

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Одеський університет імені І.І. Мечникова
Центр морської геології, геоекології та осадового рудоутворення НАН
України**

**ВОЛОДИМИР ЄМЕЛЬЯНОВ, ОЛЕНА ІВАНІК,
НАТАЛІЯ ФЕДОРОНЧУК, КАТЕРИНА ГАДЯЦЬКА,
ТАМАРА КУКОВСЬКА, НІНЕЛЬ МАСЛУН**



Морська геологія

Практикум

Київ 2026

Рекомендовано до друку Вченою радою ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка (протокол № 12 від 13 травня 2026 р.), Вченою Радою Центру морської геології, геоекології та осадового рудоутворення НАН України (протокол № 4 від 7 травня 2026 року).

Рецензент: доктор геологічних наук, професор В.А.Нестеровський

Володимир Ємельянов, Олена Іванік, Наталія Федорончук, Катерина Гадяцька, Тамара Куковська, Нінель Маслун

О-75 Морська геологія: практикум. – Київ : КНУ ім. Тараса Шевченка, 2026. – 124 с.

В навчальному посібнику викладено загальні відомості щодо застосування сучасних методів морських геологічних досліджень, що використовуються для з'ясування особливостей геологічної будови дна океанів і морів, а також закономірностей поширення корисних копалин. Аналізуються фізико-геологічні процеси у Світовому океані, надається детальна характеристика і класифікація морських відкладів. Наводиться опис завдань для практичних робіт, що забезпечують набуття загальних та фахових компетенцій зі спеціальності «Науки про Землю». Особливу увагу приділено принципам та методам обробки геолого-геоморфологічної інформації, отриманої в результаті експедиційних робіт в межах Світового океану, а також використанню геоінформаційних систем та даних дистанційного зондування Землі. Автори посібника брали безпосередню участь у численних науково-дослідницьких рейсах в різних сегментах Світового океану, виконували морські геологічні дослідження за державними програмами та міжнародними проєктами, результати яких покладено в основу як теоретичних відомостей, так і розроблених практичних завдань. Посібник розрахований на студентів, що навчаються за спеціальністю «Науки про Землю», а також може бути корисним студентам, аспірантам та фахівцям інших спеціальностей.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 1. Батиметрична характеристика Азово-Чорноморського басейну. Побудова батиметричного профілю через основні структурні елементи океанічного дна за батиметричними даними	7
ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 2. Створення тривимірної моделі рельєфу дна моря за батиметричними даними. Характеристика морфологічних зон дна моря.....	20
ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 3. Характеристика екзогенних геологічних процесів дна Світового океану. Аналіз гравітаційних процесів в межах шельфу та континентального схилу Чорного моря	47
ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 4. Характеристика ендегенних геологічних процесів дна Світового океану. Визначення швидкостей спредингу в межах різних тектонічних структур Світового океану. Аналіз сейсмічних процесів Світового океану	69
ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 5. Аналіз та визначення закономірностей формування донних осадків та швидкостей осадконакопичення в межах різних морфологічних зон Світового океану	81
ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 6. Характеристика умов седиментації за літологічним складом осадку в колонках морських відкладів	95
ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 7. Характеристика басейну осадконакопичення за даними мінералогічного аналізу	107
СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ:	114
ДОДАТКИ.....	118

ВСТУП

Практикум з навчальної дисципліни «**Морська геологія**» призначений для студентів, що навчаються за спеціальністю 103 - Науки про Землю. Ця дисципліна займає одне з базових місць при підготовці фахівця за освітнім рівнем «бакалавр», оскільки є дисципліною, що надає та поглиблює знання з теоретичних та практичних основ геологічної та геоморфологічної науки, визначає головні напрямки дослідження геологічних процесів в межах морського та океанічного дна, аналізує важливі взаємозв'язки між формуванням рельєфу та морських осадків, визначає напрями вивчення палеоокеанологічних умов та поширення корисних копалин.

Морська геологія є самостійною галуззю знань про Землю, найцікавішою і найважливішою частиною науки про сучасний океан. Вона безсумнівно вносить багато нового в традиційну геологію, є ключем до пізнання актуалістичних позицій багатьох процесів і явищ.

Перед морською геологією, так само, як і перед сухопутною загальною геологією стоять ті самі завдання – всебічно вивчити умови та процеси осадко- та породоутворення, закономірності розміщення корисних копалин, процеси рельєфоутворення, екзогенні та ендегенні геологічні процеси тощо. Але якщо на суші геолог може практично у будь-якій точці відібрати зразок або на відслоненні, або пробуривши свердловину, або прокопавши шурф чи каналу, то морський геолог позбавлений цієї можливості. Для більшості досліджень використовуються дані науково-дослідницьких рейсів, супутникових систем та ін.

Метою морської геології є вивчення сучасних осадків і корінних порід дна морів і океанів, їхнього складу, будови, умов залягання й утворення, а також геологічних процесів в їхніх межах.

Головними **завданнями** сучасної морської геології є:

- 1) комплексне вивчення умов і особливостей осадкоутворення, тобто процесів надходження уламкового, завислого, біогенного та вулканогенного матеріалу, його осадження при взаємодії з гідродинамічними, гідрохімічними і екологічними факторами;
- 2) дослідження формування осадку в конкретних умовах;
- 3) вивчення сукупності фізико-геологічних процесів, що відбуваються на дні океану;
- 5) проведення інженерно-геологічних, пошукових і розвідувальних досліджень на різні види корисних копалин;
- 6) охорона морського середовища.

Практикум включає опис завдань та етапи виконання практичних робіт, в результаті яких студент отримує необхідні знання та здобуває навички щодо принципів та методів морських геологічних досліджень, визначення типів та умов формування морських осадків, побудови геологічних та геоморфологічних карт морського дна, аналізу морських відкладів та кореляції розрізів, аналізу елементів та форм рельєфу дна океану. Практичні роботи передбачають засвоєння принципів побудови батиметричних карт та профілів, карт донних осадків окремих сегментів Світового океану, аналіз умов седиментації за літологічним складом осадку в колонках морських відкладів шельфу, з'ясування динамічних проявів ендегенних та екзогенних геологічних процесів, а також аналіз природних небезпек в межах морського дна.

Особливу увагу приділено принципам та методам обробки геолого-геоморфологічної інформації, отриманої в результаті експедиційних робіт в межах Світового океану, а також використанню геоінформаційних систем та даних дистанційного зондування Землі. Автори посібника брали безпосередню участь у численних науково-дослідницьких рейсах в різних сегментах Світового океану, виконували морські геологічні дослідження за державними програмами та міжнародними проектами, результати яких

покладено в основу як теоретичних відомостей, так і розроблених практичних завдань. Також студентам пропонується можливість використання численних баз даних океанографічної інформації, які надають Міжнародні платформи та бази даних, включаючи глобальні дані/метадані та інформацію в тому числі і про Чорне море. Ці бази даних забезпечують широкий доступ до океанографічних, гідрологічних, гідрохімічних, геологічних, метеорологічних даних/метаданих, а також даних/метаданих про біорізноманіття. Це такі відомі та широко представлені платформи, як *EMODNet*, *SeaDataNet*, *Copernicus*, *AERONET*, *GEBCO*, *World Ocean Database*, *EMSO ERIC*, *CESM Large Ensemble with Increased Access (LEIA) for Ocean Biogeochemistry*, *NOAA NCEI Extended Reconstructed Sea Surface Temperature*, *CORDEX*, *ERA5*, *Міжнародне комплексне дослідження океану й атмосфери Data Set (ICOADS)* тощо. Такі платформи дотримуються підходів і принципів FAIR.

Виконання кожного практичного завдання оцінюється за результатами його захисту, що дає змогу оцінити ступінь засвоєння студентами теоретичних та практичних навичок за кожною темою.

Описи практичних завдань супроводжуються прикладами щодо їх підготовки та відповідними рекомендаціями щодо представлення отриманих результатів.

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 1

Батиметрична характеристика Азово-Чорноморського басейну. Побудова батиметричного профілю через основні структурні елементи океанічного дна за батиметричними даними

Мета роботи: Визначення батиметричних характеристик морського дна та морфологічних особливостей рельєфу на основі аналізу батиметричних даних, побудова батиметричного профілю та його аналіз, характеристика морфологічних та батиметричних зон.

Завдання роботи:

1. Охарактеризувати шари геолого-геоморфологічної інформації за даними сайту <https://www.emodnet-bathymetry.eu/>. Проаналізувати батиметричні характеристики визначеної ділянки морського дна за даними Генеральної батиметричної карти океанів (GEBCO) та сайту <https://www.emodnet-bathymetry.eu/>. Надати опис батиметрії морського дна в межах визначеної ділянки.
2. Надати батиметричну характеристику Азово-Чорноморського басейну за даними Emodnet Bathymetry.
3. Побудувати батиметричний профіль по лінії Одеса-Батумі та надати характеристику батиметричних та морфологічних зон в його межах.

Головні терміни та визначення.

Батиметрія – це процес вимірювання та нанесення на карту підводних об'єктів океанів, річок, озер та інших водойм.

Залежно від глибини океан поділяється на такі **батиметричні зони**:

1. Літоральна, тобто прибережна, що обмежена глибинами в декілька метрів.

2. Неритова, що поширюється до глибин близько 200 м.
3. Батіальна обмежується ізобатою 3 тис. м.
4. Абісальна поширюється від 3 до 6 тис. м.
5. Гіпабісальна розташована в межах глибин більше 6 тис. м.

Слід зазначити, що вказані глибини є дещо умовними. Так, у Чорному морі абісальна зона починається з глибини 2 тис. м.

Генеральна батиметрична карта Світового океану (GEBCO) – це загальна батиметрична карта Світового океану.

За даними Ю.Д. Шуйського, в океані виділяються такі **категорії** рельєфу та відповідні **морфологічні зони**:

I. Берегова зона моря, у межах якої виділяються:

Ia – берег; Ib – підводний схил

II. Підводна окрайка материків:

IIa – шельф; IIб – материковий схил; IIв – материкове підніжжя

III. Перехідна зона

IIIa – улоговини окраїнних морів; IIIб – внутрішні підняття;

IIIв – островні дуги; IIIг – глибоководні жолоби.

IV. Глибоководне ложе океану

IVa – океанічні улоговини; IVб – підводні плато (підвищені рівнини);

IVв – вулканічні дуги; IVг – океанічні кряжі.

V. Серединні океанічні хребти:

Va – рифти ("рифтові долини"); Vб – крилові зони хребтів.

Цифрова модель рельєфу (ЦМР) - це цифрове представлення топографії поверхні землі або рельєфу. Вона також широко відома як цифрова модель місцевості (DTM). ЦМР часто використовуються в географічних

інформаційних системах і є найпоширенішою основою для цифрових батиметричних карт.

Поверхню місцевості можна описати як представлення двох різних елементів; випадковий і систематичний. Випадковими (стохастичними) елементами є суцільні поверхні з безперервно змінним рельєфом. Щоб точно описати рандомні форми місцевості, знадобиться нескінченна кількість точок, але на практиці їх можна описати за допомогою мережі точок. Зазвичай використовують мережу, яка створює похилі трикутники або правильні квадранти.

Систематична частина найкраще представлена лініями та типовими окремими точками. Окремі особливості рельєфу можна словесно описати за допомогою багатьох термінів, наприклад плавний схил тощо. Однак геометрія має лише три терміни: точка, лінія та площа. Неможливо описати рельєф, що постійно змінюється, використовуючи лише три дискретні змінні, тому всі описи обов'язково є наближеннями до реальності.

Сітки глибин для батиметричних даних, представлені як цифрові карти глибин, представлені у формі файлів GeoTIFF, GRIDfile, DTED. Такі карти публікуються на таких ресурсах, як EMODnet Batymetry, GMRT і Copernicus DEM, які часто включають дані SRTM суходолу на додаток до моделі Чорного моря.

Міжнародні платформи та бази даних, включаючи глобальні дані/метадані та інформацію про Чорне море, забезпечують широкий доступ до океанографічних, гідрологічних, гідрохімічних, геологічних, метеорологічних даних/метаданих, а також даних/метаданих про біорізноманіття. Це такі відомі та широко представлені платформи, як *EMODNet*, *SeaDataNet*, *Copernicus*, *AERONET*, *GEBCO*, *World Ocean Database*, *EMSO ERIC*, *CESM Large Ensemble with Increased Access (LEIA) for Ocean Biogeochemistry*, *NOAA NCEI Extended Reconstructed Sea Surface Temperature*, *CORDEX*, *ERA5*, *Міжнародне комплексне дослідження океану й атмосфери*

Data Set (ICoads) тощо. Такі платформи дотримуються підходів і принципів FAIR. Багато з них інтегровані і повторюють набори існуючих даних.

Світові інформаційні платформи, такі як *PANGEA*, *Open Geospatial Consortium (OGC)* та інші створюють і надають доступ до величезної кількості метаданих.

Інформаційний ресурс *The Research Data Archive* (Архів даних досліджень (Національний центр атмосферних досліджень, США)) надає доступ до багатьох метаданих і архівних даних для дослідження клімату та погоди. За допомогою цього ресурсу є можливість отримати доступ до таких наборів даних, як *ETOPO2*, *Global 2 Arc-minute Ocean Depth and Land Elevation from the US*, *RSS Optimally Interpolated Microwave and Infrared Daily Sea Surface* та інші.

Глобальні служби спостережень, космічні агентства, метеорологічні служби створили інформаційні портали, наприклад, Портал підтримки *ECMWF Support Portal*, *Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Vector Analysis Product V2, 1987 - ongoing (NASA)*, *Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center (ORNL DAAC)*, які також забезпечують доступ до даних за вимогою.

Портал EMODNET-Bathymetry надає послуги для перегляду та завантаження цифрової моделі рельєфу (DTM) для європейських морських регіонів, створеної партнерством EMODnet Bathymetry на основі зростаючої кількості наборів батиметричних даних.

На даний момент користувачам надаються наступні ключові сервіси та функціональні можливості:

1. Служба виявлення та доступу до даних: забезпечує функціональність для пошуку та отримання наборів даних;
2. Служба виявлення та доступу до розроблених продуктів: надає функціональність для пошуку та перегляду метаданих DTM;

3. Служба перегляду та завантаження батиметричних даних: надає функціональні можливості для перегляду та завантаження цифрових батиметричних даних DTM та отримання інформації про базові набори даних, які використовуються для складання DTM.

Служба перегляду та завантаження батиметричних даних надає різні способи перегляду та взаємодії з цифровою моделлю місцевості (DTM) EMODnet і пов'язаними метаданими за допомогою шарів карти та спеціальних функцій для кожного шару.

Версія 2020 року цифрової моделі рельєфу EMODnet (DTM) була створена з роздільною здатністю сітки $1/16 * 1/16$ кутових хвилин (приблизно $115 * 115$ метрів) з використанням найкращих доступних наборів батиметричних даних. На практиці було включено понад 16 360 наборів даних на основі використання однопроменевих, багатопроменевих і LIDAR-спостережень та супутникової батиметрії для вибраних ділянок узбережжя. Незважаючи на це, все ще є області, де високоякісні батиметричні дані недоступні або не можуть бути отримані. Щоб запобігти пропускам у шарі DTM EMODnet, ці області були заповнені даними GEBCO 2020.

Батиметричні дані можна завантажити в різних форматах. Наразі підтримуються такі формати: EMODnet csv (формат EMO), ASCII xyz, Esri ASCII grid, EMODnet NetCDF, GeoTIFF і QPS SD (Fledermaus). Файл EMO доступний як із GEBCO, так і без інтерпольованих (INT) значень. Крім того, набір даних про середній рівень моря доступний у вигляді Esri ASCII. Окрім завантаження батиметричних даних, сервіс надає інформацію про глибину точки, трансекти та метадані основних досліджень (табл. 1).

Таблиця 1. Батиметричні та геоморфологічні параметри, що забезпечуються EMODnet Bathymetry для Чорного моря

Parameter	End Year	Data types	Data format
High resolution bathymetry, Bathymetry and Elevation, Bulgarian Black Sea South Shore	2016	data/metadata DTM of the Bulgarian Black Sea South Shore	.grd, .emo
High resolution bathymetry	2002	data/metadata NetCDF files	.cdf, .emo
High resolution bathymetry, Romanian national mapping of the continental platform	2013	data/metadata NetCDF files	.cdf, .emo
High resolution bathymetry, Coastal geomorphology Bathymetry and Elevation, south of Constanta Port, Romania, 3339_Agigea_MR_HR	2015	data/metadata, ESRI Shapefile Format Version 1.0; XYZ Ascii	.shp, .emo
High resolution bathymetry, Bathymetry and Elevation, annual/multiannual geomorphological changes in shallow waters (up to 10 m)	2011	data/metadata, GeoTIFF	.tiff, .emo
High resolution bathymetry, Coastal geomorphology, Bathymetry and Elevation, Tuzla, Romania	2020	data/metadata, XYZ Ascii	.xyz,.emo
High resolution bathymetry, Coastal geomorphology, Bathymetry and Elevation23 August, Romania	2020	data/metadata, XYZ Ascii	.xyz,.emo
Mean depth in multi colour style (no land data)	2020	data/metadata, XYZ ASCII, grid: GeoTIFF, Esri ASCII, Colour Map JPEG, Shaded Relief JPEG	.xyz
Mean depth rainbow colour ramp (no land data)	2020	data/metadata, XYZ ASCII, grid: GeoTIFF, Esri ASCII, Colour Map JPEG, Shaded Relief JPEG	.xyz

Mean depth full coverage, Bathymetry and Elevation	2020	data/metadata, XYZ ASCII, grid: GeoTIFF, Esri ASCII, Colour Map JPEG, Shaded Relief JPEG	.xyz
Coastlines	NA	data, ESRI Shapefile Format	.xyz
Depth contours	NA	data, ESRI Shapefile Format	.xyz
DTM 2020, 2018, 2016	NA	EMODnet CSV (EMO)files,	.emo
Depth	2021	metadata format : Climate and Forecast NetCDF Version 3.5	xyz, geotif

Алгоритм виконання роботи:

Завдання 1. Охарактеризувати шари геолого-геоморфологічної інформації за даними сайту <https://www.emodnet-bathymetry.eu/>. Проаналізувати батиметричні характеристики визначеної ділянки морського дна за даними Генеральної батиметричної карти океанів (GEBCO). Надати опис батиметрії морського дна в межах визначеної ділянки. Визначити максимальні та мінімальні абсолютні глибини, переважаючі глибини, характер зміни абсолютних глибин в межах карти. Дати характеристику змін батиметрії, враховуючи морфологію рельєфу.

Приклад:

У переліку шарів інформації бази даних *Emodnet* виділяються такі групи:

- адміністративні одиниці (*Administrative units*);
- батиметрія (*EMODnet Bathymetry*);
- біологія (*EMODnet Biology*);
- хімія (*EMODnet Chemistry*);
- геологія (*EMODnet Geology*);
- антропогенна діяльність (*EMODnet Human activities*);

- фізика (EMODnet Physics)....

У межах кожної з цих груп можливим є доступ до інформаційних підгруп.

У групі **Bathymetry** виділено такі підгрупи:

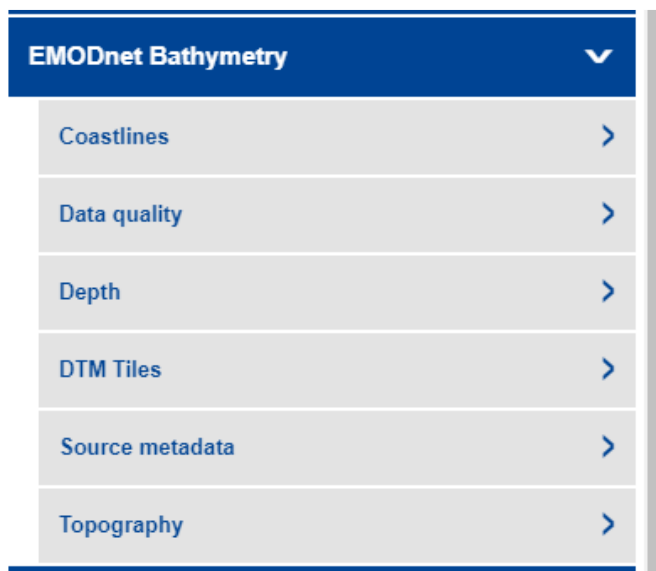


Рисунок 1. Скріншот шарів інформації батиметричної характеристики морського дна (<https://www.emodnet-bathymetry.eu/>)

У кожній із цих підгруп виокремлюються шари, які відповідають певній характеристиці морського дна.

Підгрупа Coastlines включає наступні шари: Lowest Astronomical Tide; Mean High Water; Mean Sea Level.

Шар Lowest Astronomical Tide вказує на найнижчий рівень астрономічного припливу.

Шар Mean High Water показує на найвищий рівень моря у даному регіоні, також охоплює все узбережжя.

Шар Mean Sea Level вказує на середній рівень моря у регіоні, охоплює все узбережжя.

Підгрупа Depth включає шари: Bathymetric contours; Mean depth in multi colour (no land); Mean depth in natural colour (with land); Mean depth rainbow colour (no land), High Resolution bathymetry.

Шар Bathymetric contours включає ізобати з позначками глибин морського басейну, охоплює весь регіон (рис.2).



Рисунок 2. Шар Bathymetric contours (<https://www.emodnet-bathymetry.eu/>)

Шар Mean depth in multi colour (no land) (рис. 3) показує розподіл середніх глибин морського басейну у мультикольорах. Середня глибина в багатоколірному стилі з прив'язкою глибини води до LAT від EMODnet DTM у формі сітки по всьому морському басейну (сітка $1/16^{\circ} \times 1/16^{\circ}$ кутової хвилини (приблизно 115 метрів сітки), доповненої покриттям GEBCO, не включаючи суходіл.

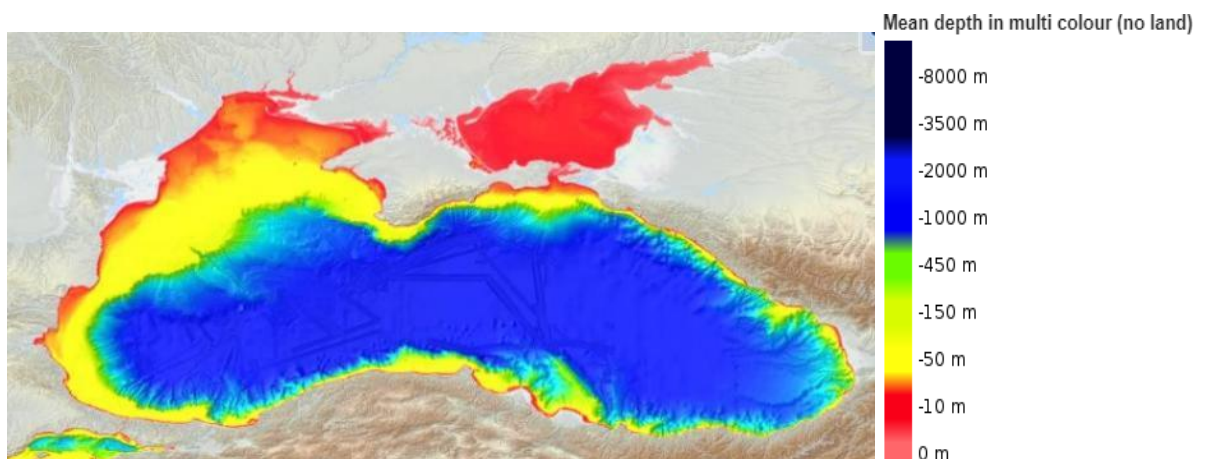


Рисунок 3. Шар Mean depth in multi colour (no land) (<https://www.emodnet-bathymetry.eu/>)

Шар High Resolution bathymetry (рис. 4) демонструє проведені батиметричні дослідження високої роздільної здатності для окремих ділянок акваторії. Цей шар дозволяє переглядати, збільшувати, запитувати метадані та завантажувати колекцію DTM з високою роздільною здатністю (HR-DTM) для вибраних ділянок. Роздільна здатність HR-DTM коливається від 1/32 до 1/512 кутової хвилини залежно від політики локальних даних постачальників даних.

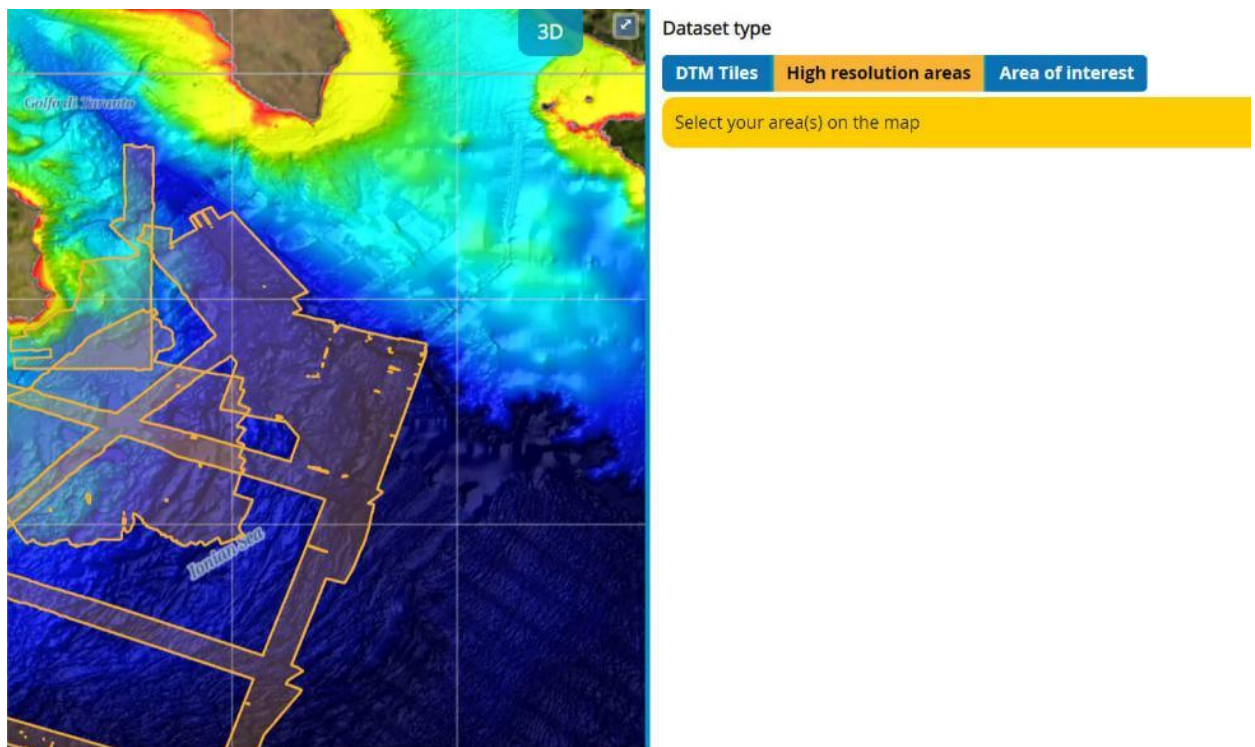


Рисунок 4. Інтерфейс EMODnet Bathymetry: High resolution areas (<https://www.emodnet-bathymetry.eu/>)

Завдання 2. Надати батиметричну характеристику Азово-Чорноморського басейну за даними Emodnet Bathymetry.

При виконанні цього завдання необхідно описати розподіл глибин в межах Азово-Чорноморського басейну, визначити максимальні та мінімальні абсолютні глибини, переважаючі глибини, характер зміни абсолютних глибин в межах карти. Дати характеристику морфологічних зон в межах різних частин акваторії.

В межах Азово-Чорноморського басейну максимальні глибини морського дна сягають 2212 м. Спостерігається виразна відмінність між шириною шельфу у різних частинах басейну. Площа шельфу складає близько 30%, площа глибоководної западини складає близько 40 % території, решта (30 %) в основному припадає на ділянку материковий схил - материкове підніжжя. Ширина північно-західного шельфу Чорного моря сягає 200 км, середня глибина шельфу в межах цієї частини басейну складає 90-120 м. Материковий схил занурюється від глибин 90-140 м і простежується до глибин 1800 м

Східна частина шельфу вузька, шириною від 3-5 до 15-20 км, із стрімкішим зануренням, середні глибини шельфу в цій частині басейну - 90-120 м. Материковий схил тут починається на глибинах 90-200 м і простежується до 1800-2000 м.

Шельф біля Кримського півострову вузький, шириною до 20 км....

Завдання 3. Побудувати батиметричний профіль по лінії Одеса-Батумі та надати характеристику батиметричних та морфологічних зон в його межах.

В межах цього завдання виконується побудова батиметричного профілю по лінії Одеса-Батумі (або по іншій лінії залежно від варіанту, виділяються батиметричні ділянки, надається батиметрична та морфологічна характеристика рельєфу по всьому профілю та у межах кожної батиметричної ділянки із аналізом морфології дна та відміток глибин.

Для побудови батиметричного профілю по лінії **Одеса-Батумі** (Рис. 5) на батиметричній карті обирається лінія, яка і буде являти профіль дна моря. Після побудови профілю необхідно надати батиметричну характеристику

рельєфу по всьому профілю та у межах кожної батиметричної ділянки за морфологією поверхні та відмітками глибин.

На поздовжніх та поперечних профілях певні форми рельєфу та їх елементи виділяються у вигляді опуклих (додатніх), увігнутих (від'ємних), складних та простих форм. Перехід одних форм в інші може бути поступовий, різкий, східчастий, терасовидний тощо.

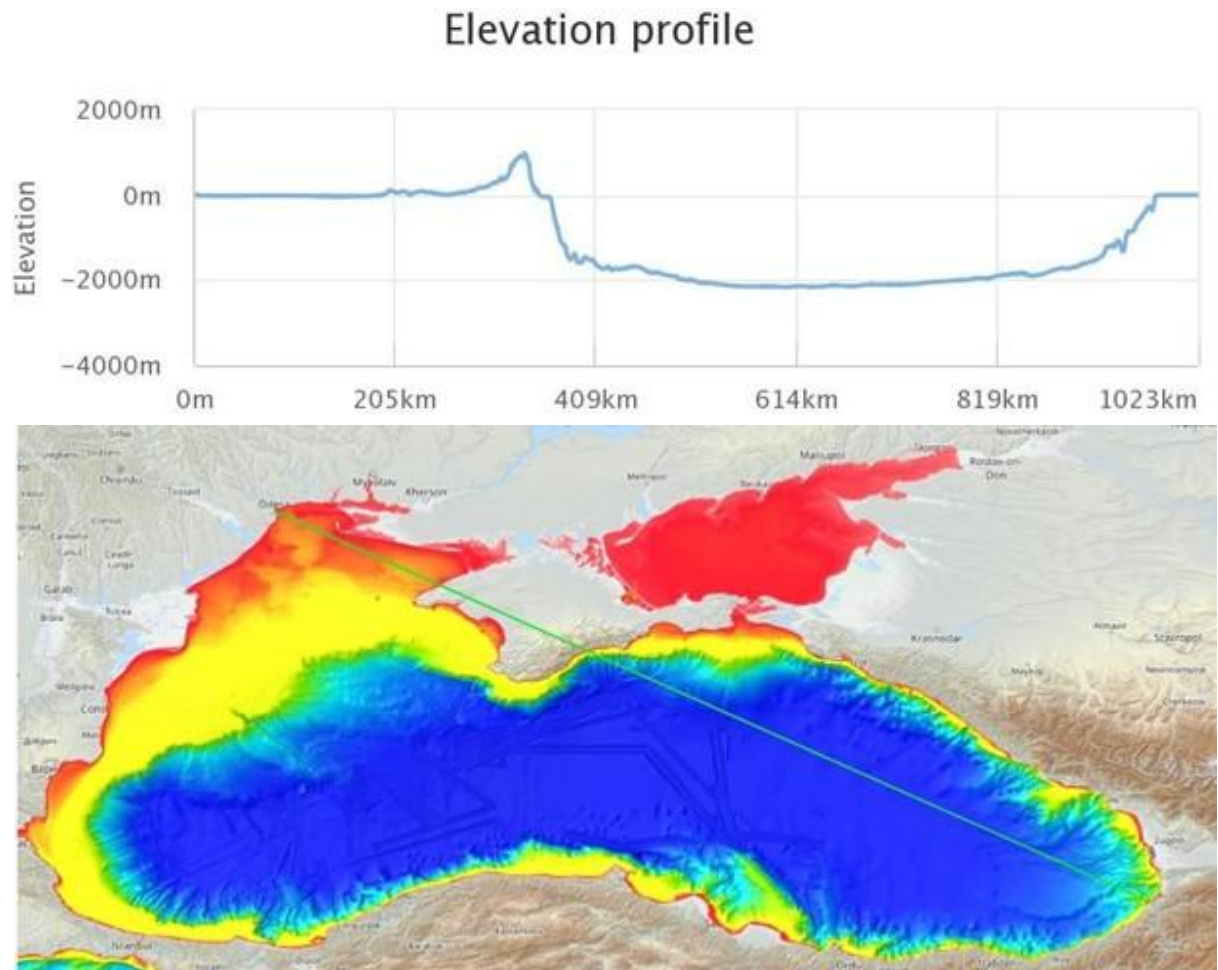


Рисунок 5. Батиметричний профіль по лінії Одеса-Батумі

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ:

- 1. Що вивчає морська геологія як наука?*
- 2. Що таке батиметрія та які методи дослідження глибин дна океану Ви знаєте?*
- 3. Які бази даних використовуються для аналізу глибин Чорног моря?*
- 4. Які батиметричні зони дна океану Ви знаєте?*
- 5. Які морфологічні зони існують у межах Світового океану?*

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 2

Створення тривимірної моделі рельєфу дна моря за батиметричними даними. Характеристика морфологічних зон дна моря

Мета роботи: виконати методику побудови тривимірної цифрової моделі рельєфу морського дна за батиметричними даними та провести морфометричний аналіз для виділення й характеристики морфологічних зон дна моря з використанням ArcGIS Pro.

Завдання роботи:

1. Побудувати основні морфометричні карти (батиметрія, карти кривизни, крутизни та експозиції схилів) на основі цифрової моделі рельєфу морського дна.
2. Побудувати TIN-модель морського дна за допомогою наявного *SHP-файлу ізобат (батиметричних ізоліній)* в середовищі ArcGIS Pro.
3. Проаналізувати TIN та виділити морфологічні зони (*наприклад, шельф, схил, підніжжя, западини*) і їх приналежність до певних батиметричних зон для заданої ділянки.
4. Перетворити TIN у растрову DEM-модель і на її основі побудувати карти крутизни (slope) та експозиції (aspect) схилів із використанням інструментів спеціалізованих модулів *3D Analyst*.
5. Надати детальну характеристику побудованих морфометричних карт, проаналізувавши розподіл морфометричних параметрів рельєфу та визначити основні морфологічні елементи морського дна.
6. Рекласифікувати TIN за класами відповідно до розподілу морфометричних елементів в межах заданої моделі рельєфу.
7. Порівняти отримані результати із генеральною батиметричною картою Світового океану GEBCO (<https://download.gebco.net/>).

Головні терміни та визначення:

Цифрова модель рельєфу (Digital Elevation Model, DEM) є основним вихідним матеріалом для будь-якого моделювання або кількісної оцінки процесів, пов'язаних із рельєфом Землі чи морського дна. В контексті даної практичної використовується для розрахунку похідних морфометричних параметрів. Найчастіше застосовуються показники крутизни схилу (Slope), кривизни поверхні (Curvature), які дозволяють описати геометрію поверхні та проаналізувати структурні елементи рельєфу (рис. 6).



Рисунок 6. ЦМР (<http://www.noaa.gov/>)

Морфометричний аналіз на основі DEM виконує калькуляцію таких параметрів, як крутизна схилів, експозиція, кривизна, глибина розчленування рельєфу, швидкість переносу осадового матеріалу і т.д. Ці показники дозволяють якісно та кількісно аналізувати морфологію рельєфу (ідентифікувати опуклі та увігнуті форми поверхні рельєфу), виявити зони акумуляції та ерозії, ділянки прояву гравітаційних процесів.

Крутизна схилів (Slope) є одним із базових морфометричних параметрів, який характеризує ступінь нахилу земної поверхні до горизонту. Для рельєфу морського дна цей показник дозволяє виділяти пологі шельфові зони, круті ділянки континентального схилу, або ж борти підводних каньйонів,

тектонічні уступи та інші елементи рельєфу морського дна. *Пологі поверхні* зазвичай відповідають зонам стабільного осадонакопичення, тоді як *круті схили* часто приурочені до ділянок активного перерозподілу і транспортування осадового матеріалу, ерозійного врізання, зсувів або структурного контролю рельєфу. У межах морських басейнів аналіз карт крутизни дає змогу простежити перехід від шельфу до континентального схилу та визначити ділянки із найбільшим градієнтом глибин.

