

**ДЕРЖАВНА НАУКОВА УСТАНОВА «ЦЕНТР ПРОБЛЕМ МОРСЬКОЇ
ГЕОЛОГІЇ, ГЕОЕКОЛОГІЇ ТА ОСАДОВОГО РУДОУТВОРЕННЯ
НАЦІОНАЛЬНОЇ АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНИ»
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК
НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ**

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

ШУРАЄВ ІГОР МИКОЛАЙОВИЧ

УДК (551.78:551.46):551.35(262.5)

**ДИСЕРТАЦІЯ
ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВІ ВІДКЛАДИ КРИМСЬКОГО
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ**

04.00.10 – геологія океанів і морів

103 – Науки про землю

Подається на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

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

**Науковий керівник: Шнюков Євген Федорович, доктор геолого-
мінералогічних наук, професор, академік НАН України.**

Київ – 2019

АНОТАЦІЯ

Шураєв І.М. Палеоген-неогенові відклади кримського континентального схилу. – Рукопис

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук за спеціальністю 04.00.10 – геологія океанів і морів. Інститут геологічних наук НАН України, Київ, 2019.

Українськими дослідниками океанів і морів багато років проводилися системні роботи з метою вивчення геологічної будови Кримського півострова, його берегової зони, шельфу та континентального схилу в межах української території Чорного моря. Дослідження території кримського континентального схилу Чорного моря в основному базувалось на геофізичному, батиметричному матеріалі, даних ехолотування та матеріалі нечисленних профілів драгування. Тому дані по літології, стратиграфії відкладів та еволюції тектонічних структур континентального схилу все ще не систематизовані і до останнього часу залишаються вкрай фрагментарними та маловивченими.

Автором цієї роботи проведено комплекс літологічних, геохімічних, фаціальних, структурно-геологічних, геологозйомочних, мінералогічних та картографічних (з використанням ГІС) робіт для вивчення складу, структури, віку, положення і походження палеогенових та неогенових порід на кримському континентальному схилі Чорного моря. Метою дослідження є уточнення історії геологічного розвитку полоси кримського континентального схилу Чорного моря в межах розвитку шельфу Південного берегу Криму. Це потребує з'ясування особливостей літолого-фаціальних і структурно-тектонічних факторів, які контролювали формування автохтонних та аллохтонних палеогенових і неогенових утворень півострова і його морського підводного продовження.

За результатами робіт здобувачем доведено, що породи палеогену та неогену на кримському континентального схилі Чорного моря мають здебільшого аллохтонний характер, та мають повні літологічні аналоги на площах Рівнинного Криму, Гірського Криму та Керченського півострова на суходолі та на ділянках північно-західного, Керченського шельфах і в глибоководній западині Чорного моря. Створена за результатами дослідження картографічна база даних геологічної будови кримського континентального схилу Чорного моря та тривимірні геолого-геоморфологічні схеми дозволили змодельувати седиментаційну та структурно-геологічну обстановку дослідженої ділянки.

Ключові слова: Чорне море, кримський континентальний схил, неоген, палеоген, морська геологія, літологія, цифрові бази даних.

ABSTRACT

Shuraiev I.M. Paleogene-Neogene deposits of the Crimean continental slope.
- Manuscript

Thesis for the degree of a candidate of geological sciences, specialty 04.00.10
- geology of oceans and seas. Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine,
Kyiv, 2019.

For many years, Ukrainian researchers from oceans and seas carried out systematic work to study the geological structure of the Crimean Peninsula, its coastal zone, shelf and continental slope within the Ukrainian territory of the Black Sea. The research was mainly based on geophysical, bathymetric material, echolocation data and the material of a few profiles of dredging the territory of the Crimean continental slope of the Black Sea. Therefore, data on lithology, stratigraphy of deposits and the evolution of the tectonic structures of the continental slope are still not systematized and until recently remain extremely fragmentary and poorly understood.

The author of this work carried out a complex of lithological, geochemical, facial, structural-geological, geological, mineralogical and cartographic (using GIS) works to study the composition, structure, age, position and origin of Paleogene and Neogene rocks on the Crimean continental slope of the Black Sea.

According to the results of the work, it has been proved by the competitor that the breeds of the Paleogene and Neogene on the Crimean continental slope of the Black Sea are mostly allochthones, the formations have complete lithological analogues in the areas of the Plain Crimea, the Mountain Crimea and the Kerch Peninsula on the land and in the areas of the northwest, Kerch Shelves and deep water of the Black Sea. The mapping database based on the geological structure of the Crimean continental slope of the Black Sea and three-dimensional geological and geomorphological models based on the results of the study allowed to simulate sedimentation and structural-geological conditions of the investigated site.

Key Words: Black Sea, the Crimean continental slope, Neogene, Paleogene, marine geology, lithology, digital databases.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

1. **Шураев И. Н.** Киммерийские песчаники крымского континентального склона / Игорь Николаевич Шураев. // *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України.* – 2015. – С. 215 – 221.
2. **Шураев И. Н.** Исследования следов выщелачивания в известняках континентального склона Крыма / Игорь Николаевич Шураев. // *Вісник Дніпропетровського університету.* – 2016. – №1. – С. 149 – 154.
3. **Шураев И. Н.** Обломочный материал сопочной брекчии грязевого вулкана МГУ / Игорь Николаевич Шураев. // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана* – 2016. – №4. – С. 81 – 85.
4. **Шураев И. Н.** Сарматские отложения крымского континентального склона Чёрного моря / **И. Н. Шураев**, Л. В. Ступина. // *Scientific Journal «Science Rise».* – 2017. – №10. – С. 6 – 10. Особистий внесок – літологічні дослідження сарматських відкладів кримського континентального схилу Чорного моря.
5. Ломакин И.Э. Тектонолинеаменты и некоторые вопросы геотектоники / И.Э. Ломакин, В.М. Анохин, В.В. Кочелаб, В.В. Покалюк, Н.В. Шафранская, **И.Н. Шураев.** // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* – 2016 – №3. – С. 59 – 75. Особистий внесок здобувача – побудова та аналіз роз - діаграмм в середовищі *Marinfo* характеризуючих тектонічні обстановки та направленість основних структур Північного Причорноморья, побудова цифрової моделі рельєфу дна Чорного моря.
6. Ломакин И.Э. Тектонолинеаменты зоны восток – северо восточного простирания и некоторые вопросы тектоники Средиземноморья / И.Э. Ломакин, В.В. Покалюк, В.В. Кочелаб, **И.Н. Шураев**, С.Г. Шпирко // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* – 2017 – №2. – С. 68 – 76. Особистий внесок дисертанта – побудова моделей цифрового рельєфу для території Середземноморья, побудова і аналіз роз-діаграмм просторового розміщення лінеаментів.

7. Ломакин И.Э. Закономерности пространственной ориентировки тополинеamentных систем Северного Причерноморья / И.Э. Ломакин, В.В. Покалюк, В.В. Кочелаб, Н.В. Шафранская, **И.Н. Шураев** // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. – 2016 – № 4. – С. 86 – 102. Особистий внесок – побудова моделей цифрового рельєфу космічних зйомок, аналіз роз-діаграмм просторового розміщення лінеamentів для території Північного Причорноморья.
8. **Шураев И.Н.** Сарматские отложения континентального склона Крыма. *Сучасні напрями геологічних досліджень в Україні: Збірник матеріалів молодіжної наукової конференції*. 2015., *Національна академія наук, Інститут геологічних наук*, Київ. С. 54
9. Ломакин И.Э., Анохин В.М., **Шураев И.Н.** Планетарная линеamentная сеть и возможный механизм ее образования. *Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием*. Том 2., 2016., *Институт физики Земли РАН, Москва*. С. 514 – 521. Особистий внесок дисертанта – побудова моделей цифрового рельєфу для більшості океанів та континентів Землі, побудова і аналіз роз-діаграмм просторового розміщення лінеamentів.
10. I.E Lomakin, V.V Pokalyuk, **Y.N Shuraiev**, S. Shpyrko. Automated morphometric analysis and its application to tectonic zonation. *Geoinformatics 2017*, Kiev, Ukraine. Особистий внесок – створення та узагальнення методики автоматичного визначення мезо-тектано-лінеamentів на основі програм, якими оснащено більшість геологічних установ, для території всього Причорноморья та Українського шельфу Чорного моря.
11. **Шураев И.Н.**, Ступина Л.В., Грищенко Н.О. Создание цифровой модели рельефа морского дна и геологического строения Чёрного моря. *Ідеї та новації в системі наук про Землю*. Збірник матеріалів VII молодіжної наукової конференції, 25-27 жовтня 2017р. С. 20 – 21. Особистий внесок – збір, підготовка та інтерпретація матеріалу для подальших дослідницьких

робіт у 3-Д моделюванні та створення цифрової бази даних для Чорного моря

ЗМІСТ

АНОТАЦІЯ	2
ВСТУП	9
РОЗДІЛ 1. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ	16
РОЗДІЛ 2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ	25
РОЗДІЛ 3. ПОШИРЕННЯ ПАЛЕОГЕНОВИХ ТА НЕОГЕНОВИХ ПОРІД В МЕЖАХ КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ	35
РОЗДІЛ 4. ЛІТОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНОВИХ ТА НЕОГЕНОВИХ ПОРІД КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ	63
РОЗДІЛ 5. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ПОВ'ЯЗАНІ З ДОЧЕТВЕРТИННИМИ КАЙНОЗОЙСЬКИМИ ВІДКЛАДАМИ КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ.	91
ВИСНОВКИ	100
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	103
ДОДАТОК	124

ВСТУП

Актуальність теми

Актуальність теми визначається тим, що Кримський півострів завдяки своєму просторовому положенню є ключовим об'єктом для вивчення геологічних процесів, тектоніки та історії геологічного розвитку всього Північного Причорномор'я. Незважаючи на високий, на перший погляд, ступінь геологічної вивченості Криму до цього часу не існує єдиної узгодженої схеми його формування як і виваженої теорії утворення западини Чорного моря. Це, у свою чергу, не дозволяє достовірно і аргументовано прогнозувати перспективи пошуку корисних копалин (на сам перед вуглеводнів) в регіоні. У зв'язку з цим вся інформація, що отримана в результаті обробки нових, або у процесі переінтерпретації вже відомих матеріалів, є важливою і має особливе наукове значення.

Перш за все це стосується даних щодо геологічної будови підводного обрамлення півострова. Ці дані можуть бути зібрані виключно спеціальними методами морської геології, і набувають особливо важливого значення в їх порівнянні та співставленні з результатами досліджень на суходолі. За останні 40 років були проведені масштабні роботи з дослідження геологічної будови Української (північної) частини чорноморського шельфу, завдяки чому було виявлено ряд фактів, що дозволяють уточнити особливості геологічної будови, структурно-тектонічної еволюції та перспектив пошуків корисних копалин у Північному Причорномор'ї. Палеогенові та неогенові відклади беруть участь у будові півострова Крим і прилегло до нього шельфу. В ході морських геологічних науково-експедиційних робіт такі самі породи було піднято драгуванням кримського континентального схилу.

На більшості ділянок морського дна дочетвертинні відклади перекриті чохлом слабо літифікованих осадів. В межах кримського шельфу та континентального схилу Чорного моря, завдяки особливостям розвитку тектонічних структур і значним ухилам підводного рельєфу, мезо-

кайнозойські відклади часто відслонюються і тому доступні для дослідження. Це дає можливість простежувати як поступові фаціальні переходи в окремих пластах, так і тектонічні контакти між різновіковими утвореннями. Однак, до 80-х років ХХ сторіччя палеогенові та неогенові відклади кримського континентального схилу Чорного моря залишалися майже невивченими.

Державна наукова установа «Центр проблем морської геології, геоекології та осадового рудоутворення» (МорГеоЕкоЦентр, раніше ВМГОР) та Інститут геологічних наук (ІГН) НАН України багато років проводить системне геологічне вивчення Кримського п-ва, його берегової зони, шельфу та континентального схилу [44-47, 50, 51]. Дослідження переважно базувались на геофізичних, батиметричних методах та матеріалі нечисленних профілів драгування території кримського континентального схилу Чорного моря.

Проте дані по літології і стратиграфії відкладів та еволюції тектонічних структур континентального схилу все ще не систематизовані і до останнього часу залишаються вкрай фрагментарними та маловивченими.

Висока частота знахідок кайнозойських дочетвертиних порід під час драгування вказує на не випадковість їх знаходження тут та їх можливе значення для розуміння будови кримського континентального схилу Чорного моря.

Проведення цілеспрямованих комплексних літолого-геохімічних та структурно-геологічних досліджень дає можливість більш обґрунтовано оцінити загальну геологічну ситуацію в межах кримського континентального схилу Чорного моря. В товщах палеогенових і неогенових відкладів в межах Криму і його шельфу вже відомі прояви таких корисних копалини, як нафта, газ, залізо, золото. Таким чином вивчення геологічної позиції і структурно-фаціальних особливостей цих товщ в межах кримського континентального схилу Чорного моря стає особливо актуальним для пошукових та геологорозвідувальних робіт корисних копалин необхідних для розвитку економіки України.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами

Дослідження виконувалось в рамках наукових тем Державної наукової установи «Центр проблем морської геології, геоекології та осадового рудоутворення» НАН України:

«Лінеаментно-блокова тектоніка Чорномор'я як регіональний фактор локалізацій корисних копалин», 2016 (держ. реєстр № 00112U000477);
«Мінералогія і мінералоутворюючі процеси грязьового вулканізму», 2016 (держ. реєстр № 112U000088).

Мета і задачі дослідження

Метою дослідження є з'ясування особливостей структурно-тектонічних та літолого-фаціальних факторів, які контролювали формування автохтонних та алохтонних палеогенових та неогенових утворень півострова та його морського підводного продовження для уточнення історії геологічного розвитку кримського континентального схилу Чорного моря і перспектив пошуку в його межах корисних копалин.

Для досягнення поставленої мети вирішувалися такі задачі:

1. Встановлення особливостей рельєфу і тектоніки кримського континентального схилу Чорного моря та основних закономірностей поширення палеогенових і неогенових порід на різних ділянках схилу.

2. Дослідження літологічних, геохімічних, палеонтологічних, фаціальних особливостей палеогенових та неогенових порід кримського континентального схилу Чорного моря та їх порівняння з одновіковими відкладами північно-західного шельфу Чорного моря та прилеглої суші.

3. Дослідження поширення корисних копалин пов'язаних з палеогеновими та неогеновими відкладами кримського континентального схилу Чорного моря.

4. Створення комплексної електронної геологічної бази даних кайнозойських утворень та пов'язаних з ними проявів корисних копалин в межах кримського континентального схилу Чорного моря на платформі Qgis та MapInfo.

Об'єкт дослідження – Севастопольська (Херсонеська), Фороська, Симеїзська, Ялтинсько-Гурзуфська та Алуштинська ділянки розповсюдження палеогенових та неогенових порід, рельєф морського дна, структурно-тектонічна будова і геодинаміка кримського континентального схилу Чорного моря.

Предмет дослідження – палеогенові та неогенові осадові породи, що були зібрані на глибинах 100 - 2000 м з північно-західного шельфу та кримського континентального схилу Чорного моря в межах південного берегу Криму, їх речовинні та структурно-фаціальні характеристики та роль тектонічних процесів на особливості поширення таких утворень.

Методи дослідження

Вивчення літологічного та мінералогічного складу, структури та текстури порід проводилось здобувачем з використанням петрографічного поляризаційного мікроскопу МИН-8. Окремо були виділені фракції з мінеральними асоціаціями різного типу. Оцінка особливостей речовинного складу зразків та асоціацій мінералів важкої фракції з використанням мікроскопу МБС-9.

В роботі використовувались ГІС та картографічні методи, які включали: векторизацію паперових геологічних карт в середовищах Easy Trace, Global Mapper, пошарове картографування для побудови тематичних та геологічних схем та розрізів в Mapinfo, Vertical Mapper, Surfer, QGIS, а також тривимірне моделювання ділянок кримського континентального схилу Чорного моря для надання геолого-геоморфологічної характеристики в середовищах AutoCAD, Surfer, Global Mapper.

Мінералого-геохімічні дослідження включають в себе методи емісійно-спектрального аналізу порід (прилад СТЕ-1 аналітик А.Я. Таращан, 15 аналізів) та рентгено-фазового аналізу фракцій (ДРОН-2, аналітик О.Є. Гречановська, 4 аналізи).

Для уточнення віку порід проведено палеонтологічні дослідження за комплексом форамініфер (ст. наук. співробіт. Л.В. Ступіна).

Фактичним матеріалом для роботи слугували:

- зразки порід палеогенового та неогенового віку, що були відібрані з числа кам'яного матеріалу, який було піднято на 16 станціях драгування експедицій НДС «Київ» (4-й рейс, 1997р.), «Професор Водяницький» (рейси 47-й, 1994р.; 57-й, 2002р; 59-й, 2004р; 61-й, 2005р; 62-й, 2006р. та 65-й, 2008р.), «Ихтиандр» (рейс 1993р.), «Владимир Паршин» (рейси 27-й, 2007р. та 30-й, 2009р). Всього до досліджень було залучено 33 проби.

- результати морських геофізичних досліджень ДП «Кримморгеологія», Western Geophysic.

- фондові матеріали – звіти ПРГП «Причорноморгеологія» та картографічні додатки до них, звіти ДНУ «МорГеоЕкоЦентр НАН України» щодо досліджень кримського континентального схилу 37 рейсу НДС «Академик Вернадский» (1988р.) та 51 рейсу НДС «Михаил Ломоносов» (1989р.)

- картографічні ресурси NASA, Google, GEBCO, BRG та USGS та науковий матеріал пов'язаний з геологією Криму, кримського шельфу та глибоководної западини Чорного моря.

Наукова новизна одержаних результатів

Основні наукові результати, висунуті на захист, полягають у тому, що:

1. За результатами детального вивчення речовинного складу, літологічних характеристик та фаціальних особливостей зразків порід із драгувального матеріалу, доведено їх відповідність осадовим палеогеновим і неогеновим відкладам розвиненим в межах кримського суходолу і на прилеглому шельфі.

2. На основі визначення структурно-тектонічної будови та геоморфології кримського континентального схилу Чорного моря встановлено особливості залягання палеогенових та неогенових осадових утворень на цій ділянці морського дна.

3. Доповнено та уточнено геологічну карту дочетвертинних відкладів ПРГП «Причорноморгеологія» для кримського континентального схилу

Чорного моря. Інтерпретацію проведено на підставі новітніх матеріалів драгування із використанням електронних геологічних баз даних і ГІС-технологій. На карті відображено просторове розташування товщ мезокайнозойського віку в межах кримського континентального схилу Чорного моря.

4. Обґрунтовано і створено модель формування кримського континентального схилу Чорного моря, як накладеної (постсидементаційної) структури, що формувалася в тектонічну фазу в сучасному структурному плані вікового інтервалу її імовірного формування – від палеоцену до пліоцену.

Практичне значення одержаних результатів

Результати дослідження, наведені у дисертаційній роботі, дозволяють більш детально простежити особливості седиментаційних процесів палеогенового та неогенового часу в розрізах окремих блоків кримського шельфу і континентального схилу Чорного моря та при проведенні подальших геологічних дослідженнях в регіоні сформувати обґрунтовану реконструкцію тектонічної моделі формування структур, як в межах вивченої ділянки так і дна Чорного моря в цілому.

На основі отриманих даних про просторове розміщення залізовмісних кіммерійських порід в межах дослідженої ділянки кримського континентального схилу значно розширена площа Азово-Чорноморської залізородної провінції. Знахідки в межах континентального схилу в матеріалі драг пісковиків майкопського віку, які є аналогічними поширеним в межах шельфу, де вони є перспективними на вуглеводні, розширює область їх імовірного розповсюдження.

Створена електронна база даних, яка спроектована для узагальнення геологічної інформації щодо кримського континентального схилу Чорного моря, може сприяти підвищенню ефективності подальших геологозйомочних та пошукових робіт.

Особистий внесок здобувача

Головні результати дослідження, отримані дисертантом самостійно. Автором особисто виконано каталогізацію, вивчення та підготовку проб для аналітичних досліджень. Здобувач створив базу даних, в якій систематизовано об'ємну геологічну інформацію в ГІС-середовище, а саме пошарово відображені: всі точки драгування експедицій ДНУ «МорГеоЕкоЦентр НАН України» на кримському континентальному схилі Чорного моря, літолого-стратиграфічні описи порід піднятих драгуванням з науково-дослідних суден, геологічна карта-схема дочетвертинних порід кримського континентального схилу Чорного моря, розташування та опис морських грязьових вулканів та газових сипів межуючих із кримським континентальним схилом районів Чорного моря. На основі фактичного і фондового та картографічного матеріалу, у тому числі електронного, а також зібраного особисто та переданого керівником і колегами, автором досліджено літологічний склад кайнозойських дочетвертинних порід. Результати і висновки, що викладені в дисертаційній роботі, зроблені самостійно.

Внесок здобувача в публікаціях, написаних у співавторстві охарактеризовано у списку опублікованих праць за темою дисертаційної роботи.

Апробація результатів дисертації

Основний зміст дисертаційної роботи викладено на конференціях:

1. Молодіжна наукова конференція «Сучасні напрями геологічних досліджень в Україні» (м. Київ 25 – 26 листопада 2015 р).
2. Міжнародна конференція «Четвертая тектонофизическая конференция в Институте физики Земли РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (м. Москва, 3 – 8 жовтня 2016 р)
3. Міжнародна конференція «*Geoinformatics 2017*» (м. Київ 15 – 17 травня 2017 р). 15-17 May 2017, Kiev, Ukraine.

Публікації

Головні положення дисертаційної роботи висвітлені у 11 публікаціях. З них 5 статей опубліковані у фахових виданнях України; 4 – у матеріалах та збірниках тез конференцій. Серед них 2 в журналах, що входять до міжнародних наукових баз даних, 3 – одноосібні.

РОЗДІЛ 1

ІСТОРІЯ ГЕЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ

На основі аналізу і узагальнення результатів геологічної будови досліджень району за минулі роки, наведених у вітчизняних та закордонних літературних джерелах, була визначена складність структури і неоднорідність речовинного складу порід кримського континентального схилу Чорного моря та окреслені основні питання, що потребують вирішення.

Відсутність буріння в цьому регіоні та наявність лише матеріалу драгування, завжди ускладнює інтерпретацію первинного залягання та стратифікації кайнозойських відкладів в межах кримського континентального схилу Чорного моря. Тому історію ділянки, що досліджується слід починати з історії геологічного вивчення Криму

До числа перших дослідників Криму відносяться В.Ф. Зуєв, П.С. Паллас, Ф. Дюбуа де Монпере, К.О. Милашевич, Г.Д. Романовський, Н.А. Головкинський та ін.

Це був період (початок XVIII - друга половина XIX ст.) окремих експедицій, які мали характер спостереження та збору колекційного матеріалу гірських порід і викопної фауни [27,72].

С впровадженням в 1882 г. в Російській імперії Геологічного комітету почалося планомірне геологічне вивчення Криму. В період з 1899 по 1912 рр. К.К. Фохтом, А.А. Борисяком, В.М. Цебриковым була проведена десятиверстна геологічна зйомка Кримського півострова, в результаті якої була складена перша геологічна карта Криму. З роботою геологічних команд у Криму та Північному Причорномор'ї пов'язані імена Г.В. Абіха, Н.А. Соколова, К.І. Богдановича, І.М. Губкіна, М.І. Андрусова та інших дослідників [199].

Перші припущення про продовження частини Кримського мегантиклинорію під акваторією Чорного моря були висловлені П.С. Палласом (1796). Вслід за ним цієї ж думки притрималися

Ф. Дюбуа де Монпере (1837) та І. Хюо (1840), які, будучи в Криму, відзначали численні інтенсивні дислокації гірських порід [26].

Перші проби донних осадів, отримані під час океанологічних експедицій на судах "Черноморець" (1890), "Донец" та "Запорожець" (1891 р.) Під керівництвом І.Б. Штиндлера, були оброблені М.І. Андрусовим в кінці XIX – початок XX вв. [27]. У цьому ж періоді вперше було виявлено, що акваторія Чорного моря на глибинах близько 200 м і нижче забруднена сірководнем. На підставі отриманих результатів з'явилася можливість більш точно оцінити можливі умови формування Чорноморського басейну в геологічному минулому.

С 1923 г. почав здійснюватися комплексний план дослідження Чорного моря, розроблений ще в 1914 році академіком Ю.М. Шокальським. До робіт були залучені такі вчені як П.Т. Данильченко, В.В. Кавайський, Н.В. Кондирев, В.М. Нікітін, М.В. Нікітін та ін. З 1928 по 1935 рр. експедиції виконувалися на пароплавах "Дунай" і "Гидрограф". За результатами цих робіт В.А. Сніжком була складена батиметрична карта Чорного моря [183].

Геологічні дані, отримані в ході 12-річних досліджень, були оброблені О.Д. Архангельським і Н.М. Страховим. Авторами опубліковано їх монографія про геологічну будову та історію розвитку Чорного моря, яка і на сьогоднішній день актуальна [30].

Значна роль у вивченні геології та історії розвитку Чорного моря належить Б.Л. Личакову. Протягом декількох років (1928-33 рр.) Він опублікував ряд наукових робіт, в яких приводилися дані про будівництво морських терас Чорного моря, що дозволили деталізувати історію розвитку впадин. Б.Л. Личаковим Чорноморська западина була вперше віднесена до сучасних геосинкліналей [161].

З кінця 40-х років вивчення будови Чорноморської западини та її обрамлення займалися Н.С. Шацький [174], М.В. Муратов [70] та інші дослідники, які розглядали переважно загальні питання тектоніки та історії розвитку альпійської геосинклінальної зони.

Вивчення тектоно-структурних особливостей Азово-Чорноморського регіону присвячені роботи В.Г. Бондарчука [36,39], І.І. Чебаненко [38] та ін. Великі роботи в цьому плані проводяться болгарськими вченими [39].

Вивчення Чорного моря геофізичними методами було розпочато в 1967 році. Протягом 1957-84 рр. практично вся площа Чорного моря була охоплена рекогностуючими роботами сейсмозйомки, гравіметрії, магнітометрії та ехолотної зйомки [32]. Ці дослідження були проведені Інститутом океанології ім. П.П. Ширшова АН ССРСР, Інститутом фізики Землі АН СРСР, Інститутом геологічних наук АН УРСР, ПО "Южморгеологія" Міністерством геології СРСР та іншими організаціями. Аналогічні дослідження також були проведені американськими (судно "Атлантик – II" (1969)) та французькими (судно "Флоранс" (1973)), вченими [7,8,12,]. Результати спільних радянсько-американських досліджень викладені в роботах А.В. Чекунова [61], Ю.Д. Буланж [63], Б.К. Балавадзе, В.Е. Бураковський, І.А. Гаркаленко, В.П. Гончарова, Ю.П. Непрочнова, О.Ф. Непрочнової [32], С.І. Субботіна, А.В. Чекунова, І.А. Гаркаленко [157], О.Д. Туголєсова [161-163] та інших учених.

До середини 60-х років по результатам сейсморозвідки, ехолотної зйомки та інших досліджень В.П. Гончаровим, Ю.П. Непрочновим та ін. були складені гіпсометрична (батиметрична) і геоморфологічна картка дна Чорного моря, а також схематична карта Чорноморської впадини. В 1967 г. Е.Е. Милановським опублікована схематична схема впадин з більш дрібним діленням навколишніх її структур [70].

З кінця 60-х - початку 70-х років почалося планомірне вивчення донних осадів та корінних порід Чорного моря. Науково-дослідні роботи проводилися силами Інституту геологічних наук АН УРСР, Інституту океанології ім. П.П. Ширшова АН ССРСР, Одеського та Московського державних університетів, об'єднання "Кримморгеологія" та Інституту мінеральних ресурсів Мінгео УРСР та інших організацій. У 1962-70 рр. .. експедиції на НДС "Михаил Ломоносов" вивчали донні відклади Чорного моря. Аналогічні

дослідження за програмою "Південь" – комплексної програми вивчення Чорного моря, Морським гідрофізичним інститутом АН УРСР спільно з іншими науковими організаціями – були проведені в 1972-73 рр. експедиціями на НДС "Академік Вернадський" та експедиційному судні "Муксун" [115,116].

Рішучим кроком в історії вивчення Чорноморського басейну була спільна американо-радянська експедиція на буровому судні "Glomar Challenger" (США). Було проведене глибоководне буріння в південно-західній та центральній частинах акваторії Чорного моря [130]. В 1980 г. Ю.П. Непрочновим розрізи 3-х чорноморських свердловин були прив'язані по сейсмічним профілям, що допомогло більш точній та повній інтерпретації геофізичних даних. Дослідження зробили можливим вивчення складу осадової товщі в глибоководній частині Чорного моря на глибинах понад 1000 м [130].

Дослідження геологічного будови чорноморського шельфу та складу донних осадків шляхом буріння морських свердловин у Чорному морі займалися експедиції Інституту геохімії та фізики мінералів, а в подальшому – Інститутом геологічних наук АН УРСР на НДС "Геохімік" [179]. Результати цих досліджень дали можливість більш повно розглянути геологічні будови Чорноморської западини в цілому.

Вивчення глибинного будови западини проводилося багатьма дослідниками, представлення яких викладені в численних роботах В.М. Андреева [25], Б.К. Балавадзе [32], В.Г. Бондарчука [39] та інших. На підставі проведених досліджень було висунуто кілька гіпотез про виникнення Чорноморської западини. Перша розглядає западину як останок древньої земної кори океанічного типу; відповідно друга – западина порівняно молода, виникає на корі континентального типу; третя – западина має рифтогену природу.

Питанням кількісного складу донних осадків і порід навколишньої суші представлені в роботах Н.І. Андрусова, О.Д. Архангельського та М.М. Страхова, В.Г. Бондаренко, В.Х. Геворк'яна, Н.Н. Качанова, С.А. Ковалевського, О.Д. Корсакова, П.Н. Куприна, Н.В. Логвиненко,

В.І. Лучицького , В.І. Мельника , О.Ю. Митропольського , М.В. Муратова , С.П. Попова , Є.М. Спиридонова, Є.С. Тримоніса, Є.Ф. Шнюкова [179] і багатьох інших.

Питаннями геологічної історії та розвитку Чорного моря займалися М.В. Муратов [125,54], С.А. Ковалевський [89-90], П.В. Федоров [54], Ю.Г. Моргунов, О.В. Калинин [121] і інші дослідники.

Стратиграфія морських досліджень добре освітлено в роботах Н.Н. Тращук, Л.А. Невесської [128], В.М. Семененко та ін. [148-150].

Проблемам літолого-мінералогічних та геохімічних досліджень присвячені роботи Є.Ф. Шнюкова [131], О.Ю. Митропольського [119], П.Н. Куприна, Ф.А. Щербакова [207, 208] та інших учених.

Велике значення для вивчення геології Чорного моря має випущена в середині 80-х років восьмитомна робота «Геологія шельфу УРСР» під редакцією академіка АН України Є.Ф. Шнюкова. Ця фундаментальна праця, відмічена Державною премією УРСР, дає дуже багато для розуміння геології та історії розвитку Чорноморського впадіння та її континентального обрамлення [55-61].

В 70-і роки в результаті геофізичних досліджень акваторії Чорного моря на сейсмічних профілях, які перейшли континентальний схил практично по всій Кавказькій частині, на південь від Кримського півострова були відмічені численні виходи корінних порід [68,77].

Планомірне вивчення континентального схилу Чорного моря почалося в 1973 р. Південним відділом Інституту океанології АН СРСР (м. Геленджик). Експедиції на НДС "Академик С. Вавилов" та НДС "Витязь" (1973-77 рр.) дали багаточисельну інформацію для вивчення Чорноморського континентального схилу в особливості геологічної будови Чорноморської впадини в цілому. Інститут океанології АН УРСР для дослідження Чорноморського континентального схилу використовували підводні апарати типу «Аргус» [199].

Крім підводних апаратів "Аргус" в дослідженнях акваторії Чорного моря брали участь глибоководні автономні апарати типу "Север-2" , які з використовувалися Інститутом геологічних наук АН України (В.Х. Геворкян). Використання глибоководних апаратів дозволяє значно розширити представлення про геологічну будову ложи моря, дати реальну картину розвитку осадового покриву, встановити виходи корінних порід і т.п. [47].

Результати вивчення геології континентального схилу присвячені публікаціям багатьох авторів. В зокрема, геофізичні дослідження розкриті в роботах Я.П. Маловицького [108], Ю.Г. Моргунова [121], Л.І. Когана [117], О.Д. Корсакова [105]. Питання вивчення геологічної будови, матеріального складу та стратифікації порід, що складають континентальний схил Чорного моря, відображені в роботах К.М. Шимкуса [177], О.С. Жигунова [71-73], Ф.А. Щербакова [208], А.В. Комарова [92], Н.В. Маслун [109-111], Д.М. Пятковой [119] ,Н.Н. Качанова [84], В.Х. Геворкяна [42] та інших дослідників . Їхні роботи дозволяють судити про геологічний склад Чорноморського континентального схилу в цілому та про кримський зокрема, про матеріальну склад порід, що складають його та їх вік. Через те, що кримський континентальний схил був досліджений не повністю, а лише на двох ділянках виходів корінних відкладів (Фороський і Алуштинський та частково на Херсонесській ділянці) [115], з'явилася необхідність провести комплексне дослідження схилу по всій його території, з метою більш глибокого вивчення геологічної будови Чорноморської впадини та історії її геологічного розвитку.

В 1988 році в результаті спеціалізованого геолого-геофізичного 37 рейсів НДС «Академік Вернадській» і 1989г. – геолого-гідрографічний 51-й рейс НІС «Михаїл Ломоносов», який проводився за проектом «Чорне море», було досліджено обширну територію континентального схилу Південного берега Криму від траверсу мису Херсонес до мису Меганом [192] . Геофізичні дослідження, виконані раніше, проведені з достатньою детальністю, однак, вони не дозволяли провести більш дрібну датівку та стратифікацію осадового

комплексу. Тому при дослідженні континентального схилу проводяться драгування, що дозволяє отримати надійний і якісний відбір коренних порід. В результаті експедиції на НДС «Академік Вернадський» (1988) [110] були практично вперше описані основні породи нижньопліоценового віку з часів О.Д. Архангельського та Н.М. Страхова, які описують пліоцен-плейстоценові палеонтологічні залишки континентального схилу Криму в 30-х роках минулого сторіччя. Питаннями вивчення будови континентального схилу в цей період займалися Є.Ф. Шнюков, А.В. Григор'єв, Н.В. Маслун, Ю.В. Соболевский, М.К. Дезбастилар, Д.М. Пяткова, Ю.Ю. Оровецький та ін.

