрямованого прийому).

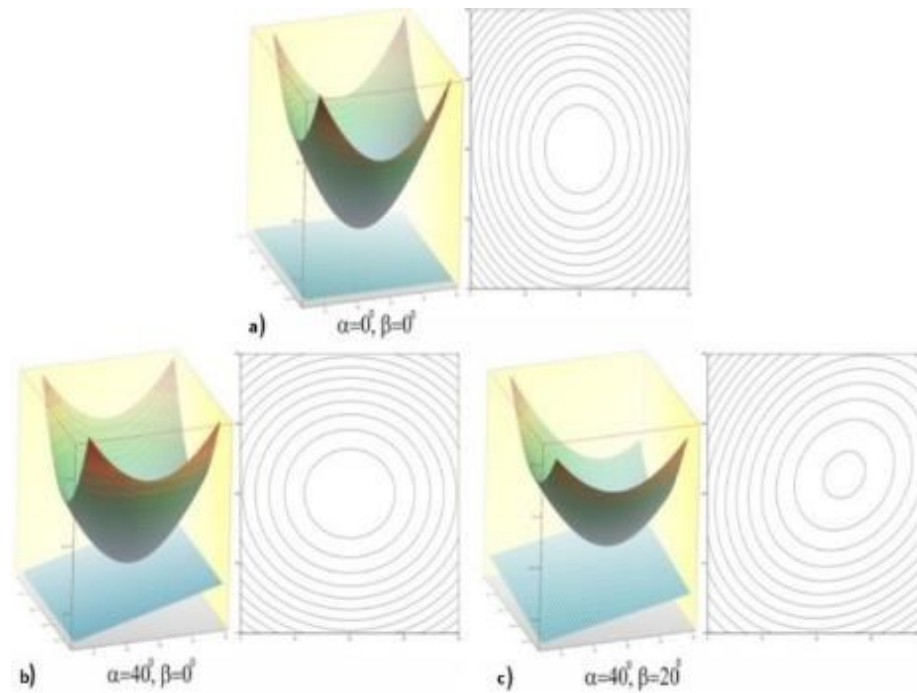


Рисунок 3.105 - Просторовий годограф CDP

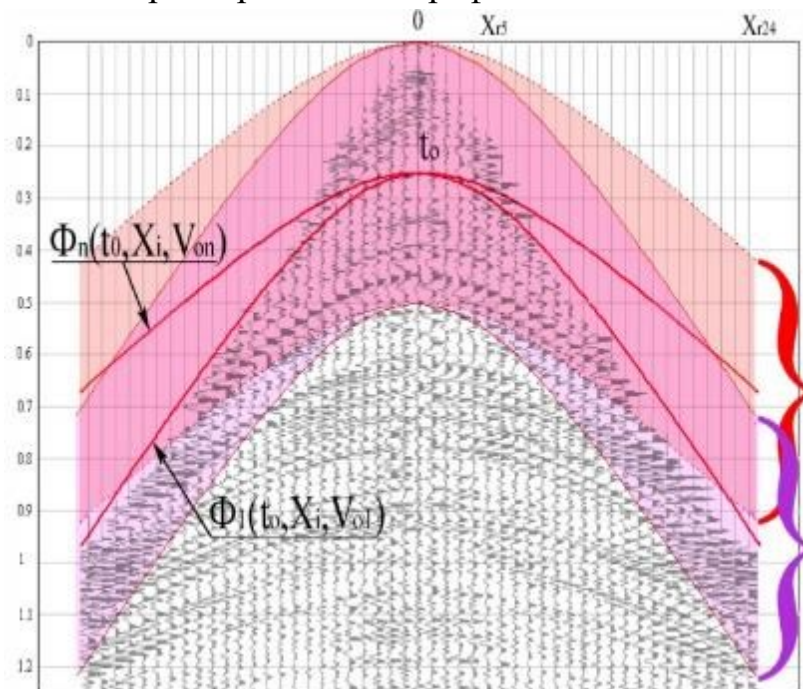


Рисунок 3.106 - набір функцій затримки у часових вікнах

Оскільки функція часової затримки в межах постійної кривизни вікна не змінюється, швидкість обчислень суттєво зростає порівняно зі звичайним "швидкісним аналізом" CDP. Крім того, зникає сигнал "розтягування в часі", який присутній після ручного аналізу.

Зрозуміло, що ефективні значення швидкості CDP, які визначаються "реальною" гіперболічною формою годографа відбитої хвилі та функцією часової затримки, повинні бути постійними в часі. Ці значення повинні бути настільки близькими, щоб їх різниця не впливала на результат вибору інтерференційної хвилі в процесі підсумовування сигналів. Тому при визначенні величини її слід підбирати таким чином, щоб згадані різниці були оптимальними, як показано нижче:

$$\max_{\xi \in -X_{gr} \dots X_{gr}} \|T(\xi, x_c) - t(\xi, x_c) + [T(x_c) - t(x_c)]\| < \Delta t, \quad (1)$$

Δt - допустимий зсув між часовими затримками.

На рисунку 3.107 показано вертикальний часовий спектр швидкостей міграції. Спостерігаємо точне визначення швидкості без розтягування НМО. Фрагмент швидкостей міграції представлений на рисунку 3.108.

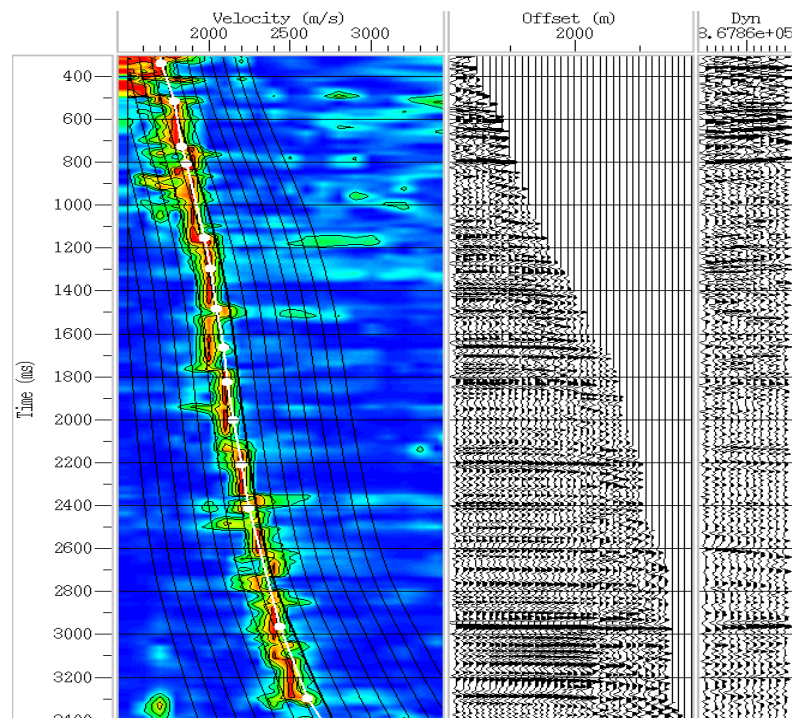


Рисунок 3.107 - Вертикальний часовий спектр швидкостей підсумовування

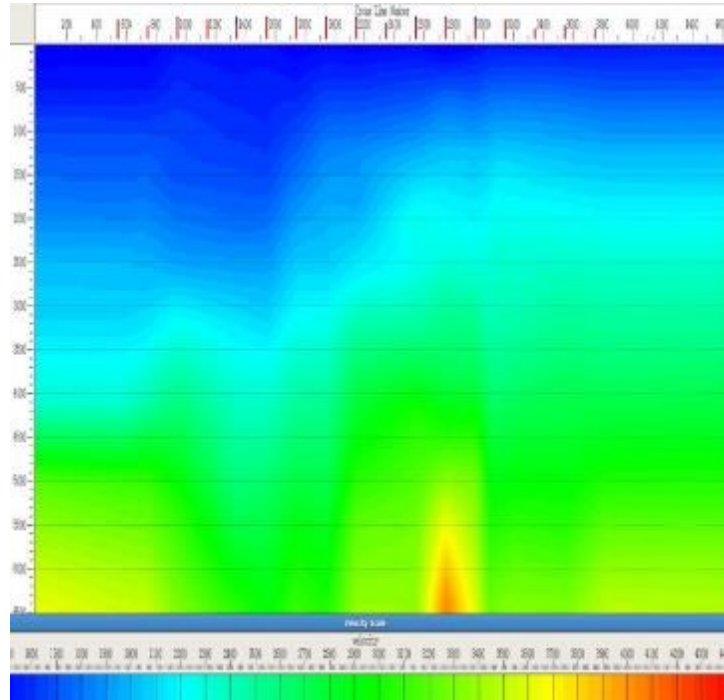


Рисунок 3.108 - Фрагмент часового розрізу швидкостей підсумовування

Тестування алгоритмів міграції сейсмічних даних для складної геології Кавказької площі

Кавказька площа представлена в цій роботі як практичний приклад. Площа розташована в межах української частини Керченського шельфу. Ділянка 3D-зйомки розташована в південно-східній частині Керченсько-Таманської западини. Кавказька ділянка розташована за 30 км на південь від півострова Крим, глибини моря становлять від 50 м до 400 м.

Отримані швидкості міграції використовуються як основа для подальшої корекції параметрів процедури трансформації міграції. На етапі тестування було використано відносно швидко процедуру перетворення міграції. Ця процедура називається міграцією фазового зсуву. Вона базується на наближенні Газдага [Gazdag, 1984] і перераховує вхідні дані в нижній півпростір, що еквівалентно фазовому зсуву в FK просторі.

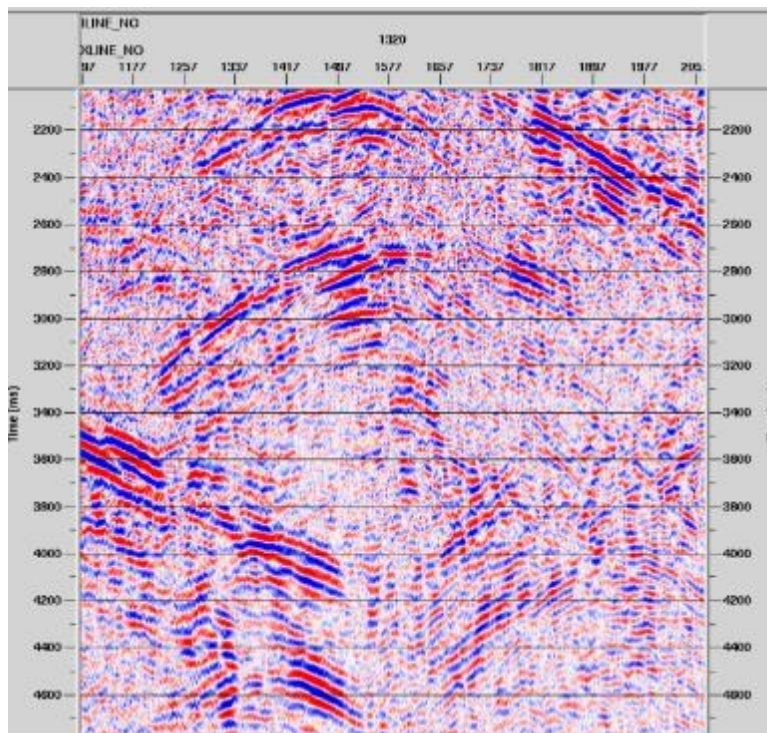


Рисунок 3.109 - Фрагмент немігрованої ділянки

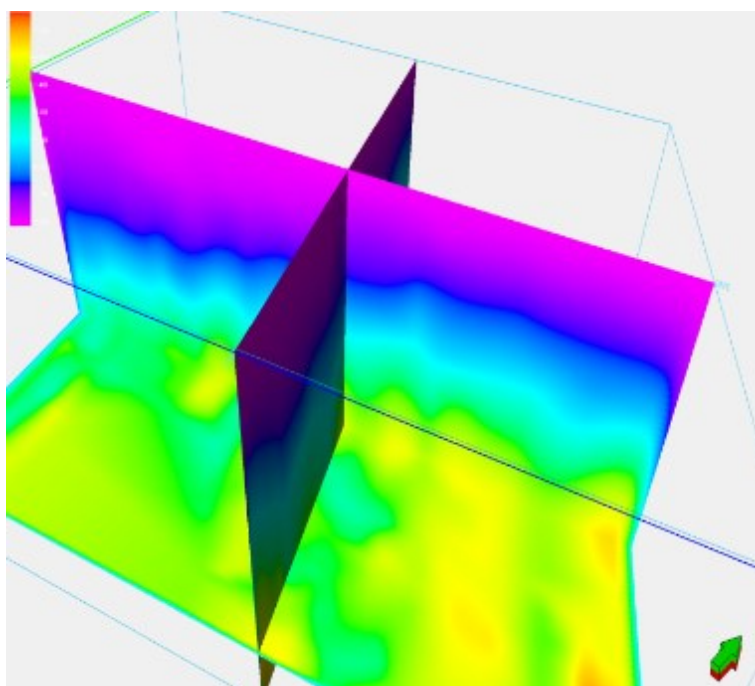


Рисунок 3.110 - Куб швидкості міграції

Покрокова екстраполяція хвильового поля в нижній півпростір відбувається у формі, що відтворює зсув вниз по поверхні спостереження, за допомогою

скалярного хвильового рівняння. Така міграція враховує вертикальну зміну швидкості і забезпечує відображення об'єктів з кутами до 90 градусів, але бічна швидкість повинна змінюватися поступово. Сенс застосування цієї процедури полягає у можливості відносно швидкої реалізації цього алгоритму в системі обробки. Це дозволяє швидко тестувати необхідні параметри при задовільній точності врахування сейсмічних зсувів. Перетворення значень швидкості міграції в інтервальну швидкість міграції виконується спеціалізованими процедурами в системах обробки з використанням алгоритму згладженого градієнта.

Тестування та подальше виконання остаточної процедури міграції 3D Post Stack базувалося на рівнянні Кірхгофа [Yilmaz, 2001], де інтегрування виконується з використанням таких елементів немігрованої ділянки, які утворюють один елемент у мігрованій ділянці. А саме, здійснюється підсумовування з використанням дифракційної кривої в кожній точці немігруючої ділянки та отримання значень амплітуди в кожній точці мігруючої ділянки. Іншими словами, якщо енергія виходить з точки у верхній частині дифракційної кривої, то підсумовування вздовж такої кривої повертає значення, яке відповідає енергії, отриманій в цій точці. Коли змодельований годограф дифрагованих хвиль збігається з зареєстрованим годографом, то значення підсумованих трас є високими. В інших випадках значення амплітуди значно нижчі. Програмне забезпечення для міграції, яке використовує цей метод, враховує вертикальні зміни швидкості і кути відбиття до 90 градусів, причому бічні зміни швидкості враховуються краще, ніж при попередній процедурі міграції за фазовим зсувом. Однак час розрахунку процесу міграції Кірхгофа є більшим, ніж для тієї ж процедури фазового зсуву. Тому міграція Кірхгофа використовується лише на кінцевому етапі обробки [Tyshchenko et al, 2016].

Для демонстрації результатів наведено серію порівняльних розрізів (див. 3.107-3.112) вертикальних і горизонтальних зрізів куба після перетворення Post Stack Time Migration. На рисунках 3.107-3.110 показано порівняння часових

зрізів до і після міграції. Рисунок 3.111-3.112 демонструють горизонтальні розрізи немігрованого та мігрованого кубів на часовому інтервалі 4000 мс.

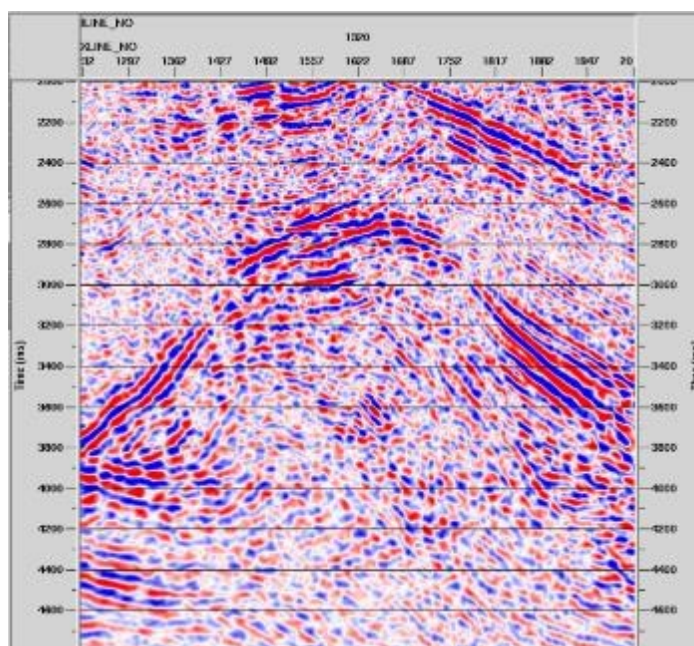


Рисунок 3.111 - Алгоритм міграції швидкого фазового зсуву

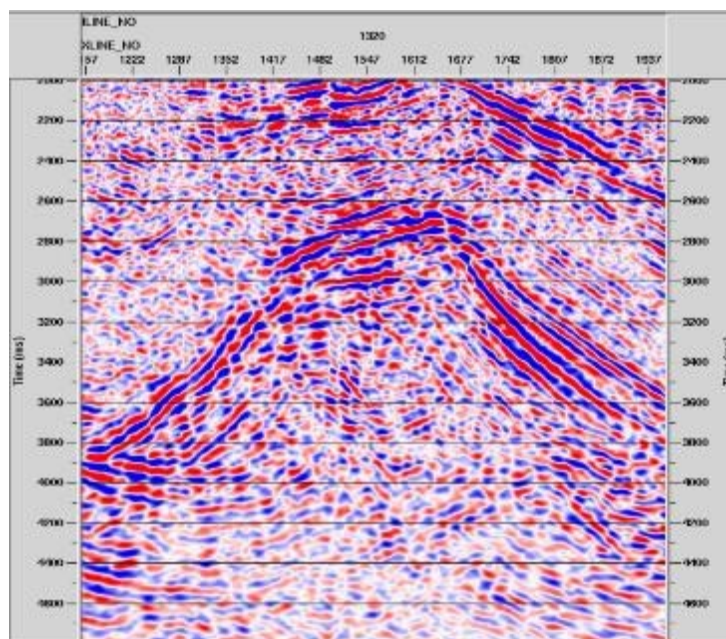


Рисунок 3.112 - Алгоритм міграції Кірхгофа

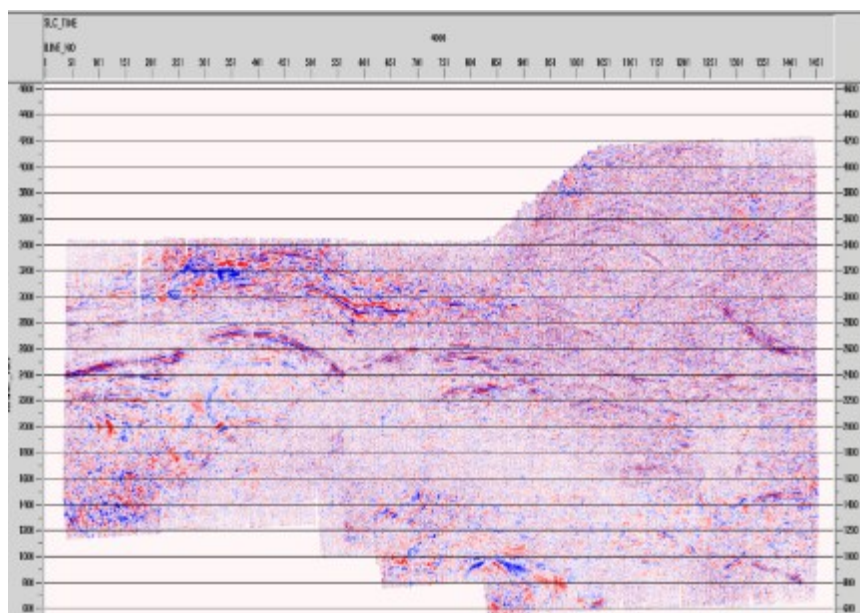


Рисунок 3.113 - Зріз - 4000. Фрагмент часового розрізу сейсмічного куба до застосування процедури міграції

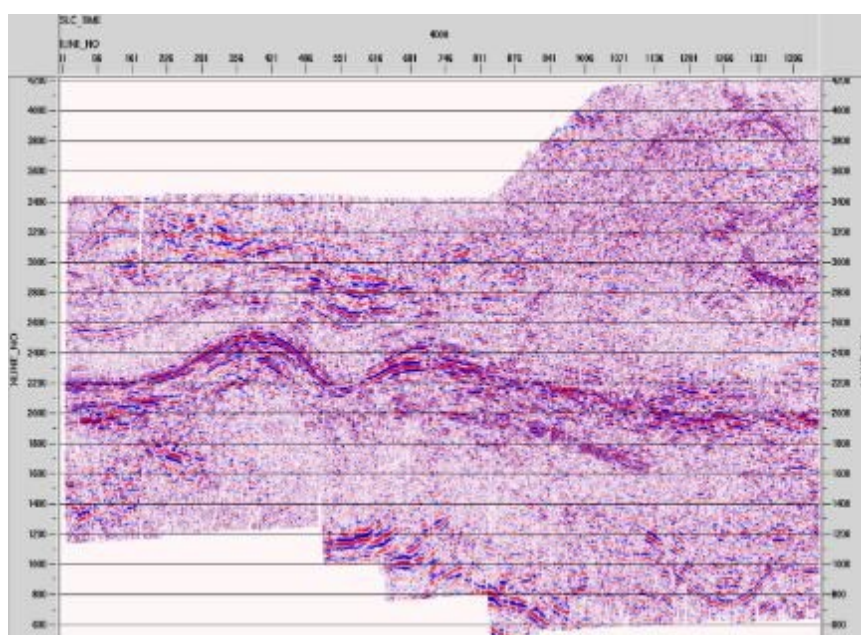


Рисунок 3.114 - Зріз 4000. Фрагмент часового розрізу сейсмічного куба після застосування процедури міграції Кірхгофа

Аналізуючи мігровані розрізи, можна сказати, що їхня якість у більшості випадків є задовільною для чіткої та переконливої інтерпретації.

Використовуючи такі матеріали, можна впевнено виділяти певні геометричні фігури в будові осадових шарів, що створюють сприятливі умови для можливого виділення пасток вуглеводнів [Tyshchenko et al, 2016].

3.3 Висновки

Оцінюючи та аналізуючи отримані результати можна зробити висновки, що виконання дослідно-методичної обробки 2D сейсмічних даних, зумовило отримання високороздільних часових розрізів з максимально підвищеним співвідношенням сигнал/завада та зі збереженими значеннями “істинних” амплітуд сейсмічного сигналу. Такі часові розрізи є придатні для подальшого прогнозування характеристик геологічного розрізу. Міркуючи про те, що вуглеводневий поклад може проявлятися в сейсмічному полі як та чи інша амплітудно-частотна аномалія, дана методика трансформацій сейсмічного поля себе повністю виправдовує, як для структурних побудов так і для оцінки динамічних характеристик хвильового поля та речового складу і насиченості геологічних утворень.

Проведена дослідна обробка 2D сейсмічних даних, результати якої можуть стати підґрунтям підготовки сейсмічних даних для проведення кількісного аналізу геологічних утворень. Всі процедури розробленого графу обробки сейсмічних даних 2D, сформовано у окремі блоки для зручності їх розуміння, оцінки та систематизації послідовності їх виконання. Слід наголосити, що особливу увагу слід приділяти міграції сейсмічних даних до підсумовуванням зі збереженням “істинних” амплітуд, так як саме такі дані можуть містити інформацію про речовий склад та насиченість вуглеводнями.

За допомогою мігрованих даних до підсумовування із застосуванням алгоритмів та методик інверсійних перетворень сейсмічних даних можливо виходити на визначення літології, типу флюїду, характеру насичення, пористості та інші кількісні, корисні петрофізичні характеристики геологічного середовища.

Таким чином, мігровані часові розрізи та сейсмограми СГТ, отримані за методикою обробки зі збереженням “істинних” амплітуд, слугують вхідним матеріалом для вилучення різноманітних динамічних параметрів запису, виконання інверсійних перетворень та AVO-аналізу.

Українські води Чорного моря є перспективним напрямком для майбутніх пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ. Ефективний збір та обробка 3D сейсмічних даних на ділянці Внутрішній Дельфін дозволили отримати новий набір даних, який буде ключовим для подальшого вивчення та визначення перспективності цієї ділянки. Незважаючи на малі глибини від 14 м до 40 м, було обрано ефективну систему збору даних, яка дозволяє оминати перешкоди на морському дні. Дані пройшли сучасну обробку, включаючи 3D розділення хвильових полів, дехостинг, подавлення кратних хвиль, зменшення завад керовану машинним навчанням. Результати демонструють здатність фінальної моделі швидкості міграції фіксувати високошвидкісні та низькошвидкісні контрасти, що є важливими для глибинної міграції. Зображення розділеного хвильового поля (SWIM) покращує візуалізацію морського дна, забезпечуючи точну відповідність батиметричним даним. Порівняння 2D і 3D сейсмічних даних підкреслює вищу якість останніх, що має вирішальне значення для оцінки вуглеводневого потенціалу ділянки внутрішнього шельфу Дельфін. Наступне дослідження буде зосереджено на розвідці зовнішнього шельфу та прилеглих глибоководних ділянок, висвітлюючи українські води Чорного моря як перспективний напрямок для розвідки нафти і газу. Отримані 3D сейсмічні дані відіграють ключову роль у проведенні цих досліджень, надаючи цінну інформацію в економічно ефективний спосіб.

Продемонстровано підхід машинного навчання для послаблення міграційного шуму на сейсмічних зображеннях. Видалення цього типу шуму з сейсмічних даних було складним завданням, оскільки він має багато спільних характеристик з сигналом, який потрібно зберегти. Згорткова нейронна мережа може відрізнити шум від геологічних структур.

Отримання глибинного зображення ділянки досліджень після PSDM дозволило побудувати глибинні структурні карти, які мають меншу похибку ніж після звичайного перерахунку часових структурних карт в домен «глибина» після PSTM. За результатами ітераційних уточнень томографії та FWI – отримано розподіл інтервальних швидкостей в глибинному масштабі. Даний регіон має як мінібасейн з молодими теригенними породами, так і вихід високошвидкісних порід, що обумовлює значні латеральні варіації сейсмічних швидкостей. Навіть в молодому осадовому чохла є латеральні варіації швидкостей, що може обумовлюватися режимом осадконакопиченням та наявністю газонасичених товщ. Загалом PSDM демонструє покращення самого зображення хвильового поля. Алгоритм SWIM забезпечує значне покращення роздільної здатності морського дна, порівняно з даними Кірхгофа. Об'єднання SWIM і Кірхгофа покращує візуалізацію мілководних відбиттів.

Реалізований автоматизований алгоритм аналізу та розрахунку швидкості міграції є незалежним від суб'єктивного людського фактору та більш швидким. Відсутній сигнал "розтягування часу", який присутній після ручного аналізу швидкостей. Аналізуючи отримані результати міграції, можна сказати, що всі наведені алгоритми міграції працюють добре. Вони усувають дифраговані хвилі (некогерентну шумову складову сейсмічного хвильового поля). Для швидкої оцінки моделі швидкості доцільно використовувати алгоритм фазового зсуву (Phase Shift), який можна використовувати для міграційних процедур, якщо немає великих кутів відбиття границь. Цей алгоритм вимагає менших затрат комп'ютерного часу і дає прийнятний результат для візуальної оцінки вихідних даних. Оптимальним алгоритмом швидкої міграції для сейсмічних даних на складних геологічних ділянках є алгоритм Кірхгофа. Висока якість сейсмічних зображень і короткий час комп'ютерного розрахунку виправдовує ефективність роботи розробленого алгоритму.

РОЗДІЛ 4 ТРИВИМІРНА (3D) ШВИДКІСНА МОДЕЛЬ ОСАДОВОГО ЧОХЛА УКРАЇНСЬКОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

4.1 Типи швидкостей в сейсморозвідці

4.1.1 Природа даних про швидкість

Дані про швидкість містять величезну кількість інформації. Однак, потрібно бути дуже обережними і розуміти, як поводитися з ними. Наприклад, при підсумовуванні сейсмічних даних можна досить успішно використовувати швидкості, які можуть відрізнятися на 20% від істинної швидкості нормального зсуву (NMO). Хоча процес підсумовування може витримувати такі великі зміни швидкості і залишатися ефективним, методи, які використовуються для прогнозування пористості, тріщинуватості, вмісту флюїдів та інших важливих параметрів, можуть не витримати такої різниці. Зміна прогнозу пористості на 20% може означати різницю між щільним пластом і сухою свердловиною, або пористим пластом і продуктивним.

Під час розвідки часто виникають ситуації, коли прості карти у часовому масштабі не є відповідними чи достатньо точними, і навіть можуть призвести до буріння сухої свердловини. Наприклад, часова карта може вказувати на структурне замикання, тоді як насправді там присутній градієнт швидкості, а справжня структура є зануреним носом. Дані лише про час також є ненадійними, коли існує глибоке, крутопохиле дно. У цьому випадку часова карта буде неточною, якщо ми не врахуємо вплив водного шару.

Робота з даними про швидкість - це процес інтеграції процесів. Перший крок - збір найкращих доступних даних. Дані надходять від геологів, геофізиків, інженерів з каротажу свердловин, інженерів-нафтовиків і петрофізиків. Другий крок - перевіряється якість даних, перегляд журналів приймачів, перевіряються перші вступні в записах джерел коливань, статичні поправки, відповідність між кількістю пострілів і кількістю створених записів тощо. Неякісні дані призводять

до неякісної інтерпретації. Третій крок - використання нормалізованих інтервальних швидкостей для визначення літології. Коли можна задовільно співвіднести нормалізовану інтервальну швидкість з певною літологією, можна бути впевненими, що розрахунки середньої швидкості та перетворення глибини будуть точними. Це не означає, що таке перетворення буде безпомилковим, але принаймні статистична похибка буде зведена до мінімуму. Четвертий крок - не варто сліпо довіряти даним про швидкість. Потрібно перевіряти і перепроверити дані. Потрібно розглянути всі можливі джерела інформації про швидкість, включаючи сейсмічні дослідження відбиття і заломлення, каротаж свердловин, контрольні дослідження і вертикальне сейсмічне профілювання (ВСП). Але не треба довіряти жодному з них як повністю точному. Потрібно бути пильним з даними, доки не буде завершено остаточний звіт і всі дані не підтвердять отримані висновки.

Існує кілька способів перевірити достовірність даних без необхідності повертатися до першоджерела. Наприклад, можна легко виявити помилки у швидкості, побудувавши багато інтервальних кривих швидкості і просто зробити візуальне порівняння. Помилкові точки даних будуть виділятися серед достовірних даних.

Мабуть найбільш достовірними джерелами даних про швидкість є глибини з вертикальних свердловин та ізохрони або ізопахіти з належним чином складених і переміщених сейсмічних розрізів. Глибини в свердловинах є найнадійнішими, оскільки вони є простими і прямими вимірами. Надається перевага використанню вертикальних свердловин, а не похило-скерованих, тому що вертикальні свердловини не вимагають геометричної корекції відхилення. Використання ізохрон зменшує або навіть усуває приповерхневі проблеми, які можуть призвести до помилки в абсолютному часі.