Експозиція (Aspect) є азимутальною характеристикою напрямку максимальної інсоляції схилів. У дослідженнях морського дна вона має дещо інше значення, ніж у дослідженнях суходолу, однак також може використовуватись для аналізу орієнтації схилів, бортів підводних каньйонів, осьових частин жолобів, структурних уступів та інших форм відносно панівних течій та хвилювості активності (експоновані схили найчастіше є крутими в результаті постійного розмиву під дією постійних течій). У поєднанні з даними про транспортування осадів та тектонічну будову експозиція допомагає оцінити просторову асиметрію рельєфу.

Кривизна поверхні (Curvature) - це геометричний показник, що вказує на ступінь і характер зміни крутизни у вертикальному або горизонтальному напрямках. У геоінформаційних системах виділяють кілька типів кривизни поверхні. **Profile curvature** характеризує зміну ухилу вздовж напрямку максимальної крутизни схилу і впливає на швидкість переміщення осадового матеріалу. **Plan curvature** відображає зміну форми поверхні у горизонтальній площині та визначає тенденцію до концентрації або розсіювання потоків. Загальна кривизна поверхні поєднує ці характеристики та дозволяє оцінити геометричну форму рельєфу в локальному масштабі. *Позитивні значення кривизни* відповідають опуклим формам рельєфу, які часто пов'язані з ерозійними гребенями або структурними підняттями. *Негативні значення* характерні для увігнутих форм, таких як каньйони, жолоби або депресії. *Значення, близькі до нуля*, відповідають відносно рівним поверхням або ділянкам з незначною зміною ухилу. На опуклих підводних схилах осадки

зазвичай не затримується, тоді як на увігнутих - накопичуються потужні верстви осадів.

Алгоритм виконання роботи:

Завдання 1. Побудувати основні морфометричні карти (батиметрія, карти кривизни, крутизни та експозиції схилів) на основі цифрової моделі рельєфу морського дна.

З метою ознайомлення з основними функціями морфометричного аналізу морського дна потрібно відкрити готовий навчальний проєкт у програмі ArcGis Pro *VisualizeBathymetry.aprx*. В цьому проєкті міститься DEM під назвою *Atlantic_DEM.tif*, яка буде основою для побудови ізобат, відмивки рельєфу, кривизни крутизни та експозиції підводних схилів.

1.а. Отже, щоб перейти до побудови карти *відмивки рельєфу* задля кращого візуального сприйняття морфології морського рельєфу та підкреслити дрібні морфологічні форми морського дна, необхідно використати інструмент (рис. 7): *Analysis* → *Raster Function* → *Surface* → *Hillshade*.

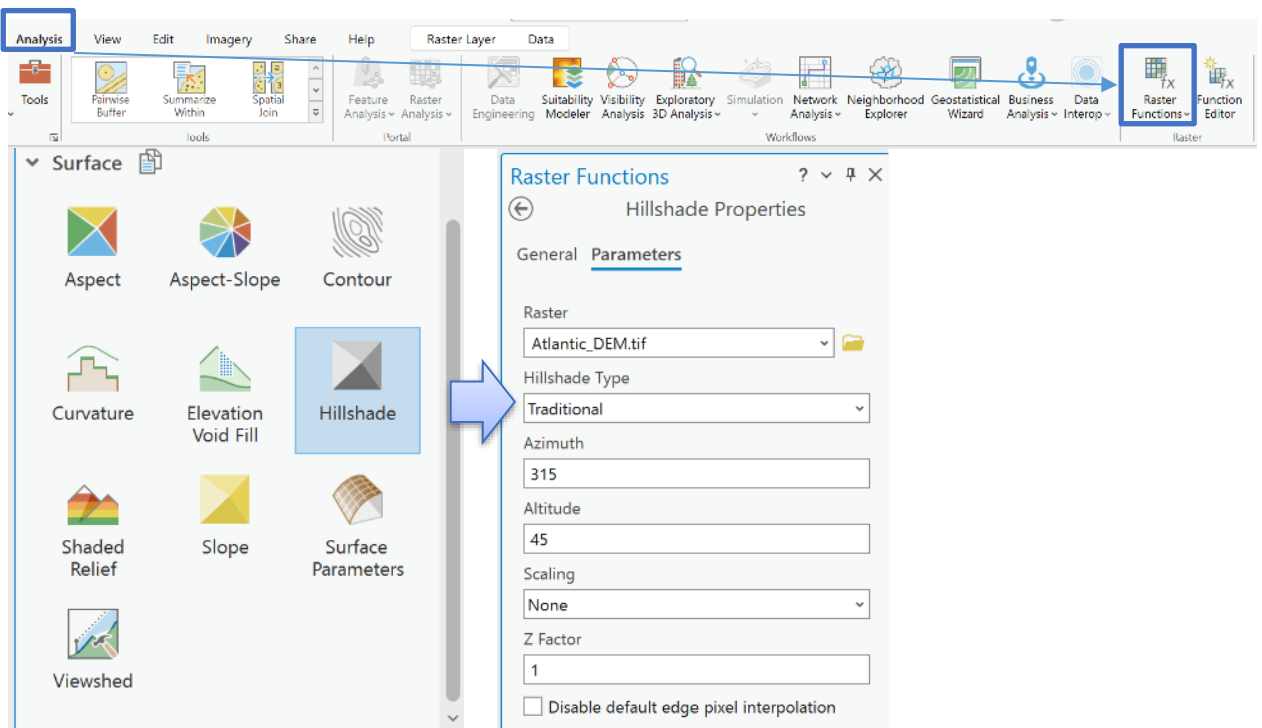


Рисунок 7. Шлях і основні параметри побудови карти відмивки рельєфу

Надалі отримана карта відмивки рельєфу слугуватиме підложкою для решти побудованих карт, у властивостях яких необхідно буде обрати напівпрозорість «40%».

Отримана *карта відмивки рельєфу* дозволяє чітко виявити морфологічні елементи морського дна, зокрема підводні каньйони, уступи та інші форми морського рельєфу (рис.8).

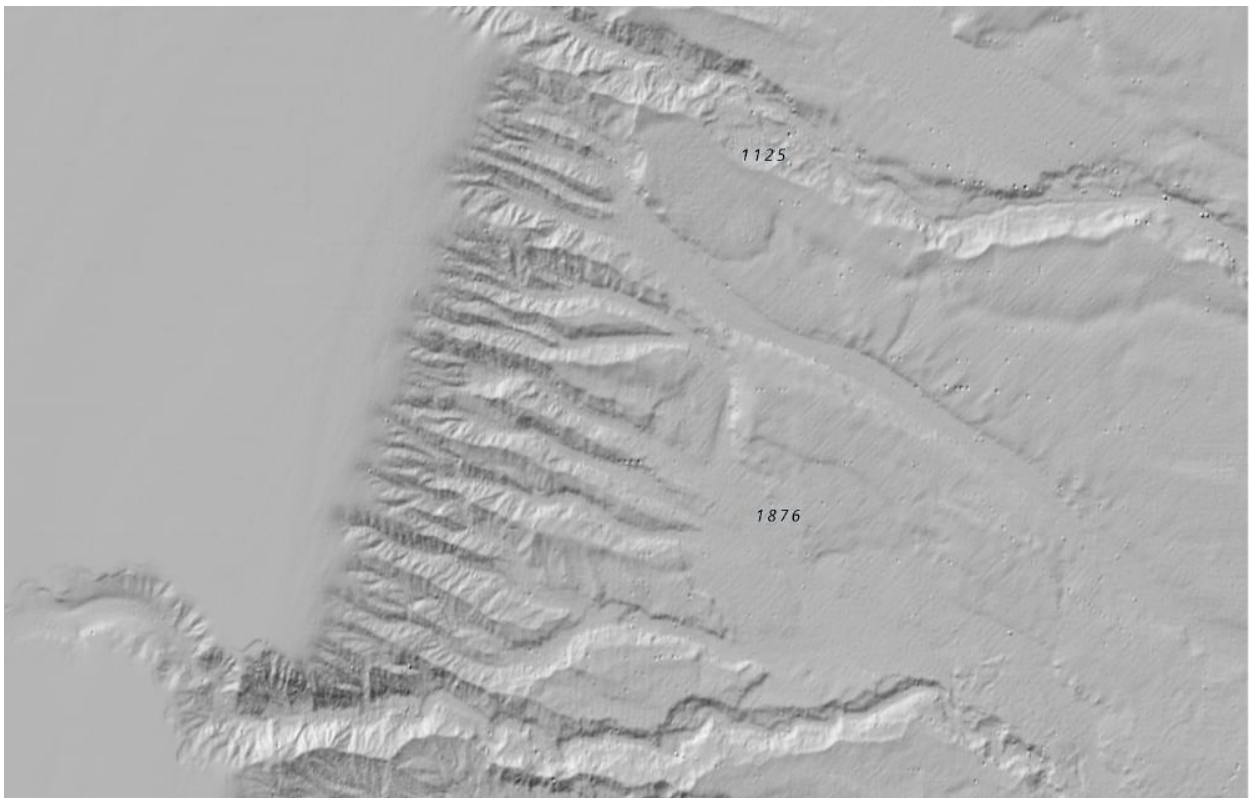


Рисунок 8. Побудована карта відмивки рельєфу

1.6. Для побудови *карт ізобат* необхідно використати інструмент *Contour* (рис.9).

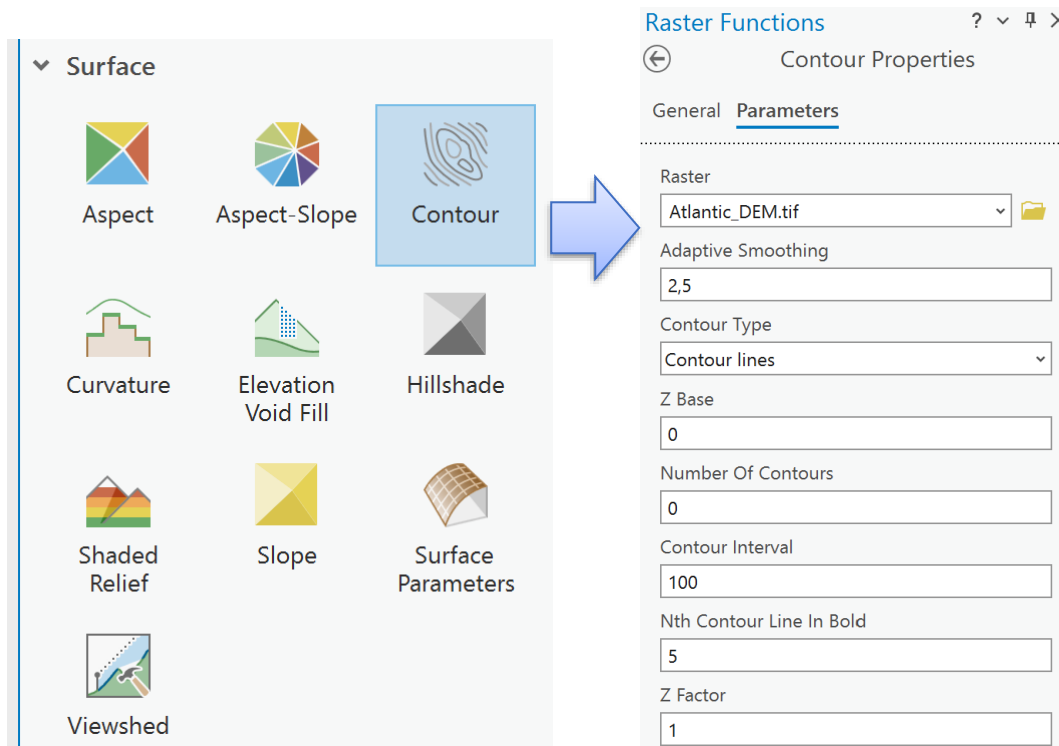


Рисунок 9. Шлях і основні параметри побудови ізобат

Побудовані ізолінії глибин (ізобати) допомагають краще відображати кількісні показники глибин, що дуже корисно при їх просторовому накладанні на інші морфометричні карти (рис.10).

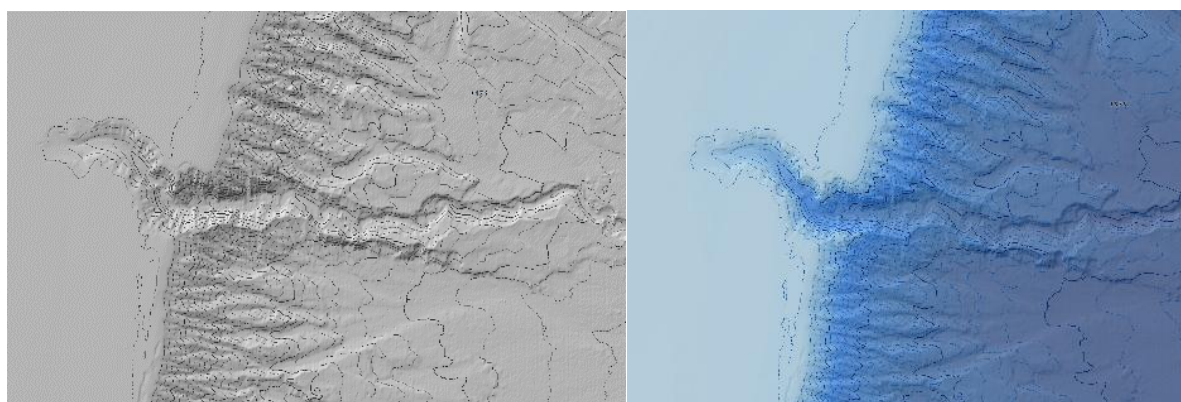


Рисунок 10. Візуалізація побудованих контурів ізобат

1.в. Для побудови *карти крутизни підводних схилів* необхідно знову використати вкладну функцій *Raster function (Analysis → Raster Function → Surface → Slope)* (рис. 11). Вхідним растром для побудови знову буде *Atlantic_DEM.tif* із параметрами за замовчуванням, як показано на рис.11. Для того щоб покращити відображення карти необхідно обрати наступні параметри (*Stretch Type → Minimum Maximum*, включити *DRA*), оскільки вихідне зображення без цього буде важко візуально проінтерпретувати. З точки зору методики важливо фіксувати одиниці розрахунку, або у градусах (degrees) або в одиницях відсотків (percent rise). В даному практичному завданні рекомендується розрахувати принаймні один варіант у градусах, а percent rise залишити як додатковий для порівняння. Також важливим при побудові цієї карти є z-factor: якщо x,y і z у різних одиницях, його потрібно встановити коректно, інакше результати побудов будуть неправильні; тому наводимо класичний приклад перерахунку з футів у метри (0.3048). Для даного варіанту обираємо Z=1 (рис.12).

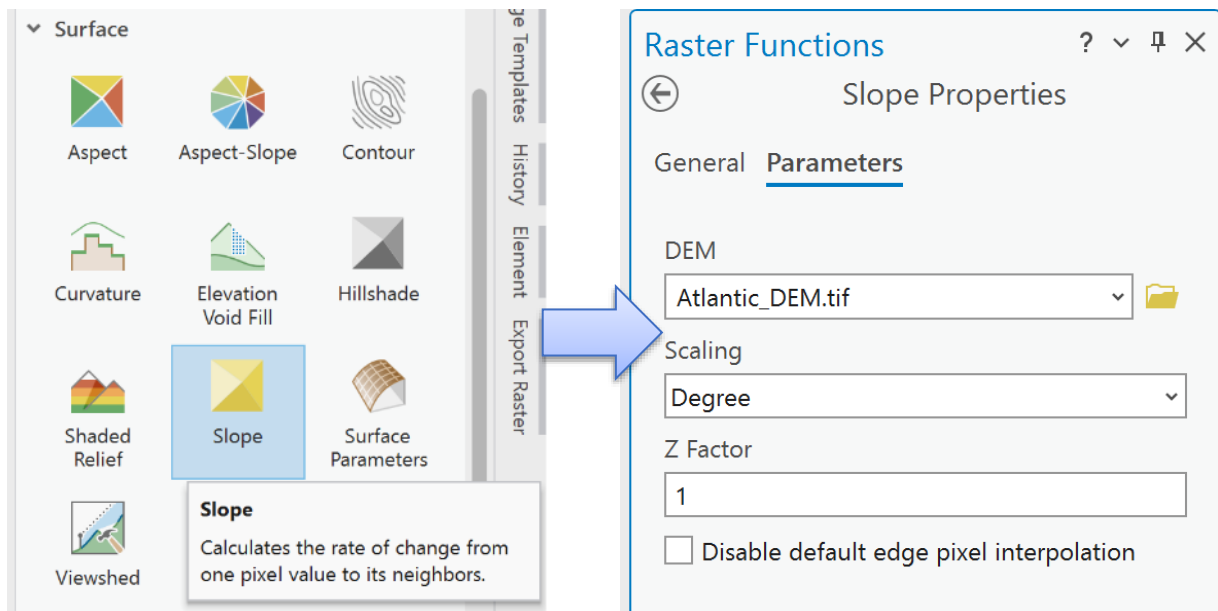


Рисунок 11. Шлях і основні параметри побудови карти відмивки рельєфу

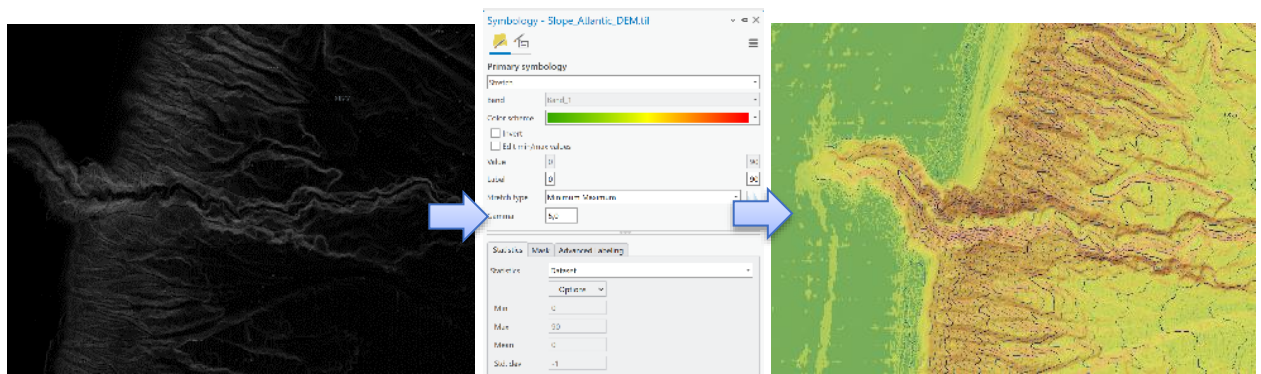


Рисунок 12. Візуалізація побудованої карти крутизни та параметрів, які необхідно обрати для кращого візуального сприйняття та інтерпретації

Також із переліку необхідно побудувати комбіновану карту крутизни та експозиції схилів ***Raster function (Analysis → Raster Function → Surface → Aspect-Slope)*** (рис.13). На отриманій карті добре виділяються експоновані схили різної крутизни, особливо добре видно кайони (рис.14).

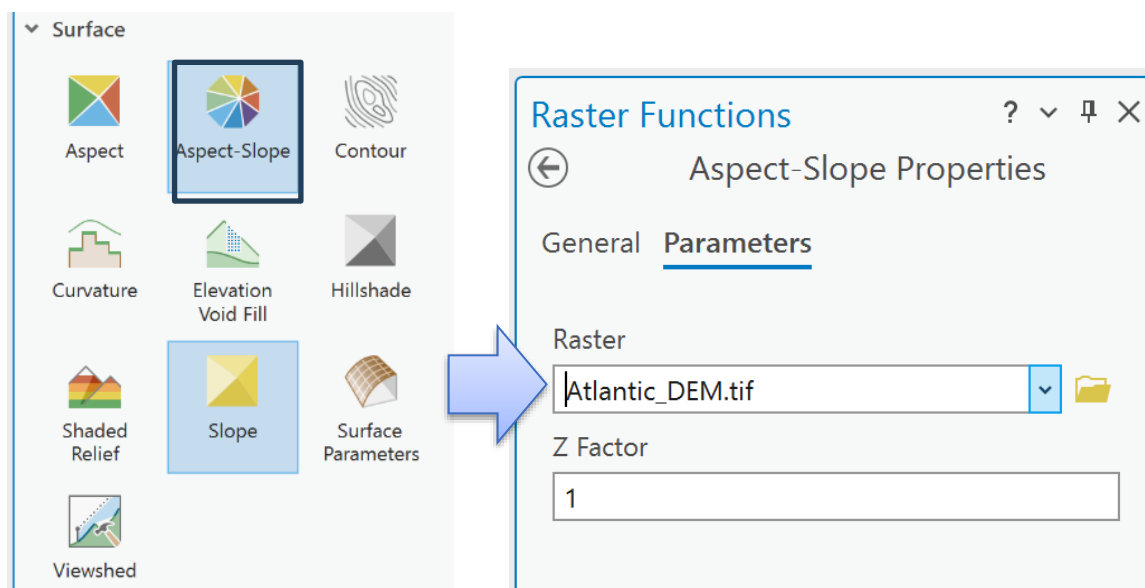


Рисунок 13. Шлях і основні параметри побудови карти експозиції та крутизни

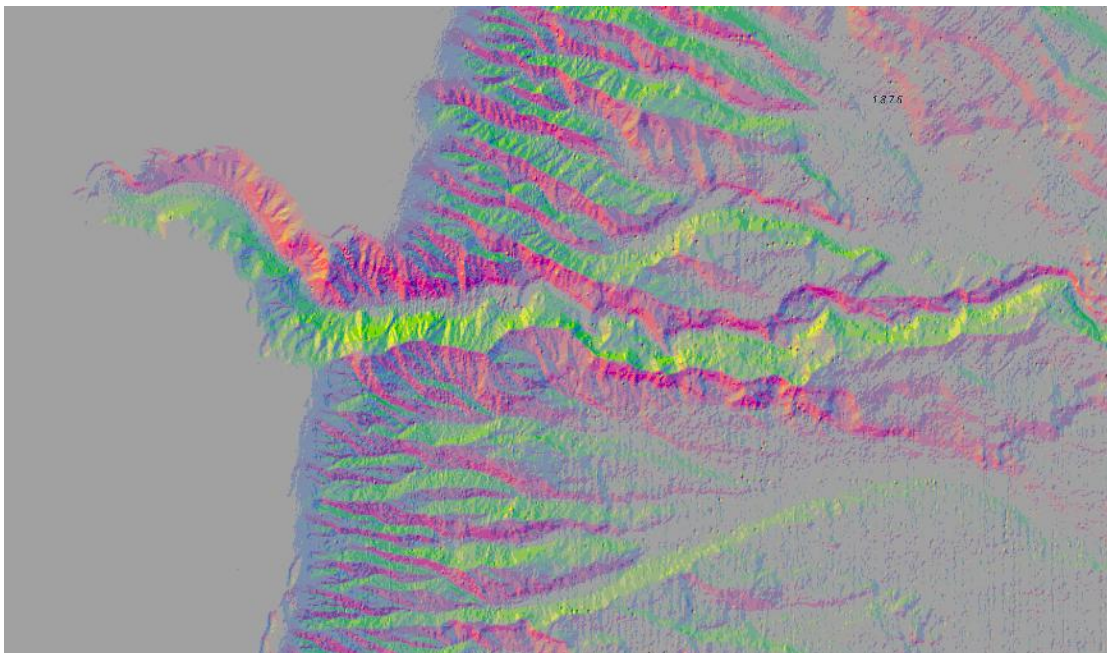


Рисунок 14. Візуалізація побудованої карти експозиції та крутизни

1.г. Наступною важливою картою для проведення морфометричного аналізу є карта кривизни підводних схилів, яка будується за допомогою функції *Raster function (Analysis → Raster Function → Surface → Curvature)* (рис.15). Тип цієї карти може бути: стандартним (Standard), по профілю (Profile Curvature), та в плані (Plan Curvature). Студент обов'язково має побудувати стандартну карту крутизни схилів (рис.16), а по профілю і в плані за бажанням. Профільна кривизна добре виділяє перегини схилів уздовж зон акумуляції осадків, планова добре відображає латеральну морфологію, особливо в місцях розгалудження палеоканьйонів. У звіті про виконання даного завдання необхідно обов'язково зазначити, яку саме кривизну побудовано та проінтерпретовано.

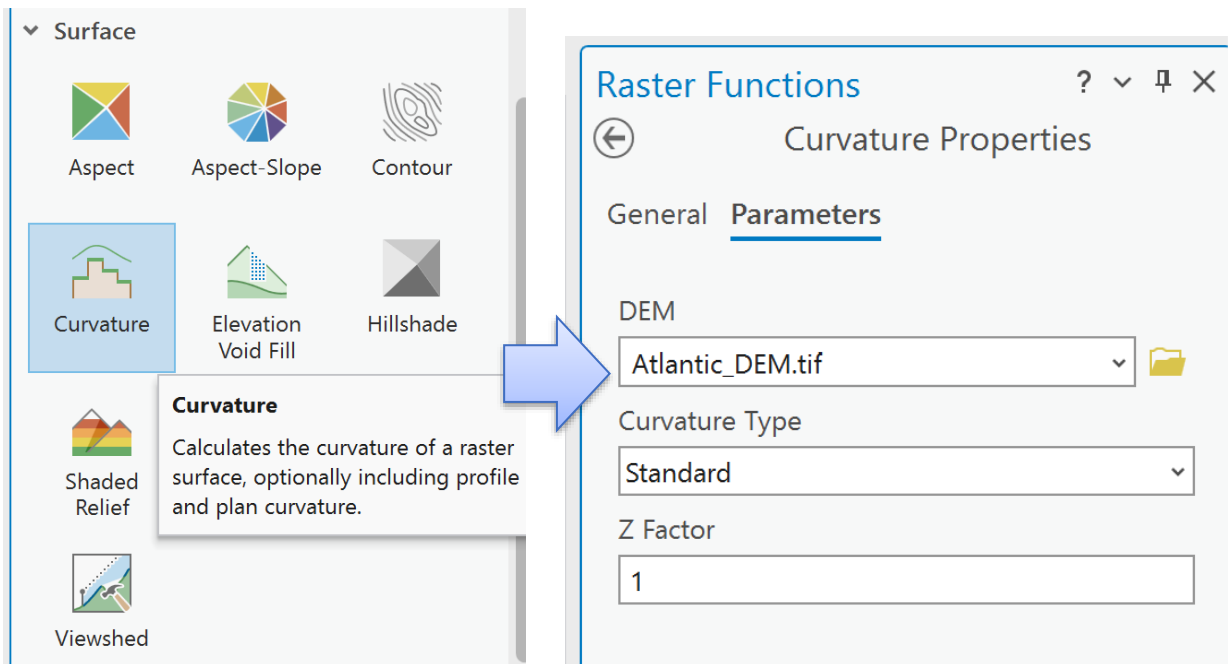


Рисунок 15. Шлях і основні параметри побудови карти кривизни

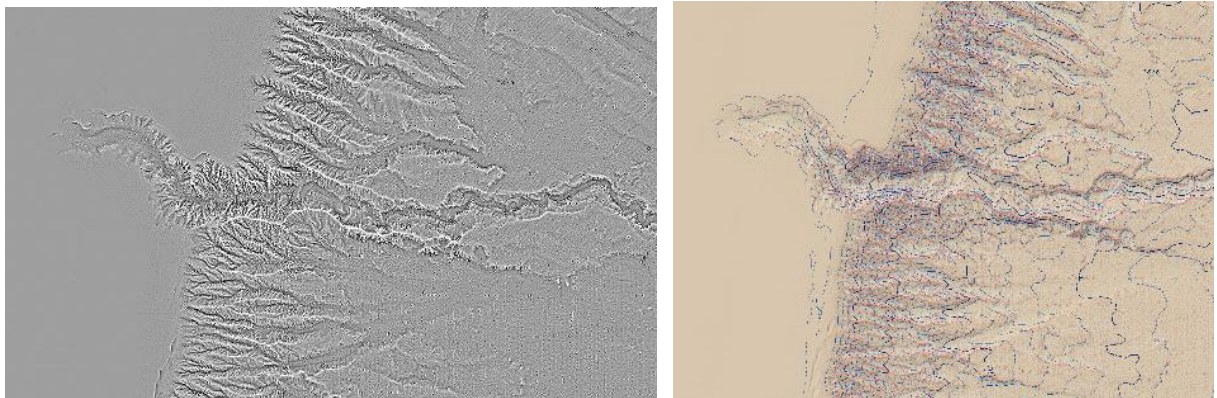


Рисунок 16. Візуалізація побудованої карти кривизни та її подальше перетворення для кращої інтерпретації

Для того, щоб побудувати лінію профілю впоперек канйону необхідно перейти із двовимірного режиму в тривимірний. Для цього обираємо **View → Convert → To Global Scene** (рис.17). Також є можливість збільшити вертикальний масштаб для кращої візуалізації морфології рельєфу. На панелі «Вміст (Content)» у розділі «Elevation Surfaces» натисніть «Ground» і на

верхній панелі відкриється вкладка *«Elevation Surface Layer»* і у вікні *«Vertical Exaggeration»* потрібно встановити значення **4** (рис. 18).

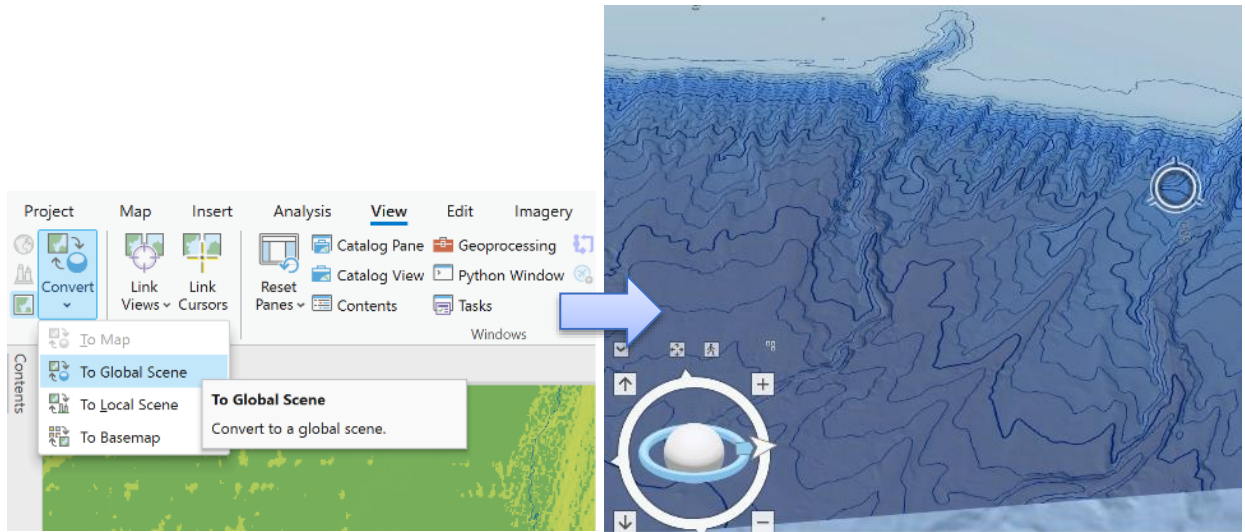


Рисунок 17. Шлях до переходу у тривимірний режим

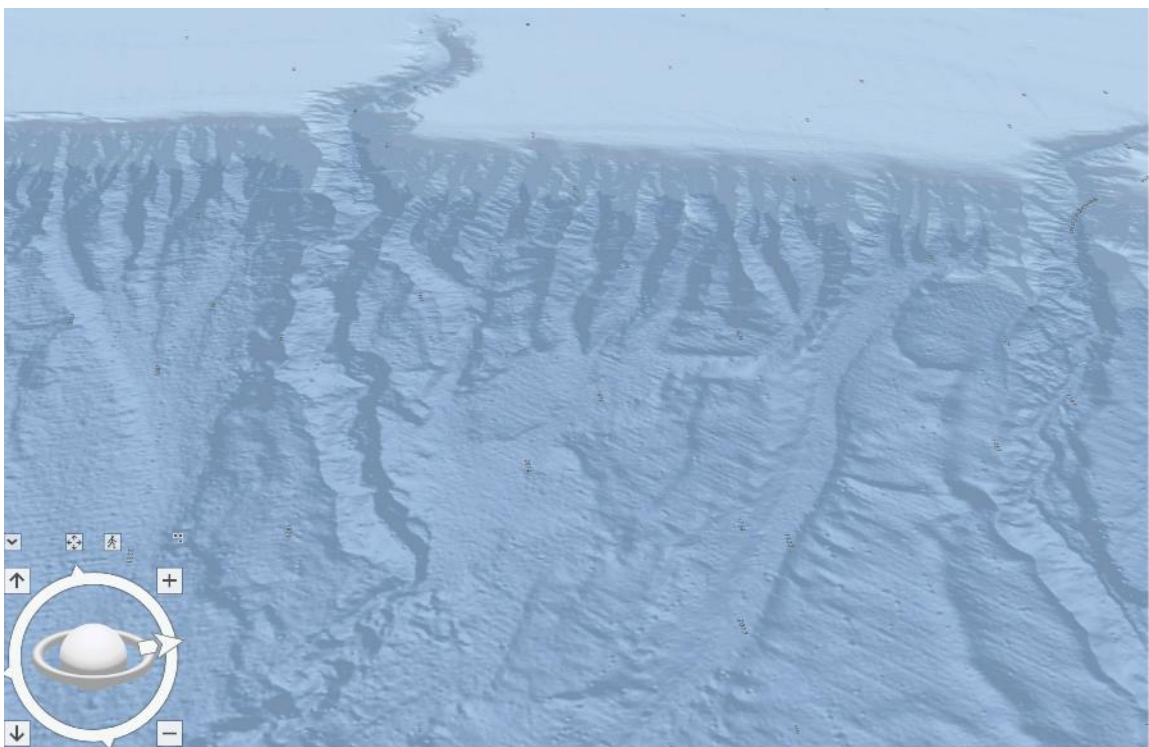


Рисунок 18. Демонстрація просторової орієнтації моделі рельєфу

За бажанням можна відкрити сцену, яка демонструє тривимірний огляд островів (рис. 19).

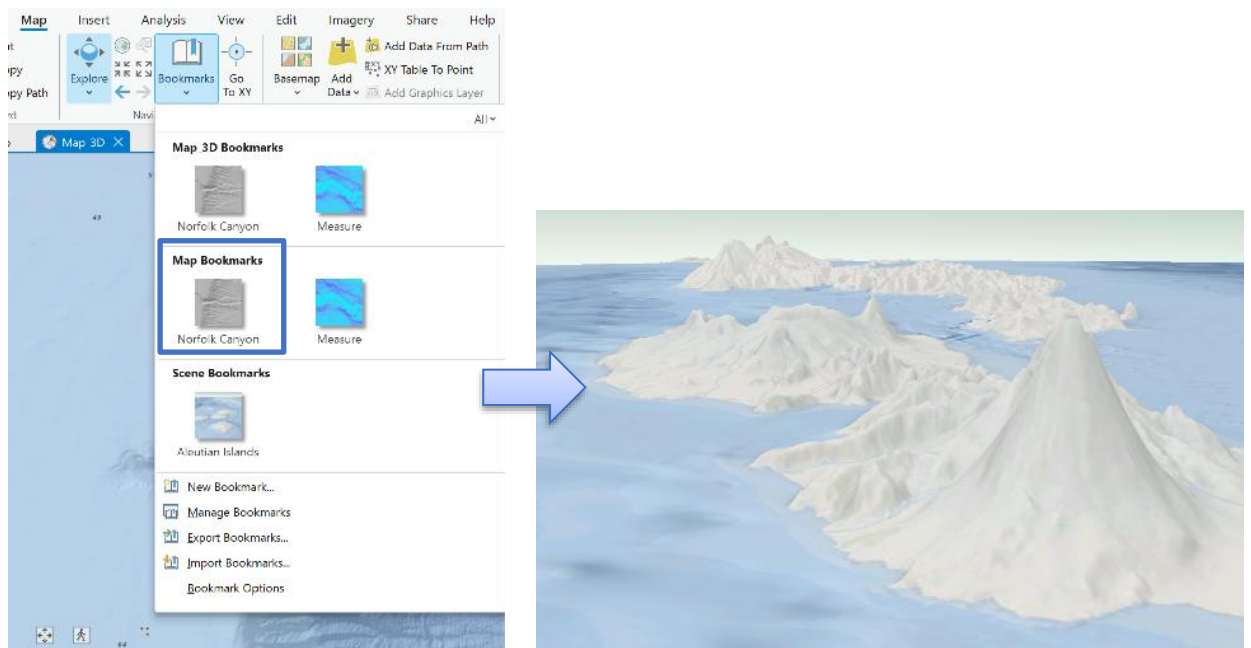


Рисунок 19. Демонстрація тривимірного представлення рельєфу островів

Для побудови профілів необхідно скористатись функцією *Analysis* → *Exploratory 3D Analysis* → *Elevation Profile* (рис. 20, 21).