В 1993 році дослідження ДНУ «МорГеоЕкоЦентр НАН України», спрямовані на вивчення континентального схилу, продовжувались на НДС "Ихтиандр". За результатами рейсу в районі Ломоносовського підводного масиву було опробувано і охарактеризовано величезну кількість зразків магматичних порід, виявлені та досліджені карбонатні споруди, газові сипи, а також встановлені закономірності формування газогідратів на даній території. Крім того, драгуванням був піднятий на борт численний уламковий матеріал неогенового комплексу.

У 1994 році експедицією на НДС "Професор Водяницкий" (47 рейсів) нарівні з знахідками сапропелів, грязьовулканічної сопкової брекчії та порід мезозойського віку, піднімалися драгами і трубками фауністичні залишки практично всіх ярусів пліоцену, а також виділяються виявлення чокрацьких і сарматських ярусів міоценового періоду [46]

Період середини-кінця 90-х років на НИС "Київ" ознаменований новими знахідками грязьових вулканів, виділенням Є.Ф. Шнюковим Ломоносовського кристалічного масиву, вивчення порід мезо-кайнозойського комплексу на Фороській ділянці континентального схилу Криму [195]. В той же час якісно новий період вивчення акваторії Чорного моря геофізичними методами, відкриті регіональні дослідження, виконані в 1994 році компанією «Western Geophysic» у відповідності до контракту з ДГП «Одесморгеологія». Регіональні сейсмозвідувальні дослідження були проведені з НДС "Western

Challenger" по мережі профілів 7x12км. Сітка профілів охоплює майже весь північно-східний шельф і континентальний схил, крім валу Губкіна, і Крайової сходуни. Обробка отриманого матеріалу була виконана за сучасними технологіями в 1996 році. В результаті були отримані тимчасові розрізи 81-кратної сумації, які значно відрізняються якісним рівнем від вітчизняних матеріалів. Матеріали компанії «Western Geophysics» представляють особливий інтерес, так як характеризують як шельфову, так і глибоководну частину Чорного моря [75].

З початку 2000-х років почався новітніший період досліджень континентального схилу Криму ДНУ «МорГеоЕкоЦентр НАН України» на НДС «Професор Водяницький» та НДС «Владимир Паршин», спрямований на вивчення морфоструктур, ще більш детальне вивчення осадових порід континентального схилу. Дані про дослідження мінералогії, геохімії та стратиграфії зустрічаються в роботах Є.Ф. Шнюкова, А.В. Іваннікова, Ю.І. Іноземцева, Г.Н. Орловського, М.О. Маслакова, О.М. Рибак, Я.К. Луцива, О.О. Паришева, А.В. Іваннікова, Л.В. Ступіной, В.Б. Сидоренко, Є.П. Гурова, Л.М. Матлай, В.Н. Семененка, А.О. Пасинкова, Л.А. Пасинкової та ін.

У 2002 році в ході робіт 57 рейсу НДС «Професор Водяницький» на Алуштинській ділянці, на великих глибинах континентального схилу Криму, були виявлені кіммерійські залізовмісні пісковики пліоценового періоду, що дозволили значно розширити Азово-Чорноморську залізородну провінцію. Вперше уламки черепашок молюсків кіммерійського віку в нижній частині континентального схилу в глибинах 1322 і 1800 м у Південного берега Криму між Алуштою та Судаком, виявили О.Д. Архангельский і Н.М. Страхов [44]. На шельфі шар кіммерійських пісковиків був розкритий в 60-х роках заглибленими бурових суднами НДС "Геохимик" під керівництвом Є.Ф. Шнюкова, в районі Тилигульського лиману і Керченського шельфу. Дані дослідження дозволили розширити межі розповсюдження залізородної провінції в бік шельфу Чорного моря. В 1982 році геологами

ДП "Кримморгеології" до південного сходу від Алушти на глибині 270 - 280 м трубкою пройдений перетин, в якому В.Н. Семененко виділив два шари: перший із фауною киммерію та другий з обломками фауни новоевксинського типу [150]. Дослідження В.Н. Семененко чітко характеризували можливість виявлення киммерійських відкладів на континентальному схилі Криму.

В період 2003-2013 рр. в щорічних рейсах ДНУ «МорГеоЕкоЦентр НАН України» спрямовані на вивчення континентального схилу та газово-грязьвої вулканізації, драгуванням дна було піднято матеріал, який зробив можливим формування колекції. Колекція представлена гірськими породами і фауністичними залишками (переважно черепашки молюсків) неоген-палеогенного віку [44-51 и др.].

В результаті майже 40-річних досліджень континентального схилу в Криму відбувся значний обсяг геофізичних, геохімічних, літолого-минералогічних дослідницьких робіт. Дана інформація розширила можливість до розуміння походження палеоген-неогенових порід в кримському континентальному схилі та геологічної історії Чорного моря в кайнозої.

РОЗДІЛ 2.

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ

Геолого-структурні і тектонічні особливості будови району досліджень визначаються його розташуванням в межах зчленування кримського континентального схилу Чорного моря з зоною контакту Скіфської плити і альпійського складчастого орогену Гірського Криму. [126].

Скіфська плита займає практично весь шельф, крім північної частини Одеського затоки, між уступом Дунаю та західної окраїни Кримського півострова, яка має більш древнє формування. Тут виявляються осадові породи неогенового та четвертинного віку. У розрізі плит розвинені товщі глин меотичного ярусу, а також пісчано-глинисті відклади кіммерійського та куяльницького регіоярусів, відклади середньо-верхнього пліоцену або червоно-бурі глини верхнього пліоцену, піски, суглинками та лесами четвертинного віку [130].

Неогеновий комплекс включає відклади сарматського, меотичного, понтичного ярусів, а також нерозчленованих порід середньо-верхнього пліоцену. Сарматський регіоярус представлений оолітовими і черепашковими вапняками з прошарками глин та мергелей. Меотичний – вапняками з прошарками глин, мергелей та пісками. В понтичному – вапняки розвинені в берегових обривах північної Євпаторії. Нерозчленований середній-верхній пліоцен включає дві світи: Світи морських глин та континентальних відкладів, що складаються з чергування прошарків красно-бурих глин, пісковиків, пісків, алевролітів та конгломератів [73].

Східніше від мису Херсонес, в Чорному морі відкладаються переважно теригено-карбонатні відклади Кримського мегантиклінію. Склад порід берегової смуги Північної Криму досить різноманітний, тут представлений комплекс відкладів від верхнього тріасу до неогена. В результаті цього

берегова лінія берега Кримського півострова найбільш розчленована [109]. Найстійкішими утвореннями є виходи магматичних порід, масиви морановидних вапняків та конгломератів верхнеюрського віку. Магматичні породи складають Кара-Даг і мис Аюдаг, прориваються в районі мису Фіолент [74]. В районі Судака багато місів складені мраморовидними вапняками. Найменш стійкими до руйнування порід є аргіліти середньо юрських флішоїдних товщ. Райони, де фліш виходить на поверхню, в берегових переходах, має місце утворення бухт і крайових дуг з плавними контурами. Майже вся територія від мису Херсонес до Феодосії Південного берегу Криму складена свалами вапнякових глиб, виходами середньоюрських пісковиків і породами массандрівської серії [175].

Східніше Феодосії в районі берега розвинені малостійкі відклади. Мис Чауда, складений чаудинськими черепашиками, гора Опук – сарматськими вапняками. Сарматські мшанкові рифи розвинені в межах місів Тузла і Панагія [74].

З тектонічної точки зору глибоководна котловина Чорного моря відноситься до типових впадин внутрішньоконтинентальних морів. Вона знаходиться в межах Середземноморського геосинклінального складчастого поясу і займає північне положення в його межах. Цей пояс представляє собою полосу земної кори, заключної між краями Східно-Європейської та Африканської докембрійських платформ і простягається через всю Західну і Південну Європу на схід у межах Південної Азії [113,114].

В складі Середземноморського геосинклінального складчастого поясу входять альпійські та герцинські складчасті райони Західної Європи, герцинські споруди Атласу в Північній Африці та епігерцинські платформи, що оточують з півдня краю Східно-Європейської платформи (Мізійська та Скіфська плита) [114].

Континентальне обрамлення північної частини Чорного моря гетерогенне. Воно підрозділяється на платформну область та область гірських складчастих споруд. До першої відноситься південна окраїна докембрійської

Східно-Європейської платформи та епігерцинська платформа (Мізіійська та Скіфська плита) до другої – структури альпійської складчастої області (Гірський Крим - Західний Кавказ) [64,169]. Структури платформної області межують з північно-західною частиною Чорноморської западини, де вони безпосередньо простежуються в межах шельфової зони Чорного моря, між Балканським півостровом і берегами Рівнинного Криму. Структури обох областей стикаються з Чорноморською западиною, виключенням є Східно-Європейська платформа, що межує зі Скіфською плитою, яка і відділяє платформу від западини (рис. 2.1). С північної і північної східної частини глибоководної западини обведені структурами складчастої області. Області різноманітні по характеру рельєфу та інтенсивності неотектонічних рухів .

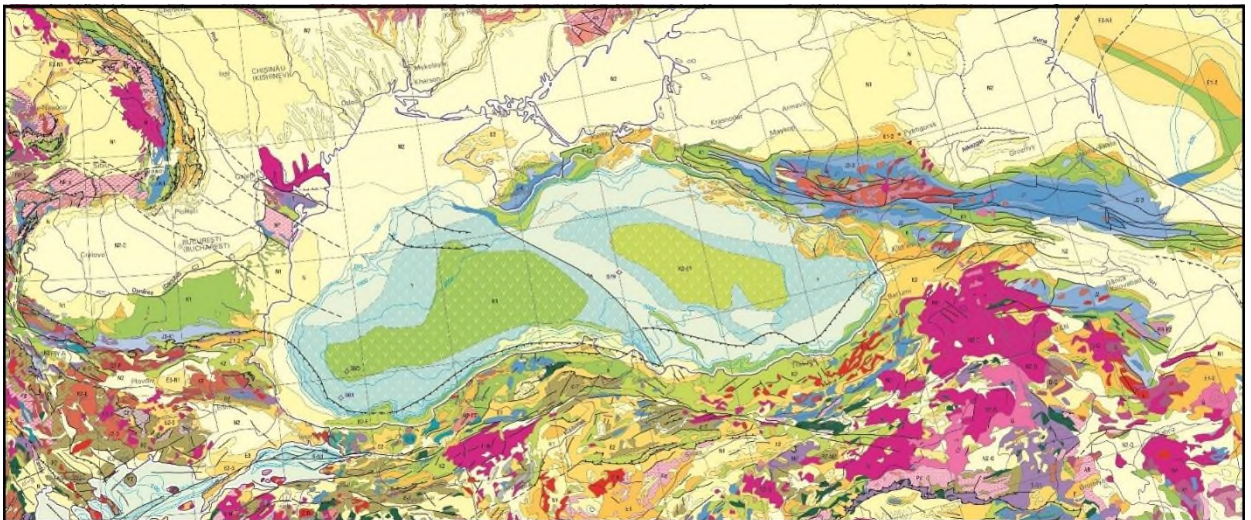


Рис.2.1 Фрагмент геологічної карти Європи (BRG IGME 5000) [13]

Складчасті та платформні області, що обрамлюють Чорноморську западину, шельф Чорного і Азовського морів та континентальний схил мають земну кору континентального типу з потужним "гранітним" ("граніто-гнейсовим") шаром. Геофізичні сейсморозвідувальні дослідження показали, що в будові Глибоководної западини «гранітний» шар відсутній, а під осадовим шаром безпосередньо залягає «базальтовий» шар. По даним геофізики потужність земної кори платформної області складає 30-45 км, при гірських складкових будовах Криму – 45-50 км, Кавказу – 55 км і більше [109]. У

західній частині Чорноморської глибоководної впадини потужність земної кори складає 18 км. Таким чином, в тектонічній структурі Чорноморської впадини необхідно розрізнити її центральну частину з земною корою океанічного типу та навколишніми її областями континентального схилу, шельфу та берегів, що мають земну кору континентального типу.

З тектоно-структурної точки зору територія визначається серіями глибинних порушень двох систем. Перша система, докембрійського віку має субмеридіальне простягання, другий – чий вік точно не встановлений (можливо палеозойський) – має субширотне простягання. [113].

До глибинних розломів першої системи відноситься (з западини на схід): Одесько-Анкарський (Одесько-Синопський, Трансчорноморський), Кіровоградсько-Миколаївський, Кривірзько-Євпаторийський, Салгирсько-Октябрський (Симферопольсько-Алуштинський, Криворізько-Самсунський), Корсаксько-Феодосійський розломи [172].

Глибинні розломи другої системи приурочені до району сполучення Східно-Європейської платформи та Скіфської плити, а також границі Скіфської плити з складчастими гірськими спорудами Криму. До цієї системи відносяться Балкано-Чорноморська зона глибинних розломів, яка поблизу Кримського півострова підрозділяється на Південно Кримсько-Кавказький (межа Скіфської плити і Гірського Криму) і Центрально Кримсько-Кавказький (Південнобережна сейсмогенна зона) глибинні розломи, Одер-Кавказький лінеамент і зони зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити (Північна Чорномор-Азовська зона глибинних розломів) [171,172].

Територія, що досліджується входить в 10 структурних областей серед них: південна окраїна докембрійської Східно-Європейської платформи, Скіфська плита, складчаста споруда Гірського Криму, північно-західна частина складчастої споруди Кавказу, прогин Сорокіна, північна частина вала Шацького, північна частина валу Андрусова, Керченсько-Таманський прогин, Індоло-Кубанська впадина, північна частина Західно-Чорноморської западини. Морфоструктури Чорного моря безпосередньо пов'язані з

геологічною історією, і відображені в сучасному рельєфі. В північно-західній частині моря, розташований широкий шельф з глибинами 60-120 м. У південного і східного узбережжя шельфу практично немає. У північній частині він поступово переходить в лимани, а південна межа його круто обривається до підводної рівнини.

Дно північної половини Чорного моря, як і всі акваторії, підрозділяється на три основні елементи рельєфу – континентальна (відповідає підводній частині материка – шельф) перехідної (континентальний схил) і субокеанічний (ложе моря). Шельф, по різним даним, займає порядку 24-28% площі. Площа глибоководної частини – 35-42%, інша частина припадає на континентальний схил (30-40%).

Зовнішня границя шельфу обмежується за ізобатами 100-200 м. Шельфова зона розподілена нерівномірно. По геоструктуро-морфологічним ознакам шельф Чорного моря підрозділяється на 11 районів [153], три з яких характеризують північну половину моря (Дніпровський-Дунайський, Гірсько-Кримський, Азово-Керченський). В структурному плані в межах шельфу безпосередньо продовжуються головні структурні елементи суші. Глибинна будова земної кори і підводної окраїни материка теж, що і в прилягаючих районах узбережжя [56].

Верхня межа континентального схилу співпадає з межею шельфу (ізобати 100-200 м), нижня – з границею моря (добре вичерчується ізобатою 2000 м, рідше – 2200 м). Для континентального схилу характерна зміна будови земної кори. Поверхня Мохо круто погружається на північ в сторону суші, поверхня континентальної кори, навпаки, круто нахилена до півдня, що веде до зменшення «гранітного» шару в напрямку центральної частини

З континентальним схилом пов'язані численні розривні порушення та епіцентри землетрусів [61]. Все це свідчить про триваючу тектонічну активність схилу.

Чорноморський континентальний схил у берегів Криму представляється як ступеневий скид за субширотними розломами, ускладнений поперечними

розривами. Складна мережа пересічних порушень різної просторової орієнтації визначає блоковий характер цього регіону [106].

Від мису Сарич до миса Аюдаг верхня бровка континентального схилу знаходиться на глибинах 140 – 180 м і розташована на відстані до 30 км від берегового перетину. Кути поверхні схилу рівні 15 – 20°, долини, що розділяють його верхів'я розташовані в області зовнішнього шельфу.

Найбільш складну роз'єднану будову має континентальний схил на ділянці між мисами Аюдаг і Меганом. Верхня бровка схилу тут знаходиться на глибинах до 100 м. Поверхня схилу інтенсивно розбита, верхів'я долин та каньйонів трасуються до берегової лінії і мають нахили до 35°. Нижня границя схилу слабо виражена, ухил поступово переходить у глибоководне впадіння [109].

На ділянці у східній частині мису Меганом континентальний схил пологий (кути не перевищують 10°) і розбита широкими порогами долин. По порівнянню з іншими ділянками схил тут різко розширений, що, ймовірно, пов'язано з розвитком діапірної складки в глинистій товщі [151]. В меридіональному напрямку на континентальному схилі фіксуються 4 зони: зона інтенсивного гравітаційного зносу в межах верхньої частини схилу простежується до глибин 250-350 м, іноді до 500 м, ділянками з крутими кутами нахилу (50-60 °), характеризується наявністю вертикальних стінок, до яких приурочені виходи корінних порід.

Друга зона – полоса спокійної акумуляції алевроито-пелітових осадків на поверхні скидання, де накопичуються продукти гравітаційного зносу та сучасні осади. Зона розташована на глибинах близько 350-600 м, а іноді (мис Сарич) – до 800 м. По даним морських геологічних досліджень вік корінних порід в цих зонах мезо-кайнозойський [65,189].

Третя зона – полоса зносу і транзиту осадків, розташована на глибинах 600-1550 м, іноді до 1700 м. Для цієї зони характерна інтенсивна розчленованість – долини і каньйони. Крутизна схилів в каньйонах коливається від 10 до 60°. Найбільш чітко виражені каньйони в зоні виходу

корінних порід на поверхню морського дна. Вік корінних утворень у цій зоні верхньомезозойсько-кайнозойський [65].

Четверта зона континентального схилу – полоса інтенсивної акумуляції пелітових осадків. Вона захоплює нижню частину схилу і глибоководне ложе впадини до глибини 2000 м. Поверхня тут відносно рівна.

Таким чином, своєрідність підводного рельєфу континентального схилу обумовлена впливом геологічних процесів.

Форми рельєфу, утворені в зонах зносу та накопичення, характеризуються успадкованими структурами Кримського мегантиклініорію мають скидову природу. Причиною зміни рельєфу в полосі зносу і транзиту, складеної, як згадано вище, в верхньомезозойських-кайнозойських утвореннях, були геологічні процеси, що відбуваються на крутому борту впадини. Літологічний склад порід – вапняки, мергелі, що сприяли розвитку в цій зоні крутих форм рельєфу.

Кримський континентальний схил Чорного моря відноситься до структур ядра і південної частини Кримської мегантиклініорію, в даний час занурені під воду і має блокову структуру.

Севастопольська (Херсонеська) ділянка відноситься до зануреної частини західного кінця Західного Кримського (Південно-Західного) синклінорію, складена переважно флішоїдними відкладами середньої юри (безкарбонатні глинисті породи, алевроліти та пісковики) і вулканогенних порід того ж віку, неузгоджено перекриваючими відкладами крейди, палеогенового та міоценового віку. В центральній частині ділянки встановлений новий вулканічний спалах, у вигляді структур лежачих складок (чергування порід андезитового, ліпаритного, дацитового та базальтового складу), що входить до складу Південно-Західного палеовулканічного центру. Спалах пов'язаний з продовженням в морі Предгірського Кримсько-Кавказького глибинного розриву, в районі його перетину з Південнобережною сейсмогеною зоною та Криворізько-Євпаторійським глибинним розломом. З сходу Севастопольська (Херсонеська) ділянка обмежена зоною Криворізько-

Євпаторійського розлому, просторовим положенням якого в акваторії Чорного моря трасуються виходи середньюрських магматичних порід та позитивних аномалій.

Фороська ділянка континентального схилу складається з теригенних і карбонатних відкладів верхньюрського, крейдового, палеогенового та неогенового регіонарусів, останні не зовсім закривають різні комплекси мезозою. Крім відзначених вище мезо-кайнозойських відкладів на схилі виявлені середньюрські та нижньокрейдіві вулканогенні породи, приурочені до областей перетину районів Криворізько-Євпаторійського глибинного розлому та Південнобережної сейсмогенної зони. Підняті на Фороській ділянці вулканогенні породи тісно підкріплені периферійною частиною південного продовження Західно-Кримського палеовулканічного центру [47], зануреної під води Чорного моря. Таким чином, на континентальному схилі до півдня від Фороса переважно розвивається більш молодий комплекс утворень, ніж на узбережжі, і, отже, структури Південнобережного антиклінорію Гірського Криму ускладнені відкладами тавричної серії, в області схилу перекриті більш молодими породами. Дану ділянку кримського континентального схилу можна розглядати як зону зчленування периферійних структур Чорноморського впадини до структур Кримського мегантиклінорію.

Симеїзька ділянка, як і Фороська, відноситься до зануреної частини Південнобережного антиклінорію. В верхній частині схилу виділяється величезна кількість пісковиків тавричної серії, датована на підставі літостратиграфічної кореляції.

Ялтинско-Гурзуфська ділянка в структурному плані відноситься до занурених під рівнем Чорного моря частинами східної окраїни Південнобережного та Західного закінчення Туакського антиклінорію, складених, як і на узбережжі триас-юрських комплексів відкладів.

Синклиналь, утворена породами середньої юри і розділяє ці дві структури, також має продовження під рівнем моря. З сходу Ялтинско-Гурзуфська ділянка обмежена зоною Салгірсько-Октябрського глибинного

розлому, до якого характерні виходи сильно дроблених середньоюрських вулканітів. Північно-східний фланг ділянки відноситься до південно-західної, зануреної в море периферійної частини продовження Алуштинського палеовулканічного центру.

Алуштинська ділянка кримського континентального схилу відноситься до частин Туакського антиклінірію Гірського Криму, ймовірно, обірваної серії субпаралельних осей антициклоріїв. Складений переважно флішем таврійської серії, середньоюрських флішевих і вулканогенних утворень, верхньоюрських лиманних і глинистих титонських відкладів. На тавричних та юрських породах неузгоджено розташовані відклади міоценового та четвертинного віку. Мезозойські утворення утворюють порівняно велику синклінальну (Ялтинсько-Судацьку синклінальну зону), ускладнену середньоюрськими проривами габбро-диоритової формації та близьких до них по складу порід, схожі з утворенням андезит-ліпаритової асоціації. Магматичні породи розташовані на периферії частини південного продовження Алуштинського палеовулканічного центру та приурочені до вузлів перетину активізованих розривних порушень північно-західного, субширотного та субмеридіонального заложення з Південнобережною сейсмогенною зоною, що проходить по берегах Криму. З западни ділянка обмежена зоною Салгирсько-Октябрського глибинного розлому, що трасується в акваторію Чорного моря, виходами середньої юри, позитивними аномаліями та концентрацією в районі дії епіцентрів землетрусів.

Судацьку ділянку структурно можна віднести до сусідньої частини Судацького синклінорію Гірського Криму, складений середньоюрськими флішоїдними утвореннями та верхньоюрськими вапняками, що є фрагментом краєвих частин синклінорію. Аналіз будови Судацького синклінорію на суші та морського продовження Ялтинсько-Судацької синклінальної зони дозволяють говорити про об'єднання цих структур.

Тектонічні порушення і каньйони, що причленовуються до кримського континентального схилу, приурочені до розломів різноманітних просторових

властивостей. Крім трансформних тектонічних порушень, які активні і сьогодні, Гірський Крим розбитий численними локальними порушеннями, що проходять далі на шельф і континентальний схил. Мережа великих та локальних розломів дозволяє розглядати досліджувану територію як блокову споруду.

РОЗДІЛ 3.

ПОШИРЕННЯ ПАЛЕОГЕНОВИХ ТА НЕОГЕНОВИХ ПОРІД В МЕЖАХ КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ

На підставі проведених власних досліджень, аналізу матеріалів зібраних драгуванням впродовж двадцяти років, аналізу та узагальнення оприлюднених робіт О.Д. Архангельського, Є.Ф. Шнюкова, М.В. Муратова, Ю.П. Непрочнова, Ю.Ю. Оровецького, Н.В. Маслун, Л.В. Ступіної та інших дослідників, обґрунтовано висновок, що в межах кримського континентального схилу Чорного моря присутні відклади всіх вікових підрозділів, які відомі в континентальній частині Криму та прикримському шельфі, в тому числі палеогенові та неогенові. За своїм літологічним складом та фаціальними характеристиками породи кримського континентального схилу Чорного моря нічим не відрізняються від аналогічних порід палеогенового та неогенового віку, які поширені в межах суходолу та шельфу. З урахуванням літологічних характеристик запропоновано оригінальні палеофаціальні реконструкції умов формування дочетвертинних кайнозойських порід в блоках Севастопольської (Херсонеської), Фороської, Симеїзської, Ялтинсько-Гурзуфської та Алуштинської ділянок кримського континентального схилу Чорного моря та аналіз розповсюдження одновікових товщ на Північно-західному шельфі, в Криму та в глибоководній частині Чорного моря

Попередні дослідження [134] літологічних особливостей порід континентального схилу небезпідставно були спрямовані на вивчення мезозойського комплексу. Причиною цього було більш широке, ніж кайнозойських, поширення юрсько-крейдових відкладів, інтерес до вулканогенно-осадових товщ, а також можливість досліджувати потужні практично оголені товщі на великих глибинах, на унікальному геологічному полігоні Чорномор'я. Однак для розуміння походження континентального

схилу необхідно розглянути також літологічні, фаціальні та структурно-тектонічні особливості палеогенових і неогенових порід і порівняти їх з аналогами в Криму, на прикримському шельфі та з даними глибокого буріння в Глибоководній западині Чорного моря.

Севастопольська (Херсонеська) ділянка (координати меж $44^{\circ}21' - 44^{\circ}28'$ пн.ш.; $32^{\circ}46' - 33^{\circ}01'$ сх.д.; глибини моря 700 – 1600 м). В результаті драгування на 11 станціях в середній і нижній частинах континентального схилу виявлені палеогенові і неогенові відклади. Неогенові, переважно глинисті, відклади неузгоджено залягають на верхньоюрських і нижньокрейдових осадових породах, а також на утвореннях кристалічного комплексу Ломоносовського підводного масиву. По даним батиметричних досліджень [32] верхній край континентального схилу в районі досліджуваного ділянки починається в 25 - 28 км від берегового перетину, на глибинах близько 200 м. Схил має вид єдиного уступу. Верхня частина нахилена під кутом 6-8 °. Нижня частина схилу, яка має уклони більше 15 °, в районах розповсюдження магматичних порід нахили збільшуються до 70-75° при досить різкому переході переходить в слабохолмисту поверхню ложі западин. В будові ділянки крім палеоген-неогенових порід беруть участь магматичні породи Ломоносовського кристалічного масиву та породи мезозойського комплексу. Район являється перехідною зоною між структурами Скіфської плит на продовженні Гераклеїського плато та з складчастою зоною Кримського мегаантиклинорію на продовженні Західно-кримського синклінорію, що на суші займає проміжне місце між Качинським та Південнобережним антиклиноріїв В результаті драгування на 11 станціях в середній і нижній частинах континентального схилу виявлені палеогенові і неогенові відклади. Неогенові, переважно глинисті, відкладення неузгоджено залягають на верхньоюрських і нижньокрейдових осадових породах, а також на По даним Звіту ПРГП Причорноморгеологія палеоцен-еоценові теригенні породи знаходяться тут у корінному заляганні і узгоджено залягають на рівнях між товщами верхньокрейдяних вапняків і чохлам сарматського віку, що

визначають будову цієї ділянки шельфу. У свою чергу, ця частина шельфу є морським продовженням Гераклейського плато, яке складене переважно породами сармату, і обмежена з західні границі початком Кримського мегаантиклінорія. Породи неогену зустрічаються у вигляді невеликих уламків в зонах транзиту і акумуляції донних осадів (Маслун, 1989), що свідчить про перенесення дрібно уламкового матеріалу в результаті діяльності мутьових потоків. Виявлено на 5 станціях драгування, багаточисельні палеонтологічні залишки міоцену і пліоцену в четвертинних мулах. Раковини молюсків чокракського, сарматського, понтичного і кіммерійського ярусів серед порід новочорноморського і древньочорноморського віку вказують про перемив цих порід на рівнях Гірського Криму, перенесення матеріалу в результаті регресії в шельфову частину Південного берега Криму і знесення за системою каньйонів, розвинених в бортах схилу, на рівні залягання мезозойського комплексу.

утвореннях кристалічного комплексу Ломоносовського підводного масиву.

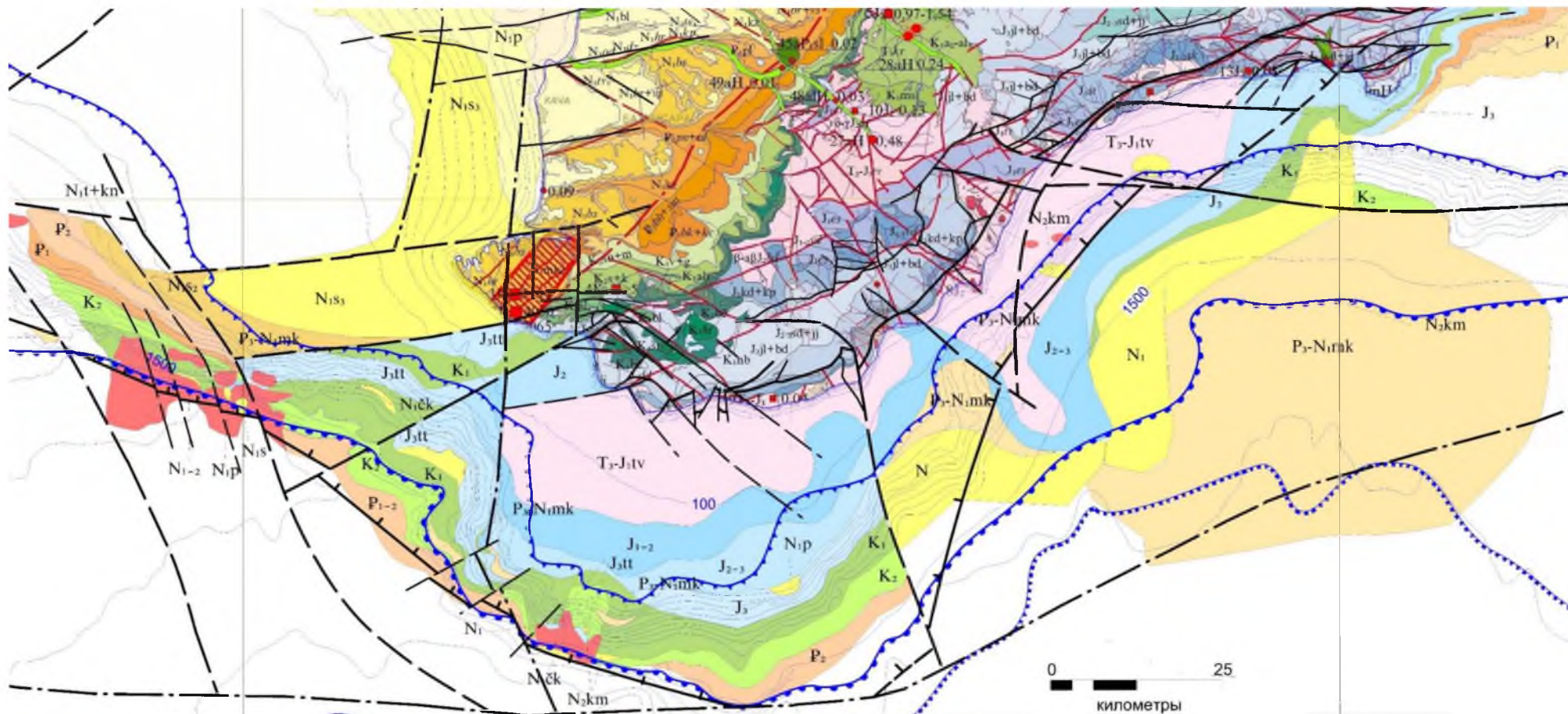
Значний внесок матеріалу кайнозойських дочетвертинних відкладів на кримський континентальний схил, крім дії мутьових потоків транспортують викиди грязьових вулканів, з зони Західно-чорноморської котловини, де знаходяться найбільші будови глиняного діапїризму для всього регіону (МГУ, Вассоевича). Тверді викиди сопкової брекчії грязьових вулканів в цьому регіоні найчастіше собою представляють карбонатні уламки порід майкопської серії та чокракського регіоярусу.

Фороська ділянка (координати меж $44^{\circ}09'$ – $44^{\circ}14'$ п. ш .; $33^{\circ}21'$ – $33^{\circ}47'$ сх. д.; глибини моря 287 – 1600 м). Драгуванням на 20-ти станціях були підняті теригенні і карбонатні породи палеогену і неогену.

