

Ю. Д. Шуйський
О. О. Стоян

ГЕОГРАФІЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН СВІТОВОГО ОКЕАНУ

- походження
- формування
- поширення



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

Одеський національний університет імені І.І. Мечникова
Геолого-географічний факультет

Ю. Д. Шуйський
О. О. Стоян

**ГЕОГРАФІЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН
СВІТОВОГО ОКЕАНУ:
походження, формування, поширення**

Текст лекцій

Одеса
Фенікс
2014

УДК 551.35 + 551.461.32

ББК 26.89(9)я73

Г 353

Рекомендовано до друку
Вченою Радою геолого-географічного факультету
Одеського національного університету імені І.І. Мечникова,
протокол № 6 від 30 січня 2014 р.

Рецензенти:

*професор, доктор геолого-мінералогічних наук О. М. Городницький
(Інститут океанології ім. П. П. Ширшова РАН)
доцент, кандидат геолого-мінералогічних наук В. М. Кадурін
(Одеський національний університет імені І.І. Мечникова)*

Відповідальний редактор

*професор, доктор геолого-мінералогічних наук
В. В. Янко (Одеський національний університет імені І.І. Мечникова)*

Шуйський Ю. Д.

Г 353 Географія корисних копалин Світового океану: походження, формування, поширення / Ю. Д. Шуйський, О. О. Стоян. – Одеса : Фенікс, 2014. – 148 с.

ISBN 978-966-438-785-6

Мінеральні ресурси, які сьогодні можна використовувати в Світовому океані, розташовані майже повністю в межах затопленої окрайки материків, на тих глибинах, що містяться на шельфі. Наводиться загальна характеристика рельєфу дна Світового океану, його шельфу, материкового схилу, материкового підсхилку, розподіл придонних течій, аналізуються літодинамічні особливості берегової зони та шельфу. На фоні цих та інших природних явищ формуються корисні копалини та рудопрояви на берегах та дні Світового океану. Виділені корінні родовища, що опинилися на дні, океанічні родовища в береговій зоні, на шельфі та в глибинних западинах. Аналізуються поклади механічного, біогенного та геохімічного походження. Текстова частина супроводжується таблицями та ілюстраціями. Корисні копалини зображені на картах, що показує їх розміщення.

Посібник можна використовувати студентам географічних спеціальностей вищих навчальних закладів освіти різного рівня акредитації.

Ілл. 34; Табл. 13; Бібл. 30 назв.

УДК 551.35 + 551.461.32

ББК 26.89(9)я73

ISBN 978-966-438-785-6

© Шуйський Ю. Д., Стоян О. О., 2014

© ПП «Фенікс», оформлення, 2014

Зміст

ВСТУП	4
§ 1. ОСНОВНІ РИСИ РЕЛЬЄФУ ТА ОСАДКИ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ	7
§ 2. ПАРАМЕТРИ, КЛАСИФІКАЦІЯ ТА РІЗНОМАНІТТЯ ШЕЛЬФІВ ОКЕАНУ	22
§ 3. КОНТИНЕНТАЛЬНИЙ ШЕЛЬФ СВІТОВОГО ОКЕАНУ	26
§ 4. КОНТИНЕНТАЛЬНИЙ СХИЛ ТА ПІДСХИЛОК.....	37
§ 5. ПЕРЕХІДНІ ОБЛАСТІ ДНА ОКЕАНУ ТА ЇХ РЕЛЬЄФ	46
§ 6. ГЛИБОКОВОДНІ ЗАПАДИНИ НА АБІСАЛІ («УЛОГОВИННЯ»).....	54
§ 7. СЕРЕДИННО-ОКЕАНІЧНІ ХРЕБТИ	60
§ 8. ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗПОДІЛУ ДОННИХ ОСАДКІВ В ОКЕАНІ	66
§ 9. «РІДИННА РУДА».....	77
§ 10. ГЕОГРАФІЧНЕ РОЗМІЩЕННЯ ПОКЛАДІВ НАФТИ ТА ГАЗУ	94
§ 11. РОЗМІЩЕННЯ ТА СТАН БЕРЕГОВИХ РОЗСИПИЩ.....	103
§ 12. МОРСЬКІ РУДОПРОЯВЛЕННЯ ТА РОДОВИЩА.....	120
ВИСНОВКИ.....	139
ЛІТЕРАТУРА.....	145

Вступ

Мінеральні ресурси на Землі завжди були одним із найважливіших життєвих чинників, джерел існування людини та задоволення його життєвих потреб. В історії людства були епохи, які відокремлювали один етап розвитку людства від іншого і при цьому вони були пов'язані із застосуванням певного виду мінеральних ресурсів. Зокрема, видобуток мідної руди та виробництво міді підвищило рівень розвитку людства протягом мідного віку. Коли люди навчилися виплавляти бронзу, це призвело до культури бронзи. Видобування залізної руди та виробництво заліза забезпечило застосування залізних засобів праці та воєнних дій, що підняло суспільство на більш високий рівень.

Подальший розвиток наук про Землю призвів до детальних досліджень Світового океану, а перш за все — його затопленої або мілиної окрайки. Виявилось, що тут теж залягають певні мінеральні ресурси. Були виявлені будівельні піски, гравій та галька, сировина для виробництва цементу, піски-джерела важливих металів, поклади вуглеводнів, заліза, вугілля, золота, алмазів тощо. Наприклад, сьогодні більше третини світового видобування нафти і газу виконується з обмілиного дна (з шельфу) морів та океанів, зокрема, на обмілиному дні Перської, Гвінейської, Мексиканської та інших заток. Майже 80% світового видобування цирконію, близько 50% — титану, 30% германію та гафнію видобувається в береговій зоні морів та океанів.

На дно океанів та морів скидається увесь осадковий матеріал, який надходить із суходолу шляхом водних потоків річок, по сухо-річкових тальвегах, еоловими потоками, абразійними процесами. Багато магнію, йоду, бромю, цезію та ін. видобувається з ропи морських лагун та лиманів. Глибоководні поклади залізо-марганцевих конкрецій знайдені на дні окремих океанів, але більше за все — на дні Тихого океану. Вони розташовані звичайно на великих глибинах, переважно на 3000–6000 м, подекуди — більше. Поточного часу їх використання є проблематичним, бо дуже недосконалою є методика видобування з таких значних глибин. Аналіз розподілу різних видів природних ресурсів в Світовому океані потребує розгляду схеми окремих його підрозділів.

З давнього часу було усвідомлено, що океан має велику площу, облямовує навколо всі материки, є безперервним, єдиним, включає в себе багато морів, в ньому відбувається безперервний масо- та енергообмін [10, 19, 21]. Великі Географічні відкриття, епоха навколосемних плавань кораблів різних країн, вживання полігонних напівстаціонарних досліджень Світового океану, розробка методу океанографічної зйомки та подальші дослідження призвели до першого поділу Океану на окремі океани в 1845 р. Лондонським Географічним товариством. Ця класифікація мала певні хиби, тому згодом її уточнювали. Накопичення нової інформації призвело до визнання нових кордонів Океану і виділення окремих морів. Своє бачення цього питання дали О.Є. Коцебу, Ф.П. Літке, Е. Х. Ленц, М. Морі, С. О. Макаров та ін. В 1908 р. Ю. М. Шокальський на Міжнародному Судноплавному конгресі в Санкт-Петербурзі запропонував програму розробки підрозділів Океану, а в 1910 р. висловив пропозицію про поняття «Світовий океан».

Для подальшого вивчення природних ресурсів Світового океану було організоване Міжнародне Гідрографічне бюро. В 1923 р. воно опублікувало новий список підрозділів Океану. Цей список зазнавав корекції та затверджувався гідрографічними конференціями в 1937 р. і в 1953 р. Остання корекція дійшла висновку про вилучення Південного Льодовитого океану, що було підтверджено Міжнародним Океанографічним конгресом в 1980 р. С того часу в СРСР та на Україні прийнято виділяти чотири океани (рис. 1). Південні кордони Тихого, Індійського та Атлантичного океанів сягають Антарктиди. Тому названі 3 океани мають також антарктичні сектори, які майже вирішальним чином впливають на формування водних мас кожного океану.

Отже *об'єктом* цієї роботи є береги та дно Світового океану і його підрозділів (морів, заток, проток), де міститься низка рудних корисних копалин та проявів рудогенезу. Оскільки однією із важливіших завдань географії є обґрунтування раціонального природо-користування, то треба знати закономірності утворення та географічного розміщення корисних копалин. Тому *предметом* роботи є умови формування та закономірності географічного розташування родовищ та рудопоявів на дні Світового океану та його підрозділів. *Метою* цієї книги є виявлення сучасного стану досліджень мінеральних ресурсів Світового океану та закономірностей їх розповсюдження в різних частинах дна, в залежності від рельєфу, діючого фактору та властивостей морської води. Цей текст лекцій підготовлено для курсу «Географія корисних копалин». Вживання цього матеріалу

необхідно також при вивченні «Фізичної географії материків та океанів», «Основ геології та палеогеографії», «Загальної океанології», «Використання природних ресурсів». Книга може бути посібником під час виконання відповідних курсових та кваліфікаційних студентських робіт, при виконанні практичних завдань.

Студенти географічних спеціальностей, які отримують знання з природних ресурсів, важливе місце надають природним ресурсам Світового океану. Багато часу відводиться корисним копалинам в програмах географії для шкіл, академій, гімназій, ліцеїв, технікумів, інститутів, університетів. Відповідно до цих програм складено також і цей посібник. Всі мінеральні ресурси містяться в межах географічної оболонки, яка є предметом географії, в тому числі і її частка — Світовий океан*. Оскільки будь-яке географічне дослідження своєю метою має забезпечення оптимального природокористування та мінімізацію ушкодження різних сфер географічної оболонки, то географ повинний розбиратися в закономірностях формування, будови та видобування різних мінеральних ресурсів Світового океану. Маємо надію, що ця книга дає уявлення про особливості дна Океану та розподілу на ньому різних корисних копалин. У книзі також розглядаються шляхи надходження осадкового матеріалу, склад берегових наносів та донних осадків.

* Океанологічну термінологію дивіться в роботах [27, 28].

§ 1. Основні риси рельєфу та осадки дна Світового океану

Світовий океан є джерелом багатьох природних ресурсів, що залягають в океанах та їх підрозділах. Зокрема, мінеральні ресурси розподіляються значною мірою відповідно до морфологічних та морфометричних показників дна океану. У межах Світового океану виділяються три основні області, які, завдяки будові рельєфу, відрізняються одна від одної гідрохімічними та гідродинамічними умовами, геологічною будовою земної кори та характером рельєфу дна. До них відносяться: крайкові частини континентів, що включають підводні крайки материків, області переходу від материків до океанів та глибинних океанічних западин [19, 27]. Кожній області, яка виділена, притаманні власні корисні копалини різних типів [1, 9, 13, 21]. У даний час майже не накопичено досить наукової інформації для розмежування підводних просторів Світового океану за ознакою накопичення корисних копалин різного типу. Тому виділення металогенічних провінцій на основних елементах рельєфу дна та в умовах накопичення різних мінеральних компонентів є вкрай актуальною проблемою.

Підводна крайка материка, перехідні області й глибинна абісаль Океану характеризуються специфічними рисами рельєфу. Кожному з цих елементів притаманні певний тип будови земної кори, свої гравітаційні, електричні та магнітні аномалії, сейсмічність і тепловий режим, характер рудоутворення, величини запасів. Якщо ми подивимось на карту дна Світового океану, то побачимо досить складну його будову (рис. 2). Глибокі тренчі та улоговиння, високі підводні гори та хребти, широкі положисті височини, численні більш дрібні мікроформи та наноформи донного рельєфу — всі ці великі і малі нерівності утворюють не менш складну картину, аніж рельєф поверхні материків. При цьому можна використовувати об'ємне уявлення про рельєф Землі, користуючись гіпсографічною кривою, що є графічним найбільше загальним зображенням розподілу земної поверхні за сходами висоти і глибини.

За результатами електронного вимірювання на детальних картах материків і островів, також морського дна, були отримані необхідні дані для побудови гіпсографічної та батиметричної кривих.

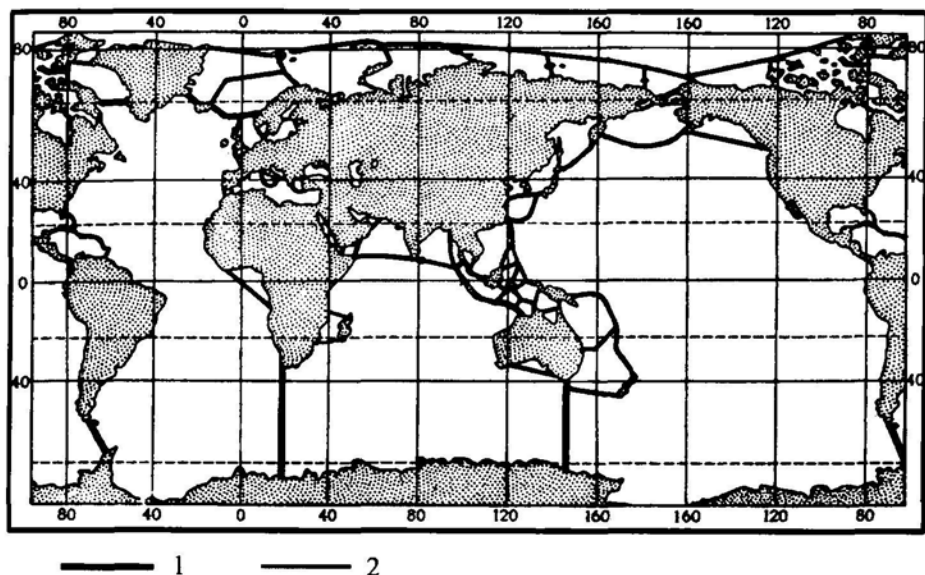


Рис. 1. Кордони океанів та морів у складі Світового океану, відповідно до рішення III Міжнародного Океанографічного конгресу: 1 — окремих океанів; 2 — окремих морів.

Гіпсографічна крива охоплює поверхню суходолу та дно океану, а батиметрична — тільки дно Світового океану. Вона може бути побудована окремо лише для всього океану, для окремих океанів та морів, природних та штучних озер (водосховищ) (рис. 2). Якщо за 100% взяти всю площу Світового океану (510 млн км²), то площа шельфу (0-200 м) складає $\approx 7,61\%$ від загальної, площа в інтервалі 200-1000 м — майже 4,33%, а в інтервалі 1000-3000 м — близько 12,63%. Максимальна площа дна Океану зайнята глибинами 3000-6000 м — приблизно 74,53%, що є важливішою морфометричною характеристикою (без морів). На решту дна приходиться площа $\approx 5,23\%$, причому, глибини 10 тис. м розташовані на площі $\leq 0,01\%$. Відповідно розподіляються можливості видобування океанічних корисних копалин на дні океанів та морів.

Розбіжності між морфологічними показниками Світового океану в цілому, з одного боку, а з другого — Світового океану без морів, є великими, але досить добре зрозумілими, коли звернутися до вигляду батиметричних та гіпсографічної кривих. Нагадаємо, що значна площа шельфу, континентального схилу та улоговиння притаманна саме морям, особливо полярним та розташованим уздовж східної окрайки Азії та в межах Карибського басейну.

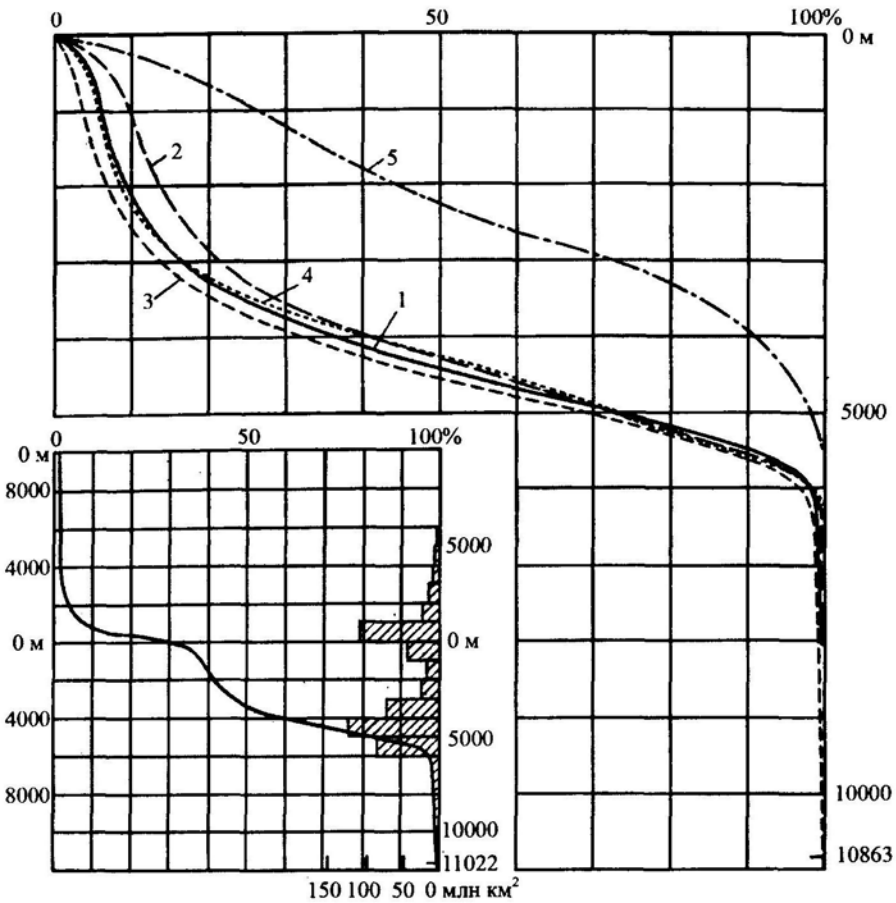


Рис. 2. Гіпсографічна крива (в нижньому лівому куті) та батиграфічні криві окремих океанів без урахування даних по морям: 1 — увесь Світовий океан разом; 2 — Атлантичний океан; 3 — Тихий океан; 4 — Індійський океан; 5 — Північний Льодовитий океан. Батиграфічна крива супроводжується гістограмою площ (млн. км²), які посідають різні висоти суходолу та глибини в Світовому океані (за В. Н. Степановим [19]).

Як бачимо, батиметрична крива вказує на найбільше загальні риси дна Світового океану. Ці особливості вперше, по крайній загальній уявленню рельєфу дна, накреслив видатний австрійський геоморфолог Альберт Пенк в 1894 р. Співставлення батиграфічних кривих показало морфологічну загальність між Тихим, Атлантичним та Індійським океанами. На цьому фоні великі розбіжності притаманні Північному Льодовитому океану, найменшому за площею, із найменшими пересічними та максимальними глибинами, зовсім з іншими орографічними та літодинамічними рисами, наймолодшому за віком.

Важливо підкреслити, що всі форми океанічного рельєфу розвивалися раніше та розвиваються зараз у щільній взаємозалежності між рельєфоутворюючими ендегенними та екзогенними процесами. Найвища крута частина графіка цієї кривої відповідає горам суші. Нижче абсолютної висоти +875 м (пересічна висота суші) крива стає положистою, а далі продовжується, зберігаючи ті ж схили до пересічної глибини 200 м на зовнішній окрайці шельфу. Саме в межах глибин 0-200 м поклади корисних копалин найбільше доступні, а їх видобування найбільшою мірою є рентабельним.

Вся ця частина земної поверхні, що лежить в інтервалі глибин 0-200 м, одержала назву материкової платформи, а її найбільш вузька частина, що лежить між 0 м і глибиною 200 м, називається *материковою обмілиною* або шельфом (рис. 3). З геологічної точки зору та за найбільшою різницею ця платформа та її надра складені земною корою континентального типу. З геоморфологічної точки зору, материкова обмілина є підводним продовженням поверхні материків, що складене корою материкового типу.

В її межах широко розвинуті різні форми рельєфу континентального та прибережно-морського походження: затоплені морські тераси, долини палеорічок, берегові вали, невеликі абразійні залишинці, субконтинентальні затоплені дюни та бархани і т.п. На самому контакті між суходолом та Океаном склалася природна система берегової зони, яка утворює середовище незвичного рельєфу, особливих осадків, унікального живого світу та гідрогенного фактору впливу, в складі якого найважливішу роль відіграє механічна енергія морських хвиль та хвильових течій. Окрім оригінальності рельєфу, берегове фаціальне середовище «переробляє» майже увесь осадовий матеріал, який скидається з суходолу та берегової зони в моря та океани.

Буває так, що деякі релікти наземного та прибережно-морського рельєфу розташовуються на дні глибше, ніж 200 м. У деяких випадках затоплені материкові рівнини можна зустріти на глибинах 600-700 і більше метрів. У цьому випадку термін «материкова мілина», за думкою О. К. Леонтьєва, втрачає свою суть, і тому цю область, як правило відносять до материкового шельфу. До того ж, відповідні блоки гірських порід складені континентальною земною корою. Нижче 200 м за глибиною шельф найчастіше занурюється під впливом тектонічних сил чи сейсміки.

Далі до глибини 3000 м (відносно рівня океану) гіпсографічна крива знову приймає більшу крутизну (рис. 2). Ця частина затопленої материкової окрайки на графіку відповідає материковому схилу.

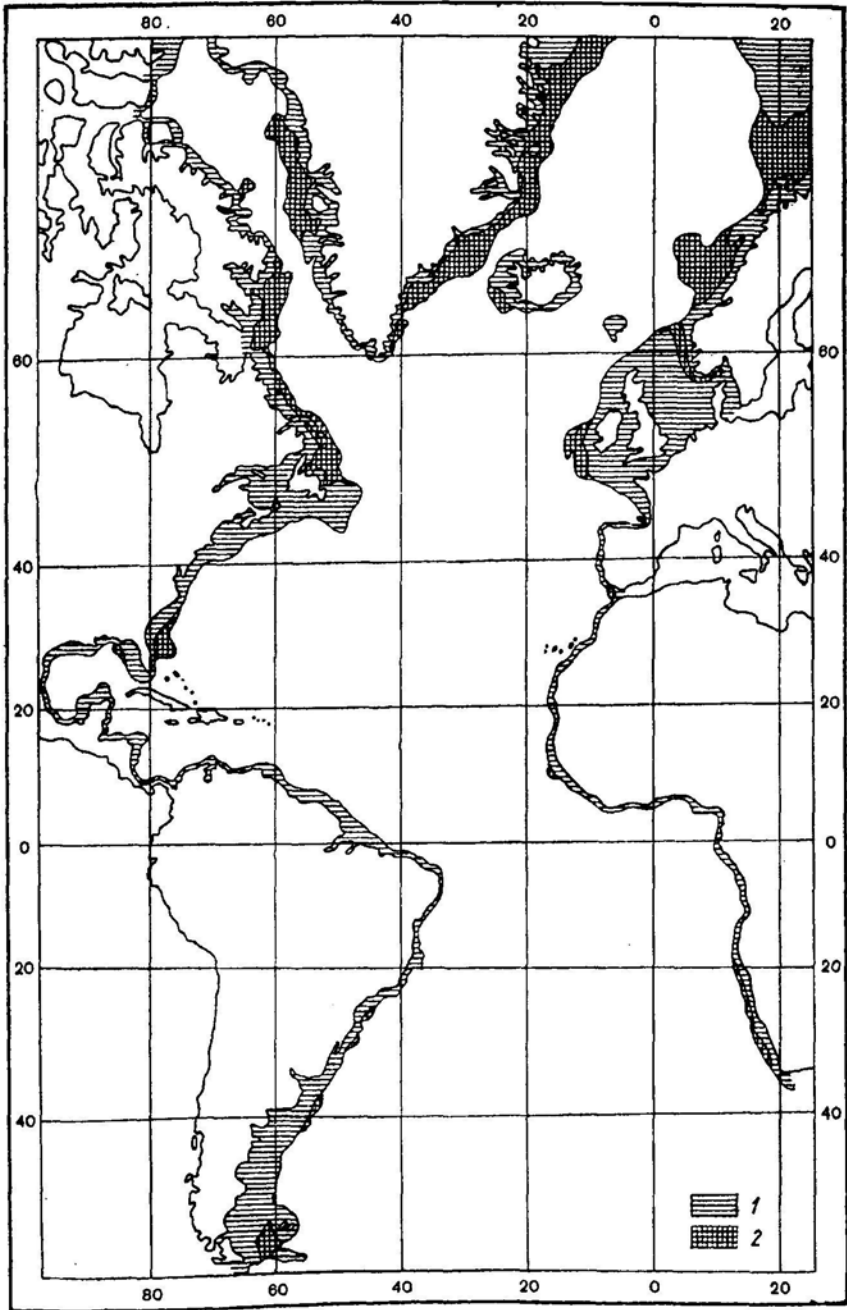


Рис. 3. Карто-схема розташування шельфів на дні Атлантичного океану. Умовні позначення: 1 — глибини ≤ 200 м; 2 — глибини ≥ 200 м (за даними книги С. Б. Слевича [18]).

Потім крива знову вирівнюється і стає суттєво похилою. Вирівняна поверхня глибоководної частини дна (до глибини пересічно 5750 м) є абіссальним улоговинням на дні океану. Гіпсографічна крива закінчується коротким, але дуже крутим субвертикальним відгилком, що відповідає глибоководним тренчам і западинам.

З глибоководними тренчами взагалі пов'язані максимальні глибини Світового океану. Рівень досліджень дна Світового океану сьогодні дозволяє нарахувати 38 найвеликих тренчів, з яких 29 розташовано в Тихому океані. В їх складі 26 класифіковано як крайкові океанічні, а решта — як тренчі-розколини. Природа розподілила їх так, що в найбільшому океані, Тихому, розташувалася й найбільша глибина. Максимальна глибина Світового океану становить 11022 м, що знаходиться в Маріанському тренчі. Немає таких глибин ні в Атлантичному, ні в Індійському, ні в Північному Льодовитому океані. Найбільша з відомих сучасних глибин Атлантики дорівнює -8742 м і знаходиться в тренчі Пуерто-Ріко в межах Карибського басейну, а в Індійському океані вона виявлена в Зондському тренчі — 7729 м. Максимальна глибина Північного Льодовитого океану -5527 м міститься в Гренландській улоговині. Серед морів найбільші глибини (9174 м) мають Новогребридський тренч (Коралове море) та в Філіппінському морі однойменний тренч (10265 м).

В цілому корінний рельєф дна океану формується під впливом ендегенних факторів та процесів. Та разом із цим в них також бере участь і низка екзогенних, особливо на шельфах та континентальному схилі [17]. Вони можуть суттєво вплинути на корінний ендегенний рельєф, а можуть утворити власні екзогенні форми донного рельєфу.

Перш за все треба назвати *гравітаційні підводні процеси*. До них відносяться такі, у виникненні та розвитку яких провідна роль належить силі тяжіння («прискоренні вільного падіння»). Зокрема, вони представлені аналогами схилових гравітаційних процесів. Вони численні і діють на різних глибинах та при різній крутості схилів. Саме гравітаційні процеси здійснюють основну роботу по руху осадків на схилах. Поширені процеси підводного крипу, що характеризуються повільним зсуванням чи опливання донних осадків на відносно відлогих схилах. Тут вони виглядають як піщані потоки і, навіть, піскоспади, що описані під час спостережень в підводних каньйонах. Більш широко відомі *підводні зсуви*. В умовах оточення води вже при крутості 4°-5° можуть виникнути зсувні явища. Їм сприяє дуже слабкий сейсмічний струс і навіть зміна водяного стовпа під час проходження великих штормових хвиль. На поверхні схилів більшої крутості

зсуви можуть виникати самостійно, після накопичення критичної маси товщини осадків, що перевищить межу міцності. Підводні зсуви можуть бути «структурними», у яких посуваються цілі блоки без суттєвих порушень структури самого блоку, можуть розвиватися у вигляді потоків, можуть розвиватися з періодичними прискореннями чи гальмуваннями.

На дні Океану, особливо на континентальних схилах, широко розвинуто набули «каламутні суспензійні потоки», теж результат дії гравітаційних сил. Вони розвиваються як гравітаційні течії водної суспензії твердих часток, найчастіше — це теригенний матеріал. У нього щільність більша щільності води. В результаті суспензія занурюється на похиле дно та скидається по ньому на великі глибини. При цьому здійснюється не тільки рух осадкового матеріалу до підсхилку континентального схилу, але і розвиток ерозії і вироблення своєрідних підводних ярів з поперечним профілем V-видної форми. Такі яри отримали назву «підводні каньйони». Вони бувають кількох типів, можуть починатися на малій глибині (близько 10 м), а розповсюджуватися до глибин 3500-4000 м. На невеликих глибинах в каньйонах суспензійними потоками еродуються дно та борти, а ближче до середини починається акумуляція наносів. Формуються тераси та вали. А в нижній частині на великих глибинах відбувається масове випадіння осадкового матеріалу та утворюється поширені конуси виносу. Конуси складені продуктами скиду, що називаються турбідітами. Розміри конусів можуть бути величезними, бо прямо залежать від величин постачання осадкового матеріалу. Як найвеликим, то є конус виносу річок Ганг та Брахмапутра (13% твердого стоку річок Земної Кулі), що окупує всю Бенгальську затоку. Товщина цих викидів перевищує 5 км.

Отже, часто підсхилки затопленої окрайки материка утворюється турбідітовими товщами, у вигляді конусів скиду каньйонів. Для них типовим є своєрідний віялоподібний малюнок шляхів руху суспензії та течій, а в англійській літературі такий окремий конус був названий *«fan»* (*«глибинний конус намівання осипу»*). Якщо конуси зливаються в одне, то формуються величезні шлейфи, що утворюють хвилясту похилу рівнину уздовж всього материкового підсхилку. Вони мають оригінальний літологічний склад, оригінальну шаруватість, що відповідає фаціальним умовам глибоководних областей дна та шляху живлення осадками.

Морфолого-літологічна діяльність придонних та вітрових поверхневих течій також відбивається на складі донних осадків. Наприклад, на півночі Атлантичного океану арктичні води течуть

на південь і утворюють Західну Окрайкову течію із швидкістю $\leq 35\text{--}40$ см/сек на глибинах 3500-4500 м. Під його впливом утворилися гігантські акумулятивні форми — «осадкові хребти». Прикладами є Ньюфаундлендський та Багама-Блейк «хребти». В Тихому океані під впливом Екваторіальної течії поформувалася величезна донна форма, її довжина становила 2000 км, ширина 400 км, висота 1,5 км [10, 17]. Вона виявилася результатом довговікового розвитку, зберігання умов та режиму акумуляції, процесів мобілізації осадкового матеріалу. На ділянках лавинної седиментації інтенсивне надходження осадкового матеріалу сприяє замулюванню понижень рельєфу та його вирівнюванню. Відтак, накопичуються наноси різного складу, що можуть вміщувати концентрати важких мінералів, мінералів пасивного складу та розубожених товщ, мулистих товщ, які вміщують корисні компоненти. На глибинах, які доступні, ці наноси можуть видобуватися та використовуватися в різних галузях господарства.

Біогенний морфолітогенез характеризується зональним розповсюдженням на островах і на дні Світового океану. Як найважливіші джерела осадкового матеріалу виступають будівельники коралових рифів (кораловий чи рифовий вапняк): шости- та вісьмопроміневі корали, вапнякові водорості, різноманітні гідроїди, мшанки. Ці організми, як і сам процес утворення кам'яних форм коралових будівель, є зональним (рис. 4). Бо вони дуже щільно реагують на навколишні фізико-географічні умови: солоність води ($\geq 32\text{‰}$), температуру води ($\geq 18^\circ$), хімічний склад води (різноманітні розчини), прозорість води (≥ 20 м), проникнення світла та складових його спектру на певну глибину тощо. Розрізняють вапнякові будівлі (*коралові рифи*) різних типів: берегові, бар'єрні, колові («фаро»), атоли, внутрішні лагунні. Берегові та деякі бар'єрні розташовані в зоні дії океанського нахату (в океанічній зоні «високих енергій»), а тому зазнають міцного механічного впливу. Їх руйнування викликає утворення коралового піску, коралового пеліту та коралової щебінки. Навколо фаро та атолів найчастіше існують підводні схили дуже великої крутості — до $37^\circ\text{--}44^\circ$. Така особливість також сприяє сильному хвильовому впливу, формуванню коралових пісків та щебінки, а пелітові фракції при цьому виносяться на великі глибини. Піски та щебінка можуть використовуватися для місцевих будівельних потреб, великі піщані пляжі використовуються із рекреаційною метою. Та головне, що механізми утворення коралового мулу дозволяють за аналогією моделювати механізми утворення бокситових руд та знаходити пошукові ознаки покладів алюмінієвої сировини в наш час.