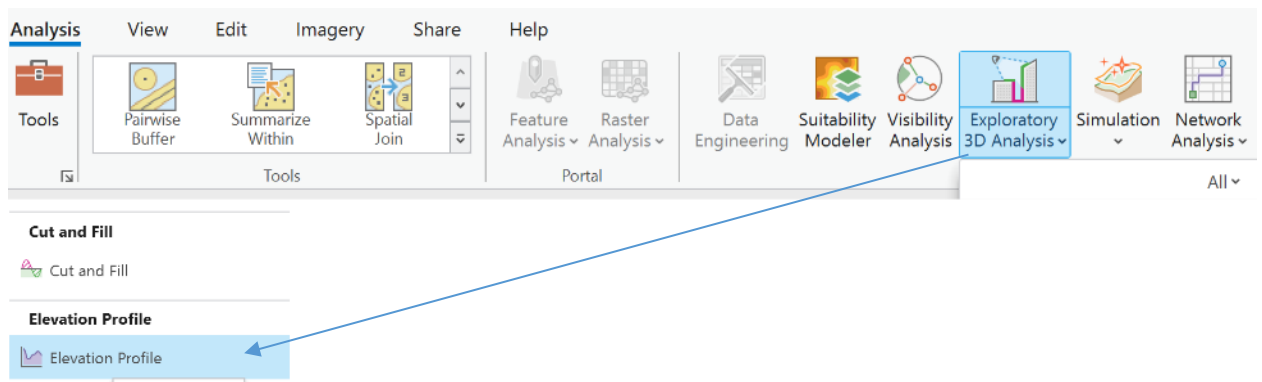


Рисунок 20. Шлях і основні параметри побудови карти кривизни

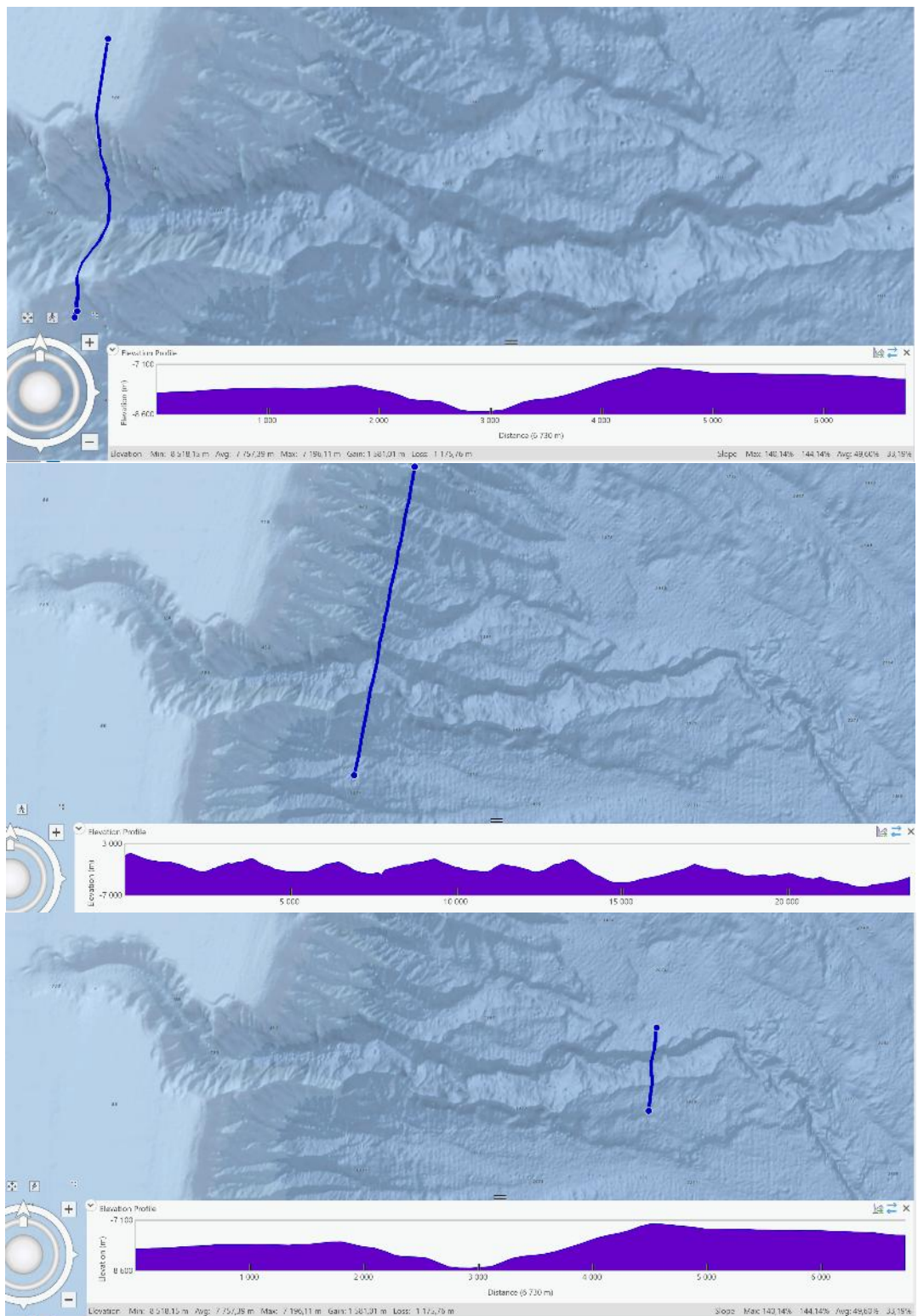


Рисунок 21. Демонстрація побудованих профілів

Завдання 2. Побудувати TIN-модель морського дна за допомогою наявного *SHP-файлу ізобат (батиметричних ізоліній)* в середовищі **ArcGIS Pro**.

Для створення *TIN-моделі морського дна* першочергово в середовищі ArcGIS Pro потрібно створити проєкт та імпортувати *SHP-файл із батиметричними даними* (рис.22). та перевірити його систему координат. Для коректного аналізу всі дані повинні бути приведені до єдиної проєкції.

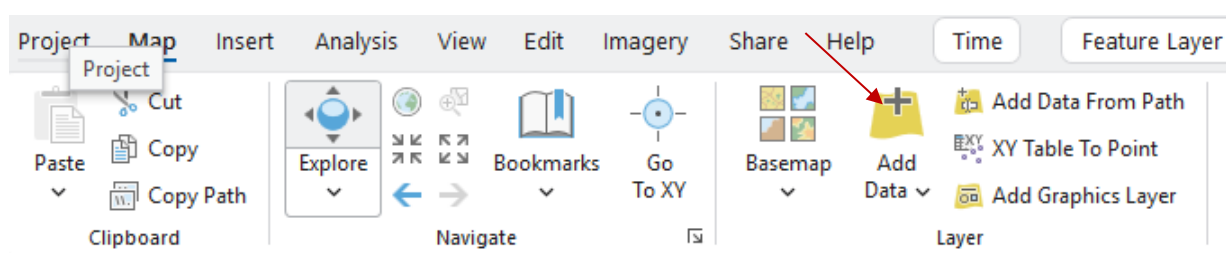


Рисунок 22. Демонстрація яким чином потрібно додавати дані до проєкту

У властивостях шару, у вкладці *Source* → *Extent* потрібно переглянути в якій системі координат даний *шейп-файл*. Якщо у географічній системі координат (GCS WGS 1984 EPSG:4326), тоді за допомогою функції *Project* переводимо в метричну систему координат WGS 1984 UTM Zone 29N. Якщо ж система координат невідома, то для початку задаємо географічну систему координат GCS WGS 1984 за допомогою функції *Define Projection*, а далі вже переводимо в метричну.

Далі векторний шар *digbath250sample.shp* перейменовуємо на «*ізобати*». В атрибутивній таблиці (рис. 23) необхідно переглянути всі наявні дані (тип даних, батиметричні характеристики морського дна, сектор проведення досліджень, масштаб зйомки і т.д).

Таблиця атрибутивних даних:

тип даних
ізобати
масштаб

	FID	Shape	CATEGORY	FEATURE	ZVALUE	SECTOR	VERSION_	MSLINK	RELEASED	NOM_SCALE
1	0	Polyline	250k_BATHYMETRY	0100m_250k_Bathymet...	-100	North West Scotland	1.06	108010	05- 2-2003	250000
2	1	Polyline	250k_BATHYMETRY	0100m_250k_Bathymet...	-100	North West Scotland	1.06	108010	05- 2-2003	250000
3	2	Polyline	250k_BATHYMETRY	0130m_250k_Bathymet...	-130	North West Scotland	1.06	108013	05- 2-2003	250000
4	3	Polyline	250k_BATHYMETRY	0080m_250k_Bathymet...	-80	North West Scotland	1.06	108008	05- 2-2003	250000
5	4	Polyline	250k_BATHYMETRY	0070m_250k_Bathymet...	-70	North West Scotland	1.06	108007	05- 2-2003	250000
6	5	Polyline	250k_BATHYMETRY	0070m_250k_Bathymet...	-70	North West Scotland	1.06	108007	05- 2-2003	250000
7	6	Polyline	250k_BATHYMETRY	0060m_250k_Bathymet...	-60	North West Scotland	1.06	108006	05- 2-2003	250000
8	7	Polyline	250k_BATHYMETRY	0180m_250k_Bathymet...	-180	North West Scotland	1.06	108018	05- 2-2003	250000
9	8	Polyline	250k_BATHYMETRY	0170m_250k_Bathymet...	-170	North West Scotland	1.06	108017	05- 2-2003	250000
10	9	Polyline	250k_BATHYMETRY	0160m_250k_Bathymet...	-160	North West Scotland	1.06	108016	05- 2-2003	250000
11	10	Polyline	250k_BATHYMETRY	0020m_250k_Bathymet...	-20	North West Scotland	1.06	108002	05- 2-2003	250000
12	11	Polyline	250k_BATHYMETRY	0080m_250k_Bathymet...	-80	North West Scotland	1.06	108008	05- 2-2003	250000

Рисунок 23. Вигляд атрибутивної таблиці файлу *digbath250sample.shp*

На цьому етапі потрібно звернути увагу на конфігурацію і морфологію ізобат, а саме на зміну їхньої конфігурації (закладення і вигин ізобат) (рис. 24). Це дає можливість сформувати початкове уявлення про морфологічну структуру ділянки морського дна: наявність щільного закладення ізобат може свідчити про збільшення крутизни схилів, натомість замкнуті контури ізобат, можуть вказувати на підводні підняття або ж западини в залежності від значень абсолютних відміток глибин, видовжені форми ізобат можуть бути характерними для каньйонів чи ерозійних каналів.

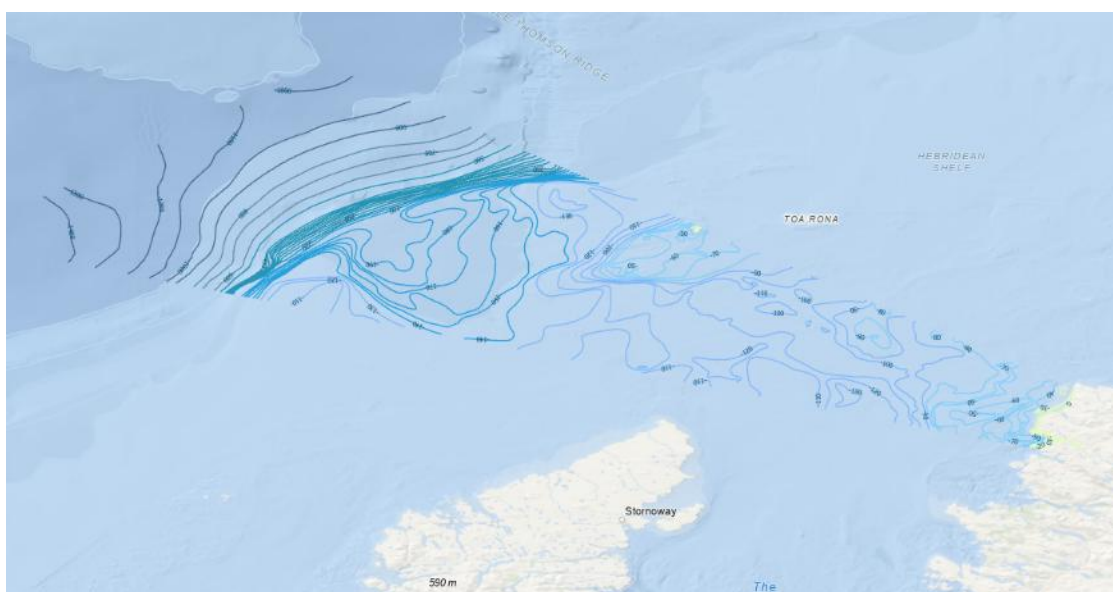


Рисунок 24. Візуалізація ізобат із файлу *digbath250sample.shp*

Для створення TIN-моделі морського дна необхідно використати функцію *Analysis* → *Tools* → *3D Analyst Tools* → *TIN Management* → *Create TIN* (рис.25)

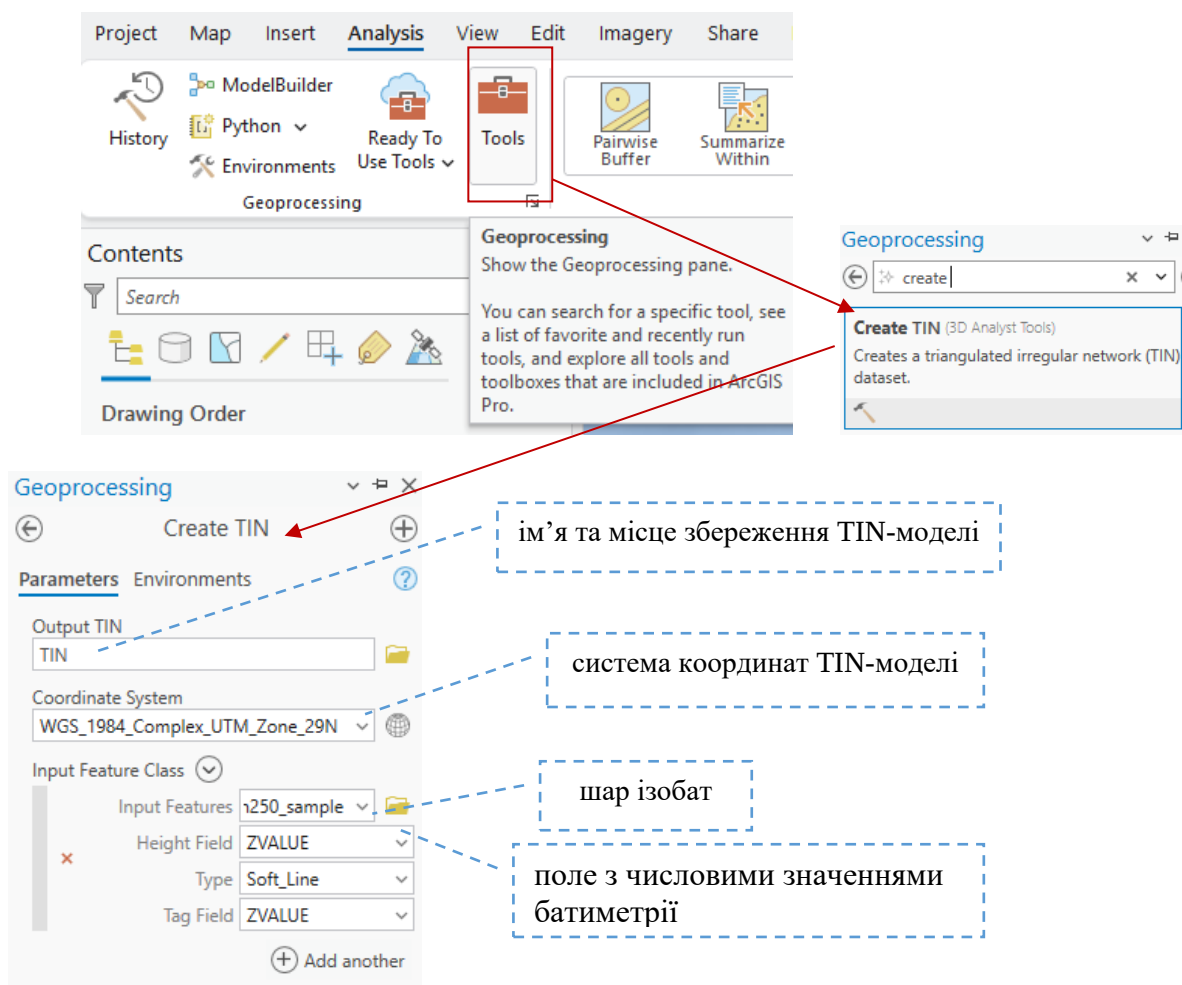


Рисунок 25. Шлях і основні параметри для побудови TIN-моделі

В результаті застосування функції *Create TIN* будується трикутна нерегулярна мережа, у якій кожна ізобата використовується як лінія структурного контролю рельєфу морського дна. За наявності коректно заданого поля глибин (*Z-value*) модель відтворює загальну форму поверхні дна (рис. 26).

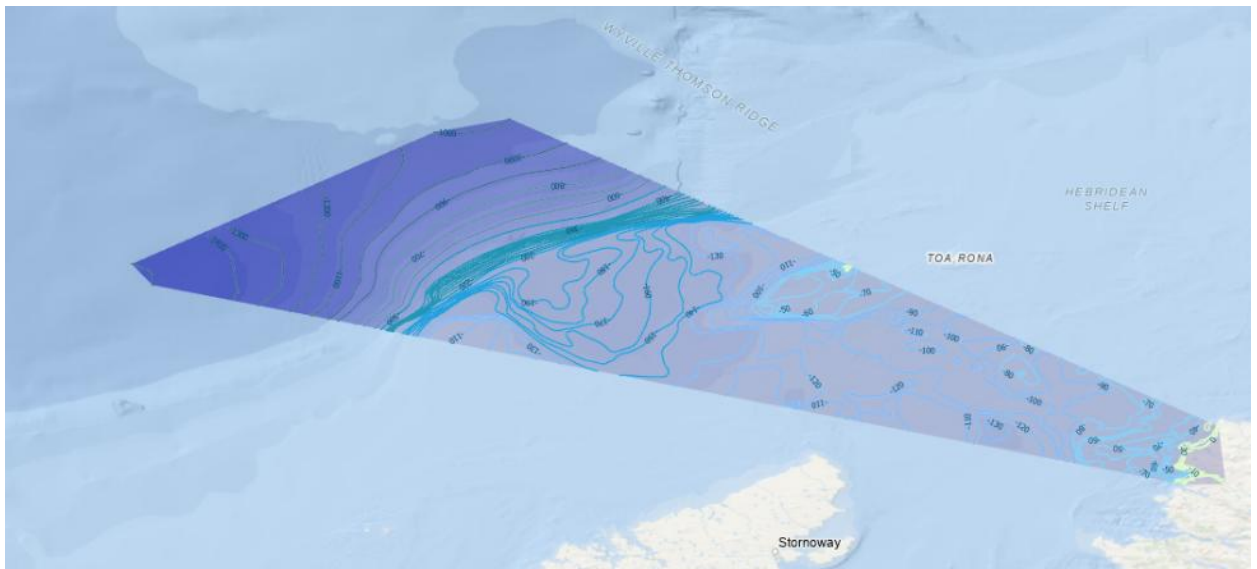


Рисунок 26. Візуалізація побудованої TIN-моделі

Завдання 3. Проаналізувати TIN та виділити морфологічні зони (наприклад, шельф, схил, підніжжя, западини) і їх приналежність до певних батиметричних зон для заданої ділянки.

Після побудови *TIN-моделі* необхідно виконати її детальний морфологічний аналіз. На цьому етапі отримується первинне уявлення про морфологічні особливості рельєфу морського дна. Для перегляду поверхні доцільно використовувати перспективний режим відображення моделі у середовищі ArcGIS Pro, що дозволяє більш наочно оцінити конфігурацію рельєфу та характер зміни глибин.

Щоб переглянути TIN-модель у перспективному (трьохвимірному) режимі та наочно оцінити конфігурацію підводного рельєфу, у ArcGIS Pro потрібно перейти з двовимірної карти до 3D сцени (**Scene**). Нижче наведено послідовність дій: **Insert** → **New Map** → **New Local Scene** і через **Add Data** додати TIN-модель (рис. 27), або просто перетягнути із списку шарів у вкладці **Scene**.

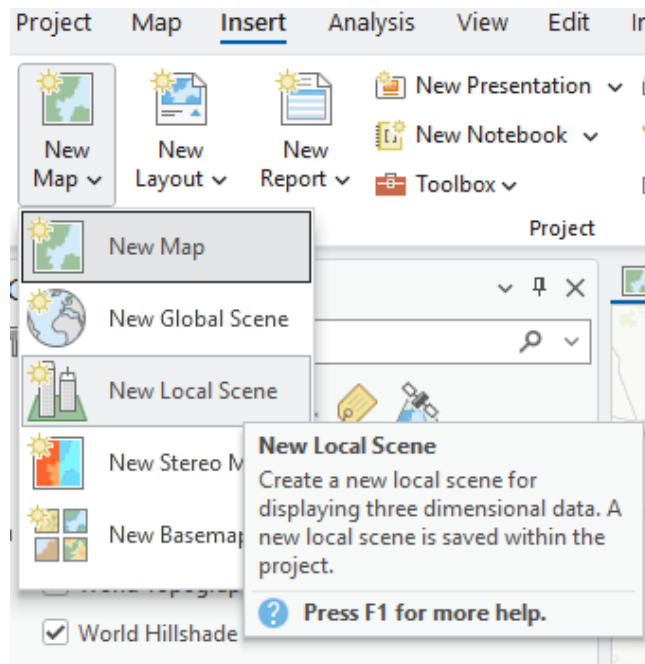


Рисунок 27. Послідовність відкриття вікон для переходу у тривимірний вигляд відображення

Щоб змінити **вертикальний масштаб (Vertical Exaggeration)** для тривимірної сцени у ArcGIS Pro (рис. 28), потрібно виконати налаштування для поверхні висот у вікні сцени (рис. 29). Це дозволяє підсилити рельєф і зробити морфологічні форми (схили, каньйони, уступи) більш виразними під час візуального аналізу із значенням (-5).

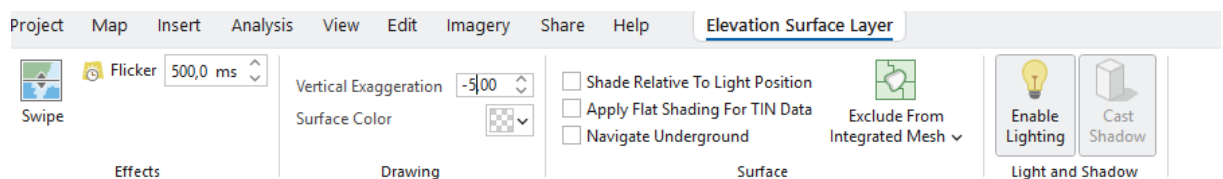
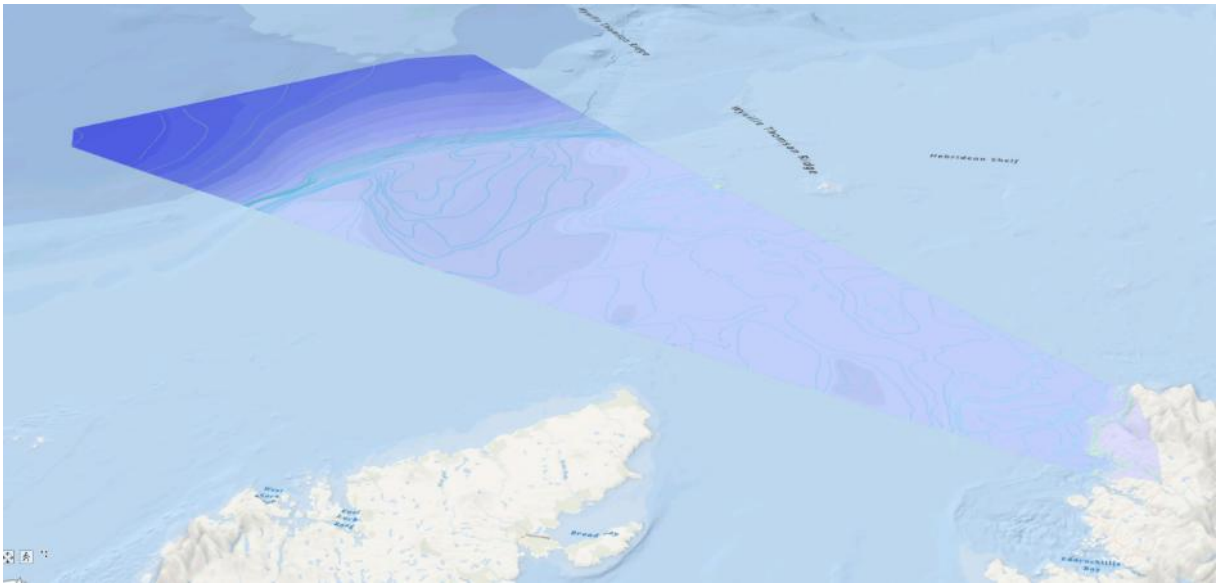


Рисунок 28. Вікно зміни вертикального масштабу



***Рисунок 29.** Відображення морського рельєфу у тривимірному форматі*

У процесі аналізу слід звернути увагу на загальну тенденцію падіння поверхні, наявність різких або поступових переходів між окремими морфологічними рівнями, а також на характер просторового розчленування рельєфу. Особливу увагу необхідно приділити виявленню витягнутих негативних форм, що можуть відповідати підводним каньйонам або ерозійним каналам, а також акумулятивних тіл і уступоподібних елементів, характерних для континентальних окраїн.

Під час морфологічного опису моделі доцільно використовувати комплекс ознак, які дозволяють об'єктивно оцінити будову підводного рельєфу. До таких ознак належать абсолютні значення глибин, ступінь розчленованості поверхні, характер зміни крутизни схилів, форма та щільність ізобат, а також просторове положення окремих морфологічних елементів відносно головних структурних зон дна - шельфу, континентального схилу, материкового підніжжя або глибоководної улоговини. На основі сукупності цих показників визначають морфологічну приналежність досліджуваної ділянки.

Завдання 4. Перетворити TIN у растрову DEM-модель і на її основі побудувати карти крутизни (slope) та експозиції (aspect) схилів із використанням інструментів спеціалізованих модулів 3D Analyst.

Для подальшого морфометричного аналізу TIN-поверхню необхідно перетворити у *растрову цифрову модель рельєфу (DEM)*. У середовищі ArcGIS Pro ця операція виконується за допомогою інструмента *TIN to Raster*, який доступний у модулі *3D Analyst Tools* → *Conversion* → *From TIN* → *TIN to Raster* (рис. 30).

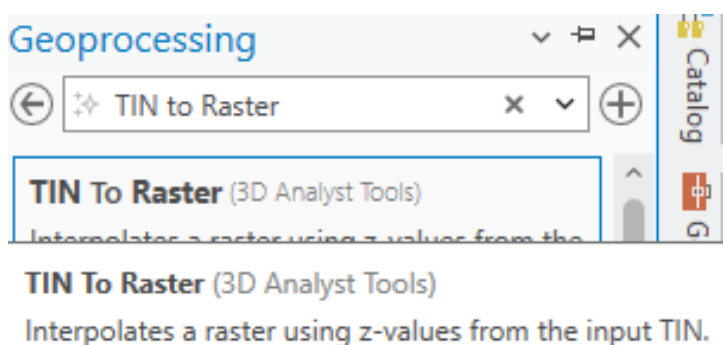


Рисунок 30. Пошук функції TIN to Raster

Під час налаштування параметрів інструмента необхідно задати вхідну TIN-модель (Input TIN), ім'я та місце збереження вихідного растрового файлу (Output Raster), а також тип даних (Data Type) (рис.31). Для батиметричних моделей рекомендується використовувати тип INTEGER, який дозволяє зберігати числові значення глибин із високою точністю. Як правило, для інтерполяції поверхні застосовується лінійний метод, що забезпечує коректне відтворення морфології між ізобатами (рис. 32).

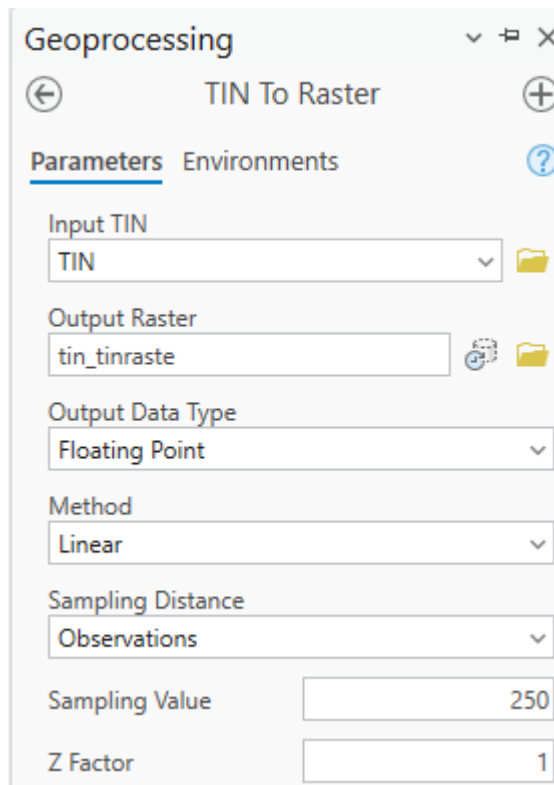


Рисунок 31. Основні параметри при перетворені TIN-моделі в растр

Особливу увагу слід приділити вибору розміру комірки (Sample Distance), який визначає просторову роздільну здатність растрової моделі. Розмір пікселя повинен відповідати деталізації вихідних батиметричних даних, масштабу дослідження та морфологічній складності рельєфу. Занадто великий розмір комірки призводить до надмірного згладжування форм рельєфу, тоді як занадто малий створює штучну деталізацію, що не має реального геоморфологічного підґрунтя.

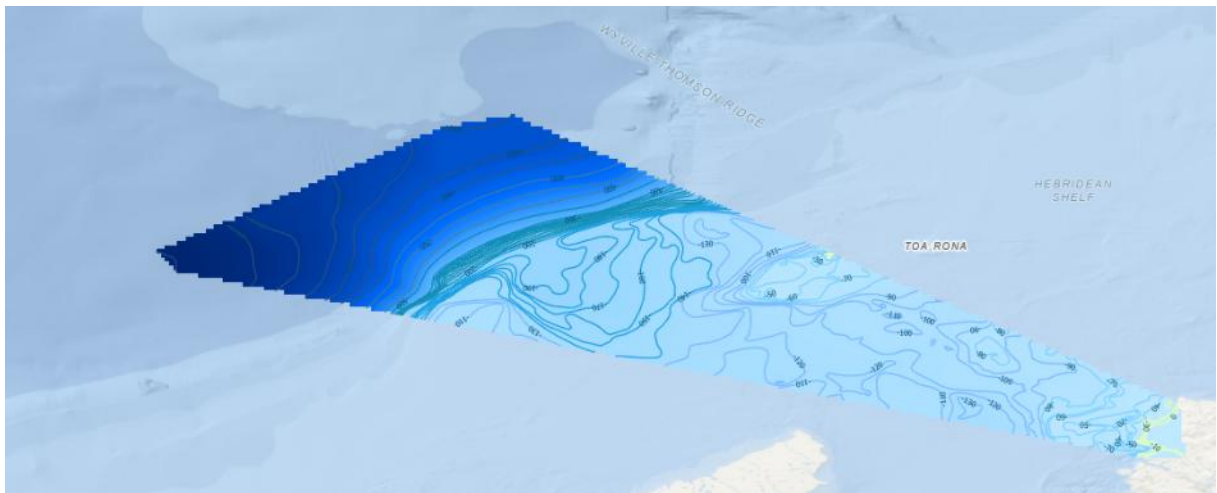


Рисунок 32. Візуалізація побудованого растру на основі TIN-моделі

Наступним етапом морфометричного аналізу є побудова **карти крутизни схилів**. Для цього використовується інструмент Slope, який знаходиться у модулі *Spatial Analyst Tools* → *Surface* → *Slope* (рис. 33). Карта крутизни схилів дозволяє виділити вирівняні поверхні континентального шельфу, перехідні морфологічні зони, круті схили континентальної окраїни, а також ділянки різких змін рельєфу. У батиметричних дослідженнях саме карта крутизни часто використовується для виявлення зон потенційної дестабілізації схилів, підводних уступів, каньйонів та інших форм, пов'язаних із гравітаційними процесами.

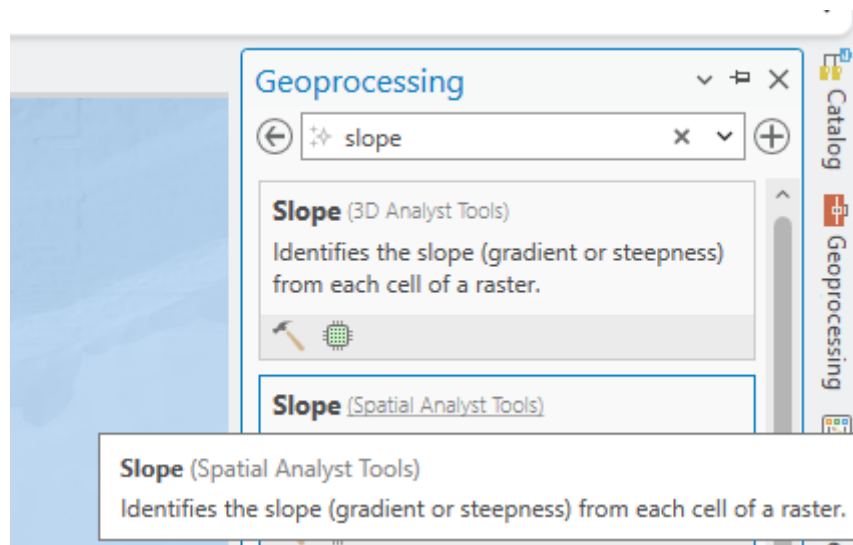


Рисунок 33. Пошук функції Slope для побудови карти крутизни

Вхідними даними для розрахунку є растровий шар створеної DEM-модель. У параметрах інструмента задається тип вихідних одиниць вимірювання (Output Measurement), який може бути представлений у градусах або відсотках нахилу. Також необхідно врахувати коефіцієнт Z-factor, що використовується для узгодження вертикальних і горизонтальних одиниць вимірювання, особливо у випадку, коли модель побудована на основі батиметричних даних. Для побудованої карти крутизни слід обрати кольорову шкалу, так карта стане більш інформативнішою (рис. 34).