Континентальний схил на даній ділянці має порівняно просту будову і відступає від берега на 25-30 км. Верхня межа його проходить на глибині 140-160 м [32]. Кути нахилу середньому складають $6-10^{\circ}$, максимальний 30° . Перехід від шельфу до континентального схилу

Система		Загальна стратиграфічна шкала				Індекс	Колонка	Потужність, м	Характеристика підрозділів																																										
Відділ	Підвідділ	Ярус	Фетюрус (гозоаун)	Підретюрус																																															
Неогенова	Пліоценовий					N ₂		20	Піски, ріпч, прошарки глин, гравій, іноді конгломерати.																																										
										Верхній	Акцигійський	N ₂ b	N ₂ р	1-10 00	1) Товща червоно-бурих глин. Глини червоно-бурі, червоно-коричневі, коричневі, жовто-бурі, зеленуваті, піски глинисті - 7м. 2) Таврська світа. Піски, червоно-бурі глини, алеврیتی, алевроліти з глинами, іноді з прошарками пісковиків, конгломератів - до 60м.																																				
																Верхній	Ківерійський	N ₂ d	N ₂ h	до 52	Придніпровська товща. Піски, рідко глини, алеврیتی з гравієм з <i>Uro sp.</i> , <i>Dreissena weberi</i> .																														
																						Верхній	Ківерійський	N ₂ h	до 31	Куяльницькі верстви. І глини сірі, зеленувато-сірі з <i>Pseudocatlus vulgare</i> (Sinz.), <i>P. subriegeli</i> (Sinz.), <i>Dreissena polymorpha</i> (Pall.), конгломерати, алеврیتی, піски кварцові з гравієм та галькою.																									
																											Верхній	Ківерійський	N ₂ h	до 75	Куяльницькі верстви. Перша пачка. Піски кварцові, рідко проверстки глини з <i>Dreissena polymorpha</i> .																				
																																Верхній	Ківерійський	N ₂ кв	до 1400	Глини темно-сірі, голубовато-сірі, зеленувато-сірі алевроліти, алеврیتی, піски глинисті (>1400 м). Пантікапейські та куяльницькі верстви червоноземні. Глини, піски, пісковики з <i>Dreissena angusta</i> , <i>Dr. rostriformis</i> , <i>Dr. polymorpha</i> (до 65 м).															
																																					Верхній	Ківерійський	N ₂ кв	60	Глини темно-сірі, сіро-зеленуваті, сірі буровато-сірі, піски кварцові, іноді з помпшою ооліт, бурого заліза, алеврیتی, алевроліти, пісковики. Молоски: <i>Dreissenia sp.</i> Остракоди: <i>Pyosucpris gibba</i> R a m d, <i>Candona neglecta</i> S a r z.										
																																										Верхній	Ківерійський	N ₂ р	50	Пантікапейські верстви. Глини, рідко піски кварцові з <i>Dreissena angusta</i> .					
																																															Верхній	Ківерійський	N ₂	483	Глини, глини з прошарками вапняків
Верхній	Міотційський	N ₂ р	30	Нижній підретюрус. Алевроліти, глини, піски, вапняки черепашково-дегритові з <i>Congena ruficaprea</i> Andrus., <i>C. novorossica</i> Sinz., <i>Eupatorium littoralis</i> Eichw.																																															
					Верхній	Міотційський	N ₂ п	124	1) Глини зеленувато-сірі з <i>Trachyleberis</i> (<i>Procythereis</i>) <i>bella</i> Stan., <i>Candonella marcida</i> Mand., <i>Cardium maeoticum</i> Andrus., глини з прошарками пісків, алевроліти, глини та мергелі, вапняки, піски 2) Вапняки органогенні з <i>Cerasoderma arcella mithridatis</i> (Andrus.), <i>Mynaster minor</i> (Andrus.) (структури Рівнинного Криму)																																										
										Верхній	Сарматський - N ₃	N ₃ г	10-40	Ягорлицькі верстви. Глини, алеврیتی з прошарками вапняків з <i>Dositia maeotica</i> , <i>Potamides jagorlicus</i> .																																					
															Верхній	Сарматський - N ₃	N ₃ с	> 100	Глини жовтуваті-сірі, зеленувато-сірі, сірі, глини та вапняки з <i>Mastva caspia</i> Eichw., <i>M. bulgarica</i> Toulou, <i>M. Crassikolis</i> Sinz., вапняки черепашкові та оолітові, алеврیتی, піски.																																
																				Середній	Сарматський - N ₃	N ₃ с	35-100	Херсонська світа. Вапняки органогенно-уламкові, оолітові з проверстками глини з <i>Mastva vitaliana</i> , <i>M. caspia</i> , <i>Obsoleptiforma fitoni</i> - до 65 м. Глинисто-вапнякова товща. Вапняки, глини, мергелі, піски з <i>M. caspia</i> , <i>Mastva bulgarica</i> : 30-104 м.																											
																									Середній	Сарматський - N ₃	N ₃ с	10-37	Вапняки шаруваті, оолітові, вапняки з прошарками мергелей з <i>Mastva caspia</i> Eichw., <i>M. bulgarica</i> Toulou, мергелі, глини темні, піски.																						
																														Середній	Сарматський - N ₃	N ₃ с	2200	Вапняки світло-сірі, сірі, зеленувато-сірі з <i>Spaniodonella genalis</i> (Eichw.), <i>Discorbis</i> sp., глини темно-сірі, зеленувато-сірі, зелені, піски.																	
																																			Середній	Сарматський - N ₃	N ₃ с	4750	Глини зеленувато-сірі, ущільнені, безкарбонатні з прошарками алевролітів та пісковиків з бідними залишками <i>Trochammina florifera</i> , <i>Saccammina</i> sp., <i>Polymorphina</i> sp., <i>Cytherella pectata</i> .												
																																								Середній	Сарматський - N ₃	N ₃ с	1000	Чергування глини карбонатних, алевритів, мергелів і вапняків: глини карбонатні та мергелів ущільнених з <i>Marinoidella eosanensis</i> , <i>Globigerina subrotundinoides</i> , <i>G. corpulenta</i> ; зверху - вапняки.							
																																													Середній	Сарматський - N ₃	N ₃ с	2800	Глини, вапняки, мергелі сірі, світло-сірі, темно-сірі з залишками форамініфер і коклітів.		
Середній	Сарматський - N ₃	N ₃ с	600	Вапняки, мергелі та їх перешарування з <i>Globocosa daubergensis</i> , <i>Globocosa angustata</i> , <i>Spiroplectomina kurshensis</i> Balakhm.																																															

Рис.3.1
Стратиграфічна колонка палеоген-неогенових відкладів Чорного моря [15]



- пліоценові породи
- міоценові породи
- олігоцен-міоценові породи
- еоценові породи
- палеоценові породи
- верхньокрейдові породи

- нижньокрейдові породи
- верхньоярські породи
- середньоярські породи
- нижньоярські породи
- тріасово-юрські породи (таврійська серія)
- магматичні породи

- ізобати
- берегова лінія

-
-
-
-

- Розривні порушення**
- глибинні розломи
 - головні розломи поховані під висезалягаючими породами а) достовірні, б) імовірні
 - другорядні розломи поховані під висезалягаючими породами а) достовірні б) імовірні
 - насупи

- Інші позначення**
- межа шельфу і континентального схилу
 - уступ підніжжя континентального схилу
 - межа континентального схилу та глибоководної западини

На попередній сторінці Рис.3.2 Геологічна карта-схема кримського континентального схилу Чорного моря, побудована на основі фактичного та фондового [75, 196]. Автор : Шураєв І.М.

поступово, до котловини чітко виражений. Рельєф схилу ускладнений системою каньйонів, з них найбільша на цій ділянці Балаклавська система. В структурному відношенні прилеглу частину можна віднести до південно-західного опущеного крила ядра Кримського антиклінорія, що утворений породами таврійської серії та середньої та верхньої юри.

Вулканічний спалах, у підніжжя ділянки схилу утворює складчастість з породами крейди, який можна спостерігати навіть на батиметричних картах, так як цей прояв відображається на сучасному підводному рельєфі.

Палеоцен-еоценові породи – За результатами літологічних досліджень відклади, що беруть безпосередню участь в будові континентального схилу, пройшли стадію діагенезу, і за сумою точок виявлення виділяються в шар, на якому, враховуючи антиклінальну структуру ділянки, [196] узгоджено підстилають нижньокрейдові відклади. Однак ні драгуванням, ні геофізичними методами не вдалося розчленувати товщу на палеоценовий і еоценовий яруси (Рис 3.3.).

Майкопські відклади на Фороській ділянці в драгах представлені щільними брилами глин, алевролітів і пісковиків до 200 кг, що залягають неузгоджено на верхньоюрських і нижньокрейдових породах. З огляду на літологічний склад порід майкопа і упорядкований тип розподілу розсіяних елементів, неможливість перенесення таких величезних консолідованих брил порід, що пройшли стадію діагенезу і мають свіжі сколи на зразках, та враховуючи особливості залягання порід майкопу в північному крилі

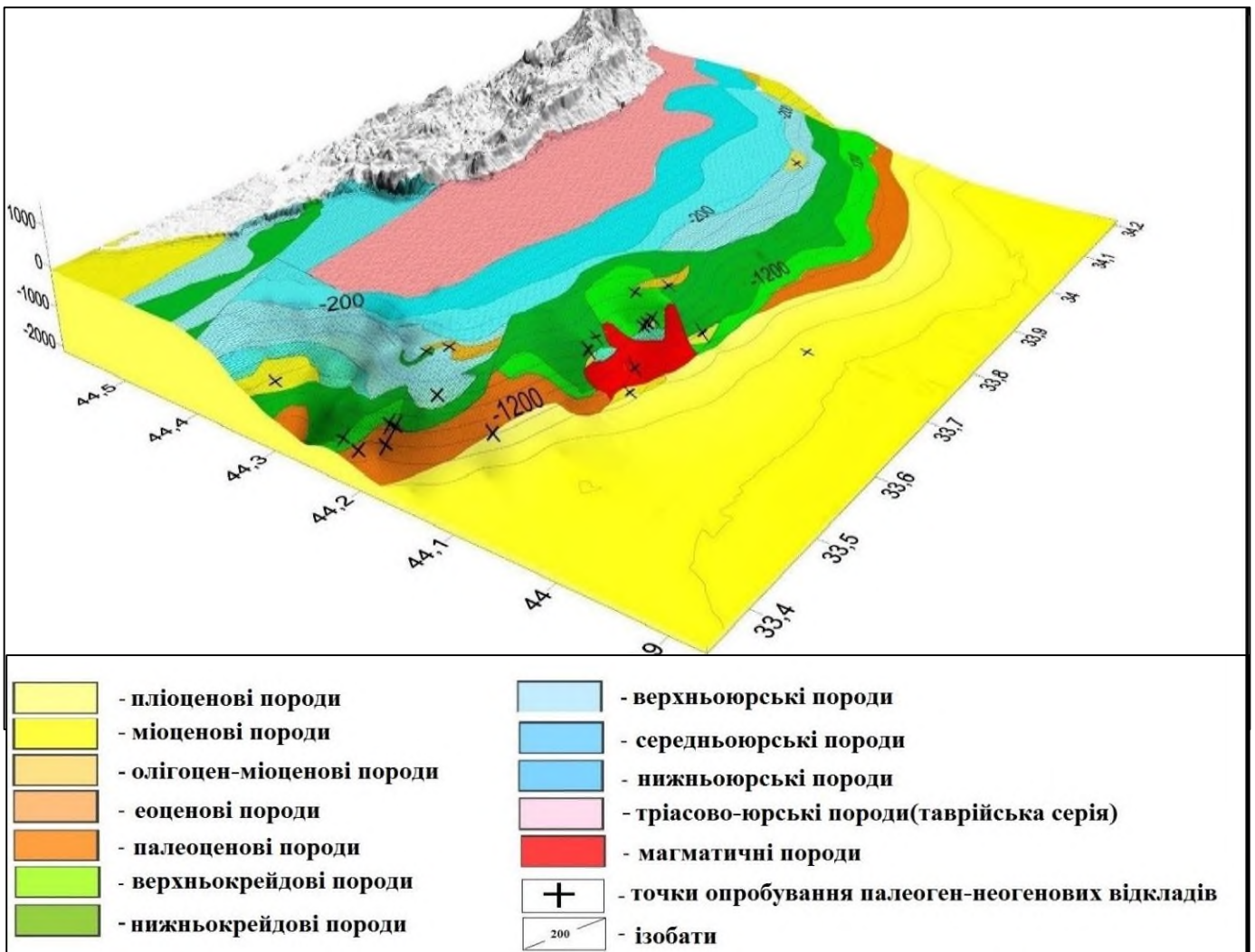


Рис.3.3. Геолого-морфометрична тривимірна модель західної частини шельфу Південного берега Криму та прилеглого континентального схилу, з використанням даних GEBCO. Автор: Шураєв І.М.

Кримського мегаантиклинорію свідчать, що на Фороській ділянці збереглися останці високоамплітудних тектонічних скидів післямайкопського віку.

В даному районі у верхній і середній частинах континентального схилу в зоні активного транзиту донних осадків виявлені в драгованному матеріалі породи чокракського віку зі свіжим сколом. Відслонення чокракського віку в районі м. Балаклава в зоні примикання гірської споруди до Гераклейського плато з чокрак-сарматським чохлам, дає можливість припустити формування підводних зсувів у вигляді скель вапняків, що рухаються по Саричській і Фороській системах каньйонів [139, 140]

Серед порід неогену зустрічаються уламки пісковиків з карбонатними стяжіннями невідомого генезису. В результаті дослідження уламків порід була виділена також група зразків, потенційно неогенового віку з явними слідами сотово-коміркового вилюговування породи, з чіткою границею між підверненою вивітрюванню та непідтвердженою, з темно цвітною кварцитою прожилкою. Однак стратиграфічні дослідження Ступіної Л.В. показали, що материнська порода може датуватися нижньою крейдою, а прожилка не вміщувала в собі палеонтологічних та мікропалеонтологічних залишків. З огляду обробки матеріалу виявилось, що на границі Юрського та Крейдяного періоду існували надпотужні перемиви, які могли спровокувати борозни, каверни та інші форми вивітрювання. Після утворення форм вивітрювання товща вапняків була підтверджена тріщинуватості. В верхньокрейдівий час, ближче до переходу у Кайнозой, відбулося масове вимирання крейдяної фауни, залишки яких були у всіх тріщинках вапняків і представляли собою опал. В процесі седиментогенезу опал в тріщинках перекристалізувався в кварцит. У результаті при вивченні палеоген-неогенових порід слід враховувати, що седиментогенез однієї товщі, особливо підтвердженої вивітрювання може мати кількарівневий характер. Особливо це стосується до твердих викидів грязьових вулканів [180].

Знахідки в драгувальному матеріалі раковин молюсків і невеликих уламків пісковиків кіммерійського віку разом з ніжньокрейдівими глинами, свідчить про перенесення матеріалу перемитих товщ кіммерійських порід з зони Гірського Криму, перенесеного на рівні залягання мезозойського комплексу мутьовими потоками по розвиненій тут Батіліманської системі каньйонів .

Симеїзська ділянка (координати меж 44⁰06' – 44⁰16' пн. ш.; 33⁰57' – 34⁰09' сх. д.; глибини 200 - 1468 м). Структура та рівні ділянки аналогічні як Фороській. Рельєф мало ускладнений при зрівнянні з попередніми. Єдине

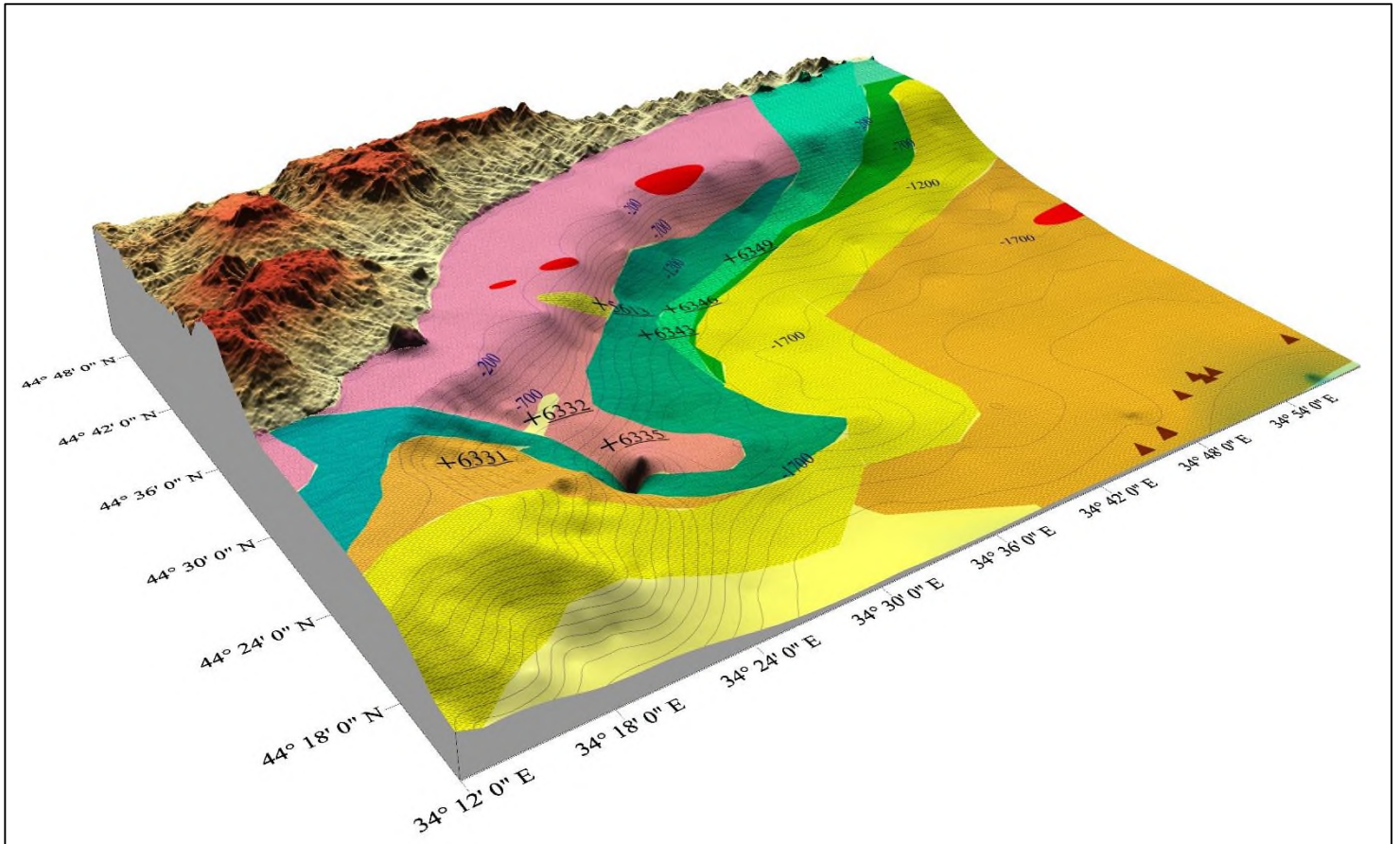


Рис.3.4 Геолого-морфометрична тривимірна модель східної частини шельфу Південного берега Криму та прилеглого континентального схилу в районі западини Сорокіна, з використанням даних GEBCO, умовні позначення як у Рис.3.3. Автор: Шураєв І.М.

ускладнення – малорозвинена тут система підводних каньйонів. Саме через стабільність даної ділянки, тут прокладено опто-волоконний кабель. Територія представляє собою, як і Фороська ділянка, занурене крило Південнобережного антиклінорію.

На станції драгування виявлені уламки невеликих розмірів (до 5 см в діаметрі) черепашкових вапняків понтичного віку. Зразки виявлені у верхній частині континентального схилу біля границі з шельфовою частиною. У цій зоні гравітаційного зносу відбувається накопичення матеріалу (Рис.5).

Ялтинсько-Гурзуфська ділянка (координати меж 44°22' – 44°29' пн. ш.; 34°11' – 34°33' сх. д.; глибини моря 111 - 1557 м). через нестачу прямих геологічних доказів територія вивчалась за геофізичними даними (Моргунов, Калинин, 1979). Континентальний схил в межах ділянки відступає від берега

на 7-10 км, верхня межа проходить на глибині близько 120 м. Перехід від шельфу до схилу різкий кут нахилу близько 10° , в сторону мису Аюдаг поступово збільшується до 15° . Поперечне розчленування схилу значне, проте підводні долини зазвичай слабо врізані в схил. Перехід до ложі Чорноморської улоговини чіткий. У районі Ялти-Гурзуфа простежується невелике піднесення дна майже широтного простягання, що має на глибинах 150-300 м нахилу в бік западини згладжену поверхню. На схід воно досить швидко зникає.

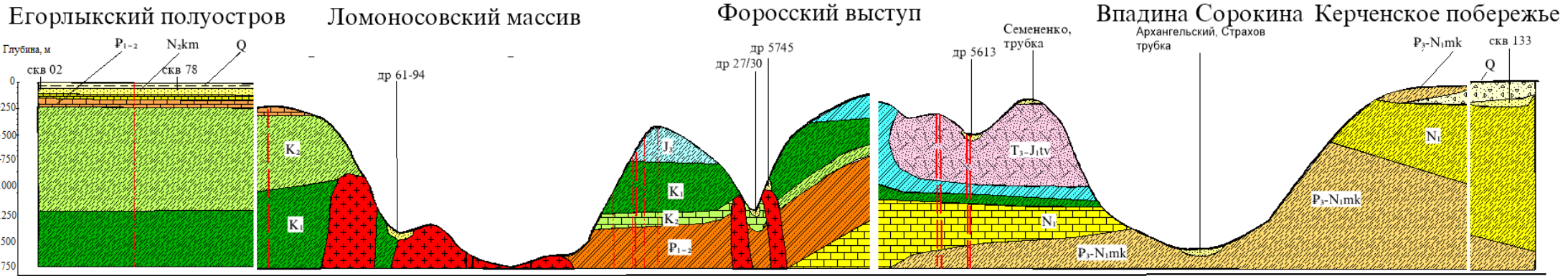
Ділянка в структурному відношенні являє собою заповнену олігоценними і міоценовими породами синкліналь в зоні занурення Південнобережного і Туакського антикліноріїв, яка є континентальним продовженням цієї структури в Гірському Криму.

Алуштинська ділянка (координати меж $44^{\circ}32'$ – $44^{\circ}40'$ пн. ш.; $34^{\circ}28'$ - $34^{\circ}40'$ сх. д.; глибини моря 645- 1507 м). Драгуванням на 4-х станціях у верхній і середній частині континентального схилу були підняті породи міоценового і верхньопліоценового (кіммерійського) віку.

Міоценові відклади , за попередніми даними геофізики [122] , неузгоджено залягають на таврійській серії і юрських відкладах. Представлені вапняками, пісковиками і алевролітами.

Кіммерійські пісковики – практично незмінні, в порівнянні з керченськими, залізовмісні. Малоглибинні фації пісковиків кіммерійського віку на Алуштинській ділянці континентального схилу Криму, вказують на молоді посткіммерійські скиди високої амплітуди, спровоковані неотектонічними рухами. Знахідки фауністичних залишків кіммерійського віку, в даному районі, згадувалися і раніше [40,166] і були виявлені як на пришельфовій частині, так і в глибоководній зоні в плейстоценових породах.

Зміна глибини поширення порід кіммерійського віку для всього району вивчення в порівнянні з розкритими кіммерійськими горизонтами за даними свердловин на шельфі, показують що різниця глибин залягання на



- Триас-юрские породы. Таврическая серия, флишевые толщи.
- Нижне-среднеюрские породы, преимущественно алевролиты.
- Верхнеюрские отложения, преимущественно глины.
- Нижнемеловые отложения, преимущественно глины.
- Верхнемеловые отложения, преимущественно глины.
- Палеоцен-эоценовые отложения, преимущественно мергели.
- Оligocen-миоценовые отложения. Майкопская серия, преимущественно глины.
- Mioценовые отложения, известняки, глины.
- Киммерийские отложения, преимущественно песчаники.
- Магматические породы.
- скв 133 - скважины в которых вскрыт горизонт киммерийских песчаников на шельфе.
- др 5613 - точки драгирования на которых обнаружены киммерийские отложения на континентальном склоне
- Архангельский, Страхов трубка - точки отбора трубками, в которых впервые обнаружены киммерийские фаунистические остатки континентальном склоне.
- тектонические разломы.

Рис.3.5 Розріз-розгортка характеризуюча масштаби амплітуд залягання киммерійських порід Північно-західного та Прикерченського шельфів Чорного моря у порівнянні з заляганням на кримському континентальному схилі Чорного моря. Автор: Шураєв І.М. Виконано методикою напівавтоматичного розрізу розробленою автором.

континентальній мілини і континентальному схилі в середньому понад 1000 м (рис 3.5.). Породи кіммерійського віку можуть залягати неузгоджено на товщах мезозойського комплексу Фороського виступу, на кристалічних виходах Ломоносовського підводного масиву і на породах майкопської серії Алуштинської ділянки континентального схилу. Тому частота знахідок кіммерійських залізистих пісковиків та розповсюдження фауністичних залишків цього періоду, дають змогу розширити границі сформованої тут Азово-чорноморської залізородної провінції, з центром у Азовському морі [178] , що охоплює східну частину Північно-західного шельфу і Керченський півострів, на весь кримський континентальний схил до глибин 1750 м.

Літологічні дослідження дозволяють прийти до висновку що породи палеогену і неогену на кримському континентальному схилі за своїми властивостями і ознаками є практично повними одновіковими аналогами, (незміненими, або мало змінними), порід, які поширені на території півострова Крим і прилеглої частини шельфу.

На континентальному схилі Криму дочетвертинні кайнозойські породи виявлені і розкриті драгуванням на рівнях залягання корінних порід мезозойського комплексу. В результаті вивітрювання, перемивів, тектонічних зрушень, знесення матеріалу з Гірського Криму в напрямі шельфу Південного берега Криму, континентальна окраїна була перенасичена уламками порід палеоген – неогенового віку. Уламковий матеріал транспортувався мутьовими потоками за сформованими і розвиненими тут системами каньйонів. При великих нахилах схилу і накопичення уламкової маси на границі шельфу і континентального схилу матеріал опускався на великі батиметричні рівні у вигляді зсувів. При перенесенні мутьовими потоками в драгувальному матеріалі фіксуються знахідки уламків порід і палеонтологічних залишків в четвертинних мулах на різних щаблях терас континентального схилу. Такий процес фіксується практично на всій території кримського континентального схилу, особливо

яскраво виражений в районі ділянок з найбільшими кутами нахилу підводного рельєфу в районах Ломоносовського підводного масиву, Севастопольської (Херсонеської) і Фороської ділянок.. Брили, які не переносяться мутовими потоками, сповзають у вигляді зсувів і спостерігаються в драгувальному матеріалі як зразки порід зі свіжим сколом вагою до 200 кг, без примазок четвертинного матеріалу і часто виявляються

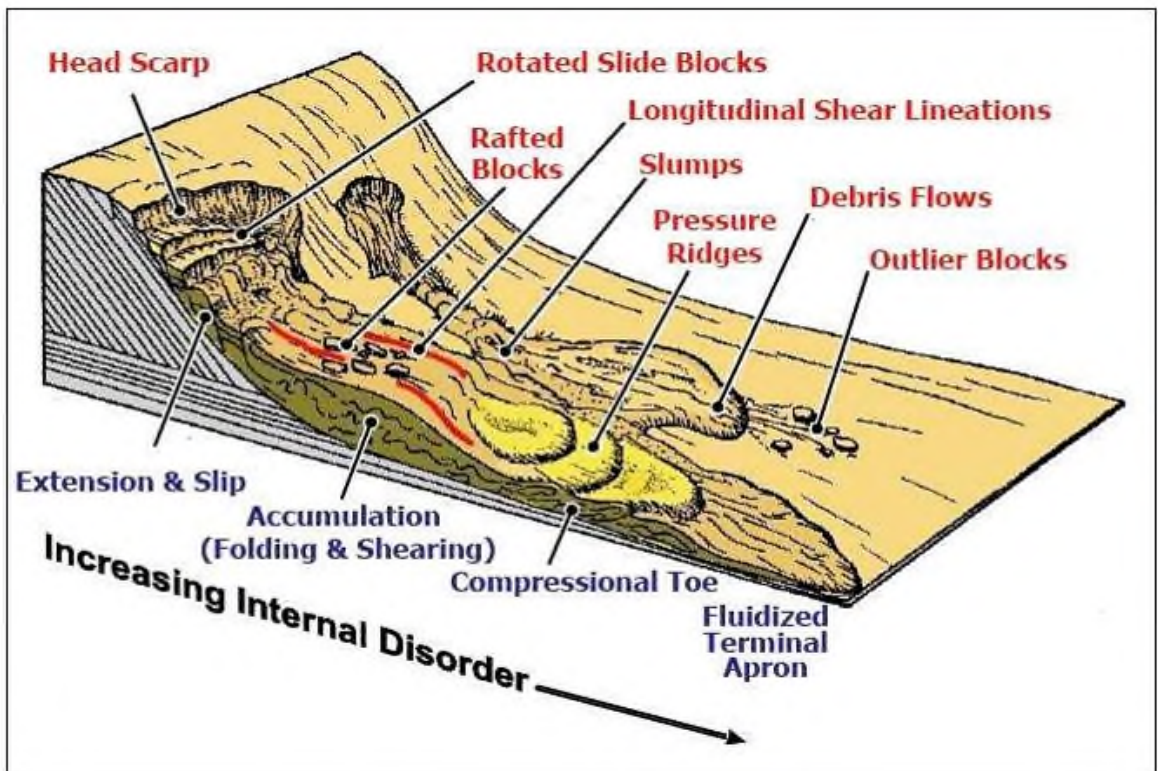


Рис 3.6 Схема транспортування матеріалу континентального схилу [15]

разом з породами мезозойського комплексу на різних батиметричних рівнях схилу. Такі процеси добре показані на малюнку нижче (Рис 3.6)

Крім аналізу результатів прямих геологічних спостережень паралельно була проведена обробка великого обсягу супутникової інформації. Для цього спільно з працівниками Відділу тектоніки і геодинаміки Державної наукової установи «Відділення морської геології та осадочного рудоутворення НАН України» була розроблена і потім адаптована до існуючих умов користування

спеціальна методика вивчення рельєфу за даними SRTM спостережень. В основу її реалізації покладені сучасні цифрові дані рельєфу, отримані в результаті супутникової радарної зйомки поверхні Землі SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Вони існують у відкритому доступі в мережі Інтернет і являють собою поградусні файли з розширенням *.hgt, які містять матрицю чисел X , Y , Z по мережі $\sim 62 \times 93$ м. Для їх візуалізації використовувався спеціалізований програмний пакет для обробки та створення тривимірних моделей полів.

Існують різні варіанти представлення даних рельєфу: карти ізоліній, векторів, градієнтні, 3-D карти, але в даному випадку було обрано варіант побудови Shaded Relief Map (карт підсвіченого рельєфу), що дає можливість виявляти характерні особливості поверхні шляхом зміни кута та азимуту підсвічування. Після компоновки карти на необхідну територію, створений файл імпортується в програмний пакет MapInfo, здійснюється його координатна прив'язка та створюється окремий шар з лінеаментами, які відображають особливості поверхні рельєфу даної території. За векторним зображенням лінеаментів в автоматичному режимі здійснюється побудова кругових структурних діаграм за допомогою спеціалізованого програмного модуля, написаного в середовищі MapBasic .

Проведенні досліді дозволили виявити, що в головні системи топо- і тектонолінеаментів всього Північного Причорномор'я орієнтовані в досить обмеженій кількості напрямків, відповідно планетарної регматичної мережі. Орієнтування цих систем тектоно-топололінеаментів, фактично повторює параметри тектонолінеаментних мереж великих надрегіональних континентальних і океанічних сегментів земної кори, що свідчить про їх генетичний зв'язок із глобальною системою тектонічних порушень, обумовлених ротаційним режимом Планети. Вплив локальних геодинамічних навантажень знаходить відображення в особливостях організації ансамблів розривних порушень окремих районів, областей та зон

і фіксується, в першу чергу, в ступені розвиненості тих чи інших максимумів роз-діаграм.

Чільний вплив на формування структурного плану розломних мереж Північного Причорномор'я в мезо-кайнозої (включаючи сучасний неотектонічних етап) мали дві трансрегіональні мегалінеаментні глибинні (мантійно-корові) зони, що відносяться до діагональних систем регматичної мережі планетарного масштабу: діагональна північно-західна шовна зона і субдіагональна схід-північно-східна зона Азово-Чорноморського глибинного розлому (60-75°). Остання складається з кулісних і звивистих фрагментів субширотного і північно-східного простягання, використовуючи таким чином головні напрямки планетарної розломної мережі. Динамічний взаємовплив вищевказаних двох мегалінеаментних зон визначає в основному динаміку розвитку в мезокайнозої всіх інших лінеаментів меншого рангу дослідженої території. Фрагменти ортогональних диз'юнктивних систем закладені переважно по канві стародавнього (докембрійського) структурного плану, характерного для всіх без винятку платформ Планети. Швидше за все, їх перманентне оновлення в неоетапі провокується малозсувними деформаціями в полі розвитку діагональних регматогенних систем [102].

Успадкування і фіксованість структурного плану розломних мереж Північного Причорномор'я протягом мезо-кайнозою свідчить про переважно малозсувний тип латеральних дислокацій і підтверджує розломно-блокову модель геодинамічного розвитку Чорноморського регіону [38].

Аналіз латерального розподілу різних типів роз-діаграм тополінеаментів дозволяє проводити автоматизоване об'єктивне картування зон динамічного впливу розломів, тим самим проводити районування території за типами ініціюючих регіональних полів напружень і структурних малюнків розломних мереж. Це має надзвичайно важливе значення для встановлення закономірностей локалізації та структурної

обумовленості проявів корисних копалин, зокрема вуглеводнів. Результати проведених робіт закладають основу розробки методики автоматизованого тектонічного і геодинамічного картування будь-яких ділянок земної поверхні або дна акваторій покритих мережею супутникових радарних та батиметричних зйомок (SRTM, GEBCO, GMOD).

Для аналізу зразкової оригінальної та компілятивної інформації користувалися методами геоморфологічного, структурно-теоретичного та лінійного аналогів як у візуально-аналітичному, так і в матстатистичному.