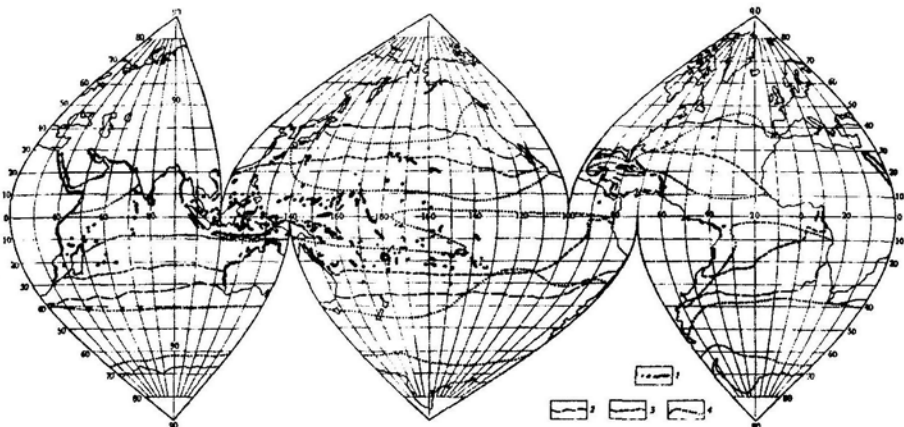


Рис. 4. Розташування коралових рифів у зв'язку із температурою поверхневих шарів морської води. Умовні позначення: 1 — зовнішній контур акваторії, в межах якого розташовані коралові будівлі; 2 — стан ізотерми $+18^{\circ}\text{C}$ влітку; 3 — стан ізотерми $+18^{\circ}\text{C}$ взимку; 4 — кордони клімато-географічних зон в Океані (складено за матеріалами Ф. П. Шепарда, Д. У. Уеллса, О. С. Іоніна, Ю. А. Павлідіса).

Біогенні процеси сприяють накопиченню черепашки та черепашкового детриту на різних глибинах. Мова в тому, перш за все, яка маса накопичилася і які запаси її можуть бути використані. По-друге, на якій глибині знайдені такі накопичення, бо глибше за 25-30 м видобування нерентабельне. По-третє, треба вирішити, яким методом можна видобувати карбонатну черепашкову сировину. В наші дні черепашка видобувається з її чистих накопичень чи у вигляді піщано-черепашкової суміші, із подальшою сепарацією та отриманням окремо піску, окремо черепашкової сировини. Ця сировина є чистою, не потребує збагачення і очищення, а використовують її в птахівництві для добавки у корм. Окрім того, використовують добавкою для підкорму в добрива на сільськогосподарські угіддя. В деяких країнах суміш черепашок та базальтового піску використовується для виробництва цементу, наприклад в затоці Факсафлуї поблизу берегів Ісландії, біля м.Акранес (околиці Рейк'явіка). Багато років поклади черепашки розробляються в затоці Сан-Франциско для виробництва цементу та вапняку. Аналогічні роботи виконуються в невеликій затоці Галвестон (Мексиканська затока) для виключення магнію з морської води. На узбережжі Флориди з 1940 р. розробляються черепашкові поклади, товщиною більше 25 м; вже видобуто більше 50 млн т карбонатної сировини. Дрібні уламки коралового детриту, у суміші із черепашками, використовуються для виробництва вапна

чи цементу. В багатьох країнах (Мальдівська Республіка, Сейшели, Мальгашія, Вануату, Гебріди, Карібаті та ін.) ведеться промисел екзотичних черепашок для декоративних виробів та сувенірів. В країнах Перської затоки, на півночі Австралії та в Японії дуже поширеним є промисел жемчугу. Причому, як натурального, так і того, який вирощується на морських фермах.

Корисні копалини берегової зони, шельфу, глибоководних частин дна морів та океанів є багато в чому результатом переробки автхтонного та аллохтонного осадкового матеріалу в талассогенних фаціальних умовах. Цей матеріал є теригенним, зазнає розподілу на шельфі та більш глибоких частинах океану, трансформується за гідравлічною великістю і є причиною утворення осадкових корисних копалин, як наприклад в Індії та в Новій Зеландії (рис. 5 та 6). Тому важливо, які джерела цього матеріалу та в якій кількості він надходить до Океану. В береговій зоні валовий осадковий матеріал різноманітного складу, від глинистих частинок до валунів, розподіляється за гідравлічною великістю. Одночасно в береговій зоні затримуються фракції, що дорівнюють $\geq 0,05$ мм. Саме вони уздовж траси вздовжберегового потоку наносів утворюють осередки накопичення важких мінералів на пляжі, в складі гряди берегових дюн та на підводному схилі. Причому, важливе значення має геологічна будова території, на якій мобілізується матеріал важких мінералів: чим більше важких мінералів скидається в берегову зону, тим більш багатими є осередки [22, 23]. Показовим прикладом може бути узбережжя навколо п-ова Індостан, де зустрічаються магнетит, титаномагнетит, ільменіт, рутіл, монацит, циркон тощо (рис. 5 та 6). Значну роль відіграє також осадковий матеріал абразійного походження, на що ще і сьогодні звертають дуже мало уваги. Тут треба підкреслити, що абразії підлягають, як правило, товщі денудаційного походження, що накопичуються в найбільшій мірі біля берегової лінії. А коли в голоцені ці товщі увійшли в сферу впливу морських хвиль, то ще й досі на багатьох узбережжях вони продовжують перероблятися і живити берегову зону. Отже, багато чого пояснюють закономірності скидання осадкового матеріалу в Океан.

Підрахунки показали [10, 11], що з річок на дно Океану скидається 18,53 млрд т/рік. Але це значення не урахує затримки наносів дельтами, лиманами, лагунами, естуаріями тощо. Якщо урахувати ці затримки, то виявиться, що річки виносять в моря та океани тільки $\approx 5,56$ млрд т/рік, а відтак відбувається активне формування прибережних акумулятивних терас та рівнин [26]. Тому на утворення корисних накопичень теригенних річкових наносів витрачається

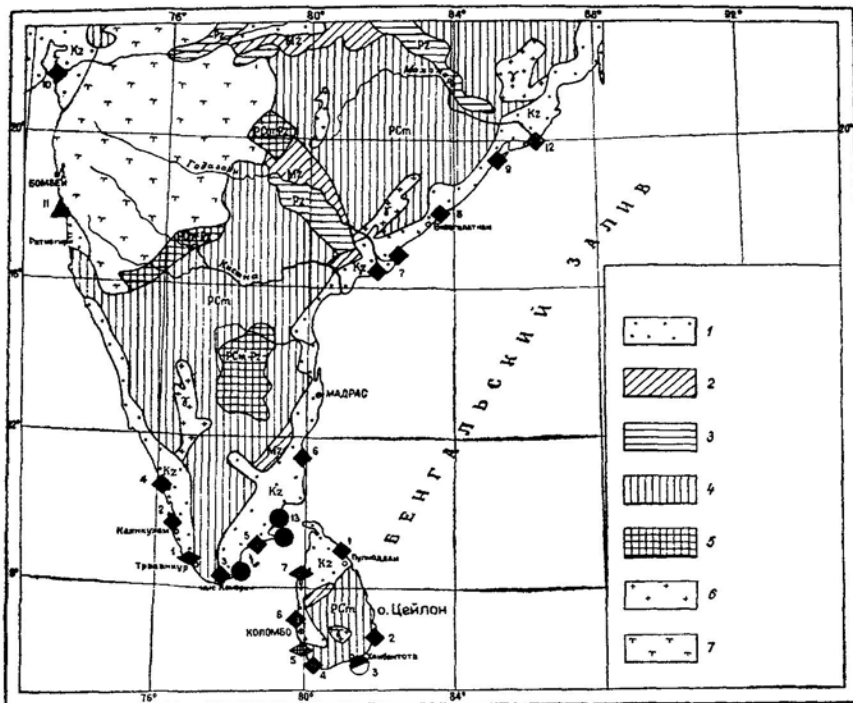


Рис. 5. Картохема розподілу основних покладів розсипів в береговій зоні Індійського океану навколо берегів п-ову Індостан та о-ва Цейлон. Позначення віку гірських порід: 1 — кайнозой (Kz); 2 — мезозой (Mz); 3 — палеозой (Pz); 4 — докембрій (PCm); 5 — докембрій та палеозой нерозділені (PCm+Pz); 6 — гранітоїди (γ); 7 — трапи. Номери окремих розсипищ уздовж берегів: 1 — Манавалакуручи; 2 — Ниндакара; 3 — мис Коморін; 4 — Човгат-Поннани; 5 — Вайпар-Каллар; 6 — Транкебар; 7 — устьє Годавари; 8 — Висакхапатнам; 9 — Валтаир; 10 — Нарад; 11 — Ратнагири; 12 — штат Орисса; 13 — Овари-Навалади. Цейлон: 1 — Пульмоддай; 2 — Тирукковиль; 3 — Хамбантота; 4 — Галле; 5 — Берувала; 6 — Коломбо; 7 — Кудремалай (з роботи [7]).

майже в 3 рази менше, ніж вважає багато дослідників. Зокрема, можна назвати алювіальну акумуляцію пісків, гравію, гальки, які можна використовувати в будівництві. Мінералогічний склад розсипів Індії обумовлюється складом тих порід, що дрениються річками, підлягають суттєвій абразії та їх уламки зазнають значної диференціації у вздовжберегових потоках наносів. Річкові водозбиральні басейни складені комплексом докембрійських порід: гнейсами гранітної композиції, різних кристалічних сланців, шарами вапняків та піщаників, які розірвані гранітами. В районі Кардамонових гір широко розповсюджені пегматити, які пов'язані із інтрузіями чарнокітів [7]. Пісковики неогену, якими перекриваються докембрійські породи,

утворені за рахунок руйнування нижче залягаючих порід та вміщують той же комплекс акцесорних мінералів. Серед них, типових докембрійських, та названих піщаників, найцінними є ті, що вміщують циркон, монацит, рутил, сілліманіт, гранат. А ось траппи, які складені переважно базальтами, постачають зустрінуті на всіх берегах Індії та Цейлону. Переважають пляжові накопичення. Також існують сучасні дюнні та давні розсипи. Вони експлуатуються з 1909 р.

Треба звернути увагу в роботах певних авторів на дуже несуттєве значення скиду осадкового матеріалу абразійними процесами, що за їх гаданнями дорівнює близько $0,5 \text{ млрд т/рік}$ [11]. Це орієнтовне припущення з 60-х років ХХ століття переходить з однієї книжки чи статті в іншу без критичного розгляду. Аналіз морфометричних та динамічних параметрів кліфів різних морів навів на думку, що назване значення скиду замало, і зовсім мало, якщо ураховувати також і абразію підводного схилу [26]. Тому з середини 70-х років кількість абразійного походження осадків була уточнена: виявилось, що кліфи різних типів скидають в Океан сумарно $3,15 \text{ млрд т/рік}$ осадків, а абразія підводного схилу — близько $9,7 \text{ млрд м}^3/\text{рік}$. Коли взяти до рахунку величину об'ємної ваги $1,6 \text{ т/м}^3$, то загальна маса осадкового матеріалу, який скидається з бенчів у відкритий океан, має становити $15,52 \text{ млрд т/рік}$. На відміну від алювіальних викидів, які є точковими, абразійні відносно рівномірно розподіляються уздовж берегів морів та океанів на великі відстані. Вони мобілізуються саме під час дії штормів, коли миттєво підвищується хвильова напруга і увесь осадковий матеріал відчуває рухи та сепарацію. Тому одночасно із скидом в море (океан) відбувається розподіл осадків та перехід частини їх у вздовжберегові посуви та потоки наносів. Тому накопичення осадків, подібні до типу гирлових, майже повністю перероблюються, в той час, як в гирлах річок більшу частину пересічного року алювіальні наноси накопичуються безперешкодно [25]. В цьому разі накопичення наносів в дельтах, лагунах, лиманах, бухтах відбуваються та зберігаються, а ось уздовж берегів, відкритих дії хвиль різних типів, формуються тільки наноси хвильового поля у вигляді пляжів. Причому, вони безперервно транспортуються на ділянки розвантаження по трасам уздовжберегових потоків наносів.

Отже, в літературі є єдина реальна спроба чисельного розрахунку літодинамічної функції абразії, яка відбулася в 1978 р. на підставі чисельних довгострокових досліджень у багатьох приморських країнах Світу [26]. Вони показали, що абразійні джерела скидають в моря (океани) $18,67 \text{ млрд т/рік}$ в ХХ столітті. Названа величина не є якоюсь непередбаченою або нереальною.

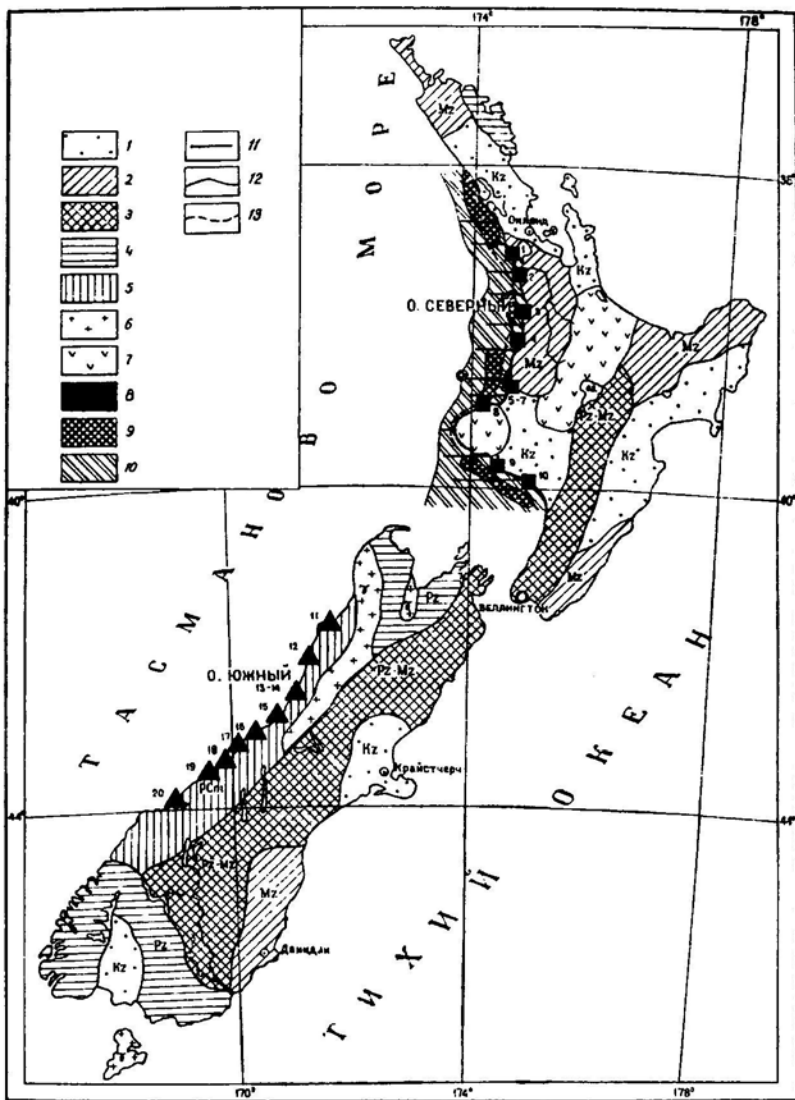


Рис. 6. Найважливіші прибережно-морські розсипища Нової Зеландії. Умовні позначення: 1 — кайнозой (Kz); 2 — мезозой (Mz); 3 — палеозой і мезозой разом (Pz+Mz); 4 — палеозой (Pz); 5 — докембрій (Pcm); 6 — гранітоїди (γ); 7 — вулканогенні породи; 8 — магнітні фракції (≥ 30%); 9 — 30-3%; 10 — 3-0,3%; 11 — пересіки для дослідження розсипів; 12 — ізобата 50 морських сажнів; 13 — ізобата 15 морських сажнів. Номери окремих осередків — на о.Північному: 1 — Манука; 2 — Уайкато; 3 — Реглан; 4 — Каквіа; 5-7 — Авакіно, Марокопе, Мокау; 8 — Уайтара; 9 — Патіа; 10 — Уонгануї. На о.Південному: 11 — Уестпорт; 12 — Баррітаун; 13-14 — Хокітіка; 15 — Абут; 16 — Окаріто; 17 — Гиллеспай; 18 — Хаїтс; 19 — Брус-Бей; 20 — Хаст (за роботами Д. К. Мак-Дугелла и Д. С. Никольсона).

Про те, що звична на той час величина 0,5 млрд т/рік насправді є на порядок-два меншою, передбачали Ю. А. Павлідіс, О.С. Іонін, Ю. П. Хрустальов та ін., але вони не мали можливості виконати аналогічні розрахунки за відсутністю належної інформації. По суті, ці автори не керувалися науковими висновками. Вони були у сліпому полоні тих наукових авторитетів, які не мали відповідної кваліфікації, але були дуже впливовими. Та значно пізніше відомі фахівці в області берегознавства М. О. Айбулатов та Ю. В. Артюхин, на підставі численних регіональних досліджень [2], повторили вже раніше зроблений висновок [26], що абразійне джерело теригенного осадкового матеріалу є набагато більшим за 0,5 млрд т/рік і дорівнює не менше, аніж 10 млрд т/рік. Зокрема, ці ж автори вказують, що на Атлантичному узбережжі США лише 5% твердого стоку скидається на шельф за межі берегової зони, решта залишається в лагунах. Аналогічний розподіл бачимо уздовж східного узбережжя Індокитаю [14], уздовж Тихоокеанського узбережжя Центральної Америки, в лагунах Південної Африки, в гирловій області Дніпра та Південного Бугу на Чорному морі, Кубані на Азовському морі, Неману на Балтійському морі тощо. Щодо льодовикового, еолового, біогенного, вулканогенного, космогенного та інших джерел осадкового матеріалу, то їх кількість приблизно розрахована О. П. Лісициним [11] і принципового заперечення не викликає.

Як бачимо, в сприятливих умовах накопичення наносів в береговій зоні досить часто виникає необхідність використання не важких, а легких мінералів ($\leq 2,85 \text{ г/см}^3$). Іншими словами, певну цінність мають звичайні («інертні») піски, гравій та галька. Саме вони активно використовуються в будівництві, і мало того, на них утворився великий попит в різних країнах Світу. Вони також є результатом скиду в моря та океани великої кількості вихідного осадкового матеріалу, заздалегідь більше, аніж на це вказують О. К. Леонтьєв [10], О.П. Лісицин [11], С. Б. Слевич [18] та інші автори. Бо для цього треба, щоби значна частина цього матеріалу (до 50-70%) відкалалася би і була скинута у відкрите море за межі берегової зони. І тільки невелика частка утворює «наноси хвильового поля» — саме ті, що складають накопичення будівельних пісків, гравію, гальки.

Отже, чисельні розрахунки скидання осадкового матеріалу в Океан процесами алювіальними та абразійними має велике значення.

По-перше, наведена тут чисельна характеристика скиду теригенного осадкового матеріалу непрямо вказує [25, 26] на більш суттєве значення біогенного джерела глибоководних донних осад-

ків в Світовому океані. По-друге, вона змушує інакше підходити до пояснення речовинного складу глибоководних осадків, оскільки все ж річкові та абразійні наноси є провідними джерелами теригенних донних відкладів. По-третє, числові величини пояснюють велику інтенсивність наносообігу в береговій зоні як надпотужному седиментаційному бар'єрі Світового океану, а відтак — ефективній фабриці концентратів корисних важких мінералів (розсипищ) (рис. 5 і 6) та ординарного піску чи гравію. По-четверте, оскільки берегова зона є надпотужним седиментаційним бар'єром, то можна пояснити процеси формування фаціальних умов розвитку прибережно-морських та дельтових осадкових товщ, з характерним речовинним складом.

За особливостями геологічної будови, морфології та морфометрії дна в межах затопленої підводної окрайки континентів виділяють *шельф, континентальний схил і континентальний підсхилок*. Про особливості будови та розповсюдження донних осадків мова буде точитися нижче за текстом. Найбільшого впливу континентальних рудоутворюючих умов зазнає шельф, причому, нерівномірний для шельфів різних типів та географічного розташування. Така особливість знайшла відображення в роботах Є.М. Ємельянова [9], який розвинув поняття про літодинамічні та геохімічні бар'єри в Океані. Для шельфів, на відміну від більш глибокого дна, типами є механічні бар'єри: а) прибережно-морський накатний з асиметрією хвильових швидкостей; б) механічний в сфері формування трансформації хвиль; в) механічний на зовнішній частині шельфу з домінуванням глинистих осадків.

§ 2. Параметри, класифікація та різноманіття шельфів Океану

С геоморфологічної точки зору шельф — це продовження приморських рівнин, частина затопленої окрайки материків, що складена земною корою материкового типу. Простір шельфів вкритий реліктовим та субаеральним рельєфом, і серед його форм найбільший інтерес викликають акумулятивні форми алювіального, еолового, дельтового, прибережно-морського, льодовикового та іншого походження. До того давні рівнинні утворення можуть перехрещуватися жолобами, підводними підвищеннями, грядами, залишинцями. За правило взято вважати зовнішнім кордоном шельфу останню зону перегину, якщо її глибина не перевищує 600 м. Перед ним перегини визначаються як уступи, а розташовані між ними близькі до горизонтальних площадки — як тераси.

Сьогодні дослідники дійшли висновку [10, 18, 27], що пересічна ширина шельфу становить близько 65 км. Хоча, межі змін в різних морях та умовах можуть бути значні, як зазначалось. В Світовому океані вся площа шельфу становить майже 27,5 млн км², або 7,6% від загальної. Коли не ураховувати окремі моря в складі океанів, а взяти тільки дно океанів, то місце шельфів знизиться до 3% (9,8 млн км²). В морях площа шельфів сягає 50,6% від їх загальної (17,6 млн км²). Разом із цим майже 20% загальної площі шельфу Світового океану розташовано в межах Півн. Льодовитого океану (рис. 2). Він є наймолодшим та найобмілинніший, і в ньому розташувалися найширші шельфи, на які прийшлася майже третина дна цього океану. Як бачимо (рис. 3), найменшою є ширина і площа шельфу в Індійському океані (4,2%).

Нерівномірно шельф розташувався у різних півкулях. У Північній півкулі площа Океану становить 154,8 млн км², а шельф має 12,1% водної поверхні (18,7 млн км²). В Південній півкулі («океанічній»), де на площу Океану припадає 206,4 млн км², шельф посідає тільки 3,9% акваторії (8,0 млн км²). Найбільша площа шельфу розташована навколо Євразії, 10 млн км², в тому числі 3 млн км² мають шельфи полярних морів, майже 2,6 млн км² — у Північній та Західній Європі. Близько 4,5 млн км² розташовано уздовж Тихоокеанського узбережжя та островів Зондського архіпелагу. Уздовж Атлантичного

узбережжя Північної Америки площа шельфу становить трохи більше 1 млн км², а Південної Америки — дещо більше 2 млн км². Тільки Патагонський шельф між материком та Фолклендськими о-вами має близько 1 млн км². Широкі шельфи із великою площею розташовані навколо Тасманії, Нової Зеландії та Австралії — сумарно більше 2 млн км². Уздовж узбережжів Африки площа шельфу становить 0,6 млн км² на заході та 0,4 млн км² на сході, Червоне море включно. Порівняно незначну площу має шельф біля Тихоокеанського узбережжя Південної Америки — тільки 0,2 млн км². Названі величини мають велике значення, бо показують ступінь розповсюдження осадкових корисних копалин суто морського генезису. До того ж широкі та вузькі шельфи мають різні внутрішні структури, а тому ширина є важливим показником тих континентальних структур, які містять суто континентальні поклади, зокрема газу та нафти.

Утворення сучасних шельфів відбувалося під впливом пониження та підвищення рівня води в Океані, вертикальних та горизонтальних тектонічних рухів земної кори, сейсмічних та вулканічних процесів тощо. Все це призводило до суттєвих різниць в рельєфі, глибинах зовнішньої окрайки, ширини шельфів, складу наносів, товщини осадкового матеріалу та ін. Велике значення має склад вихідного осадкового матеріалу, який скидається із різних джерел. Причому, в різних районах Океану домінуючими є різні джерела: біогенні, льодовикові, вулканогенні, еолові та ін. Але завжди вважаються ведучими річкові та абразійні джерела. Вони ефективно діють у всіх океанах і у всіх широтах, взагалі є азональними і часто забезпечують розвиток лавинної седиментації. Надходження осадкового матеріалу до Океану також є одним із факторів здійснення рівня води, поряд із сучасними змінами клімату, тектонікою, підвищенням температури води в динамічному шарі тощо. Сьогодні вважається, що саме танення материкового щитового льоду наприкінці плейстоцену вкрило водою приморські низини та рівнини, крайкові частини материків, що складені материковою земною корою, на відміну від океанічного дна. Тому сьогодні низка покладів копалин хоча і залягає на шельфі, на дні під водою, але має не морське, а континентальне походження, в межах континентальних геоструктур. Тому в процесі розгляду різних мінеральних ресурсів в різних частинах та на різних глибинах океанічного дна треба визначити перш за все походження. Від нього залежить метод та кількість видобування.

Зокрема, гігантська переробка первинного осадкового матеріалу, що надходить до берегової зони з різних джерел, призводить до природної сепарації за гідравлічною великістю в фаціальних умовах

берегової зони (першого седиментаційного бар'єра). Відтак, природним чином виникають добре відсортовані накопичення важких і легких мінералів — це поклади хімічної та будівельної сировини саме морського генезису. В фаціальних умовах суходолу ідентичні поклади не утворюються, хоча дещо подібні зустрічаються. Також в морських умовах виникають поклади фосфоритів, карбонатних та залізо-марганцевих конкрецій, черепашкова та кораллова карбонатна сировина, глауконіт тощо. Але, разом із тим, на дні (точніше — під дном) Океану містяться інші поклади, що мають величезне значення для людства. Вони щільно пов'язані із структурами континентальної земної кори і не пов'язані із фаціальним середовищем Океану, але протягом певного часу опинилися під шаром води на затопленій материковій окрайці. Морськими вони є тільки за розташуванням, але не за генезисом [23, 26]. Тому і підходи до їх пошуків, засвоєння та експлуатації повинні бути відповідними.

Сьогодні в географії широко відомі кілька класифікацій шельфу, що підкреслюють різноманіття цих дуже важливих для економіки різних країн елементів океанічного дна, частини затопленої окрайки материків (рис. 3). За розробками М. М. Єрмолаєва, Д. Г. Панова, Ф. П. Шепарда, Г. Б. Удінцева, К. О. Емері, О. К. Леонтєєва, О. С. Іоніна та ін., найбільше поширеною є генетико-морфологічна класифікація. Відповідно до неї, всі шельфи поділяються на кілька типів.

1. *Шельфи областей гляциації* мають поверхню із слідами ерозійної дії давніх льодовикових покривів у вигляді гротів та внутрішніх западин, переважно на внутрішній частині шельфу. Також зустрічаються моренні відклади, які утворюють банки, подекуди вони з'являються на поверхні води на зовнішній частині шельфу.

2. Від першого типу відрізняється *шельф навколо Антарктиди*. Ізостатичне здіймання зовнішньої окрайки шельфу, яка не опускалася, як увесь материк, під вагою льодовикового щита, призвело до того, що поверхня шельфу отримала протилежний до материка схил із кутом близько 1° .

3. *Шельфи із паралельними грядами та западинами* не були під дією гляциації, хоча розташувалися в високих широтах. Вони відрізняються відносно рівною поверхнею дна, невеликими подовгастими грядами та западинами, що розташувалися паралельно берегам і лінії зовнішнього загинання.

4. *Рівні шельфи високих широт*, що подібні сибірським (на морях Лаптевих, Східно-Сибірському, Чукоцькому) та аляскінським (море Бофорта та частині Чукоцького моря). Вони вирівняні, сильно поглажені, є широкими та обмілинними. На них поширені найяскра-

віші сліди річкових долин, озер, еолових гряд, боліт з відповідними відкладами та інших субконтинентальних утворень.

5. *Шельфи, яким завдають сильного впливу сильні течії, часті шторми та великі хвилі.* На них розвинуті неблагоприємні умови для осадконакопичення, а деякі з них є результатом довгострокової сильної абразії із значним абразійним урізанням.

6. *Шельфи тропічних морів* складні, вони включають теригенні та біогенні елементи. В їх межах часто зустрічаються великої площі обмілинні банки із кораловими рифами. Буває, що на них дуже мало коралових рифів. На поверхні цих шельфів залягають форми давніх берегових ліній у вигляді терас, морфо-літологічні сліди давніх річкових долин льодовикового періоду.

7. *Шельфи, що несуть на собі скелясті банки уздовж своєї зовнішньої крайки,* причому, багато які здіймаються над рівнем моря у вигляді островів. Цей тип шельфу є результатом блокових посувань земної кори, а частково — результатом абразії островів уздовж крайки шельфів та відкладення осадків в западинах, що зустрічаються біля берегів.

8. *Шельфи великих дельт* мають ширину навколо великих дельт в два рази більшу за ту, яка буває у шельфів перед узбережжями без дельт. В таких умовах формування широких шельфів пояснюється занурюванням древніх дельт, здійсненням рівня моря наприкінці останньої гляциації.

В геологічному відношенні шельф є безпосереднім продовженням материкових платформ. Встановленою є повна ідентичність геологічної будови шельфу та прилеглих до моря блоків кори на суходолі. За геологічною будовою шельфи розділяються на два різновиди: а) складені осадковими породами різного генезису; б) складені магматичними та метаморфічними породами. Тому мінеральні корисні копалини також відповідно різні: а) суто морського чи прибережно-морського екзогенного походження, що формуються у відповідних фаціальних умовах; б) суто континентального походження, причому, вони формуються разом із континентальними структурами земної кори. Левова більшість шельфів зазнає впливу екзогенного морфолітогенезу, тому формування копалин екзогенного походження пов'язано із широтною географічною зональністю.

§ 3. Континентальний шельф Світового океану

Ця частина дна геоморфологічно входить до складу безпосередньо підводної затопленої окрайки материків. На думку Д.Є. Гершановича та Г. Б. Удінцева, зовнішній фланг шельфу — це великий структурний елемент тектонічного походження; центральна частина — це затоплені в ході трансгресії площі прилягаючої суші; прибережна частина утворена післяльодовиковими, сучасними ерозійними, еоловими і береговими процесами [2, 10, 16, 21]. Як і інші частини підводної окрайки материків, вона представлена континентальним типом земної кори. Пересічний нахил дна на шельфі становить $0^{\circ}07'$ при найбільших значеннях $1,5-2,0^{\circ}$. Поряд із впливом екзогенних процесів, шельф зазнає впливу також і ендегенних процесів.

В географічній літературі (роботи М. О. Айбулатова, А. А. Аксенова, В. В. Лонгінова, Ю. А. Павлідіса, Г. О. Саф'янова та ін.) автори часто називають берегову зону «верхньою частиною шельфу» як середовище домінуючого впливу хвильового фактору. Таке поняття та визначення існує з 70-х років ХХ сторіччя. Та воно категорично не відповідає генетичній властивості, бо зона домінуючого хвильового впливу охоплює не тільки підводний схил моря (океану) в інтервалі 0-200 м, але й берег (вище 0 м). Це єдина природна система, яку розривати не можна, бо одна частина без іншої існувати не може. Ще наприкінці ХІХ століття уява про берегову зону, її невід'ємні надводну та підводну частини вже було адаптовано в наукову літературу [20]. Таке уявлення дуже важливе для розуміння механізмів розвитку надпотужного седиментаційного бар'єра Світового океану, бо саме в його середовищі формуються концентрати важких мінералів та інертні піски, гравій, галька.

Уздовж гористих берегів Тихого океану та уздовж західних берегів Атлантичного океану шельф займає вузьку смугу, завширшки декілька кілометрів. Уздовж північних берегів Азії він має декілька сотень кілометрів. Переважно вузьким він розповсюджений уздовж берегів Атлантичного океану, за деякими виключеннями (рис. 3). Як можна бачити, шириною до 1120 км є шельф Північного моря, до 600 км — шельф Кельтського моря, до 245 км — західний шельф Африки біля берегів Гвінеї, до 270 км — юкатанський шельф в Мек-

сиканській затоці, до 885 км — патагонський шельф на південному заході Атлантичного океану (рис. 3). І в інших океанах є багато крайкових морів (моря Баренцове, Лаптевих, Східно-Сибірське, Чукоцьке, Яванське, Кельтське, Арафурське), що майже повністю розташовані в зоні шельфу, який має значну ширину. Також шельфовими морями є Біле, Балтійське, Північне, Жовте та деякі інші, а в межах України — Азовське. Часто материкова платформа складає єдине ціле з низинами, які підходять з боку суші до океану. На її поверхні зустрічаються ті ж форми рельєфу, які поширені на континентах. Часто тут можна побачити підводні долини, що розходяться обмілинними річищами і як продовження річкових долин суші. Продовження Печори, Північної Двіни знаходяться, наприклад, на дні Баренцового моря, моря Лаптевих і Східно-Сибірського моря відсліджуються низини долин рік Хатанги, Оленьока. Яни.