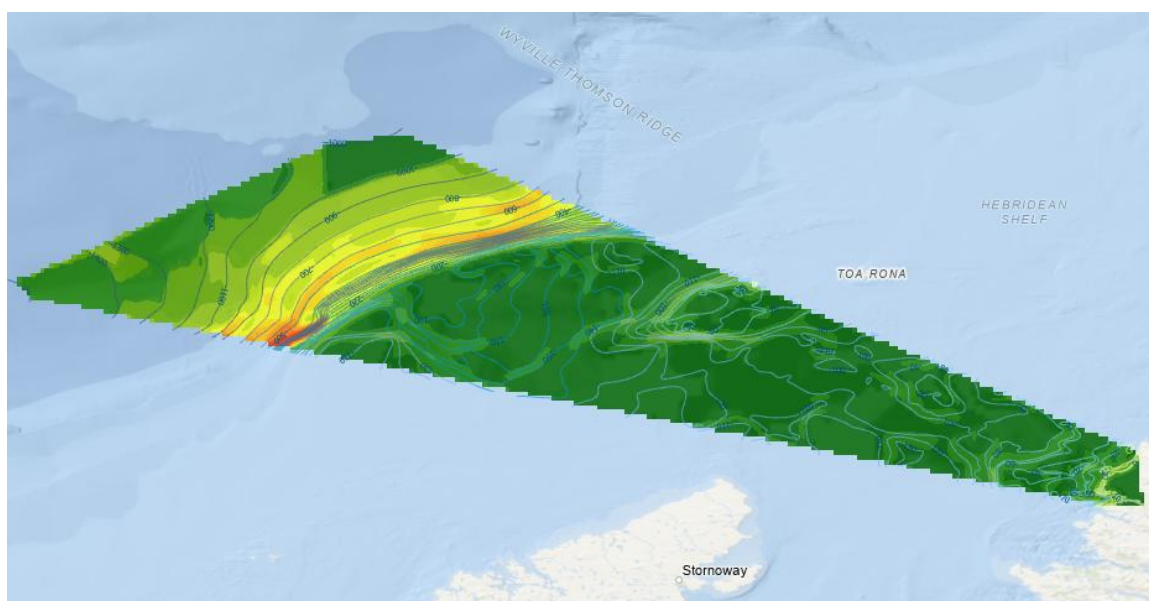


Рисунок 34. Візуалізація побудованої карти крутизни

Одним з наступних морфометричних показників є **кривизна поверхні (curvature)**. Для побудови цієї карти використовується інструмент **Curvature**, який знаходиться у модулі **Spatial Analyst Tools → Surface → Curvature** (рис. 35). Цей інструмент обчислює другу похідну поверхні цифрової моделі рельєфу та дозволяє визначити ступінь опуклості або увігнутості рельєфу в кожній комірці растрової моделі.

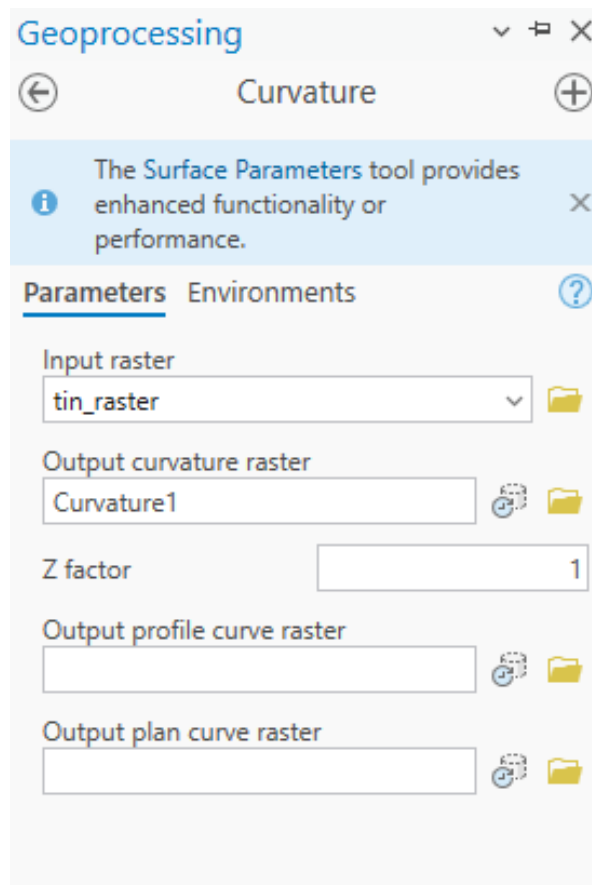


Рисунок 35. Основні параметри для побудови карти кривизни

У результаті виконання операції формується карта кривизни (рис. 36), яка відображає локальні геометричні особливості поверхні та дозволяє виділити опуклі й увігнуті форми рельєфу, зони перегину схилів, а також структурні елементи морського дна, пов'язані з ерозійними або акумулятивними процесами. У морських умовах цей параметр використовується для ідентифікації підводних каньйонів, акумулятивних форм, ерозійних улоговин і зон активного транспорту осадового матеріалу.



Рисунок 36. Карта кривизни

Завдання 5. Надати детальну характеристику побудованих морфометричних карт, проаналізувавши розподіл морфометричних параметрів рельєфу та визначити основні морфологічні елементи морського дна.

На цьому етапі отримані морфометричні карти потрібно експортувати з відповідним оформленням та проаналізувати просторові закономірності розподілу морфометричних параметрів морського рельєфу. Всі карти необхідно інтерпретувати комплексно. Для цього потрібно охарактеризувати як саме проявляються основні морфологічні елементи рельєфу морського дна на ЦМР, картах крутизни та кривизни.

Завдання 6. Рекласифікувати TIN за класами відповідно до розподілу морфометричних елементів в межах заданої моделі рельєфу.

Для узагальнення результатів морфометричного аналізу застосовується процедура рекласифікації цифрової моделі рельєфу. У середовищі ArcGIS Pro

вона виконується за допомогою інструмента *Reclassify*, розташованого у модулі *Spatial Analyst Tools → Reclass → Reclassify*.

Рекласифікація передбачає перетворення цифрової моделі рельєфу у систему дискретних класів, що дозволяє виконувати морфологічне районування досліджуваної території. Класифікація здійснюється за абсолютними значеннями глибин (ізобат).

Наприклад, у батиметричній класифікації можуть бути виділені такі інтервали глибин: 0–200 м - континентальний шельф, 200–2000 м - континентальний схил, понад 2000 м - глибоководна океанічна улоговина.

Результати рекласифікації повинні оцінюватися не лише за числовими межами інтервалів, але на основі інтерпретації побудованих на попередньому етапі карт крутизни та кривизни рельєфу .

Завдання 7. Порівняти отримані результати із генеральною батиметричною картою Світового океану GEBCO (<https://download.gebco.net/>).

Завершальним етапом роботи є зіставлення отриманої цифрової моделі рельєфу з глобальною батиметричною моделлю GEBCO. Метою такого порівняння є перевірка узгодженості загальної морфології рельєфу та правильності виділення батиметричних зон.

Під час порівняння необхідно звернути увагу на відповідність глибинних меж, конфігурацію континентального схилу, просторове положення позитивних і негативних форм рельєфу, а також на рівень деталізації моделей. У висновку до практичної роботи слід зазначити, наскільки побудована модель відтворює основні риси рельєфу морського дна, представлені на порталі GEBCO, та які можливі причини розбіжностей між ними.

Кожен етап виконання практичної роботи повинен супроводжуватися візуалізацією експортованих карт, які відображають результати відповідних етапів просторового моделювання. Результати роботи оформлюються у вигляді структурованого звіту, де послідовно подано описані етапи аналізу та відповідно оформлені карти із зазначенням масштабу, умовних позначень та просторової прив'язки.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ:

1. *Що таке ізобати та яку інформацію про рельєф морського дна можна отримати за їх конфігурацією?*
2. *У чому полягає принцип побудови TIN-моделі рельєфу?*
3. *Які морфометричні параметри можна отримати на основі DEM?*
4. *Яку інформацію відображає карта крутизни схилів?*
5. *Які основні морфологічні зони виділяють у межах дна морів і океанів?*
6. *За якими ознаками можна відрізнити континентальний шельф від континентального схилу?*
7. *Яке прикладне значення має процедура рекласифікації цифрової моделі рельєфу?*
8. *Які чинники впливають на точність цифрової моделі рельєфу морського дна?*
9. *Яке практичне значення має морфометричний аналіз морського дна у геологічних і геоморфологічних дослідженнях?*
10. *Яке геоморфологічне значення має аналіз кривизни морського дна?*

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 3

Характеристика екзогенних геологічних процесів дна Світового океану. Аналіз гравітаційних процесів в межах шельфу та континентального схилу Чорного моря

Мета роботи: виконати аналіз екзогенних геологічних процесів дна Світового океану та провести прогнозування гравітаційних процесів в межах шельфу та континентального схилу Чорного моря на основі просторового моделювання в ArcGIS Pro.

Завдання роботи:

1. Виділити зсувні ділянки в межах активної континентальної окраїни східного узбережжя Північного острова Нової Зеландії.
2. З метою інтегральної оцінки зсувонебезпеки акваторії Чорного моря провести попередню підготовку та просторовий аналіз вхідних даних для виконання оверлейного аналізу зсувонебезпеки Чорного моря в середовищі ArcGIS Pro.
3. Виконати рекласифікацію кожного фактора за 5-бальною шкалою зсувонебезпеки.
4. Провести зважений оверлейний аналіз (Weighted Overlay) та створити результуючу карту зсувонебезпеки шельфу та континентального схилу Чорного моря.

Головні терміни та визначення:

Дослідження *екзогенних геологічних процесів* дна Світового океану є одним із пріоритетних напрямів сучасної морської геології, оскільки саме вони визначають закономірності формування та сучасного обрису рельєфу морського шельфу і континентального схилу, а також контролюють

перерозподіл осадового матеріалу в межах дна Світового океану. Інтенсивність та просторовий характер цих процесів інтенсивно змінюються під впливом кліматичних змін, що в свою чергу впливає на режим осадонакопичення, гідродинамічні мови та стійкість схилу. В таких умовах екзогенні геологічні процеси виступають трігерним фактором сучасної морфодинаміки дна. Серед основних типів екзогенних геологічних процесів в межах Світового океану особливе значення мають *гравітаційні процеси*, до яких належать *підводні зсуви, осипи, обвали* та *турбідитні (суспензійні) потоки*. Вони забезпечують переміщення значних мас осадового матеріалу від прибережно-шельфових зон до глибоководних зон та є домінуючим фактором у формуванні морфології материкових схилів та підніжжя. Наукова значимість вивчення цих процесів полягає у можливості реконструкції етапів формування океанічного дна, встановлення умов розвитку осадових систем та оцінки динаміки морфоструктурних змін. Водночас їх практичне значення визначається потенційними ризиками для морської інфраструктури. Активізація підводних гравітаційних процесів може призводити до деформування або руйнування підводних трубопроводів, кабельних мереж зв'язку, бурових і видобувних нафтових платформ. Основні фактори, що впливають на розвиток підводних зсувів: сейсмічна активність, інтенсивне осадконакопичення, дисоціація газогідратів, прояви сольового діапїризму, а також фізико-хімічне вивітрювання донних осадків. Зазначені фактори діють як окремо, так і у взаємозв'язку, змінюючи напружено-деформований стан морського шельфу, провокуючи понищення стійкості схилів. Відтак, деякі підводні зсуви можуть викликати цунамі, що створює додаткову небезпеку для прибережних територій. У зв'язку з цим особливого значення набуває аналіз умов формування, закономірностей просторового розподілу гравітаційних процесів та їх регіонального та локального прогнозування на основі стохастичного та детермінованого моделювання. Такий підхід є базовою основою для басейнів зі складною геологічною будовою та активною морфодинамікою, до яких належить Чорне море, де поєднання

морфоструктурних, седиментаційних і флюїдодинамічних чинників зумовлює високу інтенсивність підводних зсувних явищ.

Підводні зсуви формуються переважно в межах схилів із кутами нахилу близько 3–9°, при цьому характерним є середнє значення порядку 3,5°, за якого досягається критичний стан рівноваги осадового матеріалу. У морфологічному відношенні вони проявляються у вигляді виступів, уступів або витягнутих пасм із нерівномірною конфігурацією, що відображає складний характер деформації осадової товщі (рис. 37). Генетична різноманітність підводних зсувів визначається поєднанням літологічних характеристик осадів, умов седиментації та тригерних факторів, що ініціюють втрату стійкості. За цими ознаками виділяють структурно-контрольовані блокові зсуви, зсуви типу спливання, пов'язані з пластичною деформацією водонасичених осадів, а також грязьові потоки, які характеризуються значною мобільністю і здатністю до дальнього перенесення матеріалу.

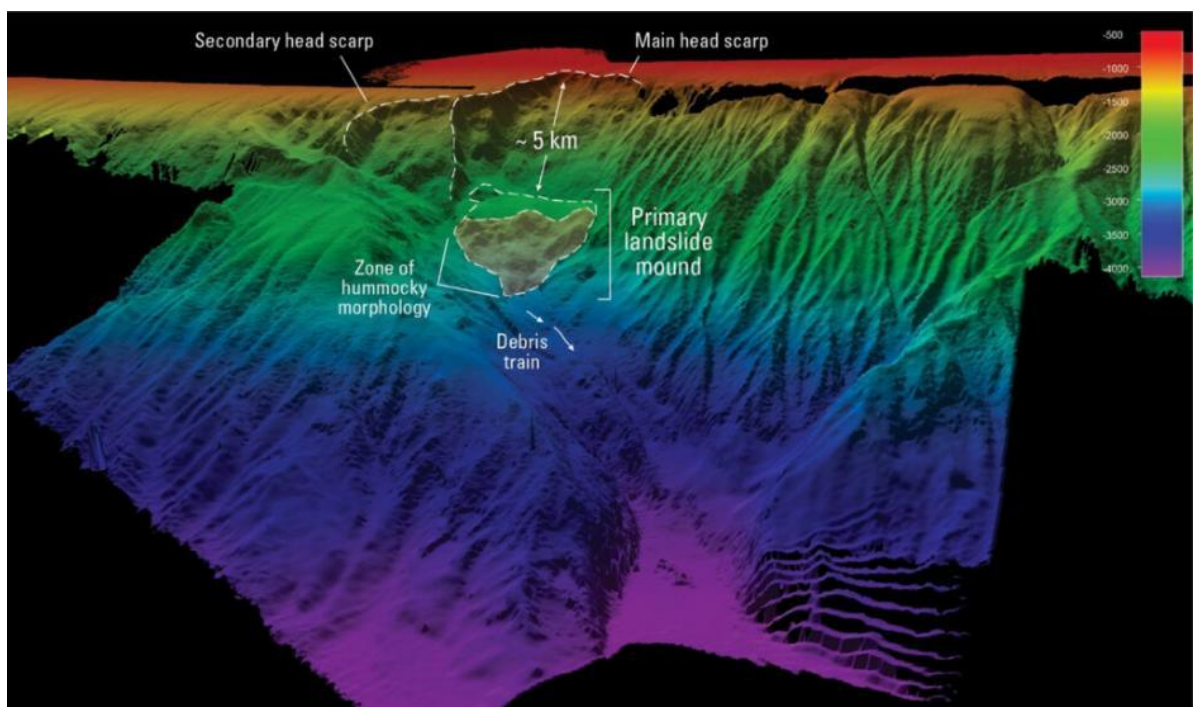


Рисунок 37. Карта морського дна на південному Алеутському шельфі, що показує ділянку масивного підводного зсуву, виявленого під час експедиції Алеутської дуги 2025 року

(<https://oceanexplorer.noaa.gov/multimedia/submarine-landslide/>)

Турбідитні потоки являють собою відносно короткочасні, але високоефективні механізми транспорту осадового матеріалу у морських басейнах (рис. 38). Вони формуються як потоки розрідженої суспензії, густина якої перевищує густину навколишньої морської води, що забезпечує їх рух уздовж схилу під дією сили тяжіння. Динаміка таких потоків підтримується внутрішньою турбулентністю, яка перешкоджає швидкому осіданню частинок і забезпечує їх перенесення на значні відстані. Турбідитні течії відіграють ключову роль у формуванні глибоководних осадових систем і забезпечують зв'язок між зонами розмиву та акумуляції. Морфогенетична роль турбідитних потоків проявляється передусім у формуванні специфічних ерозійних форм рельєфу морського дна. До них належать підводні каньйони та каналні системи глибоководних конусів виносу, які формуються внаслідок спрямованого ерозійного впливу потоків на донні відклади. Такі структури функціонують як основні шляхи транспорту осадового матеріалу від континентального шельфу до абісальних рівнин і визначають просторову організацію глибоководних акумулятивних комплексів.

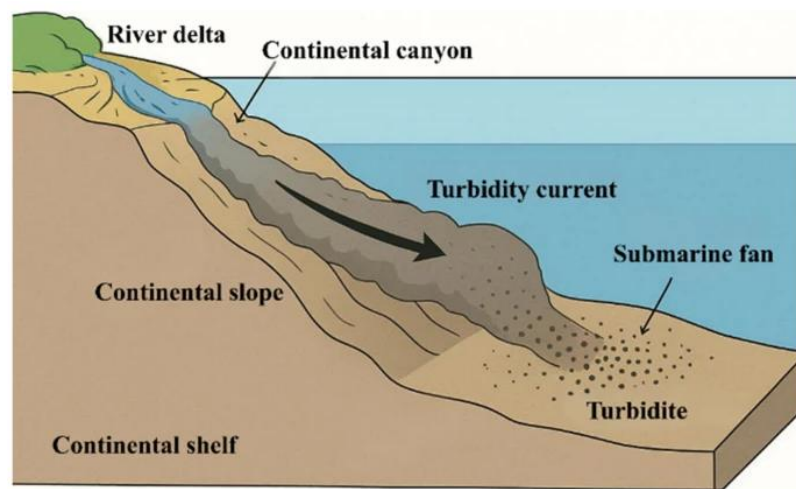


Рисунок 38. Типова схема формування турбідитних потоків (<https://link.springer.com/article/10.1007/s44421-025-00009-y>)

Основними ерозійними формами рельєфу морського дна, формування яких безпосередньо пов'язане з діяльністю турбідитних потоків, є **підводні**

каньйони (рис. 39). Саме ці структури виникають унаслідок спрямованого ерозійного впливу суспензійних потоків, які забезпечують врзання в осадову товщу, формуючи розгалужену мережу транспортних шляхів для перенесення осадового матеріалу в глибоководні частини морського басейну.

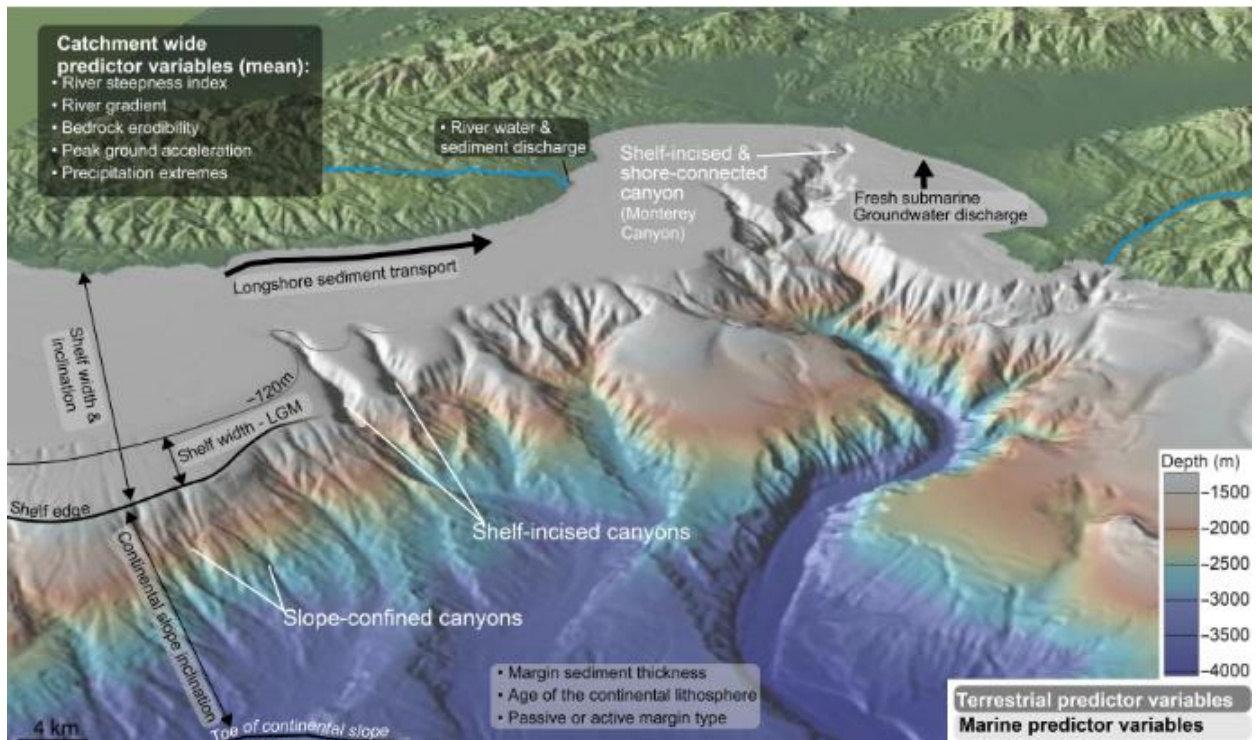


Рисунок 39. Приклади різних типів підводних каньйонів уздовж континентальної околиці біля узбережжя затоки Монтерей, Каліфорнія, зокрема видатний каньйон Монтерей

(<https://www.science.org/doi/10.1126/sciadv.adv3942#sec-1>)

Прикладами масштабних підводних гравітаційних процесів є як давні зсуви, так і сучасні - Сторегга та Афен, які розглядаються як еталонні об'єкти для аналізу механізмів зсувних процесів та моделювання стійкості підводних схилів.

Зсув Сторегга (Storegga Slide), локалізований в межах континентального схилу Норвезького моря (рис. 40), є одним із найбільших відомих підводних зсувів у межах Світового океану. Його формування відбулося в пізньоголоценовий час близько 8,2 тис. років тому і

супроводжувалося переміщенням колосальних мас осадового матеріалу, що оцінюються у тисячі кубічних кілометрів. Зсув має площу понад 90 тис. км² і простежується на значну відстань від шельфової зони до глибоководних частин басейну. Вважається, що його ініціація була зумовлена поєднанням кількох факторів, зокрема швидким осадонакопиченням у льодовиково-морських умовах, накопиченням порового тиску в осадах, а також деградацією газогідратів. Сейсмічні профілі відображають багатофазну будову зсуву, включаючи кілька епізодів переміщення, що вказує на його поетапний розвиток. Подія супроводжувалася активізацією потужного цунамі, висота якого, за реконструкціями, досягала 20–25 м у прибережних районах Північної Атлантики.

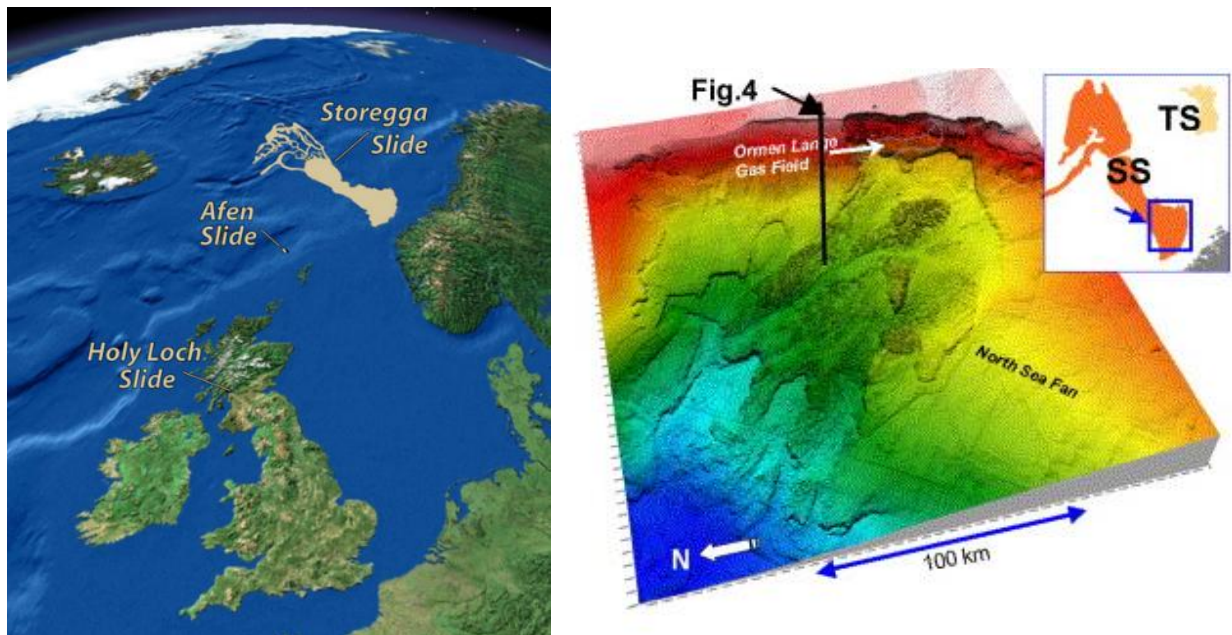


Рисунок 40. Модель зсуву Сторегга поблизу газоконденсатного родовища Ормен Ланге (<http://www.bgs.ac.uk/>, <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264817204001771>)

Зсув Афен (Afen Slide), розташований у північній частині Північного моря, також належить до значних підводних зсувів, хоча його масштаби значно менші порівняно зі зсувом Сторегга. Дослідження Британської геологічної служби, показали, що ключову роль у його формуванні даного

зсуву є зв'язок із локалізацією газогідратів: зміни Р-Т умов призвели до часткової дисоціації газогідратів, що супроводжується виділенням газу і додатковим підвищенням порового тиску. Обидва об'єкти є репрезентативними моделями для аналізу гравітаційних процесів на континентальних окраїнах і широко використовуються при інтерпретації подібних явищ у інших басейнах, зокрема в Чорному морі, де аналогічні фактори – сейсмічна активність, наявність газогідратів, швидка седиментація та морфологічна розчленованість схилу - відіграють визначальну роль у розвитку підводних зсувів.

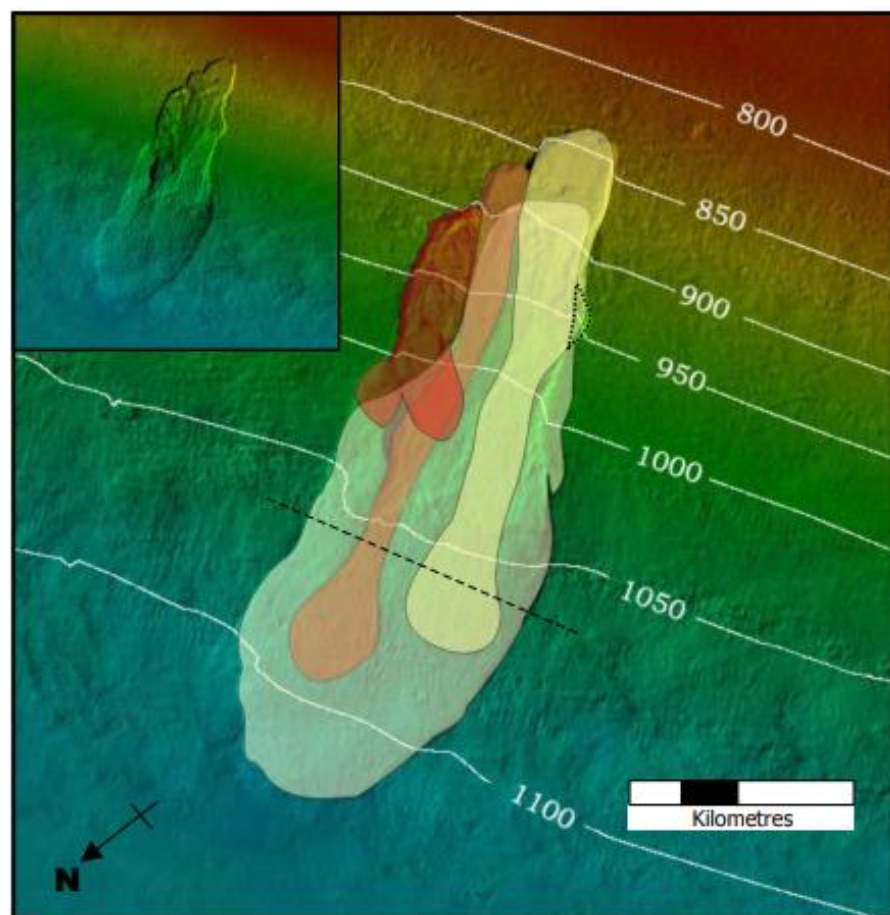


Рисунок 41. Модель зсуву Афен створена на основі знімків морського дна, яка демонструє чотири стадії активізації
(<https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/508870/1/CR05003N.pdf>)

Алгоритм виконання роботи:

Завдання 1. Виділити зсувні ділянки в межах активної континентальної окраїни східного узбережжя Північного острова Нової Зеландії.

Для даного завдання обрано ділянку активної континентальної окраїни східного узбережжя Північного острова Нової Зеландії, яка є однією із найбільш досліджених в плані аналізу екзогенних геологічних процесів, особливо *підводних зсувів*. Детальний опис ділянки материкового схилу та виділені зсуви можна переглянути у статті за наступним посиланням (<https://doi.org/10.1029/2025GL115159>).

Для подальшого аналізу потрібно завантажити батиметрію із сайту GEBCO (<https://download.gebco.net/>), із заданими координатами: -38° – -41.0° пд. ш. та 177.0° – 179.0° сх. д. (рис. 42).

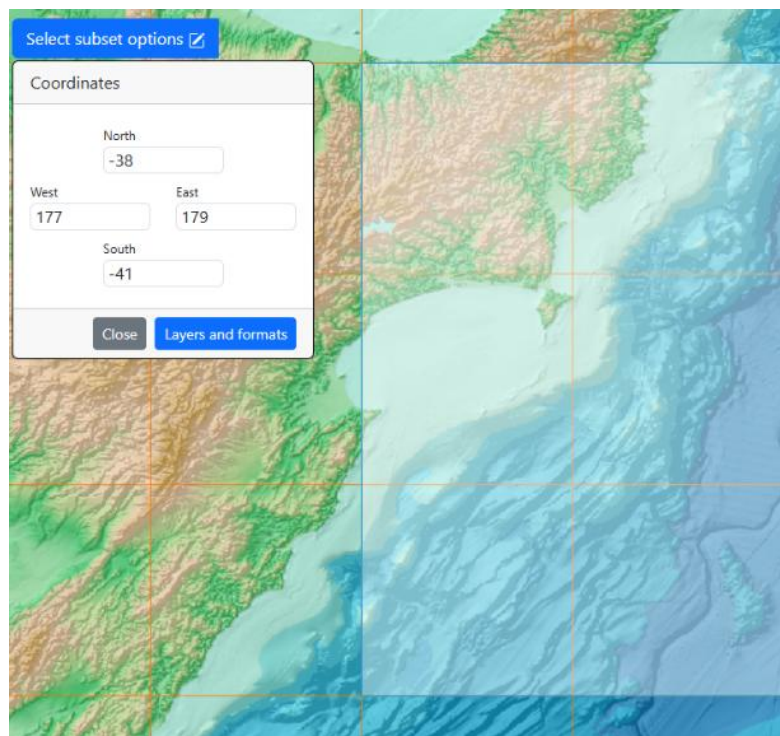


Рисунок 41. Координати для завантаження ЦМР
(<https://download.gebco.net/>)

Завантажений файл у форматі GeoTIFF імпортується в створений проєкт за допомогою кнопки **Add Data** (рис. 42).

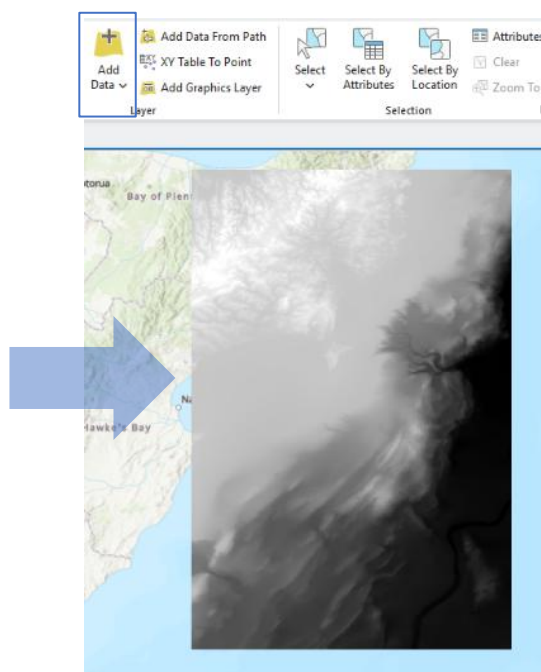
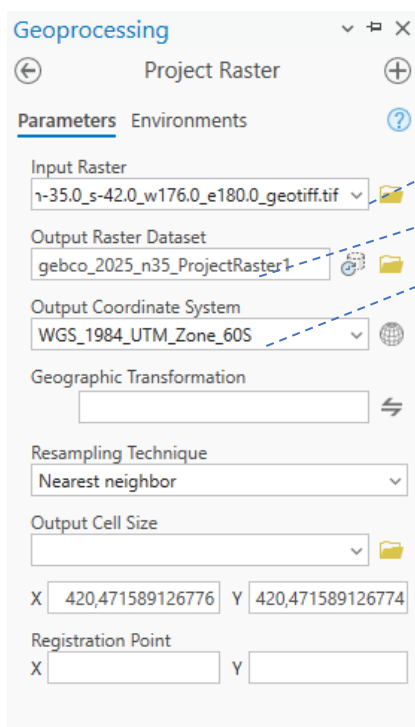


Рисунок 42. Підвантаження файлу GeoTIFF у проєкт

Для коректного розрахунку обов'язковим кроком є перепроєктування растра з географічної системи координат (градуси) у прямокутну - WGS 1984 UTM Zone 60S, за допомогою інструмента **Project Raster**.



Файл батиметрії GeoTIFF

Місце завантаження перепроєктованого файлу

Прямокутна система координат

Рисунок 43. Вікно зміни проєкції системи координат

І одразу у властивостях файлів батиметрії необхідно перевірити чи (градуси) замінились на (метри).

Top	-35,000000	deg	➔	Top	5 794 184,980053	m
Bottom	-42,000000	deg		Bottom	5 459 240,564849	m
Left	176,000000	deg		Left	500 000,000000	m
Right	180,000000	deg		Right	675 722,070046	m

Рисунок 44. Підвантаження файлу *GeoTIFF* у проєкт

Для ідентифікації зсувних та ерозійних форм рельєфу на материковому схилі **Hikurangi Margin** потрібно застосувати низку растрових функцій, що дозволяють динамічно змінювати відображення морського дна. Для цього необхідно відкрити панель **Raster Functions** та послідовно згенерувати шари **Hillshade** (рис. 45) (**Multidirectional** для візуалізації об'ємних форм рельєфу) та **Slope Spatial Analysis Tools** (для визначення крутизни схилів) (рис. 46). Шар відмитки рельєфу буде підложкою для інших тематичних карт, для яких буде застосовано напіврозорість в Raster Layer – 45% - 70%.