Швидкісні дані є основою для методів перетворення сейсмічного часу в геологічну глибину [Drachev et al., 2018]. Вони також є основою для методів літологічного прогнозування. Якщо отримана найкраща інформація про

швидкість, зокрема найкращі дані інтервальної швидкості, це перший крок до якісного перетворення глибини і визначення літології.

Середня сейсмічна швидкість - це відстань, пройдена сейсмічною хвилею від джерела до певної точки на поверхні або в межах Землі, поділена на зареєстрований час проходження. Якщо нас цікавить відстань і час від поверхні землі до точки на глибині, то ми використовуємо односторонню відстань і час.

Інтервальна швидкість визначається, як товщина певного шару, поділена на час, необхідний для проходження від вершини шару до його основи.

Середньоквадратична швидкість (RMS) також є середньозваженим значенням, яке усереднює шари одиниць породи. Процес зважування визначається значенням інтервальних швидкостей, що досягається піднесенням значень інтервальних швидкостей до квадрату. При такому підході більша вага надається більшим інтервальним швидкостям.

Кінематична поправка (NMO), визначається як часовий зсув, який застосовується до кожної сейсмічної події в межах загальної середньої глибинної точки (СГТ), щоб зробити всі відбиті події від певної межі розділу фаз рівними в часі. Поправку NMO застосовується для того, щоб сейсмічні події можна було підсумовувати або складати, таким чином посилюючи бажаний сейсмічний сигнал і послаблювати випадковий шум.

Часто на практиці значення швидкості кінематичної поправки, отримані з аналізу сейсмічних швидкостей, замінюються на середньоквадратичні швидкості, як це представлено у роботі [Drachev et al., 2018]. Насправді, коли горизонтальне зміщення значно менше за глибину, то швидкості кінематичної поправки дорівнюють середньоквадратичним швидкостям.

4.2 Тривимірна (3D) швидкісна модель осадового чохла української частини Чорного моря

Основою для побудови 3D швидкісної моделі стали результати проекту BS-05 [Стовба, Попадюк, 2009; Stovba et al., 2009, 2013, 2017а, б, 2020, 2023;

Khriachtchevskaia et al., 2009, 2010], що включають регіональні 2D часові сейсмічні профілі СГТ (спільна глибинна точка) і сейсмокаротаж свердловин на Одеському та Прикерченському шельфах.

Ми маємо швидкісні дані у свердловинах, які нерівномірно розташовані по площі дослідження. Тому, щоб врахувати швидкісні неоднорідності у міжсвердловинному просторі, ми використали додаткову інформацію - швидкості за сейсмічними даними. Ми об'єднали їх зі свердловинною швидкісною інформацією, щоб отримати рівномірні дані високої щільності.

Перерахунок часових структурних поверхонь у глибинні проводився із використанням куба середніх швидкостей, що був розрахований на основі даних швидкостей СГТ та швидкостей сейсмокаротажу. Сейсмічні швидкості для побудови глибинних карт зазвичай не використовуються, оскільки вони отримані при обробці сейсмічних даних для введення кінематичних поправок. Сейсмічні швидкості отримуються для найкращої якості сейсмічних даних, а не для глибинного перетворення, і вони зазвичай більші за швидкості сейсмокаротажу [Drachev et all 2018].

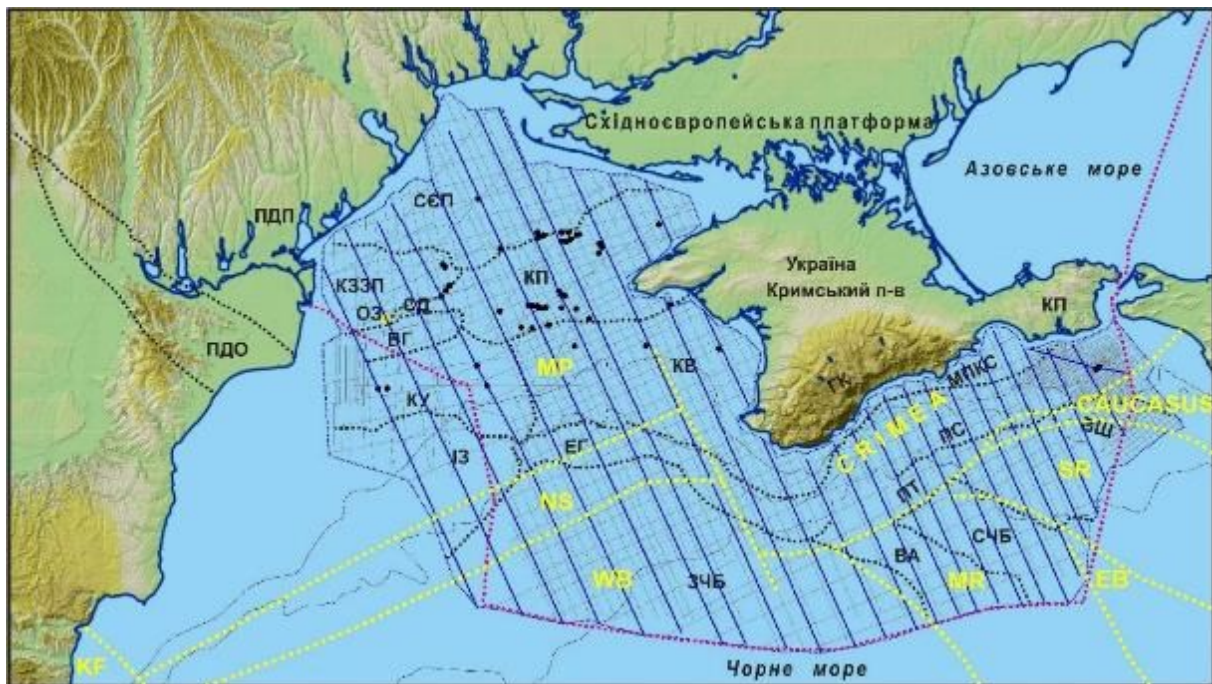


Рисунок 4.1. Фізико-географічна карта ділянки досліджень, де показано межу українського сектору Чорного та Азовського морів (рожева переривчаста

лінія), контури регіональних тектонічних елементів (чорні переривчасті лінії) за районуванням Стовби С.М., та контури регіональних тектонічних елементів (жовті переривчасті лінії) за районуванням Фінетті І., місцеположення ключових морських свердловин (чорні круги), розташування сейсмічних профілів. Границя сейсмічних досліджень показана синьою переривчастою лінією. Сейсмічні профілі, які були використані для побудови 3D швидкісної моделі, показані жирними синіми лініями. Скорочені назви тектонічних елементів за районуванням Стовби С.М: ВА – вал Андрусова; ВГ – вал Губкіна; ВШ – вал Шатського; ГК – Гірський Крим (Кримські гори); ЕГ – Евксінський грабен; ЗЧБ – Західночорноморській басейн; ІЗ - Істрийська западина; КЗЗП – Крилівсько - Зміїна зона підняття; КВ – Каламітський вал; КП – Каркінітський прогин; КУ – Крайовий уступ; МПКС – морське продовження кримських складок; ОЗ – острів Зміїний (показаний жовтим кольором); СЄП – Східноєвропейська платформа; СП – Сулінський прогин; ПС – прогин Сорокіна; ПДП – Переддобруджинський прогин; ПТ – підняття Тетяєва; СЧБ – Східночорноморській басейн. Свердловина Морська – 1 знаходиться на острові Зміїний. Скорочені назви тектонічних елементів за районуванням Фінетті І.: МР – Moesian Platform (Мізійська платформа); NS – Північно-західний схил (North-West Slope); KF – Камчийський прогин (Kamchian Foredeep); WB – Західночорноморській басейн (West Basin); MR – Серединно-чорноморській хребет (Mid-Black Sea Ridge); EB – Східно-Чорноморській басейн (East basin); SR – хребет Шатського (ShatskyRidge)

Побудова 3D моделі швидкості включала 8 етапів (рис. 4.2).

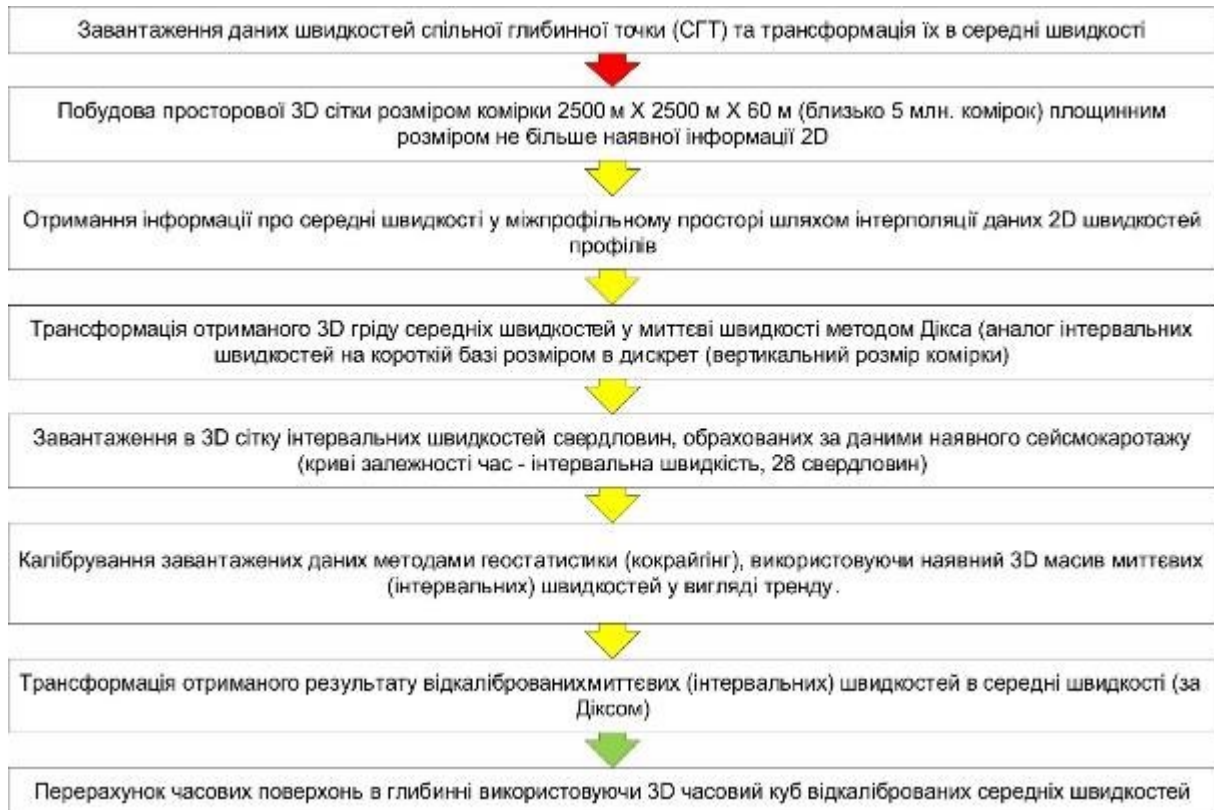


Рисунок 4.2. Методика побудови 3D моделі швидкості на основі сейсмічних та свердловинних даних

Дані для просторового розрахунку середніх швидкостей включали сейсмічні матеріали у вигляді 2D ліній швидкостей пост-стек міграції та сейсмокаротаж свердловин пробурених на північно-західному (Одеському) шельфі і структурі Суботіна (Прикерченський шельф). Свердловини, які використані у роботі показані на рис. 4.1.

З усього масиву наявних профілів 2D обрано повздовжні профілі (субмеридіональні) та профіль BS05-50, що характеризує будову осадового чохла поблизу свердловини Суботіна 403. Вибір субмеридіональних профілів 2D полягає в заключенні, що вони перетинають різні тектонічні елементи, що є важливою умовою для подальшої просторової інтерполяції швидкостей 2D в об'єм 3D.

Для локальних завдань крупного масштабу зазвичай використовують моделі інтервальних швидкостей там, де є достатньо свердловин, і тому між свердловинами точність розрахунку інтервальних швидкостей з застосуванням даних СГТ є досить високою. У нашому випадку майже на всій ділянці дослідження, за виключенням Одеського шельфу та структури Суботіна, відсутні свердловини і відповідно відсутні швидкісні характеристики геологічного розрізу для точної сеймостратиграфічної прив'язки. Тому нами були використані середні швидкості.

Була побудована просторова сітка з розміром комірки 2500x2500x60 м (близько 5 млн комірок) площею понад 104 000 км². Далі, після внесення профілів середніх швидкостей в побудовану 3D модель виконувався процес інтерполяції в міжпрофільному просторі. Отриманий об'єм комірок середніх швидкостей було експортовано у 3D куб формату SEG-Y (від Society of Exploration Geophysicists - Товариство геофізиків-розвідників).

Для перетворення часових структурних поверхонь та каркасу розривних порушень у глибинний масштаб використовувався розрахований 3D куб середніх швидкостей. Аналіз середніх швидкостей свердловин і середніх сейсмічних швидкостей виявив певну розбіжність. Сейсмічні швидкості зазвичай можуть бути завищені відносно швидкостей свердловин в середньому на 20% (рис. 4.3).

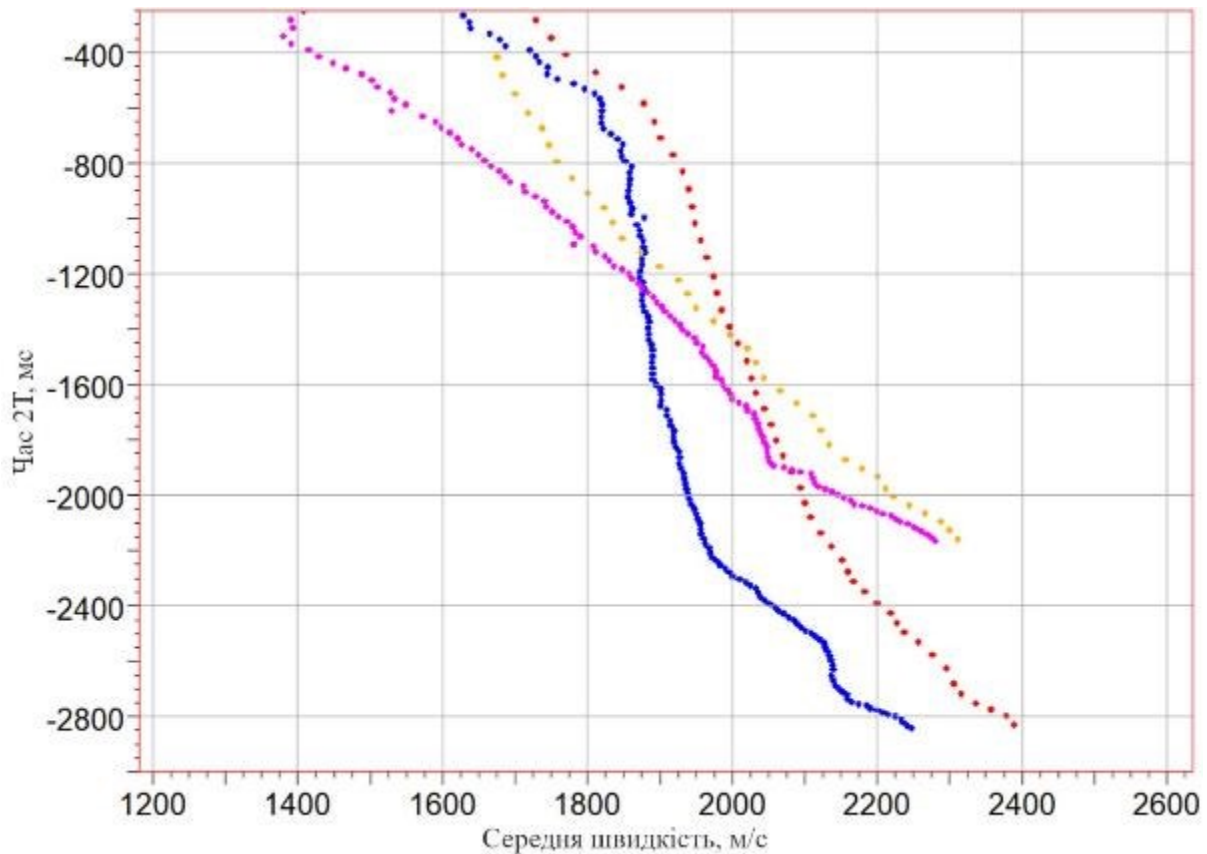


Рисунок 4.3. Залежність середня швидкість - час у свердловинах із наявним сейсмокаротажем (синій колір – Архангельська 1, рожевий – Олімпійська 400) та значення середня швидкість - час інтерпольованого 3D куба середніх швидкостей за сейсмічними швидкостями у точках відповідних свердловин (червоний колір – Архангельська 1, помаранчевий – Олімпійська 400)

Ця розбіжність була врахована шляхом калібрування середніх сейсмічних швидкостей до даних сейсмокаротажу свердловин на шельфі. Калібрування даних здійснювалось методами геостатистики за допомогою варіограми і кригінг інтерполяції, сейсмічні швидкості використовувались як тренд. Після калібрування кореляція між середніми швидкостями за сейсмокаротажем і швидкостями за сейсмічними даними значно покращилась: з 0.84 до 0.94 (рис. 4.4). Далі куб середніх швидкостей перераховувався за методом Дікса в куб миттєвих швидкостей в програмному забезпеченні Petrel.

Миттєва швидкість є аналогом інтервальних швидкостей. Точність такої швидкості відповідає довжині дискрета сейсмічної інформації що дозволяє замінити використання структурних поверхонь для товстошаруватої моделі при розрахунку інтервальних швидкостей. За свердловинними даними отримана інформація про інтервальні швидкості, яка була відфільтрована (згладжена) для усунення аномальних значень, це було досягнуто за рахунок малої бази розрахунку $\Delta h/\Delta t$.

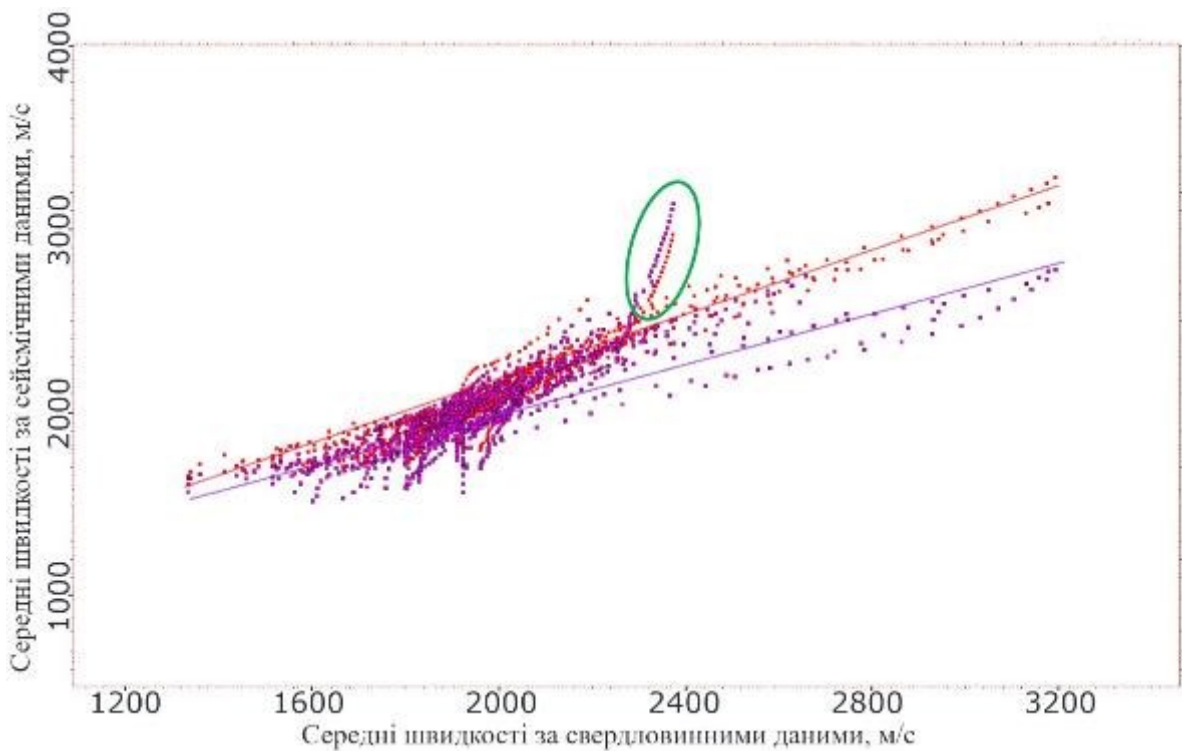


Рисунок 4.4. Графік залежності середніх швидкостей за сейсмокаротажем та сейсмічними даними до (фіолетовий) та після (червоний) калібровки. Аномальна швидкісна характеристика в св. Суботіна 403 (зелений колір)

Було помічено, що від часу 2290 мс, простежується аномальність швидкісної характеристики в св. Суботіна 403 в сторону збільшення швидкості в порівнянні із загальним трендом ділянки дослідження. Це явище потребує окремого детального аналізу та пояснення. Проаналізувавши глибоководну частину, було встановлено, що вплив калібрування (рис. 4.5, 4.6) становив 200-300 м/с. Найбільші поправки були внесені по горизонту IV - підшва син-

рифтових відкладів крейдового періоду в межах Каркінітської западини та в районі свердловини Суботіна 403.

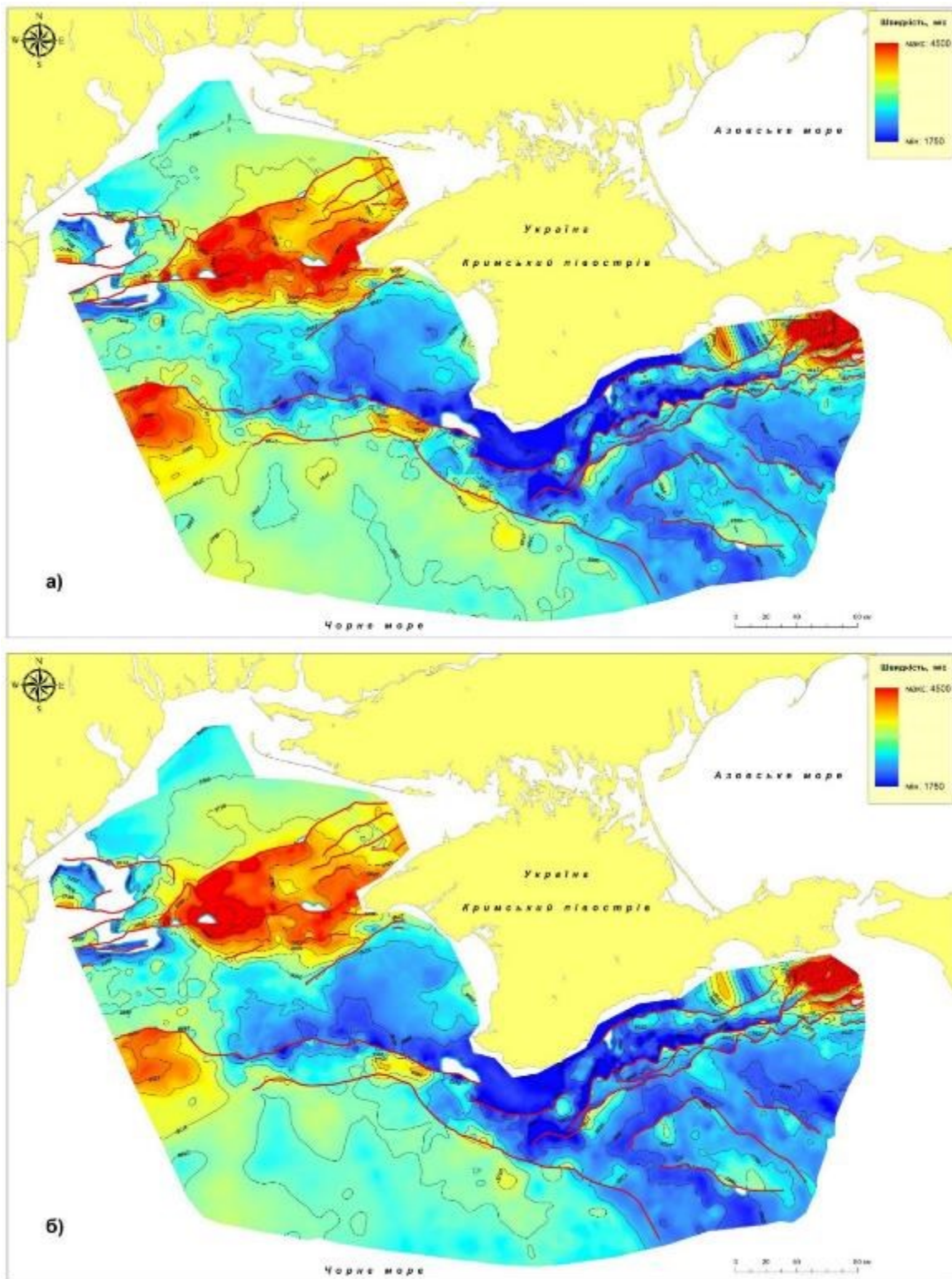


Рисунок 4.5. Карта середніх швидкостей уздовж горизонту IV - підосва син-рифтових відкладів крейдового періоду (побудови від рівня моря): а) до калібрування; б) після калібрування до середніх швидкостей свердловин

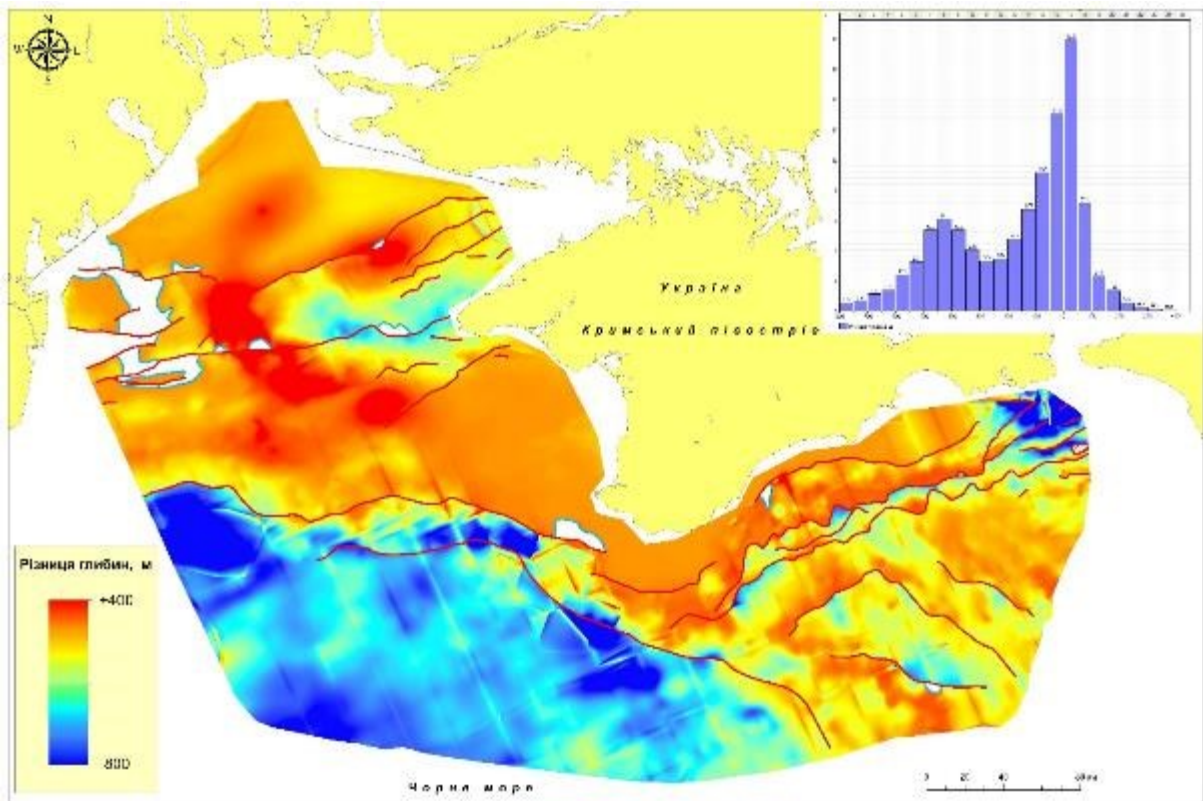


Рисунок 4.6. Різниця глибин для горизонту IV - підшва син-рифтових відкладів крейдового періоду, обрахованого за сейсмічними середніми швидкостями та за відкаліброваними сейсмічними середніми швидкостями

Наступним кроком була трансформація швидкостей за Діксом: із куба миттєвих (інтервальних) швидкостей розраховувався куб середніх швидкостей, який використовувався як остаточний варіант просторової моделі середніх швидкостей у межах ділянки дослідження.

Швидкість, густина та імпеданс є петрофізичними характеристиками породи. Тому ми можемо застосовувати алгоритми моделювання для поширення швидкості в середовищі, попередньо масштабуючи їх до створеного коміркового каркасу 3D моделі. Ця модель дозволяє наблизитися до оцінки літологічних характеристик верств порід оскільки забезпечує зміну швидкості на дуже невеликих інтервалах змін часу або глибини. Цінність розробленої методики побудови просторової швидкісної моделі полягає в можливості використовувати латеральну геологічну інформацію, що присутня в сейсмічних швидкостях.

Щоб відокремити мезозой-кайнозойські відклади, необхідно було визначити границю розділу між осадовим чохлам і акустичним фундаментом. Акустичний фундамент (АФ) - це границя, нижче якої сейсмічна енергія повертається погано або не повертається зовсім. АФ також називають сейсмічним фундаментом, без чіткого поділу на осадовий чохол та кристалічний фундамент. В деяких регіонах він відповідає кристалічному фундаменту, що складений метаморфічними та/або магматичними породами. Для досягнення мети виділення АФ був створений гібридний атрибут шляхом комбінування різних сейсмічних атрибутів, (враховано амплітуди відбиттів, що пов'язані з контрастами акустичних жорсткостей на межі товщ; із включенням частоти, що пов'язана з товщинами пластів і їхнім літологічним складом; фаз, що реагують на характер перешаровування; інших атрибутів) та подальшим навчанням нейронної мережі і використанням отриманого класифікованого розрізу для детектування акустичного фундаменту. Для інтерпретації АФ по всій площі дослідження було використано новий гібридний атрибут разом із сейсмічними 2D профілями. Гібридний атрибут допоміг більш впевнено відокремити осадові відклади. Горизонтом АФ ми обмежили просторову модель середніх швидкостей мезозой-кайнозойських відкладів, що демонструється на одному із сейсмічних профілів (рис. 4.7, а, б).