Лынеаменти континентів і закономірностей їх орієнтування на першому етапі виявляють на географічній карті Світу масштабу 1:10 000 000. Проведені масові вимірів азимутів простирання лінійних форм рельєфа – річкової сітки, гряд і хребтів, берегової лінії. Число виміру азимутів

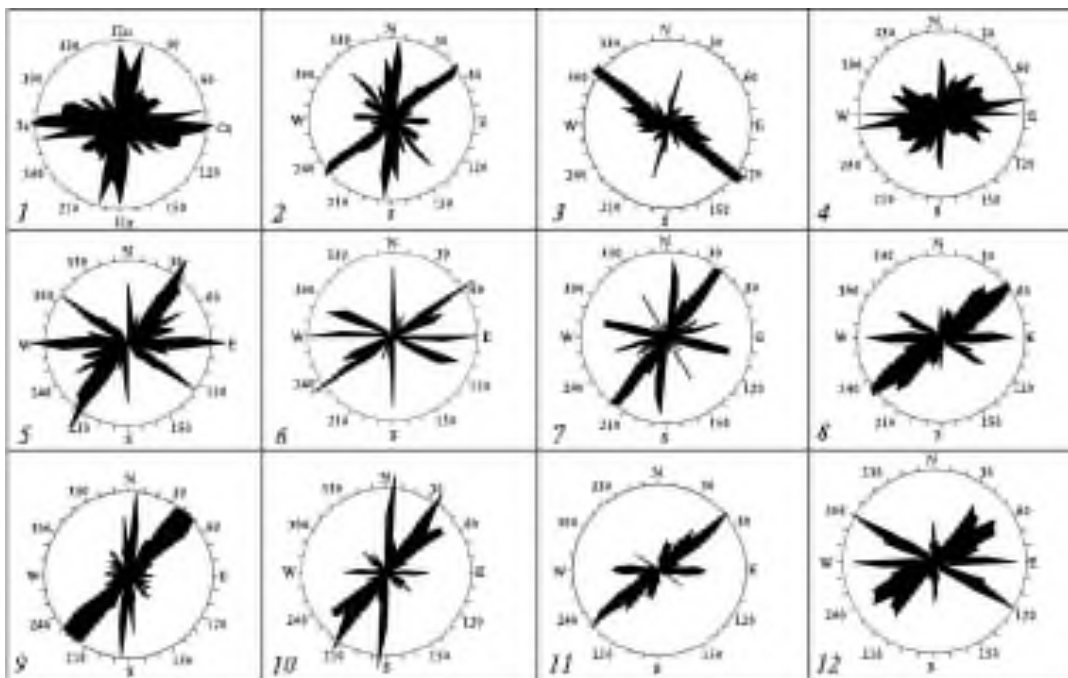


Рис. 3.7 . Рози діаграми орієнтування тектонічних океанів: 1 - Тихий океан (NASA,GEBCO); 2 - Тихий океан, захід; 3 - Тихий океан, схід; 4 - Тихий океан (ГУНИО, NASA,GEBCO); 5 - Атлантичний океан (ГУНИО, NASA, GEBCO); 6 - Атлантичний океан, північ *;7 - Атлантичний океан, північ (ГУНИО, NASA, GEBCO); 8 - Атлантичний океан (Азоро-Гибралтарська зона) + Іберійський п-ів; 9 - Індійський океан (Google, NASA, GEBCO); 10 -Індійський океан (супутникова зйомка); 11 - Атлантичний океан (Канарсько-Гибралтарська зона); 12 - Іберійський п-ів.

лінійних форм рельєфа склало 4623.

Лінеamenti дна океанів виявилися на основі аналізу карт ГУНІО, GEBCO, ресурси Google, GMOD і SRTM (рис 3.7.)

Уже на етапі первинної обробки матеріалів встановлено, що просторова орієнтація мезо і мікрорельєфа підводних гір фактично всіх хребтів і піднять дна океану не випадково і в основному відповідає лінійним контурам структури, в якій вони перебувають. Цей факт добре узгоджується з даними, отриманими для континентів. Орієнтація окремих гнізд і лінійних форм рельєфу гір або горстовооблокового хребта обов'язково накладає на себе положення лінійної мережі на самої структури, його найближчого оточення і океан в цілому.

Все протяжні глибовооблокові хребти півночі, центру та півдня східної Атлантики (Азоро-Біскайській, Хоршшу, Горіндж, Лайон, Канарський, Сьерраа Леоне, Вавилова, Китовий, Діскавері, Агульяс) мають явно виражене североовосточное простягання (40-65 °). Розломи, їх обмежують, вільно перетинають весь океан, включаючи зону південно атлантичного (ПАХ) хребта, і без зміни напрямку виходять далеко вглиб прилеглого Африканського континенту. Внутрішні диз'юнктивні мережі морфоструктур строгоорієнтовані в діагональному і ортогональному напрямках. На підводних горах названих хребтів спостереженнями встановлено системи розломів, зяючих тріщин, скидів, гряд і дзеркал ковзання названих простягань, що січуть вапнякові шапки їх зазвичай сплюснених вершин [102].

Складний грядовий рельєф дна улоговин Капській і Агульяс орієнтований в основному в діагональних напрямках. Лінеamenti ПнВ 60 ° проходять на континенті і перетинають південну Африку аж до берегів Індійського океану. Так орієнтовані довгі осі хребта Агульяс, блокового підняття Діскавері, хребта Шона, західній частині південноіндійського

(Атлантично-Індійського) хребта. Височина Метеор, будучи лінійним продовженням східного сегмента Індо-Атлантичного хребта, має, як і найпівденніша частина ПАХ, североозападное простягання (ПнЗ 320 °). Наведені факти показують, що діагональний структурний план характерний для всієї Південно-Східної і Центральної Атлантики. Ортогональні системи тектонолінеаментів відображають

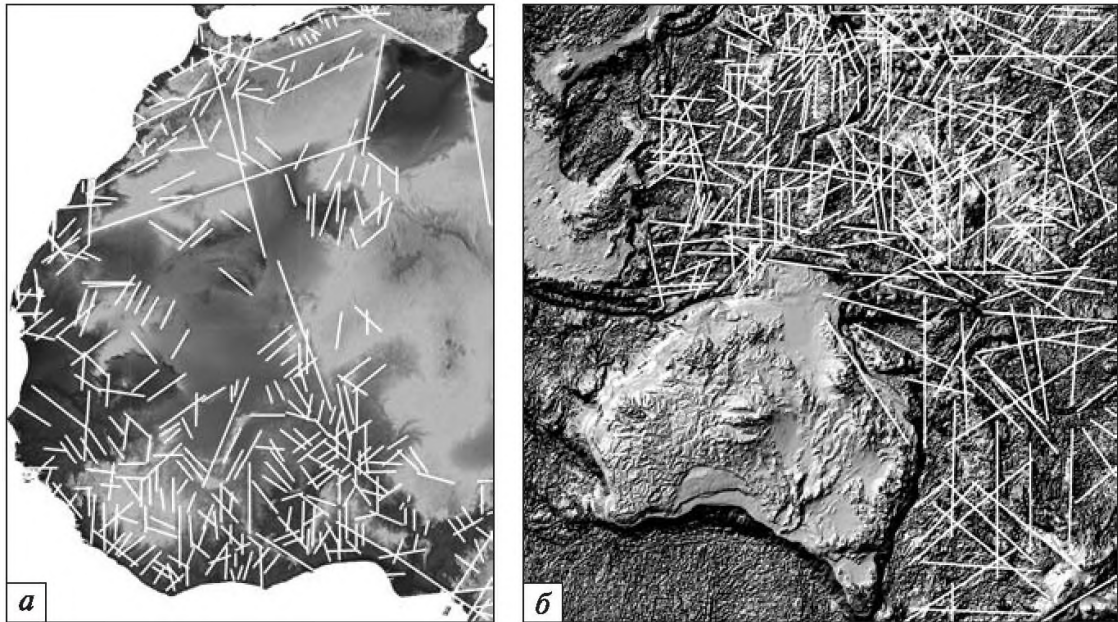


Рис.3.8. Приклади текто-лінеаментної сітки для Західної частини Африки та західного узбережжя Тихого океану. Виконані за участю автора у колективі відділу тектоніки та морської геоекології ДНУ «МорГеоЕкоЦентр НАН України». Рельєф: NASA SRTM 30.

становище трансформних розломів і ланок Серединно-океанічного хребта (СОХ).

Лінеаментні мережі Західної Атлантики також добре впорядковані і закономірно орієнтовані. На півночі району контури Бафінової затоки, Великої Ньюфаундлендської Банки, плато Орфан, Флеміш-Кап, банок шельфу Нової Англії, хребта аномалії Джі, Ньюфаундлендського хребта

закладені по закономірно орієнтованої разломної мережі діагонального простягання. Так само орієнтовані найбільші розлами берегової зони Канади і США, включаючи виходять далеко в океан (Кельвін, Великий Абак, Бафінова Земля, сам палеорифт Бафінової затоки і зовнішній хребет плато Блейк). У Північноамериканській улоговині на захід від СОХ розташовується кілька великих лінійних, добре виражених в рельєфі позитивних морфоструктур. Це, перш за все, Бермудські підняття, Углове підняття, гори Нової Англії, система гір Мілен Гаусс, Ньюфаундлендський хребет. Безпосередньо до зони Сах примикає велике Азорських плато. Їх лінеаментної системи орієнтовані в північно-східному, північно-західному і рідше ортогональному напрямках. Південно-західна частина Атлантичного океану побудована також досить складно, але закономірно. Система розломів східній околиці Південної Америки має три основні орієнтування: північно-західну, характерну для стародавнього фундаменту Пампо-Патагонської плити; північносхідну, властиву структурам фундаменту Гвіанського-Бразильського щита і відносно молодим дислокаціям всього східного краю континенту (з останніми пов'язаний спалах тафрогенеза вельдської активізації); широтну, пов'язану з динамікою розвитку трансконтинентальних (трансоеанічних, трансформних) розломів. Тут знаходиться кілька великих гірських споруд. Наприклад, найбільша з них - блоковоовулканічне підняття Ріу-Гранде (більше 1000 км в довжину) – аж до міоцену було високою гірської сушею і разом з хребтом Китовим становило бар'єр для проникнення антарктичних холодних вод в центральну Атлантику. У рельєфі підняття переважають лінеаменти північнозахідного, північносхідного і субмеридіонального простягання. Велика лінеаментна зона північнозахідного напрямку розташовується уздовж осі західного блоку підняття, виходить на континент і простежується далеко в межах передгірного прогину Анд (це чітко проявлена наскрізна структура).

Лінеаменти всього чотирьох напрямків повністю відображають розломно каркас великій території зони СОХ, що включає його осьову зону

і його фланги. Їх добре можна порівняти з тектонолінеаментними мережами інших районів океану і можливо простежити продовження в них. Важливо відзначити, що всі сегменти СОХ знаходяться в зонах протяжних планетарних і трансконтинентальних структур і фактично закладені по ним. Ортогональність систем прилеглої ділянки СОХ трансформними розломами - контролюється субшкірно-субмеридіональною фрактальною розломною мережею всієї Атлантики в цілому.

При аналізі оглядового зображення Середземноморського поясу на глобальній цифровій моделі рельєфу (рис.3.9) легко переконатися, що через весь пояс в одному напрямку (55-65 °) проходять кілька полосовідними Транссередземноморських тектонолінеаментних зон (поясів), розташованих по відношенню один до одного ешелоновано у вигляді субпаралельно куліс. Реальність цих структур досить очевидна вже при поверхневому аналізі загальної конфігурації Середземноморського поясу (в картографічній проекції Mercator WGS84, що зберігає кутові співвідношення) (рис. 1). Виділяються три основних (Іберійського-Паннонська, атлас-Чорноморська, Східно-Середземноморським-Східно-Анатолійське) і одна другорядна (Ельбурская) лаштунки. Необхідно особливо підкреслити, що ці полосовідні мегаструктури представляють собою досить широкі (до 500 км) зони концентрування тектонолінеаментов меншого рангу. Називаючи ці складно влаштовані лінеаментного зони "куліси" ми хотіли підкреслити їх паралельне ешелоноване розташування, їх єдність і взаємозв'язок в загальній структурі Середземноморсько-Гімалайського рухомого поясу. якщо розглядати останній як структуру першого (планетарного) порядку шириною 1500 км і довжиною понад 10000 км, то згадані куліси можна віднести до категорії суперлінеаментів (тектонолінеаментних зон, поясів) другого порядку, що розташовуються майже цілком всередині першого. Протяжність їх – до 5800 км; проміжки між ними цілком можна порівняти з шириною самих куліс і складають приблизно 500 км. Загальна конфігурація і просторове розташування цих

чотирьох куліс (тектонолінеаментних зон) показані на рис. 3.9. Перша куліса, яку пропонується назвати Іберійсько-Паннонською, що починається в північній частині Атлантичного океану у північнозахідного узбережжя Африки в районі архіпелагу Мадейра (Португалія), трасуючись на південний схід і включає: підводні хребти Ампер, Корал Патч, Геттисбург, Ормонд, гірські системи Португалії, Центральної та Південної Іспанії

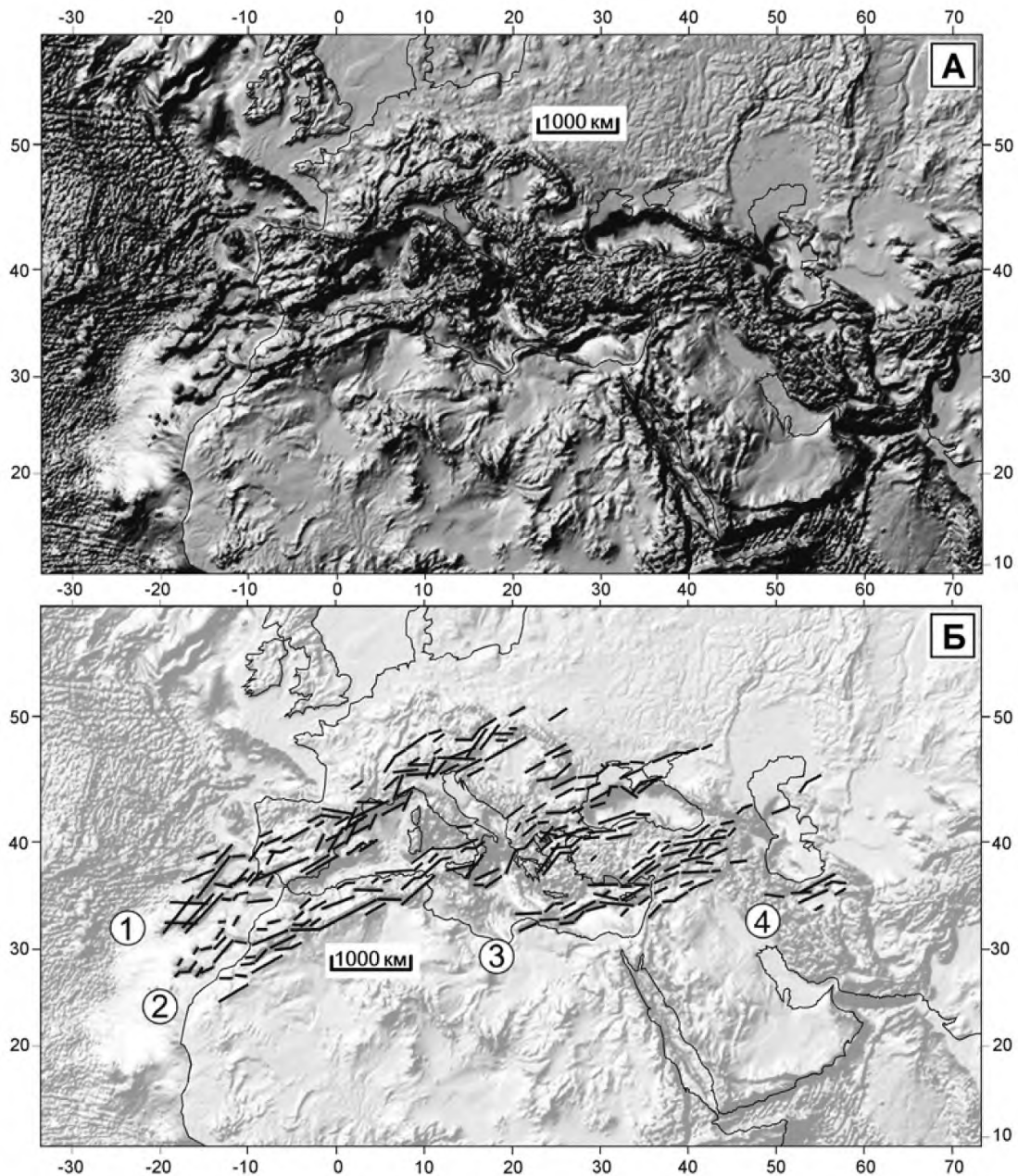


Рис 3.9. Оглядова схема на основі SRTM рельєфе Середземноморського поясу. Виконані за участю автора у колективі відділу тектоніки та морської геоекології ДНУ «МорГеоЕкоЦентр НАН України». Рельєф: NASA SRTM 30.

(Беттські гори, Сьєрра-Морена, Центральна Кордильєра), Болеарській архіпелаг, Валенсийський трог, північну щабель Прованської западини, Центральні і Східні Альпи, Західні Карпати, Центрально-Угорських лінеаментів. Вже за зовнішнім краєм Східних Карпат куліса трасується фрагментарно Гологоро-Кременецьким скидом. Загальна протяжність куліс 4000 км, ширина 400 км, середній напрямок 55° . У кілька меншому по ширині вигляді даний тектонолінеаментний пояс згадується В.А. Бушем [2] як південнозахідна частина Болеарсько-Котласького трансконтинентального лінеаментів Євразії.

Друга куліса – Атласо- Чорноморська, найбільш протяжна, відома як Атласько-Азовський лінеамент. На своєму протязі включає: Канарські острови, гірські системи Телль і Атлас (Марокко, Алжир, Туніс), південну щабель Тірренської западини, Южносіцилійській розлом, північну ступень Іонійської западини, Северо-Егейській трог, грабени і крайові ступені Мармурового моря, Старо-Планинський хребет, західну ланку Північно-Анатолійського розломної зони, північну і південну граничні ступені Західно-Чорноморської западини, Кримський Ороген і прогин Сорокіна; і – вже за зовнішньою границею Середземноморської рухомої зони, в межах Скіфської плити - вал Губкіна, Каркінітський грабен, Головний Азовський (Азово-Тарханкутський) глибинний розлом.

Протяжність – 5800 км, ширина - 400-500 км, середній напрямок 60° . Третя куліса – Східно-Середземноморським-Східно-Анатолійське, простягається від о. Крит, обрамленого з півдня глибоководними жолобами Птолемея, Плінія і Страбона, до Малого Кавказу, включаючи: острів Кіпр і фрагменти кіпрської дуги, підводні гори Ератосфенес, басейн Латакія, Кіпру-Місісскій лінеамент, Центральний Тавр, західну частину Східного Тавра, Вірменське нагір'я, відроги Східних Понтід. В межах цього поясу розташовані глибинні розломні зони: Центрально-Анатолійская, Східно-Анатолійская, Північно-Східно-Анатолійская, Пальміро-Апшеронская. Протяжність поясу – 2000 км, ширина 300-400 км, середній напрямок 60° .

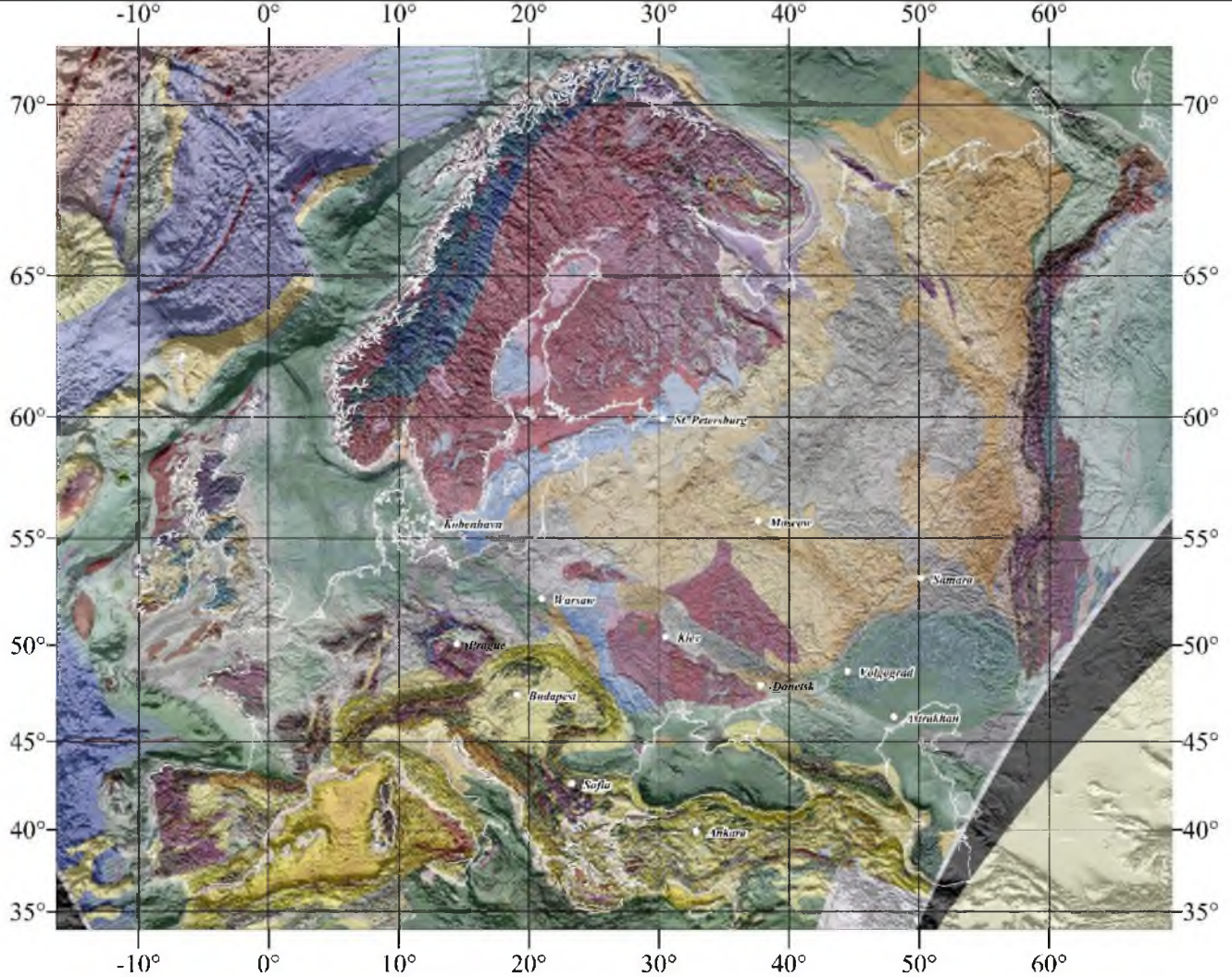


Рис.3.10. Тектонічна карта Європи [115] з об'ємним рельєфом SRTM. Виконані автором у колективі відділу тектоніки та морської геоекології ДНУ «МорGeoЕкоЦентр НАН України». Рельєф: NASA SRTM 30.

Четверта куліса – Ельбурська, найкоротша, включає східну гілку гір Ельбурс (Аладаг) до їх зчленування з Копетдаг; протяжність 550 км, ширина 150-300 км, напрям 60° . Перші три куліси мають трансконтинентальний ранг – проходять через весь Середземноморський рухомий пояс, захоплюючи граничні області Африки і Євразії (Рис.3.10.). Намічається прямий зв'язок між їх протяжністю і шириною: шириною приблизно в 10 разів менше довжини. Необхідно відзначити, що згадані куліси, розташовуючись майже повністю в межах Середземноморського рухомого поясу, проте, своїми краями виходять за його межі, зачіпаючи і навколишні, відносно стабільні платформні області – частини Африканської, Західноєвропейської і Східноєвропейської платформ. Межі між сусідніми лаштунками строго позначити неможливо, оскільки самі лаштунки є зонами

концентрації лінеаментів певних напрямків, в той час як всередині межкулісних проміжків фіксуються такі ж лінеаменти меншого рангу.

Розглянуті північно-східні транссередземноморські тектонолінеаментні зони утворюють тісний структурний парагенезис з поперечними зонами північно-західного напрямку (Східні Карпати, Дінаріди, Еллініди, Кавказ, Загрос), які також розташовуються ешелоновану по відношенню один до одного. Створюється щодо стійкий структурний каркас, в комірках якого формуються різновікові тектонічні елементи Середземноморського рухомого поясу.

При загальному морфологічному відповідно тектонолінеаментних зон північно-східного і північно-західного простягання ешелоновану сколовими зонами, їх структурний малюнок і ландшафтна текстура істотно різні.

Структури північно-західного простягання складаються зазвичай з структур зближених паралельних складчастих пластин, тоді як для зон північно-східного орієнтування в більшій мірі характерні: зигзагоподібний малюнок, брилова тектоніка, поєднання горстів і грабенів, розвиток амплітудних скидів. Можливо це свідчить про те, що перша виділена група лінеаментів – це переважно відколи з розтягуванням, тоді як друга – відколи зі стисненням. З урахуванням ієрархічності тектонічних структур і постійного чергування доменів стиснення і розтягування на різних рівнях ієрархії, ця особливість для Середземноморського регіону носить загальний, генералізований характер. Закономірне просторове поєднання різних кінематичних типів тектонолінеаментних зон (поясів) вказує на єдність тектонічного процесу в цілому для всього Середземноморського регіону і його оточення, що обумовлено глобальними планетарними причинами. Особливо слід підкреслити, що виявлені протяжні тектонолінеаменти вільно і без істотної зміни напрямків перетинають зону Тетиса і виходять далеко за її межі в межі прилеглих континентів [103].

Тополінеаментний аналіз актуальний для цілей структурноотектонічного районування, визначення розташування розломів як носіїв потенційного зруденіння в межах закритих рівнинних областей, таких як Північне Причорномор'я.

Головні системи тополінеаментів Північного Причорномор'я орієнтовані в досить обмеженій кількості напрямків, які відповідні планетарної регматичної мережі. Орієнтування цих головних систем фактично повторює параметри тектонолінеаментних мереж великих надрегіональних континентальних і океанічних сегментів земної кори. Таким чином, на надрегіональні рівні встановлюється єдність просторової орієнтації тектоно-тополінеаментних мереж Північного Причорномор'я з такими ж системами всієї України, Європи, інших великих сегментів земної поверхні. Це свідчить про їх генетичний зв'язок з глобальною мережею тектонічних порушень, обумовлених ротаційним режимом Планети.

Вплив локальних геодинамічних навантажень знаходить відображення в особливостях організації ансамблів розривних порушень окремих районів, областей і зон і фіксується, в першу чергу, за ступенем розвиненості тих чи інших максимумів. Чільний вплив на формування структурного плану розломних мереж Північного Причорномор'я в мезокайнозої (включаючи сучасний неотектонічний етап) мали дві трансрегіональні мегалінеаментні глибинні (мантіянокорові) зони, що відносяться діагональним системам регматичної мережі планетарного масштабу: діагональна північно-західна шовна зона Тейсере-Торквіста ($315-320^\circ$) і субдіагональна схід-північно-східна зона Азово-Чорноморського глибинного розлому (75°). Остання відповідає в загальному наближені до границі Східно європейської платформи. Ці зони є структуроутворюючі для формування параллелепіпедальних (ромбоподібних) розломних мереж різного орієнтування. Перша зона формує ромбовидну мережу з парагенезисом меридіонального і захід-північно-західного ($285-300^\circ$) напрямків, друга – з парагенезисом північно-східного ($40-55^\circ$) і схід-південносхідного

(субшіротного 90-100 °) напрямків. Динамічний взаємовплив вищевказаних двох мегалінеаментних зон визначило, в основному, динаміку розвитку в мезокайнозої всіх інших лінеаментів меншого рангу на дослідженій території.

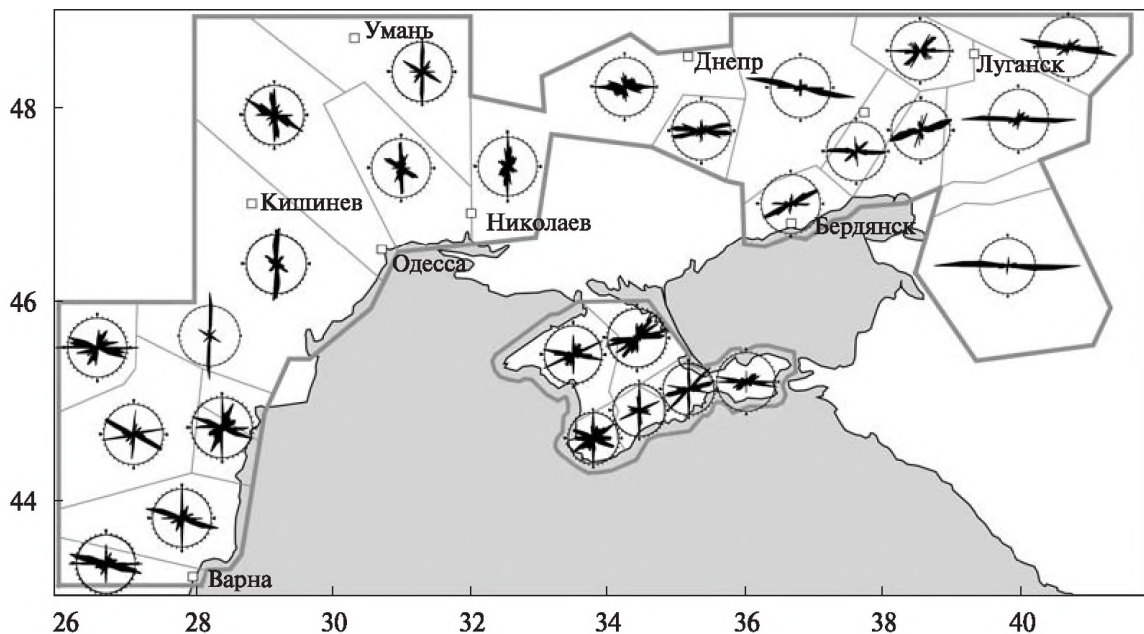


Рис.3.11. Схема тектонічної обстановки у вигляді роз-діаграм для Північного Причорномор'я. Виконані за участю автора у колективі відділу тектоніки та морської геоecології ДНУ «МорGeoЕкоЦентр НАН України».

Польові спостереження, аналіз картографічного і компілятивного матеріалу вказують на високу ступінь тектонічної активності (аж до теперішнього часу) і роздробленості території.

Успадкованість і фіксованість структурного плану розломних мереж Північного Причорномор'я протягом мезокайнозоя свідчить про малорухомі типі дислокацій і підтверджує традиційну для української геологічної школи розломнооблокову модель геодинамічного розвитку регіону.

Аналіз площадного розподілу тополінеаментів дозволяє проводити автоматизоване об'єктивне картування і районування території за типами структурних малюнків розломних мереж. Це має надзвичайно важливе

значення для встановлення закономірностей локалізації та структурної обумовленості проявів корисних копалин, зокрема вуглеводнів. Результати проведених робіт закладають основу розробки методики автоматизованого тектонічного і геодинамічного картування будь-яких ділянок земної поверхні або дна акваторій, покритих мережею супутникових радарних зйомок (SRTM, Aster GDEM, Cryosat 2).

Нові концепції піщаних масопереносних відкладів перероблених пісків привибійної зони справили великий вплив на традиційні концепції турбідитів. Руйнування відкладів поблизу кромки шельфу є частою причиною гравітаційних процесів на схилах. Процеси масопереносу, які включають ковзання, осідання і руйнування, демонструють пружні і пластичні властивості через високу концентрацію осаду (25-100% за обсягом). Токи мутності, які представляють поведінку в'язкої рідини з низькою концентрацією відкладень (1-23% за об'ємом), не є процесами масопереносу. Чотири загальних нижніх течії - термохалінної, вітряної, глибоководної і бароклінної. Відмітною ознакою масопереносних відкладів є їх тягові структури. Проте, осадові аспекти бароклінних течій, пов'язаних з внутрішніми хвилями і приливами, недостатньо вивчені. Єдиний надійний метод розрізнення специфічної фації накопичення осадів - детальне вивчення постаментних особливостей осадових порід в кернах і відслоненнях. Короткострокові події, які являють собою всього лише кілька годин або днів (наприклад, землетрусу, цунамі, тропічні циклони і т. п.), більш значучі для ініціювання відриву осадів, ніж періоди низовин на рівні моря, які можуть доводити матеріал тисячі років [15].

Сучасна кромка шельфу на глибині 200 м (в більшості випадків) є визначальною межею між мілководним і глибоководним середовищами (рис. 3.12). Оскільки нафтова галузь все більше переміщує розвідку в глибоководну сферу, щоб задовольнити зростаючий попит на нафту і газ, чітке розуміння глибоководних процесів має вирішальне значення для нафтової промисловості. У складних глибоководних середовищах, які

представляють собою споруди, від краю шельфу до континентального схилу, переважають процеси масопереносу і донних течій. Процес транспортування включає руйнування, зміщення і рух вниз по схилу під дією сили тяжіння. Континентальний схил забезпечує ідеальні умови для руйнування накопиченого матеріалу, тобто обвалу укосу схилу від краю шельфу. Після відриву пошкоджений осад переміщується вниз під ухилом під дією сили тяжіння, коли напруга зсуву перевищує міцність на зрушення.

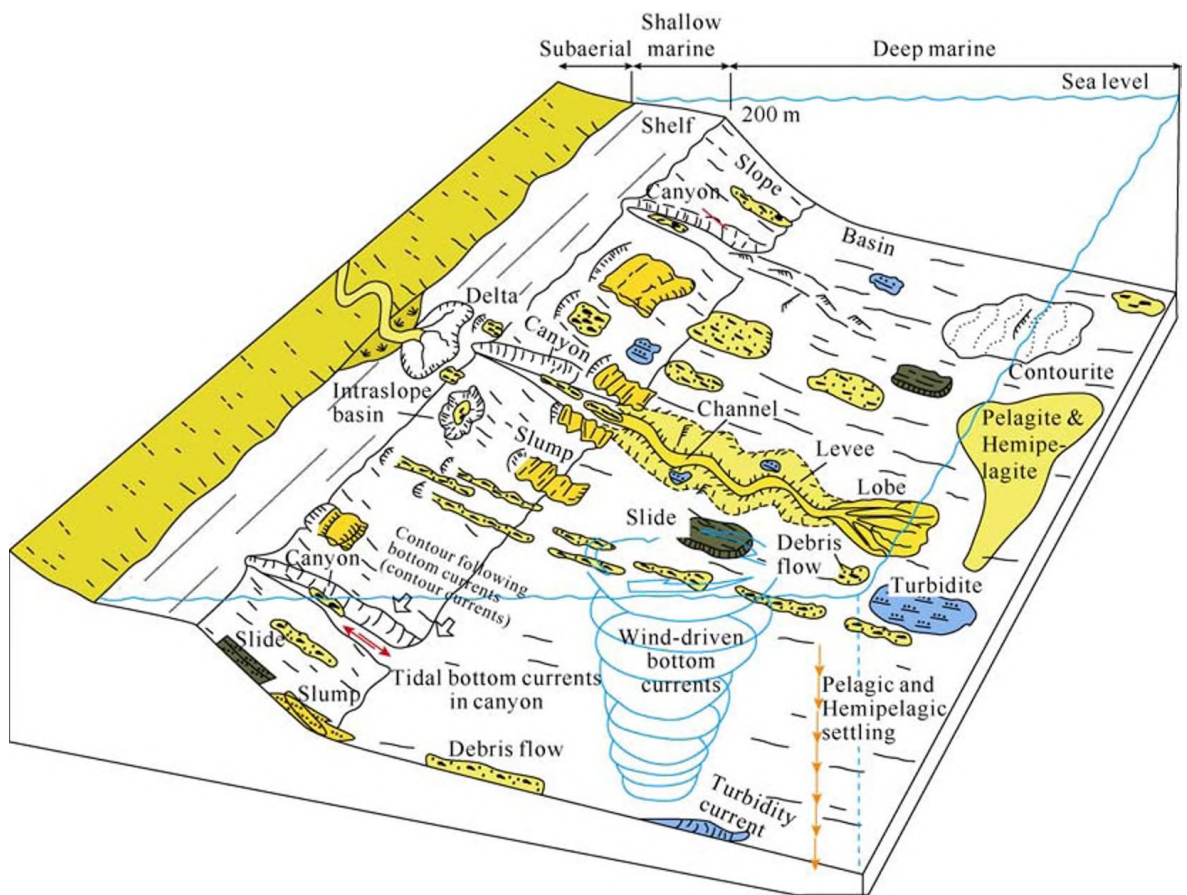


Рис.3.12. Загальна схема масопереносу відкладів від шельфу до глибоководної частини морів[20].