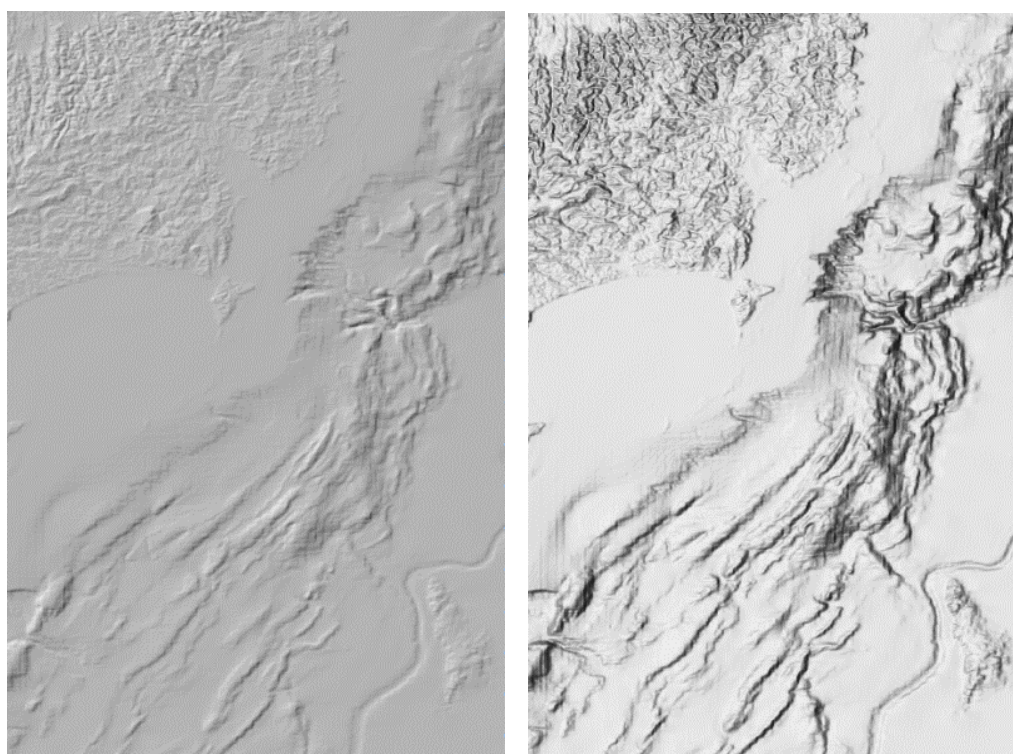


Рисунок 45. Різниця між звичайною відмивкою рельєфу (зліва) та мутиазимутальною (справа)

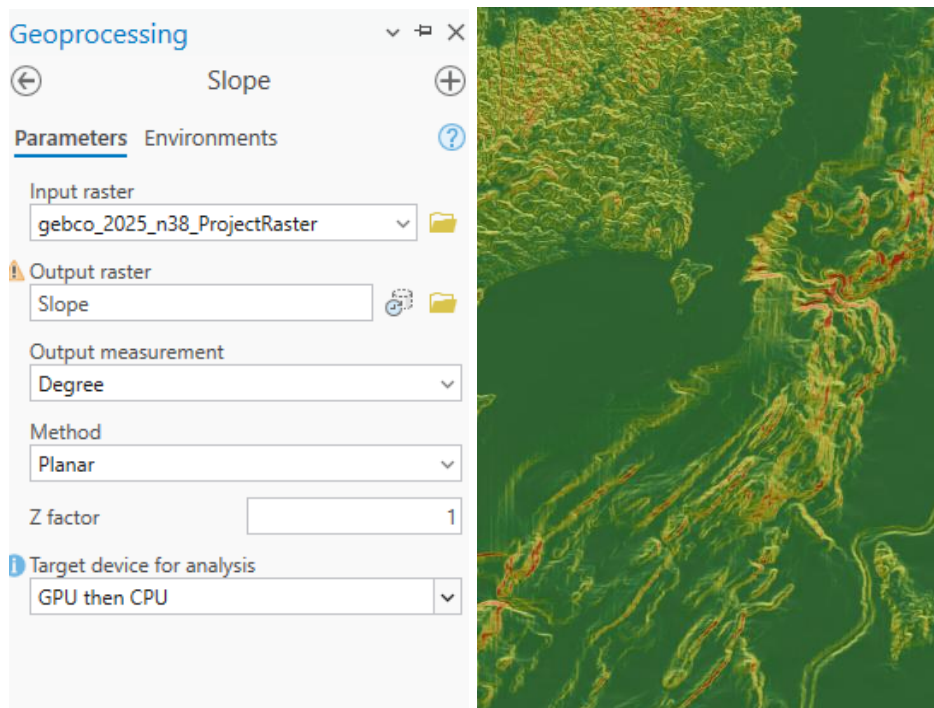


Рисунок 46. Вхідні параметри для побудови крутизни та результуюча карта

Особливу увагу слід приділити індексу шорсткості рельєфу - TRI (Terrain Ruggedness Index). Даний показник можна розрахувати в декілька етапів за допомогою функції **Focal Statistics**. Індекс TRI можна розрахувати за допомогою **Analysis -> Tools -> Focal Statistics для трьох розмірів вікна: 3x3** пікселів, 5x5 пікселів, 7x7 пікселів, щоб візуалізувати ділянки "шорсткості" для різного масштабу об'єктів. У налаштуваннях обираємо растр батиметрії, встановлюємо окіл (Neighborhood) як прямокутник з відповідним розміром пікселя, а в полі Statistics Type обираємо **Standard Deviation** (Середньоквадратичне відхилення). В результаті на карті виділяться зони підвищеної "шорсткості" рельєфу: рівне дно матиме низькі значення, а тіла зсуву та каньйони – високі. За рахунок вибору різних розмірів вікна є можливість виділення каньйонів, турбідітів та зсувів різного розміру. А якщо пов'язати цей показник із крутизною, то в результаті побачимо на карті потенційні зони нестабільності схилів.

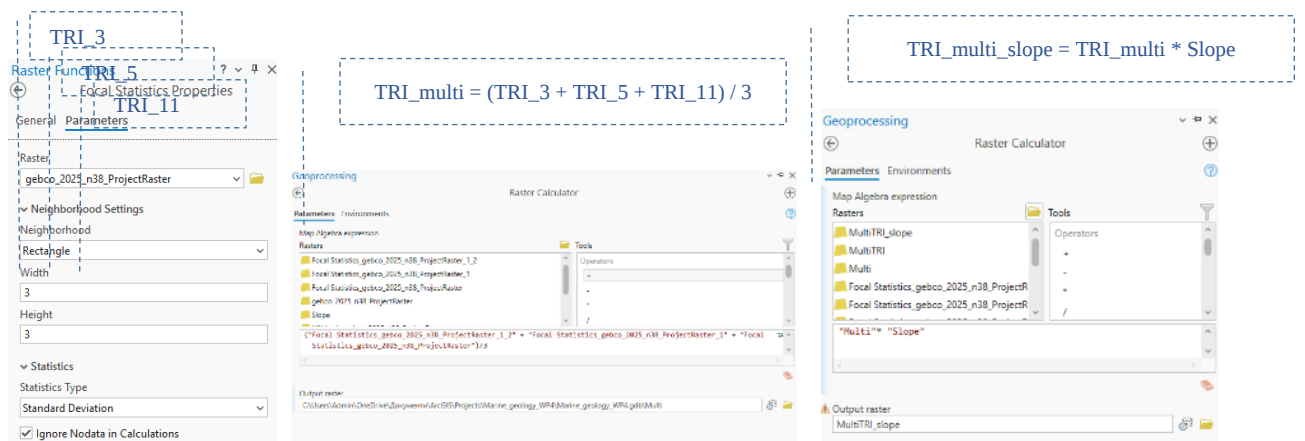


Рисунок 47. Етапність виконання аналізу прояву потенційних ділянок ЕГП

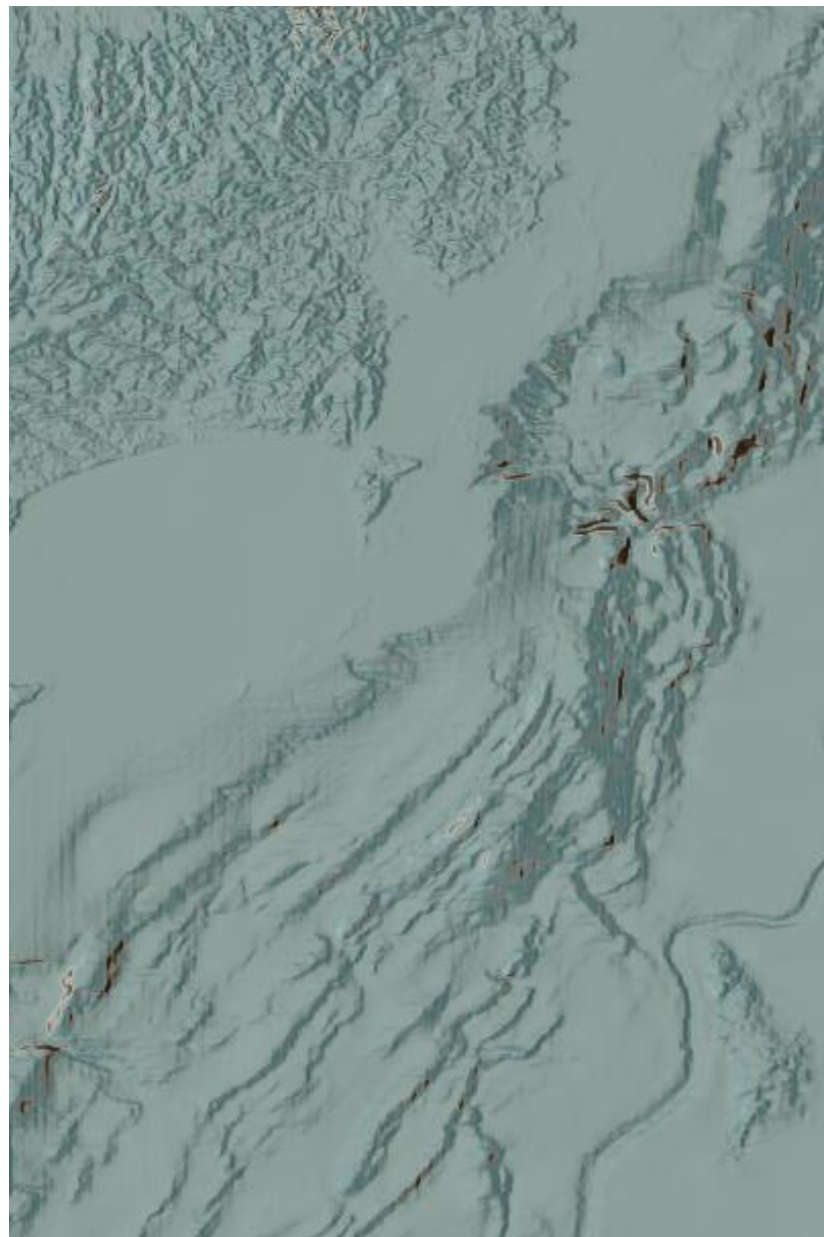


Рисунок 46. Карта потенційних ділянок прояву ЕГП

Отриману карту необхідно проінтерпретувати та порівняти із даними у статті (<https://doi.org/10.1029/2025GL115159>).

Завдання 2. З метою інтегральної оцінки зсувонебезпеки акваторії Чорного моря провести попередню підготовку та просторовий аналіз вхідних даних для виконання оверлейного аналізу зсувонебезпеки Чорного моря в середовищі ArcGIS Pro.

Перед початком просторового моделювання необхідно створити ГІС-проєкт та задати систему координат WGS 1984 UTM Zone 36N. До проєкту необхідно імпортувати готові векторні тематичні шари (*донні осади, розломи, інтенсивність теплового потоку, точки газогідратів і грязьових вулканів*) (рис.47). Растровий файл *батиметрії* слід окремо завантажити із сайту GEBCO (<https://download.gebco.net/>) з координатами, вказаними на рис. 48.

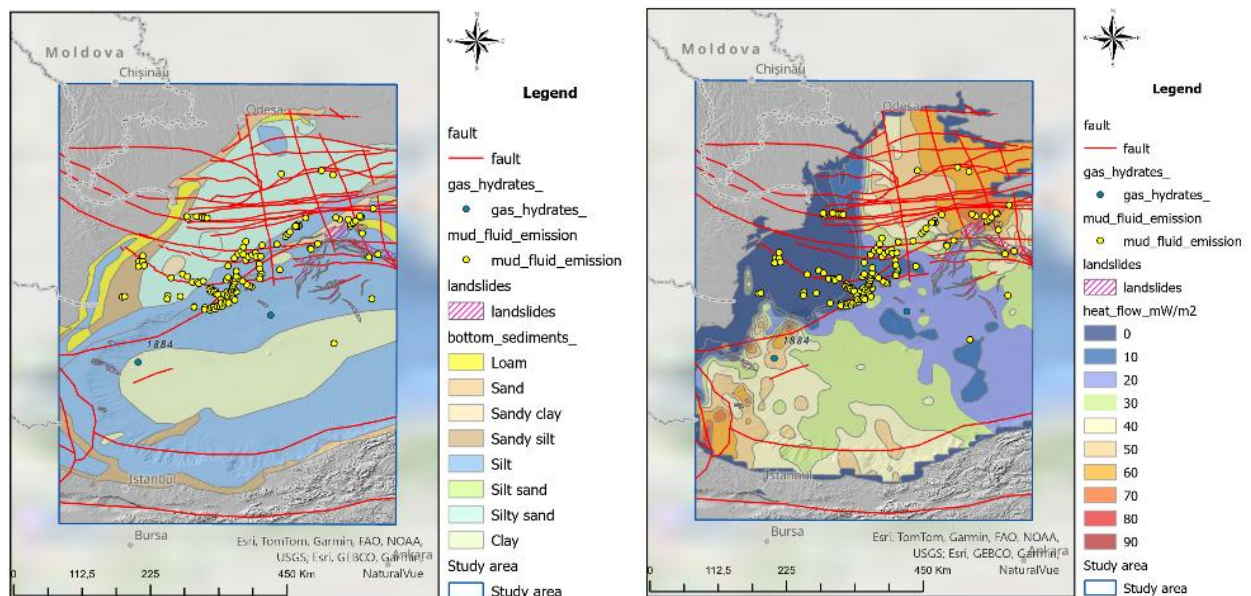


Рисунок 47. Тематичні шари для оверлейного аналізу

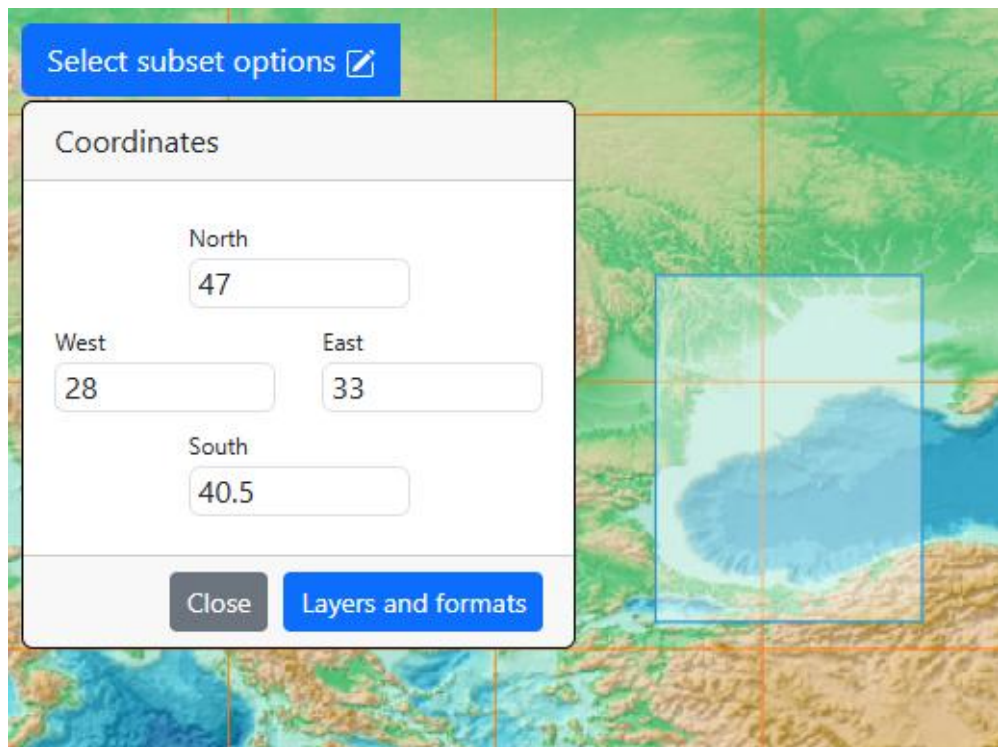


Рисунок 48. Координати для завантаження батиметрії по ділянці Чорного моря

На основі завантаженої ЦМР із сайту GEBCO необхідно побудувати карту крутизни (рис. 49).

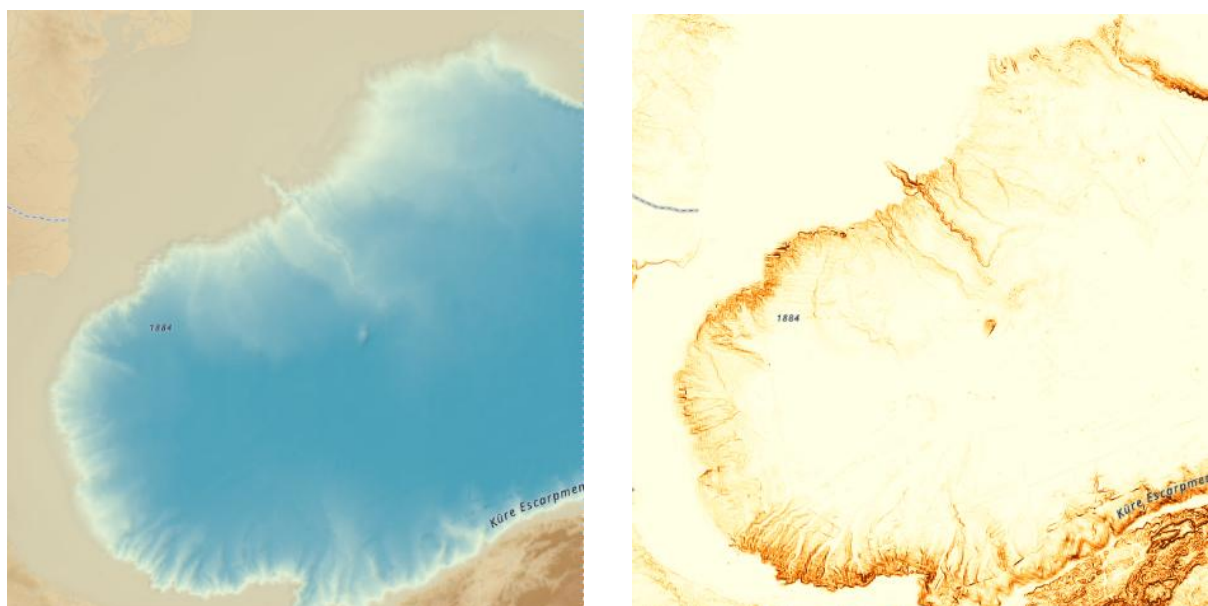


Рисунок 49. ЦМР для ділянки Чорного моря (зліва) та карта крутизни (справа)

Щоб прослідкувати на скільки сильним є вплив розломної тектоніки на концентрацію газогідратів і власне на стійкість осадків в межах шельфу, наступним кроком є побудова *карти відстаней до розломів*. Просторова близькість до розломів кількісно оцінюється через дискретне зонування території на основі буферних зон. Такий підхід дозволяє чітко виділити зони різного ступеня впливу розломної тектоніки, що є зручним для подальшої рекласифікації у факторній моделі. Для цього використовуємо інструмент **Multiple Ring Buffer (Analysis → Proximity)**. В параметрах інструменту вхідним шаром (*Input Features*) задається шар розломів. У полі *Distances* послідовно вводяться значення буферних зон: 1, 5, 10, 20, 50, 100, 150 км (рис. 50). Одиниці вимірювання задаються у *кілометрах*.

The screenshot shows the 'Multiple Ring Buffer' tool interface in QGIS. The 'Parameters' tab is active. The 'Input Features' dropdown is set to 'faults'. The 'Output Feature class' is 'faults_distanc'. The 'Distances' section contains a list of input fields with values: 1, 5, 10, 20, 50, 100, and 150. Below this list is a '+ Add another' button. The 'Distance Unit' is set to 'Kilometers'. The 'Buffer Distance Field Name' is 'distance'. The 'Dissolve Option' is 'Non-overlapping (rings)'. The 'Method' is 'Geodesic'.

Рисунок 50. Вхідні параметри для побудови буферних зон

У результаті формується векторний полігональний шар зон віддаленості від розломів. Кожна зона має відповідне атрибутивне поле із значенням відповідної відстані (рис. 51).

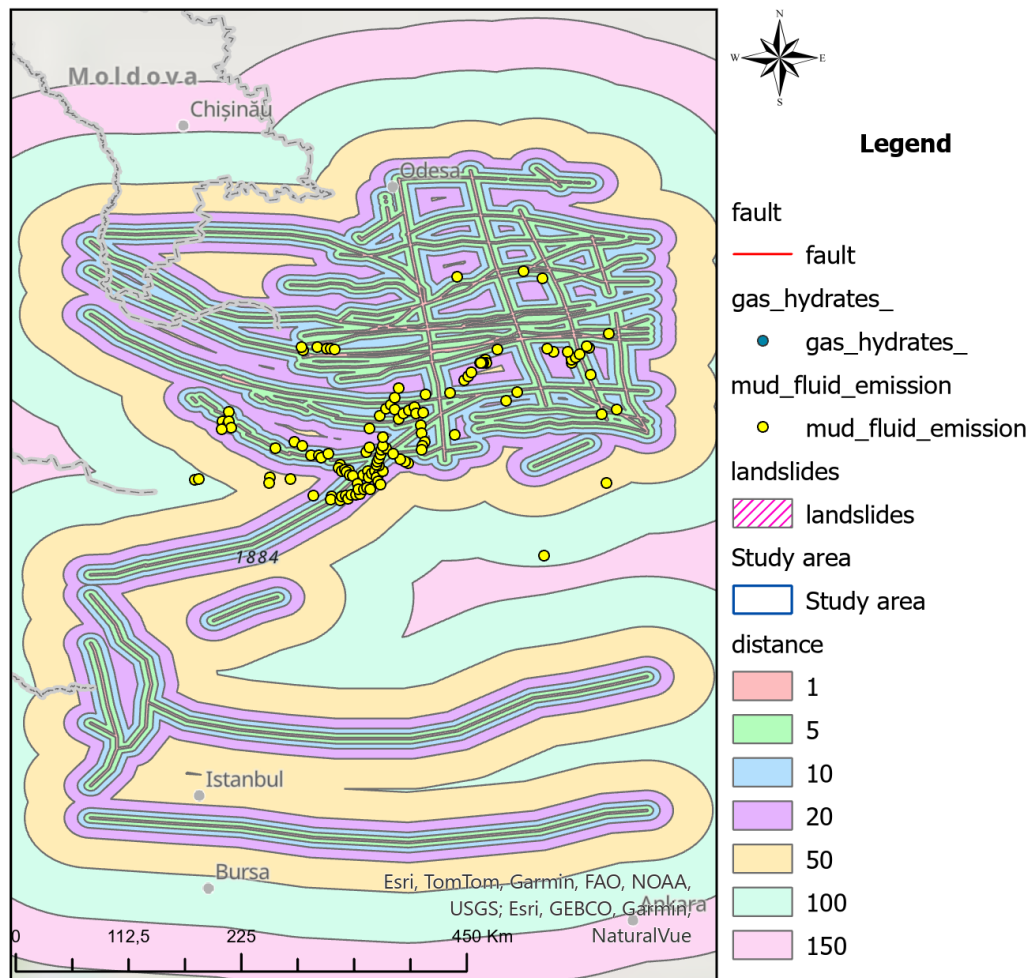


Рисунок 51. Карта віддаленості від розломів

Для оцінки приуроченості газогідратів і метанових викидів до зон різного складу осадків, теплового потоку чи відстані від розломних зон необхідно проаналізувати статистичний розподіл значень кожного растру із застосуванням функції ***Spatial Join*** (рис. 52). В результаті формується атрибутивна таблиця, яка містить поле ***Join_Count***, що відображає кількість точок, які потрапляють у кожен буфер (рис. 52). Це дозволяє кількісно оцінити концентрацію проявів у полігонах, встановити ділянки (полігони) максимального впливу тих чи інших факторів, і в подальшому обґрунтувати параметри рекласифікації. Також варто уточнити фажливий момент, що перед карти крутизни і батиметрії представлені растровим типом даних, тому перед використанням функції ***Spatial Join***, потрібно перевести шари у векторний тип за допомогою функції ***Raster to Feature***.

Після оцінки кількісного впливу всіх 5 факторів, потрібно перевести всі тематичні шари у растр для подальшої рекласифікації.

OBJECTID *	Shape *	Join_Count	TARGET_FID	distance
1	Polygon Z	7	1	1
2	Polygon Z	37	2	5
3	Polygon Z	47	3	10
4	Polygon Z	29	4	20
5	Polygon Z	4	5	50
6	Polygon Z	3	6	100
7	Polygon Z	0	7	150

Рисунок 52. Вхідні дані для **Spatial Join**, та отримана атрибутивна таблиця карти віддаленості від розломів

Примітка: Для коректного виконання просторового аналізу всі растрові шари повинні бути приведені до єдиної проєктованої системи координат із метричними одиницями та мати однаковий розмір комірки (*Cell Size*), що забезпечує їх просторову узгодженість і можливість подальшої інтеграції. У роботі як опорний використовується базовий растр (батиметрія), відносно якого задаються параметри *Snap Raster*, *Extent* і *Cell Size*, завдяки чому всі факторні шари формуються в межах однієї регулярної сітки без зміщень і спотворень. Недотримання цих умов призводить до помилок при оверлейному аналізі та некоректної інтерпретації результатів.

Завдання 4. Виконати рекласифікацію кожного фактора за 5-бальною шкалою зсувонебезпеки.

Рекласифікація всіх факторних шарів на п'ять класів є обов'язковою процедурою перед виконанням оверлейного аналізу для уніфікації різнорідних даних і приведення їх до єдиної шкали. У межах даної методики кожному фактору присвоюється 5 класів від 1 до 5, де 1 відповідає мінімальній схильності до розвитку зсувів, а 5 - максимальній. Рекласифікація виконується за допомогою інструменту **Reclassify (Spatial Analyst → Reclass)**.

Для **крутизни схилів**, класи задаються відповідно до критичних значень стійкості. *Наприклад*, мінімальні значення (пологі ділянки) отримують клас 1, тоді як круті схили, де зростає крутизна схилів, відносяться до класу 5. Крутизна схилу є одним із найбільш інформативних факторів, тому її класифікація має бути особливо обґрунтованою. Зі збільшенням крутизни зростає ймовірність пониження стійкості осадків. Для морських схилів можна використовувати наступну градацію: значення до 2° - 1 клас, 2–5° - 2 клас, 5–8° - 3 клас, 8–12° - 4 клас, більше 12° - 5 клас (рис.53).

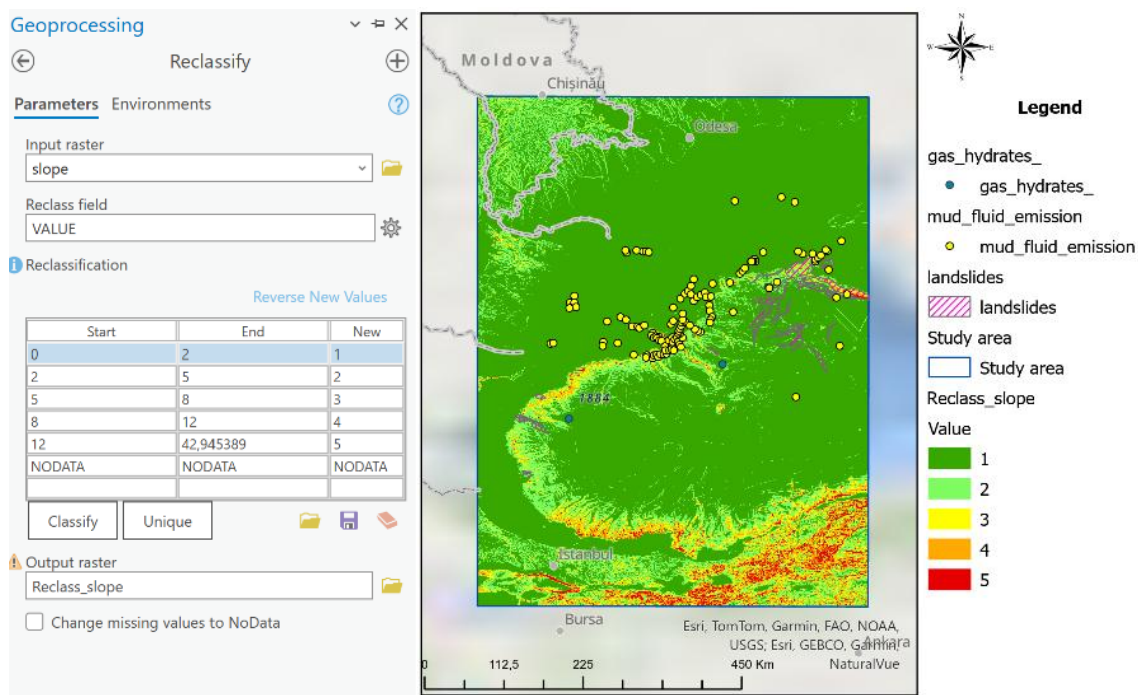


Рисунок 53. Вхідні дані для рекласифікації крутизни та її результуюча карта

Батиметрію потрібно рекласифікувати із урахуванням морфоструктурних зон морського дна. Найвищу схильність до зсувів слід надавати ділянкам континентального схилу. Абісальні ділянки, навпаки, характеризуються відносно стабільними умовами, тоді як шельфова зона у більшості випадків має помірну або низьку схильність. Для даної практичної роботи застосовуємо наступну рекласифікацію: глибини менше –1500 м - 1 клас, від –1500 до –1000 м - 3 клас, від –1000 до –800 м - 5 клас, від –800 до –200 м - 4 клас, від –200 до 0 м - 2 клас (рис. 54).

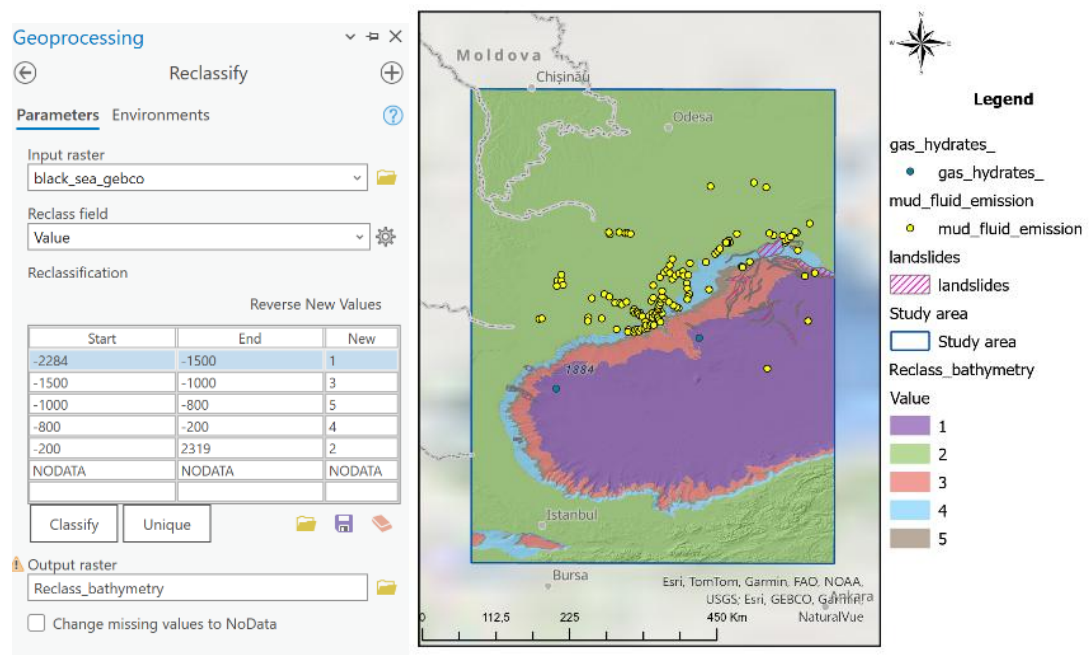


Рисунок 54. Вхідні дані для рекласифікації батиметрії та її результуюча карта

Донні осадки необхідно оцінювати за їх фізико-механічними властивостями. Найбільш нестійкими є мулисті, глинисті та інші тонкодисперсні водонасичені відклади, які легко втрачають міцність при підвищенні порового тиску. Піщані осадки, як правило, мають середню стійкість, тоді як щільні карбонатні, грубоуламкові або добре консолідовані відклади є більш стійкими. У даній практичній донні осадки представлені векторним полігональним шаром із атрибутивним полем літологічного опису (*Desc_eng*), що містить такі типи: Clay, Silt, Sandy silt, Silty sand, Sand, Loam.

Відповідно до цього виконано таку рекласифікацію: **Loam** - 1 клас, **Sand** - 2 клас, **Silty sand** - 3 клас, **Sandy silt** - 3 клас, **Silt** - 4 клас, **Clay** - 5 клас.

Тепловий потік необхідно розглядати як індикатор геотермічного режиму, що впливає на стабільність газогідратів, викид метану. Вищі значення теплового потоку, як правило, відповідають більшій ймовірності дестабілізації газогідратів і зниженню стійкості схилових відкладів. Застосовуємо наступну схему рекласифікації: 10-20 - 1 клас, 30-40 - 2 клас, 50-60 - 3 клас, 70-80 - 4 клас, 90 - 5 клас.

Відстань від розломів інтерпретується як показник геодинамічного контролю. У безпосередній близькості до розломів осадова товща частіше зазнає дестабілізації. Тому найменші відстані повинні мати найвищий клас схильності. Використовуємо наступну шкалу: 0–1 км — 5 клас, 1–5 км — 4 клас, 5–10 км — 3 клас, 10–20 км — 2 клас, понад 50 км — 1 клас.

Примітка: Важливо, щоб для всіх факторів використовувалася однакова 5-класова шкала, де зростання значення відповідає зростанню схильності до зсувів. Отримані растри зберігаються як окремі шари та використовуються на наступному етапі для оверлейного аналізу.

Завдання 5. Провести зважений оверлейний аналіз (Weighted Overlay) та створити результуючу карту зсувонебезпеки шельфу та континентального схилу Чорного моря.

Інтегральна оцінка факторів виконується із застосуванням рівноважного підходу оверлею, за якого кожному фактору надається однакова вага (20%). Такий підхід дозволяє оцінити сумарний вплив морфометричних, літологічних, геофізичних і структурних факторів без домінування окремих параметрів та забезпечує більш збалансовану модель просторового розподілу

схильності до зсувів (рис. 55). Отриману карту потрібно проінтерпретувати і запропонувати свій розподіл вагових коефіцієнтів, із зазначенням домінуючих факторів.

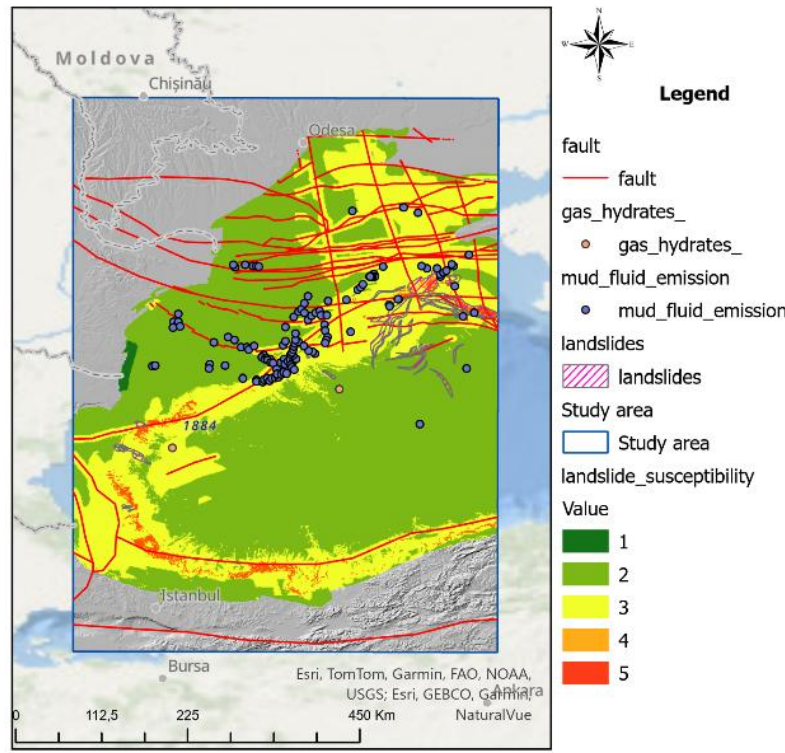


Рисунок 55. Карта схильності Чорноморського басейну до прояву зсувів

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ:

1. Які основні типи екзогенних геологічних процесів характерні для дна Світового океану?
2. Які фактори визначають розвиток підводних зсувів у межах континентального шельфу та схилу?
3. Які морфологічні ознаки дозволяють ідентифікувати підводні зсуви за даними батиметрії?
4. У чому полягає механізм формування турбідітних потоків та їх роль у перенесенні осадового матеріалу?

5. Для чого використовується інструмент *Spatial Join* та які результати він дозволяє отримати?
6. У чому полягає сутність зваженого оверлейного аналізу та як формується інтегральна карта схильності до зсувів?

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 4

Характеристика ендегенних геологічних процесів дна Світового океану. Визначення швидкостей спредингу в межах різних тектонічних структур Світового океану. Аналіз сейсмічних процесів Світового океану.

Мета роботи: Вивчити особливості ендегенних геологічних процесів дна Світового океану, визначити швидкості спредингу в межах різних тектонічних структур на основі аналізу магнітних аномалій, а також проаналізувати просторовий розподіл і закономірності сейсмічних процесів океанічної літосфери.

Завдання роботи:

1. Розкрити сутність та основні прояви ендегенних геологічних процесів дна Світового океану, зокрема спредингу, магматизму та тектонічних рухів. Визначити швидкості спредингу в межах окремих серединно-океанічних хребтів на основі співвідношення віку та відстані.
2. Провести порівняльний аналіз швидкостей розходження літосферних плит в межах різних тектонічних структур Світового океану.
3. Проаналізувати особливості просторового розподілу сейсмічності океанічного дна та встановити її зв'язок із межами літосферних плит.