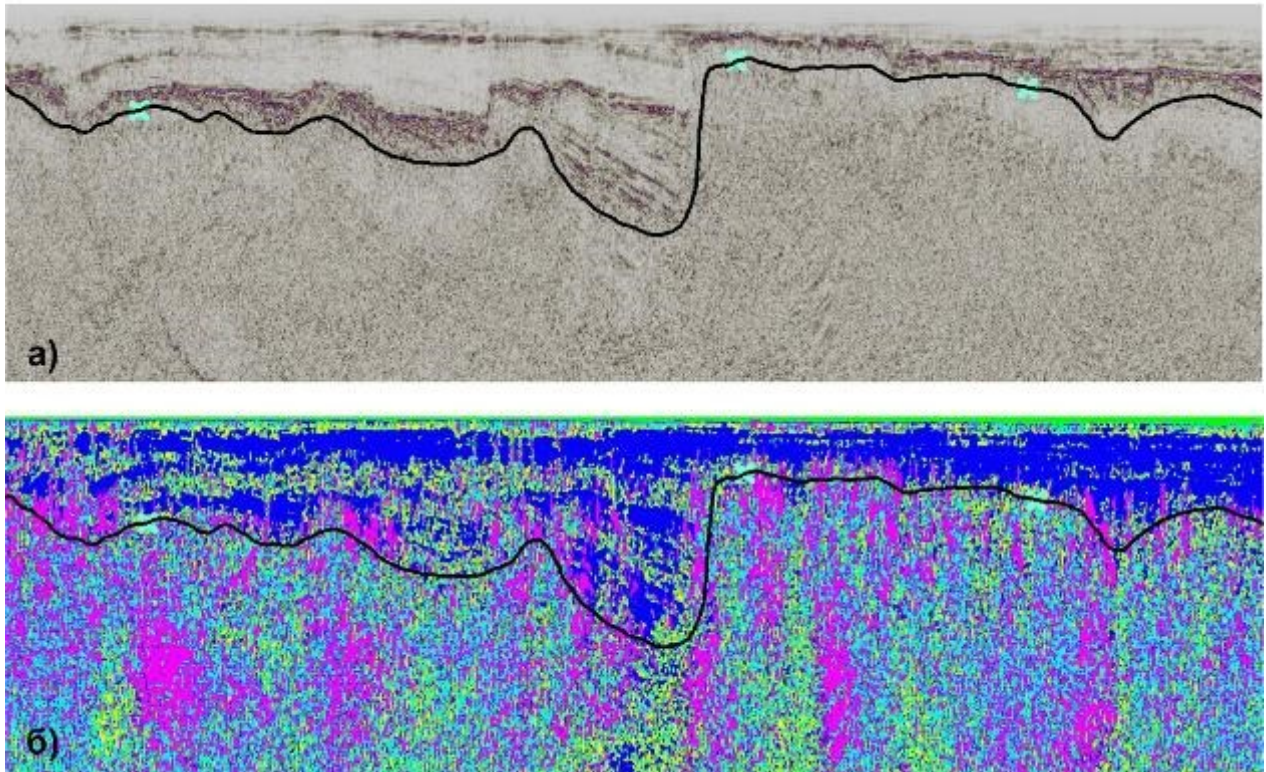


Рисунок 4.7. Горизонт розділу осадового чохла та акустичного фундаменту: а) сейсмічний розріз СГТ; б) гібридний сейсмо-атрибут

На основі фінальної просторової швидкісної моделі для шістнадцяти тектонічних зон були побудовані графіки середніх та інтервальних швидкостей за сейсмічними даними до та після калібрування з сейсмокаротажем у створених псевдосвердловинах, дві з яких демонструються на рис. 4.8 і 4.9 для тектонічних зон Каркінітського прогину та Західночорноморської западини відповідно. Це дало можливість аналізувати швидкісні характеристики в будь яких напрямках (рис. 4.10).

Була виявлена регіональна інверсія швидкості в майкопських відкладах в межах Істрійської западини, Західночорноморського басейну, валу Андрусова, Східночорноморського басейну та Каркінітського прогину. Геологічні пояснення можуть бути пов'язані із зміною літолого-фаціальних характеристик розрізу та надмірним тиском у відкладах при їх ущільненні. Майкоп є нафтогенеруючим комплексом, і при зануренні відкладів газ витискається і

утворюється надлишковий тиск. Аномальний пластовий тиск у майкопській серії вказує на широкий розвиток глинистого діапїризму, який іноді переходить у грязьовий вулканізм [Naudts, 2006], що свідчить про вивільнення надлишкового тиску у товщі.

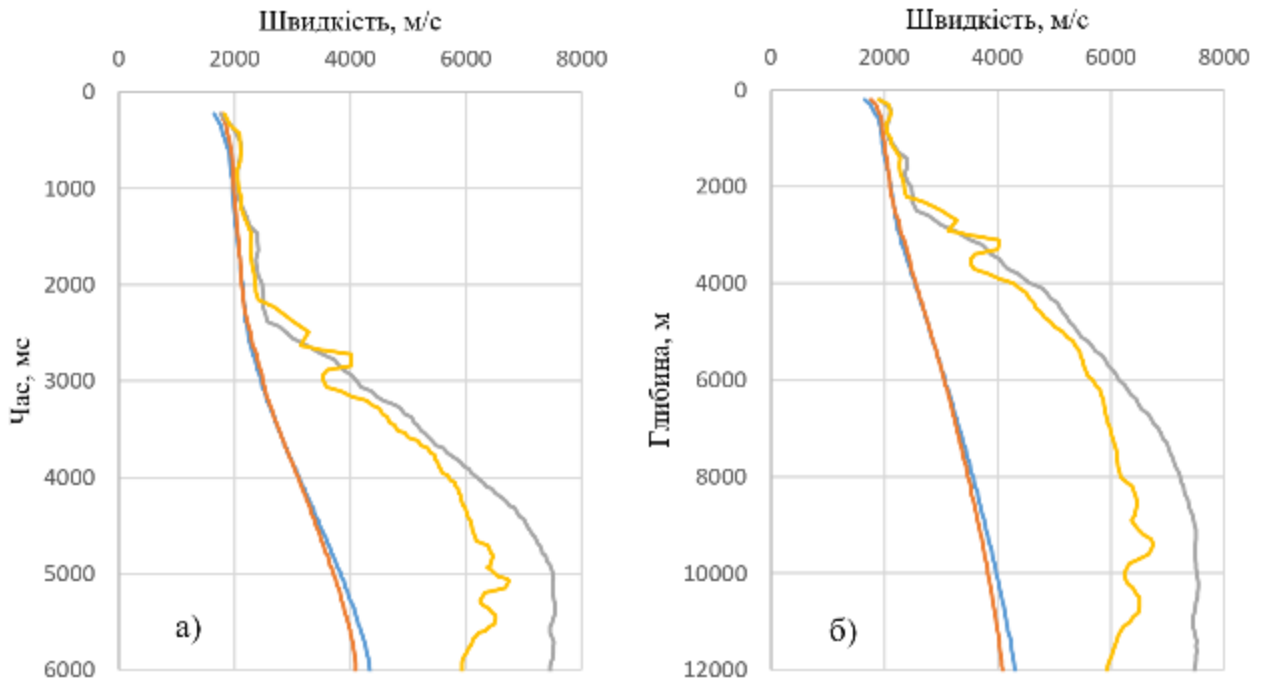


Рисунок 4.8. Графіки швидкостей у псевдосвердловині в межах Каркінітського прогину: а) в часовому та б) глибинному масштабі. Синім кольором позначена середня швидкість за сейсмічними даними; червоним кольором позначена середня швидкість за сейсмічними даними, відкалібрована до середньої швидкості свердловини; сірим кольором позначена інтервальна швидкість за сейсмічними швидкостями (перетворення по Dix); жовтим кольором позначена інтервальна швидкість за сейсмічними швидкостями, відкалібрована за інтервальними швидкостями свердловин

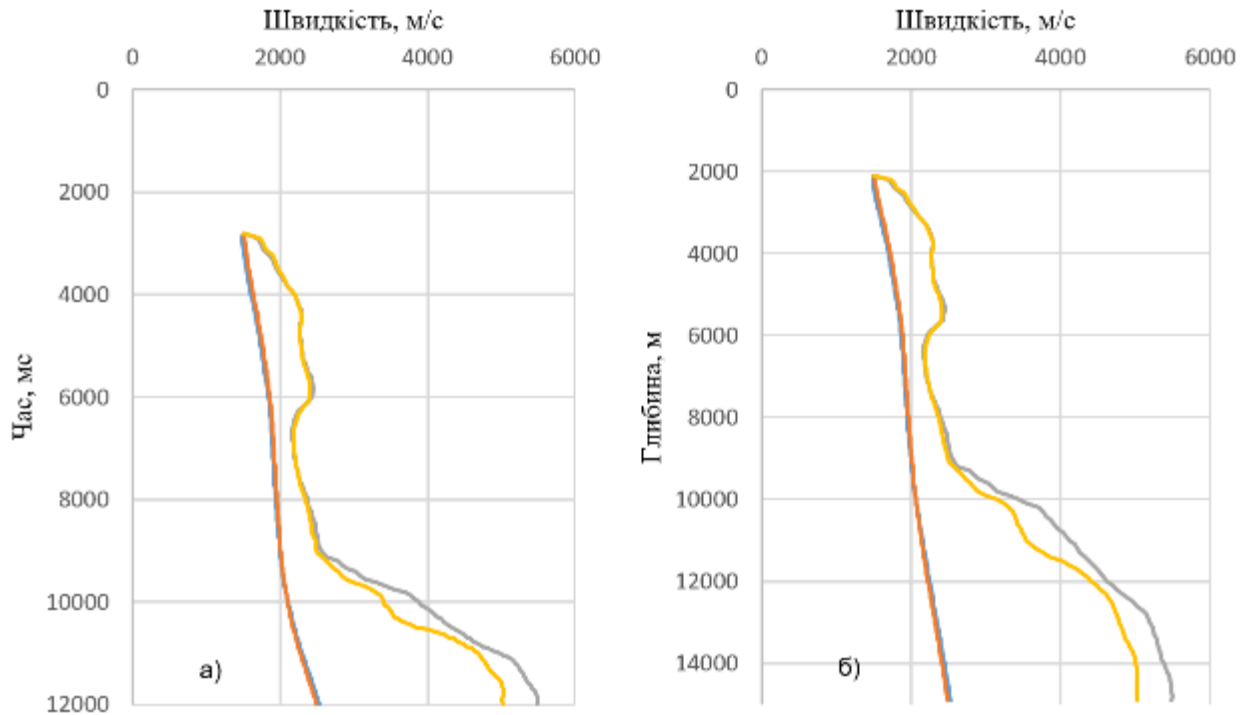


Рисунок 4.9. Графіки швидкостей у псевдосвердловині в межах Західночорноморського басейну: а) в часовому та б) глибинному масштабі. Умовні позначення див. Рисунок 4.8

Приклад ламаного сейсмічного розрізу вздовж всієї ділянки досліджень показаний на Рис. 4.11. Для вирішення структурних, кінематичних та стратиграфічних загадок було виконано абсолютно нове 3D-модельювання всієї акваторії з використанням доступних з відкритих джерел даних з прилеглих територій (Рисунок 4.12).

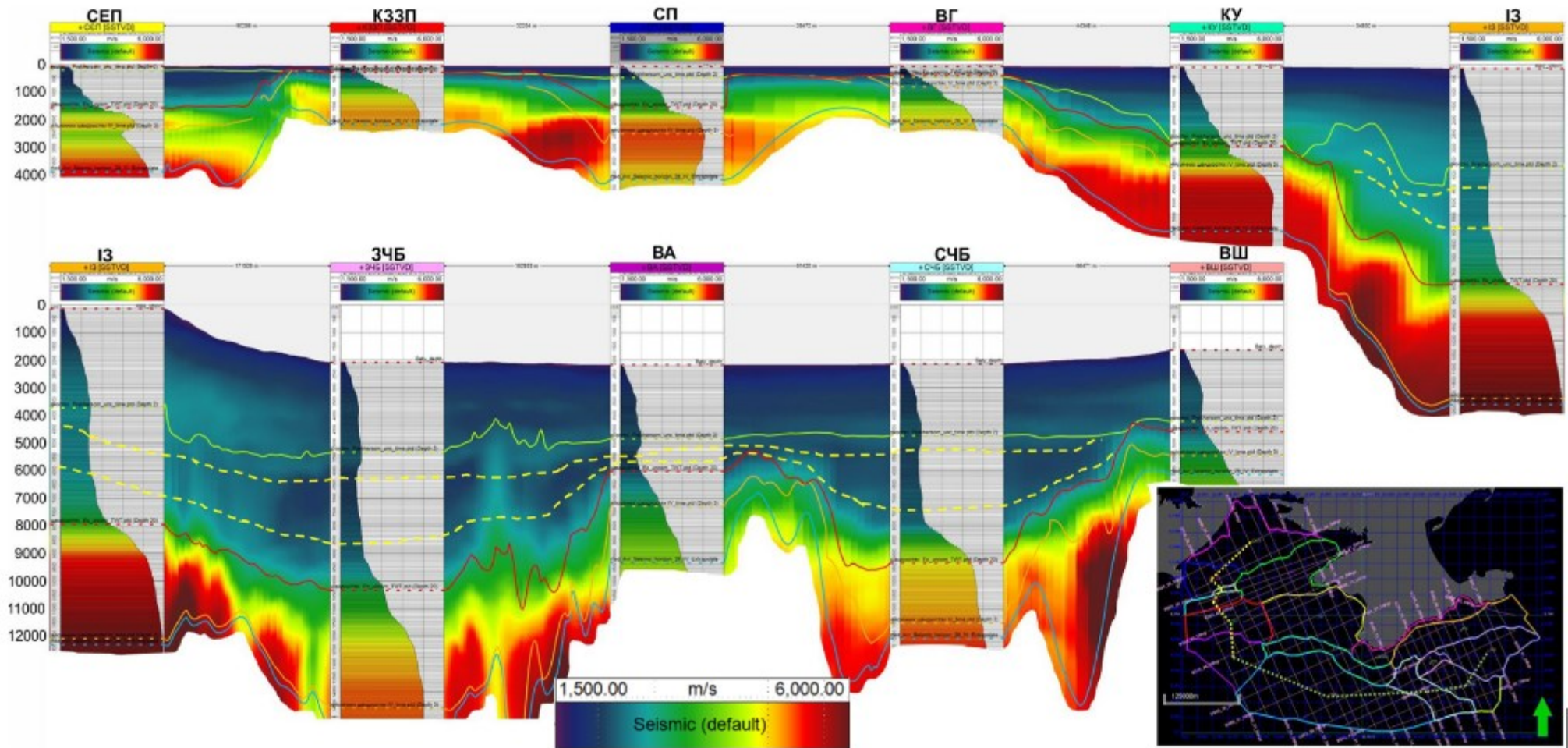


Рисунок 4.10. Відкалібровані швидкісні розрізи вздовж тектонічних елементів СЕП, КЗЗП, СП, ВГ, КУ, ІЗ, ЗЧБ, ВА, СЧБ, ВШ (розшифрування див. Рис 4.1) з винесеними псевдо-свердловинами. Жовтий пунктир – регіональна аномалія швидкостей у майкопських відкладах

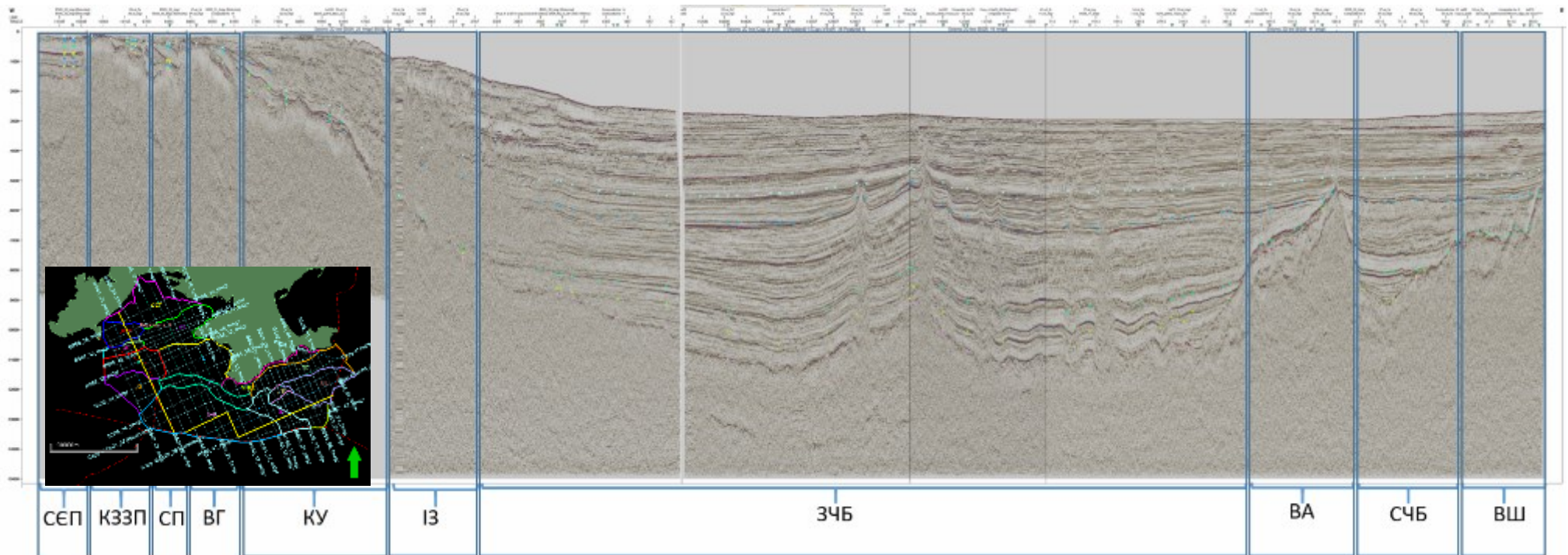
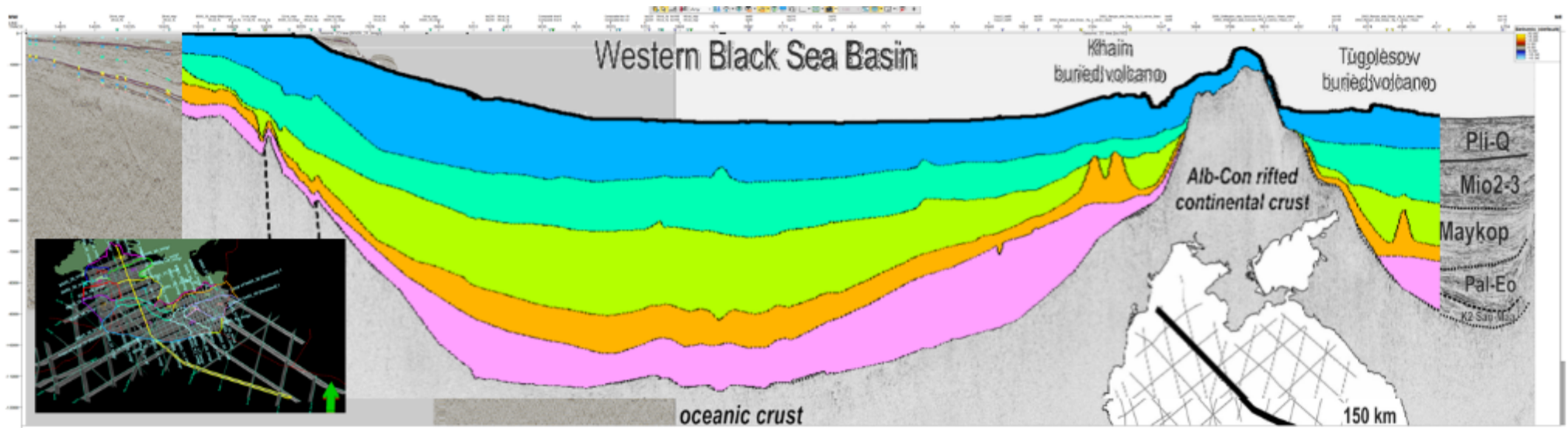
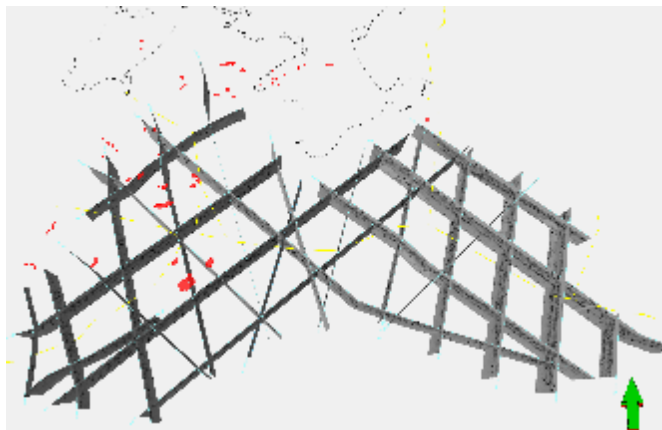


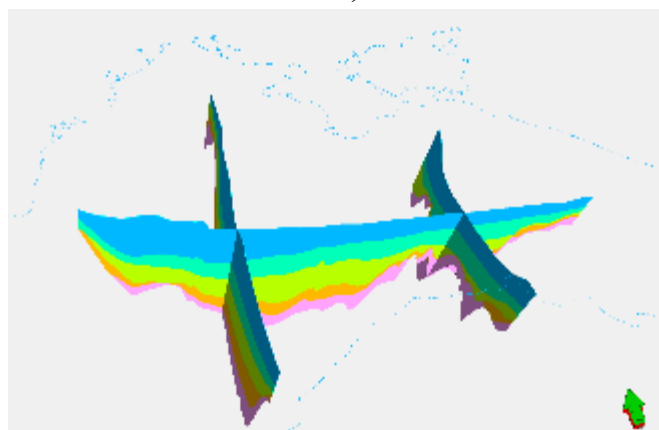
Рисунок 4.11 – Сейсмічний розріз по лінії BS05-25-38-19-41. Умовні позначення див. Рис 4.1



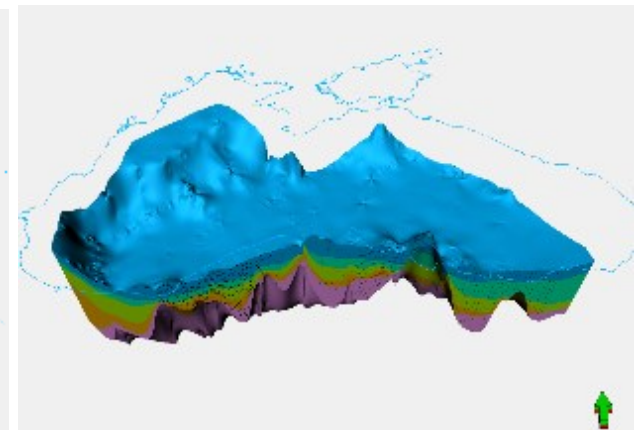
а)



б)



в)



г)

Рисунок 4.12 – а) Розріз вздовж отриманої геолого-геофізичної моделі; б) Використані профілі ION; в) Субширотний та субмеридіональні перерізи моделі; г) Товстопарувата модель Чорного моря за сейсмічними даними

Після створення 3D швидкісної моделі виконано процедуру трансформації час-глибина основних горизонтів мезозой-кайнозойських відкладів. На рис. 4.14-4.17 представлені горизонти: підосва син-рифтових відкладів крейдового періоду (IV), поверхня верхньоеоценового неузгодження (Eo_uncom), підосва пізнього Міоцену (Prekherson_unc). Побудована просторова середня швидкість за даною методикою дозволяє розраховувати нові глибинні поверхні та розривні порушення без перебудови швидкісної моделі. При отриманні нових свердловинних або сейсмічних даних, швидкісна модель може бути оновлена в області дослідження.

Щоб проаналізувати наскільки модель середніх сейсмічних швидкостей узгоджується з середніми швидкостями сейсмокаротажу (останні використовуються як критерій розподілу середніх швидкостей геологічного розрізу), ми порівняли середні швидкості свердловин і середні швидкості за сейсмічними даними до та після калібрування. Продемонструємо це на прикладі двох свердловин: Іллічівська 2 та Архангельська 1 (рис. 4.13). Після калібрування узгодженість у межах св. Іллічівська 2 є досить високою. Різниця в середніх швидкостях до калібрування становила до 320 м/с у нижній частині розрізу. Різниця швидкостей до калібрування для Іллічівської свердловини пояснюється різким збільшенням швидкості у свердловині в низах товщі крейди і обумовлена потужною товщею вулканічних порід.

Після калібрування різниця у швидкостях практично зникла, але у верхній частині розрізу все ще є певна величина незбіжності. Оскільки верхня частина розрізу (до 500 мс) має низькі швидкості, то найменші варіації часу на сталий крок глибини призводить до варіацій середньої швидкості сейсмокаротажу відносно загального низькошвидкісного тренду. Порівняно з сейсмічними середніми швидкостями це свідчить про більшу чутливість середніх швидкостей сейсмокаротажу до незначних її варіацій у верхній частині геологічного розрізу, на відміну від гладкої та слабкодіференційованої кривої середніх швидкостей за сейсмічними даними. У свердловині Архангельська 1 спостерігається різниця в

середніх швидкостях за свердловинними даними і сейсмічними швидкостями до і після калібрування. Різниця до калібрування становила 180 м/с від 2200 мс (рис. 4.13).

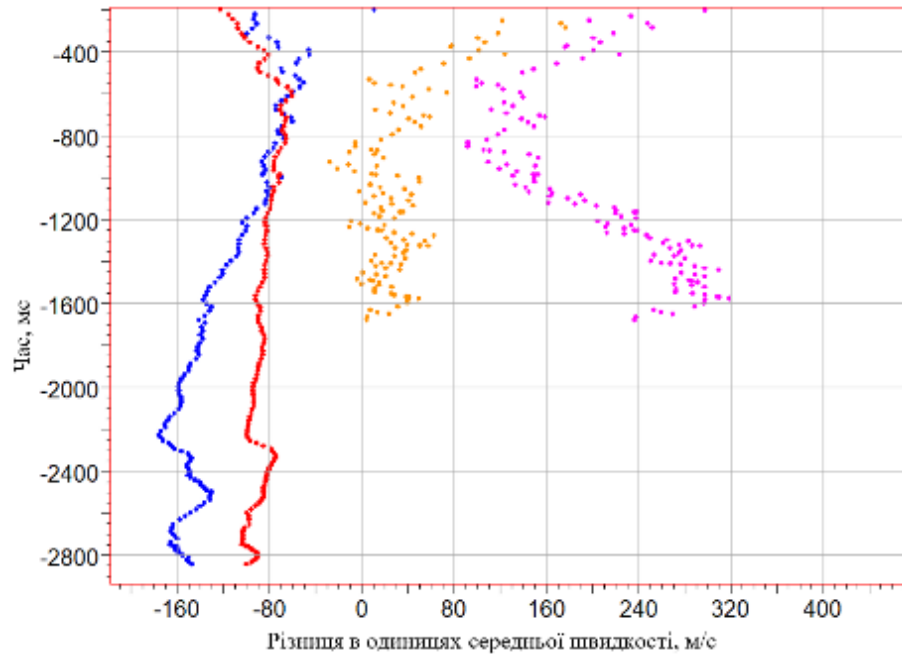


Рисунок 4.13. Різниця в швидкостях між свердловинними та сейсмічними даними до та після калібрування (відповідні кольори – синій та червоний – Архангельська 1, малиновий, помаранчевий – Іллічівська 2)

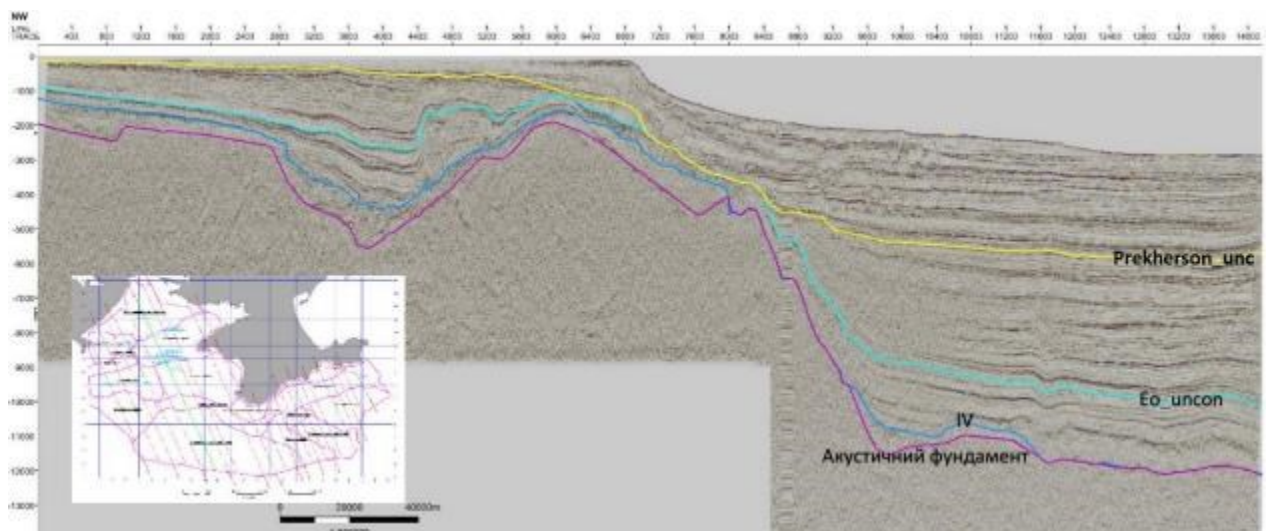


Рисунок 4.14. Сейсмічний профіль BS05 з горизонтами інтерпретації: 1) Підшва пізнього Міоцену (Prekherson_unc); 2) Поверхня верхньоеоценового неузгодження (Eo_uncon); 3) Підшва син-рифтових відкладів крейдового періоду (IV); 4) Покрівля акустичного фундаменту (палеозойський фундамент)