На шельфі полярних морів (Чукоцького, Східно-Сибірського, Лаптевих, Карського) знаходяться різноманітні форми рельєфу, які створені також і льодовиками декілька тисяч років тому. Такі форми знайдені наприклад норвезькими дослідниками біля берегів Скандинавії. Вони знайдені також на шельфі Антарктиди, що було виявлено під час плавання радянських науково-дослідних суден «Обь» та «Лена». Дослідження шельфу довело, що на його поверхні залишилися сліди давніх берегових ліній, які були тоді, коли рівень океану був значно нижче сучасного (на 70-90 м), навіть на 110 м. Давня берегова лінія добре фіксується накопиченнями типово теригенних відкладень, східцями-терасами, інколи, наприклад, біля берегів Західної Камчатки — також і береговими валами.

Така відповідність між формами рельєфу материкової платформи і суші наводить на думку про те, що цей рельєф тільки порівняно недавно було затоплено водами океану, а до цього він довгий час розвивався на суходолі. Вперше ці думки висловили професор Новоросійського університету В.І. Лапшин та знаменитий полярний дослідник, один із засновників сучасної океанології Фритьоф Нансен. Тому не тільки в береговій зоні, але і на шельфі, формуються цінні корисні копалини. Зрозуміло, що на середньому і відкритому шельфах не розвивається сильний процес диференціації первинного осадкового матеріалу. Відтак, на ньому розташовані реліктові законсервовані акумулятивні форми, які вміщують концентрати важких мінералів. На сьогоднішній день найбільше значення мають також і прості наноси, які можуть і не вміщувати великих мас важких мінералів, а тільки досить інертні піски, гравій, гальку.

Процес механічної переробки («літодинамічної диференціації») призводить до поділу всієї маси уламкового матеріалу за ознаками гідравлічної великості. В першу чергу сильні хвильові течії берегової зони виносять на глибоку воду і на далеку відстань дрібнозем — пелітові фракції. Інші фракції залишаються на підводному схилі в сфері впливу вітрових хвиль. Підсилення хвильової дії веде до виносу дрібнозернистого та середнього піску, а потім — також і крупнозернистого, буває — також і дрібної гальки. Відтак, зазвичай в береговій зоні формуються товщі піщаних, гравійних чи галькових наносів [25]. Тому закономірними є накопичення кристалів різного хімічного складу піщаної великості, які містять в собі важливі хімічні елементи та їх сполуки. Це кристали, що належать магнетиту, ільменіту, циркону, монациту та ін., які містять титан, циркон, гафній, германій, олово, вольфрам, кобальт, залізо тощо. Ці накопичення при таманні прибережним частинам шельфу Австралії, Нової Зеландії, Індонезії, Шри Ланки, Індії, Бразилії, Мексики тощо. Яскравими прикладами є розсипові концентрати уздовж берегів Індостану (рис. 5) та Нової Зеландії (рис. 6). Як можна бачити, переважають сучасні пляжеві та еолові накопичення ільменіту, титаномагнетиту, рутилу, монациту. Ці мінерали є сировиною для рідких та розсіяних хімічних елементів, які використовуються в різних галузях промисловості та господарства взагалі. Їх споживачі — це металургія, хімічна, фармацевтична, електронна промисловість, радіо- та телевиробництво. Хімічні елементи використовуються як добавки для металів із різними властивостями. Тому розсипи цінуються в усіх країнах Світу.

В сприятливих умовах накопичення наносів в береговій зоні досить часто виникає необхідність використання не тільки важких, але й легких мінералів ($\rho_{\text{мін}} \leq 2,85 \text{ г/см}^3$). Іншими словами, певну цінність мають звичайні піски, гравій та галька. Саме вони активно використовуються в будівництві, і мало того, на них утворився великий попит [3]. Тому разом із важкими фракціями, найбільш цінними, широко використовуються також інертні піски, гравій і галька, наприклад кварцеві піски для виробництва скла, а черепашковий детрит — у птахівництві. Цей матеріал є добре відсортованим, без домішок та сміття, не потребує додаткової штучної переробки, відповідає найбільш суворим вимогам. Вони є важливим будівельним ресурсом, що активно використовується в господарстві. Найчастіше відсортовані наноси використовуються для виробництва бетону, залізобетону, цегли, цементних та інших розчинів різного призначення, для складової частини шляхового покриття тощо. Добуваються в багатьох країнах Світу: в США, Аргентині, ПАР, Намібії, Польщі, Данії,

Великобританії Японії, Росії та ін. (рис. 7). Поточного часу вартість видобування піщано-гравійно-галькового матеріалу становить 40-45% від вартості твердих копалин в морях та океанах. Так, протягом останнього десятиріччя в США в береговій зоні Атлантичного океану величина видобування становить більше 500 млн т/рік, у Великій Британії близько 25 млн т/рік давали прибережно-морські родовища, у Данії — 10 млн т/рік, в Японії — 90 млн т/рік, у Фінській затоці в Росії — 7 млн т/рік тощо. Як бачимо, з берегової зони та обмілинного шельфу видобувається значно більша кількість наносів, аніж може утворитися природним шляхом. Це суттєво загострює дефіцит наносів, а тому в кілька разів може підвищити руйнування берегової території та її втрати разом із всім, що на ній побудовано. Тому і Радянському Союзу (на підставі багаторічних натурних експериментів) була розроблена спеціальна методика видобування наносів таким чином, щоби це не призвело до негативних наслідків для природи берегової зони [30].



Рис. 7. Схема розповсюдження найвеликих прибережно-морських родовищ піщано-гравійно-галькового будівельного матеріалу в різних морях та океанах (позначено чорними чотирикутниками) (складена Ю. Д. Шуйським).

Непрофесійне, необґрунтоване видобування наносів на березі чи на підводному схилі загострює дефіцит наносів, а це веде до зменшення захисних пляжів, до прискорення процесів розмиву та абразії берегів. Відтак, берег втрачає цінні рекреаційні ресурси, порушуються умови існування унікальних ландшафтів, а головне, — зникають прості та капітальні будови на берегах разом із втратами берегової території. Була розроблена спеціальна методика для уникнення негативних наслідків нерегульованого видобування будматеріалів

(наносів). Але сьогодні в Україні ця методика не застосовується, а берегам Чорного і Азовського морів завдається велика та безперервна шкода. В інших країнах закон теж забороняє промислове видобування наносів берегової зони, але зміни в законодавстві дозволили видобувати «агрегати», т.е. наносні суміші піску, гравію та гальки. Але від цього завдання шкоди не зникло.

Великий вплив на утворення шельфу, а особливо східців-терас, що відокремлювали його від глибин океану, мали тектонічні процеси. Як відомо [10, 21, 28], деякі ділянки земної поверхні під впливом внутрішніх сил Землі піднімаються, інші — опускаються. Часто межі між ними співпадають, як і зони шельфу. Тоді на ньому утворюються глибокі тріщини земної кори — розколини. Грандіозні розколини та скиди є вздовж берегів Скандинавії, Кольського півострова, Східної Камчатки, Антарктиди та інших районів. З подібними розколинами часто співпадає зона, яку називають континентальним схилом [19, 21].

Вплив різних типів вивітрювання дозволяє глибоко переробляти всю масу осадкового матеріалу, що скидається з суходолу з різних джерел (ерозійних, абразійних, еолових, біогенних тощо).

Ще глибша переробка здійснюється під впливом процесів вивітрювання разом із денудаційними [10, 11, 15, 25, 26]. Найчастіше виділяються три базові типи вивітрювання: фізичне, хімічне, біогенне, які утворюють механізми роздрібнення, дезінтеграції породи на агрегати і далі — на малі частинки (фракції). Окрім фізико-хімічних властивостей, вони напряму безпосередньо залежать від особливостей клімату.

Клімат обумовлює характер та інтенсивність процесів вивітрювання. Від нього значною мірою залежить попередня підготовка осадкового матеріалу до скиду в кінцеву водойму, якою є Світовий океан та його підрозділи. Він суттєво визначає характер денудації, оскільки від клімату залежить кількість та інтенсивність екзогенних сил, що впливають. В різних кліматичних умовах не є сталою стійкість гірських порід та їх опір процесам денудації. Тому в різних кліматичних умовах відбуваються різні форми мобілізації та типи мінералів, які мобілізуються в Океан, а перш за все — в берегову зону. До того ж значний вплив на літодинамічні процеси робить рослинність, яка, в свою чергу, є функцією клімату. Все це обумовлює чітке підпорядкування скиду та складу осадкового матеріалу певній широтній зональності [11, 21]. Тому ще на початку ХХ століття видатний геолог та геоморфолог А. Пенк зробив першу спробу розробки класифікації кліматів за їх літолого-формуючою ознакою та

спроможністю впливати на гірські породи. Сьогодні ця класифікація зазнала суттєвого удосконалення. Більшість авторів визначає 5 типів клімату, що обумовлює різні умови первинної мобілізації осадового матеріалу в Океан.

Нівальний — провідними факторами мобілізації осадового матеріалу є сніг та льод, найчасто у вигляді льодовиків та криг, що рухаються та обумовлюють процеси екзарації поверхні гірських порід.

Полярний (клімат областей кріолітозони) — типовою є довга та суворозима, коротке та прохолодне літо, значна хмарність, мізерна кількість атмосферних опадів, невелика інтенсивність сонячної радіації. Як результат, дуже мала кількість слабо трансформованого осадового матеріалу.

Гумідний — кількість води з атмосферних опадів значно більше, аніж випаровується, стікає на схилах та проникає в ґрунт. Відтак, сильна денудація, переважно укїсна спочатку, а потім — ерозійним потоком. Сильні процеси хїмічного вивітрювання. Занадто інтенсивний скид ретельно трансформованих часток уламків гірської породи, подекуди — добре відсортованих.

Аридний — на відміну від попереднього, характеризується мізерною кількістю атмосферних опадів, інтенсивним випаровуванням, що в разі більше кількості атмосферних опадів, великою сухістю повітря, мінімальною хмарністю. Відбувається сильне фізичне (переважно температурне) вивітрювання. Ерозійна та денудаційна діяльність є послабленою. Частинки уламків порід грубі, кутоваті, з різкими ребрами. Цей тип клімату зустрічається головним чином між 20° та 30° північної та південної широти.

Як бачимо, умови для мобілізації осадового матеріалу пов'язані із типами клімату. А типи клімату розрізняються за розташуванням повітряних мас над тими чи іншими територіями. Оскільки формування та рух повітряних мас контролюються всіма механізмами кліматоутворення на Землі, то класифікація є генетичною. Розповсюдження поясів наведено на схемі (рис. 8), що показує: кліматична зональність добре просліджується не тільки на суходолі, але й в Океані. Найбільшу площу мають два полярних пояси (арктичний та антарктичний) та помірна зона в двох півкулях: північній та в південній. Найменше розповсюдженим є екваторіальний пояс. Таким чином, можна робити висновок, що з більшості суходолу в Океан надходять продукти фізичного вивітрювання, а це — недосить повно трансформовані частинки теригенного матеріалу. Але за масою все ж більшість осадового матеріалу є результатом дії хїмічного вивітрювання та інтенсивної денудації. Відповідно відбувається і ха-

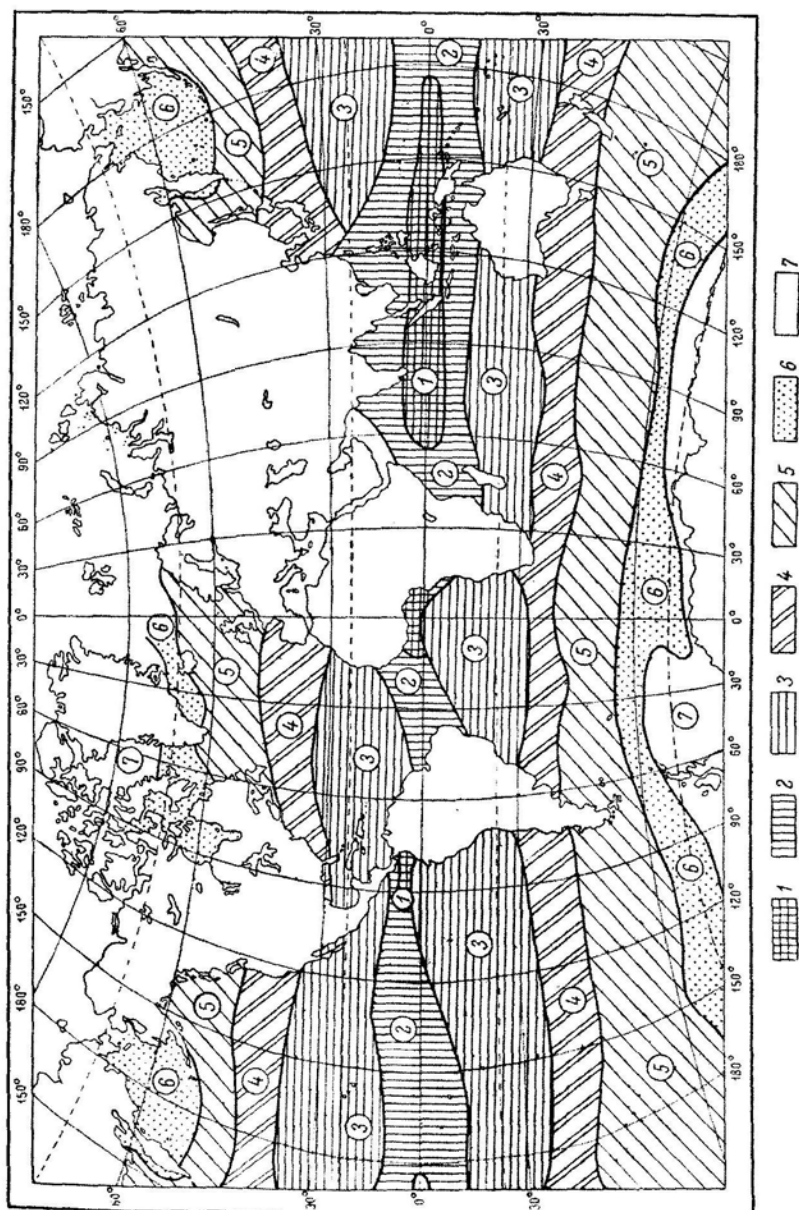


Рис. 8. Кліматичні пояси в Світовому океані (за даними роботи [21]). Позначення поясів: 1 — екваторіальний; 2 — субекваторіальний; 3 — тропічний; 4 — субтропічний; 5 — помірні (в північній та південній півкулях); 6 — субарктичний та субантарктичний; 7 — арктичний та антарктичний.

ракти живлення океану осадковим матеріалом, для розподілу якого типовою є широтна зональність. Тому важливе значення має не тільки потужна переробка осадків у береговій зоні, але й те, у якому вигляді матеріал може потрапити в Океан. Тут він проходить літодинамічне середовище берегового механічного бар'єру [29].

Вже давно була знайдена закономірність, що протягом підготовчого етапу до формування прибережно-морських наносів вихідний осадковий матеріал зазнає механічну сепарацію. При цьому теригенні уламки стають дрібнішими, зтираються, звільняються від домішок та агрегатів, зазнають хвильового сортування. Протягом подальшого етапу вони втягуються в хвильову диференціацію в середовищі уздовжберегових потоків наносів та режиму поперечних міграцій наносів [25, 26]. Ця диференціація здійснюється послідовно, крок за кроком. Спочатку процес диференціації регулює кількість наносів, що обумовлює формування акумулятивних форм рельєфу різного класу. Потім визначається розмір наносів, потім — йде розділення за формою та затиранням, і все це дозволяє прогнозувати кількість наносів в складі покладів будівельних пісків, гальки, гравію. Наступний крок завершує диференціацію за щільністю наносів, відповідно до мінералогічного складу: одна частина їх представляє легку фракцію, а друга — важку фракцію. Останні лівовою частиною входять до осередків розсіпів в береговій зоні морів. Нарешті, диференціація за гідравлічною великістю завершують повне перетворення вихідного осадкового матеріалу в прибережно-морські наноси в даних фаціальних умовах механічного літодинамічного бар'єра.

Представлений тут літодинамічний (седиментаційний) процес був викритим на прикладі скидання осадкового матеріалу з кліфів та бенчів північних берегів Чорного моря [24]. Виявилось, що в поточних умовах останніх сторіч в берегову зону скидається вкрай невелика кількість важких мінералів як за валовим вмістом, так і окремих корисних мінералів (магнетит, ільменіт, гранат, рутил, сілліманіт, епідот тощо). На відміну від берегової зони Індійського океану навколо п-ова Індостан, виявлене живлення на Чорному морі дає вкрай недостатню кількість важких мінералів, щоби забезпечити відновлення осередків під час промислової розробки розсіпів. Така методика показала, що уздовж українських берегів Чорного моря не може бути серйозних концентратів важких мінералів, а тому немає підстав стверджувати про промислове розсіповище значення берегової зони. Цьому сприяють загальмований розвиток вивітрювання, яке не може мобілізувати підготовлені піски, і їх вкрай мала кількість, що не дає змоги утворитися потрібній кількості корисних мінералів.

Відповідно, до систематизації великого масиву інформації і до зонального розподілу процесів мобілізації осадкового матеріалу та

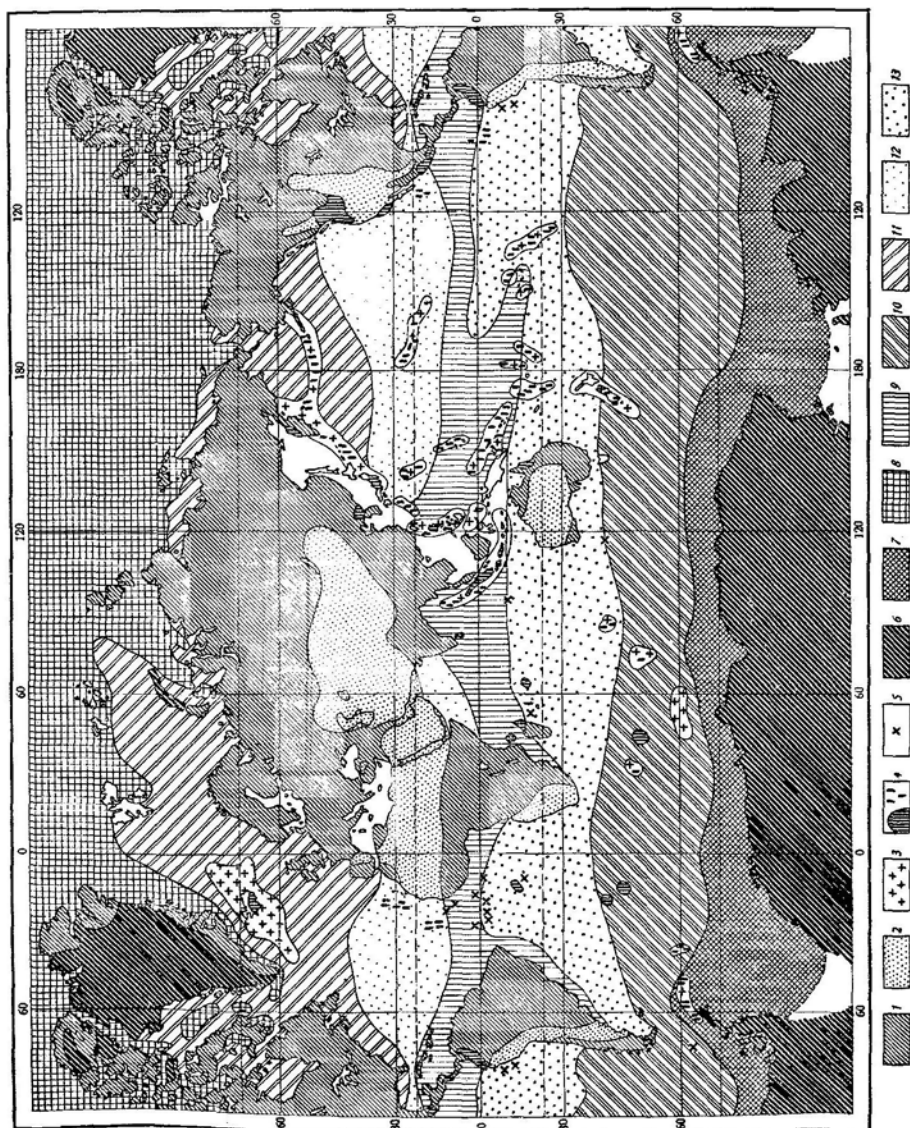
характеру впливу біогенних частинок в різних широтах, маємо відповідний розподіл типів літогенезу в різних океанах. Це відповідає зональності всіх компонентів океанічного середовища. Зокрема, мова точиться про розподіл тепла та вологи, випаровування, солоності і температури океанічної і солонуватої води, формування водних мас, про напрямки та швидкості течій, розташування та інтенсивність зон занурювання та підйому глибинної води до поверхні в зонах конвергенції та дивергенції, первинну продукцію харчового ланцюга. За зональною закономірністю також розподіляються морські криги та материковий льод (столові та шатрові айсберги), області пасатних вітрів, де відбувається еоловий рух, процеси трансформації первинного рельєфу на дні. Отже, бачимо, що практично всі умови седиментації в Океані призводять до зональності процесів літогенезу (рис. 8). Якщо умови зазнали формування, то це означає, що і природні процеси (в даному разі літогенез) також має ті ж закономірності розподілу в Океані. А різні типи літогенезу певним чином готуються до формування прибережно-морських та шельфових типів осаdkів, в тому числі також із накопиченням важких корисних мінералів, а з іншого боку — ординарних пісків. Ця закономірність в рівному ступені охоплює також і берегову зону, в якій відповідно формуються осередки накопичення важких мінералів, розубожених та ординарних пісків, гравію та гальки.

Відтак, відповідно зонально розподілені також і теригенні скиди різноманітних мінералів та рудних копалин в береговій зоні та на шельфі, що щільно залежать від типу вивітрювання та характеру розподілу процесів скидання осаdkів в моря та океани (рис. 9). Показово, що гумідна зона Північної півкулі охоплює переважно континентальну територію, призводить до суттєвої водної ерозії, тут сильно впливає хімічний тип вивітрювання у сукупності із біогенним. В результаті саме в Північній півкулі гумідна кліматична зона дає значну частину теригенного осаdkового матеріалу в берегову зону і далі в глибинні області дна.

В той же час в Південній півкулі гумідна зона займає океанічну акваторію, а умови мобілізації осаdkового матеріалу тут не реалізуються. До цієї зони прилягає льодова південна, до якої скидаються льодовикові уламки в процесі танення айсбергів. Але їх маса відносно невелика у порівнянні із алювіальним та абразійним теригенним матеріалом, що скидається в море з материків Північної півкулі. Але найбільша кількість скиду теригенного матеріалу охоплює екваторіальну зону на узбережжі Південної Америки, Східної Африки, а особливо — Південно-Східної Азії.

Рис. 9. Карто-схема літогенезу на суходолі, в морях та океанах Землі.

Типи літогенезу:
 1 — гумідний; 2 — аридний; 3 — ефузивно-осадковий на суходолі та осадковий на суходолі та в океані; 4 — вулканічний у вулканічних областях; 5 — поодинокі виверження; 6 — льодовий літогенез в областях сучасного розповсюдження льодовиків. *Зони літогенезу в морях та океанах:*
 7 — льодова південна айсбергови; 8 — льодова північна арктична та субарктична; 9 — гумідна екваторіальна; 10 — гумідна південної півкулі; 11 — гумідна північної півкулі; 12 — аридна південної півкулі; 13 — аридна північної півкулі (роблена О. П. Лісциним [11]).



Щільне дрібнення вихідних осадків та їх велика маса сприяють лавинну седиментацію саме тут. Зокрема, стік наносів із р.Амазонки дорівнює 498 млн т/рік, із сукупності річок Ганг/Брахмапутра — 2177 млн т/рік, а з р.Іраваді — 299 млн т/рік. Можна порахувати 3-4 річки в інших кліматично-географічних зонах з величинами такого порядку твердого стоку [11]. Візьмемо наприклад гумідний тип літогенезу на півночі помірної зони та в субарктичній зоні (річки Юкон, Колима, Індігірка та ін.), то жодна не може зрівнятися з екваторіальними в гумідних умовах за величиною стоку наносів. Таку різницю пояснюємо саме сукупністю факторів в кожній зоні, а не якимось одним окремим фактором [26]. Максимум стоку наносів буває в умовах найобширного водозбирального басейну річок, найбільших витрат річкової води протягом року, наявності гірського рельєфу, чисто гумідного клімату з інтенсивним хімічним вивітрюванням.

Отже, осадкові відклади берегової зони і шельфу дуже різноманітні. Вони можуть містити грубий гравій, гальку, пісок, залишки черепашки та коралових утворень, мулу, глини. В даному разі має важливе значення той чи інший тип вивітрювання, що безпосередньо впливає на тип мобілізації осадкового матеріалу залежно від співвідношення тепла та вологи [11, 15]. Відповідно, в Океані розвинулися типи літогенезу, які розподілені за законом широтної географічної зональності (рис. 9). Саме гумідні умови на узбережжі Індії, Цейлону, Нової Зеландії та в аналогічних районах формуються найбільше багаті та якісні піски з концентратами корисних важких мінералів. Їм значно поступаються узбережжя полярні та аридні, де нечасто та в значно меншій кількості зустрічаються осередки розсипищ. Наведена схема багато в чому пояснює не тільки склад наносів в береговій зоні, але також і на шельфі в цілому. Вона свідчить про важливу роль передчасної механічної підготовки осадочного матеріалу перед тим, як зазнати досить активної літодинамічної диференціації в межах прибережно-морського літодинамічного бар'єру.

На осадках, створених в області шельфу, часто можна бачити відбитки сильних рухів води (непряма шаруватість, черепашковий детрит, базальні прошарки і т.п.), сліди розмивів. Інтенсивна гідродинамічна діяльність сприяє механічній диференціації грубоуламкового матеріалу і створенню в береговій зоні і у верхній частині шельфу розсипищних родовищ багатьох корисних копалин. Вони входять до складу пісків та алевритів, рідко — до дрібного гравію, можуть формуватися як на березі, так і на підводному схилі. Одним із завдань морської геоморфології та берегознавства є встановлення пошукових ознак для розсипищ у береговій зоні морів з метою визначення місць експлуатації.

§ 4. Континентальний схил та підсхилок

Загальні риси. Цей складовий елемент затопленої окрайки Світового океану має найбільш складний рельєф. Перехід до нього від положистого шельфу зафіксований чітким перегином до більш крутих похилів на поверхні морського дна. Він найбільш витриманий елемент рельєфу дна океану, що оточує підводну окрайку материків. Схили тут круті, бо похил становить до 7-8°, нерідко до 15° і більше градусів. Так, наприклад, біля західних берегів Флориди материковий схил занурюється під кутом 27° до улоговиння океану, наприкінці Багамської плити — під кутом 40°, а південніше о. Цейлон в Індійському океані — під кутом місцями більше 45°. Ширина схилу зазвичай невелика. Вона найчастіше буває в межах перших десятків кілометрів, рідше досягає 100-200 км.

Якщо зробити допущення, що тільки один материковий схил знаходиться повністю в інтервалі глибин від 200 м до 3000 м, то його площа в Світовому океані становить 54,968 млн км², або 15,2% від загальної в Океані. З них 8,681 млн км² розташувалося на дні морів, а решта (43,227 млн км²) — в Океані без урахування площі в окремих морях. У верхній частині схилу покрив пухких неконсолідованих осадків нерідко відсутній, а на дні оголюються корінні породи. В якості одного з прикладів можна навести типи континентальних схилів Чорного моря (рис. 10). Хоча це і не відкритий океан, але, як басейн океанічного типу, це море має розколинний тип схилів, осадкові типи з паралельною та поперечною шаруватістю, акумулятивний, моноклінальний та ін. Кожний з типів по-своєму впливає на процеси седиментації та утворення корисних копалин — мінералів та порід.

Поверхня схилів дуже часто розчленована глибокими улоговинами, орієнтованими, як правило, від берегу до великих глибин. Вони мають V-подібну форму в поперечному перерізі, велику глибину врізання — від 3-5 м до 30-50 м, значну крутизну в поздовжньому профілі тальвегу і сягненню глибин від 600 м до 3000 м. Як приклад, наведемо знову материковий схил Чорного моря, де поформувалося більше 520 великих та малих каньйонних систем (рис. 11). Їх більшість на дні морів та океанів має продовження річкових долин та по тектонічних розколинах, які підходять до моря на суходолі, а їх підводна частина поклала основу видовжених форм – каньйонів.

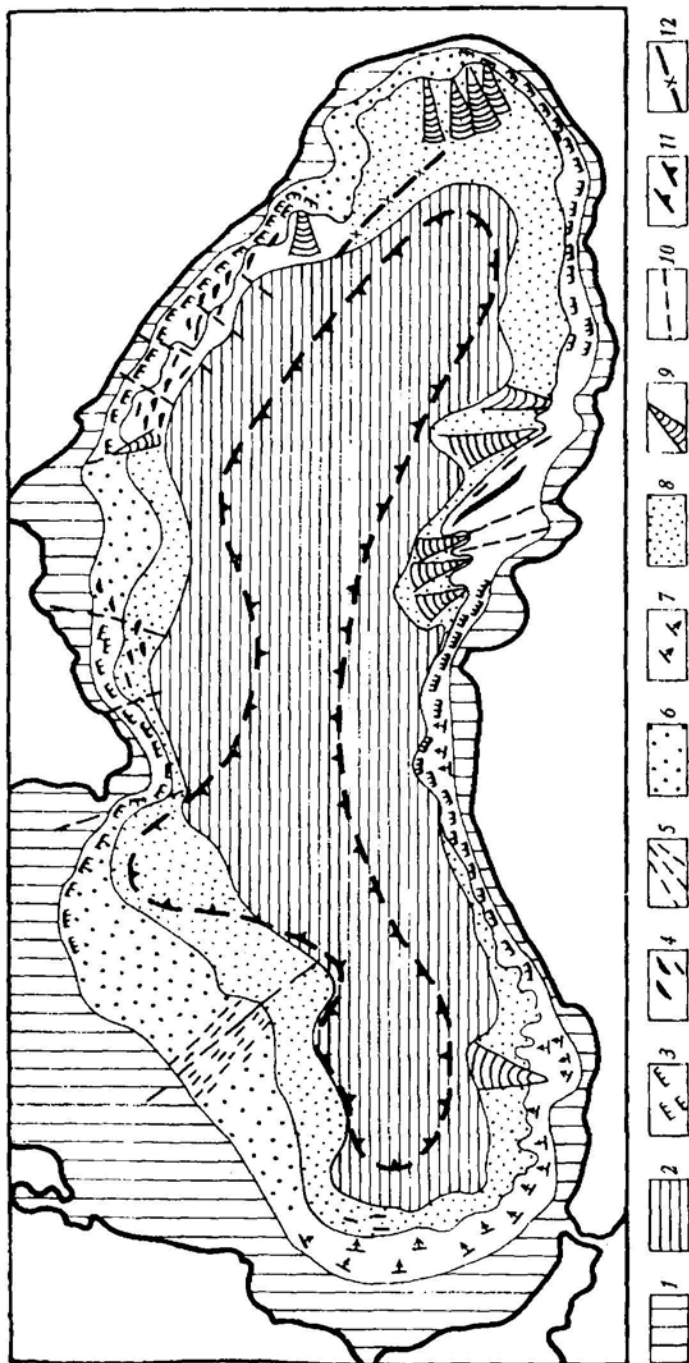


Рис. 10. Типи складних континентальних схилів Чорного моря.

Умовні знаки: 1 — шельф; 2 — абісальна рівнина; типи схилів: 3 — розколинний; 4 — з паралельною складчастістю; 5 — з поперечною складчастістю; 6 — акумулятивний; 7 — моноклінальний; 8 — комплекс підсхилку; 9 — конуси скидання осадкового матеріалу з підводних каньйонів; 10 — поперечна розколина на схилі; 11 — кордон виклинювання гранітного шару; 12 — Східно-Чорноморський структурний вал (схема побудована Л.І. Лебедєвим).