Головні терміни та визначення:

Тектонічні структури Світового океану — великомасштабні елементи будови океанічного дна (серединно-океанічні хребти, трансформні розломи, глибоководні жолоби тощо).

Спрединг (seafloor spreading) являє собою найбільш великомасштабну та зрілу форму горизонтального розсуву земної кори — рифтогенезу.

Сформовані в процесі спредингу тектонічні зони виражені в рельєфі підводними внутрішньоокеанічними рифтовими хребтами, що утворюють світову систему спредингових структур. Її головними елементами є безперервне кільце субширотних спредингових структур, що оточують Антарктиду, та чотири субмеридіональні спредингові пояси, що відходять від цього кільця на північ приблизно на рівній кутовій відстані один від одного: Атлантичний, Індокоеанський, Західно- та Східно-Тихоокеанський. Поблизу екватора ці пояси різко коліноподібно відхиляються на захід, а потім продовжують тягтися в північному напрямку, поступово звужуються, вироджуються, замінюючись за простяганням сучасними міжконтинентальними рифтовими зонами (Аденська, Червономорська, Каліфорнійська) і далі внутрішньоконтинентальними рифтовими зонами і, врешті-решт, затухають. На відміну від решти океанічних спредингових поясів, Західно-Тихоокеанічний пояс в основному простягається через сформовані в ході спредингу глибоководні западини морів на західній окраїні цього океану.

Магнітні аномалії - чергування зон із нормальною та оберненою намагніченістю океанічної кори, що відображає історію змін магнітного поля Землі.

Смугасті магнітні аномалії - лінійні, субпаралельні структури позитивних і негативних відхилень магнітного поля, симетрично розташовані по обидва боки серединно-океанічних хребтів. Формування смугастих магнітних аномалій безпосередньо пов'язане з процесами спредингу океанічної кори та періодичними інверсіями геомагнітного поля Землі (рис. 56)

Унаслідок періодичних інверсій геомагнітного поля (чергування нормальної та зворотної полярності) формуються послідовні смуги з протилежною намагніченістю. Оскільки процес спредингу відбувається

приблизно симетрично відносно осі хребта, ці смуги утворюють дзеркально-симетричну структуру по обидва боки хребта.

Ширина окремих магнітних смуг варіює від кількох до десятків кілометрів і залежить від швидкості спредингу та тривалості інтервалів стабільної полярності геомагнітного поля. При швидкому спредингу формуються широкі смуги, тоді як при повільному - вузькі та більш деталізовані. Це дозволяє використовувати магнітні аномалії для оцінки швидкості розходження літосферних плит і реконструкції кінематики океанічного дна (Cande & Kent, 1995).

Смугасті магнітні аномалії є не лише індикатором сучасних геодинамічних процесів, але й унікальним архівом історії геомагнітного поля Землі. Їх детальне картування дозволило створити глобальну шкалу інверсій магнітного поля та визначити вік океанічної кори, який, як правило, не перевищує 180–200 млн років (Gradstein et al., 2020).

Ізохрони - лінії однакових моментів настання якого-небудь геофізичного або астрономічного явища тощо. В даному випадку це лінії, що з'єднують точки однакового віку океанічної кори.

Сейсмічність - схильність території до землетрусів; їх розподіл у просторі, часі та за величиною.

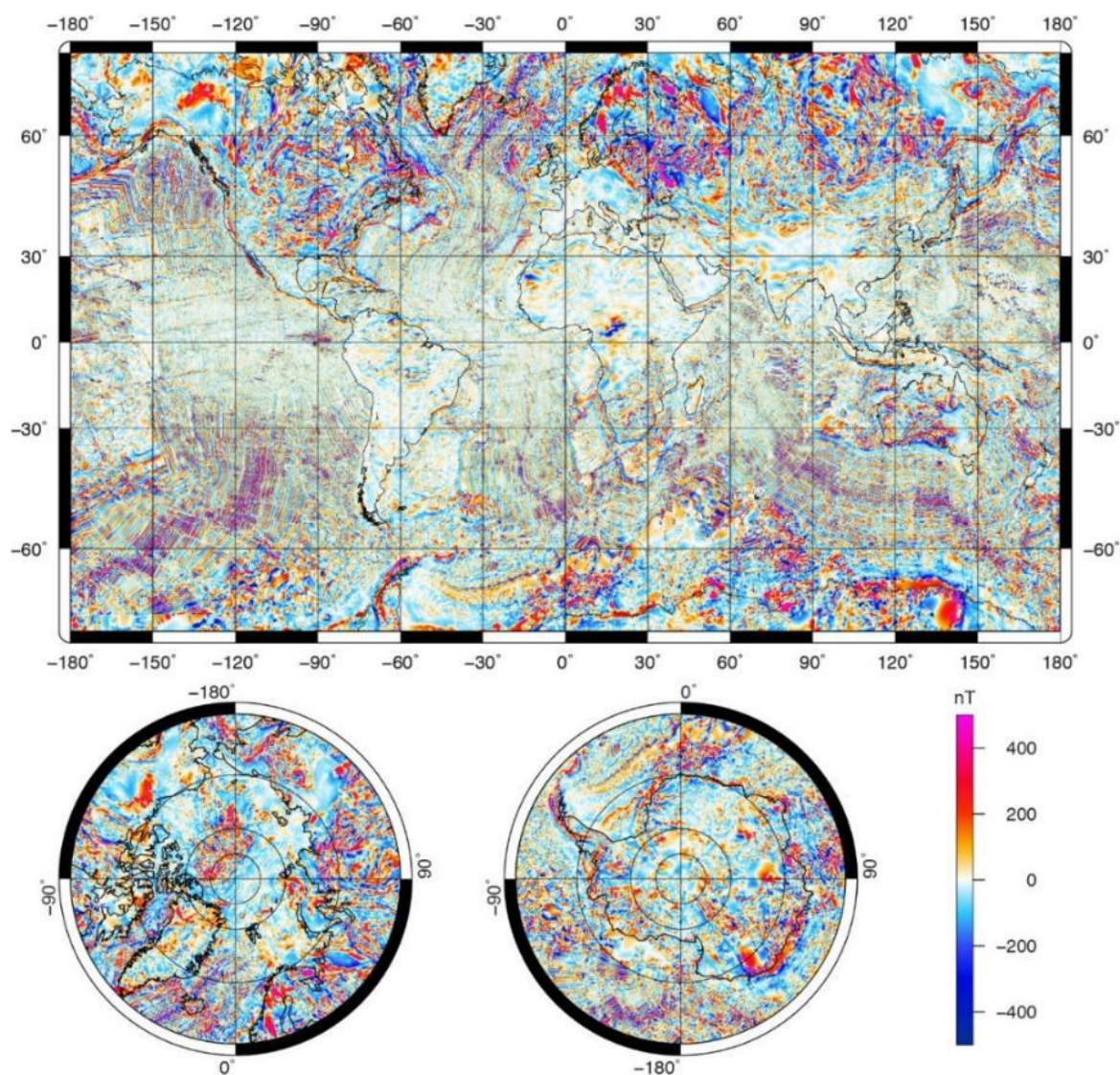


Рисунок 56. Глобальна карта магнітних аномалій World Digital Magnetic Anomaly Map version 2.2 (WDMAM), що відображає розподіл літосферного магнітного поля Землі та смугасті аномалії океанічного дна, пов'язані зі спредингом та інверсіями геомагнітного поля (Chou et al., 2023)

Алгоритм виконання роботи:

Завдання 1. Проаналізувати механізми спредингу, прояви магматизму в зонах серединно-океанічних хребтів та особливості тектонічних рухів літосферних плит. Розглянути карту магнітних аномалій, визначити їх просторове положення відносно осі серединно-океанічного хребта. За геохронологічною шкалою магнітних інверсій встановити вік відповідних аномалій (ізохрон) та занести дані до робочої таблиці.

На рисунку 57 показано карту магнітних інверсій (також званих магнітними лініяціями) між зоною розлому Гофар (F.Z.) та зоною розлому 23 градусів південної широти (23° SF.Z.) уздовж Східно-Тихоокеанського підняття. Активний процес спредингу відповідає границям Тихоокеанської плити та плити Наска.

На рисунку 57 наведено карту магнітних інверсій (магнітних лінеацій) у межах Східно-Тихоокеанського підняття між зоною розлому Гофар (Gofar F.Z.) та зоною розлому 23° пд. ш. (23° S F.Z.). Активна зона спредингу відповідає дивергентній межі між Тихоокеанською плитою та плитою Наска. Процес розходження плит відображений у вигляді чорних смуг, які відповідають новоутвореній океанічній корі та зміщені трансформними розломами. Пронумеровані лінії, розташовані симетрично по обидва боки від осі хребта, відповідають магнітним інверсіям (магнітним лінеаціям), що фіксують послідовні зміни полярності геомагнітного поля в процесі формування океанічної кори.

Вік кожної пронумерованої інверсії визначається за магнітостратиграфічною шкалою, наведеною на рисунку 58. Необхідно встановити вік інверсій 2, 3, 5 та 5а, враховуючи відповідність між номером інверсії та її геологічним віком, і занести отримані значення до таблиці 1 у відповідну колонку.

Наступним етапом є визначення відстаней між кожною парою однойменних інверсій, розташованих по обидва боки від осі спредингу. Вимірювання виконуються вздовж зони розлому Гофар, у напрямку, близькому до перпендикулярного до осі серединно-океанічного хребта. Для цього необхідно скористатися масштабом карти, перевести отримані значення у кілометри та занести їх до таблиці 1.

Отримані результати дозволяють встановити залежність між віком океанічної кори та відстанню від осі спредингу, що є основою для подальшого визначення швидкості розходження літосферних плит.

Таблиця 1. Дані для визначення швидкості спредингу

Магнітна інверсія	Вік, млн років	Відстань від осі хребта, км	Повна відстань між однойменними інверсіями, км	Швидкість спредингу, см/рік
2				
3				
5				
5a				
8				
13				
21				

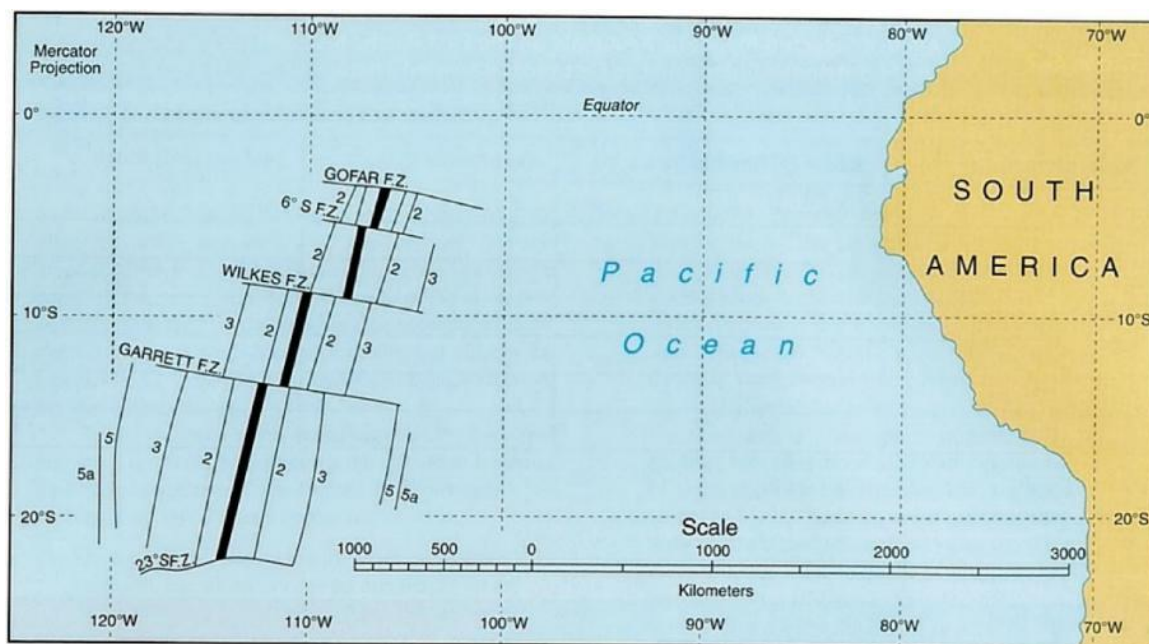


Рисунок 57. Карта сегменту Тихого океану із частиною Східно-

Тихоокеанічного підняття. Активна зона спредингу показана чорними смугами. Зона спредингу зміщена за разуюнок серії розломів (F.Z.) (Robert and Carter, 2011)



Рисунок 58. Магнітостратиграфічна шкала. Номери магнітних аномалій (хронів) наведені над шкалою полярності геомагнітного поля. Геохронологічна шкала часу (млн років) розміщена під шкалою полярності. Інтервали нормальної полярності показані чорним кольором, тоді як інтервали зворотної полярності — білим.

Завдання 2. Побудова графічної залежності віку океанічної кори від відстані від осі спредингу та її інтерпретація

На першому етапі необхідно побудувати графік залежності «відстань — вік» для Східно-Тихоокеанського підняття, використовуючи дані, отримані в попередньому завданні. По осі абсцис відкладається відстань (км), а по осі ординат — вік (млн років). Усі точки наносяться на координатну сітку відповідно до отриманих значень. Після цього проводиться пряма лінія найкращого наближення, яка повинна починатися в точці перетину осей координат. Побудовану лінію необхідно підписати як «Східно-Тихоокеанське підняття».

Далі виконується аналогічний аналіз для Серединно-Атлантичного хребта. Для цього необхідно виміряти відстані між магнітними лінеаціями, зображеними на рисунку 59, виконуючи вимірювання вздовж зони розлому Асенсьйон. Особливу увагу слід звернути на інверсію 13, яка представлена лише з одного боку хребта.

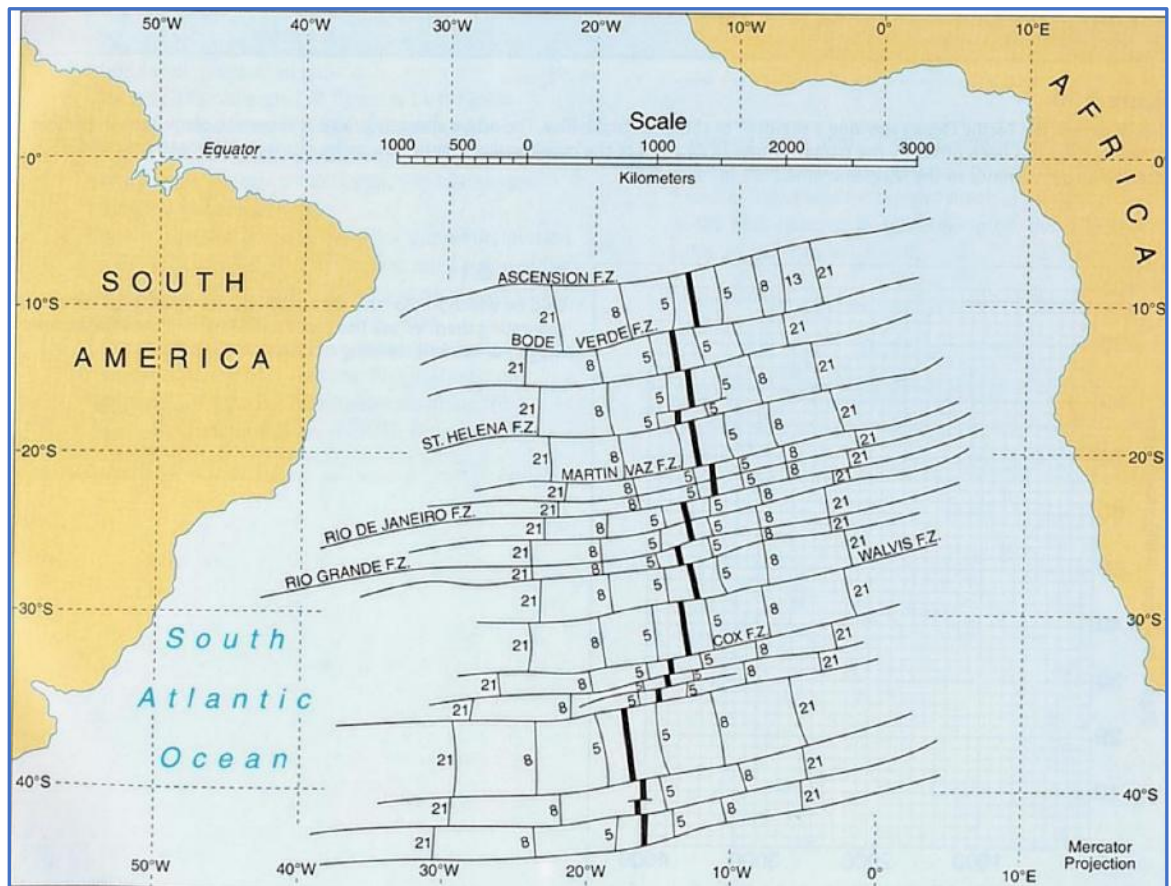


Рисунок 59. Карта магнітних аномалій Серединно-Атлантичного хребта (Південна Атлантика) ((Robert and Carter, 2011). Показано ось спредингу (чорні смуги), зміщену трансформними розломами, та магнітні інверсії. Вік пронумерованих магнітних аномалій визначається за магнітостратиграфічною шкалою на рис. 58.

У цьому випадку необхідно виміряти відстань від цієї інверсії до осі хребта та помножити отримане значення на 2, щоб забезпечити коректність порівняння з іншими інверсіями. Отримані значення відстаней разом із відповідними віковими даними необхідно занести до таблиці 1. На основі цих даних будується другий графік залежності «відстань – вік», де по осі абсцис відкладається відстань (км), а по осі ординат — вік (млн років). Після нанесення всіх точок проводиться пряма лінія найкращого наближення, яка також має проходити через початок координат. Цю лінію необхідно підписати як «Серединно-Атлантичний хребет» (Mid-Atlantic Ridge).

Завдання 3. Порівняти швидкості спредингу Східно-Тихоокеанського підняття та Серединно-Атлантичного хребта на основі побудованих графіків залежності «відстань – вік». Визначити, для якого з хребтів характерна вища швидкість спредингу, та обґрунтувати отриманий результат.

На першому етапі необхідно проаналізувати побудовані графіки залежності віку океанічної кори від відстані від осі спредингу для Східно-Тихоокеанського підняття та Серединно-Атлантичного хребта. Слід звернути увагу на нахил прямих ліній: чим швидше збільшується відстань при однаковому віці магнітних аномалій, тим вищою є швидкість спредингу. Якщо для одного хребта магнітні лінеації одного віку розташовані далі від осі спредингу, це свідчить про швидше розходження літосферних плит.

Далі необхідно вибрати для розрахунку магнітну інверсію 5 для обох тектонічних структур. З робочої таблиці слід виписати її вік у млн років та виміряну відстань у кілометрах для Східно-Тихоокеанського підняття і Серединно-Атлантичного хребта. Визначити швидкість розходження літосферних плит необхідно за формулою:

$$V = S / t,$$

де: V - швидкість спредингу (см/рік), S - відстань (км), t - вік (млн років).

Отримане значення спочатку виражається у км/млн років. Для переведення км/млн років у см/рік: 1 км/млн років = 0.1 см/рік. Тому отримане значення швидкості у км/млн років множать на 0,1. Розрахунок потрібно виконати окремо для Східно-Тихоокеанського підняття та окремо для Серединно-Атлантичного хребта.

Після виконання розрахунків результати порівнюють між собою. У висновку необхідно вказати, для якого хребта характерна більша швидкість спредингу, і пояснити це на основі графіків та розрахованих значень.

Завдання 4. Аналіз поширення сейсмічних процесів Світового океану та оцінка ризиків геонебезпек на прикладі Японії та Гаїті.

На першому етапі необхідно охарактеризувати основні площі поширення сейсмічних процесів у межах Світового океану (рис. 60). Для цього слід проаналізувати карти глобальної сейсмічності та встановити, що найбільша концентрація землетрусів приурочена до меж літосферних плит, зокрема до зон субдукції (Тихоокеанське вогняне кільце), серединно-океанічних хребтів та трансформних розломів. Особливу увагу необхідно звернути на такі регіони, як Тихий океан, Серединно-Атлантичний хребет, Індоокеанські хребти та Карибський регіон.

На другому етапі слід визначити головні умови концентрації та поширення сейсмічних процесів. Для цього необхідно встановити зв'язок між сейсмічністю та тектонічною будовою, зокрема положенням територій відносно меж літосферних плит, типом меж (дивергентні, конвергентні, трансформні), швидкістю їхнього руху, а також наявністю активних розломів і геологічною будовою. Додатково необхідно врахувати роль вторинних процесів, таких як цунамі, зсуви, обвали та розрідження ґрунтів.

На третьому етапі необхідно виконати порівняльний аналіз сейсмічної небезпеки для Японії та Гаїті з використанням рекомендованих інформаційних ресурсів (PreventionWeb, USGS, EM-DAT, CRED). Для цього слід визначити тектонічне положення кожної країни, типи активних меж плит та характер сейсмічних процесів. Необхідно встановити, що Японія розташована в зоні субдукції кількох літосферних плит і характеризується високою природною сейсмічною активністю, тоді як Гаїті приурочене до трансформної межі між Карибською та Північноамериканською плитами.

На четвертому етапі слід проаналізувати причини високого ризику небезпечних геологічних процесів у цих країнах. Потрібно врахувати не лише природні чинники (сейсмічність, тектонічна активність), але й соціально-

економічні умови, рівень розвитку інфраструктури, щільність населення, особливості забудови та ступінь підготовленості до надзвичайних ситуацій.

На завершальному етапі необхідно виконати порівняння Японії та Гаїті за рівнем сейсмічної небезпеки та ризику, узагальнити отримані результати та сформулювати висновки щодо причин їх високої вразливості до небезпечних геологічних процесів.

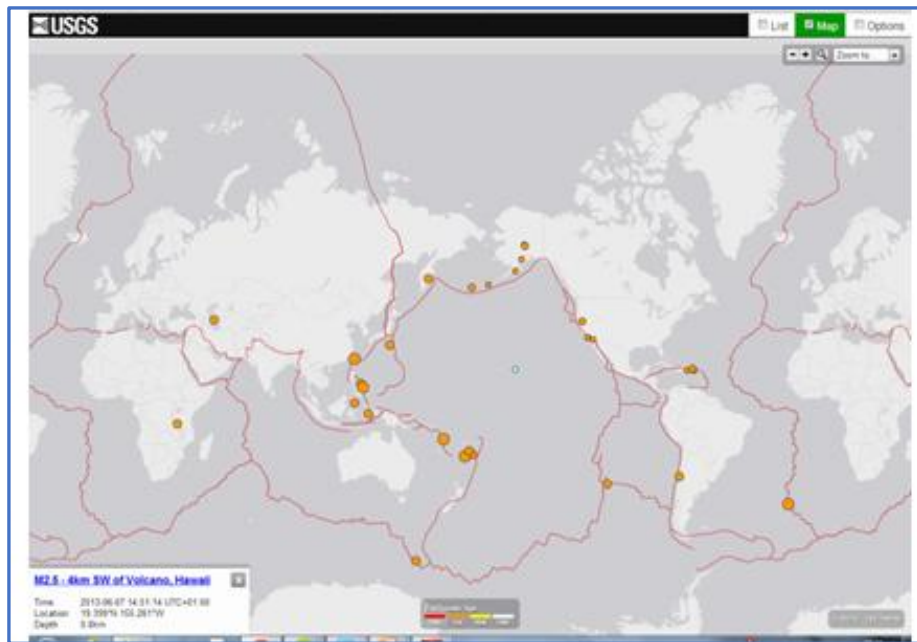


Рисунок 60. Глобальна карта сейсмічності за даними USGS. Показано розподіл епіцентрів землетрусів (помаранчеві точки) та меж літосферних плит (червоні лінії). <https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/earthquakes>

Джерела:

1. <https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/earthquakes>
2. <http://www.preventionweb.net/english/countries/statistics/risk.php?iso=hti>
3. International Disaster Database **EM-DAT** (www.emdat.be) and https://www.emdat.be/emdat_atlas/sub_html_pages/sub_html_HTI.html
4. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, **CRED** (www.cred.be), for instance <http://cred.be/sites/default/files/PressConference2010.pdf>.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ:

1. *Яке значення магнітних інверсій для палеоокеанологічних реконструкцій?*
2. *Як магнітні аномалії використовуються для визначення віку океанічної кори?*
3. *Що таке магніостратиграфічна шкала і як її застосовують у морській геології?*
4. *Як за допомогою магнітних аномалій визначається швидкість розходження літосферних плит?*
5. *Які фактори можуть впливати на точність інтерпретації магнітних аномалій?*
6. *Де зосереджені основні зони сейсмічної активності у Світовому океані?*
7. *Який зв'язок між сейсмічністю та границями літосферних плит?*
8. *Поясніть взаємозв'язок між спредингом і сейсмічністю океанічного дна.*
9. *Як поєднання магнітних і сейсмічних даних дозволяє реконструювати тектонічні процеси?*

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 5

Аналіз та визначення закономірностей формування осадків та швидкостей осадконакопичення в межах різних морфологічних зон Світового океану

Мета роботи: Проаналізувати особливості просторового розподілу швидкостей осадконакопичення в межах окремих частин Світового океану, визначити швидкості осадконакопичення в межах різних морфологічних зон Світового океану на основі аналізу даних глибоководного буріння та колонок донних осадків, а також проаналізувати просторовий розподіл і закономірності впливу морфоструктурних, седиментаційних та гідродинамічних факторів на процеси осадконакопичення.

Завдання роботи:

1. Проаналізувати просторовий розподіл швидкостей осадконакопичення у Світовому океані на основі даних глибоководного буріння та колонок донних осадків.
2. Визначити та порівняти швидкості осадконакопичення в межах основних морфологічних зон океану (континентальні окраїни, абісальні рівнини, серединно-океанічні хребти, океанічні басейни).
3. Визначити головні типи осадків на станціях відбору проб за даними науково-дослідницьких рейсів.
4. Оцінити вплив морфоструктурних, седиментаційних та гідродинамічних факторів на формування та просторову диференціацію процесів осадконакопичення.

Головні терміни та визначення:

В основу виділення класів і типів осадків покладено принцип абсолютно переважного літологічного компонента. Такими компонентами можуть виступати різні складові осадка – мінерали чи їхні комплекси, хімічні елементи чи сполуки, біогенні частинки, що належать до певних систематичних груп організмів, структурні категорії.

Кількісним критерієм для виділення основних однокомпонентних ("чистих") класів і типів осадків слугує не нижче, як правило, 90 % вмісту одного з компонентів. Якщо жоден з компонентів не міститься в такій кількості, осадки відносять до багатоконпонентних ("змішаних").

Виділяються **чотири основні класи осадків**:

1. **Уламковий** (осадкоутворюючий літологічний компонент – уламкові силікатні та алюмосилікатні частинки більше 0,01 мм.

2. **Глинистий** (осадкоутворюючий літологічний компонент – тонкодисперсна менше 0,01 мм силікатна чи алюмосилікатна "глиниста речовина").

3. **Ванняковий** (осадкоутворюючий літологічний компонент – карбонат кальцію).

4. **Кременевий** (осадкоутворюючий літологічний компонент – аморфний (опаловий) кремнезем.

Крім того, виділяються специфічні типи осадків, в яких визначальним (типоморфним) компонентом слугують певні генетично важливі, хоч і кількісно підпорядковані, складові: оксиди Fe, Mn, глауконіт тощо.

Уламкові відклади поділяються за походженням на три головні генетичні підгрупи: *теригенну, вулканогенну та едафогенну*.

До *теригенних* належать уламкові осадки, утворені з продуктів розмиву суші – континентів чи островів. Вони мають обмежене поширення у зв'язку з високими швидкостями осідання уламкового матеріалу та незначними шляхами його транспортування. Найважливіша область поширення

уламкових осадків – це сучасні шельфи і континентальне підніжжя та абісальні акумулятивні рівнини, де уламкові осадки входять до складу турбідитів.

Вулканогенні уламкові відклади - осадки та породи, складені уламковими продуктами вулканічних вивержень, що осіли на дно безпосередньо в ході вулканічної діяльності. Якщо вулканокластичний матеріал накопичився на суші у вигляді туфових товщ, а потім був знесений в океан у результаті їх розмиву, то з нього утворюються вулканотеригенні осадки. Якщо вулканіти підводних вивержень підлягають розмиву в субаквальних умовах, то утворені з продуктів такого розмиву осадки мають відноситися не до вулканогенних, а до вулcano-едафогенних.

Едафогенними називаються уламкові утворення, що складаються переважно (більше 90 %) з продуктів підводного руйнування корінних порід дна. За своєю природою едафогенні осадки вважаються підводними гомологами терригенних. У більшості випадків едафогенні відклади знаходяться в тектонічно активних структурах океану – у внутрішньоокеанічних рухомих поясах (серединних хребтах), у системі островних дуг та глибоководних жолобів, у зонах розломів ложа океану. За структурними ознаками серед едафогенних відкладів виділяються грубоуламкові різності – глибові накопичення, щебінь, жорства та піщано-алевритові осадки (піски, алеврити). Від останніх існують переходи до пелітових різностей. За мінерально-петрографічним складом едафогенні відклади є близькими до материнських порід дна. Ці відклади складені продуктами руйнування основних та ультраосновних материнських порід та їхніх метаморфізованих різностей – базальтів та metabазальтів, діабазів, габроїдів, гіпербазитів та серпентинітів.

До глин (глинистих мулів) відносяться тонкодисперсні абіогенні алюмосилікатні за складом осадки, що містять більше 90 % фракції менше 0,01 мм, менше 10 % CaCO_3 та біогенного опалу.

До вапнякових осадків (вапняків) відносять осадки, що містять не нижче 90 % CaCO_3 . Осадки та породи, що містять від 10 до 90 % CaCO_3 , відносять до змішаних (мергельних, кременево-вапнякових, уламково-вапнякових, вапняково-туфітових) і описуються нижче.

В океанічних і морських басейнах карбонатні осадки можуть мати як біогенне, так і хемогенне, теригенне або змішане походження. Біогенна складова є домінуючою для значної частини сучасних морських карбонатних осадків, однак утворення карбонатного матеріалу також пов'язане з процесами хімічного осадження, перевідкладення та надходження уламкового карбонатного матеріалу.

Серед біогенних вапнякових осадків виділяються дві групи:

1. *Планктоногенна*, що об'єднує відносно глибоководні утворення відкритого моря (океану).

2. *Бентогенна* – включає в себе мілководні (шельфові) утворення або осадки верхніх частин материкових та острівних схилів.

Серед *планктоногенних* домінуюче положення посідають коколітові, форамініферові та форамініферово-коколітові мули. Менше поширення мають птероподові, птероподово-форамініферові та гетероподові осадки. Нанопланктонно-форамініферова група пелагічних вапнякових осадків та вапняків становить більшість океанічних вапнякових осадків як за площею поширення, так і за масою.

Найбільш типовими бентогенними мілководними біогенними утвореннями є коралово-водоростяні комплекси. Географічні області їх поширення в океані обмежені високою температурою води (більше $+18^{\circ}\text{C}$), прозорістю вод та мілководністю (до 50–60 м). Коралово-водоростяні осадки займають незначну площу дна Світового океану, але у вузьких ареалах свого поширення складають осадові тіла величезної потужності – до 1 000–1 500 м. Серед донних організмів, що мають вапнякові скелетні утворення чи черепашки, осадкоутворююче значення також мають двостулкові молюски, гастроподи, брахіоподи, моховатки, донні форамініфери та ін. Самостійні типи осадків з домінуванням однієї групи організмів утворюють молюски (черепашники), моховатки, форамініфери. Інші входять до складу різнодетритових бентогенних осадків.

Кременеві осадки і породи. До кременевих осадків будуть відноситися висококременеві діатомові мули приантарктичного поясу, Охотського моря та зон апвелінгів, а також прошарки етмодискусових мулів у пелагічних глинах та глинисто-радіолярієвих мулах.

Усі радіолярієві та діатомово-радіолярієві мули, значну частину діатомових та кременево-губкових осадків відносять до кременево-глинистих, оскільки в їх складі глина становить більше 10 %.

Багатокомпонентні ("змішані") осадки і породи. Між однокомпонентними ("чистими") типами осадків знаходяться численні перехідні різності, в яких два чи декілька компонентів поєднуються в рівних чи близьких кількостях. Але тільки незначна кількість типів цих змішаних осадків має самостійне значення в океані, покриваючи значні площі дна та формуючи істотні за площею тіла. До таких самостійних типів змішаних осадків, які мають дво- чи трикомпонентний склад, відносяться уламково-глинисті теригенні, туфітові, мергельні, кременево-глинисті та кременево-вапнякові осадки.

Деякі особливі типи океанічних осадків і осадових порід. Крім основних, "чистих" та "змішаних" типів осадків, в океані існують осадові

утворення, що характеризуються підвищеним вмістом деяких генетично важливих компонентів – цеолітів, гідроксидів Fe та Mn, глауконіту, фосфату, органічної речовини. Навіть порівняно невисока (10 % і більше) концентрація таких компонентів істотно змінює петрографічний вигляд осаду і вказує на певні принципові відмінності процесів седиментогенезу. Тому доцільно розглядати ці осади як окремі літологічні типи, хоч за переважним компонентом вони одночасно можуть належати до будь-якого з вищеописаних основних типів. До даної категорії винесені також осадкові утворення, що зустрічаються у вигляді відокремлених тіл у межах інших типів осадків – конкреції.

Швидкість осадконакопичення (швидкість седиментації) - це кількісна характеристика процесу накопичення осадового матеріалу, яка визначає інтенсивність відкладання осадків у часі та відображає потужність шару осадків, що накопичується за певний проміжок часу (зазвичай у мм/тис. років або см/тис. років). Вона обчислюється як відношення потужності осадового шару до тривалості його формування. Цей показник характеризує не загальну кількість осадів за весь час існування дна, а швидкість їх накопичення за відносно короткі геологічні інтервали часу, що дозволяє оцінити сучасні та палеоседиментаційні умови.

Швидкість седиментації є інтегральним показником, який відображає вплив комплексу факторів, зокрема: інтенсивності надходження осадового матеріалу, віддаленості від джерел седиментації, морфології дна, гідродинамічних умов (течій, турбідитних потоків), біопродуктивності, а також процесів діагенезу осадів.

Швидкості седиментації, що визначені для верхньої частини осадків дна в різних районах Світового океану, змінюються в дуже широких межах. Мінімальні значення на великих площах дна океану становлять менше 1 мм за 1000 років. Значна площа дна океану практично не вкрита осадами з неогену, що відповідає нульовим швидкостям седиментації. У деяких районах

спостерігаються зони розмиву вже відкладених осадків, тобто вони характеризуються від'ємною седиментацією. Найчастіше це вершини та схили підводних підняття. Максимальні значення швидкості відповідають периферичним частинам океанів і тяжіють до гирл річок-гігантів, що постачають колосальні кількості завислого осадового матеріалу. Тут вони сягають багатьох тисяч міліметрів за рік. У центральних частинах океанів великі області високих швидкостей виявляються в гумідних зонах, а локальні – біля основи підводних підняття і схилів. На віддаленні від узбереж та материкового схилу швидкості седиментації в океанах рідко перевищують 30–100 мм/1000 років, а найчастіше знаходяться в межах 1–30 мм/1000 років.

Виявлено такі **закономірності розподілу швидкостей седиментації** для останнього періоду історії океану – 0–0,7 млн років:

1. Картина розподілу швидкостей осадконакопичення має складний характер. Нерідко області з високими швидкостями простягаються за паралелями через весь океан (наприклад, в екваторіальній частині Тихого океану), а в інших випадках – широкі ділянки з мінімальними швидкостями седиментації прилягають безпосередньо до суші.

2. Розподіл швидкостей седиментації визначається поєднанням кліматичної, циркумконтинентальної та вертикальної зональностей осадконакопичення.

Алгоритм виконання роботи:

Завдання 1. Охарактеризувати розподіл значень швидкостей осадконакопичення в межах Середземноморського басейну. Визначити головні чинники диференціації показників швидкостей осадконакопичення в межах зазначено басейну.

Хід виконання завдання полягає у поетапному аналізі просторового розподілу швидкостей осадконакопичення в межах Середземноморського басейну з використанням геопорталу EMODnet Geology <https://emodnet.ec.europa.eu/geoviewer/>. Дані про швидкості осадконакопичення є частиною проєкту EMODnet Geology (Європейська мережа морських спостережень і даних), одним із завдань якого було узагальнення всієї доступної інформації про субстрат морського дна з детальністю масштабу 1:100 000 або більшої для всіх морських акваторій Європи, а також оновлення даних про швидкості осадконакопичення, зібраних на попередніх етапах. Дані про швидкості осадконакопичення сучасних осадів представлені у вигляді точкової інформації.