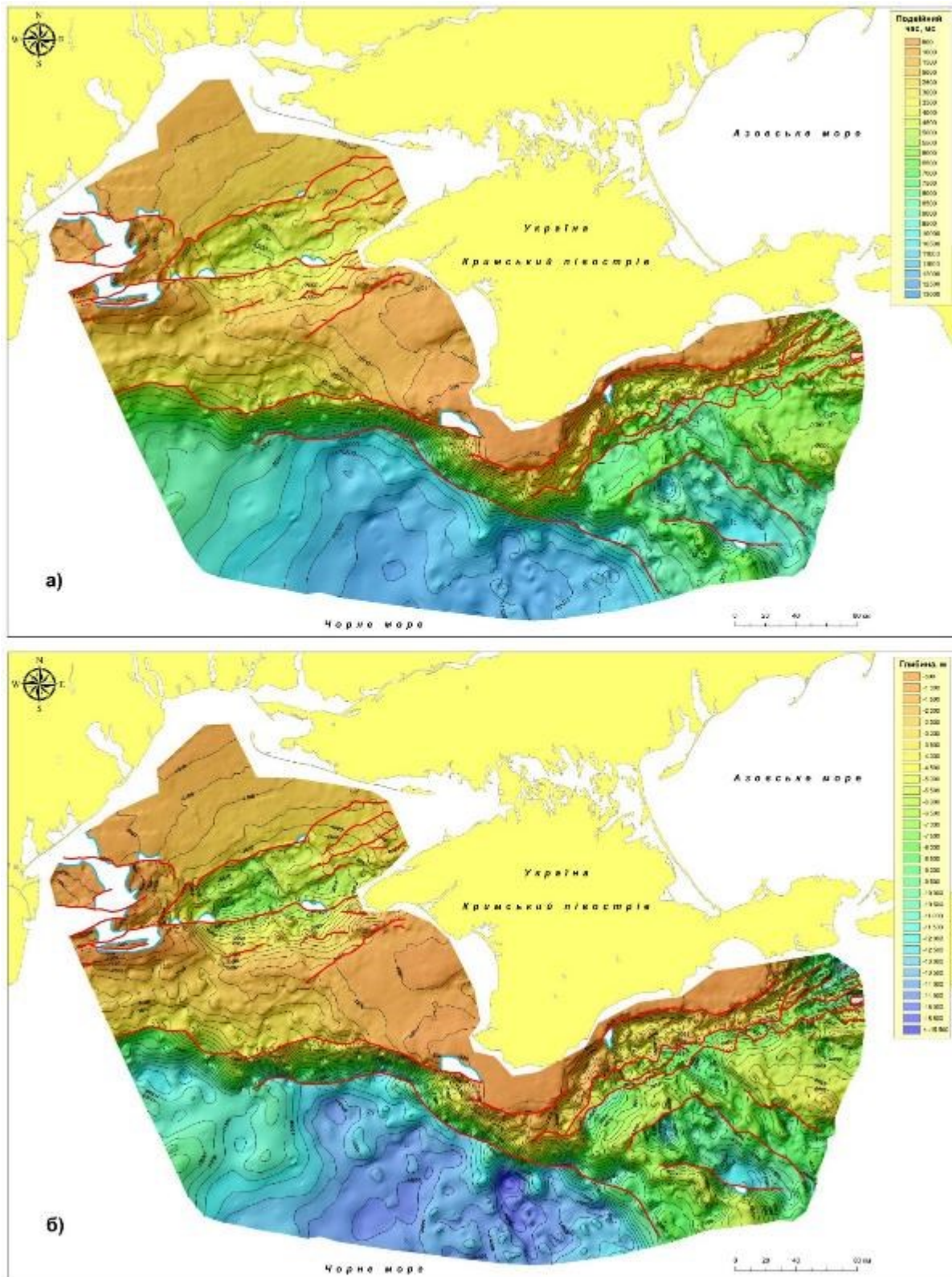


Рисунок 4.15. Структурна карта по горизонту підосви син-рифтових відкладів крейдового періоду (IV): а) у часовому масштабі; б) у глибинному масштабі

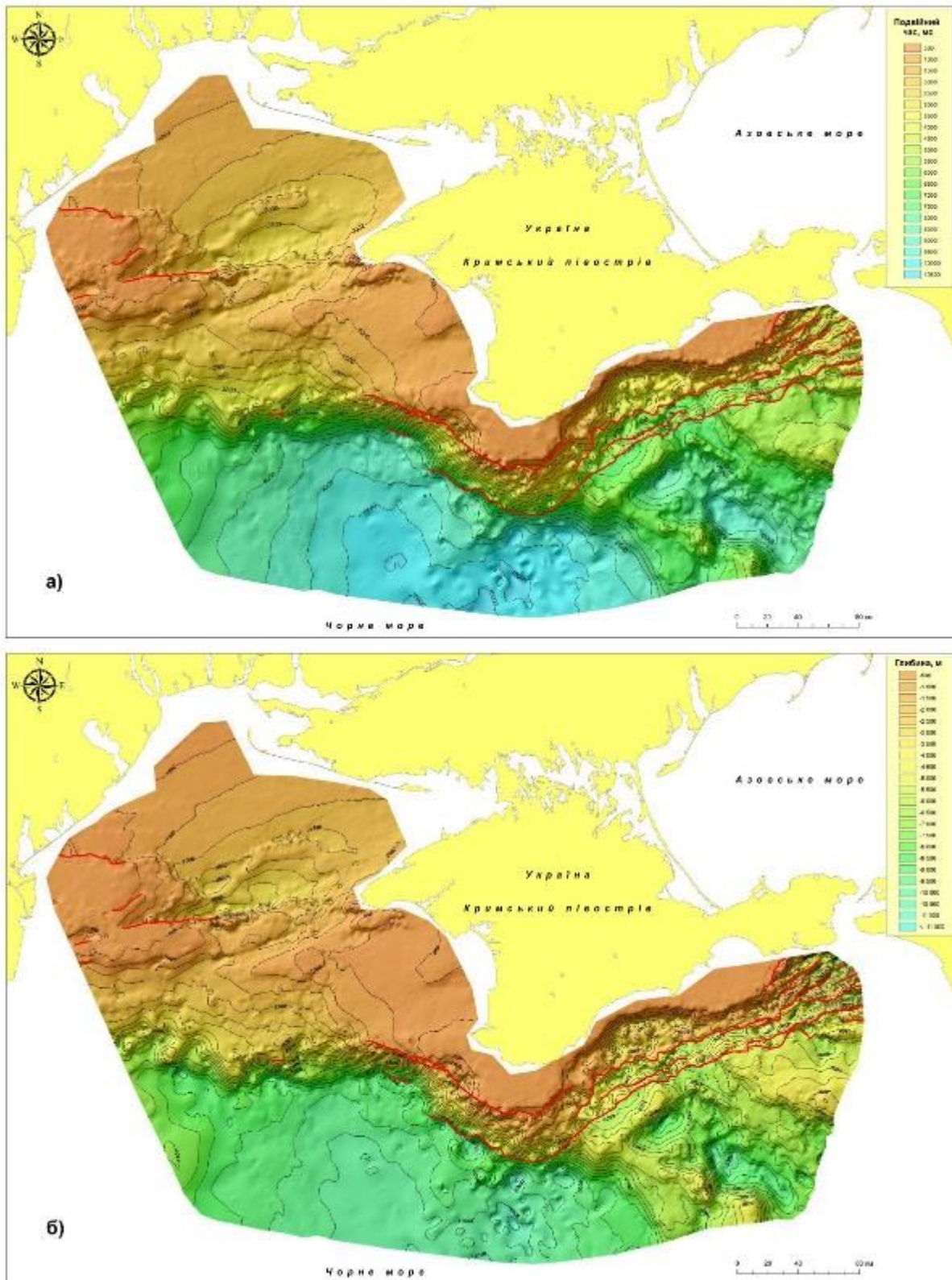


Рисунок 4.16. Структурна карта по горизонту поверхні верхньоеоценового неузгодження (Eo_uncon): а) у часовому масштабі; б) у глибинному масштабі

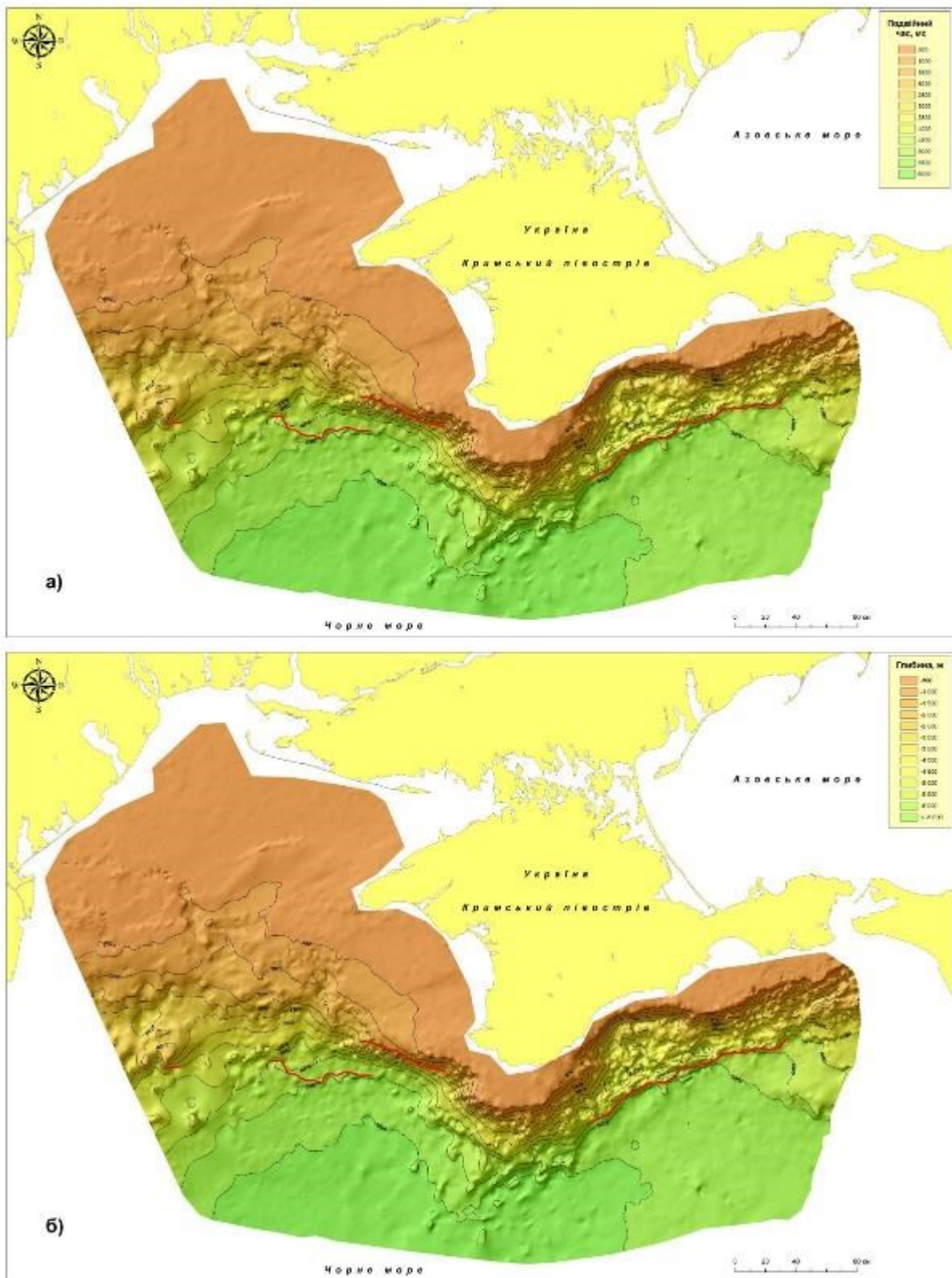


Рисунок 4.17. Структурна карта по горизонту підосви пізнього Міоцену (Prekherson_unc): а) у часовому масштабі; б) у глибинному масштабі

Розглянемо інтервальні швидкості профіля BS05-21 (рис. 4.18) та свердловини Архангельська-2 (рис. 4.19), пробуреної в Каркінітському прогині, до та після калібрування. Аналізуючи інтервальні швидкості по лінії BS05-21 після калібрування можна говорити про наступне: у Каркінітському прогині інтервальна швидкість відповідає швидкості сейсмокаротажу, на глибокій воді швидкість вища, порівняно з Каркінітським прогином, що пояснюється літифікацією, ущільненням порід з глибиною. У майкопських відкладах спостерігається інверсія швидкості, яку можна охарактеризувати як регіональне уповільнення швидкості. Інверсія швидкості чітко простежується від середнього міоцену до еоцену. За даними із свердловин, швидкості з середнього міоцену до еоцену мають інверсію. Інтервальні швидкості в середньому міоцені становлять 2200 м/с, від середнього міоцену до верхнього олігоцену - 2300 м/с, верхній олігоцен – верхній еоцен 2550 м/с, верхній еоцен і нижче – 3100 м/с.

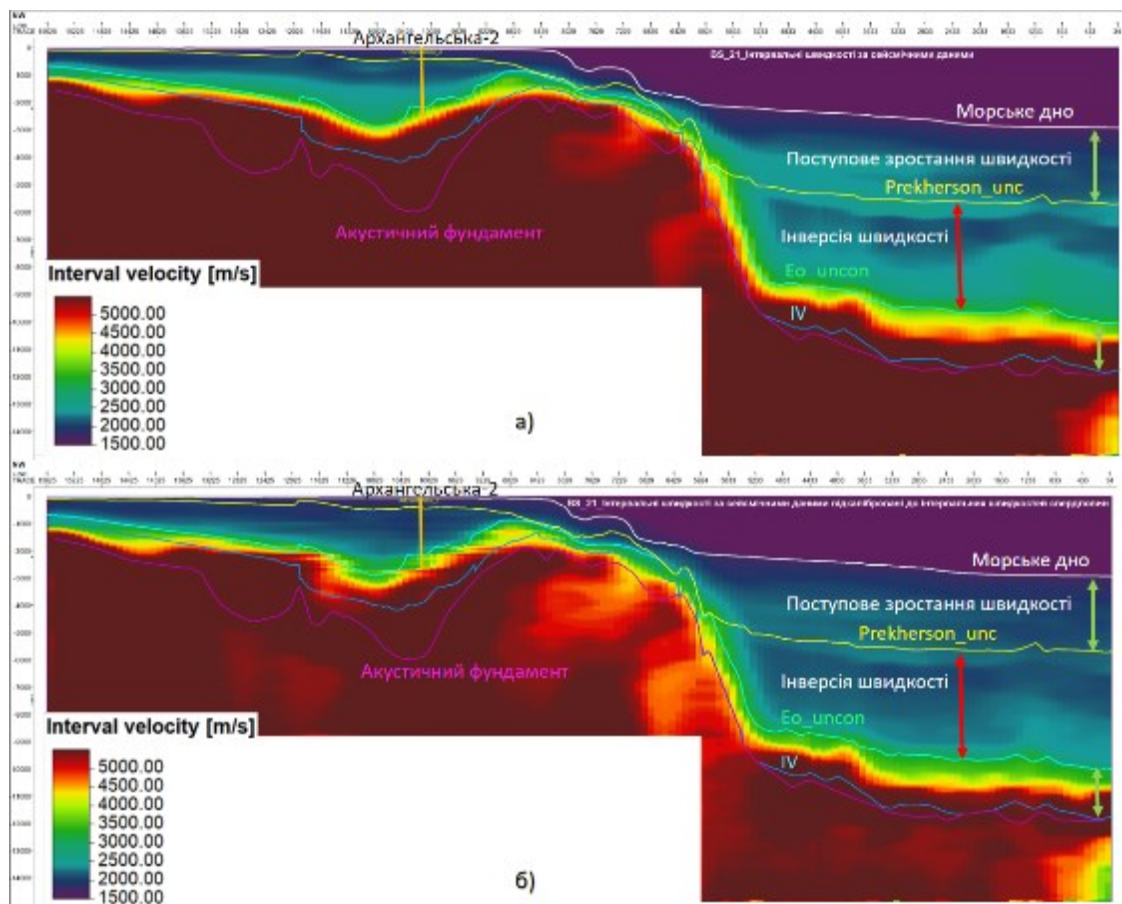


Рисунок 4.18. Розрізи інтервальних швидкостей вздовж сейсмічного профілю BS05-21: а) до калібрування; б) після калібрування до інтервальних

швидкостей свердловин. Свердловину Архангельська-2 позначено жовтим кольором

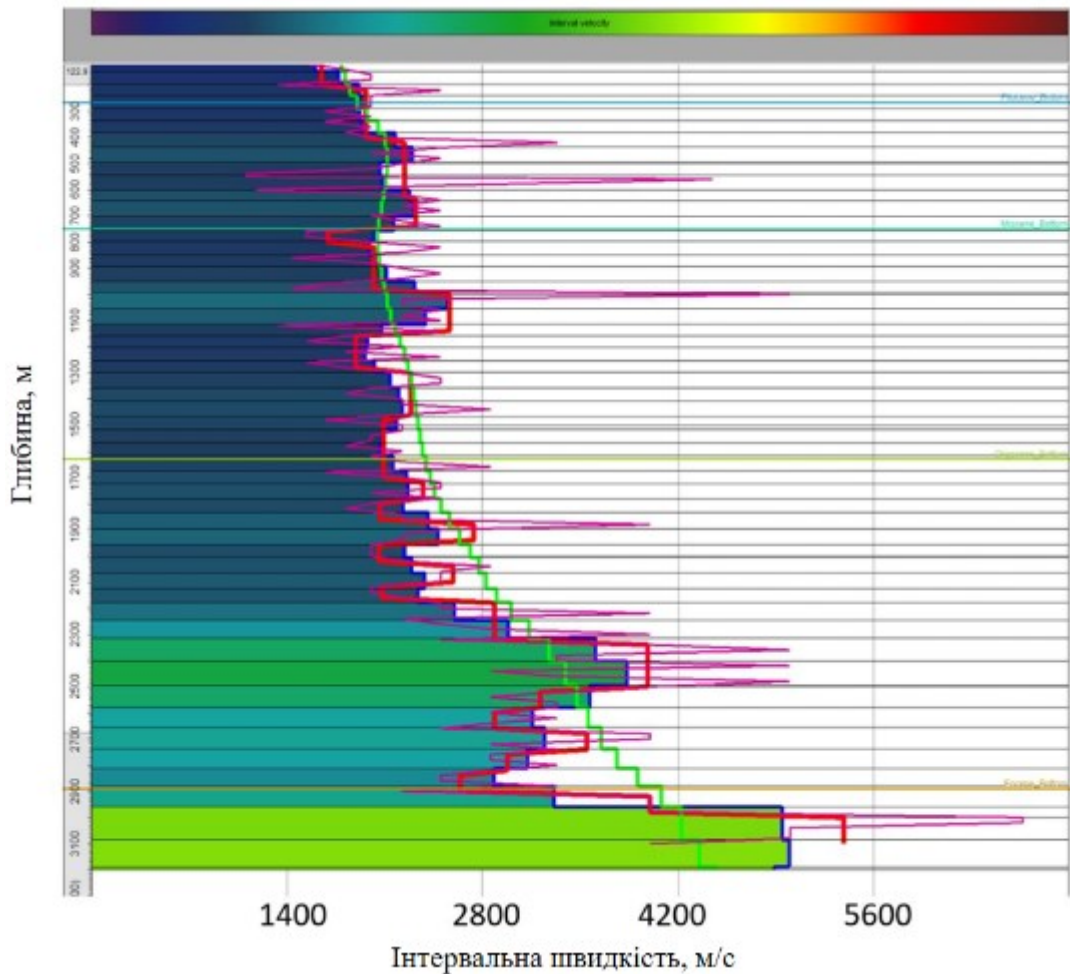


Рисунок 4.19. Свердловина Архангельська-2: фіолетова крива – інтервальні швидкості за сейсмокаротажем свердловин; салатова крива – інтервальні швидкості за сейсмічними даними; червона крива – інтервальні швидкості за сейсмокаротажем свердловин згладжені; синя крива – сейсмічні інтервальні швидкості відкалібровані до інтервальних швидкостей свердловин.

Швидкісні побудови порівнювались із моделлю за Фінетті. У своїй роботі Фінетті зазначає, що в глибоководному басейні через обмеження систем сейсмічних спостережень неможливо провести надійний аналіз швидкостей. Тому достовірні дані про швидкість отримані лише у верхній частині розрізу. У глибшій частині, швидкість була отримана шляхом перенесення даних із шельфових зон. Для Західночорноморського та Східночорноморського басейнів

Фінетті демонструє розподіл товщин інтервальних швидкостей до палеогену (рис. 4.20). Для Західночорноморського басейну в міоцені максимальна інтервальна швидкість становить 2600м/с, а для Східночорноморського басейну максимальна інтервальна швидкість дещо більша і становить 3000м/с.

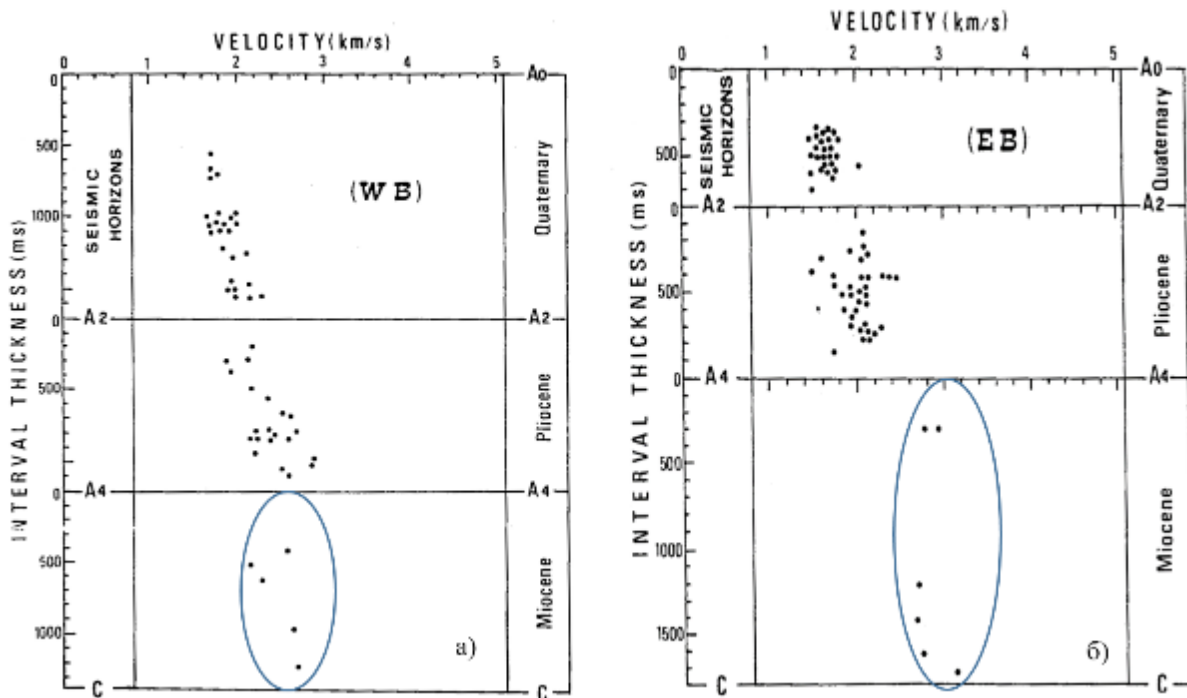


Рисунок 4.20. Інтервальні швидкості за сейсмічними даними Фінетті: а) у Західночорноморському басейні; б) у Східночорноморському басейні. Скорочені назви тектонічних елементів за районуванням Фінетті I.: WB – Західночорноморський басейн (West Basin); EB – Східно-Чорноморський басейн (East basin)

У його роботі представлені розподіли інтервальних швидкостей та середні інтервальні швидкості у різних тектонічних зонах: MP Moesian Platform (Мізійська платформа), NS Північно-західний схил (North-West Slope), KF Камчийський прогин (Kamchian Foredeep), BK Балканіди (Balkanides), WB Західночорноморський басейн (West Basin), SS Південний схил (South Slope), MR Серединно-чорноморський хребет (Mid-Black Sea Ridge), EB Східно-Чорноморський басейн (East basin), SR хребет Шатського (Shatsky Ridge) (рис. Рисунок 4.21 а, б). Зауважимо, що на цих рисунках нульовою відміткою або

точкою відліку є поверхня морського дна, і нам потрібно врахувати це при співставленні отриманих результатів.

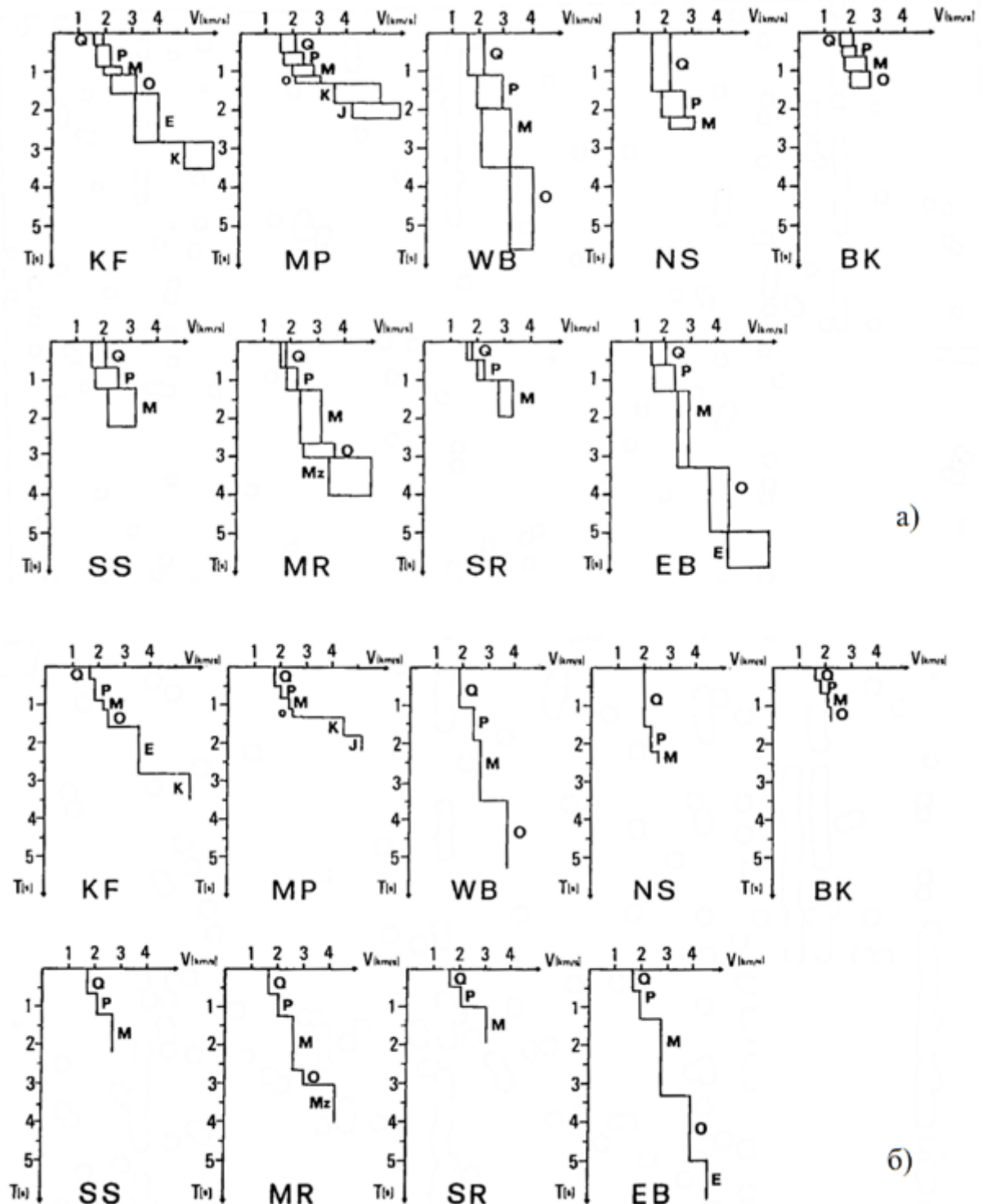


Рисунок 4.21. Розподіл інтервальних швидкостей у різних тектонічних зонах за Фінетті від морського дна

а) Діапазон значень від мінімального до максимального; б) Середні інтервальні швидкості для ділянок досліджень. Скорочені назви тектонічних

елементів за районуванням Фінетті I.: MP – Moesian Platform (Мізійська платформа); NS – Північно-західний схил (North-West Slope); BK – Балканіди (Balkanides); SS – Південний схил (South Slope); KF – Камчийський прогин (Kamchian Foredeep); WB – Західночорноморський басейн (West Basin); MR – Серединно-чорноморський хребет (Mid-Black Sea Ridge); EB – Східно-Чорноморський басейн (East basin); SR – хребет Шатського (ShatskyRidge). Скорочені назви стратиграфічних одиниць: Q – четвертинний; P – пліоцен; M – міоцен; O – олігоцен; E – еоцен і палеоцен; K – крейдовий; J – юрський; Mz – мезозой

Швидкості у майкопі (ніжній міоцен - олігоцен) за Фінетті отримані шляхом перенесення із мілкіших зон (шельф з меншою товщиною осадового чохла), як описано вище. Питання про те, з яких тектонічних зон були перенесені швидкості для палеогену і крейди, в публікації Фінетті не пояснюється. Тому ми порівняли графіки інтервальних швидкостей нашої моделі для Каркінітського прогину, Крайового уступу, Східноєвропейської платформи з графіком інтервальних швидкостей для Мізійської платформи за даними Фінетті щоб відповісти на це питання (рис. 4.22). Мізійська платформа (MP) складна за своєю тектонічною будовою. В межах MP виділяється вісім тектонічних елементів, а саме вал Губкіна, Істрійська западина, Криловсько-Зміїна зона підняття, Каламітський вал, Каркінітський прогин, Крайовий уступ, Східноєвропейська платформа, Сулинський прогин. Тому графік швидкості Фінетті для MP можна вважати узагальненим. Такі ж порівняння ми провели і для Західночорноморського та Східночорноморського басейнів (рис. 4.23, 4.24).

Наша модель інтервальної швидкості у КП Каркінітському прогині та у КУ Крайовому уступі майже ідентична до MP за Фінетті до горизонту K – топ Mesozoic. У майкопі для КП наша модель має інтервальні швидкості 2100 м/с, тоді як модель Фінетті - 2400 м/с (рис. 4.22 а). У майкопі для КУ наша модель і модель Фінетті мають однакову швидкість – 2400 м/с (рис. 4.22 б). Наша модель інтервальної швидкості у майкопі на СЄП Східноєвропейській платформі має більші значення (від 2800 м/с до 3400 м/с) ніж з MP за Фінетті (рис. 4.22 в). До

горизонту К – топ Mesozoic ми отримали досить високу узгодженість між інтервальними швидкостями нашої моделі та результатами роботи Фінетті.

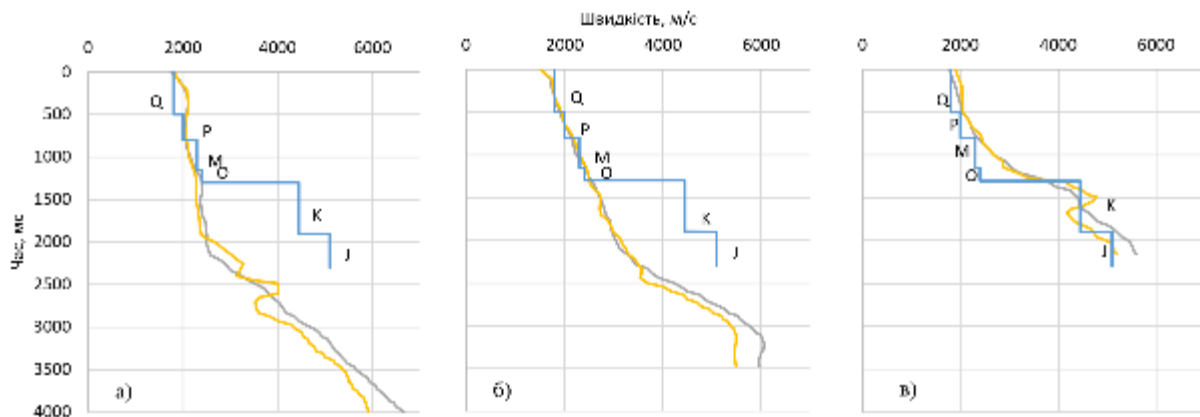


Рисунок 4.22. Порівняння графіків інтервальних швидкостей нашої моделі і моделі Фінетті від дна моря: а) МР Мізійська платформа та КП Каркінитський прогин; б) МР Мізійська платформа та КУ Крайовий уступ; в) МР Мізійська платформа та СЄП Східноєвропейській платформі. Сірим кольором позначена інтервальна швидкість за сейсмічними швидкостями (перетворення по Dix); жовтим кольором позначена інтервальна швидкість за сейсмічними швидкостями, відкалібрована за інтервальними швидкостями свердловин, синім кольором позначена інтервальна швидкість за даними Фінетті

Порівняємо графіки інтервальних швидкостей нашої та моделі Фінетті для Західночорноморського басейну (рис. 4.23). Інтервальні швидкості нашої моделі для четвертинного, пліоценового та міоценового періодів Pliocene, Miocene узгоджуються з розподілом швидкостей Фінетті. Значення швидкості для Майкопу в нашій моделі є нижчими. Різниця від 500 м/с до 800 м/с (650 м/с середнє значення) до найнижчих значень розподілу швидкостей Фінетті (рис. 4.23 а). Також ми порівняли графік у глибинному масштабі інтервальної швидкості за Фінетті для Західночорноморського басейну (ЗЧБ) та Східночорноморського басейну (СЧБ) з нашою швидкісною моделлю. (рис. 4.24).