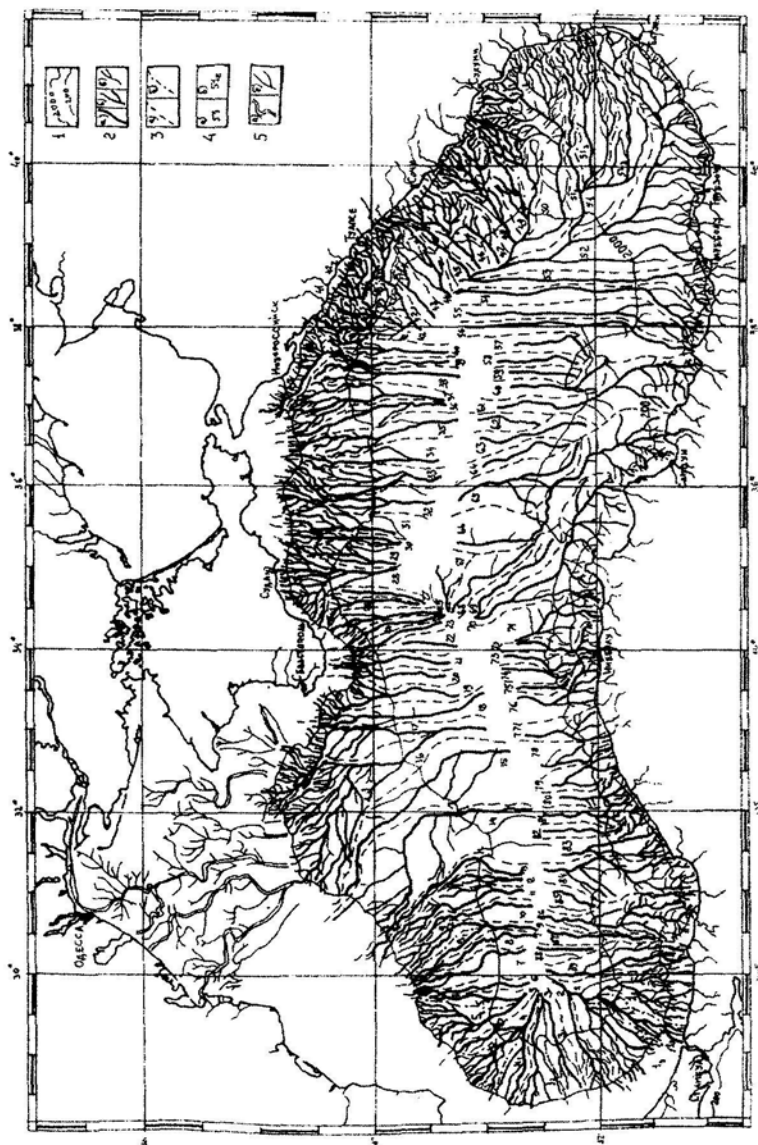
Як правило, по тальвегу цих гігантських «ярів» періодично рухається велика кількість осадкового матеріалу з величезною швидкістю, а особливо багато, якщо вершини цих форм вторгаються в берегову зону, на глибини до 5-10 м. Цей процес є типовим і для Чорного моря, де континентальні схили перетинаються більше, як 500 підводними каньйонами. Осадковий матеріал, що скидається, є переважно завислим, і V-подібні форми є своєрідними «каналами» викиду уламкового матеріалу з суходолу до абісали морів та океанів, в тому числі і Чорного моря. Зовнішньо ці негативні форми донного рельєфу нагадують активні яри чи каньйони гірських річок, у зв'язку з чим вони отримали назву *підводних каньйонів*. Підводні каньйони як седиментаційні канали скидають осадки до підсхилку, де утворюють окремі фани або їх сукупність, що зливається в єдиний шлейф. Крутість поверхні шлейфу значно менша за крутість континентальних схилів, але більша за похили абісальної рівнини [16, 21]. Найбільше характерним є акумулятивний тип, що формується на відносно стабільних ділянках при невеликій контрастності різноспрямованих тектонічних рухів і значній інтенсивності скидів осадків. Він активно висувається в бік моря і його розвиток звичайно оцінюється як центрспрямований. Цей тип розповсюджений на північно-західному секторі, Керченському секторі та частково — в Колхідському секторі (рис. 10 та 11).

Континентальні схили складчасто-скидового типу зустрінуті на ділянках глибинних розколин і часто захоплюються структурними елементами дна: вони межують із активними гірськими спорудами, які підвищуються, — Великого Кавказу, Кримського антиклінорію, Понтійських гір. Характер континентального схилу свідчить про продовження активної стадії формування западини Понту, а також формування копалин осадкового типу як на березі, так і в межах підсхилку. Можна стверджувати, що в більшості випадків підводні каньйони виносять з берегової зони основну масу дрібнозему (наноси «хвильового поля»). Відтак, це сприяє сепарації вихідного осадкового матеріалу в береговій зоні Океану, викиду «дрібнозему» та затримці і накопиченню наносів хвильового поля. Це саме ті наноси, що є сировиною для видобування дефіцитних металів для галузей господарства.

Континентальний підсхил — це слабо хвиляста похила акумулятивна рівнина, шириною іноді до 1000 км. Найчастіше основна частина підсхилку розташована на глибинах 2000-3500 м. Площа досягає 23 млн. км² в складі перехідної зони дна океану, а в межах геосинклінальних областей морського дна має площу майже 36 млн км², або $\approx 10\%$ площі дна).

Рис. 11. Карта подводных долинок каньонных систем и отдельных самостоятельных долин на дне Черного моря:

- 1 — изобаты, м; 2 — палеорекальная система, долины: а — наиглавнейшие, б — основные, в — второстепенные; 3 — палеоводоразделы; а — межсистемные, б — подсистемные; 4 — номера ПДКС (а) и ОСД (б); 5 — погребенные древние долины: а — основные русла, б — притоки (по данным В. И. Мельника).



Континентальний підсхилок — це найбільш глибока частина затопленої окрайки материків. Поряд із шельфом та материковим схилом вона утворює найкрупнішу форму рельєфу на цій окрайці. Найчастіше він представлений *похилою рівниною*, що тяжіє до фундаменту материкового схилу. Він розповсюджується широкою смугою (рис. 10) в кілька сотень км між материковим схилом та абісальною улоговиною. Максимальна крутість поверхні може становити $2,5^\circ$ — $4,0^\circ$ в межах основи материкового схилу. Потім в бік улоговини похила глибоководна рівнина зменшує крутість і закінчується на глибинах до 3500-4500 м. Уздовж основи материкового схилу поверхня рівнини є дещо хвилястою. Подекуди вона може нести на собі продовження каналів руху суспензійних потоків. Ліва більшість поверхні рівнини утворена конусами скиду, які розташовані в гирлах великих підводних каньйонів. Шар морських відкладів на дні Океану сягає максимальної товщини саме на материковому підсхилку. На дні Світового океану середня товщина пухких осадків нечасто перевищує 200-500 м. Але на материковому підсхилку вона може сягати 10-15 км.

Сучасними методами зондування надрів океанічного дна виявлено, що структура материкового підсхилку характеризується глибоким прогином земної кори. Тому значна частина осадків, що зноситься, обумовлює накопичення великої товщини осадкового шару саме за рахунок заповнення цього прогину. Масовий скид алювіального та абразійного осадкового матеріалу каньйонами є провідним джерелом для формування осадкового шару на дні Океану (рис. 12), зважаючи на щільність каньйонних систем (рис. 11). Тоді немає сумнівів, що вся акумулятивна рівнина на підсхилку континентального схилу є величезним шлейфом, який складений переважно теригенними осадками.

Під товстим великим шаром відкладів на дні все ще простягається кора материкового типу, хоча товщина і невелика. В межах материкового підсхилку земна кора представлена гранітним шаром. Поряд із шельфом та материковим схилом, підсхилок є одним із найвеликих елементів підводної окрайки материка. Разом із цим, в деяких районах підсхилок має власні особливості, що його відрізняють від ординарного. До слова, на схід від плато Блейк на місці материкового підсхилку в рельєфі океанічного дна розташована глибока западина — абісальна рівнина Гаттерас (5516 м). Це аномалія, але западина вірогідно є структурним прогином материкового підсхилку, поки що не заповненим осадковим матеріалом. Ще одна аномалія знайдена в Середземному морі: там материковий підсхилок є вира-

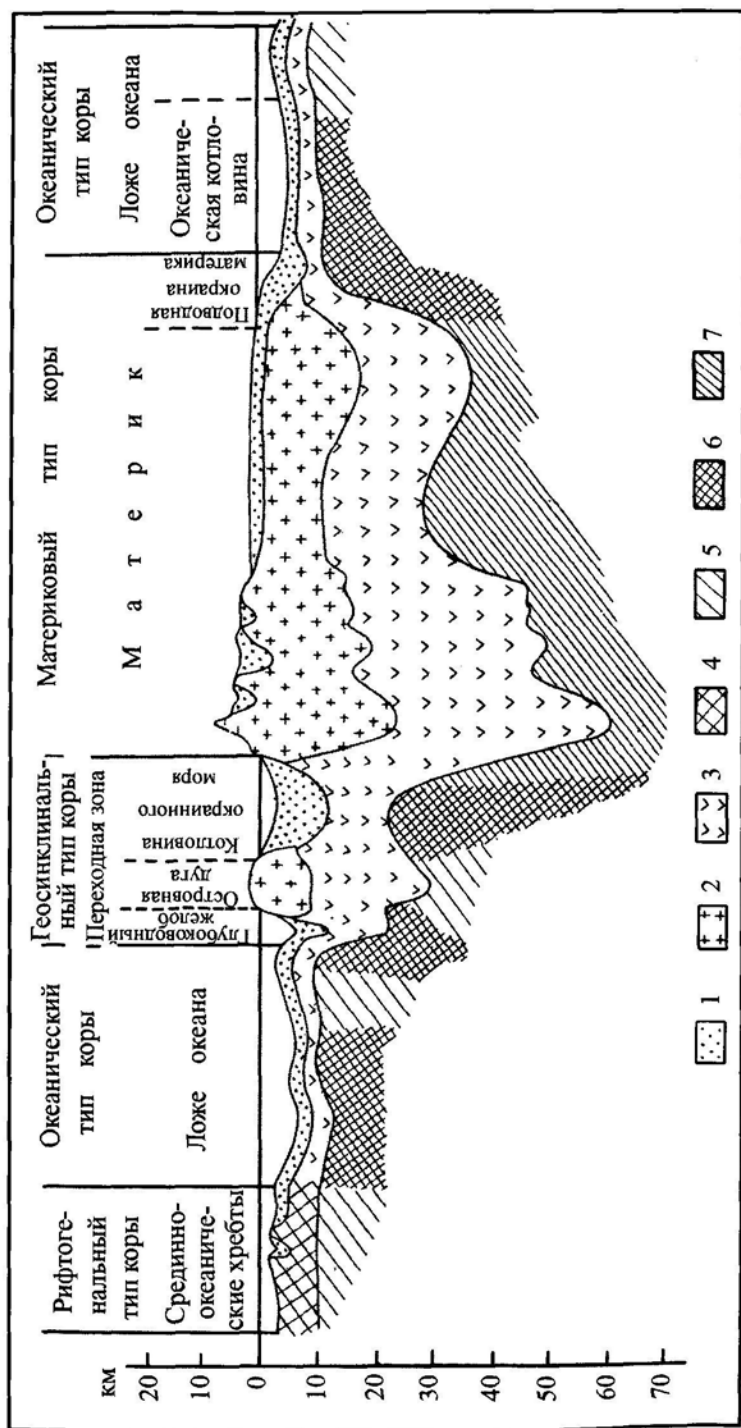


Рис. 12. Загальна схема будови земної кори під океанами та материками (складена В.Є. Хайним та К. К. Марковим). По-значенню: 1 — осадковий шар, який під океанами об'єднався із «другим шаром»; 2 — гранітний шар; 3 — базальтовий шар; 4 — суміш базальтового шару із матеріалом верхньої мантії; 5 — розуцільнена верхня мантія; 6 — поверхнева мантія з підвищеною щільністю; 7 — поверхнева мантія вірогідно екліптового складу.

женим у вигляді горбистого рельєфу, що обумовлений розвитком сількупольних структур. Подібні аномалії широко розвинуті на *пассивних* окрайках континентів (*окрайки атлантичного типу*).

Комплекс рельєфу в межах континентального схилу та його глибинної окрайки обумовлює відповідні умови для формування та географічного розподілу мінеральних ресурсів на дні Світового океану. Це можуть бути поклади руд, що тяжіють до тектонічних структур континентальної кори або наслідки гідрохімічного впливу.

В утворенні відкладень континентального схилу та підсхилку суттєва роль належить уламковому теригенному матеріалу. Як зазначає Ф. П. Шепард, в найбільш загальному випадку майже 10% площі материкового схилу або не має осадків, або вкрито тонким шаром теригенних відкладень. Лише 25% поверхні схилу займає пісок, 5% — черепашник та вапняний мул, 60% — терригенні мули. У межах материкового підсхилку головними типами осадків є також терригенні та вапняні відкладення, але, на від підводного схилу сила осадкового покриву може досягати 3,5-4,0 км. Це сприяє поступовому підвищенню його поверхні та вирівнюванню рельєфу.

Виходить, що затоплена окрайка материків розподілила седиментаційний процес на кілька літодинамічних вертикальних рівнів (рис. 13). І хоча автори наведеної тут схеми вважають, що тільки річки скидають в море теригенний осадковий матеріал [5, 9, 11], але найвищий рівень є середовищем первинної мобілізації цього матеріалу із сукупності джерел. Підготовку до скидів в Океан здійснюють процеси фізичного та хімічного вивітрювання, механічна та фізична денудація, транспортування вітром, потоками води, крижинами. В море вихідний матеріал приходить в принципово інше середовище, в воду, що рухається по складній сітці, на різних глибинах, із різними швидкостями, в тому числі — стоковими течіями річкових вод. Відбувається активна диференціація частинок гірських порід за гідравлічною великістю, а в результаті формуються відклади прибережно-морського, лиманного, лагунного, дельтового генезису на другому літодинамічному рівні [26, 29]. На це витрачається значно більша частина річкових наносів (див. § 1), що суттєво впливає на склад та швидкість накопичення донних осадків в морях та океанах. На другому літодинамічному рівні формуються суто шельфові осадки та відклади, на відміну від прибережно-морських та дельтових. Третій літодинамічний рівень розподілу осадкового матеріалу відрізняється в цілому плямистим розповсюдженням, значною площею корінних порід, невеликою товщиною шару осадків, а головне — це переважанням режиму руху під впливом гравітаційної

сили в умовах підвищеної крутості схилу, трохи більше 4° пересічно для всього Океану. Цьому сприяють схили великої крутості, дії підводних зсувів та система підводних каньйонів. Часто буває, що алювіальний матеріал скидається до материкового підсхилку безпосередньо з річкового гирла, у вигляді дифузійного транзиту і без суттєвої прибережно-морської диференціації.

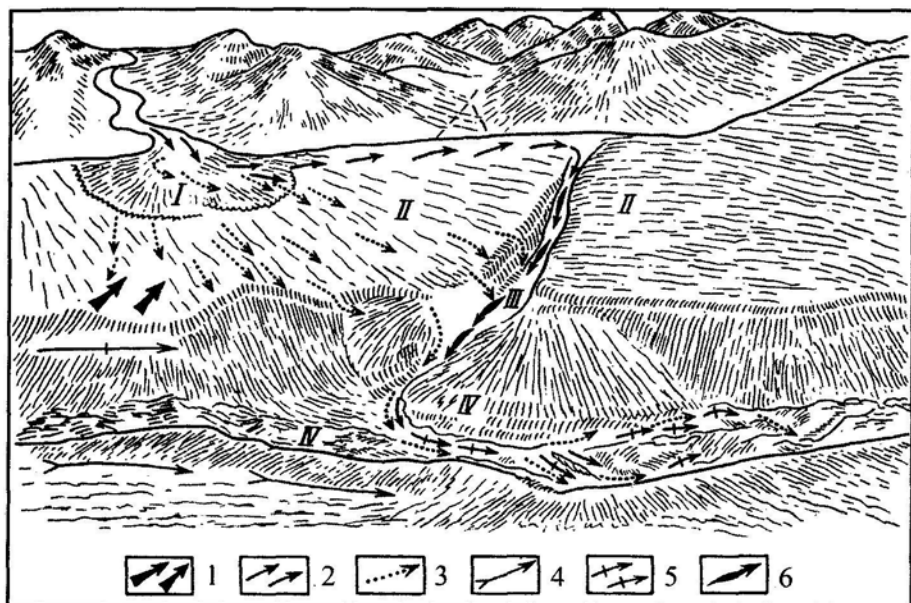


Рис. 13. Глобальні рівні океанічної седиментації на затопленій окрайці материків протягом різних етапів (за матеріалами Д. Мура [11]).

Умовні позначення: I — дельта (перший рівень седиментації — прибережно-морський бар'єр); II — шельф, область живлення для другого рівня седиментації; III — область загального транспортування до нижнього третього рівня седиментації; IV — підсхил, де формуються фани, середовище інтегральної акумуляції осадового матеріалу, що скидається із суходолу; 1 — напрямки дії хвиль, які розподіляють матеріал в береговій зоні та на шельфі; 2 — уздовжбереговий транспорт наносів хвильового поля; 3 — дифузійний транзит осадків (переважно пелітові фракції); 4 — придонні (контурні) течії, що охоплюють частину осадків другого рівня; 5 — течії за межами шельфу; 6 — транспорт наносів у каньйоні із першого на четвертий рівень.

В 1969 р., Ю. Д. Шуйський [23, 25] для пояснення механізмів формування розсипних осередків в береговій зоні неприпливних морів запропонував стадійність літодинаміки. Він виділив: А — стадію мобілізації осадового матеріалу, який наситився важкими мінералами (корисними компонентами); Б — стадію транспортування

та диференціації вихідного матеріалу та сепарації важких мінералів; *B* — стадію акумуляції концентратів корисних компонентів та наносів берегової зони в цілому. На рис. 13 така стадійність відноситься до першого рівня седиментації, найпотужного механічного бар'єру Світового океану [29]. Такими умовами пояснюється, чому саме перший рівень, саме механічний бар'єр в океанічній зоні високих енергій спроможний забезпечити дуже важливі поклади мінеральної сировини в Океані (рис. 5 і 6). Поклади, що утворилися в береговій зоні, мають чисто морське походження, на відміну від інших на шельфі (нафта, газ, залізо, вугілля, сірка).

Показово, що найбільш продуктивні родовища берегової зони утворюються за рахунок активного впливу механічної енергії. Її носії — це переважно хвилі різного походження (головним чином вітрові) та їх течії. В складі таких родовищ абсолютно переважають теригенні компоненти під впливом потоків осадоочної речовини. Осередки накопичення корисних мінералів та гірських порід формуються в залежності від гідравлічних властивостей зерня наносів. Родовища можуть бути реліктовому, міститися на поверхні шельфів на певній глибині. Такі релікти утворилися тоді, коли рівень моря (океану) та пов'язана із ним берегова зона містилася на певному низькому батиграфічному рівні (на певній сучасній глибині) протягом голоцену, коли активно діяла голоценова післяльодовикова трансгресія Світового океану та його морів. На відміну від прибережно-морських, на дні глибокого океану родовища виникають та формуються переважно зусиллями хімічної енергії та дії хімічних реакцій. Вони відбуваються переважно в гідротермах та в межах шару концентрації ропи та мулових вод в шарі донних осадків.

§ 5. Перехідні області дна океану та їх рельєф

У перехідній області дна океану зустрічаємося з глибоким котловинами морів, з островами і підводними хребтами, кряжами та порогами, з уступами і глибоководними, глибинними тренчами. Перехідні області розташовуються між підводною крайкою материків і власне улоговинням океану в межах геосинклінальних поясів. Вони можуть характеризуватися активним проявом сучасного вулканізму і частими землетрусами. Це зона найбільших контрастів рельєфу земної поверхні, які можна тут спостерігати в безпосередньому вигляді.

Сучасні перехідні (геосинклінальні) області — це області сучасного гороутворення, які розвиваються в сфері розділу материків та океанів. Вони найкраще виражені в крайкових областях Тихого океану, де їх розмістилося кілька. Дві перехідні області має Атлантичний океан — в області Карибського басейну та Південно-Сендвічевої улоговини. Індонезійська (Зондська) перехідна область розмістилася частково на крайці Тихого океану, а іншою часткою на крайці Індійського океану. Релікти величезної геосинклінальної області, від океану Тетіс, знайдені також в західній частині Альпійсько-Гімалайської смуги гороутворення, що простягнулася від Канарських островів і до Індонезійської перехідної області. Залишком цього дуже давнього океану є Середземне море.

Мегарельєф перехідних зон Океану вельми складний та своєрідний. Сьогодні вчені визначають обґрунтованим поділ на такі провідні елементи: 1) котловина крайкового глибокого моря; 2) острівна дуга; 3) глибинний тренч в сфері стикання океанічної та материкової земної кори. Співвідношення між цими елементами різноманітні таким чином, що дозволили О. К. Леонтьєву розробити схему еволюції із певним станом того чи іншого типу перехідної зони (рис. 14).

Острівна дуга утворена по-перше — підводним хребтом, певна частина якого вершинами піднімається над водою у вигляді островів. Вони відокремлюють западину крайкового моря з боку Океану від глибинного тренча.

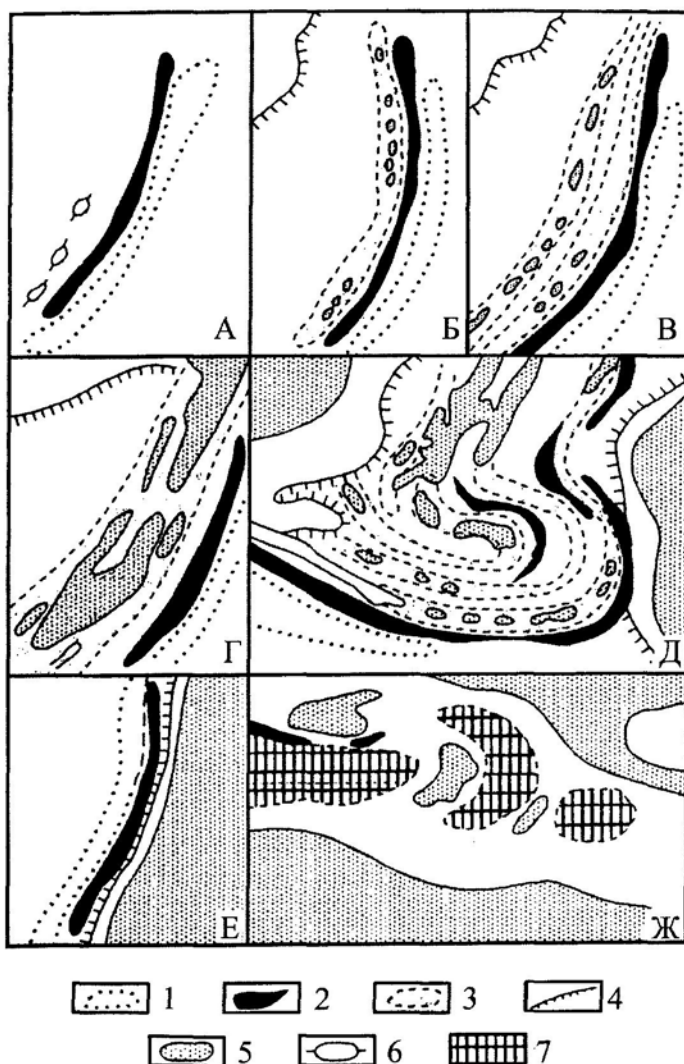


Рис. 14. Схема еволюції перехідних зон на дні Світового океану (за О. К. Леонтєвим [10]): А — Витязівський тип (в його складі тільки глибинний тренч); Б — Маріанський тип (в складі острівної дуги та тренчу); В — Курильський тип (подвійна острівна дуга із досить крупними островами); Г — складний Яванський тип (великі острови із напівострівними масивами) із кількома підтипами; Д — Індонезійський підтип (серповидні своєрідні дуги та великі острівні масиви); Е — Східно-Тихоокеанський підтип (глибинні тренчі прилегли безпосередньо до молодих крайкових підняттям континентів); Ж — Середземноморський підтип (домінують материкові структури, зустрічаються релікти глибинних тренчів та «вікна» кори субокеанічного типу) (7); 1 — зовнішній хребет; 2 — глибоководний тренч; 3 — острівна дуга; 4 — материковий схил; 5 — суходіл (материк); 6 — підводні кражі та гори.

Тренч є замкнутою дуже глибокою депресією, що розташований в смузі між перехідною зоною та океанічним улоговинням. Як приклад такого співвідношення можна навести південну западину Охотського моря, яка межує із Курильською острівною дугою, та — із Курило-Камчатським тренчем. Іншим прикладом може бути послідовне генетичне розташування западини Японського моря поряд із Японськими островами і Японським глибинним тренчем.

Глибинна структура острівної дуги — це вал базальтової кори, на який нанизаний шар вулканічних та осадкових порід, а в межах зрілої дуги — гранітний шар (рис. 12 та 14). Острівні дуги мають розвинутий сучасний вулканізм центрального типу, численні вулкани з андезитовим чи ліпаритовим складом лав. Розміщення вулканів підпорядковано певним закономірностям. Острівні дуги зазвичай розбиті глибокими розколинами із спрямуванням поперечним чи близьким до поперечного. Саме на перехрестях вісі острівних дуг із цими розколинами і локалізовані найкрупніші активні вулкани, що діють. Часто буває, що розколини виражені в рельєфі морського дна у вигляді глибоких проток, зокрема, протоки Фріза та Буссоль в Курильському архіпелазі.

Однією з особливостей є наявність двох острівних дуг — внутрішньої та зовнішньої, як наприклад Курильська дуга чи Антильська дуга. Дуги можуть злитися, і тоді утворюються єдині масиви суходолу, як, зокрема, Японські острови чи о.Куба. Іншою особливістю є високе значення ендегенного термічного потоку з надр Землі. Не менш важливою фізико-географічною особливістю є висока сейсмічність в межах перехідних зон, позитивні аномалії сили тяжіння, переважання 8-бальних та більш сильних землетрусів, різко диференційовані тектонічні рухи земної кори із підвищеними швидкостями.

Западини крайкових морів мають звичайну ординарну глибину 2,0-3,5 км, подекуди — до 4,0-4,5 км, одиницями — до 5,0-5,5 км. Гірські вершини деяких островів на острівних дугах підвищуються до 4,5 км над рівнем моря. Найглибші тренчі мають глибини від 8 до 10 км і більше. Ці западини розташовані зазвичай між материком та острівними дугами, мають схожі на ізометричні контури, з чітко вираженим материковим схилом і досить крутим спадистим протилежним схилом, що був утворений підводним схилом острівної дуги. У багатьох западинах дно є майже плоским ($\leq 1,5^\circ$) чи хвилястим, серед такої донної рівнини можна зустріти значні кряжі, гори, окремі підняття. Зокрема, невеликі та нечисленні подібні структури зустрічаються на дні Чорного моря (рис. 10). На дні Японського моря розташовані узвищення Ямато та Витязя, банка Мусасі. В Беринго-

вому морі в межах Алеутсько-Командорської западини розмістилися хребти Ширшова та Бауерс. В западині Філіппінського моря чітко простежуються хребти Кюсю-Палау та Окі-Дайта. Знайдений певний закономірний зв'язок між глибинами западин та товщиною їх додних відкладів. Взагалі, чим далі від берегів і глибшим є море, тим меншою є товщина осадків.

Характерною особливістю будови земної кори під западинами є відсутність гранітного шару (рис. 12). Лише в деяких випадках він з'являється під великими підводними підвищеннями, наприклад — під Філіппінським архіпелагом чи Андаманськими островами. Всі западини крайкових морів відрізняються великими позитивними аномаліями сил важкості, зменшеним значенням температурного потоку та суттєвою сейсмічністю. До областей крайкових западин взагалі тяжіють епіцентри середньо фокусних та глибоко фокусних землетрусів.

Деякі підняття в западинах крайкових морів поформувалися як безпосередні продовження тих складчастих гірських споруд, що розташувалися на прилеглому суходолі. Іноді тут зустрічаються підводні вулкани, вулканічні хребти та острови, як наприклад в межах западин Кермадек, Тонга та Південно-Фіджійській. Тому багато западин живляться переважно вулканогенними та органогенними осадками. Причому, як підкреслював Ю. Д. Шуйський [26], розподіл вулканічного пилу та інших частинок, що переміщуються атмосферою, щільно залежить від напрямку дії вітрів під час виверження чи режимної циркуляції повітря.

В природі започаткувалися та закріпилися різноманітні перехідні зони, які утворили еволюційний ряд (рис. 14). Кожний член ряду виступає як певний тип зон переходу від Океану до материків. Тому можна дійти заключення, що вулканічні виверження є типовим природним процесом, що веде до формування певних видів корисних копалин, сучасним процесом, який можна розглядати як модель в минулому. Для всіх перехідних зон типовими є сейсмічні процеси. Всі геосинклінальні області дна океану одночасно є смугами високої сейсмічності. Більшість катастрофічних та руйнівних землетрусів буває саме в цих областях.

Поверхневі, або кóрові, землетруси мають середовища («фокуси») на глибинах надр від 5-7 км до 60-65 км. Вони звичайно розміщуються під цоколем глибинних тренчів. *Середньо фокусні землетруси*, більш глибокі, мають фокуси під острівними дугами, а вкрай нечасто — під западинами крайкових морів. Нарешті, *глибинно-фокусні землетруси* зароджуються на глибинах від 300 до 700 км, а

їх центри розташовуються під западинами крайкових морів і, навіть, під прилеглим суходолом. Отже, чим глибше формуються фокуси, тим далі під блок континентальної кори вони заходять (рис. 15). Причина криється в тому, що фокуси землетрусів тяжіють до зони субдукції між океанічною та континентальною земною корою, яка по нахилу занурюється у верхню мантію під шар земної кори. Ця зона підвищених тисків, взаємодії двох типів кори отримала назву «Беньофа-Заварицького». Це провідна причина того, що перехідні зони — це зони сучасного вулканізму [8, 10, 17, 19]. Вулкани є дуже буйним джерелом осадкового матеріалу в Океан і важливим фактором формування донних відкладів, носієм тих хімічних елементів, які забезпечують накопичення корисних покладів [11, 26].



Рис. 15. Середовища землетрусів в зоні Беньофа-Заварицького («крапки») в області субдукції — стикання океанічної та материкової земної кори. Чорні великі точки — фокуси землетрусів, що виникають під впливом руху океанічної кори під материкову (за матеріалами книги Г.І. Ричагова [17]).

Для вулканів *острівних кресентів* Тихого та Індійського океанів характерним є високий ступінь експлозивності, а саме — пірокластичний матеріал міститься тут в частці від 90 до 99%. Висота вулканічних викидів сягає до 15-50 км, що забезпечує тропосферне та стратосферне переміщення попелу. Із загальної кількості пірокластички 330 км^3 частка острівних кресентів дорівнює близько 310 км^3 , 19 км^3 постачають центральні частини океанів, а з них 10 км^3 вики-

дається з області Ісландії. Іншими словами, майже 90% вулканічного матеріалу постачається острівними кресентами та периферічними осередками океанів. Тому саме тут в формуванні донних відкладів вулканічний вплив є максимальним.

Дистанція розкиду піроклаستيку залежить від висоти її викиду, її гранулометричного складу, гідрометеорологічного впливу та деяких інших причин [10, 21, 26]. Наприклад під час виверження вулканів Камчатки тиск в жерлі сягає 1-3 тис. атм, а початкова швидкість руху частинок може дорівнювати 300-500 м/сек., висота викиду до 37 км. Частина попелового матеріалу, що при цьому викидається в повітря, звичайно кілька разів обертається навколо Землі, як наприклад викиди ісландського вулкана Ейяфьядлайекьюдль в 2011 р. Тоді протягом більше місяця були заборонені польоти літаків в Північній Європі та в Північній Америці. Осад цього попелу, як будь-якого завислого матеріалу стратосферного переносу, відбувався тільки в певних зонах планети — на межі аридних та гумідних географічних зон. Якщо припустити кількість вулканітів, що надходить на поверхню Світового океану, рівною від 1,0 до 1,5 км³, то при пересічній об'ємній вазі 2 г/см³ виходить 2-3 млрд т/рік. Відтак, у порівнянні з теригенним та біогенним матеріалом, який формує донні відклади, можемо перекопатися, що вулканогенний матеріал має підлегле значення в седиментації та формуванні корисних копалин. Набагато більше значення мають викиди ювенільних вод з підводних вулканів та в районах розповсюдження гідротерм [6, 8, 9].