Термін «слайд» використовується як для процесу, так і для відкладів. Слайд має когерентну масу осаду, яка рухається вздовж плоскої площини ковзання і не виявляє внутрішньої деформації (рис. 3.13). Слайди представляють поступальні рухи поверхні зсуву. У звичайних овідслоненнях піщані гірки демонструють базальні первинні площини ковзання, зони базального зсуву, піщані і гравійні включення, внутрішні вторинні площини ковзання, внутрішні зміни площин і гострі верхні

контакти. Важливо відзначити, що деталі в масштабі геологічної карти, видимі на відслоненнях, але не можуть бути виявлені геофізично, в тому числі сейсмозвідкою. Підводні гірки можуть долати сотні кілометрів по континентальним схилах. Найбільші відстані переносу до 800 км для гірок були задокументовані на Норвезькому узбережжі. Підводні гірки звичайні у фіордах, тому що затоплені борта льодовикових долин круті і тому що швидкість осадження висока через насичених осадами річок, які виносять матеріал льодовиків у фіорди. Стіни підводних каньйонів також схильні до утворення гірок через їх круті ухили.

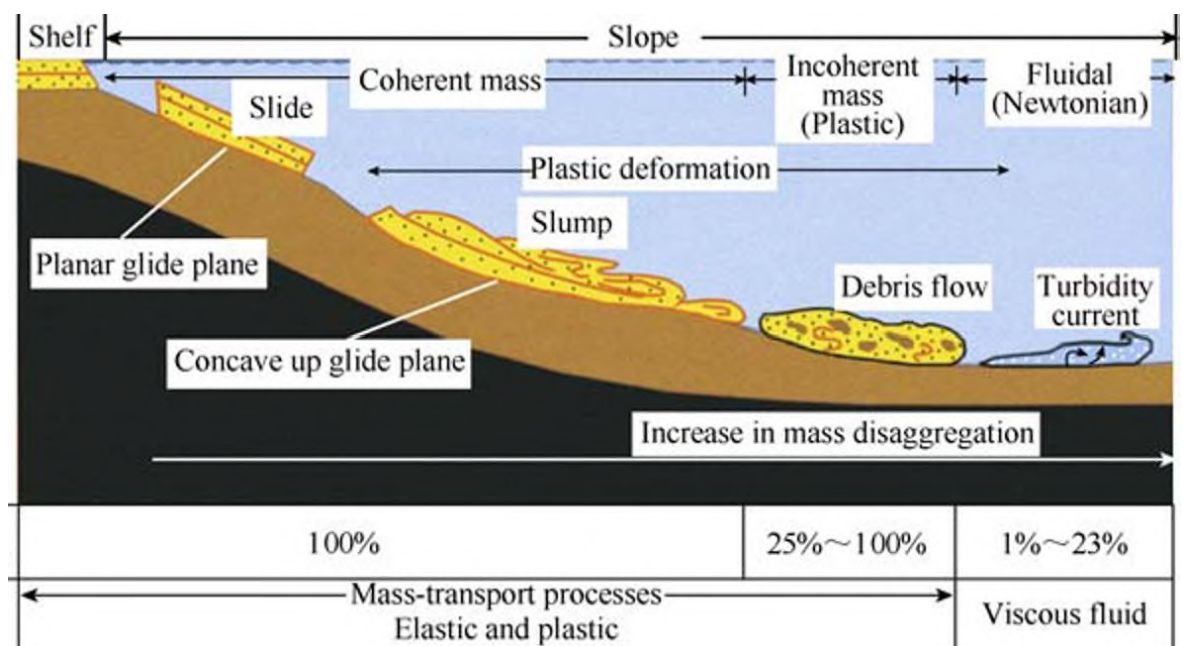


Рис.3.13. Схема різних типів переносу уламкового та кластичного матеріалу по континентальному схилу [15]

Термін «спад» використовується як для процесу, так і для відкладів. Спад – це когерентна маса осаду, яка рухається по ковзній площині ввігнутої форми і піддається обертовим рухам, що викликають внутрішню деформацію. Осади являють собою обертові рухи поверхні зсуву. Піщані спади характеризуються завдяки складчастим складкам, деформованим блокам, змішані з недеформованими шарами пісків різної ступені сортування з деформованими уламками з гострими верхніми контактами [15].

Мутьові потоки (або сміттєві) можна віднести до відкладів селевого потоку. Потік сміття є пластичний потік осаду з ламінарним станом, з якого відбувається осадження в результаті масового переносу. Терміни «потік сміття» і «масовий потік» використовуються як взаємозамінні, тому що кожен з них демонструє поведінку пластичного потоку з напруженою зсуву, розподіленім по масі. У селевих потоках міжзернові рухи переважають над

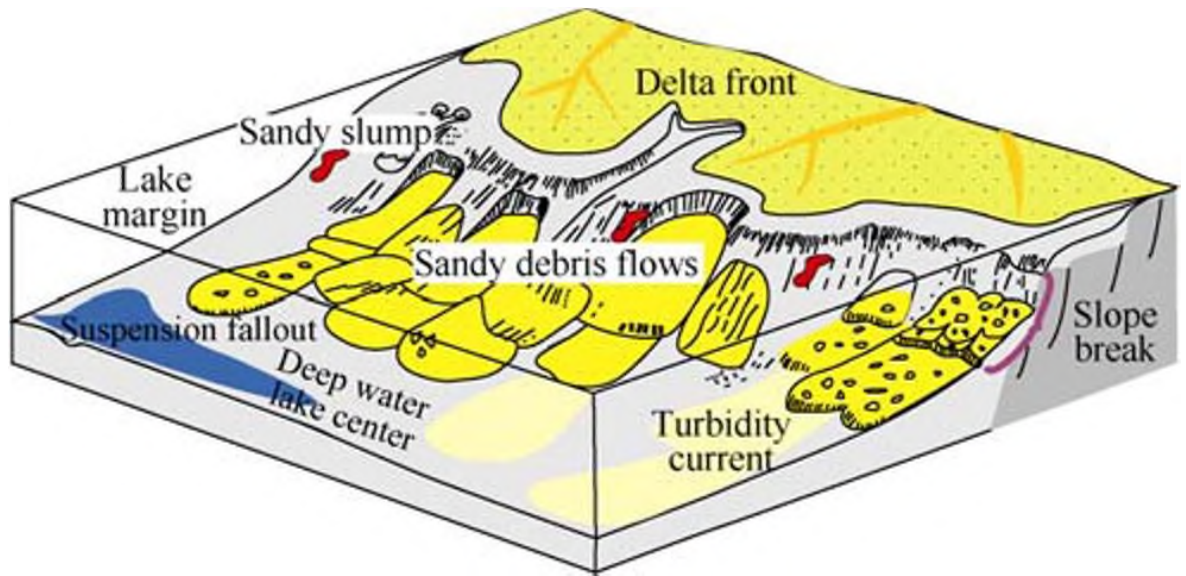


Рис.3.14. Схема переносу мутьовими та турбідітними потоками з шельфу на континентальний схил [20].

рухами поверхні зсуву. Потоки сміття можуть бути багаті брудом (тобто потоками брудного сміття), багаті піском (тобто потоками піщаного сміття) або змішаними типами. Піщані дебріти включають крупнозернисті масивні піски, гострі базальні контакти, зворотний градацію, плаваючі кварцові гранули, плаваючі уламки з аргілітів і армовані кульки з аргілітів, плоскі і випадкові уламкові породи, викривлені шари і гострі і нерегулярні верхні контакти. Термін «турбідіти» являє собою осад руху мутності. Мутний ток це потік відкладень з ньютонівської реологією і турбулентним станом, в якому осад підтримується турбулентністю і з якого відбувається осадження в результаті осадження суспензії. Токи мутності демонструють нестационарну і неоднорідну поведінку потоку. Мутьові потоки - це потоки стрибкоподібного типу. Загальні характеристики турбідітів: дрібнозерниста

структура від піску до пелліту, нормальна градація, гострий або ерозійний базальний контакти, поступовий верхній контакт, тонкі шари, зазвичай товщиною в сантиметри, і лістообразна геометрія в базальних умовах. На сейсмічних профілях і багатопроменевих батиметричних зображеннях при розпізнаванні турбідитів, неможливо розпізнати нормальну градацію товщиною в перші сантиметри [20].

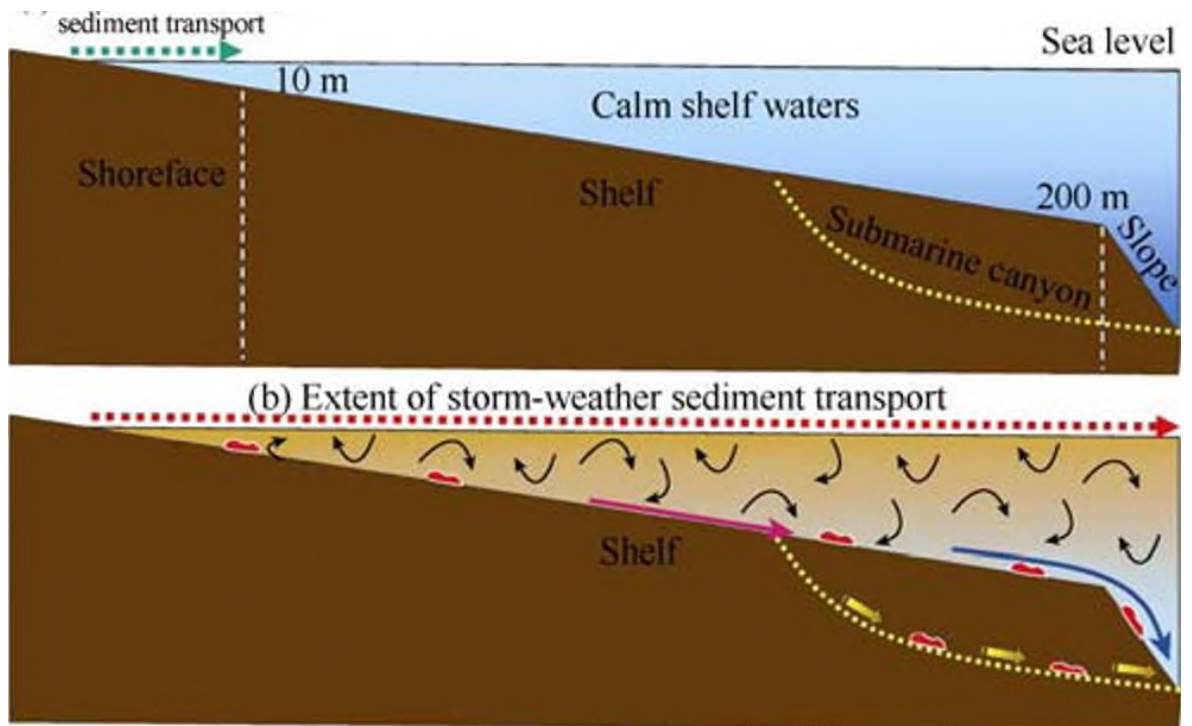


Рис 3.15. Схема переносу осадових порід під дією штормів і циклонів враховуючи підводні каньйони [20].

РОЗДІЛ 4.

ЛІТОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНОВИХ ТА НЕОГЕНОВИХ ПОРІД КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ ЧОРНОГО МОРЯ

На основі проведеного автором вивчення складу порід та результатів попередніх досліджень наведено літологічну характеристику кайнозойських дочетвертиних відкладів кримського континентального схилу.

Піднятий в ході науково-дослідних рейсів ДНУ «МорГеоЕкоЦентр» НАН України та Інституту Геологічних Наук НАН України матеріал, звіти та публікації за експедиції та додаткові літологічні дослідження дозволили виконати порівняльну характеристику палеоген-неогенових порід континентального схилу з одновіковими аналогами на півострові Крим та прикримському шельфі (Рис 4.1).

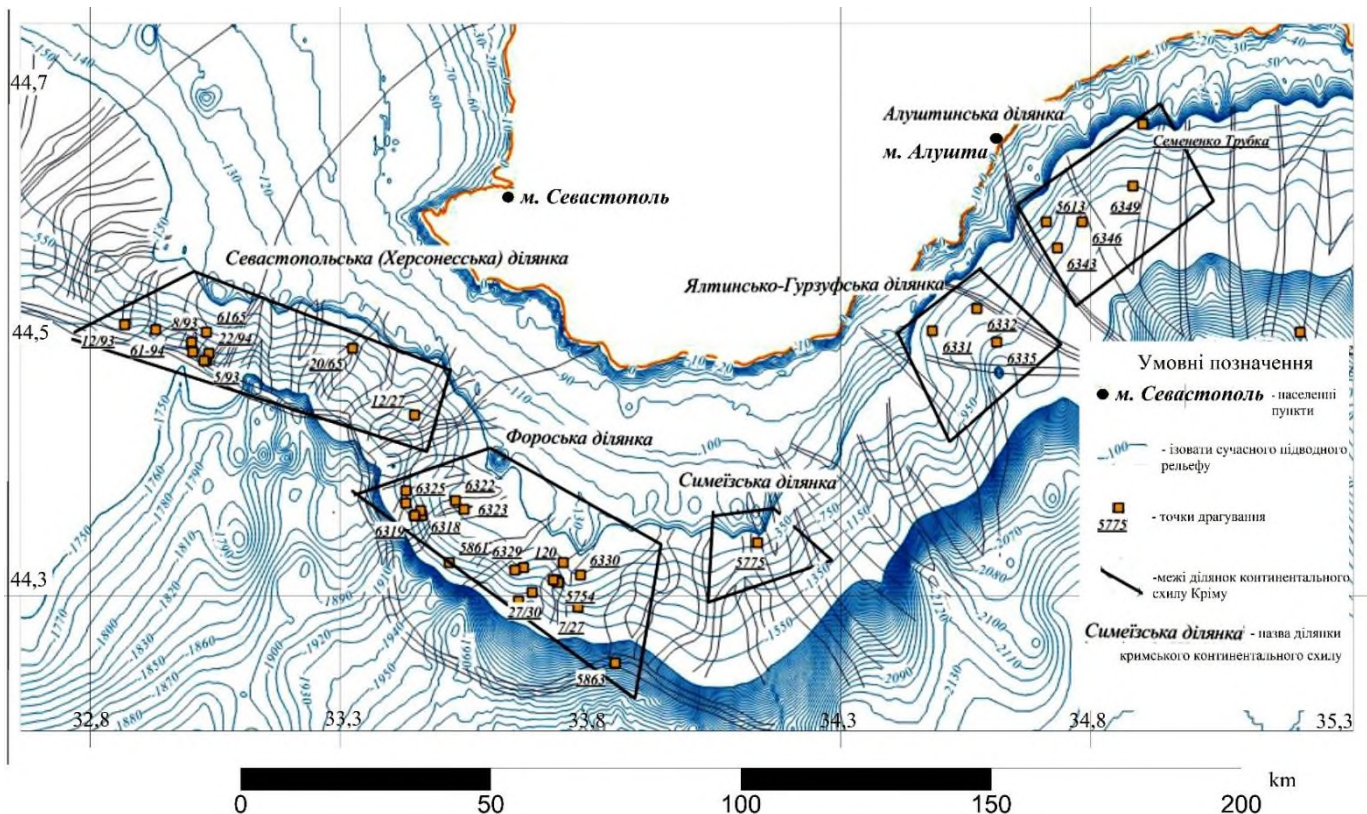


Рис.4.1. Карта фактичного матеріалу та опробування попередніх дослідників (Архангельський, Страхов, 1936; Семененко, Лопаренко, 1983; Маслун, Иноземцев, 1989) неоген-палеогенових порід кримського континентального схилу. Побудова виконана автором.

Палеогенові відклади

Відклади палеогенового віку континентального схилу Криму відзначені на морському продовженні Гераклеїського плато під його неогеновим чохлам, а також на південно-західному крилі Кримського антикліноρίου (Таб.1) на глибинах 700-1600 м. Континентальні аналоги розвинені в Кримських

Таблиця 4.1.

**Таблиця знахідок палеогенових відкладів
кримського континентального схилу**

Палеогенова система						
Відділ	Індекс	Горизонти	Літологічні типи порід	Точки	Глибини моря	Розповсюдження
Олігоцен-міоцен (Майкопські відклади)	Р ₃ -N ₁ mk	Планоробеллова світа Карлеутський горизонт	алевроліт, глини, пісковики і вапняки.	6318, 6320, 6323, 6330, 6332, 5863, 18/65	267 – 1842 м	Севастопольська (Херсонеська), Фороська і Ялтинсько-Гурзуфська ділянки
Еоцен	Р ₂	Сімферопольський Альмінський	глини, мергелі, вапняки.	6319, 6327, 6370, 5805, 5861.	437 – 1 585 м	Фороська ділянка
Палеоцен	Р ₁	Білокаменський Качинський	пісковики, алевроліт, вапняки і мергелі.	6318, 6319, 6325, 6329, 6365, 6370, 120, 5805.	864 – 1 529 м	Севастопольська (Херсонеська) ділянка

передгір'ях в районі Південно-Західного, Білогірського, Насипкойскої балки і Курського структурно-фаціальних районів з потужністю відкладів – 70 – 600 м. на північно-західному шельфі палеоген виділено, за матеріалами буріння, на західному закінченні Скіфської плити в Голіцинського структурно-фаціальних районі. Район розташований на захід від Тарханкутського півострова, і включає в себе підняття Голіцина, Шмідта, Гамбурцева, Сельського та Штормове [60]. Потужність порід в районі - до 1367 м. В Чорноморській глибоководній западині численними сейсмопрофілями були виділені два-три горизонти відбиття відповідні до палеоцен-еоценових поверхонь. Два верхніх простежено майже по всій площі району і за його межами. Настільки характерний сейсмосапис, місце в розрізі, співвідношення з нижче і вище розташованих горизонтів, дозволили геофізикам безпомилково розпізнати, навіть на окремих профілях, як палеоцен-еоценові поверхні. Тим самим підтверджується палеоцен-еоценовий вік потужної товщі (2-3 км, місцями 4-5 км), укладеного між горизонтами покрівлі еоцену і покрівлі мезозою [130].

Покрівля еоцену в западині занурюється від бортів до середини і йде на глибину більше 10 км. На бортах западини відзначається зменшення потужності, підняття вгору, майже повне виклинювання шарів палеоцен-еоцену і великі перепади в гіпсометричних положеннях покрівлі еоцену. Характер відкладів палеоцен-еоцену, прочитаний на тимчасових розрізах, характеризується як потужна, шарувата, майже горизонтально залягаюча осадова товща. Деякі горизонти сейсмопрофілювання прочитані як карбонатні пачки серед терригенних порід. Спектральний напівкількісний аналіз порід палеогену на кримському континентальному схилі показав схожість літо-фаціальних умов з аналогічними породами в Криму і на Північно-Західному шельфі. Як і в аналогах палеоцен-еоценові відкладення наближені до морських фацій відносно високих глибин, а майкопські відклади характеризуються підвищеним вмістом Ti, Zr, P, Ni, Cr, Sn, що по набору елементів і літологічним характеристикам наближене до

континентальних фацій прируслової мілини. Переважання поширення глинисто-піщанистих порід над карбонатними дає можливість визначити, що породи палеогену континентального схилу сформовані в умовах переважно терригенної седиментації.

Палеоценові відклади (P₁) Зустрінуті на глибинах 864 - 1 529 м. (Т.зн. 6318, 6319, 6325, 6329, 6365, 6370, 120 (4 рейс НДС «Київ»), 5805 (62 рейс НДС «Професор Водяницькій»)). У піднятих драгуванням породах виявлено комплекс форамініфер *Brotzenella praeacuta* Vassil., *Anomalinoides danicus* (Brotz.), *Reussella paleocenica* (Brotz.) *Brotzenella praeacuta* Vassil., *Cibicides reinholdi* ten Darn, *Subbotina nana* (Chal.), *Plectina conuergens* (Keller), *Eggerella stryensis* MJatl., *Vemeuillina mormonthensis* Ord., *Nodosaria affinis* Orb., *N. granti* Pleum., *Anomalinoides Ferns* (Schmitz.), *Cibicides proprius* Brotz., *Eponides toulmini* Brotzen, *Reussella paleocaenica* (Brotz.), *S. triensis* Plum., *Acarlnlna subsphaerica* Subb [66].

На підставі дослідження комплексу форамініфер зустрінутих у відкладах, вони з достатньою впевненістю в віковому відношенні віднесені до палеоценового періоду Білокаменського і Качинського горизонту які мають обмежене поширення в районі Гірського Криму в районі м. Севастополь та м. Білогірськ. Літологічно породи представлені пісковиками, алевролітами, вапняками і мергелями.

М е р г е л і сірі, світло-сірі, з білими включеннями кальциту, а також з темноцвітними ділянками кремнію. Текстура однорідна з великим вмістом форамініфер. Карбонатні (до 60%), глинистого речовини до 30%. Уламкових частина представлена органічними залишками і піритом. В одному зі зразків пірит зустрічається окатаний і в зростках.

В а п н я к и сірі і світло-сірі до білих, щільні, міцні, з прожилками кальциту. Зустрічаються у вигляді жовна з темноцвітними ділянками. Зміст CaCO₃ в межах 85-97%, глинистий матеріал ділянками до 10%. Структура алевропелітова з елементами оолітових, з реліктової органічною. Основна маса мікрозерниста. Алевритова домішка представлена в

основному кварцем (10%), розмір зерен від 0.02 до 0.05-0.1 мм. Поодиноких зерна глауконіту і гідроксиди заліза.

П і с к о в и к и середньо і дрібнозернисті, кавернозні, зі слідами вилуговування, щільні, світло-сірі зеленувато-сірі. Зустрічається у вигляді гальки в неогенових глинистих породах. Структура нерівномірнозерниста, псамітова. Розмір уламкових зерен коливається від 0,02 до 0.17 мм (переважають зерна розміром 0.04-0.07 мм), псаммітові уламки розподілені в породі нерівномірно. За речовинним складом пісковики поліміктові. Кварц (27-30%) неправильної форми, нерідко деформовані. Плагіоклази (8-10%) призматичної форми, доброму стані, в незначній мірі схильні до вторинних змін, головним чином по тріщинках. Слюди: поодинокі зерна біотиту і мусковіту.

А л е в р о л і т и макроскопічно схожі з зустрінутими одновіковими пісковиками, відрізняються меншими розмірами зерен – 0.02-0.06 мм. Цемент базальний, з елементами роз'їдання, глинисто-карбонатного складу. Кількість кварцу і плагіоклазів нижче, ніж в пісковиках. Форми зерен кварцу і плагіоклазів подібні аналогічним в пісковиках того ж віку. До 25% породи можуть складатися з уламків раковин форамініфер.

Еоценові відклади (Р₂) підняті на Фороській ділянці зі станцій 6319, 6327, 6370, 5805, 5861 (глибини моря 437-1 585 м). У породах був визначений комплекс форамініфер *Acarinina pentacamerata* Subb., *Clobigrinella ex gr. voluta* (White), *Shiphonina kaptarenkae* Krajeva, *Globigerina* sp., *Bolivina* sp., *Lenticulina* sp., *Marginulina mexicana* Cushm., *Globulina ex gr. gibba* Orb., *Gyroidyna* sp., *Alabamina wilcoxensis* Cushm., *Asterigerina cf. stelligera* Krajeva, *Anomalinoides danicus* (Brotz.), *Cibicides ventratumidus* Mjatl., *Coleites crispus* Vass., *Globigerina varianta* Subb., *Globorotalia* sp., *Acarinina pentacamerata* Subb., *Acarinina* sp., *Ammodiscus incertus* Orb., *Textularia ex gr. carinatiformis* (Moroz.), *Gaudryina* sp., *Nodosaria grandis* Rss., *N. sp.*, *Lenticulina cf. laticostata* Tutk., *L. sp.*, *Robulus inornatus* (Orb.), *Dentalina* sp., *Globulina gibba* Orb., *Ramulina* sp.,

Gyroidinoides soldanii (Orb.), *Eponides umbonatus* Rss., *Alabamina almaensis* (Sam.), *Brotzenella acuta taurica* (Sam.), *Anomalina affinis* (Hantk.), *A. granosa* (Hantk.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. westi westi* Howe, *Nonion* sp., *Nonionella* sp., *Bulimina ovata* Orb., *B. sp.*, *Angulogerina wilcoxensis* Cushman., *Globigerina bulloides* Orb., *G. ex gr. eocenica* Terq., *Globorotalia* sp., *Acarinina crassaformis* (G. et W.) [334,339]. Вивчений комплекс форамініфер дозволив виділити породи еоценового відділу Бахчисарайського, Сімферопольського і Альмінського горизонтів. Такі ж породи розкриті свердловинами або знаходяться в відслоненнях в районах м. Севастополь та м. Балаклава Південно-Західного структурно-фаціальні району, а також на північно-західному шельфі на Голіцинському структурно-фаціальному районі [66, 67].

Г л и н и щільні, масивні, зеленувато-сірі, сірі, однорідні, практично без домішок. Структура пелітовими. У незначній кількості (до 10%) міститься домішка тонкозернистого карбонатного матеріалу.

М е р г е л і сірі, світло-сірі, щільні. Зміст CaCO_2 межах 69-74%. Порода є тонкодисперсну суміш глинистого і карбонатного матеріалу. Зерна алевритової домішки представлені кварцем (до 10%). Форма зерен кутаста, неправильно ізометрична. Зустрічаються білі включення до 1 мм представлені кальцитом.

В а п н я к и від сірих до сірувато-білих, білих і рожеві, щільні, щодо міцні. За змістом піщано-алевритової домішки виділяються піщанисті і піщанисто-алевритові вапняки. Зустрічаються з кавернозними формами, з пустотами вилуговування, заповнені щіточками кальциту, відзначені уламки раковин. Зміст CaCO_2 – 71-98%. Структура органогенна, уламково-органогенна, рідко псаммітова, алевритова, реліктова, органогенна. У вапняках відзначені зерна кварцу (2-10%) ізометричної та кутастої форми, мілколусочна слюда, в тому числі біотит (5-10%), гідроксиди заліза (до 5%), глинистого матеріалу (ділянками близько 10%). Органічні залишки

представлені уламками раковин форамініфер, спікулами губок, остракодами розміром від 0.03 до 0.05 мм.

Майкопський (олігоцен-міоценові) ($P_3 - N_{1mk}$) відклади підняті на станціях 6318, 6320, 6323, 6330, 6332, 5863, 18/65, (глибини моря від 267 до 1842 м).

У породах виявлені спікули губок і комплекси форамініфер: *N. sp.*, *Lenticulina sp.*, *Robulus aff. crassus (Orb.)*, *Valvulineria sp.*, *Gyroldina sp.*, *Cibicides amphisyliensis (Andr.)*, *Florilus sp.*, *Caucasina schischkinskyae (Sam.)*, *Uvigerinella ma-jcopica Krajeva*, *Trifarina bradyi Cushman*, *Bolivina cf. budensis (Hantk.)*, *B. cf. danvillensis H. et W.*, *Brizalina mississippiensis Cushman*, *Guembelina gracil-lima (Andr.)*, *Globigerina brevispira Subb.*, *Globorotalia cf. Hexacamerata*, *Porosononion martkobi (Bogd.)*, *Bolivina sp.*, *Uvigerina sp.*, *Globigerina brevispira Subb.*, *Hastigerina evoluta (Subb.)*, *Subb.*, *Gl. sp.*, *Brizalina mississippiensis (Cushman)*, *Cibicides amphisyliensis (Andr.)*, *Globigerina brevispira Subb.*, *Quinqueloculina gracillima (Andr.)* [70,62,64,134]. Комплекси форамініфер дають можливість віднести ці відкладення до планоробеллової світи і карлеутському горизонту нижнього олігоцену. Майкопська серія має широке поширення на території всього Криму. Потужності відкладів комплексу на Керченському півострові, Прикерченському шельфі (Індоло-Кубанський прогин) до 4000 м з найбільш повним розрізом, в Рівнинному Криму у 900м, в Азовському морі в 800м, в Північному і Західному Причорномор'ї значно скорочена (1000-100м), розріз неповний, в глибоководних западинах прогнозовано до 6000 м. Відкладення відсутні в найбільш піднятій частині Новоселівського, Сімферопольського підняття рівнинного Криму, в центральній частині Кримського передгір'я і на деяких структурах Тарханкутського та Керченського півостровів. Відклади розкриті на позитивних структурах шельфу і вивчалися по керну, перш за все на підняттях Голіцина, Шмідта, Іллічівському та добре вивчені на решті території по каротажу і сейсмічними профілями [122]. Для глибоководної частини, по геофізичним

даним, характерно, що покрівля олігоцен-нижнього міоцену повсюдно полого нахилена від бортів западини до її середині. Крутизна і розмах нахилу різні; великий перепад (більше 2 км) спостерігається в перегибах покрівлі від північно-західного шельфу в Західно-Чорноморської западини. Поблизу Криму він перевищує 3-3,5 км. Найбільш потужна товща відкладів знаходиться в западині, [363], потужностями до 4-5 км, уздовж південної границі глибоководної западини більше 4,5 км. У бортах западини відзначається зменшення потужностей товщі. Відклади є основним матеріалом викидів глибоководних грязьових вулканів в межах континентального схилу.

А л е р о л і т и сірі, місцями буро-сірі, середньої міцності (ділянками дуже міцні). Часто мергелясті. Каоліністі. Глинистої фракції до 40%. Зміст CaCO_3 до 30%. Уламковий матеріал представлений ільменітом, піритом (часто в зростках з органікою), цирконом. Поодинокі зерна кварцу, гематиту. Розмір уламків до 0.1 мм.

Г л и н и масивні, щільні від світло-до темно-сірих, рідше буро і зеленувато-сірі, алевритисті, карбонатні. Структура алвропіллітова. Основна маса слюдисто-каолінітова. Алевритового фракція представлена уламковими зернами кутастого кварцу (розмір 0.02-0.1 мм) становить до 10%. З акцесорних мінералів присутній магнетит біотит, пірит, циркон (розмір до 0.1 мм).

П і с к о в и к и світло-сірі, масивної текстури з шорсткими поверхнями без ознак вивітрювання, дрібно-середньозернисті. Щільні, доломітізовані, зустрічаються з високим вмістом глауконіту, слабосортовані. Слюдисто-каоліновий цемент. Уламкових частина представлена монацитом, рутилом, магнетитом, псевдоморфоз піриту з органікою, цирконом, сульфідами заліза, необкатаного турмаліну зі слюдою. Варто зазначити що у великій кількості виявлені, так звані, магнітні кульки, а також кулясті кристали піриту і майже правильні зерна кварцу.

В а п н я к и зі слідами вилуговування, світло-сірі, плитчасті, перекристаллізовані. Мають криптокристаллічну структуру, можливо сформовані з черепашника. Це криптозернисті, мармурозовані доломітові вапняки. Склад карбонатний (до 40%), поодинокі зерна кварцу, хлорит. Текстура – строката за рахунок строкатого розподілу глинистого матеріалу. Теригенна складова представлена кварцем, магнетитом, монацитом, сульфідами заліза, зростками кристалів піриту, апетитом. Знайдено поодинокі зерна магнітних кульок. Виявлено в зоні викидів діючого грязьового вулкана.

Неогенові відклади (N).

Неогенові відклади зустрінуті практично у всіх районах континентального схилу на глибинах від 287 до 1 700 м. Найбільш часто зразки цього віку піднімаються драгуванням разом з четвертинними мулами і крейдовими глинами. Неоген розкритий практично всіма свердловинами в Криму і на шельфі Чорного моря. Потужність відкладів від десятків-сотень метрів на північно-західному шельфі Чорного моря, суші, Азовському морі до кількох сотень і тисяч метрів на континентальному схилі, глибоководних западинах Чорного моря і Індоло-Кубанському прогині. Верхньоміоцен-пліоценові відкладення були розкриті свердловинами глибокого буріння в глибоководній западині Чорного Моря буровим судном «Гломар Челенджер» свердловинами 380 і 381.

Міоценові відклади

Міоценові (нерозчленовані) (N₁) відклади підняті на Фороській і Ялтинско-Гурзуфській ділянках, на станціях 6329, 6330, 6335, 6163, 6164, 12-93, 6/27 (глибини моря 287-1254 м) і представлені пісковиками, вапняками і глинами (Таб.4.2).

П і с к о в и к и середньо- і дрібнозернисті (0.1-0.5 мм), темно-сірі, міцні, слабо слюдисті, ділянками з плямистою і тонкошаруватою текстурою, зі слабо вираженою сланцюватістю. Структура нерівномірно зерниста,

псамітова, часто алевритиста. Розмір уламкових зерен коливається від 0.02 до 0.22 мм, іноді досягає 0.5-0.6 мм. По складу теригенної складової вони поділяються на польовошпатово-кварцові, слюдисто-польовошпатові-кварцові і слюдисто-кварцові. Кварц (25-30%) у вигляді зерен ізометричної і кутастої форми, зі звичайним і хвилястим згасанням. Плагіоклази (до 20%) призматичної форми, доброго стані. Слюди (близько 10%) представлені лусочками мусковіту і біотиту. Аутогенні мінерали рідкісні, це головним чином глауконіт, який утворює на великі скупчення ізометричної форми розмірами 0.04-0.08 мм. Цемент базальний (55-65%), ділянками порові, глинисто-карбонатного складу. Зміст гідроксидів заліза становить 3-5%.