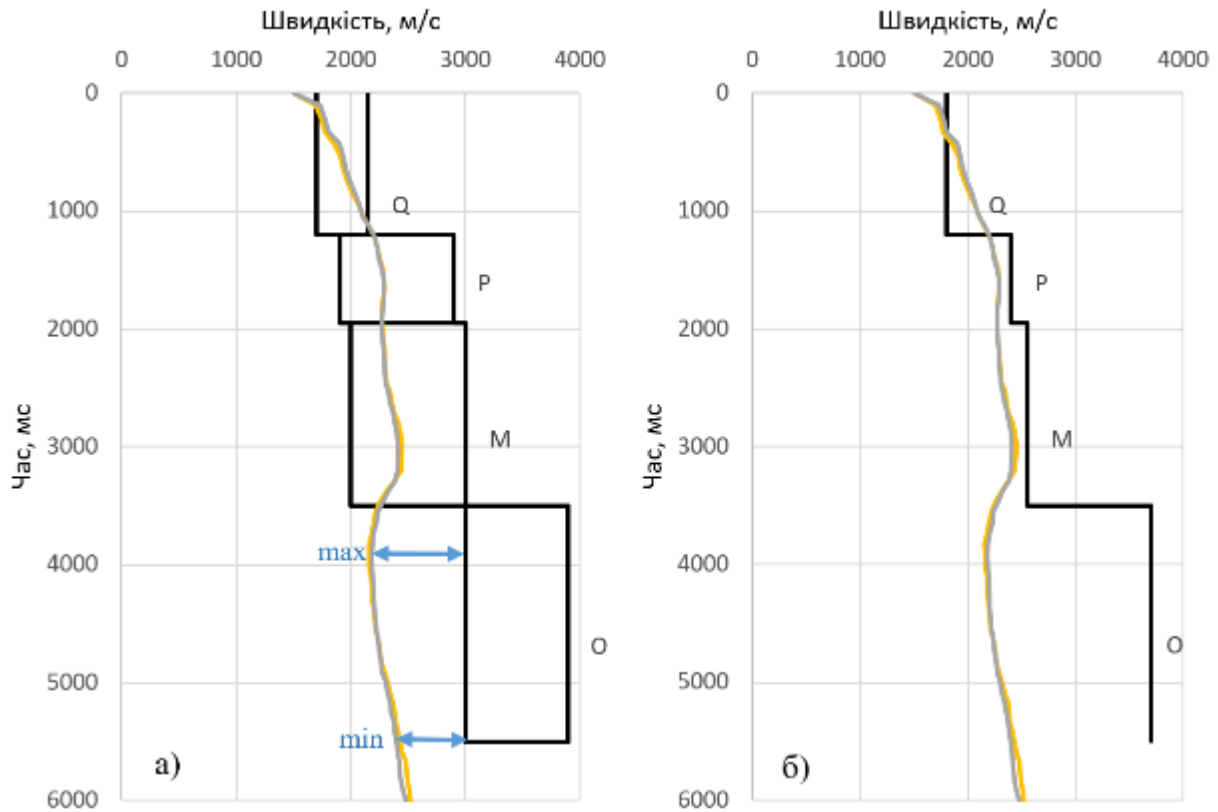


Рисунок 4.23. Аналіз та співставлення графіків інтервальних швидкостей нашої моделі і моделі Фінетті (чорний колір): а) Розподіл значень інтервальних швидкостей Західночорноморського басейну (ЗЧБ) за Фінетті; б) Середні інтервальні швидкості для Західночорноморського басейну (ЗЧБ) за Фінетті. Сірим кольором позначена інтервальна швидкість за сейсмічними швидкостями (перетворення по Dix); жовтим кольором позначена інтервальна швидкість за сейсмічними швидкостями, відкалібрована за інтервальними швидкостями свердловин. Синіми стрілками позначена мінімальна (min) та максимальна (max) різниця швидкостей між нашою моделлю та моделлю Фінетті

Для ЗЧБ різниця між моделями в нижньому міоцені – олігоцені: модель Фінетті 3950 м/с (мінімальна 3000 м/с); наша модель має менші швидкості: від 2250 м/с до 2600 м/с в зоні інверсії (1), від 2600 м/с до 3400 м/с в зоні поступового збільшення швидкості (2). Для СЧБ різниця між моделями в нижньому міоцені – олігоцені: модель Фінетті 3950 м/с (мінімальна 3400 м/с), наша модель має менші швидкості: від 2300 м/с до 2550 м/с в зоні інверсії (1), від 2550 м/с до 4600

м/с в зоні збільшення швидкості (2). Побудована нами просторова модель швидкості є більш точною, що показав наведений вище огляд.

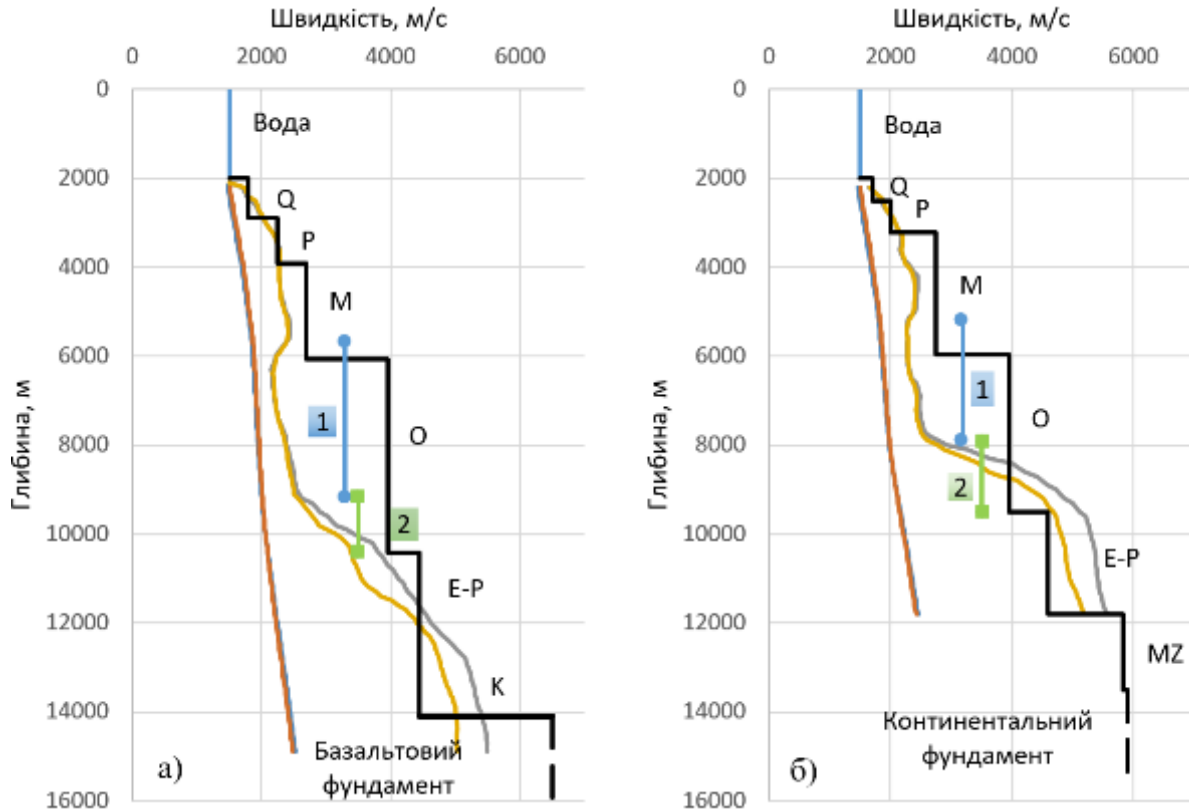


Рисунок 4.24. Співставлення результатів інтервальних швидкостей від рівня моря: а) Західночорноморського басейну; б) Східночорноморського басейну. Жовта крива за результатами даної роботи (інші позначення кривих див. Рис. 4.9); чорна крива – за результатами роботи Фінетті; 1 – зона інверсії; 2 – зона поступового збільшення швидкості

4.3 Висновки

Отримано тривимірну швидкісну модель для глибинного перетворення часових поверхонь мезозой-кайнозойських відкладів української акваторії Чорного моря. Площа дослідження складає понад 104 000 км² та охоплює складні за геологічною будовою ділянки з вертикальними й латеральними змінами швидкостей сейсмічних хвиль.

Завдяки обробці та інтерпретації морських сейсмічних даних були побудовані основні поверхні осадового чохла, три з яких представлені в даній роботі. Для покращення розуміння глибинної геологічної будови Чорноморського регіону, виникла необхідність у побудові швидкісної моделі з подальшою трансформацією часових поверхонь у глибинний масштаб.

Проте така трансформація ускладнена через відсутність свердловин у глибоководній частині. Попередні підходи, наприклад, [Finetti et al., 1988] та [Туголесов и др., 1985] базувалися на сейсмічних даних із обмеженими виносом, що не дозволяло точно оцінити швидкості осадової товщі. Була проведена інтеграція сейсмічних і свердловинних даних, калібрування швидкостей та аналіз 16 тектонічних зон, таких як: вал Андрусова; вал Губкіна; вал Шатського; Евксинський грабен; Західночорноморський басейн; Істрійська западина; Крилівсько-Зміїна зона підняття; Каламітський вал; Каркінітський прогин; Крайовий уступ; морське продовження кримських складок; Східноєвропейська платформа; Сулинський прогин; прогин Сорокіна; підняття Тетяєва; Східночорноморський басейн.

Розроблена 3D швидкісна модель перевершує попередні підходи, вона є більш детальною та надійною в латеральному плані, оскільки враховує свердловинні дані та регіональні сейсмічні дослідження з великим виносом в 6000м. Побудовані глибинні карти можуть покращити розуміння тектонічної еволюції та углеводневого потенціалу регіону.

РОЗДІЛ 5 СИСТЕМА ГЛИБОКОВОДНИХ ПІДВОДНИХ КОМПЛЕКСІВ МАСОПЕРЕНОСУ

5.1 Комплекси масопереносу

До відкладів транспорту мас відносять зсувні блоки (класти або олістоліти), зсувні потоки (slumps), дебрити (debris flow - уламкові потоки або брудокам'яні потоки) [Никишин и др. 2012]. Термін «mass transport deposits» (або «mass transport complex»), ймовірно, введений фахівцями з інтерпретації сейсмічних даних, оскільки за цими даними не завжди можна розрізнити різні типи відкладів. Відклади транспорту мас утворюються в ході трьох основних процесів:

- 1) Зсув (зміщення) блоків порід (sliding) з формуванням непорушених зсувних тіл у вигляді олістолітів (кластів);
- 2) Зсув із дезінтеграцією зсувних тіл (slumping) з утворенням зсувних потоків;
- 3) Рух мас уламків порід разом із сумішшю води і глини (муло-кам'яні потоки або уламкові потоки) з утворенням відкладів типу уламкових потоків, або дебритів.

Зсувні тіла є типовими схиловими утвореннями. На схилах глибоких прогинів та їхніх підніжжях часто формуються великі олістоліти або класти (зсувні тіла). Розміри окремих олістолітів у довжину можуть сягати кількох кілометрів.

Зсувні потоки, або слампи (slumps) утворені дезінтегрованими осадовими комплексами, які деформувалися під час зсуву на схилі. Розміри тіл зсувних потоків можуть досягати великої протяжності в десятки кілометрів [Kvalstad et al., 2005].

Дебрити, або уламкові потоки, утворюються при швидкому русі по дну моря на схилі басейну маси глинистого матеріалу з фрагментами порід різних розмірів

(від міліметрів до метрів). У них, як правило, відсутнє сортування, і класти порід не окатані або слабо окатані. Типовий приклад утворення дебритів - це швидке винесення в море гірською річкою матеріалу селевого брудокам'яного потоку.

Відклади транспорту мас добре розрізняються на сейсмічних профілях за типовою хаотичною структурою сейсмофацій з кривими короткими лініями. Часто такі відклади утворюють систему зсувних насувів на схилі. У верхній частині схилу можна бачити структури розтягування у зв'язку зі зсувними потоками, а в нижній - стиснення (Рисунок 5.1).

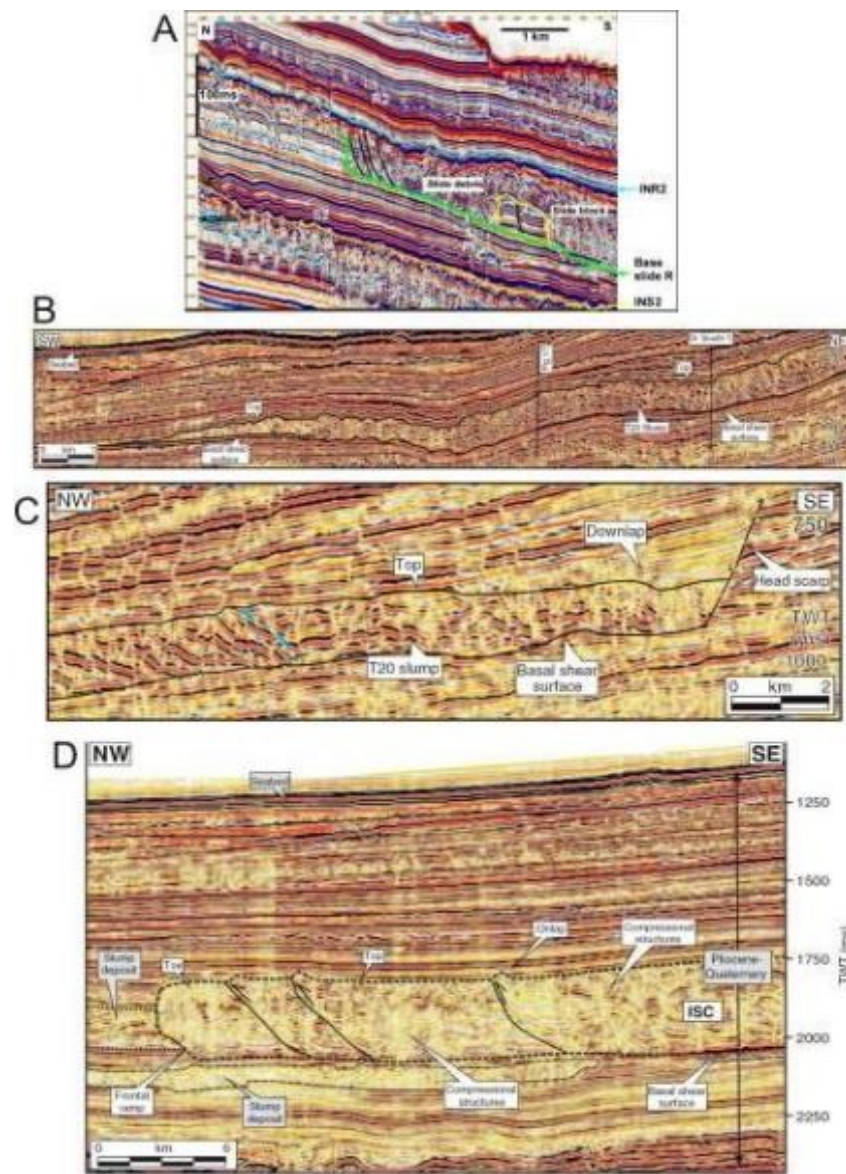


Рисунок 5.1 - Приклади інтерпретації відкладів транспорту мас на сейсмічних профілях. А - фрагмент профілю для району зсувного потоку

Сторегга на континентальному схилі Норвегії. Це верхня частина схилу, для якого характерне зсув і супутнє розтягнення. Видно скиди, ймовірні уламкові потоки (slide debris) і великі зсувні блоки (slide block, або олістоліт). [Solheim et al., 2005]. В, С, D - фрагменти профілів для континентального схилу Середземного моря в Ізраїлі. [Frey-Martinez et al., 2006]. Добре видно зсувні потоки (slumps), на «D» чітко видно підкиди і структури стиснення в потоці

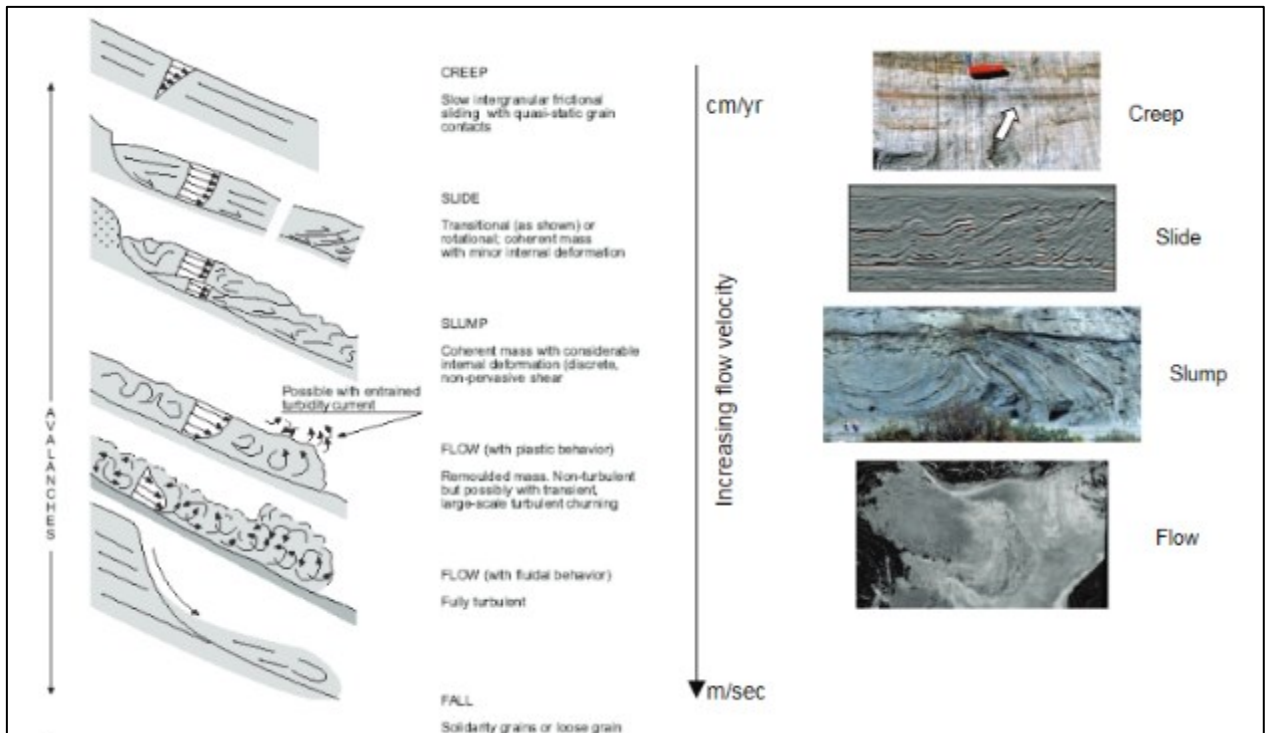


Рисунок 5.2 - Морфологія комплексів масопереносу [Rosamentier et al. 2011]. Креер – Повзання, повільне інтегральне тертя зсуву, що відбувається з квазі-еластичними контактами; Slide – Зсув, перехідний рух маси або зсув із мінімальною внутрішньою деформацією; Slump – Обвал, когерентна маса з помітною внутрішньою деформацією (непластична деформація); Flow (with plastic behaviour) - Течія (з пластичною поведінкою), переміщена маса з масштабним турбулентним змішуванням; Fall – Падіння; Increasing flow velocity - Збільшення швидкості потоку; cm/yr – сантиметрів на рік, m/sec – метри на секунду

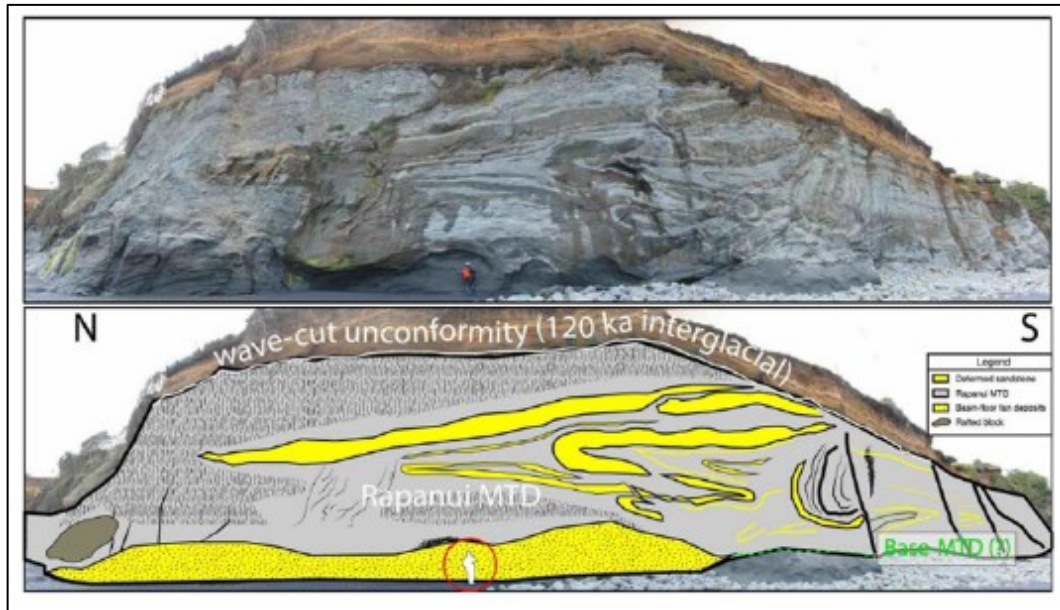


Рисунок 5.3 - Гравітаційно викликана деформація в фаціях в межах ПКМ [Cardona S.]

ПКМ формуються під впливом сили тяжіння (Рисунок 5.4) на топографічних схилах, незалежно від того, чи є вони осадовими, тектонічними або ерозійними за походженням.





GRAVITY INDUCED DEPOSITS		Genetic Classification Transport Mechanism	Descriptive Classification Sedimentary Structures	Seismically Recognizable Features (Moscardelli et al., 2006; this work)	
Mass Transport Complex	Slide		Shear failure along discrete shear planes with little or no internal deformation or rotation	Essentially undeformed, continuous bedding	Continuous blocks without apparent internal deformation. High-amplitude, continuous reflections.
	Slump		Shear failure accompanied by rotation along discrete shear surfaces with various degrees of internal deformation	Plastic deformation particularly at the toe or base. Flow structures, folds, tension faults, joints, slickensides, grooves, rotational blocks	Compressional ridges, imbricate slides, irregular upper bedding contacts, duplex structures, contorted layers. Low- and high-amplitude reflections geometrically arranged as though deformed through compressive stresses.
	Debris Flow		Shear distributed throughout the sediment mass. Strength is principally from cohesion due to clay content. Additional matrix support may come from buoyancy. Plastic rheology and laminar state.	Matrix supported, random fabric, clast size variable, matrix variable. Rip ups, rafts, inverse grading and flow structures possible.	Mega rafted and/or detached blocks, irregular upper bedding contacts, lateral pinch-out geometries, oriented ridges and scours. Low-amplitude, semitransparent chaotic reflections.
Turbidity Current	Turbidite		Supported by fluid turbulence (newtonian rheology)	Normal size grading, sharp basal contacts, gradational upper contacts.	Lobate features Laterally continuous

Рисунок 5.4 - Класифікація гравітаційно-створених відкладів [Moscardelli, L. et al. 2008]. Gravity induced deposit – відклади спричинені гравітацією; Slide -

Зсув; Slump - Сповзання; Debris Flow – Потік уламків; Turbidite - Турбідит; Genetic Classification Transport Mechanism - Генетична класифікація (механізм транспортування); Shear failure along discrete shear planes with little or no internal deformation or rotation - Зсув уздовж чітких площин зсуву з мінімальною або відсутньою внутрішньою деформацією чи обертанням; Essentially undeformed, continuous bedding - Практично не деформоване, безперервне нашарування; Continuous blocks without apparent internal deformation. High-amplitude, continuous reflections - Безперервні блоки без видимої внутрішньої деформації. Високоамплітудні, безперервні відбиття;

Slump – Сповзання; Shear failure accompanied by rotation along discrete shear surfaces with various degrees of internal deformation - Зсув із супутнім обертанням уздовж чітких площин зсуву з різним ступенем внутрішньої деформації; Plastic deformation particularly at the toe or base. Plow structures, folds, tension faults, joints, slickensides, grooves, rotational blocks - Пластична деформація, особливо в нижній частині. Борозни, складки, тріщини розтягування, шви, сліди тертя, борозни, обертові блоки; Compressional ridges, imbricate slides, irregular upper bedding contacts, duplex structures, contorted layers. Low-and high-amplitude reflections geometrically arranged as though deformed through compressive stresses - Компресійні гребені, накладені зсуви, нерівні верхні контакти нашарувань, дуплексні структури, викривлені шари. Відбиття з низькою та високою амплітудою, геометрично розташовані так, ніби деформовані під дією стискаючих напружень.

Debris Flow - Потік уламків; Shear distributed throughout the sediment mass. Strength is principally from cohesion due to clay content. Additional matrix support may come from buoyancy. Plastic rheology and laminar state - Зсув, розподілений по всій масі осаду. Міцність переважно забезпечується когезією завдяки вмісту глини. Додаткова підтримка матриці можлива за рахунок плавучості. Пластична реологія та ламінарний стан; Matrix supported, random fabric, clast size variable, matrix variable. Rip ups, rafts, inverse grading and flow structures possible - Матриця підтримує структуру, випадкове розташування частинок, розміри уламків змінні, матриця змінна. Можливі відірвані фрагменти, плити, зворотне сортування та поточні структури; Mega rafted and/or detached blocks, irregular upper bedding contacts, lateral pinch-out geometries, oriented ridges and scours. Low-amplitude semitransparent chaotic reflections - Великі відірвані або переміщені блоки, нерівні верхні контакти нашарувань, геометрії бокового звуження, орієнтовані гребені та борозни. Відбиття з низькою амплітудою, напівпрозорі, хаотичні.

Turbidite – Турбідит; Supported by fluid turbulence (Newtonian rheology) - Підтримується турбулентністю рідини (ньютонівська реологія); Normal size

grading, sharp basal contacts, gradational upper contacts - Звичайне сортування за розміром, чіткі базальні контакти, поступові верхні контакти; Lobate features laterally continuous - Лопатеві структури, які простягаються вбік

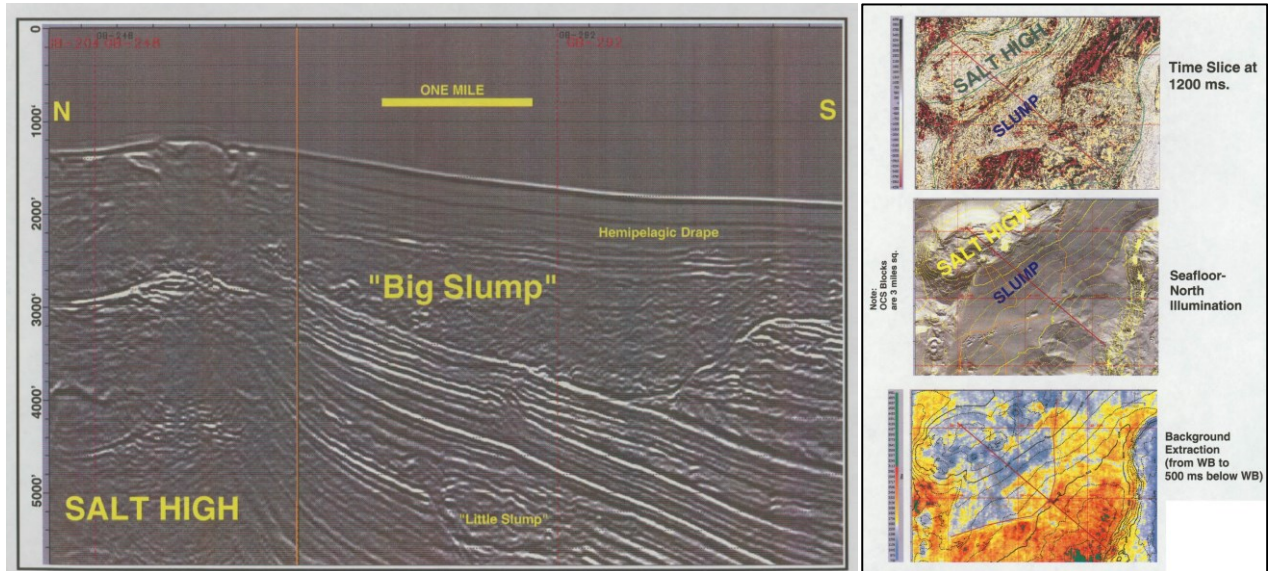


Рисунок 5.5 – Комплекси масопереносу, спричинені підняттям рівня солей, Мексиканська затока [Tauvers 1998]

На схилі Мексиканської затоки локальні підняття, спричинені соляним діапїризмом (Рисунок 5.5), надмірно круто обривають краї міні-басейну, утворюючи досить великі відслонення (тут їх називають «Big Slump»), які на місцевому рівні фактично є небезпечними для буріння на мілководді.