Відтак, треба зазначити, що сьогодні налічується до 500 вулканів, що є діючими. Вони постачають в Океан багато неконсолідованого теригенного осадкового матеріалу, що складає майже 84% маси вивержень. Діючі вулкани пов'язані із тектонікою. Їх провідна частина (64%) діє в Тихому океані, де більша їх частина розташована на заході (45%). На центральну частину дна (талассократон) випадає тільки 3% матеріалу із діючих вулканів. Ось чому провідна частина вулканічного осадкового матеріалу живить західну частину тихоокеанічного дна. Другим глобальним центром вулканогенної седиментації є північно-східна частина Індійського океану. Тут в районі Зондського архіпелагу сконцентровано 14% вулканів. На решті планети їх тільки 21%, причому, 13% розташовано на островах Атлантичного океану і 7% — на Середземному моря та на континентах. Отже, бачимо, що більше 90% вулканів сконцентровано в облямуванні океанів. Вони постачають $\approx 93\%$ всієї маси вивержень в моря та океани.

Глибинні тренчі містяться в сфері стикання океанічної та материкової земної кори. Вони являють собою вузькі депресії — прогини в земній корі, з характерною для них в плані дуговидною формою. Сьогодні відомо на дні Світового океану 38 найвеликих тренчів, з яких 29 розташовано в Тихому океані. Як крайкові океанічні відомі 26 тренчів, а решта — як звичайні тренчі-розколини. Серед усіх, у п'яťох глибина перевищує 10 тис. метрів, а у Маріанського — навіть 11 тис. м, найглибшого в світі.

Поперечний профіль типового глибинного тренчу має V-видну форму, а на дні майже кожного розташувалася смуга різної ширини. Вона складена осадковими утвореннями. Чим ширше ця донна смуга, тим більше наносів відклалося на дні тренчів. Відтак, значна частина тренчів є накоплювачами осадків, і тому вони обмілінні серед цих форм перехідної зони на дні океанів. Там, де замулювання тренчів несуттєве, то і їх глибина є найбільшою.

На прикладах низки тренчів, серед яких Курило-Камчацький, Алеутський, Кермадек, Романш, Південно-Сендвічев, чітко простежується зростання крутості схилів їх стінок при наближенні до днища. У верхній частині «каньйону» подібних тренчів крутість звичайно дорівнює пересічно 4-6°, але після глибини 6 км стінки їх падають під кутом 25-28°. В більшості випадків спадисті схили тренчів бувають східчасті, але східці дуже вузькі, хоча і вкриті борознами підводних каньйонів, як і континентальні схили затоплених крайків материків. Такий зовнішній вигляд може свідчити про велику седиментаційну спроможність цих форм рельєфу. Також буває, що круті схили глибинних тренчів характеризуються очевидною асиметрією. Зокрема, у Курило-Камчацького та Тонга західні схили є більш високими та крутими.

Певна частина глибинних тренчів відрізняється відносно невеликою глибиною. Зокрема, в тренчах Яванському та Банда вона не перевищує 7500 м, в Центральньо-Американському, Вітязя, Західно-Меланезійському, та Новогвінейському глибини ще менші, бо складають не більше 7000 м. Нарешті, в таких тренчах, як Хакураंगा, Тиморський, Кай, Вогняно-Земельський, Східний, Честерфілд тощо. Їх морфометрією підтверджується той висновок, що зменшення крутості схилів та підвищення товщини осадкового шару тяжіє до дна тренча. Це надійний показник зменшення глибини в тренчах під впливом накопичення в них товстого осадкового шару.

Майже у всіх тренчах проводилися детальні дослідження сили тяжіння, і виявилось, що їм притаманні великі від'ємні гравітаційні аномалії. Глибокий структурний прогин та часткове заповнення

тренчів пухкими донними осадами, з меншою щільністю, ніж корінні породи земної кори, обумовлюють ефект дефіциту маси. Внаслідок цього утворилася від'ємна аномалія сили тяжіння. Окрім такої фізико-географічної властивості, глибинним тренчам притаманні також і низькі значення теплового потоку від надр Землі до її поверхні, — хай буде навіть до поверхні океанічного дна. До глибинних тренчів локалізована велика кількість епіцентрів неглибоких, але дуже руйнівних землетрусів. Вони, до того ж, є збуджувачами одного з типів океанічних хвиль — цунамі, які спроможні завдати великої шкоди на узбережжі.

Таким чином тренчі стають на шляху розповсюдження осадового матеріалу в бік центрів окремих океанів та морів. Тому вони перехоплюють значну частину цього матеріалу та сприяють суттєвій частині біогенних осадків в межах океанічного улоговиння.

Отже, сучасні зони переходу від океану на суходіл та зворотно (геосинклінальні області земної кори) сьогодні розуміються як області сучасного (пізньо-кайнозойського) гороутворення, який розвивається на стику океанів та материків. Ця зона найкраще представлена на околицях Тихого океану. Одна з областей, Індонезійська, розташована частково на околиці Тихого, а іншою часткою на околиці Індійського океану. Релікти великої геосинклінальної області виявлені також в західній частині Альпійсько-Гімалайської смуги гороутворення, що простяглася від Канарських островів і до перетину із Індонезійською областю переходу. Ця область утворилася в межах давнього океану Тетіс, що сьогодні не існує. Океан відділяв Африку та Індостан від Євро-Азійської платформи. Його реліктом є сучасне Середземне море.

§ 6. Глибоководні западини на абісалі («улогівиння»)

Для улогівиння типовою є кора океанічного типу, її товщина відрізняється малою величиною, лише 5-9 км, а також відсутністю гранітного шару. Ця частина океанічного дна у структурному відношенні відповідає океанічним платформам (талассократонам). Самі улогівиння мають дуже складну поверхню, що несе на собі хребти, плато, кряжі, западини, котловини тощо. Найбільше розповсюдженими є океанські глибоководні улоговини, розташовані на глибинах більше 3-4, а нерідко 5-7 км. Вони характеризуються розвитком як рівнинного, так і горбистого рельєфу. Ділянки рівнинного рельєфу мають вирівняну поверхню з нахилом дна менше 1:1000. У межах погорбованного рельєфу, який займає біля 90% дна котловин Світового океану, широко розвинуті куполоподібні височини шириною від 1 до 10 км, висотою 100-300 м, рідше до 1000 м. Як правило, улогівиння океану ускладнено лінійними, овально витягнутими позитивними структурами, якими розділяються океанські западини. Деякі з них мають надзвичайно велику довжину. Прикладом таких структур в Атлантичному океані є хребет Китовий, в Індійському — хребти Аравійсько-Індійський, Західно-Індійський, у Північно-Льодовитому — хребет Ломоносова, у Тихому — Імператорські гори та Східно-Тихоокеанське узвищення. Найбільше високі частини хребтів підвищені над рівнем води і утворюють острови. З ними пов'язані ланцюги діючих і згаслих вулканів. Ці вулкани спроможні зважно живити дно осадковим матеріалом.

Місцями дно океанських улоговин має підводні плато із округлими обрисами і рівною поверхнею. Як зразок, можна навести схему рельєфу дна Індійського океану (рис. 16). Велику площу окупуює затоплена крайка материків, що створює благоприємні умови для накопичення ординарних пісків, гравію, гальки, а також пісків, що збагачені концентратами важких мінералів в умовах домінування хімічного вивітрювання та активного вітро-хвильового впливу. Усе улогівиння перетинається серединним хребтом та окремими іншими хребтами (90-го градусу, Маскаренським, Мадагаскарським, Західно-Австралійським та ін.), а між ними саме і розташовані западини та котловини.

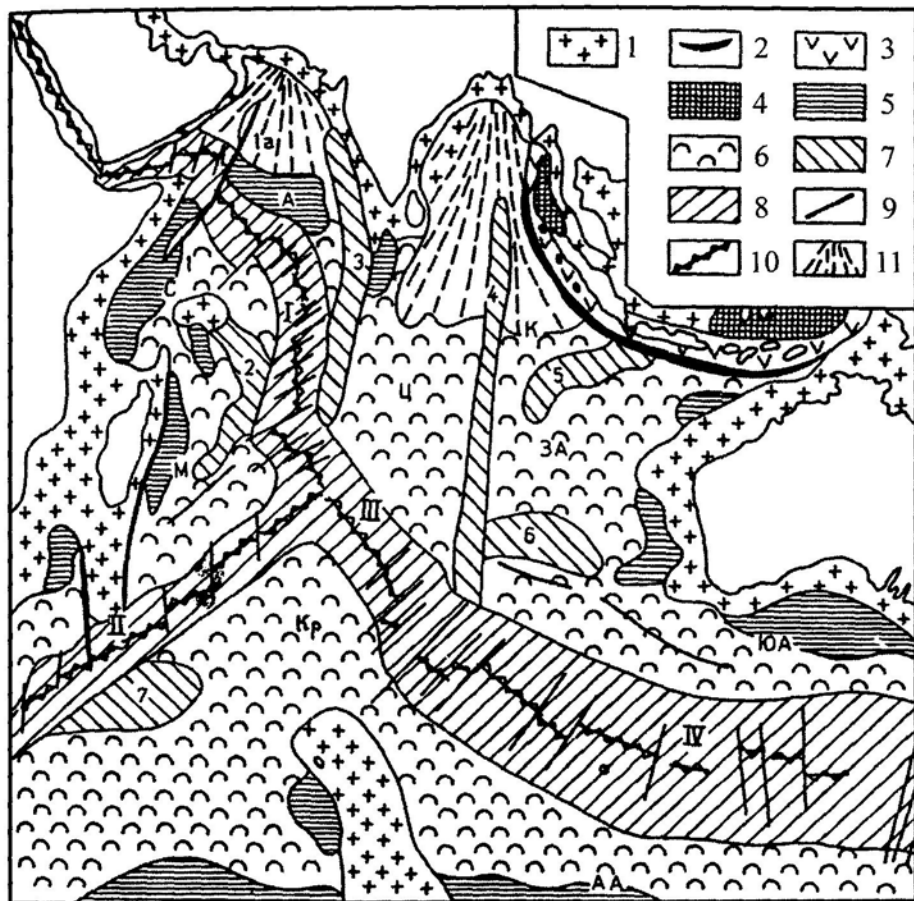


Рис. 16. Геоморфологічна схема дна Індійського океану (за О. К. Леонтьєвим).

Умовні позначення 1 — 10 — див. на рис. ; 11 — величезні конуси скидання седиментаційних потоків.

Цифри та букви на схемі: хребти 1 — Рейн; 1а — Меррей; 2 — Маскаренський; 3 — Мальдівський; 4 — Східно-Індійський; узвищення 5 — Кокосове; 6 — Західно-Австралійське; 7 — плато Крозе та о-ви Принс-Едвард.

Улогівиння дна океану: А — Аравійська; С — Сомалійська; Кр — Крозе; М — Мадагаскарська; Ц — Центральна; К — Кокосова; ЗА — Західно-Австралійська; ЮА — Південно-Австралійська; АА — Австрало-Антарктична.

Серединно-океанічні хребти: I — Аравійсько-Індійський; II — Західно-Індійський; III — Центрально-Індійський; IV — Австрало-Антарктичне узвищення.

Найбільшою площею характеризуються Центральна, Сомалійська, Мадагаскарська, Крозе та ін. западини, де глибини становлять більше 5000 м, а у кількох — навіть більше 6000 м. Найглибшою є Амстердамська западина — 7102 м, найглибша в Індійському океані. Такі глибини є сприятливими для формування залізо-марганцевих та кобальто-ванадієвих конкрецій.

Велика глибина океанічних западин вказує на домінування негативних вертикальних рухів на цих ділянках. Тому глибинні частини океанічних басейнів є осередками акумуляції як теригенних, так і біогенних осадків різних типів. Про занурення улоговиння свідчить розташування гір із повільними вершинами на тих глибинах, які наперед виключають вірогідну амплітуду коливань рівня води в Океані. Ще одним прикладом складного улоговиння може бути басейн Атлантичного океану (рис. 17). На глибинному дні на абісалі розташувалася позитивна форма — Бермудське плато («узвищення западини») в межах Північно-Атлантичної котловини. Це узвищення має вигляд горста-антеклізи з урвистими схилами на південному сході. Чітко проявляється розколинна тектоніка. На перехресті розколин розташувалися підводні вулкани, найвищі з яких утворюють цоколь Бермудських островів. На них нанизані коралові будівлі. Найбільшими позитивними формами улоговиння є плато Крозе, типове океанічне утворення, та плато Кергелен, що визначається як висуванець Антарктичної материкової платформи.

Як і в Індійському, в Атлантичному океані поруч із серединними хребтами розташувалися хребти Китовий, Південно-Сендвичев, Вікторія, Мадейра-Торе, Авес, Беата. В більшості випадків саме вони відокремлюють одну западину від іншої. Наприклад, Лабрадорська западина відділяється від Ісландської хребтом Рейк'янес, а Ангольська западина від Капської відокремлюється Китовим хребтом. Але в деяких випадках западини відокремлюються одна від іншої узвищеннями. Серед інших западин виділяються площею Аргентинська, Бразильська, Північно-Американська, Ньюфаундлендська, Західно-Європейська, Канарська, Зеленого Мису. В западини, буває, вторгаються розколини, що ускладнюють рельєф абісальних рівнин. Важливо, що до них тяжіють найбільші скупчення залізо-марганцево-кобальтових конкрецій. Другий тип — це вирівняні мало похилені абісальні рівнини. Вони розташувалися в не найглибших ділянках абісальних рівнин. Але саме на місцях їх розташування виявлено найбільшу товщину осадкового матеріалу (до 1,5-2,0 км), в той час, як в межах абісальних горбів товщина осадкового шару сягає кілька сотень, а часто — і десятків метрів.

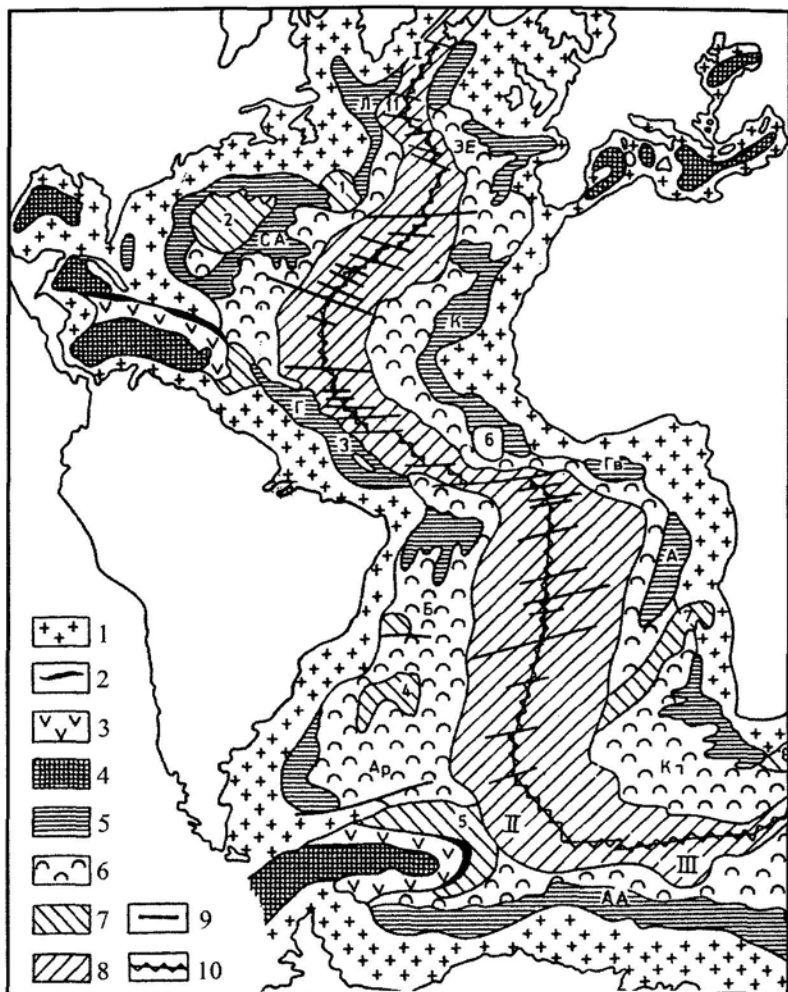


Рис. 17. Геоморфологічна схема дна Атлантичного океану (за О. К. Леонтьєвим).

Умовні позначення: 1 — підводні окрайки материків; 2 — глибинні тренчі; 3 — острівні дуги; 4 — улоговини морів у перехідних зонах; 5 — похилі абісальні рівнини в улогівинні океану; 6 — горбисті абісальні рівнини на дні улогівиння; 7 — хребти та узвищення; 8 — серединно-океанічні хребти; 9 — розколини, в т.ч. і трансформні; 10 — рифтова зона уздовж вісьової частини.

Цифри та букви на схемі: 1 — кутове узвищення; 2 — Бермудське плато; 3 — узвищення Демерара; 4 — узвищення Ріу-Гранді; 5 — Південно-Антильський хребет; 6 — узвищення С'єрра-Леоне.

Деякі улогівиння на дні океану: Л — Лабрадурська; СА — Північно-Американська; Г — Гвіанська; Б — Бразильська; Ар — Аргентинська; АА — Африкансько-Антарктична; Кп — Капська; ЗЕ — Західно-Європейська.

Серединно-океанічні хребти: I — Рейк'янес; II — Серединно-Атлантичний; III — Африкансько-Антарктичний.

Походження абісальних горбів звичайно пов'язують із вулканічними явищами. Під впливом малої товщини океанічної кори під час її прогину утворюється сітка дрібних розколин, по яким піднімалася магма. Після стихання магматичного процесу відбувалося часткове занесення лакколітів чи щитових вулканів під шаром донних осадків, а згодом — їх перетворення в абісальні горби.

Серед позитивних форм підводного рельєфу найбільше виділяються серединно-океанічні хребти [4, 10, 17, 19]. Але, разом із цим, зустрічаються також великі хребти з океанічним типом будови земної кори та скидово-глибовою структурою, зокрема в Індійському океані (рис. 16). Найбільшим з них є Східно-Індійський хребет. Він починається в південній частині Бенгальської затоки та закінчується поблизу Центрально-Індійського хребта. Ця величезна гірська система, що по довжині становить більше системи Уральських гір (2800 км) була відкрита на початку 60-х років ХХ століття [17, 19]. Але цей хребет не єдиний має скидово-глибову структуру. Є ще два таких же хребта в тому ж Індійському океані.

Перш за все треба назвати Мальдівський та Маскаренський хребти [4]. В північній частині, в районі Сейшельських островів Маскаренський хребет складений материковим типом земної кори. За домінуючими висновками, це є уламок давнього єдиного материка (Гондвани), який ще на початку мезозою об'єднував всі південні материки. Є й така інформація, що його вважають нерозвинутим Мадагаскарським материком разом із Мозамбіцьким хребтом та узвищенням Агульяс. Всі вони розташовані в південно-західній частині Індійського океану, складені земною корою материкового типу і повинні розглядатися як елементи підводної окрайки Африканського материка. До того ж суттєво виділяється також південна частина Індійського океану своїм складним рельєфом. Тут одним із величезних форм в океані є плато Крозе, типове океанічне вулканічне утворення. Плато Кергелен це друге утворення, яке представляє собою далеко висунутий на північ структурний залишинець Антарктичної материкової платформи.

Отже, можна бачити (рис. 17 та 18), що позитивні та негативні форми донного рельєфу утворюють складну поверхню. Протягом взаємодії із товщею води формуються течії, що впливають на процеси розподілу осадкових теригенних та біогенних частинок під час їх розпорошення на дні. Складність донного рельєфу веде до формування середовищ із різними швидкостями седиментації. Певною мірою спричиняється вплив на зміст донних осадків. Зустріч течій із океанічними хребтами та порогами активізує вертикальний газо-

обмін, що веде до насичення киснем та іншими газами, хімічними елементами та їх сполуками, різною кількістю тепла в глибинних шарах води. Такі явища особливо відчутно відбиваються на органічній складовій седиментації, впливає не тільки на видовий склад, але й на кількість маси органічного осадкового матеріалу. Деякі вчені вважають (Є.А. Корбут, В. М. Моралов, А.А. Єльянов, Ю. Г. Кокорін та ін.), що значні фізико-хімічні деформації шарів океанської води, зокрема — в межах перехідної зони океану, взмозі суттєво вплинути на гідротерми, а відтак — і на океанічний глибинний гідротермальний рудогенез.

§ 7. Серединно-океанічні хребти

Грандіозні гірські хребти розташовуються в серединних частинах океанів. Вони утворюють гігантську систему довжиною більше 70 тис. км і площею поверхні ≈ 50 млн. км². Їх ширина від 300 м (Західно-Індійський) до 2000-4000 км (Східно-Тихоокеанський). Схили серединних хребтів істотно почленовані поперечними розколинами, частина яких має велику глибину і може бути віднесена до глибинних трогів на перехресті між рифтами та трансформами. Зокрема, Південно-Тихоокеанське узвищення перетинається розколиною (трогом) Удінцева, з глибиною 5273 м, і розколиною (трогом) Агассіс, з глибиною 6620 м. В Атлантичному океані в межах Північно-Атлантичного серединного хребта в розколинні (троге) Альтаїр глибина дорівнює 6323 м, в розколинні Атлантис 5210 м, а в розколинні Кейн 6024 м. Цих поперечних розколин (трогів) дуже багато, вони обмежують окремі блоки гірської породи та забезпечують їх рухливість (рис. 17). Тому вони отримали назву трансформних розколин.

Майже по центру серединних хребтів, по їх поздовжній лінії розміщується розколина, яка має на профілі V-видну форму (як і тренчі в складі перехідних зон), з крутими схилами та плоским дном. Вони отримали назву *рифтів*, іншими словами — це грабени, які утворилися в умовах розтягання і розриву суцільності (безперервності) океанічної земної кори. На два боки від рифту розташувалися субмеридіональні асиметричні хребти, із зовнішнім спадистим та довгим схилом, з одного боку, а з іншого — із внутрішнім крутим та коротким схилом. Їх зовнішні схили утворюють хребтові «крила», які простягаються уздовж вісі рифтів на всю довжину серединних хребтів. Всі ці форми донного рельєфу є результатом порушень процесами розсунення земної кори рифтогенного типу. Тому системи серединних хребтів поділяються на дві частини. По-перше виділяється *рифтова зона* хребта, по-друге виділяється *крилова зона* хребта.

Однією з важливих фізико-географічних особливостей серединних хребтів, окрім безперервності та величезної довжини, є істотне значення великих швидкостей пружних хвиль у земній корі. Другою особливістю є значна величина теплового потоку, що дме з надр Землі в осередках рифтів та трансформів. Третьою особливістю можна вважати підвищений рівень сейсмічності як результат

спредінгу, розсунення під впливом розігріву та зменшення щільності маси гірських порід верхньої мантії, їх витискування до поверхні морського дна. В мантії формується інтрузія, яка по каналу викиду транспортує вулканічну масу на поверхню дна (рис. 18), бо викидається при зростанні об'єму і пониженні щільності. Бачиться, сітчаста система ущелин та розколин в області серединних хребтів є певним засобом реакції на сейсмічну рухливість земної кори. Четвертою особливістю можна вважати широке розповсюдження численних островних та підводних океанічних вулканів на верхів'ях та схилах серединних хребтів.

До того ж в геологічній будові серединних хребтів беруть участь ультраосновні породи. Це головним чином різні перидотіти, якими в більшості складені повністю окремі блоки в складі окремих рифтових хребтів. Крупні відторженці та штоки ультраосновних порід в рифтових зонах втілюються в земну кору з боку верхньої мантії (рис. 12). Тут основні породи перемішуються із ультраосновними, а відтак утворюють т. з. *меланж*. Найновіший осадовий покрив міститься тільки на крилах хребтів, а його товщина стає все більшою в напрямках від рифтів, відповідно з віддаленням від них. Незважаючи на загальні риси, в різних океанах рельєф серединно-океанічних хребтів має певні морфологічні відмінності.

В Північному Льодовитому океані система серединних хребтів починається хребтом Гаккеля. Недалеко від Шпіцбергена його продовжує хребет Кніповича, а далі — майже під прямим кутом розташовуються хребти Мона та Кольбейнсей. Останній стикається із материковим масивом Ісландії, від якого на південь відходить хребет Рейк'янес — перший в системі серединних хребтів Атлантичного океану. Далі на південь уходить Північно-Атлантичний хребет, який відмежований тренчем (трогом) Романш від Південно-Атлантичного хребта. В Південній півкулі він після тренча Бувé змінюється на нову ланку системи, на Африкансько-Антактичний хребет субширотного спрямування. Навколо 30°-го меридіану серединний хребет набуває північно-східного спрямування і отримує назву Західно-Індійського хребта. Він сягає 20-23° півд. широти, де утворюється своєрідний вузол хребтів. На північ відгилівся Аравійсько-Індійський хребет, а на південний схід пішло відгалуження Центрально-Індійського хребта, який закінчується масивом островів Амстердам та Сент-Поль.

Наступна ланка системи — це Австрало-Антарктичний хребет, взагалі із підвищеною шириною і в меншій мірі почленованим рельєфом. В його середній частині утворилася широка зона тектонічного подрібнення, яка представлена складною системою коротких

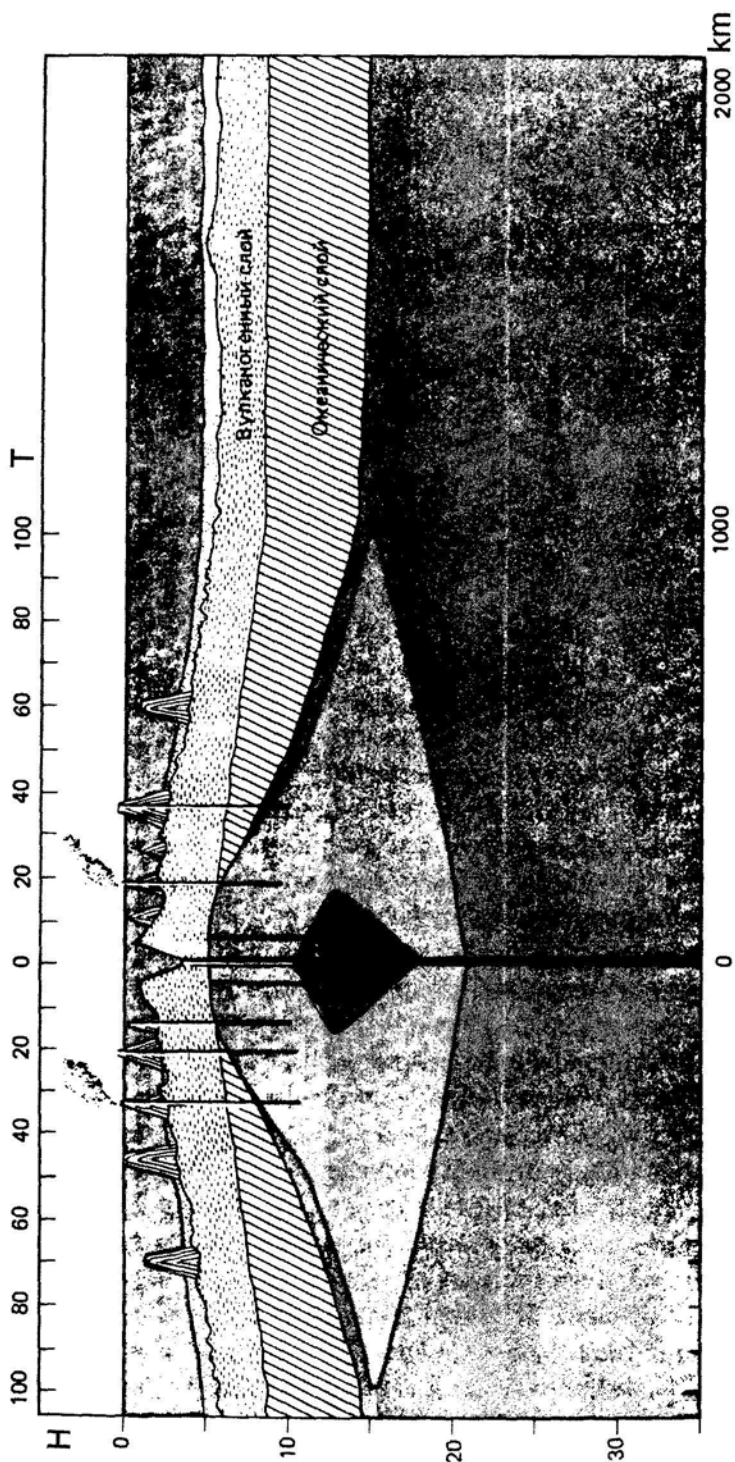


Рис. 18. Схема роздвигу («spreading») земної кори в області серединно-океанічних хребтів. Високі тиски та температури підвищують об'єм магми, а по розколинам формуються жерла вулканів. Позначення: T — час, млн років; H — глибина, км; km — дистанція, км (за даними Г. У. Менарда).

малих меридіональних гребенів та западин. В Тихий океан він переходить Південно-Тихоокеанським узвищенням, яке в районі 53° південної широти та 130° західної довготи зустрічається із Східно-Тихоокеанським хребтом. Ця частина серединних хребтів відрізняється великою шириною, невеликою почленованістю та добре вираженою рифтовою структурою вершини. Найбільшими ланками на дні Світового океану взагалі є Південно-Тихоокеанський хребет та Східно-Тихоокеанський хребет. Від них відходять відгілля: Чілійське узвищення, Галапагоське узвищення, хребти Сан-Андреас та Хуан де-Фука.

За сучасними уявленнями, утворення серединно-океанічних хребтів ілюструється схемою рис. 19. Все починається з формування рифтів, які можуть з'являтися в області кори материкового типу, з подальшим перетворенням її білярифтової частини в справжню океанську одночасно із роздвигом бортів. На поверхні з'являється речовина мантії Землі, перші етапи виникнення океанічного типу кори. Крайові глибинні розколини цього середовища перетворення формують блок крупних кластичних та вулканогенних осадків (етап А). На місці середовища виникає ембріональна водойма — зародок майбутнього океану (етап Б). Цьому етапу відповідають природні риси котловини озера Байкал та суміжні з ним рифти в центральній частині Азії, а також і рифти на сході Африки. На етапі В встановлюється режим розростання дна, виникнення рухливих блоків порід та розмежування розколин, закріплюється вигляд серединних хребтів та завершується утворення рифтів по всій довжині серединно-океанічних хребтів. На однаковій дистанції від рифту, з одного та другого від рифту боків, блоки океанічної породи та осадковий шар мають аналогічний вік. На дні прилеглих западин розміщується земна кора океанічного типу, що перекивається осадочним покривом (етап Г). Всі ці риси відкарбовуються на схемах етапів Д та Е для прикладів Суецької затоки та Червоного моря (рис. 19).

Ще раз підкреслимо, що процес спредінгу діє на дні океанів та деяких морів в областях серединних хребтів [11, 28]. Окрім іншого, це доводить визначення віку океанічних островів, що розташовані на рівних відстанях від уздовжної вісьової частини хребтів. Важливими індикаторами є інформація про сейсмічне профілювання, про зондування магнітометричне, вулканологічне, гравітаційне, про результати глибинного колонкування на «Гломар Челленджері». На це вказують також гравітаційні, магнітні та структурні характеристики тих гірських порід, які розташувалися на однаковій відстані від рифтової долини посередині серединно-океанічних хребтів [28].

Такі характеристики можуть допомогти виявленню віку океанічної кори та швидкостей роздвигу океанічного дна, пояснити утворення та генезис ендегенного рельєфу на дні Світового океану, особливо в області спредингу уздовж областей серединних хребтів.