Г л и н и темно-сірі, слабоалевритисті, слюдисті, з дзеркалами ковзання, безкарбонатні, з добре вираженою шаруватістю, вираженої чергуванням шарів (до 2 мм) збагачених алевритовим матеріалом. Алевро-піллітової структури. Алевритова домішка представлена уламковими зернами кварцу, в поодиноких випадках – польового шпату. У породі присутні поодинокі зерна глауконіту і кальциту. Матриця породи – слюдисто-каолінового складу.

В а п н я к и щільні, кріптозернисті, буро і світло-сірі. Зміст CaCO_3 коливається в межах 82-92%. Структура мікрозерниста. Кількість алевритової фракції, що складається з кутастих зерен кварцу і лусочок мусковіту, не перевищує 5%. Розмір алевритових включень коливається від 0.02-0.07 до 0.13-0.2 мм. Зміст гідроксидів заліза – 5-10%.

Відклади тарханського регіурса (N_{1tr}) виявлені на Алуштинській ділянці схилу, на станціях 6346 і 6349,40-94, 41-94, 12/27 (на глибинах 1480-1507 м). У породах виявлені форамініфери: *Sigmoilina tenuis* (Czjaek), *Lagena palgaris* Will., *Cibicides austriaca* Orb., *Bolivina aff. dilata* Reuas, *B. cf. akneriensis*; *Loguembelina gracillima* (Ante.), *Globigerina tarchanensis* Subb. et chutz ma ostrakodu, (*Leptocythere ex.gr. daedalea* (Heuss)), *Globigerina tarchanensis* Subb. et Ohutz., *Globigerina microstoma* Cita et PzeajoH Silva., *Globigerinella evoluta* Subb., *Nonion bogdanovlcz i Volosch.*, FI, *Globorotalia*

sp., *Sprtltella*. *Cythereis caucasica* Schn., *Cytherideis cf. broniana* Lukis, а також луски риб і діатомові водорості [70,62,64,334]. Склад вивченого комплексу

Таблиця 4.2
Точки знахідок міоценових відкладів
кримського континентального схилу Чорного моря

Неогенова система						
Відділ	Горизонт	Індекс	Літологічні типи порід	Точки	Глибини моря	Розповсюдження
Міоцен	Меотичний	N _{1m}	Вапняки сірі зі слідами вилуговування	61-94	1700 м	Севастопольська(Херсонеська) ділянка
	Сарматський	N _{1s}	Вапняки сірі, черепашково-детритові	21-94, 22-94, 39-94, 61-94	1700 – 1730 м	Севастопольська (Херсонеська) ділянка
	Конкський	N _{1kn}	Глини темно-сірі, грудкуваті.	61-94, 20/65, 27/30	756-1700 м	Фороська ділянка
	Чокракський	N _{1ck}	Вапняки сірувато-білі, глини темно-сірі.	6343, 46-94, 5862, 3/27, 12/27, 27/30, 20/65	783 – 1452 м	Севастопольська (Херсонеська) і Фороська ділянка
	Тарханський	N _{1tr}	Алевроліти, глини, пісковики.	6346,6349,40-94, 41-94, 12/27	1480 – 1507 м	Алуштинська ділянка
	Міоцен нерозчленований	N ₁	Пісковики темно-сірі, алевроліти сірі і глини палієво і темно-сірі.	6329, 6330, 6335, 6163, 6164, 12-93, 6/27	243 – 1324 м	Фороська і Ялтинско-Гурзуфська ділянки

дозволяє говорити про приналежність цих відкладів до тарханського регіоярису. У Криму відомо поширення тарханських відкладів в районах мису Тархан на Керченському півострові (стратотипічний розріз), південного заходу мису Фіолент (район Севастополя) [76,77].

Тарханські відклади простежуються і вздовж Парпачьського гребеня, а на північ від нього вони розкриті рядом свердловин. На захід від мису Тархан, потужність тарханських відкладів поступово зменшується і вони

виклинюються. Комплекси молюсків і форамініфер дають підставу припустити, що Тарханській басейн був глибоководним, а його солоність наближалася до океанічної. Стратиграфічно він займає положення між майкопською серією та Чокракським горизонтом, залягаючи в підосві середнього міоцену. На шельфі породи горизонту встановлені на Голіцинському піднятті, а також підняттях Сельського, Іллічівського та Шмідта. Найбільш вивчені тарханські породи на шельфі вивчалися на піднятті Голіцина, де розріз вивчався по керну і охарактеризований фауною форамініфер і остракод [76]. Потужність цих відкладів становить 30 м і 50 м в свердловинах Голіцина-4 і Шмідта-25 відповідно, товща залягає зі стратиграфічною перервою на олигоцен-ніжньоміоценових глинах.

П і с к о в и к и темно-сірі, рідше сірі і світло-сірі, із слабким буруватим відтінком, дрібно і середньозернисті, середньої міцності. Структура нерівномірно зерниста, псамітова. Розміри уламків зерен коливається в межах 0.13 – 0.25 мм, зрідка досягає 0.63 і 1.4 мм. Зерна розподілені в породі нерівномірно. По складу теригенного матеріалу породи діляться на польовошпат-кварцові і слюдисто-полешпат-кварцові. Кварц (35-75%) неправильно ізометричної, рідше подовженої форми. Плагіоклази (10-15%) призматичної форми у добромому стані. Слюди (до 5%) представлені мусковітом і біотитом зігнутої форми. Гідроксиди заліза (до 5%) розвинені як агрегатні скупчення округлої форми. Цемент базальний (60%), ділянками порові. Склад карбонатно-глинистий (карбонати до 90% цементу).

А л е в р о л і т и сірі до темно-сірих, дрібнозернисті, піщанисті, озалізнені. Мікротекстура тонкошарова, плямиста. Структура алевритова, ділянками алевропілітова. Розміри уламкових зерен від 0.01 до 0.2 мм, зрідка досягає 0.3 – 0.4 мм. Піщана домішка становить десяті частки відсотка (лише в одному випадку їх склад сягає близько 30%). По складу теригенного матеріалу алевроліти відносяться до слюдисто-кварцових порід. Характерною рисою є повна відсутність або, в окремих випадках, незначна кількість (від одиничних зерен до 2%) польового шпату. Кварц (40-55%) у

вигляді зерен неправильної ізометричної, рідше незграбної форми. Сліди (3-7%) представлені малолусочним (розмір лусочок 0.02-0.05 мм) мусковітом і біотитом. З акцесорних мінералів відзначений сфен, з аутигенних – рідко зустрічається в породі глауконіт. Зміст гідроксидів заліза коливається в межах 5-10%. Цемент базальний (40-55%) глинисто-карбонатного складу. Вміст карбонатів у цементі коливається в межах 13-30%.

Г л и н и щільні, пластичні, масивні, палієво- і темно-сірі з зеленуватим відтінком. Структура пелітова. Алевритового домішка, зміст якої досягає 2-3%, складається з уламкових зерен кварцу, лусочок біотиту. Розмір алевритових включень досягає 0.02 мм. Основна маса – слюдисто-карбонатна.

Відклади Чокракського регіоярису (N₁čk) виявлено на станції 6343, 46-94, 5862, 3/27, 12/27, 27/30, 20/65 (глибини 1200-1452 м). Породи представлені вапняками і їх піщанистими різновидами, а також глинами. У них виділяються форамініфери: *Spiroplectamina sp.*, *Quinqueloculina akneriana*, *Lenticulina inornate*, *Discorbis sp.*, *Porosonomon ex gr. subgranosus*, *Globigerinella evoluta*, *Elphidium macellum*, *Chilognebelina gracillima* [70,62,64,34]. Цей комплекс дозволив зафіксувати на схилі чокракські відклади. У Криму відклади Чокракського горизонту, досить широко розвинені і описувалися на узбережжі озера Чокрак, в районі мису Фіолент, Індольського прогину, Альмінської западини, На північ від Севастополя, Сімферополя та Білогірська, уздовж Передгірної гряди і в північному Присиваші [60,64]. За матеріалами буріння відомо про відсутність чокрацьких відкладів на Новоселівському піднятті і на півдні Тарханкутського півострова, пов'язано це декількома перемивами в неогеновий і четвертинний час [61]. Перемиви спостерігаються і в центральній частині рівнинного Криму, і на південь від Каркінітської затоки. На північно-західному шельфі породи чокракського віку розкриті свердловинами на піднятті Голіцина на інтервалах 400.0-420.0 м.

Вапняки сірувато-білі до білих, масивні, рідше пористі. Зміст CaCO_3 в вапняках становить 87-90%, в піщанистих різновидах – 60-65%. Основна маса кріптозерниста. Структура - кріптозерниста. Розмір зерен алевритової розмірності, представленої уламковими зернами кварцу і лусочками слюди, коливається від 0.03 до 0.2 мм. Вміст кварцу становить 3-5% в вапняках і 15-20% в їх піщанистих різновидах. Вміст глинистого матеріалу в останніх – 10-25%. Гідроксидів заліза до 5%, для обох різновидів.

Глини темно-сірі, щільні, пластичні, в'язкі. Алевро-піллітова структура. Зміст домішок до 5% представлена зернами кварцу до 0,05 мм. Зміст CaCO_2 до 10%. У уламкової частини фіксуються поодинокі зерна кварцу і органігенні залишки. Гідроксидів заліза до 5%

Відклади конкського (N_{1kn}) ярусу були виявлені в районі Фороського виступу на точках 61-94, 20/65, 27/30 (глибини 756-1700 м). за комплексом форамініфер: *Quinqueloculina consobrina* Orb., *Flintina corporatei* Bogd., *Eponodes* sp., *Nonion* sp., *Porosonion sugranosus* Egg., *Cibicides honkensis* Krash., *Elphidium fichtellianum* (Orb.), *E. macellum* (F. el M.), *Iivigerina asperula* Cz., *Globigerina bulloides* Orb., *Comuspira plicata* (Cz.), *Globulina gibba* Orb., *Discorbis imperatorius* (Orb.), *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Melonis soldanii* (Orb.), *Florilus boueanus* (Orb.), *Globigerina bulloides* Orb., *Ammonia beccarii* (Orb.), *Elphidium angulatum* (Orb.), *E. incertum* (Will.), *Bulimina elongata* Orb., *Bolivina dilatata* Rss [62,64,134], що дозволяє віднести ці породи до конського горизонту середнього міоцену. У сухопутній частині Криму конкські відклади залягають вище порід караганського віку і перекриваються ніжньосарматськими. Породи поширені на всій території Криму. У місцях відсутності (Тарханкутський півострів) чокрацьких відкладів неузгоджено залягає на нижчих породах палеогену або неогену. На шельфі відклади відомі на піднятті Голіцина (скв.Голіцина-6) в інтервалах 383.0-390.0 м [60].

Г л и н и темно-сірі, пластичні, грудкуваті. Структура алевро-пілітова. Алевритового складова представлена дрібними зернами кварцу і лусочками слюди (біотиту, мусковіту). У породі зустрічені кристали глауконіту і кальциту.

Сарматські відклади фіксуються на Ломоносовському підводному масиві і Сімферопольській (Херсонеській) ділянці на точках 21-94, 22-94, 39-94, 61-94 (глибини 1700-1730 м) (Рис.4.2). Охарактеризований численними

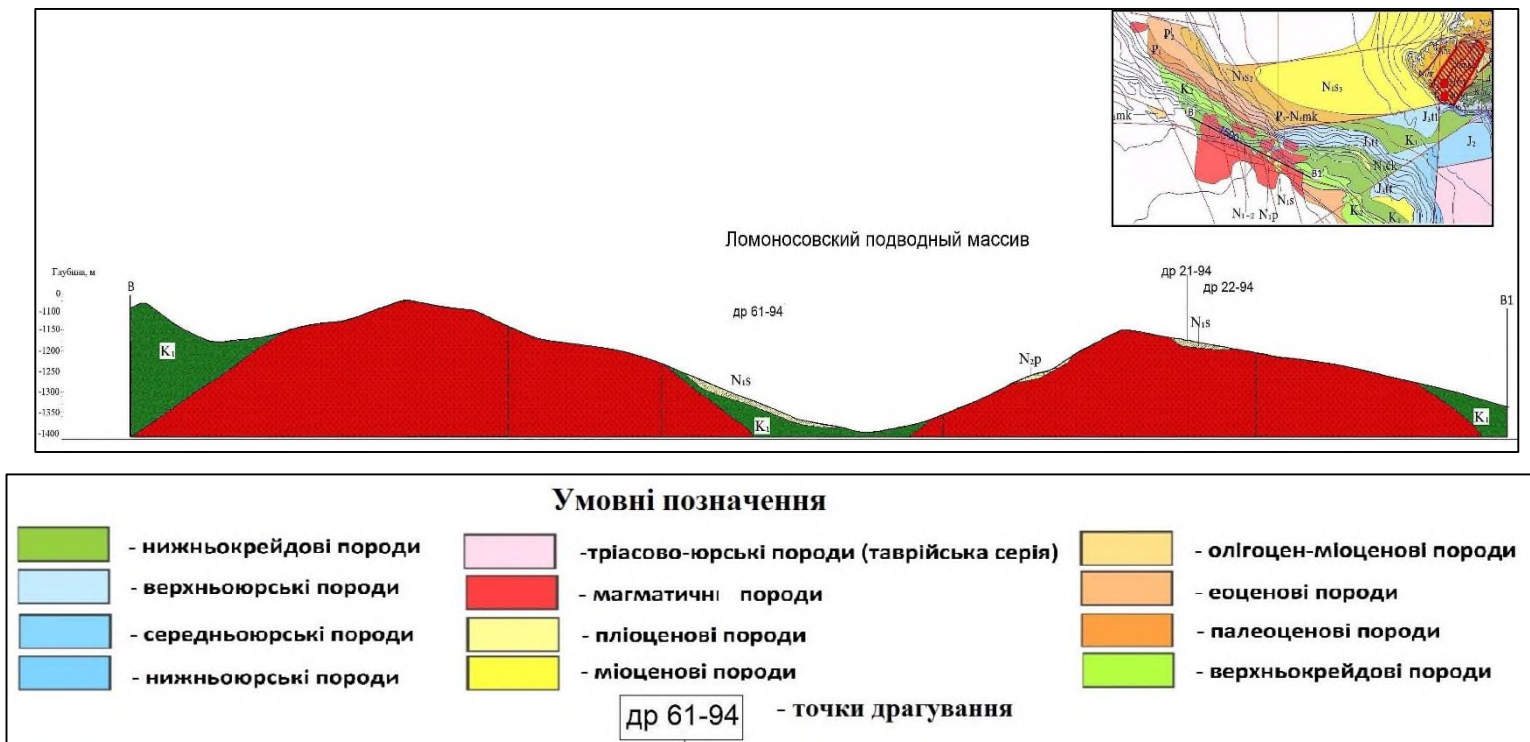


Рис.4.2. Розріз для сарматських порід на ломоносовському підводному масиві. Автор: Шураєв І.М.

видами *Quinqueloculina consobrina consobrina* Orb., *Q.oonsona earmatica* Gerke, *Q.reusai* (Bogd.), *Q.longuscola* Did., *Q.basis* Orb., *Q.voloeohinovae* Bogd., *Q.oollaris* Gerke et Гвзаева, *contorta* (Orb.), *Q.earmatica typica* Karrer, *Sigmoilina tenuis* (Orb.), *Nonion bogdanowiezi* Volosh., *Quinqueloculina odessae* Did., *Q.snguatloris* Bogd., *Q.cf.arcuata* (Did. et Gudina), *Q. eonsobrina* (Orb.), *l iingeriane* Orb., *Nonion bogdanowiczl* Volosh., *Astronoalon hamadaensia* Asano, *Ammonia beccarli* (L.), *Cyclamina* sp., *Ilpidium mirandum* (Krash.), *E.crispum* (L.), *E.regina* (Orb.),

Gloiiadrina dehlscens (Chap. Pazz. et Coll.), *L.cellula* Liv., *L.mironovl* (Schn.), , *Paracytherois tenerum* Br., *Xestolliorls implumia* (Mand.). *Guembelina gracillima* (Andr.), *Globigerina sp.f Itlcldes sp.*, *Eissurina sp.*, *Loxooncha elchwaldli r.*, *Condon combibo* Liv., *C. aff. olevina* Schn [64]

За цими комплексами форамініфер, остракод і двостулкових моллюсків стратифіковані сарматські відклади. Сарматські відклади поширені на всій території північного шельфу Чорного моря. Відклади встановлені на значній частині північно-західного шельфу і в глибоководній частині Чорного моря. В результаті геофізичних робіт також було встановлено, що в шельфовій зоні поверхня сарматських утворень плавно занурюється з північного заходу на південний схід – від -4 м. Поблизу гирла Дністровського лиману до -240 м. І глибше на широті м. Севастополь. [120]

Породи нижнього сармата зустрічаються в Криму на Тарханкутському півострові, в Третій гряді Кримських гір і на Керченському півострові. Відслонення виявлено на Керченському півострові і на півдні Рівнинного Криму. На Тарханкутському півострові нижній сармат представлений мілководними утвореннями – шаруватої товщею дрібнозернистих пісків і пісковиками з прошарками вапняків і глин, які вище по розрізу заміщені зеленувато коричневими глинами.

Потужність нижнього сармата в Рівнинному і Гірському Криму досягає 20 м. Для сходу Керченського півострова характерні темні глини з потужностями до 40м. У західній частині півострова – товщі темно-сірих до чорних шаруватих глин, потужністю до 249 м [65].

По даним звіту ПРГП Причорноморгеології 2006р [75] середній сармат поширений на Тарханкутському півострові, північному схилі Третьої гряди Кримських гір і на Керченському півострові. З нижнім сарматом породи середнього сармата пов'язані поступовими переходами. Сарматські відклади встановлені в глибоководній западині. Вони представлені нижнім і середнім об'єднаними (N_{1S1-2}). Це глини, мергелі, вапняки з *Cerastoderma plicatum plicatofittoni* (Sinz.), *Mastra vitaliana* Eichw, піски, нижче перешарування пісків з

вапняками і глинами потужністю 240 м, а також середнім і верхнім регіоярусами об'єднаними (N₁S₂₋₃) у західних берегів Криму (Тарханкутський півострів, шаруваті вапняки, оолітові, вапняки з прошарками мергелів з *Mastra caspia Eichw.*, *M. bulgarica Toula*, мергелі, глини, піски, потужність 220 м). Верхній подрегіоярус (N₁S₃), розвинений у західних берегів Криму – від 0 м на урізі води до моря -50 м. Максимальна розкрита потужність сарматських відкладів на шельфі становить 10,8 м. На повну потужність вони ніде не розкриті. На території досліджень, в пришельфовій та шельфовій зоні Севастопольської (Херсонеської) ділянки потужність перевищує 100м.

Складають регіоярус переважно глини, а також алеврити і вапняки, рідко піски і пісковики. У багатьох пунктах зафіксовано перерву в осаконакопленні на межі середнього і верхнього сармату та осадів середнього сармата.

Для верхнього сармату чітко фіксується фаціальна межа по Миколайовському розлому: на захід – глинистий комплекс з підстиляючими карбонатними породами, на сході і в Криму – виключно вапняки. Верхньосарматські черепашкові вапняки складені з уламків і цілих раковин мактр (*Mastra caspia Eichw.*, *M. bulgarica Toula*, *M. crassikolis Sinz.*). Породи мають світло-сіре забарвлення, щільні або крихкі і перешаровуються з мергелями і оолітовими вапняками. Крім мактр, в черепашкових вапняках зустрічаються прісноводні і наземні молюски (*Viviparus*, *Planorbis*, *Helix*, *Unio* і ін.). Шаруватість в вапняках горизонтальна і коса. Косошаруваті вапняки складені з окатаних уламків мактр і наземних черевоногих молюсків, які утворилися, очевидно, в прибережній частині сарматського басейну. Оолітові вапняки, як і черепашкові, залягають шарами потужністю від декількох сантиметрів до декількох метрів [72]. Верхньосарматські відклади перекриті меотичними, місцями пліоценовими і четвертинними породами.

Вапняки сірі, щільні, черепашково-детритові з слідами вилуговування у вигляді пор та кристалізованими молюсками *Mastra caspia Eichw.*, *M. bulgarica Toula*, *M. crassikolis Sinz.* Вміст CaCO₃ – до 50%. Структура- кріптокрісталлічна з плямами заліза (вміст FeO до 1 %), текстура – шарувата. Глиниста частина являє собою

кварц алевритової розмірності (до 0,04 мм), глауконитом, мусковітом. Уламкова частина представлена кварцем, кальцитом, цирконом, апатитом.

Меотичні відклади

Меотичні відклади (N_{1m}) виявлено на Севастопольській (Херсонеській) ділянці континентального схилу на точці 61-94. За дослідженням фрагментами раковин гладких двостулкових молюсків, *Modiolus sp. ind.*, *Pirenella ex gr. disjunctoides iz.*, *Hissoa. aff. subinflata (Andrus.)*, *Hydrobia aff. trohua*. Крім молюсків, тут визначені формініфери *Quinloculina cf. seiaiculum (L.)*, *Q. consobrinamaeotica Did.*, *Poroso-Ion cf. subgranosus (Egg.)*, *P. subgranosus martkobi Bogd.*, *Elphimacellum (E. et M.)* і *остракоду toleberis maeotica Suz.*, *Leptocythere naviculata (Schn.)*, *L. aff. ilya Schn*[62]. У Криму аналогічні породи розвинені в рівнинній частині Криму, а також північній і східній частинах Керченського півострова. На поверхню вони виходять у вигляді невеликих відслонень в балках на північний захід від Євпаторії, по берегах Донузлавського озера, на Тарханкутському півострові, в районі с. Ганнівка, по долинах річок Велика і Мала Карасу і на Керченському півострові[]. На шельфі меотичні породи розвинені на піднятті Голіцина і представлені переважно глинами (свердловина №6) [320]. Карбонатні породи представлені вапняками органогенними, оолітовими і уламковими. В районі Тарханкутського півострова переважають вапняки органогенні. У глибоководній западині породи меотичного ярусу, за даними буріння НДС «Гломар Челенжер» (скв 380, 381) [160], узгодженно залягають на сарматських відкладах і мають потужності від 14 до 69 м. Комплекс дослідженої фауни глибоководного буріння, характеризується як аналогічний з комплексами Північного узбережжя Чорного моря .

В а п н я к и сірі, щільні зі слідами вилуговування у вигляді дірочок і кристалізованими молюсками погану збереженість. Зміст CaCO₃ до 50%. Структура кріптозерноста з плямами гідроксидів заліза (до 1%). Зустрічаються зерна кальциту алевритової розмірності (до 0.2 мм) і уламки кварцу.

міоцен

Пліоценові відклади

Понтичні відклади (N_{2p}) знайдені в Севастопольській (Херсонській) і Сімеїзькій ділянках на точках 61-94 і 5775 (глибини 274-1570 м) (Таб.3). За

Таблиця 4.3.
Таблиця знахідок пліоценових
відкладів кримського континентального схилу
Чорного моря

Неогенова система						
Відділ	Горизонт	Індекс	Літологічні типи порід	Точки	Глибини моря	Розповсюдження
Пліоцен	Кіммерійський	N _{2km}	Пісковики залістисті	61-94, 5754, 7/27, 5613	1350 – 1504 м	Севастопольська (Херсонська), Фороська і Алуштинська ділянки
	Понтичний	N _{2p}	Вапняки-черепашники і шаруваті глини	61-94, 5775	274 – 1570 м	Севастопольська (Херсонська) і Сімеїзьська ділянки

молюсками *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barb.), *Didacna subincerta* Andrus., *Dreissena crasatellata* комплекс визначений як понтичний (ранньо-средньопонтичний). В межах Криму породи понту розвинені в Керченсько-Таманській зоні [62]. На шельфі в районах буріння в районі Тендрівської коси зафіксований розмив понтичних порід [61]. Бурінням НДС «Геохімік» виявлено, на породи меотичного ярусу незгоджено перекриті вищерозташованими породами кіммерійського ярусу, що свідчить про перерву залягання, в результаті розмиву на підняттях в зоні шельфу. Але зустрічаються на шельфі останці вершин, що виходять вище рівня моря, наприклад о. Березань.

В а п н я к и черепашково-мілкодетритові, пористі, жовтуваті. Зміст кальциту до 30%. Глиниста частина – до 10% представлена слюдами. Уламкових частина – нечисленна, представлена кварцем, польовим шпатом, цирконом і одиничними

зернами піриту. Порода містить уламки і відбитки кіммерійської фауни, що сильно відрізняється від понтичної.

Г л и н и темно і зеленувато-сірі, ущільнені, шаруваті. Зміст CaCO_3 (до 15%). Алевритисті домішки (до 10%) представлена кварцом і слюдами (розмір до 0,1 мм). У породі зустрічається глауконіт і зерна кальциту. Уламкова частина містить кварц, магнетит, циркон.

Кіммерійські відклади (N_2km) розвинені в районі Ломоносовського підводного кристалічного масиву, Фороської і Алуштинської ділянок. Зразки підняті на точках 61-94, 5754, 7/27, 5613 (глибина 1350-1504 м). Охарактеризовані фауною молюсків: *Dreissenainiquivalvis* (Desh.), *D. aff. Rostriformis* (Desh.), *Pseudocatillusazovicus* (Ebers.), *Macradacnaacmanica* (Ebers) і виведені як кіммерійські. У Криму відклади представлені залізистими пісковиками і оолітовими залізними рудами з прошарками глин. На повних розрізах кіммерійського регіоярусу на Керченському і Таманському півостровах, шар узгоджено залягає на підстилаючих породах, з утворенням в нижній його частині горизонту залізистих пісковиків [62,67,70].

Західна границя поширення кіммерійських відкладів на шельфі був зафіксований в 1965 році в пробурених буровим судном НДС "Геохімік" свердловинах 42, 45, 67, 69, 78 де були розкриті кіммерійські відклади в підставі пройденого розрізу. Свердловина 67, пробурена в 33 км на південь від гирла Тилігульського лиману, є крайньою західною точкою виявлення кіммерійських відкладів Чорного моря. Ці відкладення зустрінуті у вигляді уламків залізистого пісковика серед крупнозернистих пісків в підставі забою (інтервал 20.7 – 22.8 м) [60,61]. Літологічно верхнепліоценові (Кіммерія-куяльник) відклади в цьому районі досить різноманітні і представлені фаціально змінюючи один одного в розрізі і в просторі пісками, алевритами, пісковиками і глинами. Потужності кіммерійського шару зі сходу на захід зменшуються.

Основні площі розвитку кіммерійських рудних відкладів акваторії моря були розмиті потужними палеопотоками Дніпра і збереглися тільки в східній частині кримського шельфу.

Киммерійські відклади були розкриті НДС "Геохімік" під керівництвом Є.Ф Шнюкова свердловиною 133 пробуреної в районі південного краю Каравської мульди (синкліналі) Киз-Аульської синклінальної зони, розташованої на південному схилі Керченсько-Таманського шельфу. У Киз-Аульській зоні, що довгий час вважалася безрудною, існують кілька синкліналей, в одній з яких (Кітейської) встановлено зруднення. Тільки по сармат-меотичному фундаменту синклінальна зона являє собою єдине ціле, тому можливо, що на мульдах, що лежать в межах зони південно-західніше Кітейської структури, також поширені киммерійські руди, в тому числі і Каравської [167].

П і с к о в и к и пухкі, слабосцементовані, залізисті. Скелет породи складається переважно з кварцу, скріпленій залізистим цементом. Окремі брили пісковика містять велику кількість невизначеного детриту і досить великих уламків і цілих стулок раковин, що добре збереглися.

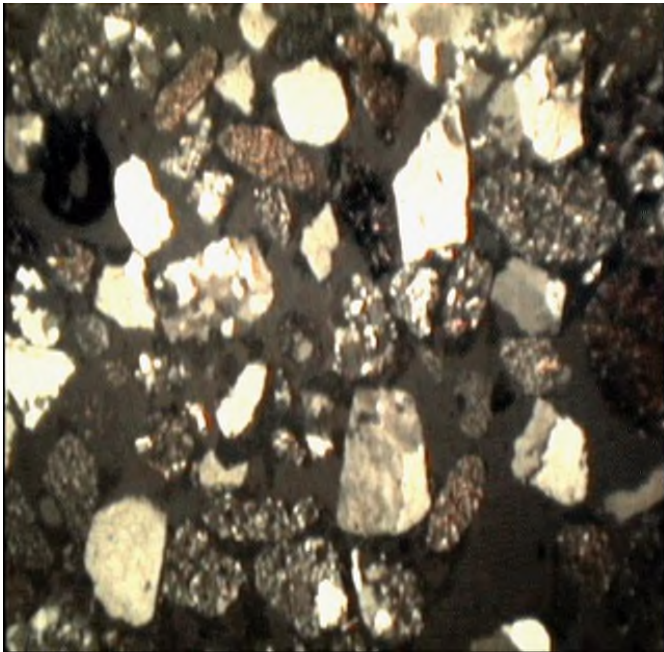


Рис 4.3. Фотознімок шліфа киммерійського пісковика

Цемент за складом в основному хлоритовий, тип цементу базальний, іноді поровий. Уламки приблизно однакового розміру, але різної форми від слабкоокатаних до кутастих. Вони складаються з кварцу неправильної острокутастої форми (приблизно 25%), мономінеральної породи типу пісковика, як дрібно-, так і крупнозернистого, в якій кварц має зубчасті краї і уламки схожі на хлоритизовану вулканічну породу, що нагадує будіновані туффи (Рис.4.3). Містяться окатанні уламки поліміктового кварцу. Зустрічаються уламки овальної форми глауконіту або хлориту, гострокутні зерна плагіоклазу, поодинокі зерна циркону, рудного матеріалу. Текстура породи безладна, плямиста, однорідна. Структура пісковика

псамітова, ділянками алеврито-псамітова. Частинки піщаної розмірності значно переважають алевритисті, вміст якої становить близько 20% теригенного матеріалу. Уламкова складова представлена у вигляді великих раковин карбонатної кіммерійської фауни, а також кварц і поліміктовим пісковиком. Теригенна складова породи виглядає в основній масі з зерен поліміктових пісковиків, що складається в основному з кварцу, зцементованого гідрослюдистим або хлоритовим матеріалом. Зустрічаються окремі будини туфіту заміщені залістим хлоритом. Рудний мінерал представлений зернами неправильної форми розміром до 0,5 мм. Поодинокі зерна – піроксен, циркон, епідот, амфібол. Кварц представлений, в основному, зернами неправильної форми розміром 0,5-1,5 мм. Відзначаються також включення гідроксидів заліза у вигляді зерен овальної форми оолітоподібного будови (приблизно 0,25 мм по довгій осі) і уламки раковин погану збереженість, переважно пелеципод. Розміри їх досягають 1,0 x 3,6 мм і більше.

В результаті вивчення літологічних характеристик можна прийти до висновку, що знахідки порід палеогену і неогену на кримському континентальному схилі за своїми властивостями і ознаками є практично повними незміненими, або мало зміненими, одновіковими аналогами, що поширені на території півострова Крим і прилеглої частини шельфу.

На континентальному схилі Криму дочетвертинного кайнозойські породи виявлені і розкриті драгуванням на рівнях залягання корінних порід мезозойського комплексу. У свою чергу технічні характеристики драгування дна Чорного моря, особливо в районі з великими ухилами рельєфу, не можуть точно встановити більшу кількість характеристик залягання, проте по початковій точці можливо зафіксувати саму нижню точку дотику.

В результаті вивітрювання, перемивів і тектонічних зрушень в районі півострова і знесення матеріалу з Гірського Криму в сторону шельфу під Південним берегом Криму, континентальна окраїна була перенасичена уламками порід неогенового та палеогенового віку. З урахуванням цього, а також безлічі періодів трансгресій і регресій уламковий матеріал транспортувався мутьовими

потоками по сформованій і розвиненій системі каньйонів. Також при великих нахилах схилу і накопичення уламкової маси на границі шельфу і континентального схилу матеріал опускався на великі батиметричні рівні у вигляді зсувів. При перенесенні мутьовими потоками в драгувальному матеріалі фіксуються знахідки уламків порід і палеонтологічних залишків в четвертинних муллах на різних шаблях терас континентального схилу. Такий процес фіксується практично на всій території, що вивчається, і особливо яскраво виражений в районі ділянок з найбільшими кутами нахилу підводного рельєфу в районах Ломоносовського Підводного Масиву, Севастопольського (Херсонеського) і Фороської ділянок, де можуть зустрічатися малі уламки порід неогену. Більш великі уламки, які не переносяться мутьовими потоками, сповзають у вигляді зсувів і спостерігаються в драгувальному матеріалі як брили зі свіжим сколом до 300 кг, без примазок четвертинного матеріалу і часто виявляються разом з породами мезозойського комплексу на різних батиметричних рівнях схилу.

Поширення на дослідженій ділянці майкопських відкладів на абсолютно не характерних для товщі рівнях в районах, де по геофізичним даним глибина залягання знаходиться набагато глибше ніж сьогодні, говорить про масштабність компенсаційного опускання континенту і глибоководної западини Чорного моря.

Геохімічні дослідження фаціальної подібності неогенових порід кримського континентального схилу проведені як порівняльна характеристика з одновіковими літологічними аналогами неогенового комплексу південної України.

В зв'язку з обмеженою кількістю досліджуваного матеріалу досліди проводились не для всіх регіорусів палеогенової та неогенової системи, однак одержаний результат дозволив зробити кореляцію фаціальних особливостей, та порівняти умови формування дочетвертинних кайнозойських порід кримського континентального схилу Чорного моря та суходольної південної України. Якісний аналіз проводився з урахуванням літологічного складу порід (переважно неогену) за такими рідкісними і розсіяними елементами, як Zr, Ga, Zn, Ba, Sc, елементи групи заліза (Ni, Co,

Ti, V, Cr), а також Cu, Pb, рідкоземельні елементи (Y, Yb, Ce, La), лужноземельні елементи (Sr, Ba), а також Mo і Ag, Незначній кількості проб зроблений аналіз на Au [200].