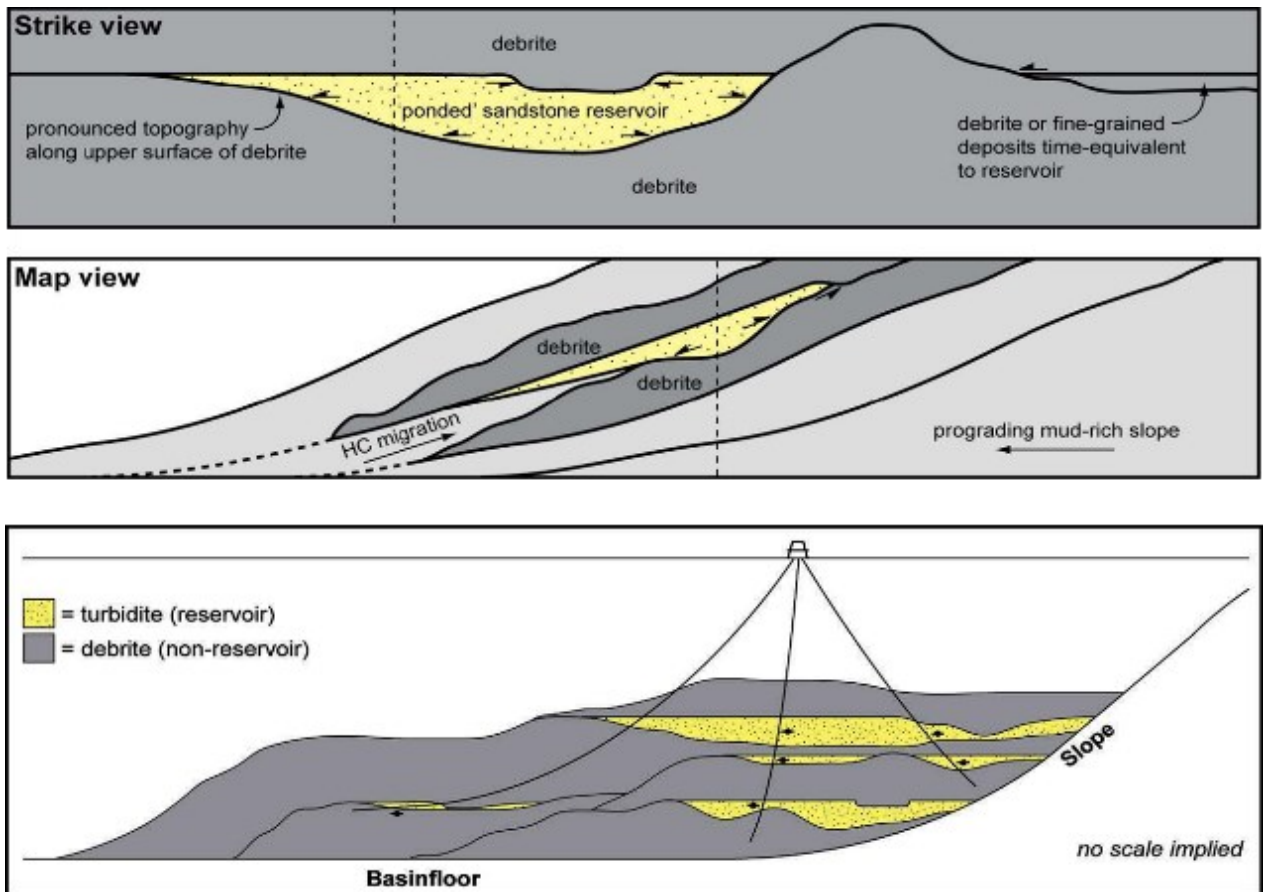


Рисунок 5.6 - Конфігурації пасток ПКМ, турбідитів та дебритів [Meckel T., 2010]. Strike View - Вид уздовж; pronounced topography along upper surface of debrite - виражена топографія вздовж верхньої поверхні дебрити; ponded sandstone reservoir - резервуар з пісковиком, що накопичився в западині; debrite or fine-grained deposits time-equivalent to reservoir - дебрит або дрібнозернисті відкладення, еквівалентні за часом до резервуару; Map view – Карта; HC migration - міграція вуглеводнів (НС); prograding mud-rich slope - прогресуючий схил, багатий на мул; Basin floor - Дно басейну, no scale implied - масштаб не вказано

У ПКМ можливо безліч конфігурацій пасток (Рисунок 5.6). Найбільш ймовірно, що на рис зображені турбідитові піски, відкладені разом з окремими зсувами або на зсувному рельєфі, можуть формувати ефективні резервуари вуглеводнів у складних системах масового перенесення вуглеводнів.

5.2 Шельфові палеорусли, схилів каньйони, глибоководні конуси і підводні комплекси масопереносу та їх вплив на міграцію вуглеводнів на північно-західному шельфі Чорного моря

Формування підводних комплексів масопереносу (ПКМ) – комплексне геологічне явище, яке характерне для відкладів Світового океану, що періодично виникає внаслідок механічної нестабільності континентальних схилів і провокується швидкими змінами рівня моря, тектонічними перебудовами, ростом внутрішньобасейнових підняття і складок, землетрусами та іншими явищами. Для плейстоцен-голоценової епохи узбережжя Чорного моря добре відомі підводні обвали та сповзання порід по ослаблених глинистих верствах з переміщенням відірваних олістолітів/олістоплак і формуванням хаотичних осадових меланжів та уламкових потоків.

Розвиток підводних масотранспортних комплексів (ПКМ) добре відомий з кайнозойських відкладів уздовж континентальних країн і є ключовим компонентом морської нафтогазоносної системи української частини Західного Причорномор'я, сформованої протягом середнього-пізнього міоцену та раннього плейстоцену. Стрімке падіння рівня Чорного моря в середньому та пізньому міоцені спричинило ерозію шельфового розлому з утворенням підводних порізаных долин та обвалення схилів, що призвело до вивільнення вуглеводнів, які опинилися в пастці.

Нещодавно було визнано, що розвиток ПКМ є набагато потужнішим процесом, ніж вважалося раніше [Ogata et al. 2020], тож він суттєво вплинув на геологічну будову осадової товщі середнього-пізнього неогену і пліоцену на більшій частині глибоководної частини Чорноморського басейну [Kitchka et al. 2016; Tari et al., 2015b, 2016; Tishchenko et al., 2021]. Під час тематичної інтерпретації регіональних 2D сейсмічних даних, що охоплюють українську глибоководну частину Чорного моря, було виявлено повний спектр структурних умов ПКМ та пов'язаних з ними елементів розтягу, переносу та стиснення. Узагальнено, сейсмофації, що пов'язані з ПКМ, показані на Рис. 5.7.

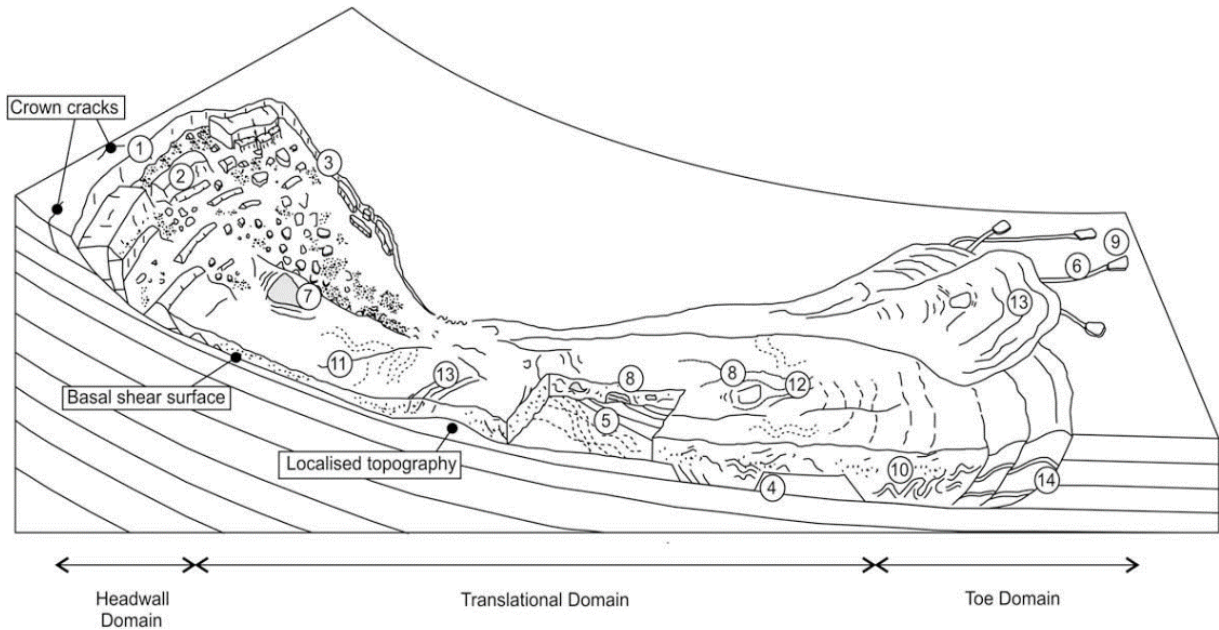


Рисунок 5.7 - Модель формування ПКМ (mass transport complex) [Bull et al., 2009]

1 - верхній уступ (ескарп) відриву; 2 - блоки, що утворилися в процесах розтягування і обвалу; 3 - бічні межі; 4 - рампи і флети поверхні ковзання; 5 - борозни вздовж поверхні ковзання; 6 - борозни, створені рухом олістолітів; 7 – останці (непереміщені блоки); 8 - переміщені блоки (класти, олістоліти); 9 - олістоліт-втікач у фронтальній частині; 10 - складки; 11 - окремі великі поздовжні зсуви; 12 - структури течії; 13 - гряди-складки в зоні гальмування потоку; 14 - складчасто-насувна зона

Crown cracks – закольні тріщини, basal shear surface - базальна поверхня зсуву, localised topography – місцеве узвишся, headwall domain – зона ескарпу, translational domain – зона переміщення, toe domain – підшовна зона

Розгляд геологічної ситуації через концепцію ПКМ дозволяє трактувати швидкі падіння рівня Чорного моря в епоху середнього і пізнього міоцену як причину активації пришельфових розломів і формування підводних врізаних долин [Ольшанецький та ін. 2011], провокування нестабільності схилів і великомасштабних обвалів гірських порід, як передвісників прояву мессінської кризи в суб-океанічному поясі Паратетису, що розпочалася в меотисі і досягла свого апогею в середньопонтійський час.

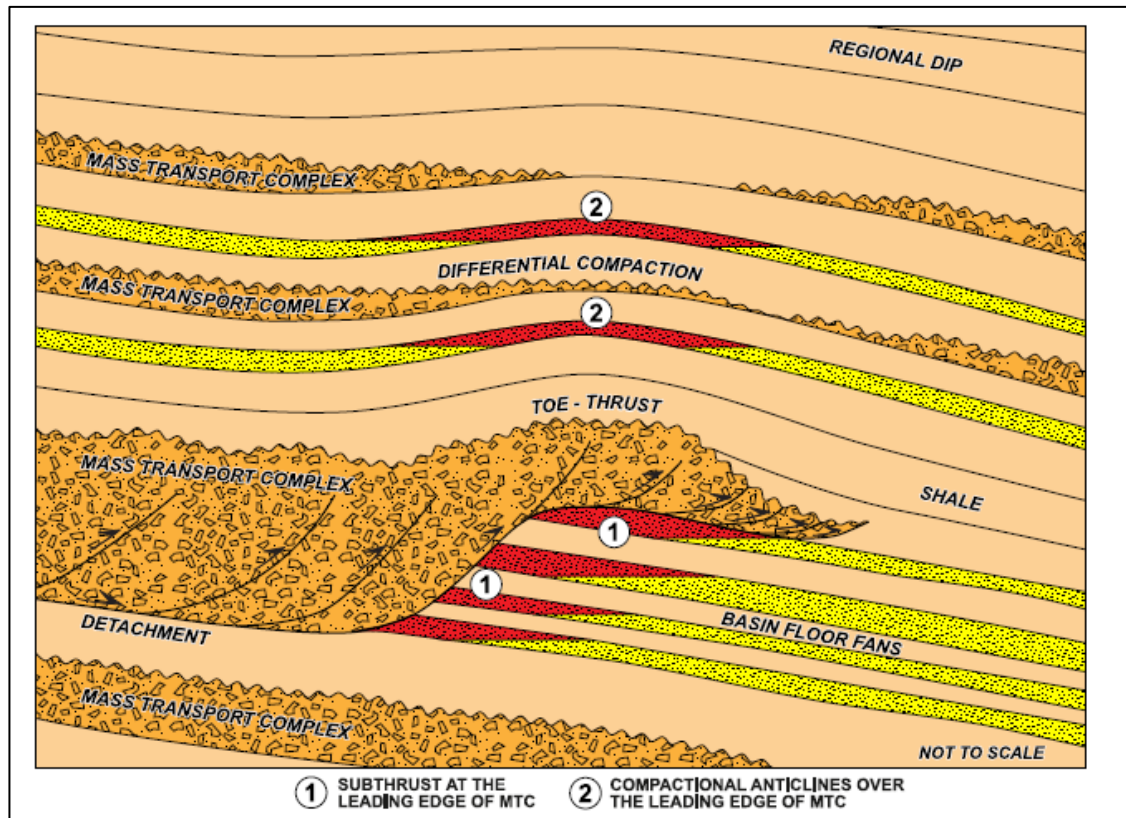


Рисунок 5.8 Можливі поклади, пов'язані з ПКМ [Tari et al. 2018]

Regional dip - Регіональний нахил; Differential compaction - Диференціальна ущільненість; Mass Transport Complex (MTC) - комплекс масопереносу (ПКМ); Toe-thrusts - Передні насуви; Basin floor fans - Віяла на дні басейну; Detachment – Відрив; Subthrust at the leading edge of MTC - Піднасув у передній частині ПКМ; Compactional anticlines over the leading edge of MTC - Антикліни над передньою частиною ПКМ

Раніше передбачалось, що масові рухи, очевидно, можуть створювати необхідну геометрію для уловлювання вуглеводнів - наприклад, на рисунку 5.8 припускається, що висхідні насуви ПКМ можуть діяти як висхідні пастки для віялових скупчень дна басейну, хоча поки що невідомо про такі пастки в Чорному морі [Tari et al. 2018].

Інтерпретація регіональних сейсмічних даних BS05 2D, загальною довжиною майже 10 000 км, отриманих у 2005 році та переоброблених із застосуванням методу відновлення істинної амплітуди, є ключовим елементом цього дослідження. Ця інтерпретація також підтверджується на даних по дещо

щільнішій сейсмічній сітці 2D CDP, отриманою компанією Western Geophysical у 1994 році, хоча остання застосовувала інші параметри зйомки та методику обробки. За результатами інтерпретації було виділено дві великомасштабні області композитних ПКМ - західний та східний амфітеатри накопичення відкладів транспорту мас, відповідно (Рисунок 5.9). Крім того, у дослідженні були використані 3D сейсмічні дані площею 710 кв. км на Одеському і Безіменному газових родовищах і прилеглих ділянках. Вперше вдалось візуалізувати тонкошарову будову цільових нафтогазоносних формацій з використанням методу спектральної декомпозиції з високою роздільною здатністю, головним чином, для вивчення внутрішньої архітектури заповнення врізаних долин [Тищенко А., 2024].

Були виділені середньоміоценові-пліоценові та ранньоплейстоценові ПКМ в Чорному морі. Найглибшим із закартованих є рівень ПКМ, який пов'язаний з реперним горизонтом відбиття Ір, що приурочений до підшови парасеквенції вапнистих середньоміоценових глин.

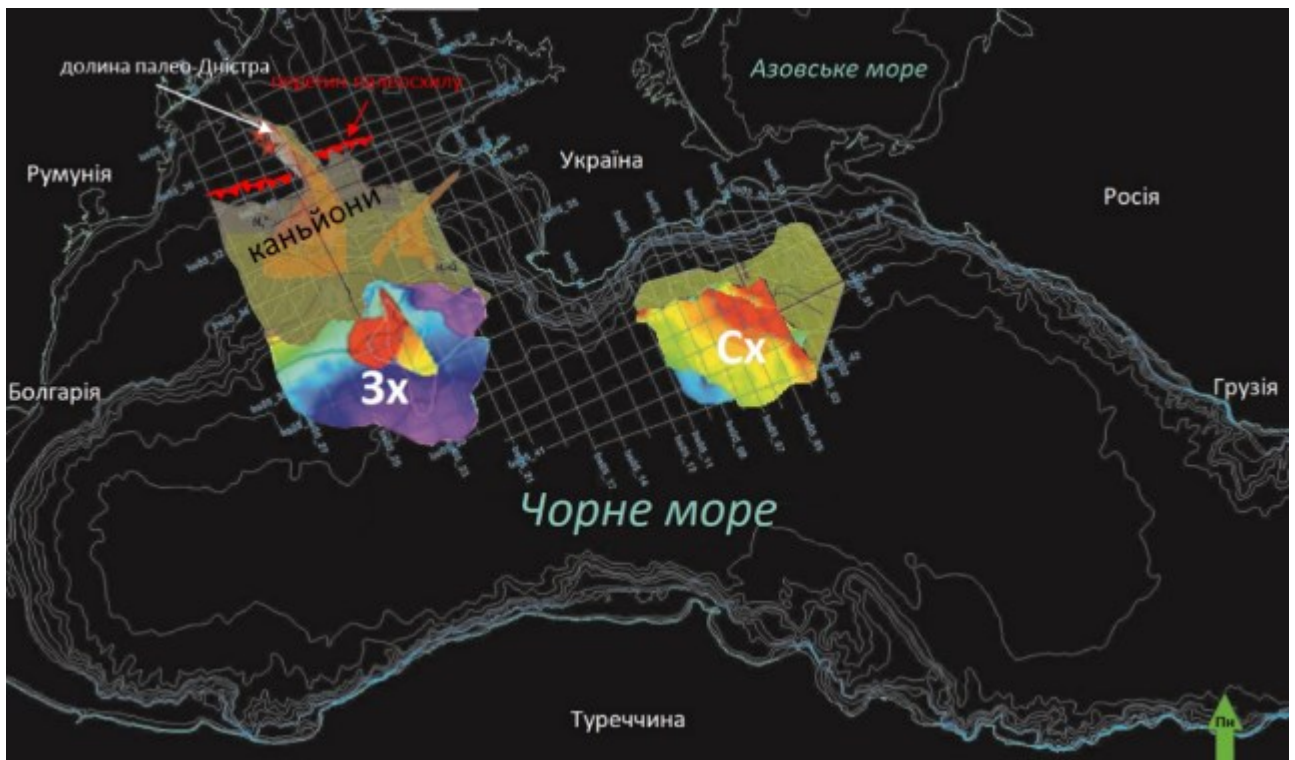


Рисунок 5.9 - Два великих композитних (середній міоцен-пліоцен та ранній плейстоцен) амфітеатри ПКМ (Західний (W) та Східний (E)) розташовані в українському глибоководному секторі Чорноморського басейну. На рисунку

згідно (Ольшанецький М.В. та ін. 2011, зі змінами) вказані: Одеське та Безіменне газові родовища, палеошельф, прорізаний похованими каньйонами та алювіальними палеоруслами

У сеймосеквенціях від середнього міоцену до верхнього пліоцену-раннього плейстоцену, у західному амфітеатрі ПКМ було виявлено ще шість основних рівнів ПКМ (Рисунок 5.10), на відміну від лише двох у східному, які виглядають молодшими (пізній міоцен - кімерій?), ніж у західному. З побудованих карт випливає, що західний театр ПКМ був більш розлогим і значно потужнішим та характеризувався великими недеформованими, насунутими і перевернутими тілами олістолітів, боковими рампами, седиментаційними язиками конусів прориву та потоками дебритів, вікнами зсувного відриву, нормальними скидами і флетами з когерентною складчастістю фацій ПКМ, а також гармонійними внутрішньоформаційними складками (Рисунок 5.11) і меланжевими зім'ятими зонами вздовж фронтально розгалужених насувів, що супроводжуються підвернутими складками [Тищенко А., 2024].

Припускається, що ці деформації контролюються горизонтом пластичних темних глин сарматського віку, під яким локалізована поверхня відшарування/ковзання. Ці результати добре корелюються з дослідженнями та інтерпретаціями, зробленими для Західно-Чорноморського басейну в турецькому, болгарському та румунському секторах [Tyshchenko et al. 2018].

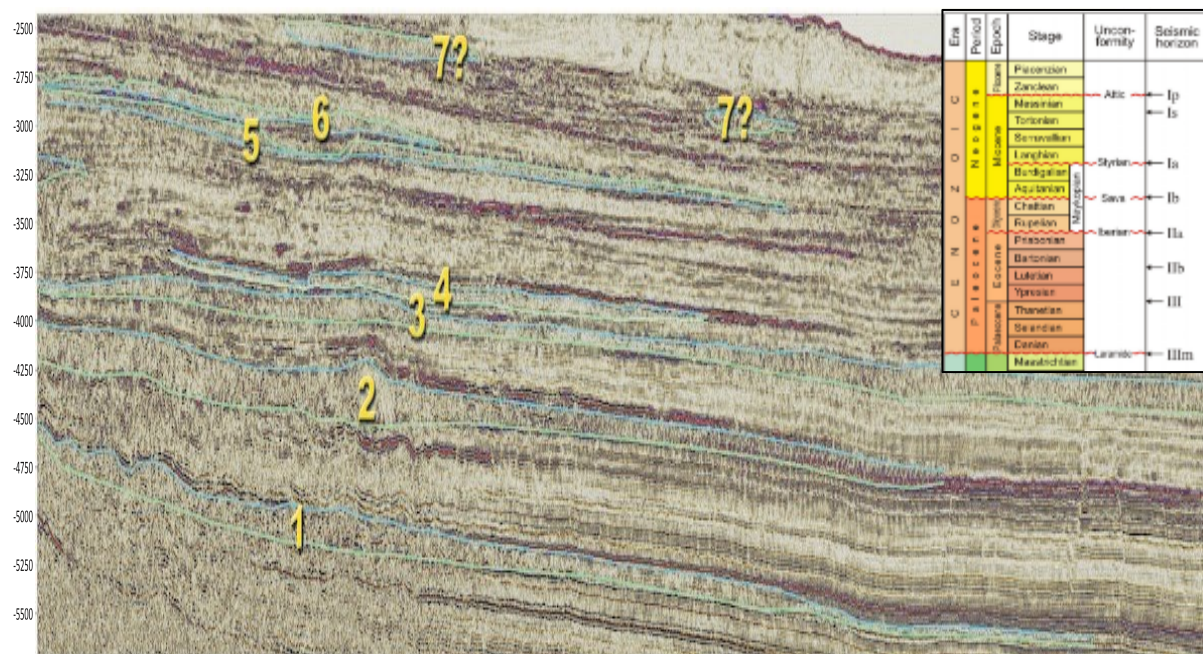


Рисунок 5.10 - Сеймостратиграфічні одиниці середньоміоценових - нижньопліоценових - ранньоплейстоценових ПКМ (пронумеровані) в українському глибоководному секторі Західно-Чорноморського суббасейну (ЗЧБ), сеймопрофіль BS 05-23

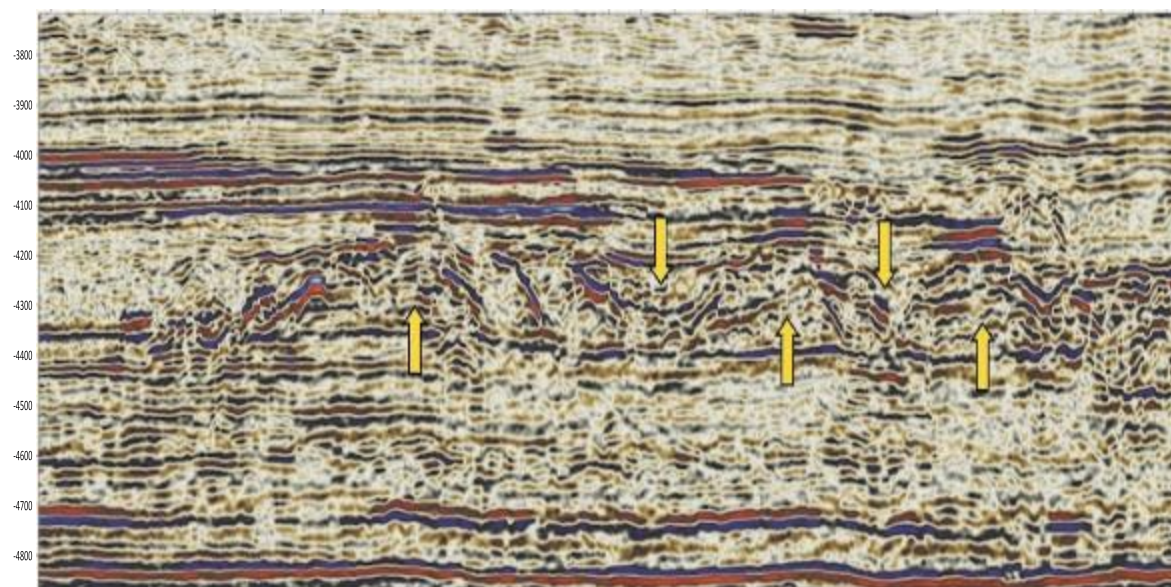


Рисунок 5.11 - Сеймофації гармонійної складчастості у Західному амфітеатрі ПКМ, сеймопрофіль BS 05-37

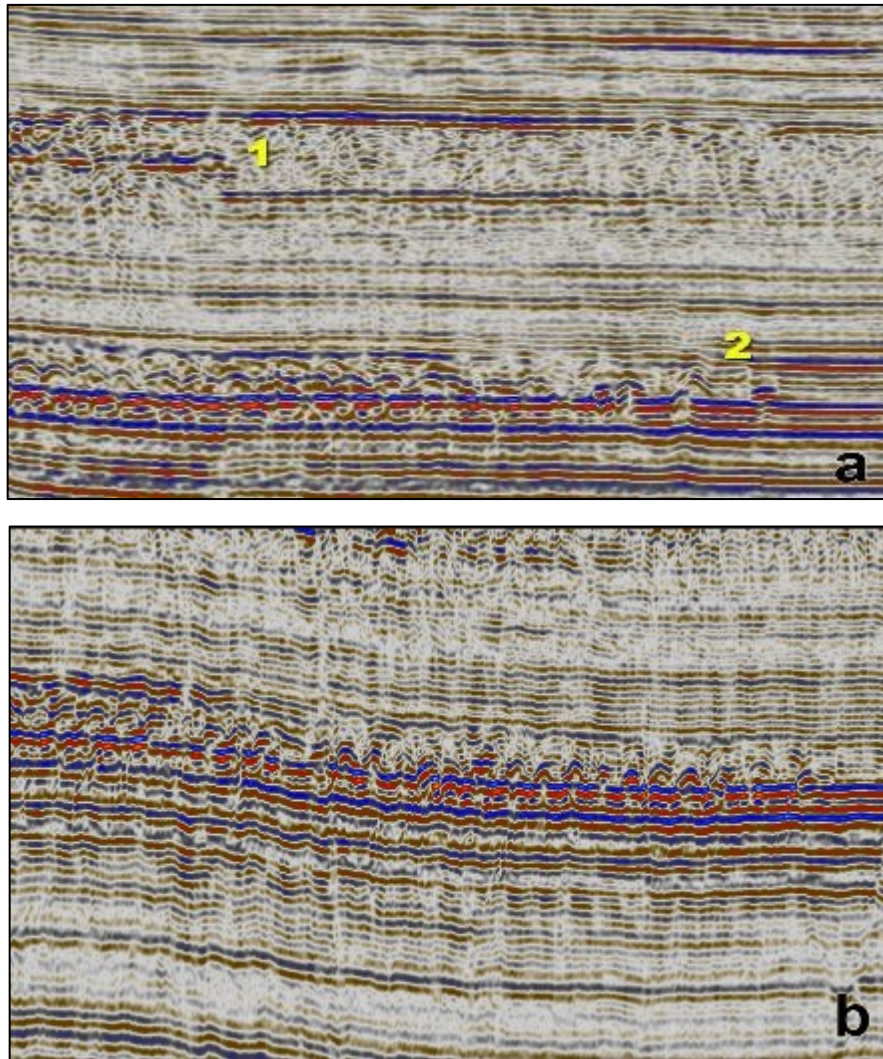


Рисунок 5.12 - Латеральні рампи та імбрикати ПКМ

Ці особливості є найбільш помітними в одиницях віку від середнього міоцену до нижнього пліоцену, відносно пізнього розвитку, що ускладнює пошук вуглеводнів на схилі. Вони, ймовірно, спричинені частими сейсмічними подіями вздовж краю шельфу під час басейноутворюючих подій середнього та пізнього третинного періоду (тобто тектоніки). Проведення 3D-зйомки має важливе значення.

Піщані фації ПКМ і пов'язані з ними структурні особливості можуть бути колекторами для покладів вуглеводнів, хоча найбільш типові для ПКМ вапняні глинисті породи відіграють роль екрануючих порід, відтак найбільш

перспективними об'єктами розвідки є піщані турбідити і лопатеві віяла комплексу заповнення над ПКМ [Kitchka et al., 2021].

Поховані річкові долини та підводні каньйони північно-західного шельфу та їх значення для розвідки вуглеводнів. Перші дані про врізані долини в межах північно-західного шельфу згадуються у виробничих звітах Причорноморської ДГРП на початку 80-х років минулого століття. Пізніші тематичні дослідження на нафту і газ [Khriachtchevskaiia et al. 2009; Ольшанецький та ін. 2011] виявили розгалужену і розвинену систему алювіальних русел палеорічок (Рисунок 5.14) і похованих схилових каньйонів, що прорізають кайнозойський осадовий чохол в Одеській затоці північно-західного шельфу, яка підтверджена як сучасними сейсмічними даними, так і даними пошуково-розвідувального буріння.

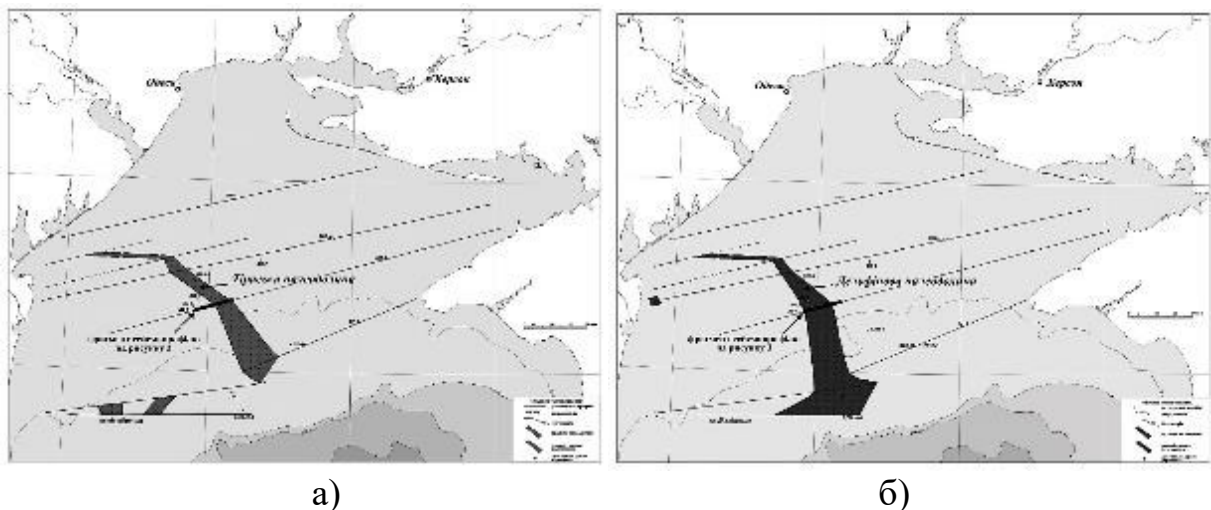


Рисунок 5.13 - Одеський шельф, довгоживуча глибоко врізана долина: а) Післямайкопський рівень; б) Домайкопський рівень [Попадюк І.В. Ольшанецький М.В. 2011]

Врізані долини на мілководному шельфі легко спостерігаються і наносяться на карту за допомогою існуючих 2D сейсмічних сіток (Рисунок 5.13). Ключовими спостереженнями є: а) їхня велика довжина, яку можна простежити до їхнього джерела на суші, і б) їхні великі розміри з точки зору ширини і глибини врізу.