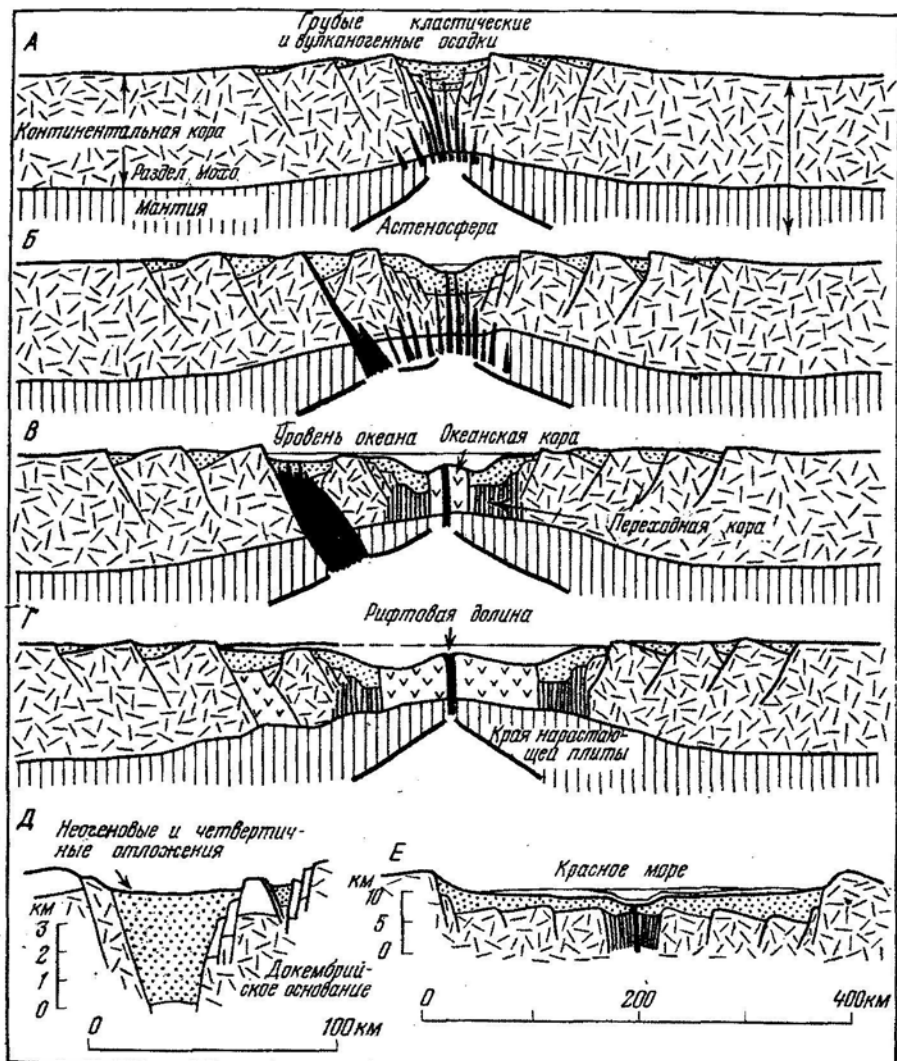


Рис. 19. Серія поперечних профілів, які представляють послідовність розриву континентального блоку земної кори і початок роздвигу дна океану (А-Г); Д — профіль через Суецький канал; Е — профіль через рифтову зону Червоного моря (побудовано за матеріалами Д. Ф. Девея, Д. М. Берда, Д. Т. Уилсона).

Тут треба підкреслити, що утворення серединно-океанічного хребта разом з його рифтовою зоною супроводжується появою дуже потужних осередків сучасного вулканізму. На поверхню дна викидаються потоки металоносною гарячої ювенільної води, яка має температуру 150-200° С, навіть до 450° С, а солоність — до 270-300‰. Вони обумовлюють появу насичених металами евапорітовидних мулів, відкладів цих вулканогенних підводних джерел. Хімічний склад води та мулів надає підстав стверджувати, що їх аніонна та катіонна частини значною мірою формуються завдяки вулканічним процесам. Дослідники дійшли висновку [1, 9, 12, 21], що взагалі оруденіння океанічних осадків проявляється в утворенні різноманітних багатокомпонентних конкрецій, хемогенної лушпини, прошарків в уламкових осадках, металічної смаги на камінні. Всі вони пов'язані із ексгаляціями вулканів. При цьому маємо важливим фактором не тільки рельєф та осадки океанічного дна, але й характер придонної води. Еволюція товщі води зазнає коливань *pH* (лужності та кислотності), що веде до періодичного випадіння хімічних елементів чи їх сполук з розчину.

Якщо урахувати особливості розповсюдження вулканів на дні Світового океану, то їх вплив на коливання солоності та хімічного складу води вкрай сильний. Причому, найсильніший вплив реально діє в Тихому океані, особливо по контуру «вогняного кільця» [1, 8]. Значна частина вулканів тяжіє до серединних хребтів (рис. 20). Тому можна вважати, що вулканічні процеси (виливи ювенільних вод в тому числі) охоплюють досить рівномірно всі океани, за виключенням Північного Льодовитого. Вилив вулканічної води на дні морів та океанів може проявлятися і в місцях сучасної тектонічної активності, там, де відбувається формування грабенів, різних розколин, рифтів, де дно піддається активному спредінгу. Та разом із тим, найбільше переконливі результати досліджень дають підстави стверджувати про можливість оцінити вік існування того чи іншого океану.

§ 8. Закономірності розподілу донних осадків в Океані

Ложе океану («улогбвиння») вкрите в основному органічно-хемогенними осадками, меншою мірою — теригенними утвореннями різних фракцій. Органогенні мули, в залежності від видового складу організмів, які їх складають, поділяються на форамініферові, діатомові та радіолярієві. За хімічним складом мушлі органігенні намули діляться на карбонатні та крем'яністі. Форамініферові організми найсильніше впливають на органігенні мули. Всі ці особливості пояснюються живленням донних осадків частинками органігенного походження. В цілому дно Світового океану вкрите осадками різного походження, а вони утворюються скидами річок, льодовиків, еолових потоків, викидами вулканів, а також аутигенними процесами [9, 11-13]. Як можна бачити, услід за географічною зональністю процесів підготовки осадків, їх мобілізації, скидів, умов падіння на дно, донні осадки залягають відповідно до закону широтної географічної зональності (рис. 20). Така ситуація також обумовлена і зональністю скидів певних хімічних елементів в різних географічних зонах.

За висновками О. П. Лісичина [11], структура надходження провідних елементів змінюється відповідно до тієї чи іншої зони. В помірній найбільше значення має скид кремнезему (46-72%). Друге місце в помірній та холодній частинах цієї зони посіли елементи групи *Al, Fe, Ti*, а в семіаридній — лужні елементи. В межах екваторіальної гумідної зони структура викидів змінюється залежно і від типу кори вивітрювання. Під час повільного виносу лужні елементи мають 57%, кремнезем — 35%, а *Al, Ti* — до 10%. Під час дії пересічної швидкості, викиди усіх трьох груп елементів стають рівними — близько по 30% кожний. Під дією найшвидшого виносу кремнезем складає до 64%, а *Al, Fe, Ti* практично не скидається в океан. Щодо малих хімічних елементів (*Cu, Zn, Co, Ni, Pb, Cr, V, Z, Ga, Mn*), то їх сумарний викид в спекоті екваторіальної зони складає 40-60% від початкового вміщення в породах. В помірній зоні величина скиду суттєво менша, що відповідає загальносвітовій закономірності.

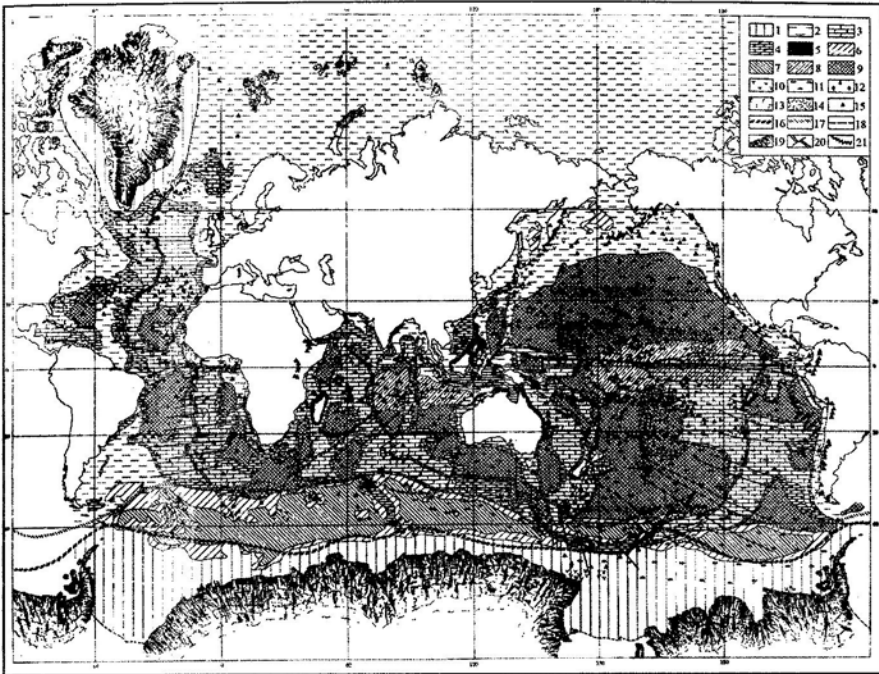


Рис. 20. Речовинно-генетичний склад сучасних донних осадків Світового океану. *Терригенні, уламкові та глинисті осадки* (силікатні, $\leq 30\% CaCO_3$ та SiO_2 аморфний): 1 — айсбергові; 2 — за межами айсбергової зони. *Біогенні* ($30\% \geq CaCO_3$ і SiO_2): карбонатні — вапнисті та вапнякові ($>50\% CaCO_3$) форамініферові та кокколітово-форамініферові, нечасто птероподово-форамініферові, біля берегів чурупкові; 3 — вапнисті ($30-50\% CaCO_3$); 4 — вапнякові ($>50\% CaCO_3$); 5 — вапнякові кораллово-водоростеві ($>50\% CaCO_3$). *Кременисті* ($30\% SiO_2$) — діатомові, радіолярієво-діатомові, нечасто — спікулеві; 6 — діатомові мули ($30-50\% SiO_2$); 7 — сильно діатомові мули ($>50\% SiO_2$); 8 — радіолярієві та діатомово-радіолярієві глибинні мули. *Полігенні осадки* (силікатні, $< 30\% CaCO_3$ та SiO_2) — червоні глибинні глини, слабжелезисті червоні глибинні глини, пелітові глини; 9 — червоні глибинні глини всіх типів. *Вулканічно-кlastичні та збагачені пірокlastичним матеріалом* (силікатні $< 30\% CaCO_3$ та SiO_2): 10 — осадки вулканокlastичні та збагачені вулканокlastикою. *Аутигенні утворення та вміщення в шарі осадків*: 11 — залізо-марганцеві конкреції (високі та незначні концентрації); 12 — фосфорити; 13 — глауконіт; 14 — цеоліти. *Решта*: 15 — вулкани, що діють та давні четвертинні; 16 — антарктична дивергенція; 17 — антарктична конвергенція; 18 — екваторіальна дивергенція; 19 — сучасна гляціація суходолу; 20 — рифти та вулканічні гряди, поперечні тонкі лінії — розколини; 21 — області апвелінгів та накопичення аномальних осадків (з роботи [11]).

За звичаєм, сучасна фізико-географічна класифікація океанічних осадків показує механізми утворення осадків різних типів в загальному вигляді [11]. Загально-теоретичні огляди всіх стадій формування донних осадків та відкладів та відповідні розробки були свого часу зроблені М.М. Єрмолаєвим, Н.А. Беловим, Ф. П. Шепардом, М. В. Кльоновою, О.П. Лісциним, П.Л. Безруковим, В.П. Петеліним, К. М. Шимкусом, О.І. Блажчишиним та ін. Ще й сьогодні значне поширення має речовинна класифікація, запропонована Л. П. Безруковим та О. П. Лісциним в 1972 р. В елементарному вигляді вона вміщена в табл. 1. Вона поділяє увесь осадочний матеріал на групи, кожна з яких, в свою чергу, поділяється на типи, і кожний тип містить певну кількість директивного компонента: карбонатного чи кремнієвого. До того ж, на дні деяких океанів та морів вже накопичилася помітна кількість залишків господарської діяльності у вигляді уламків бетону, цегли, пластмаси тощо, а також натурального та згорілого вугілля з топки пароплавів.

Протягом дослідження дрібних ділянок дна, що розташовуються у аналогічних фізико-географічних умовах, для поділу осадків із необхідною детальністю карт осадків, треба застосовувати класифікаційну схему, що її віддзеркалює із максимально можливою детальністю. Таким чином детальності схем не можуть бути у всіх випадках однаковими. Зокрема, на найбільш загальних картах, які мають дуже крупний масштаб (1:8000000 та менше), маємо тільки загальні уявлення про розподіл мінерально-сировинних ресурсів (стор. 56-57) та ресурсів Світового океану в цілому (стор. 60) [4, 11]. На них наносяться назви груп осадків, без виділення покладів та корисних копалин.

Більш дрібні карти повинні показувати типи осадків, з особливостями генезису та загальних рис складу (масштаби від 1:8000000 до 1:4000000). Більш детальні карти осадків на дні морів та океанів ураховують не тільки загальні риси, але й матеріали хімічного та мінералогічного аналізу (масштаб 1:4000000–1:1000000). Види донних осадків, разом із тектонічною, динаміко-гідрогенною та фаціальною інформацією, звичайно представляються на картах масштабів 1:1000000 — 1:1000000. Нарешті, робочі експлуатаційні карти для видобування сировини на дні океанів рекомендується складати у масштабах більш крупних, аніж 1:1000000. Вони використовуються для оконтурювання корисних покладів, розрахунків запасів корисного компонента, нормативного контролю за видобуванням тощо.

Таблиця 1

**Класифікація донних осадків Світового океану за генезисом
та речовинним складом**

(за П. Л. Безруковим та О. П. Лісіциним,
з доповненнями Ю. Д. Шуйського)

№ п/п	Групи осадків	Типи осадків	Концентрація Ca та Si
I.	Теригенні (уламкові та глинисті)	1. Класифікація десятична за гран. складом (запропонована М. В. Кльоновою та удосконалена В. П. Зенковичем та П. К. Божичем) в береговій зоні; 2. Айсбергові; 3. Річково-абразійні.	
II.	Біогенні (органогенні)	1. Кременисті: а) діатомові; б) діатомово-радіолярієві; в) хіміко-біогенні; г) губкові. 2. Карбонатні: а) форамініферові та кокколітово-форамініферові; б) птеропод-форамініферові; в) коралово-водоростеві; г) мшанкові; д) черепашкові.	більше 10%
III.	Пірокластичні (вулканогенні)	1) Дрібноуламкові та прахові; 2) Грубоуламкові крупні.	більше 50%
IV.	Полігенні	Червона глибинна глина в западинах, котловинах, на конусах викидів	30% CaCO ₃ ; 30% Si; 40% все інше
V.	Аутигенні	1. Глауконітові; 2. Оолітові; 3. Залізо-марганцеві конкреції.	≥ 50% ≥ 30% ≥ 10%
VI.	Антропогенні	Уламки скельних порід (вапняки, пісковики, сланці тощо), неконсолідованих осадочних порід (мули, глини, суглинки, супіски, піски гравій), уламки будівельних матеріалів (бетону, залізобетону, каміння, цегли тощо) та залишків пароплавного вугілля.	

Поточного часу накопичена значна кількість інформації, щоби складати дрібномасштабні карти типів донних осадків (рис. 20). Як можна бачити, досить чітке віддзеркалення зональності осадкоформування та фаціальні умови мають в речовинно-генетичних типах донних відкладів. Для кожного типу характерним є свій власний, порівняно вузький набір груп осадків за гранулометричним складом. Відтак, в процесі описів типів осадків на дні океанів та морів зазвичай досить, щоби використовувати назви речовинно-генетичних типів із додатковими описами їх детального гранулометричного складу.

Для таких описів найчастіше використовуються кілька принципів:

а) Принцип домінуючих фракцій, коли теригенними називаються такі осадки, коли в їх складі міститься $\geq 50\%$ уламкового та глинистого матеріалу (продуктів денудації суходолу, земної кори материкового типу). Часто в складі теригенного присутній також вулканогенний матеріал. Відповідно, біогенні осадки містять в собі $\geq 50\%$ біогенного карбонатного та кремнієвого матеріалу.

б) В основу підрозділів широких полів теригенних осадків як правило покладається мінералого-петрографічний принцип. Саме він найбільше чітко відкарбовує речовинний склад відкладів та пов'язані із цим особливості цього складу.

в) Третім принципом є необхідність використання геохімічних характеристик для окремих груп осадків та їх типів. Визначенню генезису сприяло використання визначень повного силікатного складу, а для більш точного результату бралися співвідношення між елементами гідролізатами.

г) Четвертий принцип побудований на використанні методів природних радіоактивних трасерів, які дозволяють визначити генезис лівової частки окремих частинок (уламків, агрегатів) у складі донних осадків.

Ці принципи дозволяють визначити та зрозуміти співвідношення, перш за все, між теригенними та біогенними частинками і агрегатами на дні Світового океану в цілому. Такі співвідношення добре виражені при розподілі площ окремих типів осадків (табл. 2). Вони показують, що найбільша площа на дні вкрита чисто форамініферовими осадками — $140,7 \text{ млн км}^2$. Якщо рахувати площу дна Світового океану, що дорівнює $361,305 \text{ млн км}^2$ (за В. Н. Степановим [19]), то ці осадки окупують $38,78\%$ від вибраної. Значно меншою є площа під червоною глибинною глиною — $87,5 \text{ млн км}^2$ ($24,22\%$), а третю позицію мають теригенні, глауконітові та пірокластичні осадки, — $68,1 \text{ млн км}^2$ ($18,85\%$).

Таблиця 2

Розповсюдження осадків різних типів на дні Світового океану

№ п/п	Назва типів донних осадків в Світовому океані	Площа на дні	
		млн км ²	%
1.	Теригенні, глауконітові та пірокластичні	68,1	18,85
2.	Глибинна червона (коричнева) глина	87,5	24,22
3.	Форамініферові глибинні різних типів	140,1	38,78
4.	Черепашкові, коралові, оолітові біогенні	7,3	2,02
5.	Птероподові абісальні мули	2,8	0,77
6.	Діатомові абісальні мули	29,3	8,11
7.	Радіолярієві мули	10,2	2,82
8.	Сумішні вапняково-кременисті (діатомово-радіолярієво-форамініферові та глобігерінові)	16,0	4,43

Як можна бачити, найменша площа океанічного дна окупована птероподовими мулами, всього 2,8 млн км², або 0,77%. Значно більша площа є вкритою типово карбонатними осадками, але це теж небагато, 7,3 млн км², або лише 2,02%. Навіть радіолярієвий мул, який містить в собі домішки мікроскопічних кременистих черепашок-радіолярій (на відміну від глибинної червоної глини), окупає 10,2 млн км² океанічного дна, це тільки 2,82%. Взагалі такі біогенні відклади складаються на $\geq 30\%$ з CaCO_3 , при цьому вони є карбонатними, а в разі, що в їх складі міститься $\geq 30\%$ аморфного кремнезему, то вони відносяться до кременистих відкладів. В Океані існують також і перехідні кремнисто-карбонатні відклади, наприклад в антарктичних областях дна. На частку карбонатних осадків всього вийшло 36% площі дна в Тихому океані (64,332 млн км²), 54% в Індійському океані (41,148 млн км²) та 67% в Атлантичному океані (61,372 млн км²). В абсолютному значенні сумарно це становить 166,852 млн км², або пересічно для Світового океану 48,15% (окрім Північного Льодовитого океану). Виходить, що біогенні відклади склалися на більшості площі океанічного дна, у порівнянні із теригенними та перехідними. А враховуючи останні дослідження російських та американських морських геологів вже в XXI столітті, біогенні відклади розташовані на площі, більше за 50% дна Океану (повідомлення Є.М.Ємельянова).

Відтак, в пізньо-кайнозойський час в Світовому океані переважав біогенний літогенез, незважаючи на розвиток материкової гляциації і більш широкого розповсюдження холодних вод. При цьому, якщо урахувати, що біогенні частинки осадкового матеріалу, які випадають на дно, на своєму шляху розчиняються, видозмінюються та взаємодіють між собою, то дна дістається менша частина, аніж утворюється. Це може означати, що більш стійки та мало змінні теригенні осадки, коли опиняються в шарі океанської води, не такі вже і рясні, багаті, як витікає з кількісних розрахунків О. П. Лісичина [11], О. К. Леонтьєва [10], С. Б. Слєвича [18] та інших морських геологів. Бачиться, що теригенного матеріалу не так вже і багато, як ще і сьогодні це представляє більшість дослідників. Суттєва перевага біогенного седиментогенезу може бути в тому випадку, коли в Океан надходить значно менше саме теригенного матеріалу з річок, про що свідчать детальні результати власних досліджень та розрахунки Ю. Д. Шуйського [26], а пізніше такий же висновок вимушені були визнати М. О. Айбулатов та Ю. В. Артюхін [2].

Для формування різних концентратів корисних копалин та покладів в Тихому океані було використано близько 1050 надійних визначень швидкостей осадконакопичення і складена карта в масштабі 1:25000000 [9, 11]. Карти осадкоутворення на дні Атлантичного океану були складені в масштабі 1:20000000 і Індійського океану в масштабі 1:15000000. Для всіх океанів було використано більше 3150 визначень за даними колонкування.

Провідні закономірності розподілення швидкостей осадконакопичення (вимірювання в числах Бубнова «Б» — 1 мм/1000 років) розглянемо на прикладі Індійського океані (рис. 21). Для його дна є типовим чередування середовищ із високими та низькими швидкостями седиментації. Речовинний склад осадкового матеріалу показано на рис. 20. Межі коливань швидкостей дуже широкі, тому що становлять від 1Б до 200Б і більше, а навколо узмор'я Гангу, Інду та Іраваді — багато тисяч Б. Области із мінімальними швидкостями ($\leq 1Б$) тяжіють до тих частин океану, де розвинутою є антициклональна циркуляція, — це переважно південна аридна зона. Деяко більші (1Б-3Б) вони в північно-західній частині азидної зони океану, але біля підсхилку материкового схилу (поблизу континенту) вони перевищують 10Б. При цьому більша частина дна Індійського океану розташована під впливом швидкостей осадконакопичення їх пересічними швидкостями 3Б-10Б. Уздовж гряди Зондських островів та західних і південних берегів Австралії розмістилися ділянки, на яких швидкості перевищують 10Б, навіть наближаються до 30Б. Такі

ж вони також уздовж підсихилку Аравійського моря, на дні Маскаренської, Австрало-Антарктичної, частини Сомалійської западин, на дні Тиморського та Арафурського морів. Та разом із цим, в межах внутрішніх та міжматерикових морів швидкості седиментації майже завжди більше, аніж у відкритому океані, як наприклад в Охотському, Японському, Жовтому, Чорному, Азовському морях.

І тільки на півночі Аравійського моря та Бенгальської затоки, на дні Андаманського моря накопичення є лавинним, бо перевищує 100Б (рис. 21). Ці райони межують із довгими та крутими схилами величезних гірських систем, на які безперервно випадають багаті атмосферні опади (до 11-14 м/рік води). Як наслідок, до Індійського океану несуть свої води численні повноводні річки, разом із їх великими швидкостями річищних течій і величезною наносорувивною спроможністю. До них відносяться перш за все річки Ганг, Брахмапутра, Іраваді, Салуян та їх численні притоки. Їх басейн є найактивнішим ерозійно-денудаційним осередком на Землі, що постачає в океан величезну кількість осадкового матеріалу з суходолу. До того ж гірська гумідна місцевість із крутими схилами забезпечує дуже сильне надходження осадків.

Досить активне осадконакопичення відбувається на дні низки морів, в тому числі і внутрішньо-материкових. Серед них треба назвати Карибське, Південно-Китайське, Берингове, Яванське моря. Лавинні швидкості осадконакопичення встановлені в Середземному морі. В ньому по периферії швидкості сягають більше 100Б, а іноді навіть більше 200Б [9, 11]. Причому, вони зустрічаються переважно уздовж периферії водойми (рис. 22). Осередками підвищених швидкостей осадконакопичення є гирлове узмор'я р.Ніл та дно на схід від нього, також і в Адриатичному морі, де надходить багатий осадковий матеріал з р. По та інших гірських та бурхливих річок (П'яве, Тальяменто, Ізонцо, Мирна, Адідже та ін.). Окрім алювіальних скидів в море потрапляють багаті осадки під впливом берегових кліфів, а особливо — бенчів, які складені алювіально-делювіальними пухкими відкладами передгірських рівнин. Ці відклади формувалися на фронтальній частині Ломбардської низовини та суміжних районів під час більш низького стояння рівня Адриатичного моря. Такий спосіб абразійних скидів панував в гирлових областях всіх річок Середземного моря — Хукара, Ебро, Рони, Тібра, Джейхана та ін. А відтак, максимальні швидкості седиментації розташувалися уздовж берегів, переважно навпроти найкрупніших гірських систем на окрайках Середземноморського басейну.

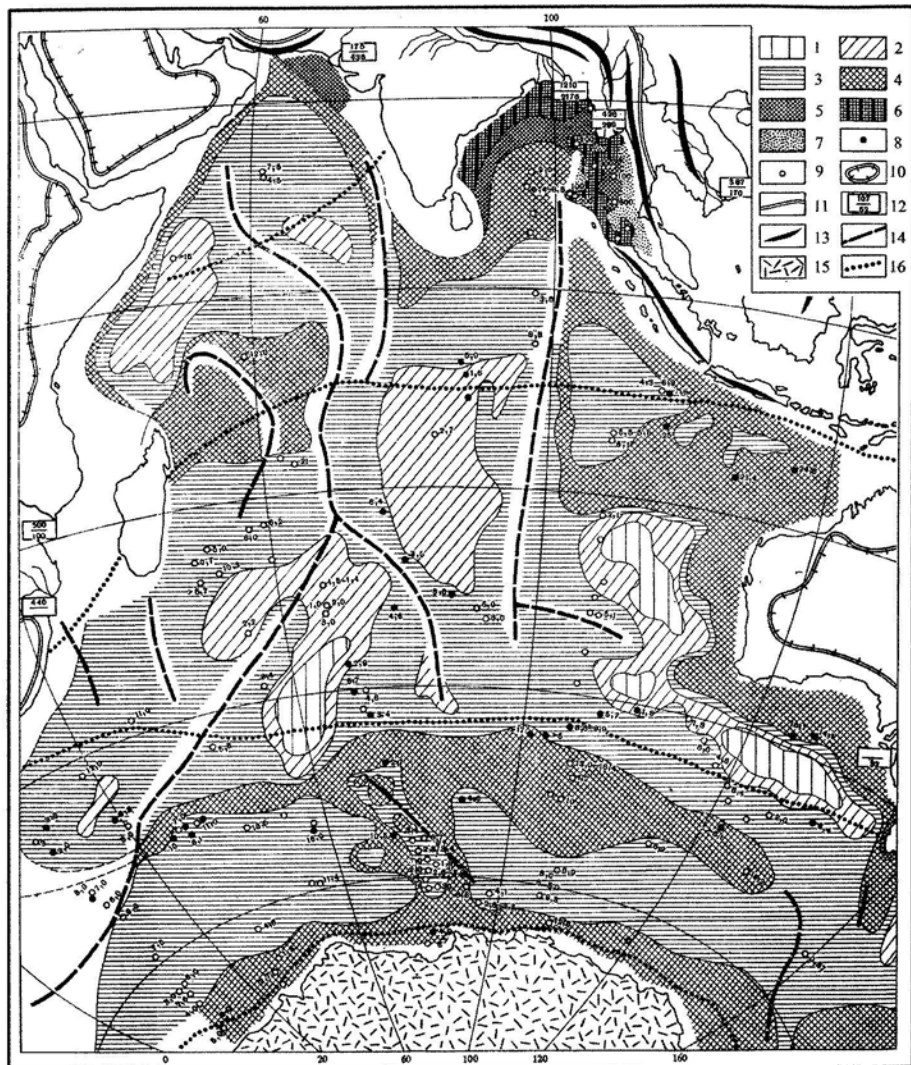


Рис. 21. Карта швидкостей та умов осадконакопичення на дні Індійського океану (складено О. П. Лісичиним). Швидкості, Б мм/1000 років: 1 — ≤ 1 ; 2 — 1-3; 3 — 3-10; 4 — 10-30; 5 — 30-100; 6 — ≥ 100 Б. Решта позначень: 7 — області дна, де осадки відсутні; 8 — точки палеомагнітних вимірювань, цифри вказують фактичні швидкості; 9 — визначення швидкостей іншими методами; 10 — межі областей без стоку та внутрішнього стоку; 11 — кордони водозбору; 12 — стік найкрупніших річок: зверху водний (км³/рік), знизу стік зависі (млн т/рік); 13 — основні хребти та горні системи на суходолі; 14 — те ж, на дні океану; 15 — області четвертинної гляціації, стік — млн т/рік; 16 — кордони провідних кліматично-ландшафтних зон.

Причому, у рівнозначній мірі на шельфі, на континентальному схилі та підсхилках, в межах кордонів глибинних западин, на різних літодинамічних рівнях (рис. 13). Коли урахувати, що в складі донних осадків міститься багато $CaCO_3$, то можна стверджувати: тут є погано виражене домінування якогось одного джерела осадового матеріалу.

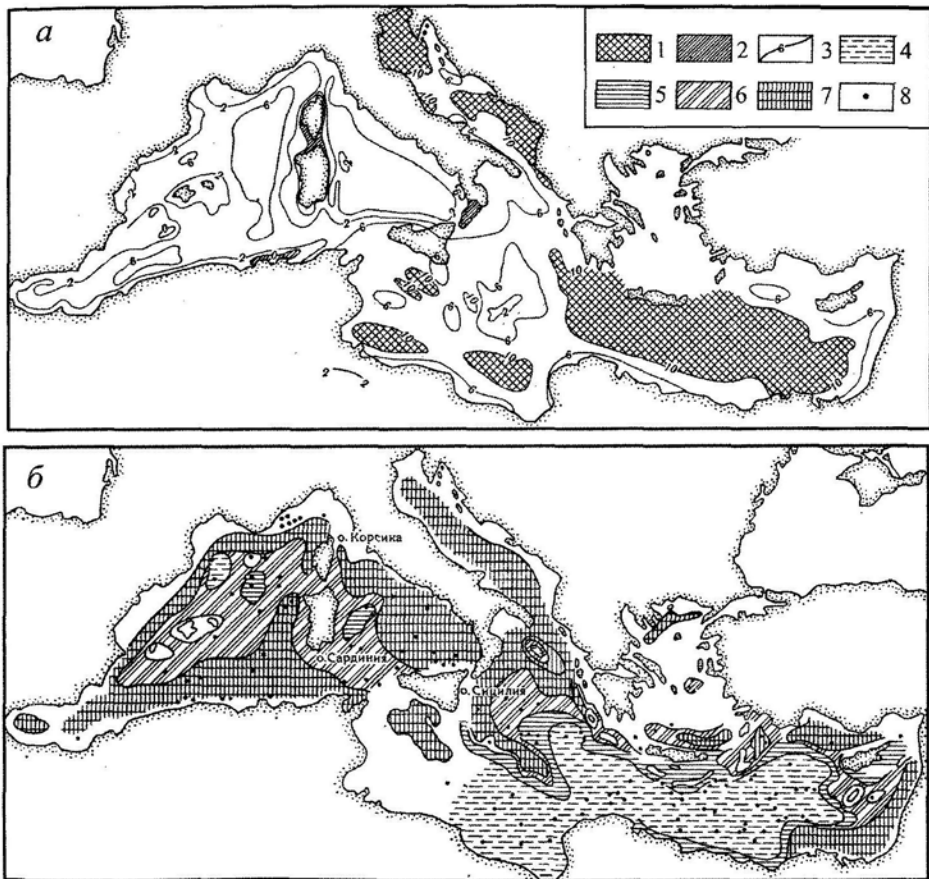


Рис. 22. Товщина осадкового шару (а) та швидкості седиментації (б) в Середземному морі океанічного типу. Умовні позначки: 1 — осадово-породні басейни із загальною товщиною > 10 км; 2 — ділянки без осадового шару, товщина в сотнях метрів; 3 — ізопакіти, км. Швидкість седиментації в голоцені Б (в одиницях Бубнова), мм/1000 років: 4 — < 30; 5 — від 30 до 50; 6 — від 50 до 100; 7 — > 100 (лавинної інтенсивності); 8 — дослідницькі станції.

Такий розподіл багато в чому залежить не тільки від розташування та продуктивності окремих джерел осадового матеріалу, але й від його розподілення на акваторії. Вона відрізняється складністю, дуже сильним розчленуванням берегової лінії, значною кількістю островів, утворенням кількох басейнів, що можуть розглядатися як відносно автономні. До таких басейнів відносяться моря Егейське, Адріатичне, Тирренське, окремі західний та східний басейни. Такі особливості не в останню чергу пояснюються тектонічною будовою морського дна. Воно розташувалося в сфері стикання Африкансько-Аравійської та Східно-Європейської платформ та в середовищі активного сучасного гороутворення — в геосинклінальній зоні.