Оцінки сучасних швидкостей осадконакопичення (см/рік) можуть базуватися, зокрема, на встановлених історичних записах антропогенних радіонуклідів (наприклад, ^{137}Cs і ^{241}Am), поліхлорованих біфенілах (PCB), свинці (Pb) та стабільних ізотопах свинцю (співвідношення $^{206}/^{207}\text{Pb}$). Також оцінювання швидкостей осадконакопичення може ґрунтуватися на підрахунку варв/ламін, методах радіоізотопного датування за ^{210}Pb і ^{14}C . Крім того, для оцінок можуть використовуватися стратиграфічні маркерні горизонти, наприклад, у Балтійському морі — горизонти, сформовані під час задокументованих подій значних припливів вод (Major Baltic Inflow, MBI) (Moros et al., 2017).

На першому етапі виконання роботи необхідно активувати шар, що відображає швидкості седиментації або дані донних осадків (рис. 61). Далі слід проаналізувати просторове розташування пунктів відбору проб, звертаючи увагу на їх приуроченість до різних морфологічних зон басейну, зокрема континентального шельфу, континентального схилу, глибоководних улоговин та районів підводних каньйонів і дельтових систем (рис. 62).

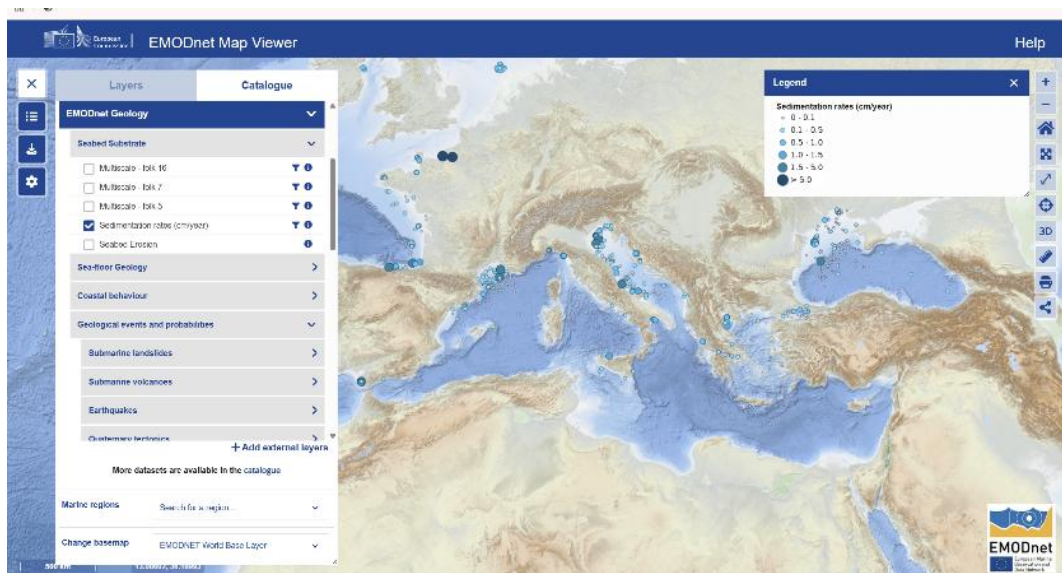


Рисунок 61. Просторовий розподіл сучасних швидкостей осадконакопичення в межах Середземноморського басейну за даними EMODnet Geology. Показано точкові значення швидкостей седиментації (см/рік), класифіковані за інтервалами, на фоні батиметрії та рельєфу дна.

На наступному етапі необхідно оцінити варіабельність значень швидкостей осадконакопичення, порівнюючи їх у межах різних частин басейну. Особливу увагу слід приділити зонам підвищених швидкостей седиментації, які, як правило, приурочені до районів інтенсивного надходження теригенного матеріалу (гирла річок, дельти, шельфові зони), а також до областей активного переносу осадів уздовж континентального схилу. Низькі значення швидкостей характерні для глибоководних частин басейну, віддалених від основних джерел осадового матеріалу.

Далі необхідно встановити основні чинники диференціації швидкостей осадконакопичення. До них належать морфоструктурні особливості дна (рельєф, наявність підводних каньйонів, схилів), седиментаційні умови (інтенсивність надходження осадового матеріалу, типи осадів), а також гідродинамічні процеси (течії, турбідитні потоки, ресуспензія осадів). Важливо також врахувати роль кліматичних і антропогенних факторів, що впливають на обсяги надходження осадового матеріалу.

На завершальному етапі результати узагальнюються у вигляді висновків щодо просторових закономірностей розподілу швидкостей осадконакопичення та причин їх варіацій у межах Середземноморського басейну.

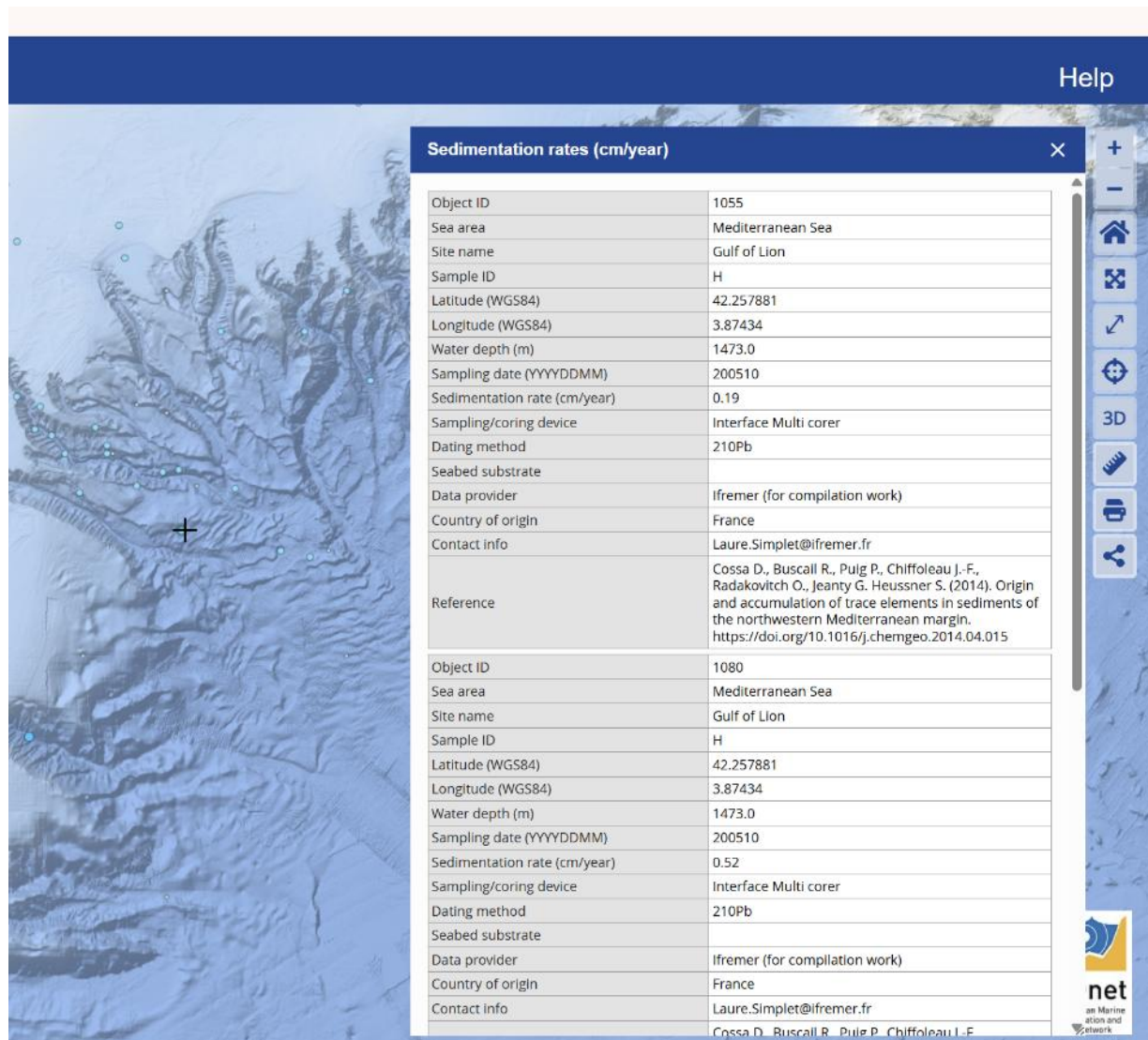


Рисунок 62. Приклад атрибутивної інформації пункту відбору донних осадків у районі затоки Ліон (Середземне море) за даними EMODnet Geology. Наведено координати станції, глибину, дату відбору проб, значення швидкості осадконакопичення (см/рік), метод датування (^{210}Pb) та тип пробовідбірника (multi corer), що використовуються для оцінки сучасних темпів седиментації.

Приклад опису: Станція розташована в північно-західній частині Середземного моря, у межах затоки Ліон. Координати - 42.26° пн. ш. та 3.87° сх. д., глибина моря — 1473 м. Відбір проб здійснено у 2005 році за допомогою пробовідбирника (interface multi corer), що дозволяє отримати непорушений верхній шар донних осадків.

Швидкість осадконакопичення становить 0.19–0.52 см/рік, що характерно для континентального схилу з активним надходженням теригенного матеріалу. Оцінка швидкості виконана методом радіоізотопного датування ^{210}Pb , який відображає сучасні темпи накопичення осадів. Осадковий матеріал представлений тонкодисперсними відкладами, що формуються в умовах глибоководної частини континентального схилу. Отримані значення свідчать про підвищену інтенсивність осадконакопичення, пов'язану з виносом матеріалу з континенту та його перерозподілом у межах підводного схилу....

Завдання 2. Визначити головні типи осадків на станціях відбору проб НДС “Glomar Challenger” в Атлантичному океані, за даними https://www.ncei.noaa.gov/maps/sample_index/. Вказати метод відбору проб та координати станцій.

Хід виконання завдання передбачає аналіз даних про донні осадки, отриманих під час глибоководного буріння НДС “Glomar Challenger”, із використанням інтерактивної бази даних NOAA (NCEI Sample Index). На першому етапі необхідно перейти за вказаним посиланням та обрати Атлантичний океан як область дослідження. Далі слід знайти та проаналізувати розташування станцій відбору проб в межах обраної акваторії (рис. 63), звертаючи увагу на їх просторове приурочення до різних морфологічних зон океану, зокрема серединно-океанічних хребтів, абісальних рівнин, континентальних окраїн і океанічних басейнів.

На наступному етапі для кожної вибраної станції необхідно відкрити атрибутивну інформацію, яка містить координати пункту відбору, глибину, дату дослідження та характеристики осадового матеріалу. Координати станцій записуються у таблицю, що дозволяє надалі виконати їх просторовий аналіз. Паралельно визначаються основні типи осадків (карбонатні мули, кременисті осадки, теригенні відклади, глинисті осадки тощо) залежно від їх складу та умов формування.

Особливу увагу слід приділити методам відбору проб, які вказані в базі даних або визначаються за типом досліджень. Найбільш поширеними є методи колонкового відбору (гравітаційні трубки), які дозволяють отримувати стратифіковані зразки осадів, а також використання дночерпателів для поверхневого шару. Колонкові методи забезпечують безперервний розріз осадів і широко застосовуються в океанологічних дослідженнях, тоді як інші пробовідбірники дозволяють отримувати менш порушені зразки поверхневих відкладів. Основним методом отримання геологічної інформації на станціях Glomar Challenger є глибоководне буріння (Deep Sea Drilling Project, DSDP) з відбором довгих кернів. Це забезпечує можливість реконструкції стратиграфії, палеоокеанографічних умов та швидкостей осадконакопичення в геологічному часі.

На завершальному етапі необхідно узагальнити отримані дані, встановивши закономірності поширення різних типів осадків у межах Атлантичного океану та їх зв'язок із морфологічними зонами. Результати оформлюються у вигляді таблиці з зазначенням координат станцій, типів осадків і методів відбору проб, а також коротких висновків щодо просторової диференціації осадового матеріалу.

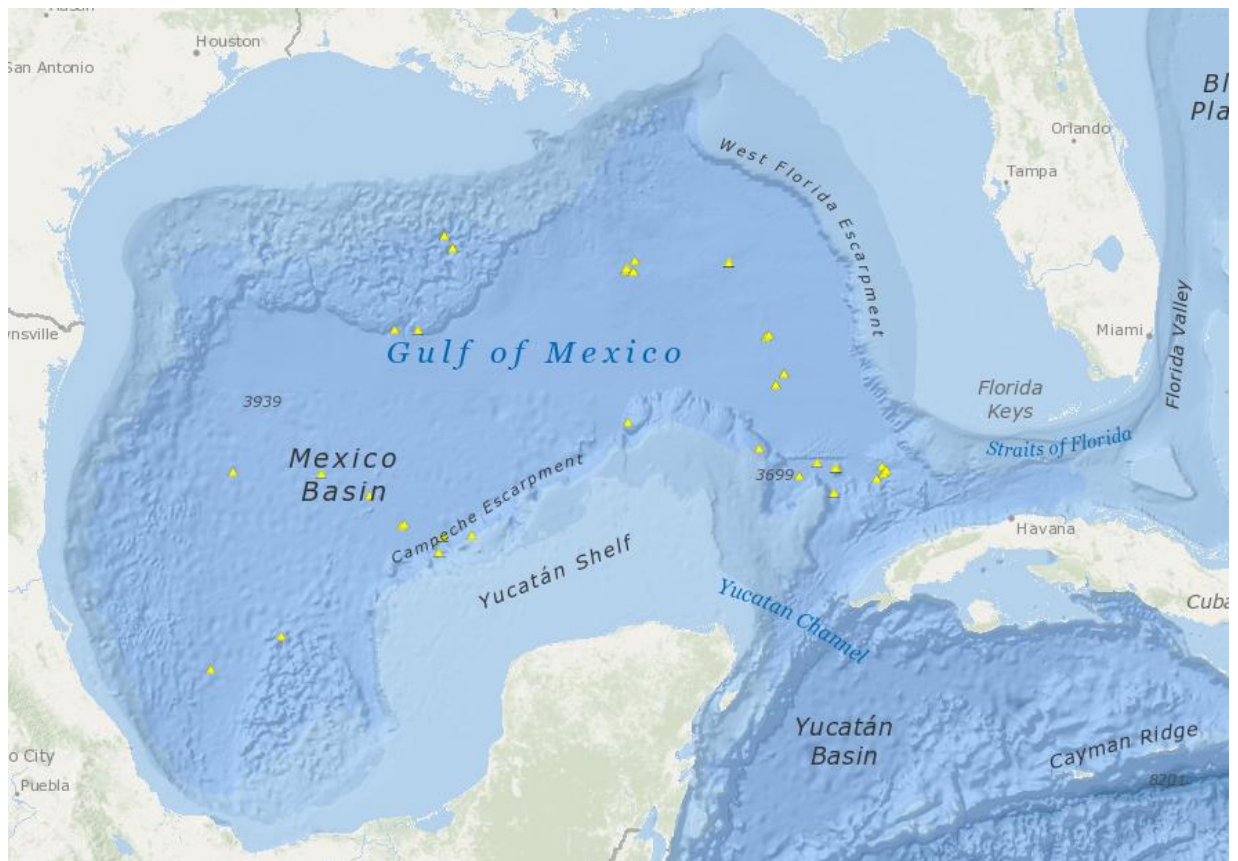


Рисунок 63. Розташування станцій відбору проб донних осадків НДС *Glomar Challenger* у межах Мексиканської затоки (Атлантичний океан). Показано просторове положення пунктів буріння (жовті трикутники) на фоні батиметрії дна.

Приклад опису:

Станція 10.89 розташована в центральній частині Атлантичного океану в межах абісальної рівнини. Координати станції: $20,89^{\circ}$ пн. ш. $95,112^{\circ}$ зх. д. Глибина моря в районі відбору проб становить 3067 м. Осадовий матеріал представлений переважно карбонатними мулами, що формуються за рахунок накопичення біогенних залишків планктонних організмів (форамініфер, кокколітофорид). Відбір проб здійснено методом колонкового буріння, що дозволяє отримати безперервний розріз донних осадків і простежити їх стратиграфічну послідовність. Основним методом отримання даних є глибоководне буріння з відбором

довгих кернів. Це забезпечує можливість реконструкції стратиграфії, палеоокеанографічних умов та швидкостей осадконакопичення в геологічному часі. Отримані дані свідчать про відносно стабільні умови осадконакопичення з низькою швидкістю седиментації, характерною для віддалених від континентів глибоководних ділянок океану

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ:

1. Що таке швидкість осадконакопичення та як вона визначається?
2. У яких одиницях вимірюється швидкість седиментації та як її перевести в потужність осадків за 1000 років?
3. Які основні фактори визначають просторову диференціацію швидкостей осадконакопичення?
4. Як впливає віддаленість від джерел теригенного матеріалу на швидкість седиментації?
5. Які основні типи осадків характерні для Світового океану?
6. Які осадки формуються в умовах високої біопродуктивності океану?
7. Чому в глибоководних частинах океану переважають тонкодисперсні осадки? Який зв'язок між швидкістю осадконакопичення та типом осадового матеріалу?
8. Які ознаки дозволяють визначити умови формування осадків за їх складом і структурою?

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 6

Визначення літологічного складу осадків та реконструкції умов осадконакопичення на основі стратиграфічних і седиментологічних даних.

Мета роботи: Сформувати навички інтерпретації колонок донних осадків, визначення літологічного складу та реконструкції умов осадконакопичення на основі стратиграфічних і седиментологічних даних.

Завдання роботи:

Охарактеризувати літологічний склад донних осадків за даними колонок.

Проаналізувати зміну літологічних характеристик з глибиною.

Встановити умови осадконакопичення та надати загальну палеогеографічну характеристику розрізу.

Головні терміни та визначення:

Типи осадків формують на дні океану просторово обмежені геологічні тіла, що характеризуються вертикальними та горизонтальними розмірами, формою, умовами залягання та часом накопичення.

Формування на даній площі в певний час конкретного типу осадків залежить від сукупної дії конкретних факторів у рамках певного поєднання умов.

Утворення "чистих" однокомпонентних осадків передбачає високий ступінь концентрації одного осадкоутворюючого компонента. Утворення багатокомпонентних осадків передбачає змішування двох чи більше компонентів, причому можна говорити про одночасну концентрацію декількох компонентів.

Концентрація будь-якого осадового компонента може відбутися

- ✓ у результаті посиленого його надходження на дану ділянку дна;
- ✓ через зняття "розбавляючого" впливу іншого компонента.

Високі концентрації та відповідно однокомпонентні осадки створюються в океані з усіх основних генетичних компонентів: *теригенних, вулканогенних, біогенних, хемогенних та едафогенних*. Однак тільки для перших трьох вагоме значення має активна концентрація – пригнічення масою (швидкостями накопичення). При цьому чисті теригенні осадки (уламкові, глинисті, уламково-глинисті) практично завжди формуються за рахунок інтенсивного надходження теригенного матеріалу, що накопичується швидше, ніж осадовий матеріал біогенного походження. Швидке накопичення вулканокластичного матеріалу при експлозивних виверженнях знижує кількісно як біогенний, так і теригенний процес, створюючи чисті вулканокластичні осадки. Концентрація ж біогенного матеріалу до утворення з нього чистих біогенних осадків можлива лише в умовах відсутності "розбавляючого" впливу теригенного та вулканокластичного матеріалу, тобто там, де швидкості накопичення "розбавляючих" компонентів стають набагато меншими, ніж швидкості надходження біогенних.

Хемогенні та едафогенні відклади розвиваються в умовах низьких швидкостей накопичення решти компонентів. Особливе місце посідають пелагічні глини, що формуються в умовах незначних теригенних та біогенних джерел живлення, при знятті "розбавляючого" впливу цих компонентів.

Формування окремих описаних типів осадків контролюється в океані наступними умовами.

Теригенні осадки в цілому прилягають до узбереж континентів, але їх ареали навколо континентальних масивів сильно варіюють за шириною, головним чином залежно від інтенсивності постачання теригенного матеріалу в океан, а також від геоморфологічних умов придонного транспортування осадового матеріалу. Найбільше зовнішня межа теригенних осадків висунута

в океан напроти гирла великих річок гумідних кліматичних зон і там, де біля підніжжя континентальних схилів простягаються широкі абісальні рівнини (Бенгальська затока, Аравійське море, Гвіанська улоговина тощо). Значну роль у розширенні та зміні конфігурації полів теригенних осадків відіграють течії. Поля теригенних осадків різко звужуються біля узбереж континентів з аридним кліматом, особливо якщо при цьому відсутні потужні водотоки, а близько розташовані до берега вододільні хребти скорочують водозбірні площі (північно-східне узбережжя Австралії, частково східне узбережжя Африки та ін.) Для теригенних глин необхідним є те, щоб первинні продукти денудації суші шляхом відстоювання вивільнювалися від уламкової грубої фракції та щоб гідродинамічні умови допускали осадження чистої тонкої глинистої фракції. Це забезпечується транспортуванням у завислому стані течіями (як поверхневими, так і глибинними) в поєднанні з порівняно затишними умовами придонних вод на місці осадження.

Пелагічні глини являють собою також високий ступінь концентрації глинистої речовини, але обумовлений не інтенсивним надходженням та акумуляцією цієї речовини, а відсутністю "розбавляючого" впливу біогенного осадового матеріалу.

При утворенні **біогенних** осадків першим актом концентрації певного хімічного компонента є його екстракція з розчину океанічної води і переведення в менш розчинну форму в процесі життєдіяльності організмів. Другий акт відбувається на дні. Для накопичення чистих планктоногенних вапнякових осадків необхідною є відсутність теригенного та вулканогенного "розбавляючого" матеріалу, що має місце в пелагічній зоні океану, а також на ділянках з посиленими придонними течіями, де неможливим є осадження теригенної глини. Друга умова – відсутність розчинення вапнякових частинок чи різке перевищення швидкості накопичення над розчиненням, що можливо тільки на глибинах, менших КГК. Сприятливі для карбонатонакопичення

глибини обумовлені позитивними морфоструктурами дна, отже, відчутним є вплив тектоніки на формування вапнякових осадків.

Для утворення **кремневих та кремнево-глинистих** осадків необхідною є висока продуктивність кремневого планктону в поверхневих водах, яка в океані незмінно пов'язана з підняттям у зону фотосинтезу багатих поживними речовинами глибинних вод. Але навіть при найсприятливіших умовах концентрація кремневих залишків на дні буде достатньою для утворення кремневих осадків лише при обмеженому надходженні теригенного глинистого матеріалу. У відкритому океані, крім того, необхідним є зняття розбавляючого впливу карбонатного біогенного матеріалу в результаті його розчинення.

Наведені дані необхідно враховувати при інтерпретації колонок донних осадків.

Алгоритм виконання роботи:

***Завдання 1.* Охарактеризувати літологічний склад донних осадків за даними колонок в межах ділянки дна Чорного моря. Проаналізувати зміну літологічних характеристик з глибиною.**

На першому етапі необхідно проаналізувати карту розташування станцій відбору кернів (KALI, KAROTA, HF1-5, HF1-8 та F2-Karota) у межах досліджуваної ділянки дна Чорного моря (рис 64).

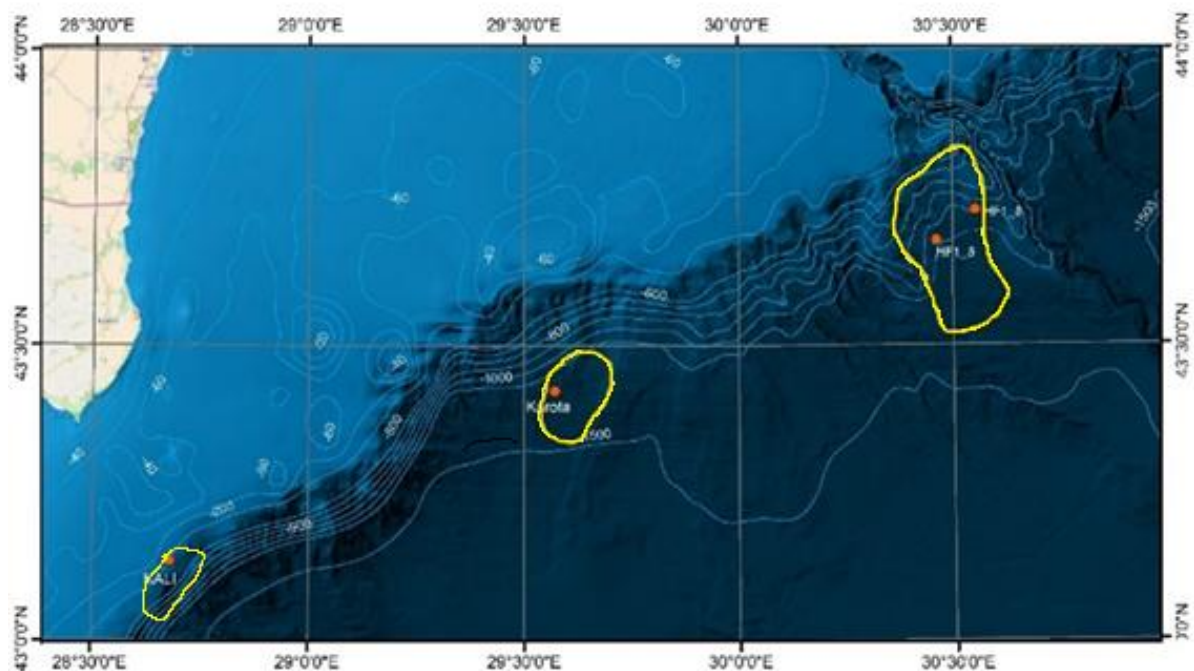


Рисунок 64. Схема розташування станцій відбору проб донних осадків (західна частина Чорного моря).

У таблиці слід зазначити:

Станція	Географічні координати	Глибина моря, м	Особливості положення
F2-Karota	43°25.453' пн. ш., 29°34.304' сх. д.	1116	зона газогідратоутворення
KALI			
KAROTA			
HF1-5			
HF1-8			

Після заповнення таблиці потрібно коротко описати просторове положення станцій: чи розташовані вони компактно, уздовж певної ділянки схилу, у межах або поблизу області BSR, а також чи можуть відмінності у літологічній будові бути пов'язані з положенням станцій.

На другому етапі необхідно проаналізувати кожну літологічну колонку (рис. 65, рис. 66) зверху вниз.

Для кожної колонки необхідно визначити:

- основні літологічні типи осадків;
- глибину залягання кожного шару;
- потужність окремих шарів або інтервалів;
- характер меж між шарами;
- наявність піщаних, алевритових, глинистих, сапропелевих або біогенних горизонтів;
- ознаки перевідкладення, деформації, турбідитової шаруватості або зсувних текстур.

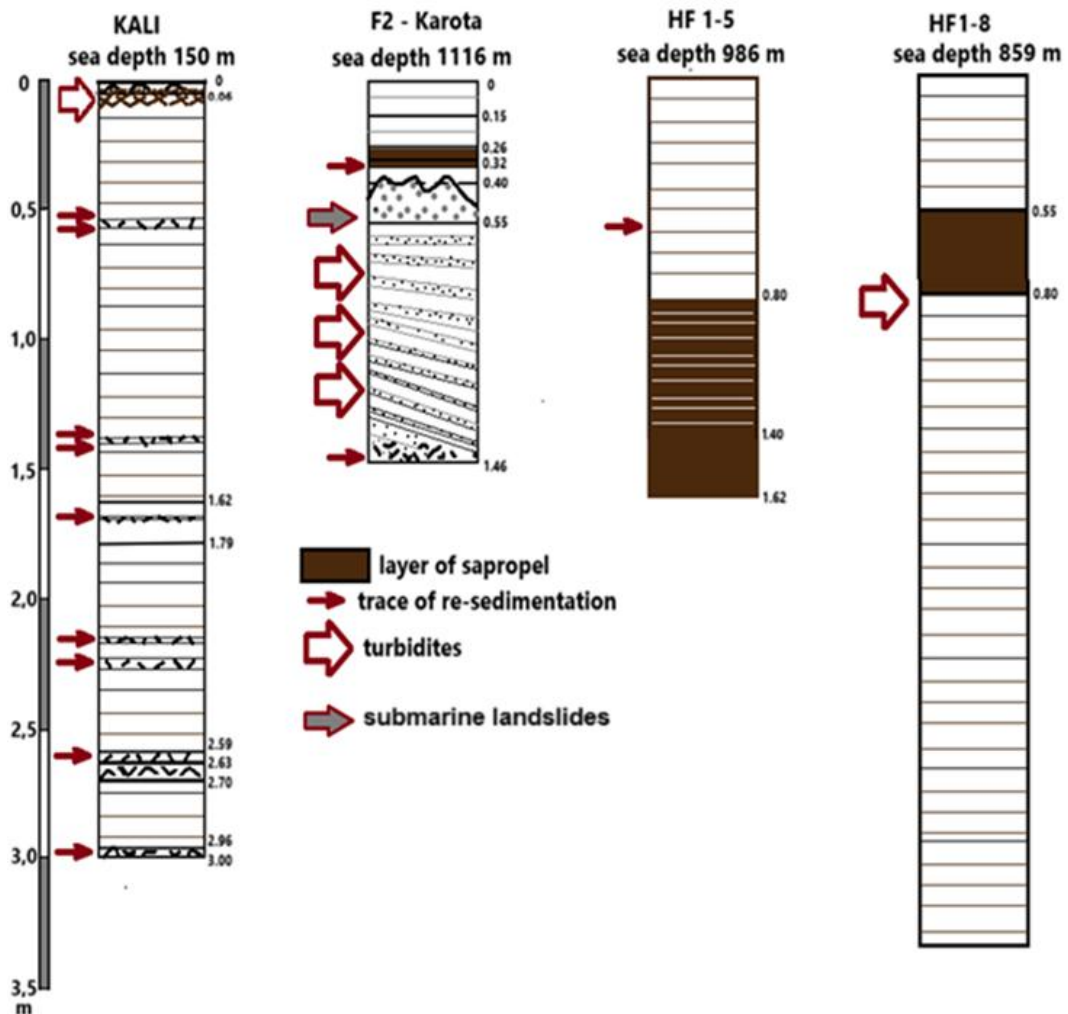


Рисунок 65. Літологічна будова кернів верхньоплейстоцен–голоценових відкладів із проявами гравітаційних процесів у зоні газової активності та схема розташування станцій (західна частина Чорне море).

На основі наведених даних побудувати спрощену літологічну колонку для кожної станції.

Порядок побудови:

1. Провести вертикальну вісь глибини керна.
2. Позначити масштаб, наприклад 1 см = 10 см керна.
3. Нанести межі літологічних шарів відповідно до їхньої глибини.
4. Для кожного шару використати окремий колір або умовний знак.
5. Підписати основні літологічні типи.
6. Позначити інтервали з деформованими осадами, турбідітами або зсувними текстурами.
7. Додати легенду до колонки.

Завдання 2. Проаналізувати зміну літологічних характеристик з глибиною.

Для аналізу зміни літологічних характеристик з глибиною необхідно пояснити, як змінюється склад осадків від верхньої частини керна до нижньої.

Звернути увагу на такі закономірності:

- у верхній частині часто переважають тонкодисперсні біогенні або пелагічні осадки;
- нижче можуть з'являтися сапропелеві горизонти;
- у середній і нижній частинах керна можуть бути піщані та алевритові прошарки;
- збільшення частки піску може свідчити про посилення гідродинамічних або гравітаційних процесів;
- нахилена шаруватість, деформовані блоки та порушені межі можуть вказувати на підводні зсуви або турбідітові потоки.

Приклад опису осаду в колонці:

Осадовий kern зі станції F2-Karota (глибина моря 1116 м) (рис. 66) характеризується послідовністю кокколітових мулів у верхній частині

розрізу, під якими залягає шар сапропелю. Нижче сапропелю спостерігаються текстури, пов'язані з підводними зсувними процесами). На глибині 0,43 м (до 0,50 м за шкалою BMSF) чітко простежується верхня межа зміщеного шару сірого піску з м'якопластичними алевритами. Верхня частина ущільненого піщаного блоку деформована та має гострокутну форму, тоді як його подошва залягає на рівній поверхні глинистого флішу. Також відзначаються турбідітові відклади (двокомпонентний фліш), представлені чергуванням світло-сірих пелітових алевритів із темнішими тонкозернистими сірими пісками. Потужність окремих піщаних прошарків становить від 0,5 до 3 см, а алевритових — від 0,5 до 4 см. Піски сірі, тонкозернисті, перевідкладені, містять черепашковий матеріал *Dreissena polymorpha*, гастропод та інші викопні рештки. Нижче 20 см відмічається зростання частки піщаного матеріалу (прошарки до 5 см) з тонкими алевритовими інтервалами (до 0,5 см). Флішова шаруватість нахилена під кутами до 30°, тоді як нахил подошви сапропелевого шару не перевищує 10°.

Приклади опису та інтерпретації колонок (рис. 67):

Розрізи донних осадків станцій 84 та 84/2 відображають послідовну зміну умов осадконакопичення у Чорноморському басейні впродовж пізнього плейстоцену–голоцену. Нижня частина розрізу, представлена відкладами пізньоевксинського віку (H ch₁, pe₂), сформована переважно глинисто-алевритовими мулами сірого кольору з підвищеною пластичністю, локально збагаченими гідротроїлітом, що свідчить про відновні, сульфідні умови осадконакопичення. Наявність уламків мушель у деяких горизонтах вказує на періодичне надходження біогенного матеріалу та епізодичне підвищення гідродинамічної активності. Загалом ці відклади формувалися в умовах напівізольованого басейну зі зниженою солоністю та обмеженим водообміном.

У середній частині розрізу простежується перехід до сапронелевих мулів (Calamitous strata, kl), які характеризуються оливково-сірим забарвленням, високим вмістом органічної речовини та частою шаруватістю. Їх формування пов'язане з розвитком стійкої стратифікації водної товщі та дефіцитом кисню у придонних шарах, що сприяло накопиченню та збереженню органічного матеріалу. Цей етап відображає поглиблення басейну та посилення морського впливу в умовах трансгресії.

Верхня частина розрізу (H sh₂, gz) представлена кокколітовими мулами світло-сірого кольору, що складаються переважно з карбонатного біогенного матеріалу (кокколітофорид). Домінування біогенного карбонатного матеріалу вказує на високу первинну продуктивність поверхневих вод.

Таким чином, розріз демонструє закономірну еволюцію умов осадконакопичення від теригенно-контрольованих, відновних середовищ ізолюваного басейну до сучасних відкритоморських умов із переважанням біогенного карбонатного осадконакопичення. Ці зміни пов'язані з післяльодовиковою трансгресією, підвищенням рівня моря, відновленням зв'язку з Світовим океаном і формуванням стратифікованої водної товщі Чорного моря.

Завдання 3. Встановити умови осадконакопичення та надати загальну палеогеографічну характеристику розрізу.

На основі аналізу колонок необхідно виконати інтерпретацію розрізу та зробити висновок про умови формування осадків.