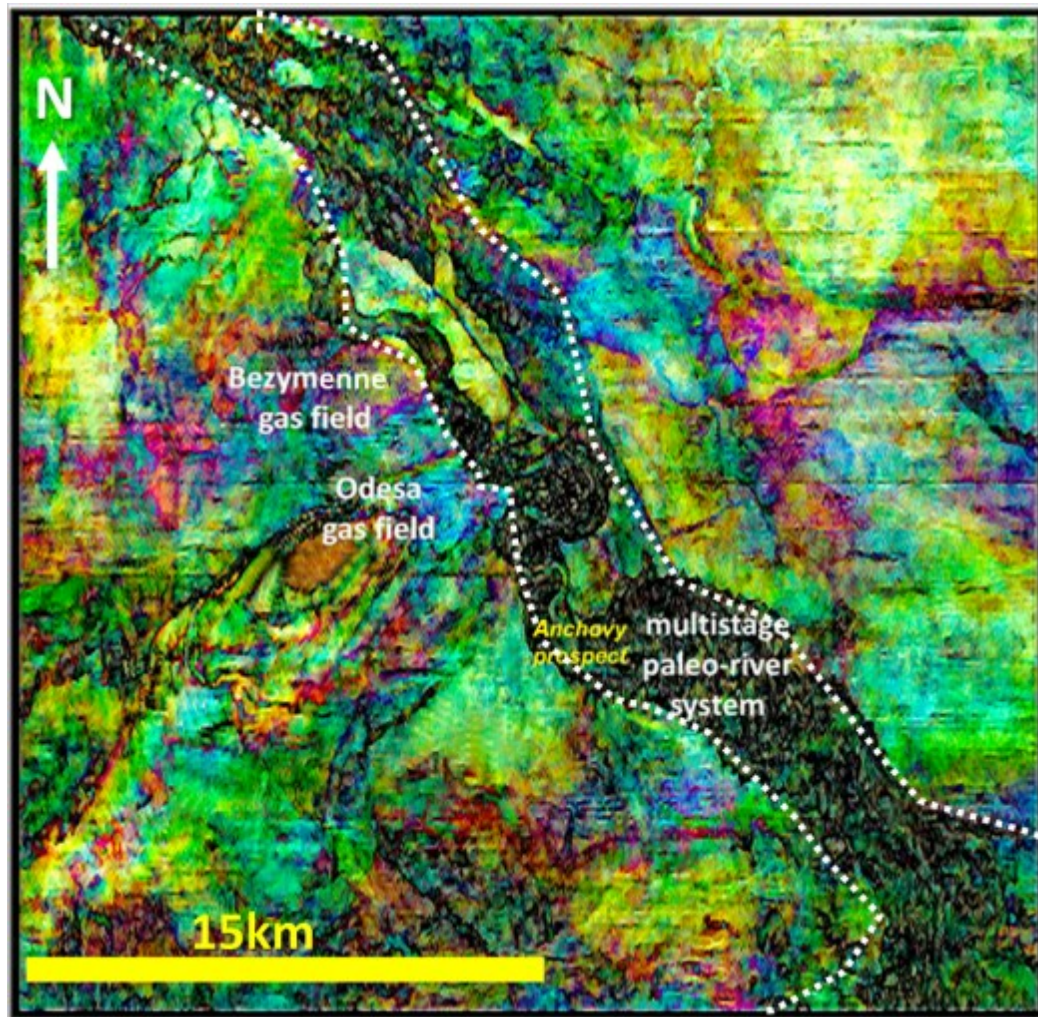


Рисунок 5.14 - Спектральна декомпозиція 3D-куба, що виявляє тонку меандруючу структуру похованої долини палео-Дністра(?) на зрізі 728 мс TWT, внутрішній шельф Одеської затоки

Bezymenne gas field – Безіменне газове родовище, Odesa gas field – Одеське газове родовище, multistage paleo-river system – багаторівнева палеорічкова система, Anchovy prospect – пошуковий об’єкт Анчоус

На сьогоднішній день важливість дискордантних долин для розуміння структури та нафтогазоносного потенціалу Західно-Чорноморської западини та її північно-західного шельфу зокрема, є загальновизнаною [Tari et al., 2015]. У деяких випадках каньйони можуть розділяти поклади перспективної ділянки (наприклад, середній еоцен Олімпійської антикліналі, який розсічений врізаною неогеновою долиною) і ускладнювати пошуково-розвідувальні роботи. З іншого боку, вони можуть виявитися ефективним каналом для подальшої висхідної

міграції вуглеводнів від депоцентрів термічно зрілих товщ до периферійних пасток, діючи як живлячі «труби» для нафти і газу, оскільки базальні шари річкових долин, як правило, представлені високопроникним уламковим матеріалом.

Відновлюючись майже на тому самому місці протягом геологічного часу, поперечні долини чи каньйони (їхні тальвеги успадковані від глибинних розломних зон) заповнювалися уламковим матеріалом і ставали все глибшими і глибшими, наближаючись до краю континентального палеосхилу, послідовно прорізаючи більш давні верстви, щоби нарешті з'єднатися, з турбідитовими віялами конусів виносу на підніжжі континентального схилу. Таким чином, долини та каньйони перехоплюють, локалізують і перерозподіляють висхідні потоки вуглеводнів (вздовж *chimneys*, або т.з. «труб дегазації»), надаючи латеральний шлях до верхніх гіпсометричних рівнів, див. приклад на рис. 5.15 (мілководна газова аномалія вдвічі інтенсивніша в межах живлячих розломів, ніж в їхньому околі) [Тищенко А., 2024].

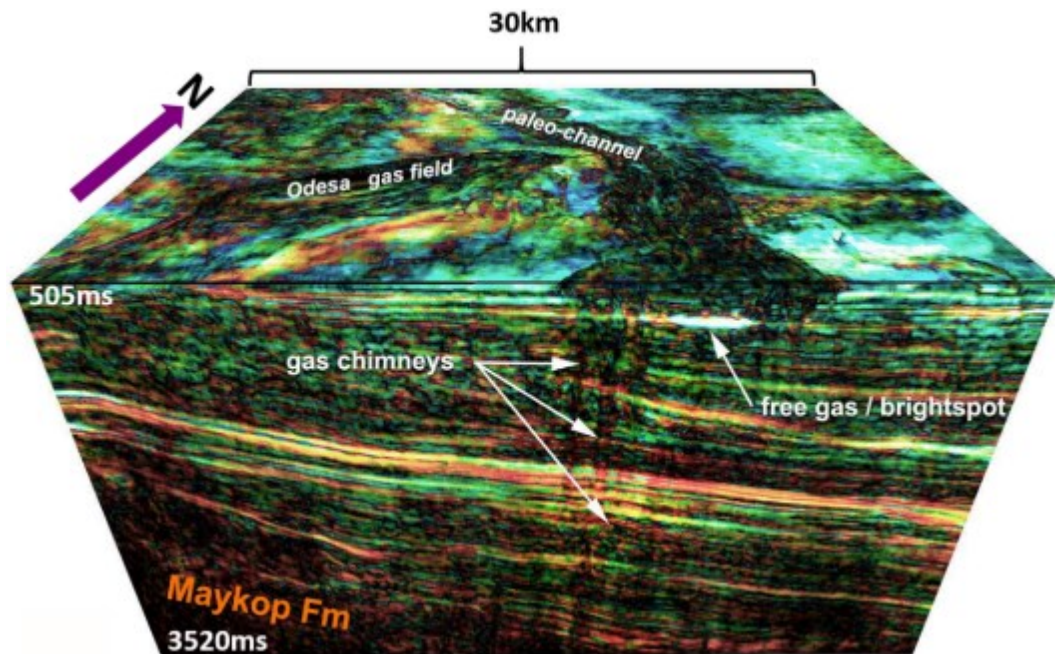


Рисунок 5.15 - 3D сейсмічний куб спектральної декомпозиції (зріз від 508 до 3948 мс), що показує мілководний газ (яскрава пляма), яка розташована на дні проксимального палеофану на глибині ~755 м і підживлюється каналами дегазації, що контролюються Одеським трансформним розломом

Odesa gas field – Одеське газове родовище, paleo-channel – палео-канал, gas chimneys – канали дегазації, free gas/brightspot – вільний газ/яскрава пляма, Maikop Fm – Майкопська серія

Порівнюючи українську частину з прилеглою румунською акваторію, було встановлено ті самі пісковики, що продуктивні над фронтом ПКМ на газових родовищах Доміно та Ліра, див. Рисунок 5.16 [Тищенко А., 2024].

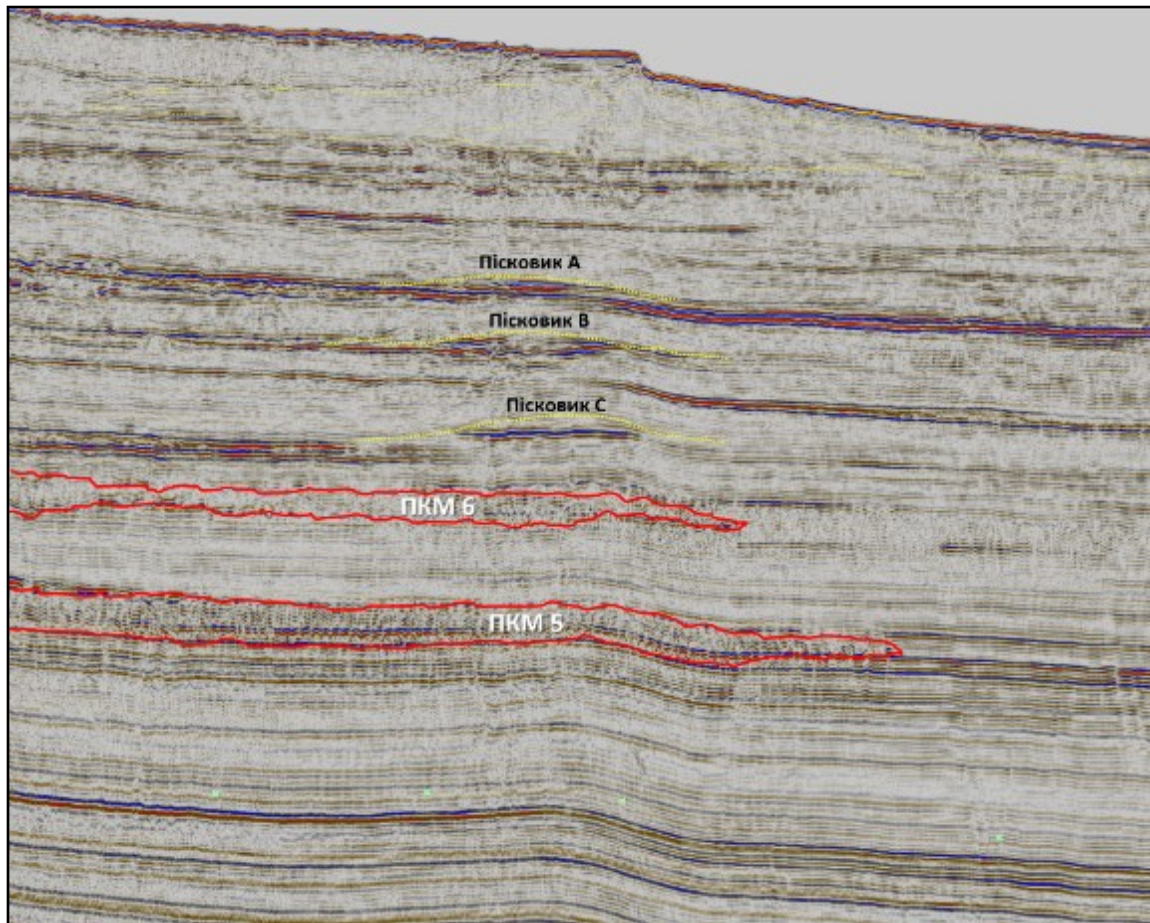


Рисунок 5.16 - Імовірно газонасичені пісковики комплексу заповнення над фронтом ПКМ (червоні контури) в глибоководній частині українського сектору Чорного моря

Непроникні багаторівневі поверхні ПКМ виконують роль покриття нафти і газу, вони модулюють, акумулюють і відхиляють висхідні потоки вуглеводнів до периферії басейну [Qiliang Sun et al., 2017; Constandache et al., 2023], а через вікна витоків похованих каньйонів і русел річок сприяють надходженню нафти і газу до шельфових утворень різної глибини і віку (Рисунок 5.17).

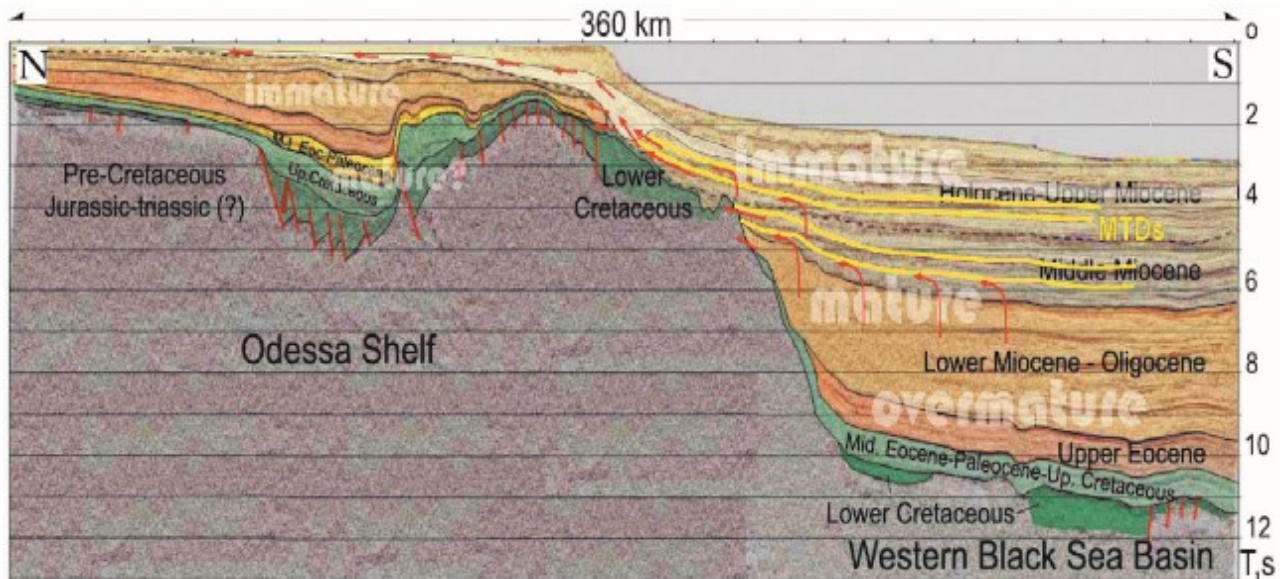


Рисунок 5.17 - Принципова модель міграції ВВ зі зрілого глибоководного басейну до менш зрілого північно-західного шельфу, розріз за [Khriachtchevskaia O. et al 2009] зі змінами; червоні стрілки вказують напрямки міграції вуглеводнів

N – північ, S – південь, immature – незрілий, mature – зрілі, overmature – перезрілі, Odesa Shelf – одеський шельф, Western Black Sea Basin – Західно-чорноморський басейн, Pre-Cretaceous Jurassic-Triassic (?) – докрейдовий юрсько-тріасовий (?), M-L. Eoc-Paleocene – середній-верхній еоцен та палеоцен, Up. Cretaceous – верхня крейда, Lower Cretaceous – нижня крейда, Holocene-Upper Miocene – голоцен-верхній міоцен. Middle Miocene – середній міоцен, Lower Miocene-Oligocene – нижній міоцен-олігоцен, Upper Eocene – верхній еоцен, MTDs (mass transport deposits) – комплекси масопереносу

5.3 Висновки

Встановлено, що басейн Чорного моря характеризується потужним розвитком підводних комплексів масопереносу і підводних каньйонів протягом середнього-пізнього міоцену і раннього плейстоцену.

З'ясовано, що підводні комплекси масопереносу, поховані підводні каньйони та система палео-річок з відповідними структурними елементами та літологічними різновидами забезпечують ефективні шляхи міграції та пасткові умови для скупчень вуглеводнів, що мігрують латерально вгору по схилу осадового басейна.

Вперше представлено, що суміщення зрілих материнських порід майкопу з більш давніми породами-колекторами по крайовій зоні розломів північно-західного палеошельфу, а також зон її перетину врізаними долинами створює

ефективну дренажну мережу для заповнення різноманітних пасток у колекторах від нижньої крейди до верхнього пліоцену, що створює сприятливі шанси для знаходження промислових скупчень ВВ досить далеко на північ і захід від зони нафтогенерації Каркінітського прогину.

Вперше в українській частині Чорного моря визначені аналоги трьох рівнів пісковиків, які є продуктивними над фронтом ПКМ на газових родовищах Доміно та Ліра (Румунія).

ВИСНОВКИ

На основі аналізу геолого-геофізичної інформації в українській акваторії Чорного моря виконано комплексне дослідження геологічної будови регіону та його вуглеводневого потенціалу. Завдяки даним свердловин на Одеському та Прикерченському шельфах, глибиною 2000–4600 м, і регіональним 2D сейсмічним профілям, включаючи глибоководні ділянки, встановлено, що осадові відклади представлені переважно теригенними та карбонатними породами від нижнього палеозою до неогену. У Західночорноморському басейні товщина осадового чохла досягає 18 км, що характеризує його як обширний ранньокрейдвий рифтовий басейн. У межах українського сектору Чорного моря відкрито 9 родовищ: 5 газових (Голицинське, Шмідта, Архангельське, Одеське, Безіменне, Кримське), 3 газоконденсатних (Штормове, Південно-Голицинське) та 1 нафтове (Суботіна). Це свідчить про значний вуглеводневий потенціал регіону, підкріплений історичними відкриттями, починаючи з Голицинського газового родовища у 1975 році.

Вперше розроблено граф обробки сейсмічних даних, що адаптований до різних сейсмогеологічних умов Чорного моря, включаючи шельфові та глибоководні зони, а також північно-західну та східну частини акваторії. Проведена обробка з використанням методів подавлення кратних хвиль та зменшення завад, що дозволяє отримати сейсмічні дані з підвищеним співвідношенням сигнал/завада та збереженням істинних амплітуд. Ці сейсмічні дані придатні для прогнозування характеристик геологічного розрізу, інверсійних перетворень, AVO-аналізу та оцінки петрофізичних параметрів, таких як літологія, тип флюїду, пористість, насиченість та ін.

Вперше отримано широкосмугові 3D сейсмічні дані на ультрамілких глибинах (15–30 м) за допомогою технології GeoStreamer, що значно підвищило якість даних. Ефективний збір 3D даних на ділянці Внутрішній Дельфін на глибинах 14–40 м дозволив уникнути перешкод на морському дні та забезпечити сучасну обробку.

Вперше застосовано повнохвильову інверсію (FWI), що дозволило фіксувати високошвидкісні та низькошвидкісні контрасти, критично важливі для глибинної міграції, а також технологію розділеного хвильового поля (SWIM) для уточнення будови морського дна та приповерхневої частини розрізу. Аналіз хвильового поля за 3D даними GeoStreamer виявив амплітудно-частотні аномалії, які можуть вказувати на потенційні поклади вуглеводнів у мезозой-кайнозойських відкладах. Використання алгоритмів томографії, FWI, претек глибинної міграції (PSDM) та SWIM забезпечило чітке зображення швидкісних контрастів. Згорткові нейронні мережі ефективно послабили міграційний шум, відокремлюючи його від геологічних структур. Зображення SWIM покращило візуалізацію морського дна, а порівняння 2D і 3D даних підкреслило вищу якість останніх, особливо в мілководних районах, таких як Внутрішній Дельфін, де PSDM усуває дифраговані хвилі, а комбінація SWIM і міграції Кірхгофа підвищує роздільну здатність мілководних відбиттів.

Вперше за свердловинними та 2D/3D сейсмічними даними побудовано тривимірну швидкісну модель осадового чохла української акваторії Чорного моря площею понад 104 000 км². Ця модель враховує вертикальні та латеральні зміни швидкостей, трансформуючи часові поверхні мезозой-кайнозойських відкладів у глибинний масштаб. Ітераційні уточнення томографії та FWI забезпечили точний розподіл інтервальних швидкостей, враховуючи мінібасейни з молодими теригенними породами та виходи високошвидкісних порід, що покращує масштабування амплітуд для AVO-атрибутів і якість сейсмічних зображень.

Вперше виявлено регіональний швидкісний градієнт у майкопських відкладах із пониженими значеннями швидкості, що є новим внеском у розуміння структури регіону. Цей градієнт підкреслює унікальність геологічних умов і сприяє точнішій інтерпретації сейсмічних даних.

Просторова швидкісна модель дала змогу вперше побудувати глибинні карти основних стратиграфічних рівнів, що уточнюють геологічну модель

мезозой-кайнозойських відкладів української акваторії Чорного моря площею понад 104 000 км². Ці карти забезпечують точні структурні характеристики та підвищують надійність прогнозування вуглеводневого потенціалу.

Встановлено потужний розвиток підводних комплексів масопереносу, похованих підводних каньйонів і систем палео-річок у середньому-пізньому міоцені та ранньому плейстоцені, які створюють шляхи міграції вуглеводнів і пасткові умови. Вперше в українській частині Чорного моря визначено аналоги трьох рівнів продуктивних пісковиків, подібних до родовищ Доміно та Ліра в румунському секторі, що підкреслює перспективність регіону. Суміщення зрілих материнських порід майкопу з давнішими колекторами вздовж крайової зони розломів північно-західного палеошельфу та зон перетину врізаними долинами формує дренажну мережу для заповнення пасток у колекторах від нижньої крейди до верхнього пліоцену. Це відкриває сприятливі перспективи для промислових скупчень вуглеводнів на північ і захід від зон нафтогенерації Каркінітського прогину. Порівняння з сусідніми секторами (Румунія: Лебада-Схід, Лебада-Захід, Сінос, Пескарус, Дельта, Ана, Дойна, Доміно, Ліра; Болгарія: чотири незначні газові родовища; Туреччина: гігантське родовище Сакар'я) підтверджує високий потенціал регіону.

Загалом, українська акваторія Чорного моря залишається високоперспективним регіоном для пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ. Розроблені методи обробки сейсмічних даних, використання сучасних технологій (GeoStreamer, FWI, SWIM) та інтеграція різноманітних джерел інформації забезпечують економічно ефективний підхід до вивчення зовнішнього шельфу та глибоководних ділянок. Отримані результати сприяють уточненню геологічної моделі, підвищенню якості сейсмічних зображень і кращому розумінню тектонічної еволюції регіону, створюючи передумови для нових відкриттів, подібних до сусідніх секторів, і підкреслюючи необхідність продовження розвідувальної активності, незважаючи на історичні виклики.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Ball, V., Blangy, J.P., Pringle, K. and Schwark, J. (2011). Seismic rock physics in the presence of attribute noise. 81st SEG Annual Meeting, Extended Abstracts, 355-359.
2. Bilim, F., Attila, A., Abdullah, A.M., Nuri, D., Sinan, K., & Erbek, E. (2021). Crustal thickness in the Black Sea and surrounding region, estimated from the gravity data. *Marine and Petroleum Geology*, 123, 104735. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104735>.
3. Black Sea Azov Sea. Report № EB014 Simon Petroleum Technology. – 1998.
4. Breistøl, A.H., 2015. Broadband processing of conventional 3D seismic data for near surface geohazard investigation: a North Sea case study. MSc thesis, Norwegian University of Science and Technology, Department of Petroleum Engineering and Applied Geophysics.
5. Bull, S., Cartwright, J., & Huuse, M. (2009). A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1132–1151. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.09.011.
6. Bunting, T., Watterson, P., Vassallo, M., 2013. IsoMetrix: isometrically sampled towed-streamer marine seismic data. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society Expanded Abstracts, pp. 1177–1180.
7. Cambois, G. (2001). AVO processing: Myths and reality. 71st SEG Annual Meeting, Extended Abstracts.
8. Cardona S. Predicting the Seal Quality in Mass-Transport Deposits: New Zealand Outcrops and Microscopy Studies. Sebastian Cardona - Ph.D. Project
9. Carlson, D., Long, A., Söllner, W., Tabti, H., TENGHAMN, R., Lunde, N., 2007. Increased resolution and penetration from a towed dual-sensor streamer. *First Break* 25, 71–77.
10. Claerbout, J.F. (1971). Toward a unified theory of reflector mapping. *Geophysics*, 36, 467-481.
11. Constandache, D., Collier, T., Fallah, M., Tari, G., Caixeta, L., & Gariteai, T. (2023). How mass transport deposits influence the biogenic gas prospectivity of the Black Sea Basin, offshore Bulgaria. Ext. Abs. 84th EAGE Annual Conference & Exhibition, Jun 2023, Volume 2023 p. 1-5. doi:10.3997/2214-4609.202310664.

12. Crasquin-Soleau S. & Barrier É. (eds) 1998 — Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 262 p. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle; 177.
13. Dondurur, D. Acquisition and processing of marine seismic data. Elsevier. 2018
14. Drachev Sergey S., Mazur Stanislaw, Campbell Simon, Green Christopher, Tishchenko Andrii (2018) Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results. *Journal of Geodynamics*, Volume 119, Pages 123-148
15. Drachev, S.S.; Mazur, S.; Campbell, S.; Green, C.; Shkarubo, S.I.; Tishchenko, A. (2018) Crustal architecture of the Laptev Rift System in the East Siberian Arctic based on 2D long-offset seismic profiles and gravity modelling. *Petroleum Geoscience* Volume 24, Pages 402 – 413
16. Finetti I., Bricchi G., Del Bel A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea area // *Bol. di Geofizica Teorica e Applicata*. – 1988. – Vol. 30, No 117–118. – P. 197–324.
17. Frey-Martinez J., Cartwright J., James D. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. // *Marine and Petroleum Geology*, 2006, 23: p. 585-604.
18. Gardner, G. H. F. and Canning, A. (1994). Effects of irregular sampling on 3-D prestack migration. 64th SEG Annual International Meeting. Expanded Abstracts, 1553-1556.
19. Gazdag, J., and P. Sguazzero, 1984, Migration of seismic data by phase-shift plus interpolation: *Geophysics*, 49, 124-131
20. GEORGIEV, G. (2012) Geology and Hydrocarbon system of the Western Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 723-754
21. Gillet, H., Lericolais, G., & Réhault, J.P. (2007). Mes sinian event in the Black Sea: evidence of a Missinian erosional surface. *Marine Geology*, 244, 142—165. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.004>.
22. Gorbunov, V.I, Sklyarov S.O. Patent for useful model № 24727 "Method of dynamic images building using regulated directional analysis of seismic signals with nonlinear function delay" IPC (2006). G01V 1/00, G01V 1/28.
23. Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 147, 247—262. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90189-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90189-8).

24. Graham, R., Kaymakci, N., & Horn, B.W. (2013). Revealing the Mysteries of the Black Sea, *GEO ExPro*, 60-62 (2013)
25. Graham, R., Kaymakci, N., & Horn, B.W. (2013). The Black Sea: something different? *GEO ExPRO*, 10, 58—62.
26. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., A geological time scale 1989. England: Cambridge University Press, 1990. 263 p.
27. Hippolyte, J.C., Espurt, N., Kaymakci, N., Sangu, E., & Müller, C. (2015). Cross-sectional anatomy and geodynamic evolution of the Central Pontide orogenic belt (northern Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 105(1), 81—106. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-015-1170-6>.
28. Hippolyte, J.C., Murovskaya, A., Volfman, Yu., Ye gorova, T., & Gintov, O. (2018). Age and geo dynamic evolution of the Black Sea Basin: Tec tonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298—314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009>.
29. Hsü, K.J., & Giovanoli, F. (1979). Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, 75—93. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(79\)90075-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(79)90075-0).
30. https://getech.com/wp-content/uploads/2019/08/IND9783_Getech_Black_Sea_Data_Catalogue_03.pdf
31. <https://www.gebco.net>
32. Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., & Popadyuk, I. (2009). V. Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *Leading Edge*, 29(9), 1024—1029. <https://doi.org/10.1190/1.3236371>.
33. Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., & Stephenson, R.A. (2010). Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In R.A. Stephenson (Ed.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 137—157). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.8>.
34. Kitchka, A., Tyshchenko, A., & Lysenko, V. (2016). Mid-late Miocene Sea level Falls, Gas Hydrates Decay, Submarine Sliding, and Tsunamites in the Black Sea Basin. Ext. Abs. 78th EAGE Conf., Vienna, Austria, 30 May–2 June 2016. doi:10.3997/2214-4609.201600609.

35. Kitchka, A., Tyshchenko, A., & Tauvers P. (2021). Post-Maikop System of Mass-Transport Complexes, Submarine Canyons and Turbidite Hydrocarbon Reservoirs in the NW Black Sea, Ukraine. Abs. International Scientific Congress on Offshore Petroleum Exploration: Black Sea (ISCOPE) - 1-2 June 2021, Turkey.
36. Kitchka, O., Olshanetskyi, M., Tyshchenko, A., Vyzhva, A., Zhadan, A., Makovets, O., Fenota, P., Khmelevskyi, A., & Melnyk, L. (2025). New 3D seismic data uncover inspiring exploration potential for oil and gas offshore the Dobrogea Foredeep, Ukraine. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 47(2). p. 93-98
37. Klochikhina, E., Crawley, S., Frolov, S., Chemingui, N. and Martin, T. (2020) Leveraging deep learning for seismic image denoising, *First Break*, 38(7), 41-48.
38. Kvalstad T.J., Andresen L., Forsberg C.F., Berg K., Bryn P., Wangen M. The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. *Marine and Petroleum Geology*, 2005, 22 (1-2): p. 245-256.
39. Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Krischev, K., Montadert, L., & Sungurlu, O. (1977). The Black Sea: a marginal basin: geophysical and geological data. In B. BijuDuval, L. Montadert (Eds.), *Structural History of the Mediterranean Basins* (pp. 363—376). Paris: Editions Technip.
40. Meckel, T. (2010) Classifying and Characterizing Sand-Prone Submarine Mass-Transport Deposits. *AAPG Search & Discovery Article #50270*.
41. Mellier, G., Maples, M., Hepp, J., LeBoeuf, S., Lansley, M., 2014. A new multisensor solid streamer. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, pp. 228–232.
42. Meredith, D.J., & Egan, S.S. (2002). The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modelling. *Tectonophysics*, 350(2), 157—179. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00121-X).
43. Monk D. J. *Survey Design and Seismic Acquisition for Land, Marine, and In-between in Light of New Technology and Techniques*, ISBN 978-1-560-80370-6, 2020, Society of Exploration Geophysicists, 214 p.
44. Monteleone, V., Minshull, T.A., & Marin-Moreno, H. (2019). Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long-offset seismic reflection data. *Tectonics*, 38(8), 2646—2667. <https://doi.org/10.1029/2019TC005523>.
45. Morgan, J., M. Warner, R. Bell, J. Ashley, D. Barnes, R. Little, K. Roele, and C. Jones, 2013, Next-generation seismic experiments: Wide-angle, multi-azimuth

three-dimensional, full-waveform inversion: *Geophysical Journal International*, 195, no. 3, 1657–1678, <https://doi.org/10.1093/gji/ggt345>.