Найбільшими є: Алжиро-Прованська соляно-купольна западина, западина Сирта та область Західних Середземноморських прогинів та хребтів. Саме до тектонічних депресій відносяться всі великі глибинні западини. Максимальну площу серед котловин має Алжиро-Прованська, дно якої на диво рівне, має пересічну глибину 2775 м, з перепадом глибин ± 75 м. Із заходу в цю котловину втілюється антиклінорій Івиса-Мальорка, на який насаджені Балеарські острови. Східна окрайка антиклінорію виражена у вигляді підвищення Менорка. Від шельфу Ліонського басейну воно відмежоване Іберійським прогином, на якому глибини складають до 1800-1900 м. Островами Корсика та Сардинія Тирренська западина (глибини до 3550-3600 м) відмежована від решти Західного басейну Середземного моря, а південніше ця межа продовжується підводним Сицилійським та Керкено-Мальтійським порогами. На схід від останнього розташувалися Іонійська та Середня западини (глибини до 4070 м). Найбільші глибини притаманні Тенаронському (Елінському) тренчу — до 5122 м, що міститься в зоні Еллінських прогинів та блокових структур.

Як можна бачити в поточному параграфі, процеси розподілу донних осадків сприяють формуванню корисних груп осадків в різних частинах дна Світового океану. Швидкості осадконакопичення в цілому віддзеркалюють вплив відповідних фізико-географічних умов: геоморфологічних, літодинамічних, гідрогенних та ін.

§ 9. «Рідинна руда»

Загальні характеристики. Океанологічні дослідження по виявленню, визначенню величин покладів та використанню мінеральних багатств Світового океану ведуться в двох провідних напрямках. Як було показано в попередніх параграфах, по-перше — всебічне геологічне вивчення дна, берегів, хімічного складу донних відкладів з метою виявлення нових родовищ корисних копалин; по-друге, дослідження хімічного складу води для вилучення корисних компонентів. Бо в товаристві географів та геологів вода — це одне із найважливіших корисних копалин, неперевершена сировина для різноманітного застосування, для отримання різних металів та органічних сполук. За образним висловом дослідників, океанічна вода є «рідинною рудою».

Морська вода — це складний розчин, до складу якого входить близько 70 елементів. Як відомо [10, 19, 21], пересічна солоність води в океані коливається від 3,2 до 3,7 г/л на поверхні і від 3,4 до 3,5 г/л у глибинних шарах в різних частинах океанічної акваторії. При цьому 99,6% всієї кількості розчинених солей складають хлористі сполуки натрію, калію, магнію та сульфати магнію і кальцію. На долю всіх інших компонентів розчину припадає лише 0,4% сольового складу (табл. 3). Загальна вага мінеральних речовин в океані досягає > 50 мільярдів тонн. Якщо всю цю величезну масу розподілити рівномірно по всій поверхні материків, то вийде шар із товщиною біля 200 м. Ці гігантські запаси мінеральних речовин і органічних сполук своєчасно поповнюються материковим стоком води, з яким в океан щорічно поступає біля 3,5 млрд. тонн розчинених речовин.

Дослідниками встановлено, що склад речовин, які визначають солоність океанічної води, є однаковим у всіх районах, у всіх областях акваторії. Причому, така однаковість притаманна як поверхнево-динамічному шару водної товщі, так і її придонним горизонтам, на різних глибинах. З іншого боку, скільки би розчину не було в воді, співвідношення між концентраціями солі є величиною постійною. В товщі води утворилася найбільша маса хлористого натрію — пересічно 27,2 г в 1 кг морської води (г/кг). В той же час кількість $MgCl$ становить 3,8 г/кг, а взагалі вміст Cl дорівнює 88,7% всіх розчинів. На підставі такої гідрохімічної властивості побудовані розрахунки

валової солоності за допомогою «хлорного коефіцієнту». На другому місці розташувалися сполуки сірки: послідовно $MgSO_4$, $CaSO_4$, K_2SO_4 . Їх сумарна маса дорівнює 10,8% в океанській воді. Таке явище спостерігається у всіх океанах та морях. Сьогодні в 1 м морської води міститься більше 35 млн т солі в твердому становищі. Природно, що найбільша кількість падає на $NaCl$, — майже 19,8 млн т. Кількість Mg дорівнює 9,5 млн т, S — 6,33 млн т, Br — 31 тис. т, Al — 3,9 тис. т, Mn — 79,3 т, Cu — 79,3 т, U — 11,1 т, Mo — 3,8 т, Ag — 2,5 т, Au — 0,05 т. Вартість всієї хімічної речовини, що є в 1 км океанічної води, може становити близько 3,5 млрд американських доларів.

Найважливішою умовою підтримки якості «рідинної руди» є обмін розчинів між океанами. Найбільшою є інтенсивність обміну у Південній півкулі, де 3 з 4 океанів широко сполучаються між собою. Тут ширина смуги у безперервного водного кільця сягає 3500 км. В обмін втягнуті $7 \cdot 10^{14}$ тонн розчинених речовин, і це становить майже 1,5% їх загальної кількості, що накопичилася в океаносфері. Найбільша кількість розчинів розноситься в Індійському океані, де в рух утягнуто майже $250 \cdot 10^{12}$ т/рік, що становить близько 36% їх маси у Світовому океані. Ненабагато менше рухається крізь Атлантичний океан, $233 \cdot 10^{12}$ т/рік, що сягає 33% загально-океанічної маси розчинів. На диво, менше солей рухається в Тихому океані, $200 \cdot 10^{12}$ т/рік, але, природно, що в Північному Льодовитому океані — всього $13 \cdot 10^{12}$ т/рік. Відносно невелика маса для Тихого океану отримана завдяки ефекту затримки в протоці Дрейка. Атлантичний океан має обмін також і з Північним Льодовитим океаном, а дорівнює 5-6% позитивно-витратної частини сольового балансу. Між Тихим та Індійським океанами важливий вплив спричиняє солеобмін крізь протоки Зондського архіпелагу — до 10-15% загально-океанічного балансу. Зрозуміло, що ці цифрові характеристики є пересічними за багато десятилітніх періодів. Відхили від пересічних значень обумовлені вплив коливань гідрохімічних умов та перебудову сольового балансу.

Як видно з табл. 3, тільки 16 хімічних елементів розчинені у воді в кількості більше 0,1 мг на 1 л (1 $дм^3$) води. Їх зміст вимірюється сотими і тисячними частками міліграма. В багатьох країнах Світу з морської води безпосередньо в морях чи в берегових лагунах, лиманах, затоках видобувають необхідну сировину [12, 18]. Тому морську воду часто називають «рідинною рудою». Відповідно до хімічного складу океанічних вод (рис. 23), Світовий океан — це надійне джерело одержання хлористих і сірчаноокислих солей натрію, магнію, калію, а також солей бромю, йоду. Багато вчених вказували

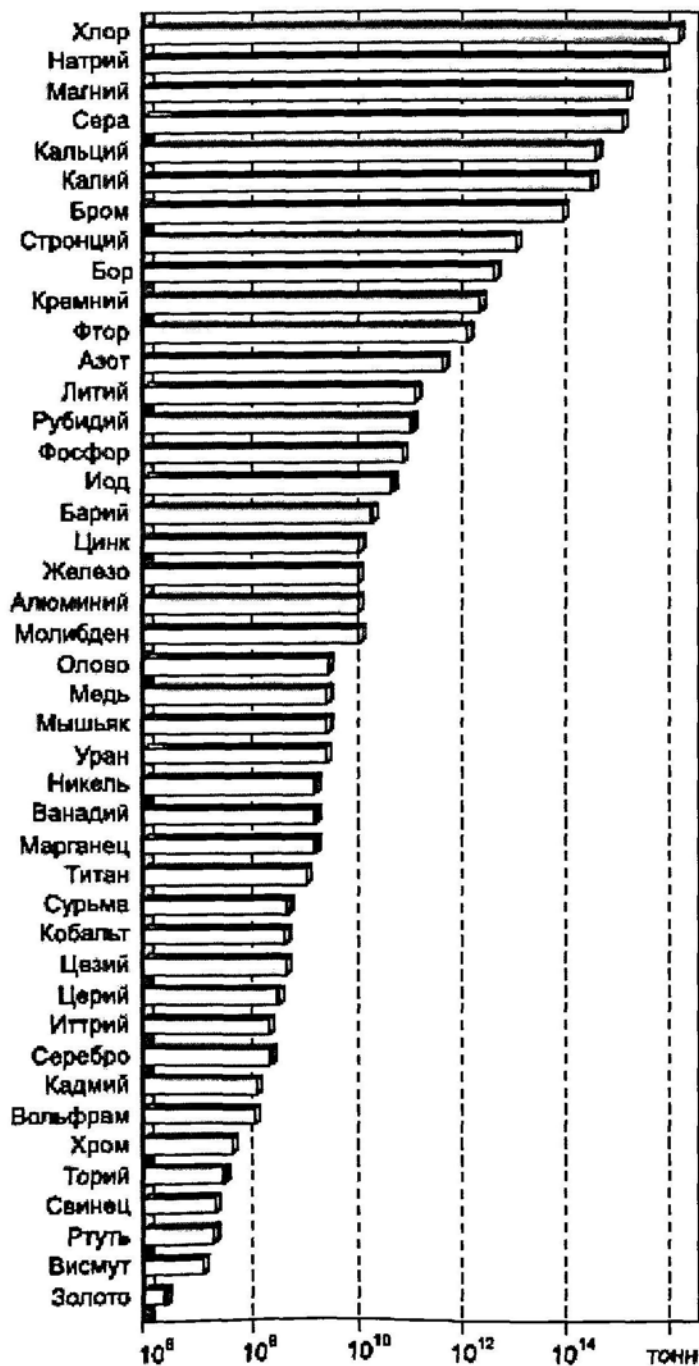


Рис. 23. Хімічні елементи соляного складу океанічної води, які можна використовувати для господарських потреб, кількість в тонах.

на морську воду як джерело сировини для хімічної промисловості. Наша хімічна промисловість має цінну сировину для виробництва целюлози, скла, парфумерних, фармацевтичних, харчових та інших речовин. В деяких країнах на рідинній руді працюють великі підприємства, які використовують складні технології.

До найважливіх продуктів видобування із морської води відносяться кілька, що мають істотне значення для господарства.

Видобуток *кухонної солі* ($NaCl$) з морської води відноситься до давніх промислів, які зберегли своє значення до поточних часів. Із морської води отримують значну частину кухонної солі в Китаї, Індії, Італії, Франції, США. Кухонна сіль — цінна хімічна сировина. Її видобуток має довгу і багату історію, що починається з давнього Єгипту та Палестини, в царстві скіфів та у варязьких землях. За князівських часів Київської Русі на береги Дніпра сіль возили з півночі, з Білого моря, де її випаровували. Для отримання 1 тонни $NaCl$ треба випаровувати майже 120 тонн морської води, а ще й очищувати залишок від домішок. Сьогодні вартість солі, що отримується з морської води (близько 10 млн т кожного року), дорівнює майже 200 млн американських доларів. Треба також підкреслити особливу користь такої солі, бо вона містить у зв'язаному вигляді іод та бром, низку інших мікроелементів, які надають унікальних лікарських властивостей, зокрема, для профілактики базедової хвороби та авітамінозу, для регулювання тиску крові та харчозварення. Мінеральна сполука $NaCl$ активно використовується для одержання соляної кислоти, їдкового натрію, соди, хлору, інших виробів [12, 18]. З 10 т солі, що видобувається з морської води, можна отримати 1730 кг сирого гіпсу, 370 кг калійних добрив, до 2000 кг теплоізоляційних матеріалів і 26 кг бромів. Запаси солі на суходолі обмежені, а у Світовому океані загальний вміст хлористого натрію значно більший. Ще й досі певна частина екологів, хіміків, геологів, юристів, машинобудівників та ін. вважає, що кількість солі в Світовому океані буде забезпечувати людство протягом 2-3 мільярдів років.

Видобуток солі з морської води ведеться в Чорному та Азовському морях, а також в їх прибережних лиманах та лагунах в межах України. Загальновідомо, що від періоду Середньовікового Відродження представники різних тогочасних країн (Валахії, Молдавії, Королівства Польського, Литовського Князівства, Руського Царства та ін.) їздили до «Тартарії» та «Тавріди» з метою видобутку солі. Ці соляні каравани діставалися причорноморських лиманів, першочергово лиманів — Хаджибейського, Куяльницького, Сасика, Бурнаса, Кундука, Кизил-Яру, Сивашу. Тут завантажувалися сіллю та «чумаку-

Таблиця 3

Концентрація і ваговий вміст аніонів та катіонів в морській воді
(за Метро [12])

№ п/п	Назва хімічних елементів	Концентрація, мг/л	Вміст в морській воді, т/куб. міля	Загальна кількість, т
1.	Хлор	19000,0	89,5 · 10 ⁶	29,3 · 10 ¹⁵
2.	Натрій	10500,0	49,5 · 10 ⁶	16,3 · 10 ¹⁵
3.	Магній	1350,0	6,4 · 10 ⁶	2,1 · 10 ¹⁵
4.	Сера	885,0	4,2 · 10 ⁶	1,4 · 10 ¹⁵
5.	Кальцій	400,0	1,9 · 10 ⁶	0,6 · 10 ¹⁵
6.	Калій	380,0	1,8 · 10 ⁶	0,6 · 10 ¹⁵
7.	Бром	65,0	306000	0,1 · 10 ¹⁵
8.	Вуглець	28,0	132000	0,04 · 10 ¹⁵
9.	Стронцій	8,0	38000	12000 · 10 ⁹
10.	Бор	4,6	23000	7100 · 10 ⁹
11.	Кремній	3,0	14000	4700 · 10 ⁹
12.	Фтор	1,3	6100	2000 · 10 ⁹
13.	Аргон	0,6	2800	930 · 10 ⁹
14.	Азот	0,5	2400	780 · 10 ⁹
15.	Литий	0,17	800	260 · 10 ⁹
16.	Рубідій	0,12	570	190 · 10 ⁹
17.	Фосфор	0,07	330	110 · 10 ⁹
18.	Йод	0,06	280	93 · 10 ⁹
19.	Барій	0,03	140	47 · 10 ⁹
20.	Індій	0,02	94	31 · 10 ⁹
21.	Цинк	0,01	47	16 · 10 ⁹
22.	Залізо	0,01	47	16 · 10 ⁹
23.	Алюміній	0,01	47	16 · 10 ⁹
24.	Молібден	0,01	47	16 · 10 ⁹
25.	Селен	0,004	19	6 · 10 ⁹
26.	Олово	0,003	14	5 · 10 ⁹
27.	Мідь	0,003	14	5 · 10 ⁹
28.	Миш'як	0,003	14	5 · 10 ⁹
29.	Уран	0,003	14	5 · 10 ⁹

ГЕОГРАФІЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН СВІТОВОГО ОКЕАНУ

№ п/п	Назва хімічних елементів	Концентрація, мг/л	Вміст в морській воді, т/куб. міля	Загальна кількість, т
30.	Нікель	0,002	9	$3 \cdot 10^9$
31.	Ванадій	0,002	9	$3 \cdot 10^9$
32.	Марганець	0,002	9	$3 \cdot 10^9$
33.	Титан	0,001	5	$1,5 \cdot 10^9$
34.	Сурьма	0,0005	2	$0,8 \cdot 10^9$
35.	Кобальт	0,0005	2	$0,8 \cdot 10^9$
36.	Цезій	0,0005	2	$0,8 \cdot 10^9$
37.	Іттрій	0,0003	1	$5 \cdot 10^8$
38.	Срібло	0,0003	1	$5 \cdot 10^8$
39.	Лантан	0,0003	1	$5 \cdot 10^8$
40.	Криптон	0,0003	1	$5 \cdot 10^8$
41.	Неон	0,0001	0,5	$150 \cdot 10^6$
42.	Кадмій	0,0001	0,5	$150 \cdot 10^6$
43.	Вольфрам	0,0001	0,5	$150 \cdot 10^6$
44.	Ксенон	0,0001	0,5	$150 \cdot 10^6$
45.	Германій	0,00007	0,3	$110 \cdot 10^6$
46.	Хром	0,00005	0,2	$78 \cdot 10^6$
47.	Торій	0,00005	0,2	$78 \cdot 10^6$
48.	Скандій	0,00004	0,2	$62 \cdot 10^6$
49.	Свинець	0,00003	0,1	$46 \cdot 10^6$
50.	Ртуть	0,00003	0,1	$46 \cdot 10^6$
51.	Галлій	0,00003	0,1	$46 \cdot 10^6$
52.	Вісмут	0,00002	0,1	$31 \cdot 10^6$
53.	Ніобій	0,00001	0,05	$15 \cdot 10^6$
54.	Таллій	0,00001	0,05	$15 \cdot 10^6$
55.	Гелій	0,000005	0,03	$8 \cdot 10^6$
56.	Золото	0,000004	0,02	$6 \cdot 10^6$
57.	Протактіній	$2 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-5}$	3000
58.	Радій	$1 \cdot 10^{-10}$	$5 \cdot 10^{-7}$	150
59.	Радон	$0,6 \cdot 10^{-15}$	$3 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-3}$

вали» зворотно, до своїх країв. Після вигнання генуезців і венеціанців із Чорноморського узбережжя, лиманні землі віддавалися в аренду або у власність, переважно – татарам та туркам (їх імена збереглися в назвах лиманів), які брали мито за видобування солі, в тому числі і у «чумаків». Особливо багато її видобувалося у XVIII-XIX століттях. Ще в XX столітті сіль видобувалася в Куяльницькому, Бурнаському, Шаганському лиманах, в риасі Донузлав, в лагуні Сиваш. А сьогодні морську сіль продовжують видобувати в кримському лимані Сасик-Сиваш на узбережжі Каламітської затоки. В Європі більше 50% морської солі сьогодні видобувається на узбережжі Адріатичного моря, в лагунах Караваста та Нарта на території Албанії.

Інший продукт, що видобувається з морської води — це *магній*. Цей легкий метал використовується в літакобудуванні, електротехніці, приладобудуванні. Крім того, магній знайшов застосування в текстильній, будівельній промисловості, у виготовленні паперу. Сполуки магнію використовують для обладнання плавильних печей, як сировину для фармацевтичних виробництв, для виробництва добрив.

Колись основним джерелом одержання магнію та його сполук слугували родовища суші. З морської та лагунної води магній почали виробляти вперше в Англії в 1916 р. З кожним роком збільшується його видобуток із морської води. Запаси магнію у Світовому океані величезні — біля 2200000 млрд т, а видобувається тільки в США близько 310 тис. т із загальною вартістю майже 90 млн доларів. І хоч в рудах суходолу концентрація магнію в 300 разів більша, ніж у морській воді, але простота видобутку, величезні запаси, вдале місце для побудови магнієвих заводів дозволяють зробити виробництво магнію з морської води суттєво економічнішим. Так, тільки в Англії сьогодні успішно працюють більше 20 магнієвих виробництв. Різні країни світу налагодили виробництво $MgCl$ з морської води, особливо ті, що мають вихід до моря. Серед них — Франція, Італія, Туніс, Ізраїль.

В Україні $MgCl$ видобувають із солоних озер Криму. Особливо багатий ним Сиваш та озера Перекопської групи: тут в 1 м^3 води можуть міститися окиси магнію в 3,5 рази більше, ніж в такій же кількості океанічної води. Сьогодні Україна посідає одне з провідних місць по видобутку магнію, завдяки високотехнологічному виробництву на Армянському титано-магнієвому комбінаті та на Сакському хімічному заводі, де використовується ропа солоних лагун. Поточного часу вода та її ропа дають майже 40% магнію, що використовується в світовій економіці.

Бром — це легка рідина, що використовується для вироблення фарб, у фармацевтичній промисловості, але головним чином у виробництві пального для двигунів внутрішнього згорання як присадка. Окрім того, цей елемент має застосування у вогнегасниках, у виробництві фарб, фотореактивів та фотоплівки, ліків, деяких видів вибухівки, у харчовій промисловості. Середній вміст бром у морській воді складає 65 кг на тонну, що в 10 разів вище середнього вмісту цього елемента в земній корі. Запаси бром у Світовому океані та в приморських лагунах (лиманах, рісах) досягають 90000 млрд. т (99% світових запасів бром) [9, 12]. Сучасне видобування бром перевищує 100 тис. тонн на рік, а його вартість — близько 60 млн американських доларів. П'ята частина цього хімічного елемента виробляється в США (місто Фріпорт, штат Техас), а десята частина — на підприємствах України. Відносно невеликі підприємства працюють в Японії, у Великій Британії, Канаді, Аргентині, Індії, в Росії. До 70-х років ХХ століття бром видобували з морської трави (філофори, анфельції, фукусів, ламінарії). Але сьогодні таке застосування зустрічається дуже рідко, бо лівова частина виробництва бром ведеться переважно з ропи.

Перший завод для видобутку бром з морської води було збудовано в Таврії, в невеликому місті Саки ще за часів Російської Імперії. Працював він на сировині соляних озер. Основним джерелом бром були Сасик-Сиваш, Мойнаки, Сакське озеро, а пізніше — лиман Куяльник в Новоросійському краї. В одному кубічному метрі його води міститься до 180-200 г бром, що в декілька разів вище, ніж у морській воді. У США, які за видобутком бром стоять на першому місці в світі, працюють заводи по його видобутку з морської води.

Калій почав видобуватися в роки Першої Світової війни в Китаї та Японії. Його провідним джерелом була калійна сіль. Вона являє собою цінну хімічну сировину для вироблення добрив, мила, деяких вибухових речовин, солей при відбілюванні та очищенні тканин і т.і. У роки Другої Світової війни, коли ввезення калійних солей в Англію припинилось, тут стали отримувати їх з морської води. Велику кількість калійних солей видобувають в Японії, Китаї, Італії та інших країнах. Як вказує світовий досвід, видобуток солей з морської води дешевший, ніж розробки родовищ на суходолі. І все ж багато країн віддає перевагу континентальним покладам, в тому числі і в Україні.

Сульфат натрію (обезводнений мірабіліт) широко використовується при виробництві скла, в целюлозно-паперовій, текстильній та інших галузях промисловості. Найбільші його запаси були визначені у водах затоки Кара-Багаз-Гола, в межах Каспійського моря

(озера). Тут зосереджено біля 35-40 млрд. т солей, в тому числі 6-7 млрд. т сульфату натрію. В невеликій кількості мірабіліт видобувається також з деяких озер Північної Африки (оз. Ель-Джерід), південно-західної Австралії (озера Кауам та Лефрой), південного Ірану (оз. Джаз-Муриак). Названі озера живляться атмосферними опадами та підземними водами, підлягають сильному впливу випаровування.

Основною проблемою «морської хімії» є промисловий видобуток рідкісних і розсіяних елементів. Хоч вміст більшості з них, розчинених у морській воді, дуже малий, при величезній масі Світового океану загальна кількість кожного з них виявляється дуже великою. В наші дні інженери наблизилися до ефективних методів вилучення з морської води мікроелементів. Можна нагадати про відомі фізико-хімічні способи сепарації із природних розчинів. Зокрема, в Японії розроблено метод отримання *урану*, *радію* і *торію* за допомогою абсорбції активізованим дерев'янистим вугіллям. В деяких приморських країнах розробляються «дешеві» методи отримання дорогоцінних металів: платини, золота, срібла. Наприклад, при наявності лише 0,004-0,008 мг золота в 1 м³ води загальний запас його складає 6-10 млн. тонн. Питання отримати золото з морської води промисловим способом актуальне і сьогодні.

Хімічні елементи в морських організмах. Вирішуючи актуальну проблему використання речовин, розчинених у воді в малих концентраціях, не можна забувати про морських рослин і тваринних організмів, які накопичують в собі різні хімічні елементи в набагато більших кількостях, ніж вони є в морській воді (рис. 23). Великі морські раки (омари та лангусти) акумулюють кобальт і плутоній-239, деякі організми — кобальт і нікель, є й такі, що накопичують в собі залізо та марганець. Омари накопичують радіоактивний плутоній-239 у панцирі до 90% від загального запасу цього елемента в організмі тварини. В деяких водоростях вміст заліза в 100000 разів більше, ніж у воді (табл. 4). Голотурії та асцидії акумулюють ванадій, який виконує в їхній крові окислювальну функцію (замість заліза у інших тварин). Концентрація ванадію у земній крові асцидій в мільярди разів перевищує його вміст в оточуючому середовищі. У клітковині устриць накопичується мідь, у планктоні — золото, в медузах — цинк, олово і свинець, а деякі тварини можуть акумулювати благородних металів в мільйони разів більше, ніж в оточуючій водяній товщі. Основними творцями колосальної кількості залізо-марганцевих конкрецій також, видно, є бактерії. Цікаві дані про концентрацію двох десятків різних хімічних елементів можна бачити в табл. 4.

Таблиця 4

Коефіцієнти збагачення, які характеризують ступіть накопичення різних хімічних елементів в морських тваринах та рослинах

№ п/п	Морський організм	Хімічний елемент	Концентрація елементу, мг/кг		Коефіцієнт збагачення
			в морській воді	в організмах	
1.	Водорості	Титан	0,001	40	40 000
2.	Оболочки	Ванадій	0,002	560	280 000
3.	Водорості	Кобальт	0,0005	1	2 000
4.	Водорості	Нікель	0,002	5	2 500
5.	М'ясо тварин	Молібден	0,01	60	6 000
6.	Водорості	Залізо	0,01	1000	100 000
7.	Кістки риби	Свинець	0,00003	700	20 000 000
8.	Кістки риби	Олово	0,003	1000	330 000
9.	Кістки риби	Цинк	0,01	10000	1 000 000
10.	Водорості	Хром	0,00005	2	40 000
11.	М'ясо тварин	Срібло	0,0003	7	21 000
12.	Водорості	Рубідій	0,12	150	1 000
13.	Водорості	Літій	0,17	6	30
14.	Водорості	Стронцій	8,00	3000	400
15.	Водорості	Барій	0,03	100	3 300
16.	Водорості	Марганець	0,002	120	60 000
17.	Кістки риби	Мідь	0,003	3000	1 000 000
18.	М'ясо риби	Золото	0,000004	0,0014	1 400
19.	М'ясо риби	Германій	0,00007	0,5	7 600
20.	Водорості	Іод	0,06	50	30 000

Виявилось, що концентрація мікроелементів є різною в організмах морських гребінців, устриць, мідій. Дослідження свідчать про концентрацію окремих елементів у певних органах, наприклад, заліза у зябрах морських гребінців, цинку та магнію в мантиях устриць. З морських рослин успішно добувають іод. Концентрація його в морській воді біля 0,000005%, а у деяких видах водоростей (морська капуста) вміст іоду досягає 0,5%, тобто збільшується в 100000 разів у порівнянні зі вмістом елемента у водній товщі. З морських водоростей іод добувають в невеликій кількості в Англії, Франції, Японії. В 1846 р. в Глазго функціонувало 12 фабрик, де добували іод. В Росії перший завод був побудований на берегах Чорного моря, в Новоросійському краї в Одесі, а згодом на березі Білого моря в Архангельську. Однак, виявлення іоду в покладах чилійської селітри і отримання його з бурових вод нафтових свердловин призвело до за-непаду морського видобутку.

Поряд з використанням організмів як акумуляторів мікроелементів, особливу важливість має знання самого механізму концентрації ними хімічних елементів. Знання цих процесів дозволить імітувати природні явища і буде допомагати розробці ефективних методів вилучення корисних копалин з морської води. Французькому професору Е. Брауеру вдалось штучним шляхом одержати речовину з організму восьминога, яка акумулює мідь та уран. За допомогою цієї речовини були добуті іони всіх елементів, що містяться в морській воді. Пізніше з морської води було видобуто золото. В морській геології розроблені коефіцієнти збагачення, які характеризують ступінь точного накопичення різних хімічних елементів в морських організмах, зокрема — в молюсках (табл. 4). Ці коефіцієнти дають уяву про спроможність рослинних та тваринних організмів поглинати різні хімічні елементи з води морів та океанів.

Ці праці мали раніше і мають зараз велике майбутнє. Суттєві перспективи використання мінеральних багатств вод Світового океану відкриває застосування іонообмінних смол. Як показали досліди в Московському хіміко-технологічному інституті (Росія), цей спосіб не потребує великої кількості енергії, він простий та економічний. Ще більше півстоліття тому, восени 1959 р. у машинному відділенні експедиційного судна Академії наук СРСР «Михаил Ломоносов» була обладнана поглинаюча установка. За час рейсу через неї було пропущено біля 60 тис. л морської води. Лабораторна обробка показала, що за допомогою смол можливо виділяти не тільки уран, але й срібло, стронцій, цинк, мідь, магній, калій. Застосування цих смол і нових методів виділення металів із морської води дозволять зробити цей процес дешевшим і простим, ніж одержання із гірських порід.

Використання мінеральної сировини з «рідкої руди» — ординарної морської води приведе до збільшення сировинних ресурсів людства. Хімічна промисловість зможе задовольнити потреби населення нашої планети. А запорукою є безперервність удосконалення методики та технологій отримання металів з морської води за допомогою застосування смоли, що отримується з тваринних та рослинних організмів та їх окремих елементів.

Металоносні розсоли та їх ресурси. На підставі теорії фізико-хімічних бар'єрів в Океані [9, 11, 26], в Світовому океані можна визначити три провідні бар'єри. Прибережно-морський (механічний) є осередком механічної (гідравлічної) трансформації осадового матеріалу. Перехідний бар'єр є середовищем одночасної трансформації осадового матеріалу та геохімічних властивостей (солоності) води. Третій бар'єр є суто сольовим (геохімічним), який діє та розви-

вається в умовах: а) «гідротерма — морська вода»; б) сольової зони «субмаринно-ювенільного скиду». Умови третього бар'єру породжують розсоли, незвично великі концентрації розчинів у морській воді ($\geq 50\%$), які мають суттєве розповсюдження на дні Світового океану та його морів.

Як правило, концентровані розсоли на глибинному дні Світового океану є металоносними, пов'язаними з областями сучасного підводного вулканізму. Вони створюються за рахунок виносу рудних компонентів в складі ексгаляцій та гідротерм. За Г. Н. Батуриним [5], гідротерми Солтон Сі на Тихому океані (біля берегів Каліфорнії, США) пов'язані з обширною системою розломів Сан-Андреас, що є продовженням Східно-Тихоокеанського узвищення. Крім високої мінералізації, ці розсоли мають підвищений вміст металів. Розсоли Челекена на Каспійському морі також відрізняються високою мінералізацією. У глибоководній частині Червоного моря виявлено гідротермальні розчини температурою більше за $+56\text{ }^{\circ}\text{C}$ і солоністю в 7,5 рази більшою, ніж у нормальній океанічній воді (260%). В них виявлено високі концентрації цинку, міді, заліза та інших цінних компонентів. Надзвичайно високі концентрації рубідію ($0,06\text{ г/л}$) знайдено в розсолах Мертвого моря, загальні запаси його оцінюються в 6 млн тонн.

Вважається, що гідротермальні розчини розповсюджені в межах рифтових зон серединно-океанських хребтів. Наприклад, в рифових долинах Східно-Тихоокеанського підняття виявлено більш солоні, ніж в океані, води з підвищеною температурою. Донні відкладення збагачені залізом, марганцем, міддю, нікелем, хромом, свинцем. Є впевненість в тому, що гідротермальні розсоли будуть широко використовуватись для видобутку з них корисних елементів.

Металоносні розчини часто зустрічаються в областях інтенсивного проявлення вулканізму. З давніх часів відомі у центральній частині Санторинського вулкана підводні термальні джерела, які містять велику кількість заліза. Показовим прикладом є геохімічні показники розсолів у глибинній западині Либеччію басейнів Беннок, Посейдон та Тиро на глибинах 3200-3300 м у східній частині Середземного моря (табл. 5). Шар розсолів є двохверстним. В районі досліджень верхня верства має товщину 123 м, а температура — $14,25\text{-}14,40\text{ }^{\circ}\text{C}$, в нижній верстві, товщиною 51 м, $15,06\text{-}15,14\text{ }^{\circ}\text{C}$. Верхня є збагаченою Ca^{2+} , а нижня — SO_4^{2-} . Солоність цих розсолів є вищою у порівнянні із типовою морською водою в 11 разів, а пересічна щільність дорівнює $1,21\text{-}1,22\text{ г/см}^3$. Тому частинки осадкового матеріалу, що випадає на дно, на цьому бар'єрі зазнає диференціації, а важкі частинки ($\rho \geq 1,22\text{ г/см}^3$) виборюють його та сягають дна.

Таблиця 5

Пересічні значення хімічних параметрів розсолів у глибинних басейнах
Беннок та Тиро, східна частина Середземного моря
 (за даними Г. Каталано, Д. Бреганно, Д. Чівіттарезе, А. Луччелті та ін.)