Для південної України форми міграції елементів різноманітні. Значна їх частина пов'язана з уламковим матеріалом, вони входять в кристалічні решітки мінералів (Fe, Mn, Cr, Zr). Ряд елементів сорбується на поверхні міцел глинистих мінералів, залізо-марганцевих та інших гелів (Ni, Co, Pb, Sn, Zn, V, Cu), в яких такі елементи, як Fe, Mn, можуть перебувати у формі колоїдних гідрооксидів. Крім того, значне місце в транспортуванні ряду елементів (Na, Ca, Mg, Ba, Sr, Cu, Fe, Mn) займають розчини бікарбонату, сульфатів і хлоридів металів[100].

У неогенових відкладів з нормальним законом розподілу узгоджується розподіл таких елементів, як Fe, Mn, Ti, Cr, Cu, Sr, Ba. Основна ж частина малих елементів (V, Ni, Co, Pb, Zn, Sn, Zr, Mo) характеризується змістом, який розподілений в породах логнормально.

Для утримання таких елементів, як Zn, Mo та інші, відзначаються поступові переходи від логнормального розподілу до нормального, на що значний вплив різні кількісні співвідношення між формами переносу в різних фаціальних зонах.

Площові розміщення елементів повністю відповідають розподілу їх в гранулометричному спектрі порід, тобто це залежить від форми міграції елементів. При значній ролі суспензії в транспортуванні елементів розміщення останніх за площею підпорядкованих законів механічної диференціації. У цьому випадку спостерігаються прибережні смуги максимумів з поступовим зменшенням концентрації елементів при видаленні від джерел зносу. При зміщенні максимумів концентрацій елементів в сторону тонкодисперсних фракцій і зростанні ролі розчинів в їх міграції спостерігається зростання концентрацій з віддаленням від живлячих провінцій [146].

Закономірності розподілу елементів в породах і розміщення їх в межах седиментаційних областей повністю залежить від кількісних співвідношень форм міграції елементів. У той же час вони залежать від ряду факторів. Головні з них зовнішні: клімат, області зносу і басейни седиментації, особливості вивітрювання порід живлять провінцій, фізико-хімічні властивості басейну седиментації, умови при транспортуванні та осадженні в басейні седиментації. до внутрішніх факторів належать фізико-хімічні властивості елементів: розміри іонних радіусів, валентність, розчинність і ін.

Виділені фаціальні товщі досить чітко характеризуються специфічними для кожної з них особливостями розподілу малих елементів і характерними фаціальні-геохімічними кривими, побудованими для петрографічного ряду осадових порід (грубообломочні породи - пісковики - алеврити, глини - мергель - вапняки).

В умовах типово континентальної (дельтової) обстановки, яка проявляється переважно на території Українського щита, де порівняно добре розвинене хімічне вивітрювання материнських порід на водозбірних площах, але діяв фактор швидкого перенесення і відкладення частинок, спостерігається в основному перенесення і відкладення частинок у вигляді суспензій і уламків теригенних мінералів, які погано відсортовані. В цьому випадку мізерні енергетичні ресурси невеликих водойм в умовах слабопенеplenізованих районів не давали можливості переробляти і сортувати привнесений теригенний матеріал. Таке послаблення сортування зумовило зміщення максимуму кривої розподілу елементів в сторону крупнозернистих і піщаних олігоміктових відкладів з строкатим типом розподілу [146].

У породах, які формувалися за рахунок материнських порід з більш розвиненим хімічним вивітрюванням, при тих же умовах формуються опади із зсувом максимуму накопичення елементів в сторону глинистих порід. Збільшення сортування опадів обумовлює більш контрастне розподіл

елементів в ряді піски-алеврити-глини (упорядкований згладжений, зрідка – контрастний тип розподілу). Тобто розподіл елементів по петрографічним типу порід обумовлено співвідношенням між виваженої і розчиненої формами перенесення елементів, а також розподілом їх в гранулометричному спектрі.

Інший характер має розподіл елементів в породах на території прибережної рівнини. Тут діє фактор дальності перенесення і неодноразового перемивання матеріалу, який переноситься з більш віддалених живлять провінцій і все більше мігрує як сорбована колоїдними міцели у вигляді розчинів. Поліпшується сортування і сильніше виражена диференціація матеріалів на більш чіткі олігоміктові і мономіктові різновиди. Цьому сприяє рівний рельєф, який зумовлює утворення широких водойм з достатніми енергетичними ресурсами для додаткової сортування матеріалу добре диференційованих порід. Відбувається загальне зниження вмісту елемента в піщаних породах і зростання його в алевритових, особливо глинистих, посилення контрастності в розподілі елементів по породам (упорядкований згладжений і контрастний типу).

Вважається, що асоціації розсіяних елементів для більшості літологічних типів порід, відповідають типово морським фаціям та фаціям морського підняття. Цим фаціям відповідають алеврити нижнього палеоцену, пісковики та вапняки чокракського віку, вапняки сармату, для яких характерні підвищений вміст Mn, P, Ba, Cu та V, а також упорядкований тип розподілу малих елементів. Для континентальних та дельтових фацій характерний строкатий розподіл елементів та підвищення вмісту Ni, Co, Ti, Zr та P. Цим фаціям відповідають алевроліти середнього палеоцену, пісковики та глини майкопської серії, пісковики кіммерійського часу .

Разом з тим, виконані аналізи локальних проб різних за складом порід неогену і палеогену континентального схилу (Таб.4.4) виявляють значну

контрастність в розподілі окремих (переважно – рудних) елементів, щоне відзначалось в дослідженнях попередників.

Так, для порід севастопольської ділянки характерні суттєво вищі концентрації ванадію, хрому, молібдену і фосфору, ніж в породах фороської ділянки. А вмісти барію, навпаки – вищі в породах фороської ділянки.

При цьому в глинах і фороської і севастопольської ділянок відзначаються концентрації титану і ванадію, цирконію і скадію, характерні для багатьох ільменіт-цирконових розсипів. Досить контрастно розподіляється золото. Якщо в мергелях, алевролітах, вапняках та пісковиках вмісти золота звичайно не перевищують 0,01-0,03 г/т, у пробі глинистої розмірності вміст золота сягає 0,3 г/т.

Але в цих же пробах фіксуються аномальні концентрації молібдену, міді, свинцю і цинку, що не дозволяє поки, що однозначно дозволяє визначити генезис цих рудно-геохімічних аномалій.

Таблиця 4.4.

**Вміст розсіяних елементів в кайнозойських
дочетвертинних породах
кримського континентального схилу**

Ділянка	Вік	Порода	Концентрації елементів, г/т												
			Ni	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Zn	Ag	Sc	P	Ba
Алуштинська	N ₂ km	Пісковик	100	4000	100	100	2	400	100	60	100	0,1	30	100	100
Фороська	N _{1s}	Пісковик	8	80	10	3	1	20	80	20	-	-	-	-	400
	P ₁ ¹	Аргилліт	40	1000	60	50	2	100	60	20	-	1	20	-	200
	N ₂	Глини	30	300	40	20	1	50	60	10	-	-	3	400	10000
	N ₂	Глини	30	10000	450	50	5	400	100	600	300	1	300	600	800
	N _{1s}	Вапняк	8	80	10	2	1	10	20	2	-	-	-	-	-
	N _{1s}	Вапняк	50	200	30	10	2	30	50	20	-	-	-	500	-
	P ₁ -P ₂	Мергель	10	1000	30	50	1	50	50	5	-	-	-	20	100
	P ₃ -N ₁ mk	Вапняк	30	1000	60	50	-	300	200	8	50	1	10	-	100
Севастопольська	N _{1s}	Вапняк	2	50	4	3	-	50	4	8	-	-	-	-	300
	N ₂ km	Пісковик	40	4000	350	3	2	200	100	30	200	1	200	300	-
	P ₃ -N ₁ mk	Глини	100	10000	400	300	50	600	200	60	100	1	50	1000	200
	N ₁ čk	Алевроліт	50	4000	50	200	2	60	40	6	-	-	20	800	500
	P ₃ -N ₁ mk	Вапняк	60	1000	60	500	2	300	50	30	-	-	60	3000	100
	P ₃ -N ₁ mk	Алевроліт	30	800	60	20	2	80	60	5	200	-	50	300	-

Таким чином, обґрунтовується, що седиментаційні умови накопичення відкладів кайнозойських дочетвертинних порід кримського континентального схилу Чорного моря суттєво не відрізнялись від палеофаціальних умов порід континентальної частини Криму в межах рівнинних частин суходолу та шельфу. Це, в свою чергу, може свідчити про те, що сучасна тектонічна структура кримського континентального схилу являється накладеною.

РОЗДІЛ 5.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ ПОВ'ЯЗАНІ З ДОЧЕТВЕРТИННИМИ КАЙНОЗОЙСЬКИМИ ВІДКЛАДАМИ КРИМСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СХИЛУ КРИМУ

Проведені геологічними підприємствами України пошуки та розвідка корисних копалин дна Чорного моря, в ході яких виявлено значні запаси вуглеводневих, рудних і нерудних ресурсів, які виявлені в результаті проведення геологічної та геофізичної зйомки, на сьогодні залишаються на різному ступені розробки. Більшість цих родовищ розташовані на північно-західному шельфі [57].

Протягом багатьох років вивчення Чорноморського регіону, як території перспективної на родовища корисних копалин, проведені пошуки та розвідка показали на значні запаси вуглеводневих, рудних і нерудних ресурсів, які на сьогодні залишаються в різних степенях розробки. Більшість цих родовищ розташовані на шельфі, в безпосередній близькості до районів переробки, збагачення та використання цих надр. Останнім часом перспективним на альтернативні джерела енергії вважається Чорноморська глибоководна западина та континентальний схил, що примикає до Північно-західного шельфу Чорного моря. Проведенні дослідження літолого-фаціальних характеристик кайнозойських дочетвертинних відкладів дозволяють припустити, значне уточнення та розширення зон, перспективні на вуглеводні та залізну руду осадового генезису до кримського континентального схилу Чорного моря.

Запаси природного газу на ділянках континентального схилу були маловідомими, однак після знахідок одиночних факелів та полів газових сипів зона розповсюдження цього альтернативного джерела була розширена в перехідну зону від Північно-західного шельфу до Західночорноморської западини. Необхідно врахувати, що дані ресурси в інших структурно-фаціальних зонах дислокуються в тому числі палеоценових, еоценових, олігоцен-міоценових (майкопських) та міоценових (чокракських) відкладах,

утворюючись в породах-колекторах, близькість району до областей грязьового та газового вулканізму, що являються діагностичною ознакою газоносності району. Незважаючи на мало перспективність, у зв'язку з тектонічною будовою кримського континентального схилу, деякі знахідки зразків порід можуть уточнити пошуки та розвідку корисних копалин в інших районах континентального схилу, що знаходиться в зоні можливого економічного впливу України [138].

У Чорноморсько-Північно-Кримському районі виділені Тарханкутський-Джанкойська і Голіцинська зони газонафтонакопичення, які розташовані відповідно на південному і північному бортах Каркінітсько-Північно-Кримського прогину. З першою зоною, яка характеризується значною дислокацією всіх комплексів і в цілому добре вираженими антиклінальними складками, пов'язані 11 з 12 виявлених тут родовищ. Значна літолого-фаціальні мінливість нижньокрейдових порід і велика кількість розривних порушень сприяють широкому розвитку літологічно обмежених і тектонічно-екранованих пасток. Друга зона вивчена слабкіше. Тут встановлена продуктивність майкопських і палеоценових утворень. Більшість скупчень газу і конденсату приурочені до локальних структур. На північному крилі підняття Голіцина виявлений невеликий тектонічно-екранований поклад.

Чорноморська перспективна площа охоплює глибоководну западину, де поклади вуглеводнів поки не виявлені і пошукові роботи не проводилися.

Перспективи нафтогазоносності пов'язуються переважно з потужною товщею неогенових порід, що залягає до глибин 5-7 км. Першочерговими об'єктами для нафтопошукових робіт є тріщинні колектори верхньоюрських і верхньокрейдяних карбонатних відкладів, що виділяється в межах валу Шатського в Чорному морі і Тимашевського ступені в Азовському морі. Об'єктами другої і третьої черги будуть піщанисті колектора порового типу відкладів низів майкопа, середнього і верхнього міоцену, караган-понту в

межах прогинів Сорокіна, Керченсько-Таманського, Туапсинському, Західно-Кубанського, Північно-Азовського і на Азовському валу.

Для верхньокрейдового-еоценового комплексу прогнозується наявність змішаного складу флюїдів. Для міоценових відкладів - переважання газових скупчень вуглеводнів.

Виділення газу з поверхні дна шельфу в Чорному морі відоме з давніх часів, цілеспрямоване вивчення донних газовиділень у Чорному морі почалося з кінця 70-х років минулого століття. Значний прояв газового вулканізму в північно-західній і західній (біля болгарського узбережжя) частинах Чорного моря представляє інтерес в першу чергу з позицій використання підземного газу (переважно метану), що виділяється з дна, в енергетичному балансі країн, в економічних зонах яких спостерігається це явище. Донне газовиділення може зумовити розвиток нового нетрадиційного напрямку здобивання природного газу. Першими кроками в цьому напрямі повинні бути визначення об'єму донної газовіддачі, складу підземного газу, що виділяється, геологічних умов транспортування газу до донної поверхні.

Газові факели над поверхнею дна утворюються в результаті розвантаження підземної води і газів, що містяться в ній. Газовий факел є потоком газових пухирців, що виділилися з сипа на поверхні дна, разом із захоплюваною ними морською водою. Утворення газового факела відбувається при певній інтенсивності газовіддачі сипа. Можна зробити висновок, що газовий факел може утворитися тоді, коли дисипація енергії від дії архімедової сили підйому пухирців газу істотно перевищуватиме дисипацію енергії турбулентного обміну унаслідок сдвигової нестійкості течій, тобто питома газовіддача сипа істотно більше $2,5 \text{ мл/м}^2\text{с}$. Це нижня межа, нижче за яку не може утворитися висхідний газо-водняний потік, що є газовим факелом.

Газові факели виявлені на глибинах від 50 до 650 м. Глибше 650 м термодинамічні умови на поверхні дна сприяють утворенню газогідратів, які створюють бар'єр для виходу газу на поверхню дна.

Одиночні газові факели зовнішнього шельфу із сталою газовіддачею мають вид конуса, що звужується до верху. Вони складають 46% від загальної кількості факелів. В літній період вони не досягають поверхні води, руйнуючись при зіткненні з температурним клином. Діаметр газових факелів біля підніжжя може сягати 100 м і більш. Середній діаметр газових факелів складає від 10 до 40 м [66].

Поле газових факелів складається з ряду пологих одиночних підвищень і понижень, що змінюють один одне і вивергають могутні газові факели, як одиночні, так і групові.

Пониження є перем'яті і розбиті вертикальними тріщинами в пологі синклінальні складки. Центральні, найбільш прогнуті частини структур, часто обмежені кільцевими розривами, оточені кільцевими валами і нагадують «сальзи» грязьових вулканів. Шаруваті горизонти «сальз» розірвані, перем'яті і містять вертикальні канали, заповнені більш щільними фаціями порід. Газовиділення походить з кільцевих або лінійно орієнтованих розривів. Максимальна глибина їх проникнення не встановлена. Розриви зачіпають всю видиму товщу порід розрізу (50-70 м). При вивченні газонасичених структур методами сейсмопрофілювання встановлена глибина розривів досягла 500 м. Характер запису на сейсмограмах свідчить про інтенсивні і великомасштабні вияви процесів криптодіапіризму і сучасної розривної тектоніки.

Розриви властиві і позитивним формам рельєфу дна. Сопкові піднесеності також розбиті вертикальними тріщинами (розривами), а моноклинальна шаруватість відкладень верхніх горизонтів супроводжується перем'ятими і роздробленими ділянками. Окремі піднесеності нагадують грязевулканічні сопки з добре вираженими «кальдерами», центральна роздроблена частина яких оточена каналами з

більш щільними породами. Газовиділення у вигляді могутніх факелів приурочено, частіше за все, до предвершинних частин сопок із зон локальних розривів.

Надходження газу з глибинних донних джерел, включаючи грязьові вулкани, носить характер вивержень (корткочасні) і при оцінці об'ємів донного газовиділення не розглядається. Виключені з розгляду грязьові вулкани, розташовані вище зони гідратоутворення, через непостійність надходження з них газу і обмежених масштабів грязьового вулканізму.

Проведені оцінки об'єму газу, що виділяється, сипами з безперервною газовіддачею в північно-західному регіоні Чорного моря дали величину приблизно 11,4 млрд. м³/год. За наслідками тривалого моніторингу виділення газу відбувається стабільно, при цьому газ, що виділяється з сипів безповоротньо втрачається. Ураховуючи, що до теперішнього часу розвідано істотно більше газових факелів, величина об'єму газу, що виділяється сипами, може скласти помітну частину від нинішньої потреби України, яка знаходиться на рівні 75 - 80 млрд. м³/рік [180].

Визначення газовіддачі сипа за повною формою факела від подошви (сипа) до зони руйнування вимагає знання фракційного складу пухирів газу і коефіцієнта масопередачі по газу від пухирів до оточуючої води. При визначенні газовіддачі за формою факела (траєкторії пухирів) поблизу поверхні сипа масопередачею від газу пухирів до води можна нехтувати. Тоді залишається один параметр, що вимагає уточнення - фракційний склад пухирів газу. Траєкторії пухирів на зовнішній межі факела відповідають зовнішньому контуру факела.

Утворення газового поля є результатом виходу підземної води з вільним газом з численних розломів у водотривкій породі. Близьке розташування каналів виходу створює у водопроникній незв'язній породі суцільну зону псевдозрідження. В результаті цього на поверхні дна виникає обширна область інтенсивного газовиділення, що тягнеться на сотні метрів. Спливаючі пухирі газу захоплюють у висхідний потік морську воду. При

значній величині відношення ширини поля до глибини моря виникає нестійкість, що породжує конвективні струми. Характер формування полів аналогічний утворенню хмар при нагріві поверхні землі.

Газ, що поступає в газові факели, утворюється в результаті часткової дегазациї підземної води. Загальноприйнятим вважається, що транспортування вуглеводнів здійснюється підземною водою від місць їх контакту з водою до місць розвантаження з можливим попаданням по трасі руху в пастки, які можуть утворювати родовища. У середині кожної водонапірної системи, кількісний зв'язок між ресурсами розчинених в пластових водах вуглеводнів і вуглеводнями вільних промислових скупчень достатньо близько визначається співвідношення 100:1. Швидкість транспортування складає близько 1 м/год. При поперечнику газової пастки, наприклад, 1 км час контакту підземної води з вільним газом складає близько 1000 літ.

В зоні розвантаження склад вільного газу може відрізнитися від складу газу в пастках при відмінності в температурі і тиску. Ця відмінність буде тим більше помітною за наявності в числі розчинених газів двоокису вуглецю і сірководня зважаючи на велику їх розчинність у воді. Тиск в зоні розвантаження (на морському дні) визначається глибиною; температура морської води у дна при глибинах більше 50 м змінюється у вузьких межах. Термобаричні умови в залеже можуть бути найрізноманітнішими, тому склад газу можна задати тільки на підставі статистики, як і термобаричні умови.

Іншим перспективним джерелом вуглеводнів дна Чорного моря вважаються газогідрати. Вперше в світі кристали газогідратів були підняті з морського дна саме в Чорному морі в 1974 р в западині Сорокіна, що знаходиться в акваторії Чорного моря на південь від Криму. В колонці в 0,5 м від поверхні дна спостерігались інієподібні білі мікрокристали в пустотах мулів [180].

Відомості про гідратоносність донних осадків Чорного моря можна скласти на основі аналізу результатів буріння, проведеного в 1975 р. американським науково-дослідницьким судном „Гломар Челленджер”. Було пробурено 6 свердловин на трьох стаціях 379, 380 і 381 з повним відбором керна. Станція 379 знаходилась в центральній глибоководній частині Чорного моря. Глибина моря 2171 м. На станції було пробурено 3 свердловини: № 379 – глибиною 7 м нижче дна моря, № 379А – глибиною 624,5 м і № 379В – глибиною 159 м. Станції 380 і 381 були вибрані недалеко від протоки Босфор. На станції 380 при глибині моря 2115 м було пройдено дві свердловини. Свердловина № 380 була пробурена на глибину 380 м нижче морського дна і свердловина 380А – до глибини 1073 м. На станції 381 була пробурена одна свердловина № 381 на глибину 503,5 м при глибині морського дна 1728 м [160].

Керни із пробурених свердловин були дуже сильно насичені газом. Частина вибуреної породи виштовхувалась із геологічної трубки стиснутим газом при підйомі її на палубу. Тому найбільш загазовані інтервали не охарактеризовані, дані про їх літологічний склад відсутні. Персонал науково-дослідницького судна «Гломар Челленджер» дійшов висновку, що інтервали порід, які на палубі вибухали і з гуркітом виштовхувались з геологічної трубки й розсіювались, містили газогідрати. Вони дійшли висновку, що при підйомі кернової трубки на палубу газогідрати в умовах низьких тисків і підвищених температур розкладались, при цьому виділявся метан, який в 200 разів збільшував свій об'єм і з вибухом виштовхував породу, яка і розсіювалась. В свердловині № 379А такими кернами, які вибухали і повністю розсіювались, були на глибинах 7,0–16,5 м, 16,5–26,0 м, 396,5–406,0 м, 567,5–577,0 м. В свердловині № 379 повністю вибухнув і розсіявся інтервал 7,0–14,0 м. На станції 380 в свердловині № 380 вибухнув інтервал 19,0–28,5 м. Повністю пропав керн із глибин 313,5–317,5 м. В свердловині № 380 такий вибуховий інтервал був на глибинах 551,0 – 560,5 м і 959,5 – 969,0 м. В свердловині 381 вибухом знищені породи із глибин:

180,5–190 м, 190–195 м, 342,0–351,5 м. 370,5–389,5 м, 427,5–437,0 м, 456,0–465,5 м.

Наведені результати буріння в глибоководній частині Чорного моря дозволяють дійти висновку, що породи, які містять газогідрати, залягають дещо нижче поверхні морського дна.

Донні відклади Чорного моря, починаючи із глибин 550–600 м, насичені метаном [57, 65]. Із цього можна зробити висновок, що в межах глибоководної частини Чорного моря існують необхідні умови для акумуляції природних вуглеводнів у твердому (газогідрати) і вільному (газоподібному) стані: досить низькі температури придонного шару води, необхідний тиск, чергування в розрізі пористих і глинистих відкладів, регіональна нафтогазоносність акваторії.

Знахідки майкопських пісковиків в районі Фороського виступу, та за результатами досліджень криптозернистого та мікропорового в зоні кримського континентального схилу, які в зоні Північно-західного шельфу та на деяких ділянках Рівнинного Криму являється породою-колектором, де за даними буріння та геофізики олігоцен-міоценові відклади знаходяться в зоні шельфу значно вище, а в Чорноморській западині – значно глибше, слід дещо переглянути параметри залягання цього газоносного басейну.

Продуктами осадового рудоутворення на Керченському півострові слід вважати кіммерійські табачні пісковики, що сформували в собі значні запаси заліза в цьому регіоні. З середини минулого століття була проведена розвідка та пошуку осадових руд заліза, що привели к виділенню Азово-Чорноморської провінції з центром в Азовському морі, та з південною границею на Керченському шельфі Чорного моря. Знахідки практично незмінні, по порівнянню з Керченськими, залізовмісними пісковиками кіммерійського віку на Алуштинській ділянці континентального схилу Криму, враховуючи різні гіпсометричні рівні від 200 до 1750м, показує молоді посткіммерійські скиди високої амплітуди під дією неотектоніки.

Характер знахідок, частота виявлення табачних пісковиків на кримському континентальному схилі с численними фауністичними залишками, дають змогу впевнено розширити границі розповсюдження киммерійського залізородного горизонту в сторону шельфа, континентального схилу та котловини північної частини Чорного моря від Керченського шельфу до Ломоносовського кристалічного масиву, Фороської і Алуштинської ділянок континентального схилу Криму (Рис.5.1).



Рис 5.1 Схеми площі розвитку Азово-Чорноморської залізородної провінції.

Автор: Шураєв І.М.

ВИСНОВКИ

На основі проведених досліджень в дисертаційній роботі вирішено ряд важливих питань щодо структурної позиції палеоген-неогенових відкладів та структурно-тектонічних особливостей будови кримського континентального схилу Чорного моря, що дозволяє обґрунтувати наступні висновки:

1. На підставі дослідження новітнього матеріалу драгування кайнозойських дочетвертинних відкладів на ділянці кримського континентального схилу Чорного моря встановлено особливості залягання палеоген-неогенових осадових порід, особливості структурно-тектонічної будови та рельєфу цієї ділянки морського дна. Побудовані нами геологічні карти і розрізи дозволили уточнити позицію палеогенових та неогенових відкладів в складній структурі кримського континентального схилу Чорного моря. Доведено що переважна більшість порід являється зносами уламкового матеріалу з шельфової зони під дією мутьових потоків по системі каньйонів, що розвинені вздовж всього континентального схилу Чорноморського регіону. Такі відклади поширені на Севастопольській (Херсонеській), Фороській та Алуштинській ділянках континентального схилу і представлені невеликими уламками осадових порід та черепашками молюсків палеогенового та неогенового віку у пухкому мулистому заповнювачі в четвертинних мулах перенесеного матеріалу. Значно рідше зустрічається крупноуламковий матеріал ближнього переносу.

2. На основі комплексних літологічних та фаціальних досліджень доведено однотипність порід, що зустрічаються в драгувальному матеріалі та їх корелятивних аналогів з меж суходолу та прилеглого до Криму шельфу встановлено, що вони є прямими віковими і літологічними аналогами палеоген-неогенових відкладів, відомих в розрізах суходольної частини Криму, північно-західного шельфу та глибоководної западини Чорного моря. Палеогенові відклади – представлені терригенно-карбонатними палеоцен-еоценовими відкладами білокаменського, качинського.

бахчисарайського, сімферопольського і альмінського горизонтів. Олігоцен-міоценові породи представлені породами майкопської серії. Неогеновий комплекс складається з міоценових відкладів тарханського, чокрацького, сарматського і меотичного регіонарусів та пліоценовими – понтичним та кіммерійським. Вивчення зразків залізистих пісковиків, піднятих драгуванням, засвідчує їх відповідність кіммерійським залізним рудам Керченського п-ва. Їх сучасне положення свідчить про їх в більшості аллохтонну природу (привнесеність), що пов'язано з активністю неотектонічних процесів, що в цілому сформували кримський континентальний схил Чорного моря наприкінці пліоцену.

3. На основі даних про просторове розміщення залізовмісних кіммерійських порід в межах кримського континентального схилу Чорного моря значно розширена площа Азово-Чорноморської залізородної провінції. Розповсюдження залізистих пісковиків дозволяє обґрунтувати розширення Азово-Чорноморської залізородної провінції з Керченського шельфу на кримський континентальний схил Чорного моря Севастопольської (Херсонеської), Фороської і Алуштинської ділянок до батиметричного рівня -1750 м.

4. На підставі новітніх матеріалів драгування, з використанням електронних геологічних баз даних і ГІС-технологій, уточнено геологічну карту кримського континентального схилу Чорного моря на якій відображено просторове розташування товщ мезо-кайнозойського віку в межах кримського континентального схилу. За результатами обробки геологічних матеріалів, отриманих під час драгування та батиметричних досліджень, а також за матеріалами відкритих геопорталів *Marine Geoscience Data GMOD, EMODnet, Earth Explorer* з використанням комплексу програм *Mapinfo, Surfer, SAS Planet, Global Mapper, Vertical Mapper i Easy Trace* дисертантом побудовано нові геоморфологічні моделі ділянок континентального схилу Чорного моря.

На основі цифрових карт звіту ПРГП "Причорноморгеологія" і картографічного матеріалу ДНУ «МорГеоЕкоЦентр НАН України» побудовано геологічну схему кримського континентального схилу в середовищі *ArcGIS (QGIS)* і *Mapinfo*. Для векторизації паперових карт були застосовані деякі функції програми *Easy Trace*; для побудови сучасної топографічної основи – *Surfer*.

З використанням пакету програм *Mapinfo*, *Surfer*, *Global Mapper* і *Vertical Mapper* були сформовані геологічні розрізи для з'ясування особливостей залягання палеогенових та неогенових порід. Лінію профілю побудовано на підставі картографічних даних *GEBCO* в напівавтоматичному режимі.

Створена в середовищі ГІС комплексна геологічна база даних щодо мезо-кайнозойських утворень в межах кримського континентального схилу Чорного моря (батиметричних даних, розташування профілів драгування та точок відбору зразків, схем геологічної та тектонічної будови і відповідних геологічних розрізів, корисних копалин і ін.) є основою постановки подальших прогнозно-пошукових робіт.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. A Geologic Time Scale 2004. The Neogene Period // Publ. Cambridge Univer. -2004. - P. 409-440.
2. Aloisi G., Abegg F., Blinova V., Drews M., Greinert J., Ivanov M., Bohrmann G. Seafloor sampling results // G. Bohrmann and S. Schenck (Eds) Marine gas hydrates of the Black Sea (MARGASCH): R/V Meteor cruise report M52/1 (GEOMAR Report 108). - Kiel, Germany: GEOMAR. - 2002. - P. 102 - 116.
3. Bohrmann G., Pape T. Report and preliminary results of R/V METEOR Cruise M72/3, Istanbul - Trabzon - Istanbul, March 17th -April 23rd, 2007 // Marine gas hydrates of the Eastern Black Sea. - Bremen. - 2007. - 130 p. urn:nbn:de:gbv:46-ep000106850.
4. Cruise Report Rv Meteor Geomar M52/1 Margasch // Marine gas hydrates of the Black Sea. - 2002. - P. 134.
5. Cruise Report: Research Vessel "Professor Vodyanitsky" (EROS-2000: Black Sea Pilot Study, 1st LEG, 17 July - 1 August 1995). -Brussels, Belgium, 1995. - 126 p.
6. Cruise Report: Research Vessel "Professor Vodyanitsky" 49th cruise (EROS-21: DANUBE Black Sea CRUISE, 1st LEG, 9 April - 5 May 1997). - Brussels, Belgium, 1997. - 166 p.
7. Degens E.T., Ross A. The Black Sea - geology, chemistry and biology // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa (Okla.). - 1974. - 635 p.
8. Degens E.T., Stoffers P., Olubic S., Dickman M.D. Varve chronology: Estimated rates of sedimentation in the Black Sea deep basin / D.A. Ross et al. (Eds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. -1980. - Vol. 42B. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, USA. - P. 499 - 508.
9. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuang Z. Geophysical study of the Black Sea // Boll. Geof. Teor. Appl. - 1988. - XXX, 117118. - P. 197 - 324.

10. Foote K.G., Aglen A., Nakken O. Measurements of fish target strength with a split-beam echo sounder // *J Acoust. Soc. Am.* - 1986. -80. - P. 612 - 621.
11. GEBCO. General Bathymetric Chart of the Ocean. Ottawa, 1984.
12. <http://www.emodnet.eu>
13. <https://www.bgr.bund.de>
14. <https://www.gmrt.org>
15. Meckel T.A., 2010. Capillary seals for trapping carbon dioxide (CO₂) in underground reservoirs. In: Maroto-Valer, M. (Ed.), *Developments and innovation in carbon dioxide (CO₂) capture and storage technology: Carbon dioxide (CO₂) storage and utilisation*, Woodhead Publishing Series in Energy No. 16, vol. 2. Woodhead Publishing Limited, Cambridge, UK.
16. Moody J.D. Wrench-fault tectonics / J.D. Moody, M.J. Hill // *Bulletin of the Geological Society of America.* – 1956. – Vol. 67, №9. – P. 1207-1246.
17. Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // *Marine Petroleum Geology.* - 1996. - 13. - P. 195 - 223.
18. Ross D.A., Neprochnov Yu.P., Kenneth J.Hsu et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 42, pt. 2. - Washington: U.S. Government Printing Office, 1978. - 1147 p.
19. Ryan W.B.F., Pittman I.I. I., Major C.O., Shimkus K., Moskalenko V., Jones G.A., Dimitrov P., Gorur N., Sakinc M., Yuce H. An abrupt drowning of the Black Sea shelf // *Marine Geology.* - 1997. - 138. - P. 119 - 126.
20. Shanmugam G. New perspectives on deep-water sandstones: Implications.// *Research Institute of Petroleum Exploration and Development, PetroChina.* Published by Elsevier BV. Volume 40, Issue 3,– 2013 – P. 316 – 324
21. Shor G.B. Seismic investigation of Seyshels and Say de Malya bancs / G.B. Shor, B. Pollard // *Science.* – 1963. – V. 142, № 3588. – P. 48-49.
22. Stanton T.K. Volume scattering: Echo peak PDF // *J. Acoust. Soc. Am.* - 1985. - 77(4). - P. 1358 - 1366.
23. Wilson R.D., Monaghan P.H., Osanik A., Price L.C., Rogers M.A. Natural marine oil seepage // *Science.* - 1974. - 184. - P. 857 - 865.

24. Аксьом С.Д., Шехунова С.Б. та ін. Особливості літодинамічних процесів та речовинного складу донних відкладів у прибережній частині о. Коса Тузла Керченської протоки // Геолог України. - 2008. - № 1-2. - С. 99-111.
25. Алешкевич В.А., Деденко Л.Г., Караваев В.А. Механика сплошных сред // Лекции. - М: Издательство Физического факультета МГУ, 1998. - 92 с.
26. Андреев В.М. Проблема Понтиды и долины древних рек в Чёрном море / В.М. Андреев // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2010. – № 2. – С. 47-50.
27. Андрусов Н.И. Избранные труды: В 4 т. - М.: Наука, 1965. - Т. 1. - 701 с.
28. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение / В.М. Анохин. – Санкт-Петербург: Недра, 2006. – 161 с.
29. Арбузова Л.С., Ротарь В.И. и др. Отчет по геологическому доизучению м-ба 1:200 000 четвертичного покрова в пределах листов L-35-XXIV, L-36-VIII, -XIII, -XIV. Крымгеология, Одесса, 1985.
30. Архангельский А.Д. Геологическое строение и история развития Черного моря / А.Д. Архангельский, Н.М. Страхов – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. – 226 с.
31. Багрій І.Д. Прогнозування розломних зон підвищеної проникності гірських порід для вирішення геоecологічних та пошукових задач. - К., 2003. - 149 с.
32. Балавадзе Б.К., Бураковский В.Е., Гаркаленко И.А. и др. Тектоника области Черного и Азовского морей // Геотектоника. - 1968. - № 4. - С. 70-84.
33. Барг И.М., Степаняк Ю.Д. Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма и Керченского полуострова в миоценовую эпоху. - Днепропетровск: Монолит, 2003. - 168 с.