Орієнтовна інтерпретація:

У верхній частині кернів переважають осади, що формувалися в умовах відносно спокійного морського осадконакопичення. Наявність кокколітових мулів свідчить про біогенне накопичення карбонатного матеріалу. Сапропелеві горизонти вказують на періоди підвищеного вмісту органічної речовини та зниженого кисневого режиму. Піщано-алевритові прошарки, турбідитове чергування та деформовані інтервали свідчать про епізодичне перевідкладення матеріалу, пов'язане з гравітаційними процесами на морському схилі.

a)

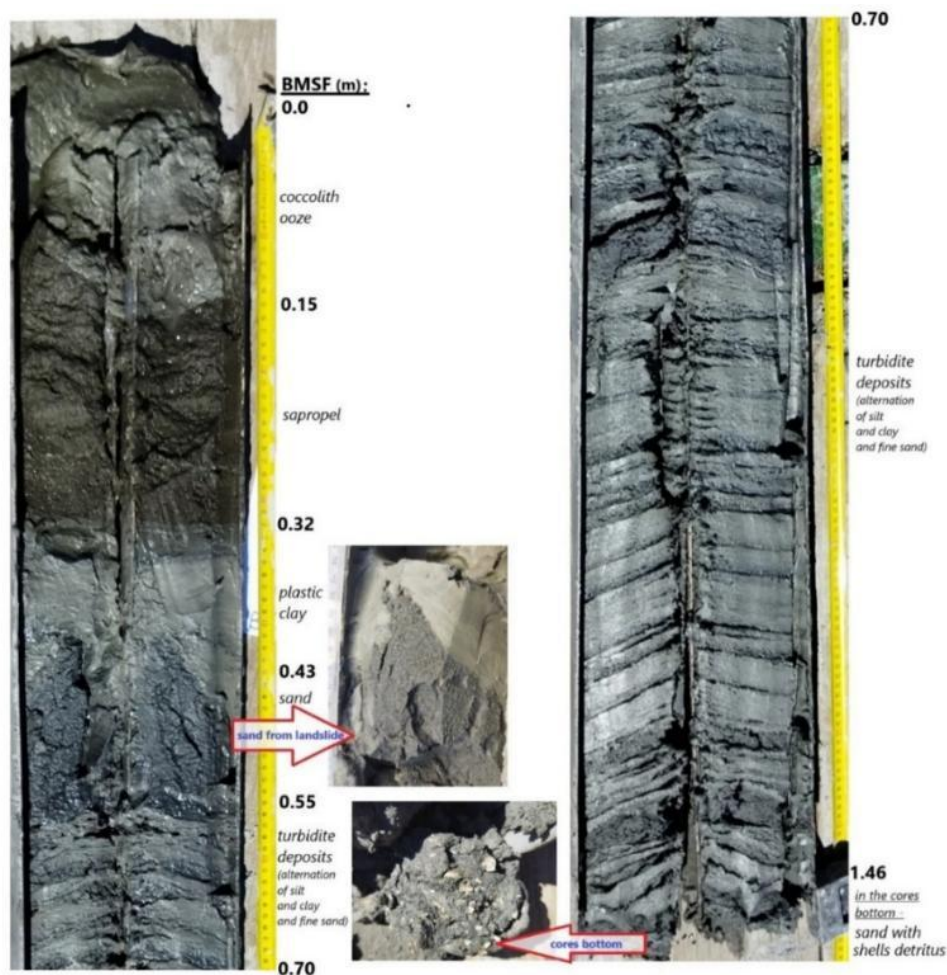


Рисунок 66. Гравітаційний керн (gravity core), станція F2-Karota, глибина моря 1116 м (43°25.453' пн. ш., 29°34.304' сх. д.), західна частина Чорного моря (рейс DOORS2, MN-249, вересень 2023 р.).

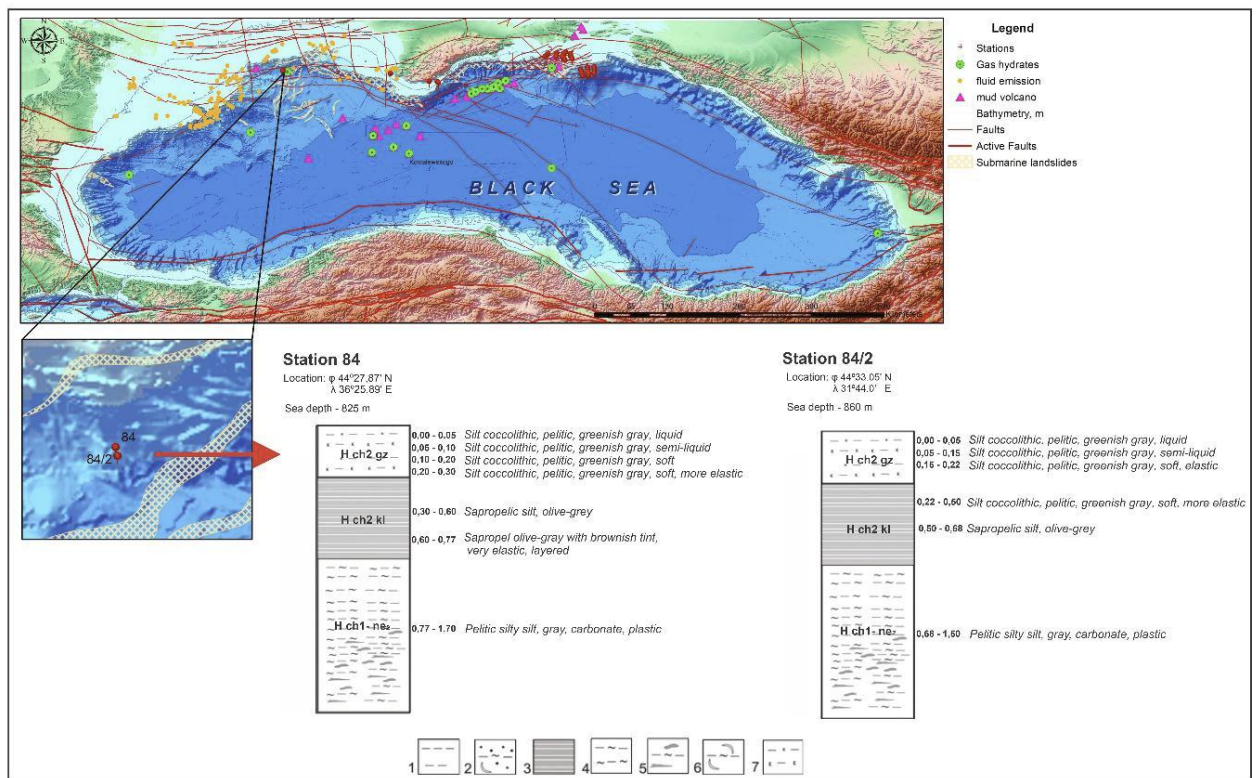


Рисунок 67. Розташування станцій відбору донних осадків у Чорному морі за матеріалами рейсу НДС «Професор Водяницький» (2010) та літологічна будова розрізів (станції 84 і 84/2).

Приклад висновку

Літологічні колонки донних осадків у межах досліджуваної ділянки Чорного моря демонструють зміну від тонкодисперсних біогенних і органогенних осадків у верхній частині розрізу до піщано-алевритових, турбідитових і деформованих відкладів у нижчих горизонтах. Це свідчить про поєднання фонового пелагічного осадконакопичення з епізодичними гравітаційними процесами на морському схилі....

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ:

- 1. Які основні типи донних осадків представлені у розрізі?*
- 2. Чим відрізняються кокколітові мули від сапропелевих?*
- 3. Які ознаки свідчать про відновні (аноксичні) умови осадконакопичення?*
- 4. Які літологічні індикатори вказують на підвищену гідродинамічну активність?*
- 5. Як змінювалися умови осадконакопичення впродовж голоцену?*
- 6. Яка роль морської трансгресії у формуванні розрізу?*
- 7. Як пов'язаний склад осадків із палеогеографічними умовами басейну?*

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 7

Характеристика басейну осадконакопичення за даними мінералогічного аналізу

Мета роботи: Встановити умови формування, джерела живлення та особливості мінерального складу донних осадків на основі аналізу акцесорних мінералів важкої фракції. Навчитися інтерпретувати отримані результати для реконструкції джерел живлення осадків.

Завдання роботи:

1. Охарактеризувати мінералогічний склад осадків за результатами аналізу 20 проб. Визначити основні статистичні показники (середнє, мінімум, максимум, стандартне відхилення) для кожного мінералу.
2. Виявити закономірності розподілу мінеральних компонентів донних осадків та виконати кореляційний і факторний аналіз для встановлення зв'язків між компонентами складу.
3. Виділити характерну мінералогічну асоціацію досліджуваного району. Порівняти її з еталонними асоціаціями та визначити джерело живлення басейну осадконакопичення.

Головні терміни та визначення:

Мінералогічна асоціація - закономірне поєднання мінералів, характерне для певних джерел живлення та умов осадконакопичення.

Теригенно-мінералогічні провінції - це відносно однорідні ділянки морського дна, що відрізняються характерним складом теригенних мінералів, насамперед важкої фракції, і відображають спільність джерел надходження осадового матеріалу, шляхів його транспортування та умов осадконакопичення.

Теригенний матеріал - уламковий матеріал, що утворюється внаслідок руйнування гірських порід і транспортується у басейн осадконакопичення.

Джерело живлення осадків - область постачання уламкового матеріалу (річкові басейни, гірські масиви, зони денудації).

Реконструкція джерел живлення осадочного матеріалу - визначення походження осадків за їхнім мінералогічним складом.

В межах Чорного моря формування теригенно-мінералогічних провінцій зумовлене впливом великих річкових систем, які постачають уламковий матеріал у шельфову зону. Зокрема, виділяють Дунайську, Дніпровсько-Бузьку, Дністровську та інші провінції, що відрізняються складом важких мінералів і відображають геологічну будову їхніх водозбірних басейнів. Просторові відмінності мінералогічного складу пов'язані з особливостями транспорту осадків, гідродинамічними умовами та процесами перерозподілу матеріалу в межах шельфу.

Теригенні мінерагенічні асоціації мінералів в алювіальних, алювіально-делювіальних, алювіально-морських, озерно-алювіальних, лиманно-озерних, лиманних, морських відкладах верхнього неоплейстоцену і голоцену мають різний характер розподілу і змінюються в залежності від генезису та віку відкладів. Важка фракція донних відкладів частини шельфу представлена широким спектром найбільш розповсюджених в осадових порідах теригенних мінералів, а також аутигенними сульфідами. Головними мінералами, що формують мінерагенічний потенціал шельфу є титановміщуючі мінерали (ільменіт, рутил і лейкоксен), в меншому ступені – гранат та циркон.

Алгоритм виконання роботи:

Завдання 1. Виконати статистичну обробку результатів мінералогічного аналізу важкої фракції 20 проб донних осадків шельфу Чорного моря на основі використання базових статистичних параметрів (середнє значення, мінімум, максимум, стандартне

відхилення), виконати кореляційний аналіз (метод парних кореляцій), побудувати схему кореляційних зв'язків між акцесорними мінералами.

Дано результати мінералогічного аналізу важкої мінеральної фракції 20 проб одного з районів досліджуваного басейну північно-західного шельфу Чорного моря (вміст акцесорних мінералів в осадках) (табл. 2).

Таблиця 2. Вміст акцесорних мінералів у важкій фракції донних осадків північно-західного шельфу Чорного моря, масова частка мінералів%»

№ проби	Гранат	Дистен	Ільменіт	Піроксен	Рутил	Ставроліт	Турмалін	Епідот	Циркон
1	0,6900	0,0850	0,6920	0,0001	0,3740	0,0910	0,1290	0,0590	0,2780
2	0,0010		0,0080	0,0001	0,0040	0,0001	0,0001	0,0000	0,0020
3	0,7160	0,0270	0,9270	0,0002	0,2180	0,1260	0,1050	0,0820	0,1610
4	0,4410	0,0710	0,5780	0,0001	0,2370	0,0810	0,0740	0,0450	0,2520
5	0,1030	0,0080	0,1180	0,0003	0,0200	0,0170	0,0240	0,0150	0,0180
6	0,1580	0,0070	0,2000	0,0002	0,0310	0,0310	0,0240	0,0180	0,0390
7	0,1680	0,0430	0,2220	0,0001	0,2370	0,0290	0,0390	0,0250	0,1700
8	0,0740	0,0040	0,0950	0,0001	0,0100	0,0110	0,0130	0,0090	0,0130
9	0,0050	0,0090	0,0070	0,0001	0,0020		0,0020		0,0040
10	0,0020	0,0010	0,0050	0,0002	0,0020		0,0010	0,0001	0,0010
11	0,0630	0,0430	0,0880	0,0002	0,2090	0,0110	0,0210	0,0080	0,1480
12	0,2100	0,0650	0,2720	0,0002	0,0460	0,0370	0,0180	0,0240	0,0170
13	0,3200	0,0430	0,4080	0,0002	0,0750	0,0560	0,0860	0,0360	0,1070
14	0,0770	0,0740	0,0900	0,0002	0,2810	0,0110	0,0190	0,0060	0,3530
15	0,0040	0,0210	0,0050	0,0002	0,0320	0,0010	0,0010	0,0010	0,0550
16	0,3600	0,1900	0,4800	0,0360	0,0690	0,1600	0,0360	0,0410	0,0770
17	0,0020	0,0030	0,0030	0,0003	0,0030	0,0020	0,0002	0,0020	0,0000
18	0,5100	0,4430	0,6440	0,0980	0,3610	0,0910	0,0590	0,0600	0,0240
19	0,0670	0,0160	0,0890	0,0110	0,0100	0,0120	0,0060	0,0080	0,0002
20	0,4600	0,1150	0,6100	0,0310	0,1020	0,0840	0,0310	0,0500	0,0002

Необхідно опрацювати результати мінералогічного аналізу 20 проб донних осадків. Досліджуваний басейн осадокопичення є водозбірним басейном трьох річок:

- для алювіальних відкладів першої річки характерна дистен-рутил-ільменіт-цирконова мінералогічна асоціація;

- для другої – ільменіт-гранат-ставроліт-епідотова мінералогічна асоціація;
- для третьої – гранат-піроксен-дистен-ставроліт-турмалінова мінералогічна асоціація.

На першому етапі вихідні дані необхідно занести у табличний редактор, перевірити їх коректність і впорядковувати за окремими мінералами. Особливу увагу приділити повноті даних та наявності пропущених значень. Далі надати характеристику мінералогічного складу осадків: для кожного мінералу визначити середній вміст, мінімальні та максимальні значення, а також стандартне відхилення. На основі Зотриманих показників проаналізувати розподіл мінералів, виділити домінуючі компоненти, встановити ступінь їх варіабельності та визначити мінерали, що мають епізодичне поширення.

Наступним етапом є виконання кореляційного аналізу, який дозволяє виявити взаємозв'язки між окремими мінералами. Для цього обчислюють коефіцієнти парної кореляції та формують кореляційну матрицю. Приклад обчислень можна побачити в табл. 3.

	<i>гранат</i>	<i>дистен</i>	<i>ільменіт</i>	<i>піроксен</i>	<i>рутил</i>	<i>ставроліт</i>	<i>турмалін</i>	<i>епідот</i>	<i>циркон</i>
гранат	1,00	0,48	0,99	0,37	0,67	0,86	0,90	0,98	0,37
дистен	0,48	1,00	0,50	0,95	0,56	0,52	0,27	0,50	-0,01
ільменіт	0,99	0,50	1,00	0,41	0,63	0,89	0,86	0,99	0,33
піроксен	0,37	0,95	0,41	1,00	0,36	0,46	0,12	0,41	-0,23
рутил	0,67	0,56	0,63	0,36	1,00	0,42	0,70	0,59	0,75
ставроліт	0,86	0,52	0,89	0,46	0,42	1,00	0,68	0,87	0,16
турмалін	0,90	0,27	0,86	0,12	0,70	0,68	1,00	0,85	0,56
епідот	0,98	0,50	0,99	0,41	0,59	0,87	0,85	1,00	0,22
циркон	0,37	-0,01	0,33	-0,23	0,75	0,16	0,56	0,22	1,00

Отримані значення аналізують з урахуванням сили та напрямку зв'язків, виділяючи сильні, середні та слабкі залежності, а також прямі й обернені кореляції. Особливу увагу приділяють групам мінералів, що демонструють

узгоджену зміну вмісту, оскільки вони можуть відображати спільні джерела походження або подібні умови транспортування

На основі результатів кореляційного аналізу будують схему кореляційних зв'язків, у якій мінерали зображають у вигляді вузлів, а зв'язки між ними - у вигляді ліній різної товщини або типу залежно від сили та характеру кореляції. Така схема дозволяє візуально виділити групи мінералів, що утворюють мінералогічні асоціації.

Так, наприклад за результатами парної кореляції можна визначити, що **гранат** має сильний зв'язок із ільменітом (0,99), епідотом (0,98), турмаліном (0,9) та ставролітом (0,86), середній зв'язок із рутилом (0,67) і т.д.

Завдання 2. За отриманою схемою кореляційних зв'язків виділити характерну для даного району мінералогічну асоціацію та визначити, якою з трьох річок здійснюється живлення даного району басейну осадконакопичення.

На першому етапі здійснюється узагальнення кореляційної матриці з акцентом не на числових значеннях, а на структурі зв'язків: виділяються стійкі кластери мінералів, які характеризуються тісними додатними кореляціями. Такі кластери розглядаються як генетично обумовлені мінералогічні асоціації, що відображають спільність джерела постачання уламкового матеріалу та/або подібні умови його транспортування та акумуляції.

Далі проводиться якісна інтерпретація виділених асоціацій із урахуванням їх мінералогічної специфіки. Визначальним є не лише перелік мінералів, а й їх сумісність у межах однієї асоціації, що дозволяє встановити провідні літолого-петрографічні джерела зносу (метаморфічні, магматичні чи змішані комплекси). Особлива увага приділяється індикаторним мінералам (гранат, ставроліт, дистен, турмалін, рутил, епідот), які мають чітку прив'язку до певних типів вихідних порід.

На завершальному етапі здійснюється зіставлення отриманої мінералогічної асоціації з еталонними асоціаціями алювіальних відкладів трьох річок, що дренують басейн. Встановлюється ступінь відповідності за принципом найбільшої подібності складу та структури зв'язків між мінералами. Якщо мінеральний склад досліджених проб найбільше відповідає одній із наведених асоціацій, необхідно зробити висновок, яка річка є головним джерелом надходження осадового матеріалу до цього району басейну. На цій основі робиться висновок щодо домінуючого джерела живлення досліджуваної ділянки басейну осадконакопичення, тобто визначається річка, алювіальні відклади якої формують основну частину осадового матеріалу в межах даного району.

***Приклад:** За результатами аналізу мінерального складу 20 проб та визначених кореляційних зв'язків встановлюється характерна для досліджуваного району мінералогічна асоціація. Якщо у пробах переважають і мають тісні додатні кореляційні зв'язки, наприклад, ільменіт, гранат, ставроліт та епідот, то досліджуваний район басейну осадконакопичення живиться переважно матеріалом другої річки. Для даної мінералогічної асоціації (ільменіт–гранат–ставроліт–епідот) встановлено наявність сильних взаємозв'язків між мінералами, що підтверджується високими значеннями коефіцієнтів парної кореляції. Зокрема, для ільменіту коефіцієнти кореляції з гранатом і епідотом становлять 0,99, зі ставролітом — 0,89. Для гранату зв'язок з ільменітом дорівнює 0,99, з епідотом — 0,98, зі ставролітом — 0,86. Для ставроліту відповідні значення становлять: з гранатом — 0,86, з ільменітом — 0,89, з епідотом — 0,87. Для епідоту коефіцієнти кореляції з гранатом і ільменітом становлять 0,98 і 0,99 відповідно, а зі ставролітом — 0,87.*

Такі високі значення коефіцієнтів кореляції (наближені до 1) свідчать про узгоджену зміну вмісту цих мінералів у пробах, що вказує на їх спільне походження або формування в межах єдиного джерела живлення. Це дає

підстави вважати, що ільменіт–гранат–ставроліт–епідотова асоціація є характерною для досліджуваного району.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ:

- 1. Які висновки можна зробити про умови осадконакопичення за мінералогічними даними?*
- 2. Що таке теригенно-мінералогічні провінції?*
- 3. Як впливає інтенсивність денудації на склад донних осадків?*
- 4. Що таке джерело живлення басейну осадконакопичення?*
- 5. Які фактори можуть змінювати первинний мінералогічний склад під час транспорту?*

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Митропольський О.Ю., Іванік О.М. Морська геологія: підручник. Київ: ВПЦ “Київський університет”, 2016. - 478 с.
2. Ємельянов В.О. Основи морської геоекології. – К.: Наукова думка, 2003. – 238 с.
3. Основи морезнавства: підруч. в 3 ч. / НАН України. Морський гідрофіз.інт, Відділення морської геології і осадового рудоутворення НАН України. – К.; Севастополь, 2012. (Ч. III : Геологія і корисні копалини Світового океану / Шнюков Є.Ф., Пасинков А.А., Зіборов А.П. - Севастополь : НПЦ "ЭКОСИГидрофизика". – 2010. - 533 с.)
4. Іванік О.М., Гожик П.Ф. Геолого-геоморфологічні дослідження східноантарктичних морів Південного океану. - К., 2002.
5. Половка С.Г. Сто морських геологів України. – Київ; Умань. – 2007.
6. Kennett J. P. Marine geology. Publication date: 1982. Topics: Submarine geology. Publisher: Englewood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall. 813p.
7. Kuenen H. Marine Geology . Baltzell Press. 2008. 596 p.
8. Seibold , Berger W. The Sea Floor: An Introduction to Marine Geology, 4ed. Springer Cham, 2017. 268p. DOI : Режим доступу: <https://doi.org/10.1007/978-3-319-51412-3>
9. Ємельянов В. О. Морська геоекологія та теоретико-методологічні основи диференціації морських геоекосистем // *Екологія довкілля та безпека життєдіяльності*. – 2003. – № 2. – С. 29-36.
10. Білоус, В.В., Боднар, С.П., Курач, Т.М., Молочко, А.М., Патиченко, Г.О., Підлесецька, І.О., (2011). Дистанційне зондування з основами фотограмметрії. *Навчальний посібник К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет»*, 367.
11. Гожик, П.Ф., Чугунний, Ю.Г. (2005). Дослідження сучасної геодинаміки України. К.: «Наукова думка», 255.

- 12.Іщук О.О., Коржнев М.М., Кошляков О.Є., (2003). Просторовий аналіз і моделювання в ГІС. *Навчальний посібник, за ред. акад. Д.М.Гродзинського*. К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 200.
- 13.Рудько, Г.І. (2015). Наукове супроводження геологічних об'єктів з метою оптимізації використання ресурсів надр (моніторинг надрокористування). *Київ-Чернівці*, 592.
- 14.Стецюк В. В., Ковальчук І. П. (2005) Основи геоморфології: Навч. посіб. / За ред. О. М. Маринича. - К.: Вища шк.,. 495 с.
- 15.Стецюк, В.В., Вахрушев, Б.О., Комлев, О.О., Палієнко, Е.Т., (2010). Рельєф України. *Навчальний посібник*. К.: Видавничий дім «Слово», 688.
- 16.Bijma J, Pörtner HO, Yesson C, Rogers AD. Climate change and the oceans-- what does the future hold? *Mar Pollut Bull*. 2013 Sep 30;74(2):495-505. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.07.022> . Epub 2013 Aug 7. Erratum in: *Mar Pollut Bull*. 2013 Nov 15;76(1-2):436. PMID: 23932473.
- 17.Bull, W.B. (1991) *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford University Press, London.
- 18.Burbank, D. W., Anderson, R. S. (2011) *Tectonic Geomorphology*, 2nd Edition.
- 19.Cardoso, R. & Hamza, V.. (2011). Finite half-space model of the oceanic lithosphere. In.: *Horizons in Earth Sciences*, Vol.5.
- 20.Chave, A.D. and Jones, A.G. (2012) *The Magnetotelluric Method, Theory and Practice*. Cambridge University Press, Cambridge, 552 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139020138>
- 21.Evans, R.L., Sarafian, E. and Sarafian, A.R. (2018). The Evolution of the Oceanic Lithosphere. In *Lithospheric Discontinuities* (eds H. Yuan and B. Romanowicz). <https://doi.org/10.1002/9781119249740.ch2>
- 22.Foster, C., Gibson, A., Wildman, G., (2008). The new national Landslide Database and Landslide Hazard Assessment of Great Britain // *First World*

- Landslide Forum (Tokyo, Japan, 18-21 Nov. 2008): papers.* – Режим доступа до журн. : <http://nora.nerc.ac.uk/4694/>.
23. Gershenfield, N., (1999). The nature of Mathematical Modeling. *Cambridge*, 344.
24. Jaupart, C. and Mareschal, J.-C. (2007) Heat Flow and Thermal Structure of the Lithosphere. In: Schubert, G., Ed., *Treatise on Geophysics*, Elsevier, Oxford, 217-252. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00104-8>
25. Levin, L.A., Le Bris, N. (2015). *The deep ocean under climate change*. **Science / Nature Climate Change**. Science 350 , 766 (2015); <https://doi.org/10.1126/science.aad012>
26. National Research Council (1979). *Carbon dioxide and climate: A scientific assessment*. Washington, DC: The National Academies Press. <https://doi.org/10.17226/12181>
27. Olsen, N., Friis-Christensen, E., Floberghagen, R. et al. The Swarm Satellite Constellation Application and Research Facility (SCARF) and Swarm data products. *Earth Planet Sp* **65**, 1189–1200 (2013). <https://doi.org/10.5047/eps.2013.07.001>
28. Pelletier, J., (2008). Quantitative modelling of Earth processes. *Cambridge*, 295.
29. Rahmstorf, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* **419**, 207–214 (2002). <https://doi.org/10.1038/nature01090>
30. Sherwood, S. C., Webb, M. J., Annan, J. D., Armour, K. C., Forster, P. M., Hargreaves, J. C., et al. (2020). An assessment of Earth's climate sensitivity using multiple lines of evidence. *Reviews of Geophysics*, 58, e2019RG000678. <https://doi.org/10.1029/2019RG000678>
31. Tyler, R. H. (2005), A simple formula for estimating the magnetic fields generated by tsunami flow, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09608, <https://doi.org/10.1029/2005GL022429>.
32. Vargas Godoy, Mijael & Markonis, Yannis & Hanel, Martin & Kysely, Jan & Papalexiou, Simon Michael. (2021). The Global Water Cycle Budget: A

Chronological Review. Surveys in Geophysics. 42.
<https://doi.org/10.1007/s10712-021-09652-6>.

33. Weaver, Philip & Billett, David. (2019). Environmental Impacts of Nodule, Crust and Sulphide Mining: An Overview. https://doi.org/10.1007/978-3-030-12696-4_3.
34. <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1>
35. <https://portal.opentopography.org/raster?opentopoID=OTSRTM.082015.4326.1>
36. <https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>
37. <https://earthexplorer.usgs.gov/> (цифрові моделі рельєфу DEM)
38. <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/main/guide-books/about-arcgis-for-desktop-extensions.htm> (посібник користувача ArcGIS)
39. <https://learn.arcgis.com/en/projects/visualize-an-ocean-canyon-in-2d-and-3d/#visualize-bathymetry-in-2d>
40. <https://www.gfdrr.org/sites/default/files/publication/Digital-Elevation-Models-10-23-15-web.pdf>
41. <https://oceanexplorer.noaa.gov/multimedia/submarine-landslide/>
42. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264817204001771>
43. Avdievitch, N.N., and Coe, J.A., 2023, Inventory map of submarine and subaerial-to-submarine landslide features in Barry Arm Fjord, Prince William Sound, Alaska: U.S. Geological Survey data release, <https://doi.org/10.5066/P9MR8UBJ>.

ДОДАТКИ

Додаток 1

СПИСОК ВЕБ-РЕСУРСІВ З ДАНИМИ ДЛЯ ОГЛЯДУ ТА ПОСИЛАННЯМИ

Affiliation	Database Name	URL
International	AERONET -OC site (Galata, Gloria, Section-7)	https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_seaprism_new?site=Galata_Platform&nachal=2&level=1&place_code=10 https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/data_display_seaprism_v3?site=Section-7_Platform&nachal=2&level=3&place_code=10 https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/data_display_seaprism_v3?site=Section-7_Platform&nachal=2&level=3&place_code=10
International	APDRC	http://apdrc.soest.hawaii.edu/data/data.php
International	Black Sea - Temperature and salinity observation collection V2	http://doi.org/10.12770/227e9f7b-ddfc-4004-b0e5-f4785d36d43f
International	Black Sea Marine Litter Watch portal (CBC BSB-257 ZEWSGES)	http://MLW.ZeroWasteBSB.net
International	Black Sea, Bio-Geo-Chemical, L4, monthly means and interpolated daily observation (100 m, Sentinel-2)	https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/OCEANCOLOUR_BLK_BGC_HR_L4_NRT_009_212/INFORMATION
International	BLACK SEA WATER QUALITY DATABASE (EMBLAS)	http://blackseadb.org

International	CESM Large Ensemble with Increased Access (LEIA) for Ocean Biogeochemistry	https://rda.ucar.edu/datasets/ds645.0/#!description https://web.who.edu/ocb-workshop/wp-content/uploads/sites/59/2019/06/Ito_Taka_OCB2019poster-r.pdf https://researchmgt.monash.edu/ws/portalfiles/portal/260237912/3636727_oa.pdf https://www.cesm.ucar.edu/projects/community-projects/LENS/data-sets.html
International	Climate Change Service - COPERNICUS	https://cds.climate.copernicus.eu
International	Copernicus Black Sea Biogeochemistry Analysis and Forecast	https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/BLKSEA_ANALYSIS_FORECAST_BIO_007_010/INFORMATION
International	Copernicus Black Sea Remote Sensing Reflectances and Attenuation Coefficient at 490nm from Multi Satellite and Sentinel-3 OLCI observations	https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/OCEANCOLOUR_BS_OPTICS_L4_NRT_OBSERVATIONS_009_043/INFORMATION https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/OCEANCOLOUR_BS_OPTICS_L3_NRT_OBSERVATIONS_009_042/INFORMATION
International	Copernicus Black Sea, Bio-Geo-Chemical, L3, daily observation (100 m, Sentinel-2)	https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/OCEANCOLOUR_BLK_BGC_HR_L3_NRT_009_206/INFORMATION
International	Copernicus Marine Service (CMEMS)	https://resources.marine.copernicus.eu/products https://rda.ucar.edu/datasets/ds645.0/#!description https://web.who.edu/ocb-workshop/wp-content/uploads/sites/59/2019/06/Ito_Taka_OCB2019poster-r.pdf https://researchmgt.monash.edu/ws/portalfiles/portal/260237912/3636727_oa.pdf https://www.cesm.ucar.edu/projects/community-projects/LENS/data-sets.html
International	CORDEX	https://cordex.org/data-access/

International	Coriolis(Active Argo floats)	https://fleetmonitoring.euro-argo.eu/dashboard
International	Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Vector Analysis Product V2, 1987 - ongoing	https://rda.ucar.edu/datasets/ds745.1/ https://journals.ametsoc.org/view/journal/s/bams/92/2/2010bams2946_1.xml
International	Danube Catchment GIS (ICPDR)	https://www.danubegis.org
International	DANUBIUS-RI	https://gis.geoecomar.ro/danubius/dataportal/
International	ECMWF Support Portal	https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/efas-forecast?tab=overview
International	EEA Marine Litter Watch Portal (Europe and Global)	https://marinelitterwatch.discomap.eea.europa.eu https://www.eea.europa.eu/themes/water/europes-seas-and-coasts/assessments/marine-litterwatch/data-and-results/marine-litterwatch-data-viewer
International	EMBRC ERIC	https://www.doorsblacksea.eu/observationtool
International	Emodnet bathymetry	http://portal.emodnet-bathymetry.eu/
International	Emodnet biology	https://www.emodnet-biology.eu/toolbox/en/download/occurrence/geoviewer#!/
International	Emodnet chemistry	https://emodnet-chemistry.maris.nl/search
International	Emodnet geology	https://www.emodnet-geology.eu/map-viewer/?bmagic=y&baslay=baseESRIsat&oplay=&extent=4105960,3156180,4215360,3219690&layers=emodnet_coastal_migration_satellite
International	Emodnet physics	http://www.emodnet-physics.eu/Map/FeedSelectionList.aspx
International	Emodnet Seabed Habitats	https://www.emodnet-seabedhabitats.eu/access-data/download-data/?linkid=eusm2019_group
	EMODnet human activities	https://www.emodnet-humanactivities.eu/

International	EMSO ERIC	https://data.emso.eu
International	ERA5	https://www.ecmwf.int/en/forecasts/data set/ecmwf-reanalysis-v5
International	ERA-Interim	https://www-ecmwf-int.translate.goog/en/forecasts/datasets?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc
	ETOPO2, Global 2 Arc-minute Ocean Depth and Land Elevation from the US National Geophysical Data Center (NGDC)	https://rda.ucar.edu/datasets/ds759.3/
International	Euro-Argo ERIC	https://www.euro-argo.eu/Argo-Data-access
International	EUROFleets+	https://www.eurofleets.eu/access/
International	European Atlas of the Seas	https://ec.europa.eu/maritimeaffairs/atlas/maritime_atlas/#lang=EN;p=w;bkgd=1;theme=2:0.75,18:1;c=6864955.589944218,3657853.0491745267;z=4
International	European/Global Marine LitterWatch data viewer (EEA)	https://www.eea.europa.eu/themes/water/europes-seas-and-coasts/assessments/marine-litterwatch/data-and-results/marine-litterwatch-data-viewer
International	European/Global Marine LitterWatch portal (EEA)	https://marinelitterwatch.discomap.eea.europa.eu
International	GEBCO (For Black Sea)	https://www.gebco.net/data_and_products/
International	Global Fishing Watch (Mediterranean and Black Sea workspace)	https://globalfishingwatch.org/marine-manager/mediterranean-public
International	HERMES	https://obscape.com/portal/
International	HYCOM	https://www.hycom.org/dataserver
International	ICES	https://www.ices.dk/Pages/default.aspx
International	LifeWatch ERIC Metadata Catalogue	https://www.lifewatch.eu https://metadatacatalogue.lifewatch.eu/srv/eng/catalog.search;jsessionid=A8F07E6E

		151BBAD89C4B379B9F81736E#/search?any=black%20sea
International	Implemented by ECMWF as part of The Copernicus Programme	https://climate.copernicus.eu/operational-service-water-sector
International	International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS) Release 3	https://rda.ucar.edu/datasets/ds548.0/ https://icoads.noaa.gov/products.html
International	Marine traffic	https://www.marinetraffic.com/en/ais/home/centerx:-12.0/centery:25.0/zoom:4
International	National centers for environmental information	https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/woa13data.html
International	NOAA NCEI Extended Reconstructed Sea Surface Temperature	https://rda.ucar.edu/datasets/ds277.9/#!description
	Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center (ORNL DAAC) (NASA)	https://daac.ornl.gov/cgi-bin/dsviewer.pl?ds_id=199
International	OceanOPS	https://www.ocean-ops.org/board
International	Octoparse Cloud Service	https://service.octoparse.com/data-service
International	ODIMS	https://odims.ospar.org/en/data_themes/
International	Open Geospatial Consortium (OGC)	https://www.ogc.org/about
International	Policy-oriented marine Environmental Research for the Southern European Seas (PERSEUS)	https://isramar.ocean.org.il/perseus_data/CastMap.aspx
International	PSMSL	https://www.psmsl.org/data/
International	Research Data Archive	https://rda.ucar.edu/#!fd?nb=y&b=topic&v=Oceans
International	RIVDIS	https://daac.ornl.gov/RIVDIS/guides/rivdis_guide.html

International	RSS Optimally Interpolated Microwave and Infrared Daily Sea Surface Temperature Analysis	https://rda.ucar.edu/datasets/ds277.8/ https://www.remss.com/measurements/sea-surface-temperature/oisst-description/
International	SeaDataNet	https://cdi.seadatanet.org/search
International	SMHI HYPE web	https://hypeweb.smhi.se/explore-water/geographical-domains/#europehype
International	SMHI HYPE web	https://hypeweb.smhi.se/water-services/ http://hypeweb.smhi.se/europehype/about/
International	The GRDC - the world-wide repository of river discharge data and associated metadata	https://www.bafg.de/GRDC/EN/01_GRDC/grdc_node.html
International	World Ocean Database	https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/woa13data.html
National (BG)	Bio_Optical data from Black (Bio_Optic cruise 2011)	https://www.eurofleets.eu/access/previous-calls/eurofleets2-regional-3-call-results/eurofleets2-funded-project-bio-opt-results/
National (RO)	GeoPontica Network	https://www.euxinus.eu/reteaua_geo_pontica.html
National (UA)	Bottom Deposits of The Black Sea	http://sediments.igs-nas.org.ua/about_uk.html
National (UA)	National Atlas of Ukraine	https://igu.org.ua/page/45
National (UA)	Oceanographic Atlas of the Black and Azov Seas	https://hydro.gov.ua/?page_id=160 https://hydro.gov.ua/atlas/atlas.php
National (UA)	World Data Center On Geoinformatics and Sustainable Development - Geoinformatics - Oceanography	http://wdc.org.ua/uk/геоінформатика-1/океанографія

National (GE)	Forest and Land-Use Atlas of Georgia (MEPA Georgia)	https://atlas.mepa.gov.ge
National (GE)	Open Data Georgia (MEPA Georgia)	https://data.mepa.gov.ge
National (GE)	River basin data for Georgia (EUWI+ for EECCA / EU Water Initiative + for Countries of Eastern Europe, the Caucasus and Central Asia)	https://www.aquacoope.org/cat_eecca/georgia/eng/catalog.search#/home
National (GE)	SEIS Water Information System of Georgia (MEPA - Ministry of Environmental Protection and Agriculture of Georgia)	http://wis.mepa.gov.ge