46. Morosanu, I. (2002). Inverted structural types of the Romanian offshore (Black sea). In C. Dinu, V. Mocanu (Eds.), *Geology and Tectonics of the Romanian Black Sea Shelf and Its Hydrocarbon Potential*, (Vol. 2, pp. 21—28). Bucharest: Vergiliu.

47. Moscardelli, L. and Wood, L. (2008). New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research*, 20:73-98. viii, 4, 7, 53, 144

48. Munteanu I., *Evolution of the western Black Sea: Kinematic and sedimentological inferences from geological observations and analogue modelling*, Utrecht Studies in Earth Sciences, volume 16 – Dissertation, (2012)

49. Munteanu I., Liviu M., George I. (2014) Tectonics of the Western Black Sea back-arc basin as revealed by the architecture of its sedimentary fill. AAPG European Regional Conference, Barcelona, Spain, May 2014

50. Munteanu, I., Diviaco, P., Sauli, C., Dinu, C., Burca, M., Panin, N., & Brancatelli, G. (2018). New Insights into the Black Sea Basin, in the Light of the Reprocessing of Vintage Regional Seismic Data. In C.W. Finkl, C. Makowski (Eds.), *Diversity in Coastal Marine Sciences* (pp. 91— 114). Coastal Research Library, 23. https://doi.org/10.1007/978-3-319-57577-3_6.

51. Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., & Cloetingh, S. (2011). Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*, 30(5), 1—21. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002865>.

52. Naudts, L., Greinert, J., Artemov, Y., Staelens, P., Poort, J., Van Rensbergen, P., & De Batist, M. (2006). Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea. *Marine Geology*, 227(3–4), 177–199. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.10.005>

53. Nikishin, A.M., Cloetingh, S., Brunet, M.-F., Stephenson, R., Bolotov, S.N., & Ershov, A.V. (1998). Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic and dynamics.

54. Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015a). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.

55. Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Wannier, M., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656—670. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.
56. Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Bolotov, S.N., & Fokin, P.A. (2012). Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea — Southern Eastern Europe region: a view from the Russian platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 571—634. <http://doi.org/10.3906/yer-1005-22>.
57. Nolan, 2025 https://www.linkedin.com/posts/ciaran-nolan-540b4947_energy-gas-oilandgas-activity-7331987384693096451-uJe6
58. Ogata, K., Festa, A., & Pini, G.A. (2020). Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles. Eds. American Geophysical Union - John Wiley & Sons, 2020. - 362 p.
59. Okay, A.I., & Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57(5-8), 1—26 <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
60. Okay, A.I., & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth, M. Séranne (Eds.), *The Mediterranean Basins, Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (Vol. 156, pp. 475—515). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22>.
61. Okay, A.I., Şengör, A.M.C., & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267—270. <http://doi.org/10.1130/0091-7613>.
62. Ozdaş, H., Kızıldağ, N., Baydan, C., 2016. Shipwreck Inventory Project of Turkey (SHIPT). Special Project Supported by Ministry of Development of Turkey.
63. Ozdemir, Adil & Palabiyik, Yildiray & Karataş, Atilla. (2020). Türkiye Denizlerinin Petrol ve Doğalgaz Potansiyeli, Gelecek Hidrokarbon Arama Faaliyetleri için Hedef Alanlar ve Sondaj Lokasyonları.
64. Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., & Khriachtchevskaia, O.I. (2013). The new geological map of the Crimea mountains by SPK — Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea region. Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea — Caucasus Workshop, 24—25 June, Tbilisi, Georgia (pp. 48—50).
65. Popov, S.V., Rostovtseva, Yu.V., Pinchuk, T.N., Patina, I.S., & Goncharova, I.A. (2019). Oligocene to Neogene paleogeography and depositional

environments of the Euxinian part of Paratethys in Crimean-Caucasian junction. *Marine and Petroleum Geology*, 103, 163—175. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.02.019>.

66. Posamentier, H.W., Martinsen, O.J., 2011. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. Mass-transport deposits in deepwater settings. *Soc. Sediment. Geol. (SEPM) Spec. Publ.* 96, 7–38. <https://doi.org/10.2110/sepmsp.096.007>.

67. Qiliang Sun, Tiago Alves, Xinong Xie, Jiaxiong He, Wei Li, & Xianglong Ni. (2017). Free gas accumulations in basal shear zones of mass-transport deposits (Pearl River Mouth Basin, South China) An important geohazard on continental slope basins. *Marine and Petroleum Geology* 2017, vol. 81, pp. 17–32. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.12.029>.

68. Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise). *Marine Geology*, 182(3-4), 265—278. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00236-5).

69. Robinson A., Spadini G., Cloetingh S., Rudat J. Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modeling // *Ibid.* – 1995. – Vol. 12, No 8. – P. 821–835. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98850-5](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98850-5).

70. Robinson, A.G., & Kerusov, E. (1997). Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea, implications for petroleum exploration. In: A.G. Robinson (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (pp. 369—380). Tulsa: Amer. Assoc. Petr. Geol., Memoir (68).

71. Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., & Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum Geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195—223. [doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)00042-9](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)00042-9).

72. Ronneberger, O., Fischer, P. and Brox, T. (2015). U-Net: Convolutional Networks for biomedical Image Segmentation. *Medical Image Computing and Computer-Assisted Intervention (MICCAI)*, 9351, 234-241.

73. Saintot, A., Brunet, M.-F., Yakovlev, F., Sébrier, M., Stephenson, R.A., Ershov, A., Chalot-Prat, F., & McCann, T. (2006a). The Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Greater Caucasus. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 277—289). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.16>.

74. Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 481—505). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30>.

75. Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N.J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in Eastern Black Sea. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x>.

76. ŞEN, Ş. (2013) New evidences for the formation of and for petroleum exploration in the fold-thrust zones of the central Black Sea Basin of Turkey. *AAPG Bulletin*, 97, 465—485

77. Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., & White, N. (2009). Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37(1), 7—10. <https://doi.org/10.1130/G25302A.1>.

78. Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A., & Scott, C.L. (2008). Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: A test of depth-dependent stretching models. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3-4), 360—378. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.033>.

79. Sklyarov S.O. Seismic dynamic images with author algorithm based on modified regulated directional analysis. *Problems of oil and gas industry*. Issue 9, S. 159-164, 2011.

80. Solheim A., Berg K., Forsberg C.F., Bryn P. The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, 2005, 22, p. 97-107.

81. Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y., Rolland, Y., Adamia, S., Melkonian, R., Kangarli, T., Yegorova, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Danelian, T., Hässig, M., Meijers, M., Müller, C., Sahakyan, L., Sadradze, N., Alania, V., Enukidze, O., & Mosar, J. (2016). The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(1), 23—32. doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002.

82. Spadini, G., Robinson, A., & Cloetingh, S. (1996). Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: prerift lithosphere controls on basin formation.

Tectonophysics, 266(1-4), 139—154. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00187-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00187-4).

83. Spadini, G., Robinson, A., & Cloetingh, S. (1997). Thermo-mechanical modelling of Black Sea Basin formation, subsidence and sedimentation. In A. Robinson (Ed.), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding areas* (Vol. 68, pp. 19—38). Am. Assoc. Pet. Geol., Mem.

84. Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., 2004. Topography of the crust–mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 381, 211-233 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.

85. Stephenson, R., & Schellart, W.P. (2010). The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. In M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 11—21). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.2>.

86. Stephenson, R., & Stovba, S. (2022). Review of the main Black Sea rifting phase in the Cretaceous and implications for the evolution of the Black Sea lithosphere. *Journal of Geodynamics*, 149, 101891. doi.org/10.1016/j.jog.2021.101891.

87. Stephenson, R., Mart, Y., Okay, A., Robertson, A., Stovba, S., Khriachtchevskaia, O., & Saintot, A. (2004). TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton to Arabian Craton (Red Star to Red Sea). In W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, P.À. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Geological and Geophysical Framework of the Mediterranean and the Surrounding Areas. Part 2, CD ROM*.

88. Stovba S. M., Popadyuk I. V., Khriachtchevskaia O. I., Fenota P. O., 2017a. The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: The Atlas of Subcrop Maps and Palaeogeographical Reconstructions. Abstracts of EAGE conference Geoinformatics. Kiev, p. 20 – 24. DOI: 10.3997/2214-4609.201701799.

89. Stovba, S., & Khriachtchevskaia, O. (2011). Driving and triggering mechanisms of inversion tectonics in the Ukrainian Black Sea. Abstracts of the 3rd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region. Bucharest, Romania, 1—10 October (pp. 177—179).

90. Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., & Popadyuk, I.V. (2009). Hydrocarbon Bearing Area in the Eastern Part of the Ukrainian Black Sea. *The Leading Edge*, 29(9), 1042—1045.

91. Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., & Popadyuk, I.V. (2013). Crimea and Ukrainian Eastern Black Sea basin as an inverted Early Cretaceous rift system. Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea — Caucasus Workshop, 24—25 June, Tbilisi, Georgia (pp. 65—67).
92. Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Fenota, P.O., & Khriachtchevskaia, O.I. (2020). Geological structure and tectonic evolution of the Ukrainian sector of the Black Sea. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 42(5), 50—106. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215072>.
93. Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Khriachtchevskaia, O.I., & Fenota, P.O. (2017b). Crimea and Ukrainian Black Sea: the origin, tectonics and evolution. Abstracts of EAGE conference Geoinformatics, Kiev (pp. 577—581). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201701798>.
94. Tarantola, A., 1984, Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation: *Geophysics*, 49, 1259–1266, <https://doi.org/10.1190/1.1441754>.
95. Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Floodpage j., Baur j., Bati Z., & Sipahioğlu, N.Ö. (2015b). Is the impact of the Messinian Salinity Crisis in the Black Sea comparable to that of the Mediterranean? *Marine and Petroleum Geology* 2015, vol. 66, part 1, pp. 135–148. doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.03.021.
96. Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Schleder, Z., Turi, V., & Krezsek, C. (2015a). Regional Rift Structure of the Western Black Sea Basin: Map-View Kinematics. In *Petroleum Systems in «Rift» Basins* (pp. 372—395). <https://doi.org/10.5724/gcs.15.34.0372>.
97. Tari, G., Fallah, M., Schell, C., Kosi, W., Bati, Z., Sipahioğlu, N.Ö., Krezsek, Cs., Schleder, Zs., Kozhuharov E. & Kitchka A. (2016). Why are there no Messinian evaporites in the Black Sea? *Petroleum Geoscience* Vol. 22, 2016, pp. 381–391. doi:10.1144/petgeo2016-003.
98. Tari, G., Simmons M. (2018). History of deepwater exploration in the Black Sea and an overview of deepwater petroleum play types. Geological Society, London, Special Publications. 464. SP464.16. 10.1144/SP464.16.
99. Tauvers P., Tyschenko A., Kitchka O., Melnyk L., Boekholt M. (2022) Start of major 3D acquisition by Naftogaz in the Western Ukrainian Black Sea - implications for rejuvenation of offshore exploration for Ukraine. Abs. AAPG Exploration and Production in the Black Sea Region and Super-Basin Thinking GTW, 6-7 September 2022, Trabzon. – P. 7.

100. Tauvers, P. R., AAPG Hedberg Research Conference, "Integration of Geologic Models for Understanding Risk in the Gulf of Mexico," Sept. 20–24, 1998.
101. TENGHAMN, R., VAAGE, S., BORRESEN, C., 2007. A dual-sensor, towed marine streamer; its viable implementation and initial results. Annual Meeting Expanded Abstracts, SEG, 989–993.
102. The exploration potential of the Ukrainian Black Sea. Report No. EB025. Project No. MA198. Prepared by: Robertson Research International Limited. Llandudno, North Wales LL30 1SA. June 1997
103. Tishchenko, I., Tari, G., Fallah, M., & Floodpage, J. (2021). Submarine landslide origin of a tsunami at the Black Sea coast: Evidence based on swath bathymetry and 3D seismic reflection data. *Interpretation*, Volume 9, Issue 2, 2021. pp. SB67-SB78. doi: <https://doi.org/10.1190/INT-2020-0174.1>.
104. Tyshchenko Andrii P., Kuzmenko Pavlo M., Vyzva Serhiy A. (2016) A new algorithm of migration velocity computation and testing in a complex geological area. NAFTA-GAZ, ROK LXXII, Nr 3 / 2016 Krakow
105. Tyshchenko Andrii, Kitchka Alexander (2018) The system of NW Black Sea shelfal paleo-river valleys, slope canyons, and deepwater fans & mass transport deposits: An importance for hydrocarbon migration. *Geopetrol* 2018, C. 161-166. Zakopane-Koscielisco
106. TYSHCHENKO Andrii, VYZHVA Andrii, MELNYK Leonid, TEGNANDER Jonas Fagerli, KITTELL Lars-Erik, HELGEBOSTAD Kristian Svarva (2024) State-of-the-art 3D acquisition and imaging in ultra-shallow water in the northwestern part of the Black Sea. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*. B.3(106), 2024, c.13-18
107. Tyshchenko Andrii, Vyzhva Andrii, Melnyk Leonid, Vityk Maxym, Tegnander Jonas, Kittell Lars-Erik and Helgebostad Kristian Svarva (2024) A New Milestone in the 3D Acquisition and Imaging of Ultra-Shallow Water Acreage: NW Black Sea, Ukraine. AAPG Europe Region Conference 2024. Krakow.
108. Vasiliev, I, Reichart, G-J., Grothe, A., SinnigheDamsté, J.S., Krijgsman, W., Sangiorgi, F., & van Røij, L. (2015). Recurrent phases of drought in the upper Miocene of the Black Sea region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 423, 18—31. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.020>.
109. Whitmore N. D., Valenciano A. A., Sollner W., and Lu S. [2010] Imaging of primaries and multiples using a dual-sensor towed streamer. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 3187–3192.

110. Yegorova T., Gobarenko V., 2010. Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In: Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform (SP340). Geological Society of London. 23-42.
111. Yilmaz, Ö. 2001. Seismic data analysis. Society of Exploration Geophysicists.
112. Zonenshain, L.P., & Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181—211. [https://doi.org/10.1016/0040-951\(86\)90197-6](https://doi.org/10.1016/0040-951(86)90197-6).
113. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. геологическое строение и история развития черного моря. Москва: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
114. Атлас родовищ нафти і газу України: в 6 т. Т. VI: Південний нафтогазоносний регіон.— Львів: Центр Європи, 1998.—222 с.
115. Белоусов В. В., Вольвовский Б. С. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. – Москва: Наука, 1989. - 208 с.
116. Вуль М.Я., Уточнення геологічної будови та оцінка вуглеводневого потенціалу північно-західного шельфу Чорного моря, проведення аналізу геологорозвідувальних робіт на площах в акваторії Азовського моря та геолого-економічна оцінка Північнобулганацької площі, 2006.
117. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей, 1979. М.: Недра, 184 с.
118. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. Геологическое описание. – М.: Недра, 1968. – 759 с.
119. Геология СССР. т. VIII. Крым. часть 1. геологическое описание. Москва: Недра, 1969, 576 с. геология шельфа УССР (шельф и побережье черного моря). стратиграфия. Ред. Т.В. Астахова, С.В. Горбач, Е.Ю. Краева. Киев: Наук. думка, 1984. 184 с.
120. Геология шельфа УССР (шельф и побережья Черного моря). Литология. . Под ред. Е.Ф. Шнюкова 1985 Киев, 156 с.
121. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность /А.Т. Богаец, Г.К. Бондарчук, И.В. Леськив, М.И. Павлюк и др.— К.: Наук. думка, 1986.— 152 с.
122. Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Т.В. Астахова, С.В. Горбах, Е.Я. Краева и др. Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.

123. Геология шельфа усрр. тектоника. Ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 1987. 152 с.
124. Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотнікова Л.Ф., Іванік М.М., Якушин Л.М., Іщенко І.І. стратиграфія мезокайнозойських відкладів північ но-західного шельфу чорного моря. Київ: Вид. Ін-ту геол. наук НАН України, 2006. 171 с.
125. Гожик П.Ф., Чебаненко І.І., Краюшкін В.О. та ін. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків вуглеводнів в Азовському морі // Київ. – 2006. – с.340
126. Довжок Є. М., Шпак П. Ф., Блюк Б. О та ін.. Серія: “Нафтогазовий потенціал акваторій Чорного і Азовського морів”. Том-2: “Нафтогазоносний потенціал Північно-Західного шельфу Чорного моря”. УНГА. Київ, 1995 р., с. 250.
127. Дякович П, І, Захарчук С.М., Полухтович Б.М. та ін., 2002. Літологостратиграфічна характеристика осадового чохла Крайового уступу. Матеріали IV міжнародного конгресу “Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона“ Гурзуф, с. 62-63.
128. Есипович С.М., Поисковые работы в зоне поднятий Голицына-Шмидта. Отчет по объекту 52/87 за 1987 (1989) год, 1987. Этап-3
129. Єгер Д.О., Розробка уточненої Державної Програми освоєння вуглеводневих ресурсів українського сектора Чорного та Азовського морів, 2006.
130. Жигунов А.С. Мезозойские отложения Алуштинского участка крымского континентального склона //Океанология. – 1986. – т.ХХVI, вып.4. – С. 665-666.
131. Звіт по темі: «Детальна обробка та інтерпретації матеріалів сейсморозвідувальних робіт 3D на площі Одеська-Безіменна» договір від 20.09.2011 р.№ 34-08, ТОВ «Володар», Київ 2011.
132. Звіт по темі: «Побудова серії літолого-фаціальних карт-схем мезозойсько-кайнозойських нафтогазоперспективних комплексів українського сектору акваторій Чорного та Азовського морів з метою підвищення достовірності прогнозу нафтогазоносності» договір від 06.10.2010 р, № 14/981/10 ДП «Науканафтогаз», Вишневе 2012.
133. Иванников А.В., Иноземцев Ю.И., Ступина Л.В. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений континентального склона Черного моря. В кн.: геология и полезные ископаемые черного моря. Киев: Наук. думка, 1999. С. 253—262.

134. Иванников А.В., Ступина Л.В. Стратиграфия глубоководных отложений континентального склона Крыма по результатам 57-го рейса НИС «Профессор Водяницкий». геологічний журнал. 2003. № 1. С. 40—41.
135. Карпенко І.В., Наукове обґрунтування геологічної моделі Крайової ступені акваторії Чорного моря з виділенням ділянок, перспективних на постановку подальших геологорозвідувальних робіт, 2003.
136. Кичка О.А., Коваль А.М., Тищенко А.П., Довжок Т.Є., Коровніченко Є.Є. (2013) До проблеми освоєння метаногідратного потенціалу Чорного моря. Нафтогазова галузь України. - 2013. - № 5 – с. 37-41
137. Коморный А.Ф., Комплексная интерпретация материалов региональных сейсморазведочных работ МОВ ОГТ северо-западного шельфа Черного моря, 2002.
138. Коробко Т.И., 1987. Отчет 50/87. Поисковые работы МОВ ОГТ в южной части с-з шельфа Черного моря.
139. Кузьменко Т., Тищенко А., Кузьменко П. (2015) Теоретико-методологічні аспекти побудови геолого-геофізичних моделей родовищ вуглеводнів. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv-Geology, Issue: 4 (71), Pages: 61-66
140. Маловицкий Я.П., Терехов А.А., Шимкус К.М. Строение верхней части осадочной толщи и некоторые черты развития периферийной зоны Черноморской впадины в кайнозое. В кн.: геолого-геофизические исследования средиземного и черного морей. Москва: Наука, 1979. С. 7—25.
141. Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. 1974. № 9. С. 23—31.
142. Муратов М.В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. бюллетень моиП. отд. геол. 1955. Т. 30. Вып. 5. С. 27— 50.
143. Муратов М.В. руководство по учебной геологической практике в крыму. т. II. геология крым ского полуострова. Москва: Недра, 1973. 192 с.
144. Никишин, А.М. Глубоководные осадочные системы: объемные модели, основанные на 3D сейсморазведке и полевых наблюдениях / А.М. Никишин и др. - Москва: МАКС пресс, 2012

145. Ольшанецький М.В., Лобасов О.П., Антонишин В.М. Звіт «Обґрунтування перспектив нафтогазоносності осадового чохла шельфу та глибоководної частини українського сектору Чорного моря». ДП «Науканафтогаз». – 2010. – с. 697.

146. Ольшанецький, М. В., Єрмоленко О. В. (2011) Кайнозойські руслово-дельтові комплекси в межах української частини Чорного моря. Проблеми нафтогазової промисловості, Випуск 9, Київ, с. 28–35

147. Ольшанецький, М.В., Єрмоленко О.В. (2011). Кайнозойські руслово-дельтові комплекси в межах української частини Чорного моря. Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. праць, Вип. 9. Київ, ДП «Науканафтогаз», 2011, с. 28–35.

148. Острятин В., Оцінка ресурсного потенціалу перспективних об'єктів в межах глибоководної частини українського сектору Чорного моря виділених за результатами регіональних сейсмічних досліджень BS-05, 2013.

149. Отчет по теме: «Отчет об опытных и производственных сейсморазведочных исследованиях на структуре Голицына в Черном море», работы Черноморской сейсморазведочной партии 261/72..., 1973.

150. Побєдаш М.С., Прогнозування нафтогазоперспективних зон акваторій Чорного моря на основі регіональних сейсмічних досліджень та узагальнення інформації про геологічну будову, геодинаміку та нафтогазоносність Азово-Чорноморського регіону. Київ 2007, ТЦ ДГП "Укргеофізика", 2007.

151. Поликарпов Г.Г., Егоров В.Н., Гулин С.Б., Гулин М.Б., Стокозов Н.А. Газовыделения со дна Черного моря–новый объект молисмологии. Молисмология Черного моря // Киев. - Наукова Думка. - 1992. – с. 5-10.

152. Поликарпов Г.Г., Егоров В.Н., Нежданов А.И., Гулин С.Б., Кулев Ю.Д., Гулин М.Б. Явление активного газовыделения из поднятий на свале глубин западной части Черного моря // Доклад Академии наук УССР. – №12. - 1989 – с. 13-16.

153. Полухтович Б.М., Розробити модель геологічної будови півдня та морських акваторій України с позицій сучасних геотектонічних концепцій, 1998.

154. Попадюк И., Стовба С., Хрящевская О. Нова геологічна карта Гірського Криму масштабу 1:200000 та її стратиграфічне підґрунтя. *материалы междунар. науч. конф. «стратиграфия осадочных образований верхнего протерозоя и фанерозоя»*. Киев, 2013. С. 117—118.

155. Попадюк І., Стовба С., Хрящевская О. Нова геологічна карта кримських гір масштабу 1:200000. *матеріали міжнародної конференції «фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки»*. Львів: Вид. Львів. нац. ун-ту ім. І. Франка, 2015. С. 175—178.

156. Попадюк І., Хрящевская О., Стовба С. Нижнемеловые отложения и геологическое строение окрестностей с. Прохладное (Крым). *матеріали міжнародної конференції «фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки»*. Львів: Вид. Львів. нац. ун-ту ім. І. Франка, 2015. С. 173—175.

157. Попадюк І.В. (керівник), Тополук В.В., Жадан А.М., Хрящевська О.І. Звіт «Сейморозвідувальні регіональні дослідження МСГТ в межах українського сектору акваторії Чорного моря». ДП «Науканафтогаз». – 2009. – с. 410.

158. Попадюк І.В. Визначення закономірностей формування покладів вуглеводнів в різновікових комплексах північно-західного шельфу Чорного моря та прикерченської акваторії Азовського моря на основі геолого-геохімічних та геофізичних досліджень, оцінка їх нафтогазоносного потенціалу. Товариство з обмеженою відповідальністю «НТ Сервіс». Інформаційний звіт за договором № 44/17. – Київ. – 2004.

159. Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях / Под ред. В.В. Глушко, С.П. Максимова. – М.: Недра, 1981. – 240 с.

160. Пяткова Д.М., Иноземцев Ю.И., Оровецкий Ю.Ю. и др., Мезозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря (Результаты 37 рейса НИС «Академик Вернадский») // Киев. - (Препринт / АН УССР, Институт геологических наук, с. 89-15). – 1989 - с. 40.

161. Сологуб В.Б. Литосфера Украины / В.Б. Сологуб. – Киев, 1986. – 184 с.

162. Степанюк М.П., Звіт по темі: «Уточнення геологічної будови акваторії українського сектору Чорного моря за регіональними сейморозвідувальними роботами Western Geophysical та BS-05» договір від 21.06.2010 р. № 15/200, в 4-х книгах, ДП «Науканафтогаз», Київ 2011.

163. Стовба С., Стіфенсон Р., Тищенко А., Фенота П., Венгрович Д., Мазур С. (2023б). Історія геологічного розвитку українського сектора Чорного моря із середини ранньої крейди до початку пізнього міоцену. *Геофізичний журнал*. 45(3), 3–49. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i3.282411>

164. Стовба С.М. Обґрунтування перспектив нафтогазоносності осадового чохла шельфу та глибоководної частини українського сектору Чорного моря. Звіт, етап 8. ДП «Науканафтогаз». – Київ. – 2009. – с. 219.
165. Стовба С.М. Хрящевська О.І. Звіт НДР Геолого-геофізична оцінка нафтогазоносного потенціалу та виділення першочергових об'єктів пошуків вуглеводнів для українського сектора акваторій Чорного та Азовського морів. ДП «Науканафтогаз». – Київ. – 2004.
166. Стовба С.М., Вивчення будови та еволюції Азово-Чорноморського басейну. Шельф Чорного моря і шельф Азовського моря», Київ 2003, ТЦ ДГП "Укргеофізика", 2003.
167. Стовба С.М., Попадюк І.В. сейморозвідувальні регіональні дослідження мсгт в межах українського сектора акваторії чорного моря. звіт № 14/200/05. результати робіт. Київ: Фонди ДП «Науканафтогаз», 2009.
168. Стовба С.М., Попадюк І.В., Хрящевська О.І. Звіт НДР «Обґрунтування перспектив нафтогазоносності осадового чохла шельфу та глибоководної частини українського сектору Чорного моря» ДП «Науканафтогаз». – Київ. – 2007.
169. Стовба С.М., Тополюк В.В., Победаш М.С., Смекаліна Л.В., Хрящевська О.І., Пилипчук І.А., Олексієнко І.А., Сович Т.А., Сварчевська І.Б., Каменчук Г.С., Тополюк Г.М., Нікіфорок О.П., Забельська В.К. Літвиненко Ю.А., Бойченко В.С., Семенчик Е.Д., Бала В.В. вивчення будови та еволюції азово-чорноморського басейну. звіт по темі 113/99. Київ: Укргеофізика, 2003. 291 с.
170. Стовба С.М., Фенота П.О., Тищенко А.П., Венгрович Д.Б., Хрящевська О.І. Крейдовий рифтогенез в геологічній історії українського сектора чорного моря. вісник київського національного університету імені тараса Шевченка. геологія. 2023а. № 100. С. 48—57.
171. Стовба С.М., Хрящевська О.І. Звіт про НДР «Геолого-геофізична оцінка нафтогазоносного потенціалу та виділення першочергових об'єктів пошуків вуглеводнів для українського сектора акваторій Чорного та Азовського морів». ДП «Науканафтогаз». – Київ. – 2006.
172. Строеие и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря, Отв. ред. В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский. Москва: Наука, 1989. 208 с.
173. Сулимов И.Н. Геология и прогноз нефтегазоносности района острова Змеиного в Черном море. Одесса. Астропринт. 2001, 105 с.

174. Тектоника Украины. Ред. С.С. Круглов, А.К. Цыпко. Москва: Недра, 1988. 254 с.

175. Тищенко А.А., Кичка О.А., Вижва А.С. (2024) Шельфові палеорусли, схилів каньйони, глибоководні конуси і підводні комплекси масопереносу та їх вплив на міграцію вуглеводнів на північно-західному шельфі Чорного моря. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*. в.4(107), 2024, с.40-45

176. Тищенко А.А., Кичка О.А., Вижва А.С. (2024) Шельфові палеорусли, схилів каньйони, глибоководні конуси і підводні комплекси масопереносу та їх вплив на міграцію вуглеводнів на північно-західному шельфі Чорного моря. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*. в.4(107), 2024, с.40-45.

177. Тищенко А.П. (2012) Специализированная обработка 3D сейсмических данных структуры Субботина. Проблемы нефтегазовой промышленности. Выпуск №10. Київ 2012 с. 109-115

178. Тищенко А.П., Кузьменко П.Н. (2011) Использование современных методик прогноза коллекторских свойств в майкопских отложениях на площади Субботина. Проблемы нефтегазовой промышленности. Выпуск №9, К.2011. С.15-28

179. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины // Москва. - Недра. - 1985. – с. 215.

180. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М., 1983. Опыт изучения стратиграфии кайнозойских отложений Черного моря. Советская геология, № 6, с. 73-82.

181. Хрящевская О.И., Стомба С.Н., Попадюк И.В. Стратиграфическая основа геолого-геофизических исследований Одесского шельфа Черного моря: состояние, проблемы и пути их решения // Киев. - Геофизический журнал. – №3. – 2009 – Т.31 - с. 17.

182. Хрящевская О.И., Стомба С.Н., Стефенсон Р.А. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северо-западный шельф) и Азовского морей в мелу – неогене // Киев. - Геофизический журнал. – №5. – 2007 – Т. 29 - с. 28-49.

183. Хрящевська О.І., Збір та аналіз бази геолого-геофізичних даних по українській та румунській частинах Чорного моря. Етапи 2 та 4, 2008.

184. Цьоха О.Г., Тематичні роботи по уточненню геологічної будови крейдових та докрейдових відкладів в межах центральної і північної частин Каркінітського прогину, 2006.
185. Шимкус К.М., Шуменко С.И. Первые находки пород мелового возраста на материковом склоне Черного моря // Океанология, 1977, т. XVII, вып. № 5. с. 862-866.
186. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е.. Палеоостровная дуга севера Черного моря. – Киев: НАНУ ННПМ ОМГиОР, 1997. – 288 с.
187. Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П. минеральные богатства черного моря. Киев: Нац. акад. наук Ук раины, Нац. науч.-природоведч. музей, Отд-ние мор. геологии и осадоч. рудообразова ния, 2004. 276 с.
188. Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Иноземцев Ю.И., Орловский Г.Н., Маслаков Н.А., Ры бак Е.Н., Луцив Я.К., Парышев А.А. Лито лого-стратиграфическая характеристика дон ных отложений Крымского шельфа и глу боководной части Черного моря. геолог. журн. 2003. № 1. С. 9—23.
189. Шнюков Е.Ф., Митин Л.И., Клещенко С.А., Григорьев А.В. Зона акустических аномалий в Черном море близ Севастополя // Геологический журнал. – №4. - 1993. – с. 62-67.
190. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Клещенко С.А., Коболев В.П., Любицкий А.А., Захаров З.Г. Газовые факелы на дне Черного моря // Киев. – Институт геологических наук НАН Украины. - 1999. – с. 133.
191. Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Гожик П.Ф., Клещенко С.А., Кутний В.А., Шнюкова Е.Е. О газоотдаче дна Черного моря // Геологический журнал – №4. - 2001. – с. 7-14.
192. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера черного моря. Киев: Нац. акад. наук Украины, Нац. науч.природоведч. музей, Отд-ние мор. геологии и осадоч. рудообразования, 1997. 288 с.