34. Белов А.А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М., «Наука», 1981, 212с.
35. Бобылев В.В., Пишванова Л.С., Яценко Т.В., Шиманов Ю.В. К тектонике Керченско-Таманской зоны // Геология нефти и газа. - 1981. - № 7. - С. 36-41.
36. Богаец А.Т., Бондарчук Г.К., Леськив И.В. и др. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность. - Киев: Наук, думка, 1986. - 152 с.
37. Бойко Г.Ю., Павлюк М.І. Моделювання щільності літосфери шельфу Чорного моря // Тектонические и палеогеоморфологические аспекты нефтегазоносности: Тез. докл. Междунар. конф. - Киев; Симферополь, 1996. - С. 15-17.
38. Бондарев И.П. Переходная зона между шельфом и континентальным склоном северной части Черного моря. Ландшафтный подход / И.П. Бондарев, И.Э. Ломакин // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2010. – № 3. – С. 57-64.
39. Бондарчук В.Г. Про тектоніку Причорномор'я // Геол. журн. АН УРСР, 1957- - т.17, №2. -С. 14-16.
40. Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // Океанология. – 1979. – Т. XIX. – Вып. 6. – С. 1067-1073.
41. Гаркаленко И.А. Глубинное строение и основные особенности развития северо-западного сектора Черного моря и прилегающих районов // Сов. Геология. – 1979. – №8. – С. 74-80.
42. Геворкьян В.Х. Особенности морфолитогенеза на подводных горах Мирового океана / В.Х. Геворкьян, В.Е. Иванов // Геология морей и океанов: IX Всесоюзная школа морской геологии: тез. докл. Т. 1. – М., 1990. – С. 32-33.
43. Геворкьян В.Х., Бураков В.И., Исагулова Ю.К. и др. Газовыделяющие по-стройки на дне северо-западной части Черного моря // Докл. АН УССР. -1991. - № 4. - С. 80-85.

44. Геологическая оценка трасс линий связи (Севастополь - Евпатория, Севастополь - Керчь, Севастополь – Потти). – Киев: ОМГОР, 2003. – 178 с.
45. Геологическая оценка трассы подводного кабеля связи Севастополь - Затока // Под. ред. Е.Ф. Шнюкова. - К., 2002. - 120 с.
46. Геологические исследования НИС "Профессор Водяницкий" в Чёрном море (47 рейс) [Текст]. – К.: ОМГОР ЦНПМ, 1995. – С. 61–67.
47. Геологические исследования рейса НИС «Ихтиандр» в Черном море. - Киев, 1994. - 106 с. (Препр. НАНУ, ОМГОР ЦНПМ; 94-1).
48. Геологические критерии поисков новых объектов на нефть и газ на территории Украины / Отв. ред. В.Б. Порфирьев - Киев: Наук, думка, 1977. - 151 с.
49. Геологический словарь. Недрa, М., 1973, т.2, с.456.
50. Геология континентальной окраины Чёрного моря (27 Рейс НИС «Владимир Паршин») – Киев: ОМГОР, 2007. – 82 с.
51. Геология зоны трассы оптико-волоконной связи Севастополь – о. Змеиный – Затока (59 рейс НИС «Профессор Водяницкий») – Киев: ОМГОР, 2004. – 280 с.
52. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей / В.В. Бобнлев, В.Е. Железняк, Ю.В. Шиманов и др. М.: Недрa, 1979. - 184 с.
53. Геология побережья дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. - Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1969. - Вып. 3. - 248 с.
54. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Часть I – Геологическое описание. Гл. ред. Сидоренко А.В. М., «Недрa», 1969, 576с.
55. Геология шельфа УССР. Лиманы. – К.: Наукова думка. – 1984. – 176 с.
56. Геология шельфа УССР. Литология. – К.: Наукова думка. – 1985. – 192 с.

57. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность / А.Т. Богаец, Г.К. Бондарчук, И.В. Леськив и др. - К.: Наук, думка, 1986. - 152 с.
58. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность/ Под ред. П.Ф.Шпака. Киев: Наук, думка, 1986. - 152 с.
59. Геология шельфа УССР. Среда. История и методика изучения. – К.: Наукова думка. – 1982. – 175 с.
60. Геология шельфа УССР. Стратиграфия. – К.: Наукова думка. – 1984. – 184 с.
61. Геология шельфа УССР. Тектоника / В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, М.Р. Пустыльников и др. - К.: Наук, думка, 1987. - 152 с.
62. Геологоокеанологические исследования в Черном море. НИС «Профессор Водяницкий». Киев: Логос, 2014. 134 с.
63. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Федорук В.Ф., Стасула В.Н. Новые данные сейсморазведки МОГТ - основа современных представлений о глубинном строении юга Украины // Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов: Материалы. 1 Междунар. конф. - Симферополь, 2000. - С. 39-40.
64. Гожик П.Ф., Гладун В.В., Багрій І.Д. та ін. Результати буріння першої глибокої свердловини на керченському шельфі Чорного моря (структура Субботіна) та їх значення для планування подальших пошуково-розвідувальних робіт // Там же. - 2006. - № 2-3. - С. 103-114.
65. Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Байсарович И.М. Геологическая модель Ласпинского каньона Крымского континентального склона // Докл. АН УССР. Сер. Б. - 1990. - № 7. - С. 88-97.
66. Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Войцицький З.Я. та ін. Стратиграфічна будова кайнозойських відкладів прикерченського шельфу та Східно-Черноморської западини. // Геол. журн. - 2010. - № 1. - С. 7-41.

67. Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотнікова П.Ф. та ін. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. - К., 2006. - 171 с.
68. Гожик, П. Ф. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / П. Ф. Гожик, Н. В. Маслун, Л. Ф. Плотнікова та ін. – К.: Інститут геологічних наук НАН України, 2006. – 171 с.
69. Головинский В.Н., Маловицкий Я.П., Милашин А.П. Некоторые данные о геологическом строении зоны сочленения Горного Крыма и северо-западного Кавказа // Морская геология и геофизика, 1970. - № 1. - С. 95-98.
70. Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. - М.: Наука, 1972 -158 с.
71. Жигунов А.С. Геологическое строение Алуштинского участка Крымского континентального склона по данным драгирования // Тез. докл. 6-й Все с. школы морской геологии. - М., 1984 - С. 107-188.
72. Жигунов А.С. Геологическое строение участков драгирования крымско-кавказско-анатолийского континентального склона и некоторые черты развития Черноморского региона в мезокайнозойе // Тез. докл. 1-й Всес. литол. школы. - М., 1984 - С. 107-108.
73. Жигунов А.С. Мезозойские отложения Алуштинского участка Крымского континентального склона // Океанология. - 1966 - Т.26, 4-С. 665-666.
74. Занкевич Б.А. Закономерности латеральной диспозиции разломных зон Украинского щита: анализ картографических данных / Б.А. Занкевич, Н.В. Шафранская // Тектоника и стратиграфия. – 2012. – Вып. 39. – С. 9-20.
75. Звіт про виконання тематичних робіт "Вивчення особливостей глибинної геологічної будови Північночорноморської континентальної окраїни" МГГЕ Причорномор ДРГП. - Одеса, 2006.

- 76.Иваник М.М., Маслун Н.В. Палеогеографические условия образования палеоценовых отложений в нефтегазоносных областях Украины // Литология осадочного чехла УССР (палеогеографический аспект): Материалы IV Респ. литолог. совещ. - Киев: Наук, думка, 1991. - С. 264-267.
- 77.Иванников А.В., Иноземцев Ю.И., Маслаков Н.А. и др. Стратиграфические исследования шельфа и континентального склона Черного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря. - Киев, 1999. - С. 245-253.
- 78.Иванов В.Г. и др. Отчет о региональных геолого-геофизических исследованиях м-ба 1:500 000 континентального склона и глубоководной впадины Черного моря в пределах листов L-36-XXXI (ю. п.), -XXXII, -XXXIII, -XXXIV(ю. п.), K-36-I, -II, -III, -IV, -VII. Крымгеология, Одесса, 1990.
- 79.Иванов М.К., Конюхов А.И., Куяльницкий Л.М., Мусатов А.А. Грязевые вулканы западной части Черного моря. Вест. МГУ. 1989. С. 48—54.
- 80.Иноземцев, Ю. И. Стратиграфические исследования шельфа и континентального склона Чёрного моря [Текст] / Ю. И. Иноземцев, А. В. Иванников, Н. А. Маслаков и др. // Геология и полезные ископаемые Чёрного моря. – 1999. – № 1. – С. 245–254.
- 81.Ионин А.С., Сорохтин О.Г. Геологическая теория и полезные ископаемые. М., «Знание», 1984, 48с.
- 82.Ионин А.С. Шельф, рельеф, осадки и их формирование / А.С. Ионин, В.С. Медведев, Ю.А. Павлидис. – М.: Мысль, 1987. – 205 с.
- 83.Казанцев Ю.В., Бехер Н.И. Фонтановская (надвиговая) структура в Крыму// ДАН СССР. Сер. геол. - 1987, т. 293-№ 6-С. 1448-1451.
- 84.Качанов Н.Н. Грубообломочный материал на дне Черного моря // Изучение геологической истории и процессов современного

- осадкообразования Черного и Балтийского морей. - Киев: Наук, думкар 1984 - Ч. 2 - С. II-16.
85. Клоос Э. Вопросы структурной геологии / Э. Клоос. – М.: Изд-во иностранной литературы, 1958. – 264 с.
86. Клочко В.П., Ладиженский Г.Н., Шевченко А.Ф. Особенности пространственного размещения скоплений нефти и газа в зонах глубинных разломов ДДВ и акватории Черного моря // В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. - К: Наук, думка, 1975.-С. 170-173.
87. Ключина Г.В. Літологія і фаціальні особливості олігоценів відкладів північно-західного шельфу Чорного моря: Автореф. дис. канд. геол. наук. -К.: Логос, 2006. - 23 с.
88. Коболев В.П. Геодинамическая эволюция Черноморской впадины и структур ее обрамления. Дисс. докт. геол. наук. Ин-т геофизики. К. 2002. 318 с.
89. Ковалевский С.А. Геология побережья и дна Черного моря в районе Крымского полуострова // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. - 1968 - Вып.2 - С. 10-18.
90. Ковалевский С.А. Происхождение Крыма и Черного моря // Природа. - 1966 - М 3 - 07 108-113.
91. Коваленко А.П., Пасынков А.А. Палеовулканические центры Горного Крыма // ДАН СССР. - 1986 - Т.291, М 5 - С. 1192-1195.
92. Комаров А.В. Стратиграфия коренных глин континентального склона Черного моря по палинологическим данным // Океанология. - 1978 - Т. 17 - ВЫП. 1-С. 79-84.
93. Конюхов А.И., Иванов М.К., Куяльницкий А.М. О грязевых вулканах и газогидратах в
94. Корнев О.С. Аномалии и структуры Азово – Черноморского региона. *Геотектоника, №3, 1982.*

95. Котляр О.Ю. Сучасна модель розломно-блокової тектоніки Азово-Чорноморського регіону за даними ДЗЗ // Багатоспектральні методи дистанційного зондування Землі в задачах природокористування. - К.: Наук, думка, 2006. - С. 100-109.
96. Кутас Р.И., Русаков О.М., Коболев В.П. Геолого-геофизические исследования газовыделяющих структур в северо-западной части Черного моря // Геология и геофизика. - 2002. - Т. 43. - С. 698-705.
97. Кутний В. А., Иноземцев Ю. И. Литификаты как показатель деятельности газовых факелов на северо-западе Черного моря // Геологические проблемы Черного моря. - Киев. - 2001. - С. 216 - 231.
98. Леонтьев О.К. Каньоны под морем / О.К. Леонтьев, Г.А. Сафьянов. – М.: Мысль, 1973. – 261 с.
99. Лимонов А.Ф., Козлова Е.В., Мейснер Л.Б. Структура верхней части осадочного чехла в прогибе Сорокина (Крымская континентальная окраина) и механизм формирования его складчатости // Геология и полезные ископаемые Черного моря. - Киев, 1999. - С. 167-172.
100. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1974. – 435 с.
101. Логвиненко Н.В. Морская геология. Л., «Недра», 1980, 344с.
102. Ломакин И.Э. Новые данные о геологическом строении побережья юго-западного Крыма / И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов, А.С. Тополук [и др.] // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2010. – № 4. – С. 30-39.
103. Ломакин И.Э., Линеаменты дна океанов и сквозные структуры / И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов, В.В. Кочелаб // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2011. – № 4. – С. 30-46.
104. Лукин А.Е. Основные закономерности формирования залежей нефти и газа в Черноморском регионе // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. - 2006. - № 3. - С. 10-21.

105. Любицкий А.А. Гидроакустические исследования явлений активного газовыделения в северо-западной части Чёрного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. - Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. - вып. 9. - С. 226-240.
106. Лялько В.Н., Шнюков Е.Ф. О субмаринной разгрузке подземных вод на шельфе Украинского Причерноморья // Геол. журн. - 1980. - 40. - № 3. - С. 48-54.
107. Маймин З.Л. Третичные отложения Крыма. - М.; Л., 1951. - 232 с.
108. Маловицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В. Геомагнитное поле Черноморской впадины. *Геофиз. Сборник, вып.32, 1969, с.29-30.*
109. Маслун Н.В. Детальная стратиграфия, корреляция и условия образования палеоценовых отложений в нефтегазоносных областях Украины // Палеонтологические и биостратиграфические исследования при геологической съемке на Украине. - Киев, 1990. - С. 101-103.
110. Маслун Н.В., Иноземцев Ю.И., Оровецкий Ю.Ю. Нижнекайнозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря (результаты 37 рейса НИС «Академик Вернадский»). - Киев, 1989. - 36 с. - (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 89-13).
111. Маслун Н.В., Іванік М.М., Цихоцька Н.Н., Ключина Г.В. Детальна стратифікація майкопських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України. - К., 2005. - С. 153-159.
112. Маслун Н.В., Цихоцька Н.Н., Ключина Г.В. Стратиграфія олігоценних відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Геол. журн. - 2004. - № 4. - С. 16-27.
113. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Основные результаты изучения осадочного выполнения глубоководной впадины Черного моря // Геология и охрана недр. - 2001. - № 8. - С. 23-24.

114. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А., Хахалев Е.М. Западно-Черноморская грязе-вулканическая провинция // *Океанология*. - 1996. - Т. 35, № 1. - С. 119-127.
115. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А., Хахалев Е.М. Западно Черноморская грязевулканическая провинция. *Океанология*. 1996. № 1. С. 119—127.
116. Мельник В.И. Подводные каньоны Черного моря // *Геол. журн.* - 1986. -Т. 46, № 6. - С. 72-79.
117. Милановский Е.Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре альпийского пояса // *Вестник МГУ. Сер. геол.* – 1967. – №1.
118. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М., “*Недра*”, 1983, 280с.
119. Митропольский А.Ю., Ольштинский С.П., Усенко В.П. Некоторые особенности вещественного состава донных осадков восточной части Черного моря // Киев: Препринт ИРМ АН УССР - 1975 -69 с.
120. Мишиевский Е.Е. Проблемы происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского поясе // *Вестник ИГУ, сер.геол.* - 1967 - Л I - С. 27-43.
121. Моргунов Ю.Г., Воробьев В.П., Калинин А.В.и др. Структура поверхности сарматских отложений северо-западной части шельфа Черного моря // *Комплексные исследования природы океана.* – Изд-во МГУ. – Вып. 5. – 1975 г.
122. Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В. и др. Основные элементы тектоники швого крыла Крымского мвгантшилнория (Черное море) // *Геотектоника.* - 1979 - М 4 - С. 90-97.
123. Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В. и др. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М., «*Наука*», 1981, 242с.
124. Мороз С.А., Сулимов И.Н., Гожик ИТ.Ф. Геологическое строение Северного Черноморья. -К.: *Наук, думка*, 1995. - 183 с.

125. Муратов М.В. История геологического развития впадины Черного моря и окружающих ее областей // Земная кора и история развития Черноморской впадины. – М.: Наука. – 1975.
126. Муратов М.В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного // Геотектоника. – 1972. – №5.
127. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975, 176с.
128. Невеская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна // Тр. Палеонт. ин-та АН СССР. Т. 96. – 1963.
129. Недосекова И.В., Карпенко И.В., Будкевич О.М., Кичка А.А. Основные черты строения и перспективы нефтегазоносности Краевого уступа // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона: Тез. докл. IV Междунар. конф. «Крым-2002» (Гурзуф, 9-14 сент. 2002 г.). - Симферополь, 2002. - С. 140-141.
130. Непрочнов Ю. П. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения / – Москва: Наука, 1980. – 212 с.
131. Николаева Е.Я., Пустильников М.Р., Шлезингер А.Е. Структура осадочного чехла северо-западной части Черноморского глубоководного бассейна // Бюлл. Моск. Общества испыт. Природы. Отд. Геол. – 1980. – Т. 55. – Вып. 3. – С. 3-16.
132. Окуловский С.И. Майкопские отложения северо-западного шельфа Черного моря // Геология нефти и газа, 1987. - № 10. - С. 36-40.
133. Ольштынский С.П. Эмиссия газа в атмосферу с поверхности Черного моря // Междунар. науч. конф. «Фундаментальные исследования важнейших проблем естественных наук на основе интеграционных процессов в образовании и науке». - Севастополь. - 2006.

134. Оровецкий Ю. Ю. Основные черты геологического строения и геологической истории континентального склона Крыма в мезокайнозой: автореф. дис. на соиск науч. степени канд. геол. наук : спец. 04.00.01 «общая и региональная геология» / Оровецкий Юрий Юрьевич – Киев, 1992. – 16 с.
135. Отчёт о проделанной работе в 28-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий». - Севастополь. - 1989. - 223 с.
136. Павлюк М.І. Мезозой-кайнозойська еволюція і нафтогазоносність Азово-Чорноморського шельфу. *Автореф. дис. доктора геол.-мінерал. наук, Львів, 1997, с. 29.*
137. Павлюк М.І., Богаєць О.Т. Тектоніка і формації області зчленування Східно-європейської платформи і Скіфської плити. - К.: Наук, думка, 1978. - 148 с.
138. Пасынков А.А., Шнюкова Е.Е. Проявление меланжа на континентальном склоне Черного моря // *Геофиз. журн.* - 2003. - Т. 25, № 2. - С. 145-147.
139. Пасынкова Л.А. Принципы морфоструктурного районирования континентального склона Украинского сектора Черного моря и основные таксоны районирования // *Геология и полезные ископаемые Черного моря.* – К., 1999.
140. Пасынкова Л.А. Рельефообразующие факторы и их роль в формировании современного облика континентального склона северо-западной окраины Черного моря // *Геология и полезные ископаемые Черного моря.* – К., 1999.
141. Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л, Трегубенко В.И., Лебедь Н.И. Проблема краевых прогибов и прогноз углеводородов. - Киев: ЗКМО, 2002. - 251 с.
142. Плахотный Л.Г. Раннекиммерийские структуры Крыма и соотношение их с альпийскими и докиммерийскими / Л.Г. Плахотный // *Геотектоника*, 1990. – № 2. – С. 54-62.

143. Плотнікова Л.Ф., Маслун Н.В., Іванік М.М., Цихоцька Н.Н., Шумник А.В. Стратиграфія крейдово-палеоценових відкладів та особливості геологічного розвитку західної частини північно-західного шельфу Чорного моря // Геол. журн. - 2003. - № 2. - С. 27-38.
144. Подводные геологические исследования с обитаемых подводных аппаратов / Под ред. А.С. Ионина, А.П. Лисицына. – М.: Наука, 1985. – 230 с.
145. Попадюк І.В. Геодинаміка Чорноморського регіону на альпійському етапі. Автор, дис... кан. геол. наук. Львів: ЛДУ ім. І.Франка, 2004. - 20 с.
146. Самсонов В.И., Луцкив С.С., Чепижко А.В. Приоритетные направления нефтегазопоисковых работ на черноморской акватории Украины с позиции тектоники литосферных плит // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – №1.
147. Самсонов В.И., Присяжний В.М., Луцкив С.С., Чепижко А.В. Особенности геодинамики и тектоники акваториального обрамления Горного Крыма в связи с перспективами нефтегазоносности // Геодинамика и нефтегазонос-ные структуры Черноморско-Каспийского региона: Тез. докл. IV Междунар. конф. «Крым-2002» (Гурзуф, 9-14 сент. 2002 г.). - Симферополь, 2002 г. -С. 174-176.
148. Семененко В.Н. Верхнемиоценовые молассы Апьминского прогиба // Геол. журн. - 2003. - № 2. - С. 39-57.
149. Семененко В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. - Киев: Наук, думка, 1987. - 230 с.
150. Семененко, В. Н. О наличии морских плиоценовых и плейстоценовых отложений на континентальном склоне Чёрного моря [Текст] / В. Н. Семененко, А. В. Лупаренко, Ю. Б. Люльев // Геологический журнал. – 1983. – № 42. – С. 116–120.

151. Сорокин Ю.И. Черное море: природа, ресурсы. - М.: Наука, 1982. - 217 с.
152. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б. и др. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря // Геофиз. журн. - 2005. - № 2. - С. 195-207.
153. Старостенко В.И., Коболев В.П., Кутас Р.И., Русаков ОМ. Геофизическое изучение Черноморской впадины: некоторые результаты и перспективы // Геологические проблемы Черного моря. - 2001. - Киев: НАН Украины. - С. 99 - 113.
154. Стовас М.В. Избранные труды Ч. 1 / М.В. Стовас. – М.: Недра, 1975. – 156 с.
155. Стовба С.М. Вивчення будови та еволюції Азово-Чорноморського басейну. В 5 кн.: Звіт по темі 113/99. - Київ. - 2003.
156. Стратиграфічний кодекс України. - К., 1997. - 39 с.
157. Субботин С.И. Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее формирования // Геофиз. сб., 1965. - Выш. 1/12/. - С. 3-17.
158. Суворов А.И. История мобилизма в геотектонике. - М.: Наука, 1994. - 200 с.
159. Сулимов И.Н. Геология Украинского Причерноморья. *Київ-Одеса, «Вища школа», 1984, 125с.*
160. Тектоника Украины. / Под ред. С.С. Круглова и А.К. Цышко. - М.: Недра, 1988. -254 с.
161. Туголесов Д.А. Современная структура Черноморской впадины // Сов. геология, 1976. -№7. - С. 72-87.
162. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Геологическое строение Черноморской впадины // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 269, № 2. - С. 440-447.

163. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
164. Удинцев Г.Б. 36-й рейс научно-исследовательского судна «Витязь» / Г.Б. Удинцев // Океанология. – 1965. – Т. 5. – Вып. 6. – С. 1113-1119.
165. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов / Г.Б. Удинцев. – М.: Недра, 1987. – 240 с.
166. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника: мезозой, кайнозой. - М.: Недра, 1993. - 451 с.
167. Хаин В.Е., Соколов Б.Д. Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли. Советская геология, , № 7, 1984 ,с.49-60.
168. Холодов В. Н. Киммерийская железорудная провинция Причерноморья, условия её формирования и перспективы развития / В. Н. Холодов, Е. В. Голубовская, Р. И. Недумов. // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2014. – № 3. – С. 5–36.
169. Чекунов А.В. Геологія України, суміжних районів Тетіса і нова глобальна тектоніка // Геол. журн., 1976. -Т.36, вип. 3. -С. 3-18.
170. Чекунов А.В. Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. К., «Наукова думка», 1980, с.182-197.
171. Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. - Киев: Наук, думка, 1976. - 164 с.
172. Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. К., « Наукова думка», 1976, 156с.
173. Чепалыга А.Л. и др. Проблемы стратиграфии и палеогеографии Черного моря // Четвертичный период – стратиграфия. – М.: Наука. – 1989.
174. Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 2 / Н.С. Шатский. – М.: Наука, 1964. – 720 с.

175. Шафранская Н.В. Методы построения и использования диаграмм в структурно-парагенетическом анализе (На примере вала Андрусова Черноморской впадины) / Н.В. Шафранская // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2008. – № 2. – С. 140-150.
176. Шепард Ф.П. Морская геология / Ф.П. Шепард. – Л.: Недра, 1976. – 488 с.
177. Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря // Земная кора и история развития Черноморской впадины. - М.: Наука, 1975. - С. 84 - 97.
178. Шнюков Е.Ф. Генезис железных руд Азово-Черноморской провинции / Евгений Фёдорович Шнюков. – Киев: Наукова думка, 1965. – 195 с.
179. Шнюков Е.Ф. Геология, геофизика и гидрография северо-запада Черного моря. - Киев: ОМГОР НАН Украины, 1998. - С. 69 - 74.
180. Шнюков Е.Ф. Грязевой вулканизм в Черном море // Геол. журн. - 1999. -№ 2. - С. 38-47.
181. Шнюков Е.Ф. Золото в недрах Крыма / [Е.Ф. Шнюков, И.В. Гаврилюк, Н.А. Маслаков и др.]. – Киев: Логос, 2010. – 186 с.
182. Шнюков Е.Ф., Григорьев А.В., Маслун Н.В. и др. Мезозойские и кайнозойские отложения южного континентального склона Черного моря // Геол. журн. -1991. - № 2. - С. 123-129.
183. Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П. Минеральные богатства Черного моря // Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН У. - К.: «Карбон ЛТД». - 2004. - С. 277.
184. Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Григорьев А.В. и др. Геологические исследования 44 рейса НИС «Академик Вернадский» в Черном море. - Киев, 1993. - 75 с.
185. Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Иноземцев Ю.И. и др. Литолого-стратиграфическая характеристика донных отложений Крымского

- шельфа и глубоководной части Черного моря // Геол. журн. - 2003. - № 1. - С. 9-23.
186. Шнюков Е.Ф., Иноземцев Ю.И., Маслаков Н.А. Геологическая история развития речной сети на северо-западном шельфе Черного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря. - Киев: Карбон ЛТД, 1999. - С. 238-244.
187. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. Газовый вулканизм Черного моря. Киев, 2013. 384 с.
188. Шнюков Е.Ф., Маслаков Н.А. Киммерийские отложения на континентальном склоне Крыма // Геол. журн. - 2003. - № 1. - С. 24-27.
189. Шнюков Е.Ф., Маслун Н.В., Иноземцев Ю.И., Оровецкий Ю.Ю. Новые данные о геологическом строении континентального склона Южного Крыма // Там же. - 1990. - № 3. - С. 88-98.
190. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др. Геология Азовского моря. -Киев: Наук, думка, 1974.
191. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.Л., Любицкий А.Л., Богданов Ю.Л. Новые проявления газового и грязевого вулканизма в Черном море // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. - 2007. - № 2. - С. 107-110.
192. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Ломоносовский подводный массив: новые факты к решению проблемы формирования Черноморской впадины // Геология и полезные ископаемые Черного моря. - Киев, 1999. -С. 27-38.
193. Шнюков Е.Ф., Щипцов А.А. Геологические исследования НИС «Киев» в Черном море (6 рейс). - Киев, 1996. - 55 с.
194. Шнюков Е.Ф., Щипцов А.А., Иванников А.В. и др. Геологические исследования 4-го рейса НИС «Киев» в Черном море. - Киев, 1996. - 234 с.

195. Шнюков Е.Ф., Щипцов А.А., Иванников А.В. и др. Геология Черного моря (по результатам геологических и геофизических исследований 5-го рейса НИС «Киев»). - Киев, 1997. - 190 с.
196. Шнюков Е.Ф., Иванников О.В., Иноземцев Ю.И. та ін. Літолого-стратиграфічна характеристика донних відкладів кримського шельфу та глибоководної частини Чорного моря // Геол. журн. - 2003. - № 1. - С. 10-23.
197. Шнюков Е.Ф., Старостенко В.І., Гожик П.Ф. и др. О газоотдаче дна Черного моря // - 2001. - № 4. - С. 7-14.
198. Шнюков Е.Ф. Геологические исследования в рейсе НИС «Ихтиандр» в Черное море / [Е.Ф. Шнюков, А.С. Иванников, А.А. Строганов та ін.]. - К.: ОМГОР ЦНПМ НАНУ, 1994. - 68 с. - (Препринт / АН України, ОМГОР ЦНПМ; 94-1).
199. Шнюков, Е. Ф. Минеральные богатства Чёрного моря [Текст] / Е. Ф. Шнюков, А. П. Зиборов. - К.: ОМГОР, ННПМ, 2004. - 277 с.
200. Шнюкова Е.Е. Трондьемиты Ломоносовского подводного массива (Черное море) и их геодинамическая интерпретация. *Геофиз. журн.* т.25, №2, 2003, с.177-283.
201. Шнюкова Е.Е. Магматизм как фактор рельефообразования Ломоносовского подводного массива (континентальный склон Чёрного моря) / Е.Е. Шнюкова, А.А. Пасынков // Геол. журн. - 2003. - № 1. - С. 74-79.
202. Шпак П.Ф. Геологическое строение и нефтегазоносный потенциал Украины. - Киев, 1992. - 32 с. (Препр. / АН Украины. Ин-т геол. наук; 92-2).
203. Шрейдер А.А., Булычев А.Л., Шрейдер Ал.А., Мелихов В.Р. Особенности кайнозойской седиментации в глубоководной котловине Черного моря // *Океанология.* - 2003. - Т. 43, № 5. - С. 770-782.

204. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., И. Финетти и др. Особенности осадконакопления в Черном море // Океанология. – 2001. – Т.41. – №3. – С. 437-446.
205. Штиле Г. Избранные труды / Г.Штиле. – М.: Мир, 1964. – 202 с.
206. Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова ТА. Трехмерная скоростная структура мантии территории Украины и нефтегазоносность // Геофизический журн., 2007. - т.29., №1. - С. 122-130.
207. Щербаков Ф.А., Куприн Н.Н., Потапов Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине. - М.: Наука, 1978. – с.126.
208. Щербаков Ф.А., Куприн П.Ф., Потапова ЛИ. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. - М.: Наука. - 1978. - 211 с.
209. Юдин В.В., Герасимов М.Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов // Сб. материалов конф. - Симферополь, 1997. - С.16-26.

ДОДАТОК

Список публікацій за темою

1. **Шураев И. Н.** Киммерийские песчаники крымского континентального склона / Игорь Николаевич Шураев. // *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України.* – 2015. – С. 215 – 221.
2. **Шураев И. Н.** Исследования следов выщелачивания в известняках континентального склона Крыма / Игорь Николаевич Шураев. // *Вісник Дніпропетровського університету.* – 2016. – №1. – С. 149 – 154.
3. **Шураев И. Н.** Обломочный материал сопочной брекчии грязевого вулкана МГУ / Игорь Николаевич Шураев. // *Геология и полезные ископаемые мирового океана* – 2016. – №4. – С. 81 – 85.
4. **Шураев И. Н.** Сарматские отложения крымского континентального склона Чёрного моря / **И. Н. Шураев**, Л. В. Ступина. // *Scientific Journal «Science Rise».* – 2017. – №10. – С. 6 – 10. Особистий внесок – літологічні дослідження сарматських відкладів кримського континентального схилу Чорного моря.
5. Ломакин И.Э. Тектонолинеаменты и некоторые вопросы геотектоники / И.Э. Ломакин, В.М. Анохин, В.В. Кочелаб, В.В. Покалюк, Н.В. Шафранская, **И.Н. Шураев.** // *Геология и полезные ископаемые мирового океана.* – 2016 – №3. – С. 59 – 75. Особистий внесок здобувача – побудова та аналіз роз - діаграм в середовищі *Marinfo* характеризуючих тектонічні обстановки та направленість основних структур Північного Причорноморья, побудова цифрової моделі рельєфу дна Чорного моря.
6. Ломакин И.Э. Тектонолинеаменты зоны восток – северо восточного простирания и некоторые вопросы тектоники Средиземноморья / И.Э. Ломакин, В.В. Покалюк, В.В. Кочелаб, **И.Н. Шураев**, С.Г. Шпирко // *Геология и полезные ископаемые мирового океана.* – 2017 – №2. – С. 68 – 76. Особистий внесок дисертанта – побудова моделей цифрового рельєфу для території Середземноморья, побудова і аналіз роз-діаграм просторового розміщення лінеаментів.

7. Ломакин И.Э. Закономерности пространственной ориентировки тополинеаментных систем Северного Причерноморья / И.Э. Ломакин, В.В. Покалюк, В.В. Кочелаб, Н.В. Шафранская, **И.Н. Шураев** // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. – 2016 – № 4. – С. 86 – 102. Особистий внесок – побудова моделей цифрового рельєфу космічних зйомок, аналіз роз-діаграмм просторового розміщення лінеаментів для території Північного Причорноморья.
8. Шураев И.Н. Сарматские отложения континентального склона Крыма. Сучасні напрями геологічних досліджень в Україні: Збірник матеріалів молодіжної наукової конференції. 2015., Національна Академія Наук, Інститут Геологічних Наук, Київ. С. 54
9. Ломакин И.Э., Анохин В.М., Шураев И.Н. Планетарная линеаментная сеть и возможный механизм ее образования. Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием. Том 2., 2016., Институт физики Земли РАН, Москва. С. 514 – 521. Особистий внесок дисертанта – побудова моделей цифрового рельєфу для більшості океанів та континентів Землі, побудова і аналіз роз-діаграмм просторового розміщення лінеаментів.
10. I.E Lomakin, V.V Pokalyuk, Y.N Shuraiev, S. Shpyrko. Automated morphometric analysis and its application to tectonic zonation. *Geoinformatics 2017* ., Kiev, Ukraine. Особистий внесок – створення та узагальнення методики автоматичного визначення мезо-тектоніко-лінеаментів на основі програм, якими оснащено більшість геологічних установ, для території всього Причорноморья та Українського шельфу Чорного моря.
11. Шураев И.Н., Ступина Л.В., Грищенко Н.О. Создание цифровой модели рельефа морского дна и геологического строения Чёрного моря. Ідеї та новації в системі наук про Землю. Збірник матеріалів VII молодіжної наукової конференції, 25-27 жовтня 2017р. С. 20 – 21. Особистий внесок – збір, підготовка та інтерпретація матеріалу для подальших

дослідницьких робіт у 3-Д моделюванні та створення цифрової бази даних для Чорного моря