Шар	pH	At,* mM	H ₂ S, mM	R-Sh mM	SO ₄ , mM	F, μM	PO ₄ , μM	SiO ₂ , μM	NH ₃ , mM	Ca, mM	Mg, mM	Ba, mM
Морська вода												
Загальний	8,20	2,67	0	0	31,1	78,3	0,2	8,7	0	11,7	60-70	8
Розсоли в западині Беннок												
Верхній	6,46	4,22	1,89	0,23	100,6	106,9	13,1	201,5	3,39	21,0	600	7
Нижній	6,38	4,10	2,69	0,28	131,9	138,9	13,7	258,0	3,31	16,3	650	8
Розсоли в басейні Тиро												
Загальний	6,36	4,12	2,63	0,26	49,2	40,9	9,9	267,5	1,26	34,0	70-80	30

) (alkalinity total) — загальна лужність розсолів

Легкі частинки ($\rho \leq 1,15-1,20 \text{ г/см}^3$), включно рослинний детрит, скелети діатомей, хімічні утворення тощо, скупчуються на поверхні розсолів. Тому тут концентрація зависів підвищується в кілька разів, а прозорість розчину зменшується до 97%. Децю нижче (на 3-5 м) розділу щільності прозорість сягає 95-97%, а кількість зависів швидко зменшується.

На кордоні «розсоли-вода» окислювально-лужний потенціал Eh зменшується від +240 мВ до +30 мВ (за даними Ж.І. Деланжа). При цьому величина pH зменшується з 8,20 до 6,3 (табл. 5). Кисень практично повністю зникає, а замість нього з'являється сірководень. Розсоли істотно відрізняються від морської води більш високими концентраціями SO_4 , PO_4 , NH_3 , Mn^{2+} , Mg , Ba , As^{3+} , Sb^{3+} та деяких інших хімічних елементів. У розсолах підвищеними є концентрації Fe (від 1-3 до 105 нмоль/кг), Mn (від 0 до 5300 нмоль/кг), розчинних форм таких елементів, як La , Nb , Yb , Ce , Sm , Sr , Lu . Тут води сягають таких же значень, як і в порових водах відновлених осаdkів. В геохімічних реакціях активну участь також бере анаеробна флора. Максимальне скупчення бактерій тяжіє до шару, який приблизно на 3 м вище бар'єру щільності «розсоли-вода» і до 10 м нижче цього бар'єру. Накопичення бактерій реально пов'язане із концентрацією органічних частинок. Нижче кількість бактерій знижується але біля самого дна воно, бачиться, знову стає більшим. Все це свідчить про дуже складні механізми геобіохімічних процесів на контакті та на їх спроможність

формувати накопичення корисних елементів та досягнення стану корисних копалин у фаціальних умовах океанічного походження.

Геологічні наслідки щільності бар'єру є досить суттєвими. Під шаром хімічно дуже агресивних розсолів акумулюються дрібні мули. Їх товща має різну величину, а найбільше прошарок може сягати 5-10 м. Мули представлені переважно глинистою речовиною, уламковими мінералами (кварцом, польовими шпатами), стулками планктонних форамініфер, кокколитами. В складі мулястого шару особливе значення мають аутигенні та біогенні карбонати, різні хімічні елементи та їх сполуки, пеликли (табл. 6). Як правило, мули є гомогенними, мають сірий колір, містять в собі сульфід заліза (ланцюжки довжиною 1-2 см), дуже дрібні кристалики стронціаніту та крупні кристали гіпсу. В западинах східної частини Середземного моря в складі шару мулів міститься 0,3-0,9 $C_{орг}$, 45-55% $CaCO_3$.

Таблиця 6

**Мінеральний склад осадків (%% від валового взірця)
кernів в западині Лібеччіо на сході Середземного моря**

Горизонти, см	Кв	П	КПШ	И	К	М	Ка	А	Д	Ра+Г
0-3	21	0	6	17	6	6	21	3	13	7
75-80	19	4	9	5	5	6	22	5	9	16
130-135	26	10	6	10	6	5	18	4	8	7
250-256	22	24	11	4	0	4	17	3	7	8
261-265	13	5	23	7	4	5	21	3	8	11
300-306	16	3	0	8	6	7	31	0	2	20
375-380	18	4	0	9	6	4	31	6	4	18
430-435	18	4	0	10	7	8	28	6	5	14
525-530	20	5	3	10	6	5	28	5	4	15
Пересічно:	19,2	6,5	6,6	8,9	5,1	5,6	20,7	3,9	6,7	12,9

Кв — кварц; П — плагіоклази; КПШ — калієвий польовий шпат; И — ілліт; К — каолінит; М — монтморилоніт; Ка — кальцит (стронціаніт); А — арагоніт; Д — доломіт; Ра+Г — рентгеноаморфні фази + галіт.

Як можна бачити, найбільша акумуляція типовою є у кальциту, кварцу та у рентгеноаморфних фаз разом із галітом. Отже, прорвати шари розсолу вдається найбільше стійким частинкам. Утворення ілліту відбувається меншими темпами, аніж проникнення кальциту та кварцу. Інші складові осадку накопичуються з невеликими швид-

костями, відносно рівномірно, що визначає особливості рудоутворення в фаціальних умовах абісальних западин. Цей процес віддзеркалює дуже повільні явища, що взагалі типові для великих глибин на дні Світового океану.

І води ординарної солоності, і розсоли, і підстелюючі мули зазнають зіткнення із корінною чи осадовою поверхнею дна Океану. Тому між ними існує взаємодія, яка відбивається на рудоутворенні перш за все в намуловому шарі (0-5 см) донних осадків. Наслідком такої взаємодії є поява смектитів — частинок розміром < 1 мкм, що утворюються при $t^{\circ} = +40^{\circ}$ С. Речовиною для них є гідро-окисли *Fe*, потім *Si* — що накопичується в порових водах за рахунок розчинення SiO_2 , та *Al*, який накопичується так, як і *Si*, і адсорбується гідроксидними заліза та марганцю. При цьому поблизу гідротерм утворюється залізистий нонтроніт, а із збільшення відстані від гідротерм накопичується *Fe*-монтморилоніт, *Cu*, *Zn*, *Mn* та *Ni* входять у структуру смектитів. Як приклад, звернемося до осередків розповсюдження радіолярієвого мулу на сході екваторіальної частини Тихого океану (всього 10,2 млн км² в межах Світового океану), де провідне місце посідають сполуки розчиненого *Si*. Відтак, з'являється сприятлива можливість вилучення тільки *Fe* для утворення смектитів. Там, де це утворення діє, одночасно розділяються *Fe* та *Mn*, — *Fe* йде на смектити, а *Mn* на залізо-марганцеві конкреції. Ось чому в радіолярієвій зоні залізо-марганцеві конкреції більш багаті на *Mn*, аніж на *Fe*, а до того ж чутливо збагачені *Cu*, *Ni*, *Zn*. В той же час за межами зони сепарація на *Fe* та *Mn* слабка, смектити практично відсутні і залізо-марганцеві конкреції значно багатіші на *Fe*. Виявилось [6, 9], що мулові води та розсоли суттєво збагачені *Fe*, *Mn*, *Cu*, *Ni*, *V* та ін., а відтак для придонного бар'єру «вода-дно» характерною рисою є формування аутигенних мінералів.

На прикладі дна Атлантичного океану (рис. 24) можна бачити широке розповсюдження розпоросених гідро-окислів заліза, що є важливою ознакою для рудоутворення. Відтак, великі площі зайняті залізо-марганцевими конкреціями в зоні серединного хребта, в районі плато Блей, так і в районі западини Агульяс. Північна Атлантика є осередком домінування карбонатних осадків, і разом з південною частиною — льодовими осадками. Фосфатизовані осадки розповсюджені в Карибському морі, а типово карбонатні — в Середземному морі. Глауконіт поширений на Біскайському, Намібійському, Патагонському шельфах, біля Південно-східних берегів Північної Америки. Найдавнішим та краще за все дослідженим є район розповсюдження марганцевих конкрецій на південний захід від п-ова Каліфорнія в Тихому океані.

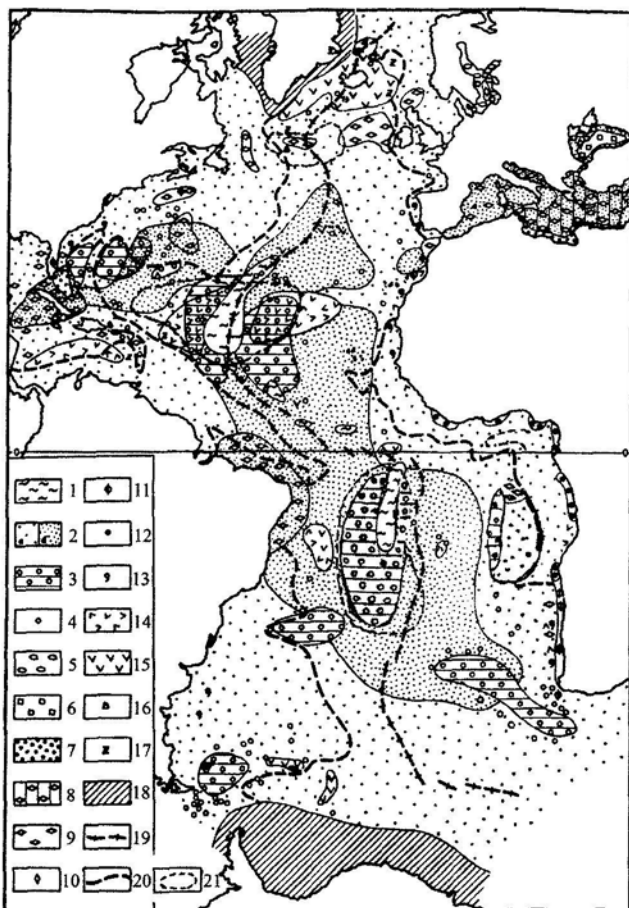


Рис. 24. Розподіл аутигенних мінералів в донних осадах басейну Атлантичного океану (в шарі 0-5 см): 1 — значна перевага гідроокислів Fe, Mn ($>7-10 Fe_{\text{бекс}} + Mn_{\text{бекс}}$); 2 — розпорошені гідроокисли Fe: а — мало, б — багато; 3-5 — розповсюдження залізо-марганцевих конкрецій: 3 — обширне, конкреції округлі, 4 — поодинокі конкреції (округлі), 5 — переважають плоскі конкреції та залізо видні лушпини; 6-13 — переважання в межах поля аутигенних утворень: 6 — сульфідів заліза, 7 — карбонатних оолітів, арагонітових мулів, 8 — кальциту, анкериту, доломіту, карбонатно-глинистих хомогенних утворень, 9 — кальциту, 10 — карбонатів марганця, сульфідів заліза та марганця, вівіаніту, бариту, 11 — фосфатів (сучасних, давніх), 12 — гідрогетіту-шамозиту, 13 — глауконіту (сучасного, давнього); 14 — фосфатизовані залишки риб; 15-17 — *одиночні зерна*: 15 — палагоніту, 16 — бариту, 17 — цеолітів; 18 — ареали розповсюдження марино-гляціальних осаdkів (без аутигенних мінералів); 19 — рифтова зона Серединно-Атлантичного хребта; 20 — межі максимального розповсюдження сірих геміпелагічних (терігенних) осаdkів (з домішками зерен сульфідів); 21 — ізолінія 0,5%-концентрації Mn в донних осадах (за перерахунком на без карбонатно-безкременисту речовину) (з роботи Є.М.Ємельянова [9]).

В цьому районі вони мало відрізняються поміж собою. Діаметр їх звичайно становить 2-10 см (пересічно 5 см). За формою це неправильний чотирихкутник, але зустрічаються також і майже сферичні, бувають циліндричної форми. Всі вони залягають на поверхні червоних глин. Як і в інших районах, конкреції містять в собі різну кількість корисного компонента: пересічно $Mn = 30,3\%$, $Fe = 10,9\%$, $Co = 0,11\%$, $Ni = 1,35\%$, $Cu = 0,72\%$. Вміст води дещо підвищений — до 30,9%. Досліджені конкреції відносяться до «високомарганцевих». Якщо навіть 1% таких конкрецій Тихого океану виявиться економічно вигідним для промислового видобування, то і в цьому випадку поклади багатьох металів будуть такими величезними, що при сучасному рівні споживання їх вистачить на багато тисяч років.

Для визначення загальних напрямків рудоутворення на дні Океану, серед інших, існує важлива ознака — це склад донних наносів та відклади на різних глибинах. Для визначення складу робиться відбір зразка за допомогою ґрунтового вичерпувача або колонковим устроєм (ударним чи вібро). Спочатку роблять гранулометричний аналіз (з визначенням діаметру, форми, ступеню затирання, щільності). Потім визначення фіксуються на картах донних осадків, при цьому користуються загальноприйнятими умовними позначеннями. Потребують нанесення на карту: плита, каміння, галька та щебінь, валуни, гравій та хрящ, пісок крупний, середній, дрібний, прaxівний, мулястий, мул піщанистий, мул ординарний, глинистий мул, глина, чурупка/черепашка та її детрит, водорості, корали, губки, конкреції різних типів. Визначаються ареали розповсюдження кожного з перелічених осадків, а пунктирною лінією ці ареали наносяться на карту. Разом із межами ареалів позначаються також і ізобати, в метрах, відповідно до правил нанесення, з узгодженням із масштабом карти. Вони отримали назву батилітологічних карт, дуже важливого засобу пошуків та розвідки корисних покладів та копалин.

§ 10. Географічне розміщення покладів нафти та газу

Розробка морських покладів нафти почалася в 1824 р., коли в Азербайджані, біля берегів Апшеронського півострова на дні Каспійського моря поруч із берегом (в 30-50 м) почали будувати нафтові «криниці». Їх ізолювали від води і черпали нафту. З 1870 р. біля берегів Японії (біля міста Ідзумосакі) насипали острів, а на ньому поставили нафтові вежі. В 1891 р. на березі Каліфорнії поставили вежі для колонкування під кутом, щоби вийти на відстань більше 200 м під дно океану. Згодом було вирішено, що економічно більш ефективно будувати спеціальні пірси та платформи. Перша свердловина з плавучої платформи-баржі була виконана в 1933 р. в Мексиканській затоці на глибині до 4 м біля дельти Міссісіппі. Глибоке колонкування в масовому масштабі почало застосовуватися в Каспійському морі біля Апшерону, почалася експлуатація родовищ «Гургяни-море» (1949 р.) та «Нафтове каміння». В 1975 р. морські поклади Азербайджану давали близько 15 млн т нафти, а на початку XXI століття вже більше 30 млн т.

В закордонних країнах видобуток нафти квотується, чим підтримується співвідношення «виробництво–попит». Тому країни, які виробляють особливо багато нафти, організовані в організацію країн — виробників нафти (ОПЕК), до яких відносяться Саудівська Аравія, Об'єднані Арабські Емірати, Іран, Індонезія, Лівія, Алжир, Нігерія та інші. Найбільші поклади морської нафти були винайдені на дні Перської затоки. Тут відомо майже 40 родовищ, в яких реально міститься більше 20 млрд т сировини, що близько до величини запасів решти акваторій Світового океану. Потенційні поклади дорівнюють близько 35 млрд т. В басейні Перської затоки сьогодні видобувається більше 220 млн т на рік нафти. Другим за кількістю нафти, що видобувається, є південний район Карибського моря, на акваторіях лагуни Маракайбо та Венесуельської затоки. Тут відкрито 8 морських та 5 континентально-морських родовищ. В них міститься більше 1,5 млрд т, а видобувається близько 130 млн т/рік нафти. Значними запасами та кількістю видобування нафти та газу є дно Мексиканської затоки, Гвінейської затоки, Каліфорнійської затоки, Червоного, Південно-Китайського, Північного, Охотського та інших морів

та заток. Здається, що в найближчі роки будуть винайдені величезні родовища на дні Бенгальської, Аляскінської, Карпентарія заток, на дні Арафурського, Жовтого на Баренцового морів.

Як підкреслювалося, поклади нафти та газу мають континентальне походження. Вони вміщуються в структурах кори материкового типу (§§ 2 і 3). Але, за закономірностями розвитку світового водного балансу та глобального водообміну, ці поклади опинилися на морському дні в межах затопленої окрайки материків, а безпосередньою причиною виявилось голоценове здіймання рівня води в Світовому океані. Геолого-геофізичні дослідження показали, що структурні ознаки родовищ на шельфовому дні морів та океанів такі ж, як і на суходолі. Причому, ознаки спостерігаються на верхньому (мілинному) та на нижньому (глибокому) шельфі, навіть, на континентальному схилі [5, 6, 9, 18]. Ще за даними на кінець 80-х років ХХ століття в Світовому океані було розвідано 330 осадкових басейнів, які перспективні на нафту та газ. Приблизно в 100 з них було відкрито майже 2000 родовищ, і більшість цих басейнів є продовженнями басейнів на суходолі. Вони виражені у вигляді складчастих геосинклінальних структур, але зустрічаються також і суто морські осадочні нафтогазоносні басейни, які не перетинають межі власних акваторій. Загальна їх площа становить 60–80 млн км² в межах Світового океану. Щодо накопичень вуглеводневої сировини, то оцінки різняться, причому суттєво: по нафті від 80 млрд т до 150 млрд т, а по газу від 40 трлн м³ до 150 трлн м³. Близько 2/3 цих запасів відноситься до акваторії Атлантичного океану.

Під час характеристики нафтових та газових ресурсів Світового океану в першу чергу розуміються найбільше доступні родовища на шельфі. Зокрема, найбільші нафтогазові басейни були виявлені на шельфі Атлантичного океану поблизу берегів Європи (Північноморський), Африки (Гвінейський), Центральної Америки (Карібський). Менших розмірів басейни розташувалися біля берегів Канади та США, Бразилії, Середземного моря тощо. В Тихому океані такі басейни відомі біля узбережжів Східної Азії, Північної та Південної Америки, Австралії. В Індійському океані провідне місце посідає басейн Перської затоки, разом із цим поклади нафти та газу відомі також на шельфі Індостану, Зондського Середземномор'я, Австралії, а в Північному Льодовитому океані — біля берегів Аляски, Канади (море Бофорта), Росії (Баренцове та Карське моря). До цього треба додати ще й шельф Каспійського моря. Та одночасно, на шельф випадає тільки 1/3 прогнозних ресурсів нафти та газу на дні Світового океану. Решта відноситься до осадочних шарів материкового схилу

та глибинних западин, що розташовані на відстані сотень і, навіть, тисяч кілометрів від берегового суходолу. Вони знаходяться на значно більшій глибині в надрах, 500-1000 м і більше. Вченими було підраховано: максимальні перспективи на нафту та газ все ж мають улоговиння, абісальні западини: в межах Атлантичного океану — в Карибському басейні та в області Аргентинської абісальної западини, в Тихому океані — в Беринговому морі в областях Командорської та Алеутської западин, в Індійському океані — біля берегів Східної Африки та в Бенгальській затоці, а в Північному Льодовитому океані — уздовж берегів Аляски та Канади. До того ж суттєвий інтерес пов'язується із шельфом Антарктиди.

Перспективними є морські продовження передових прогинів Альпійських зморшкових геосинклінальних споруд. До них відносяться, наприклад, Бірманська, Калімантанська, Тайваньська, Сахалінська, Карибська зморшкові області, передові та межігірські прогини Середземномор'я, Передпіренейський передовий прогин. Суттєві перспективи мають нафтопрояви низки глибинних улоговин внутрішніх та окрайкових морів. Вони ототожнюються із сучасними геосинкліналями — Берінгійською, Курильською, Східно- та Південно-Китайськими, Карибською, із западинами Зондських морів.

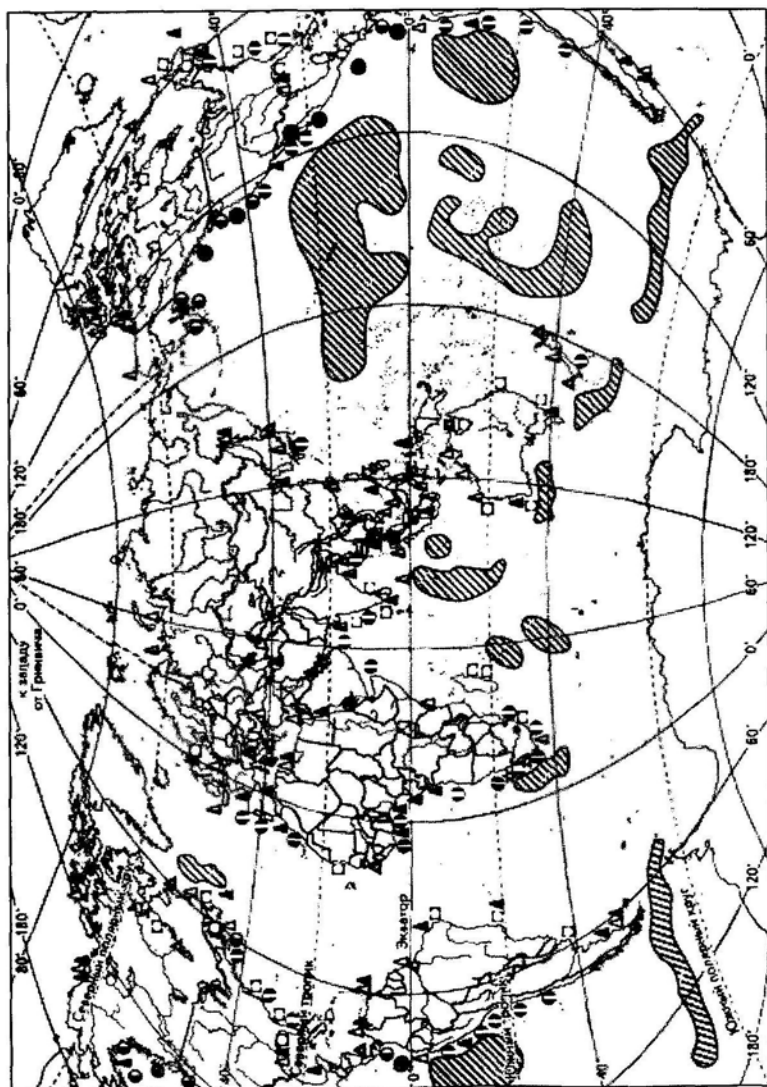
До дуже перспективних часто відносять морські продовження поперечних прогинів, які розкриваються до областей глибинного улоговиння. Ці донні структури можуть бути крупними осадовими басейнами типу синекліз (Аргентинський прогин, низка прогинів біля Західної Африки) та вузьких прогинів білярозколинного типу (Камбейська затока, Амазонський прогин тощо).

Оцінка нафтової перспективності в глибинних областях дна ґрунтується майже повністю на передчасних роботах та теоретичних підставах і думках. Досить благоприємними можуть вважатися маргінальні басейни, які розташовані поблизу кордонів між материковою платформою та океанічними улоговинами [5, 11]. Прикладами можуть слугувати смуга навколо Тихого океану та район Карибського басейну. Подальший розвиток техніки глибинного колонкування дозволить більш точно визначити продуктивну площу, глибину розташування та запаси покладів нафти та газу. Зараз стає беззаперечним, що великі поклади містяться в районах соляних куполів, як наприклад в Перській чи Мексиканській затоках (рис. 25).

Реально встановлена кількість покладів морської нафти, шельфової — включно, вже довгий час зростає. Це викликано нарощенням пошукових площ, удосконаленням методики пошуку та визначення запасів, розробкою нових методів пошуків, розвідування і

Рис. 25. Схематична карта розповсюдження різних корисних копалин на дні Світового океану (за В. Д. Войлошниковим).

Копалини: 1 — основні рудні поля на глибинному та шельфовому дні Світового океану; 2 — поклади та рудні проявлення фосфоритів на шельфі; 3 — нафтові поклади; 4 — поклади газу; 5 — нафтогазові та газонафтові; 6 — копалини бокситів; 7 — середоалюмо-силікатів; 8 — середовища накопичення магнетиту і титаномангнетиту; 9 — поклади золота; 10 — розсипища каситериту; 11 — розсипища ільменіту, рутилу, циркону, монациту; 12 — поліметалічні рудні мули; 13 — масивні поліметалічні сульфіди.



- 1
 2
 3
 4
 5
 6
 7
 8
 9
 10
 11
 12
 13

розрахунків запасів нафти та газу. Зокрема, на початку 50-х років ХХ століття сумарні поклади нафти і газу визначалися цифрою 55 млрд т, в середині 60-х років — вже 70 млрд т, в 1971 р. — 75 млрд т, в 1976 р. — 110 млрд т, а на початку ХХІ століття — 120-150 млрд т. Але при цьому треба звернути увагу, що кількість нафти в надрах, яка готова до прямого видобутку, дорівнює тільки 6-7% розвіданих точних оцінювальних запасів. За сучасними даними в осадовій товщі океанічного дна відомо близько 250 нафтогазоносних басейнів різноманітного типу (рис. 25). В багатьох країнах провідною причиною зростання покладів нафти та газу є утягування в пошуки економічної зони прилеглих морів. Зокрема, на шельфі Японії знайдено на порядок величини більше нафти, ніж на суходолі. В Австралії на навколишньому шельфі може міститися до 20 млрд т нафти, а в Гвінейській затоці відомі поклади становлять близько 2 млрд т.

Великий струс в суспільстві Західної Європи спричинило відкриття родовищ в Північному морі [2, 8, 12, 18]. Перше родовище газу на його дні було знайдено в 1965 р. близько берегів Великобританії — Лемен-Бенк. Згодом, до того ж були відкриті родовища Вест-Золе, Индефатігейбл, Вікент та інші в шарах перми, а також Хьюсетт, Дотті тощо у відкладах тріасу. Найбільшим в Західній Європі є газове родовище Гронінген біля берегів Нідерландів. Наприкінці 60-х років ХХ століття на півночі Північного моря були відкриті нафтові родовища — Екофіск, Західний Екофіск, Фортіс, Елфіск, Код (рис. 26). Поклади нафти на шельфовому дні Північного моря перевищують 15 млрд т, а розробляються вони в англійській, норвезькій, датській та голландській зонах морської акваторії, видобування становлять більше 100 млн т на рік. Окрім цих родовищ, відомо, що суттєві нафтогазові поклади знайдені на шельфі Адріатичного моря в італійському, хорватському, чорногорському, албанському секторах. Також були відкриті нафтові родовища на дні Ліонської затоки (Франція), на шельфі Маєстрасто (Іспанія), на шельфі Сицилії (Італія). Перспективи має український сектор шельфу Чорного та Азовського морів, де вже видобувається газ, а сьогодні виконуються досить інтенсивні пошуки та оціночне колонкування. Причому, не тільки Україною, але Румунією, Болгарією, Росією. Позитивні перспективи дають змогу вкласти певні кошти в розвиток інфраструктури та будівництво сховищ.

Для визначення наявності нафти і газу, їх запасів та контурів користуються різними методами. Найбільш давнім є «острівний» метод. Він передбачає спочатку отримати інформацію про глибини та склад донних порід. Потім треба вживати роботу грейфера чи

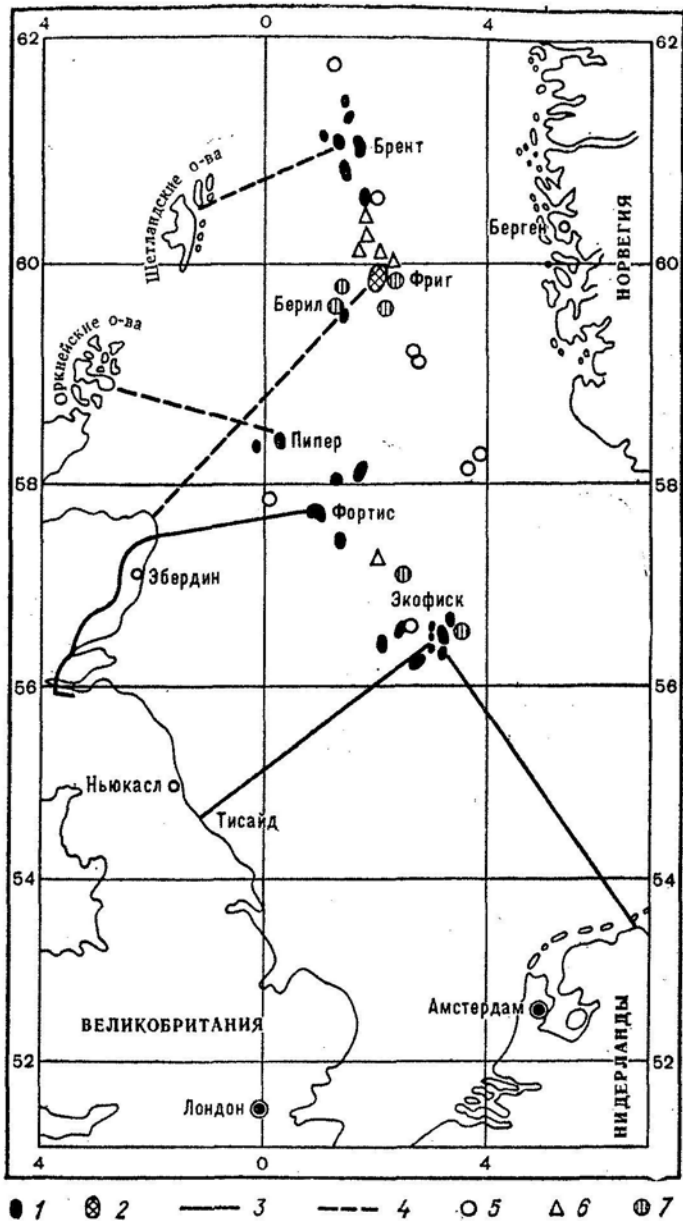


Рис. 26. Поклади нафти та газу на дні Північного моря. Умовні позначення: 1 — поклади нафти; 2 — поклади газу; 3 — трубопровід в діючому стані; 4 — новий трубопровід підвищеної напруги; 5 — нафтова експлуатаційна платформа; 6 — газова експлуатаційна платформа; 7 — складні нафто-газові родовища.

грунтового всмоктувача донних відкладів та виконувати ним намул острова так, як показано на рис. 27 А. На такому острові звичайно встановлюється бурова башта, яка виконує колонкування до продуктивного шару. Башт може бути кілька. Частина їх може робити свердловини під кутом відносно вертикалі, причому, в різних напрямках. Тому використання штучних островів часто буває ефективним, особливо на відмілинах чи банках.

Разом із тим, цей метод організації розвідницьких свердловин має недоліки. Перш за все, нагромадження острова порушує шар осадків як середовища бентосної флори та фауни, веде до її прямої загибелі. По-друге, в сфері намулу формується підвищений фон каламутності, що негативно впливає на процес фотосинтезу, на процес збагачення води киснем, що завдає шкоди планктонним організмам. По-третє, підтримка стабільності острова потребує великих, причому — безперервних витрат, матеріальних та фінансових. Тому для видобування морської нафти та газу стали шукати іншу методику.

Наступним кроком було застосування платформ на жорстких опорах, які ставилися на морське дно. Це дозволяє вести роботи на глибинах до 20-50 м. Перший варіант передбачає опори певної довжини: буксир транспортує таку опору до призначеного місця, де вона тут же жорстко закріплюється на розрахунковій глибині (рис. 27 Б). Тому довжина опори повинна бути точною, без будь-яких відхилень. А тільки після цього на опорах закріплюється платформа із буровою баштою та гелікоптерним майданчиком. Такі установки теж спричиняють певної шкоди, бо забруднюють морську воду вуглеводнями та іржею — реакцією металу на хімічний вплив морської води. Другий варіант починається також з транспортування буксиром готової платформи разом із 4-ма опорами, але опори не жорсткі, тут не треба додержуватися абсолютно фіксованої довжини. Вони можуть міняти довжину, за принципом телескопічної труби. Коли буксир приводить установку на заплановане місце, то опори висуваються, сягають потрібної глибини дна, закріплюються, підвищують робочу платформу на 10-12 м вище поверхні морської води (рис. 27 В). Таку платформу можна дуже швидко використовувати повторно на глибинах до 90-110 м. Та вона, як і на рис. 27 Б, також може забруднювати навколишню морську акваторію. А найбільшої шкоди завдає під час розриву бурової чи експлуатаційної труби, як це відбулося в 2011 р. на узмор'ї дельти Міссисипі в штаті Луїзіана, США.

Протягом останніх кількох десятиріч в практику пошуків та визначення запасів нафтогазових родовищ втілюються занурені у воду опори, на які встановлюються бурові платформи. Перша була

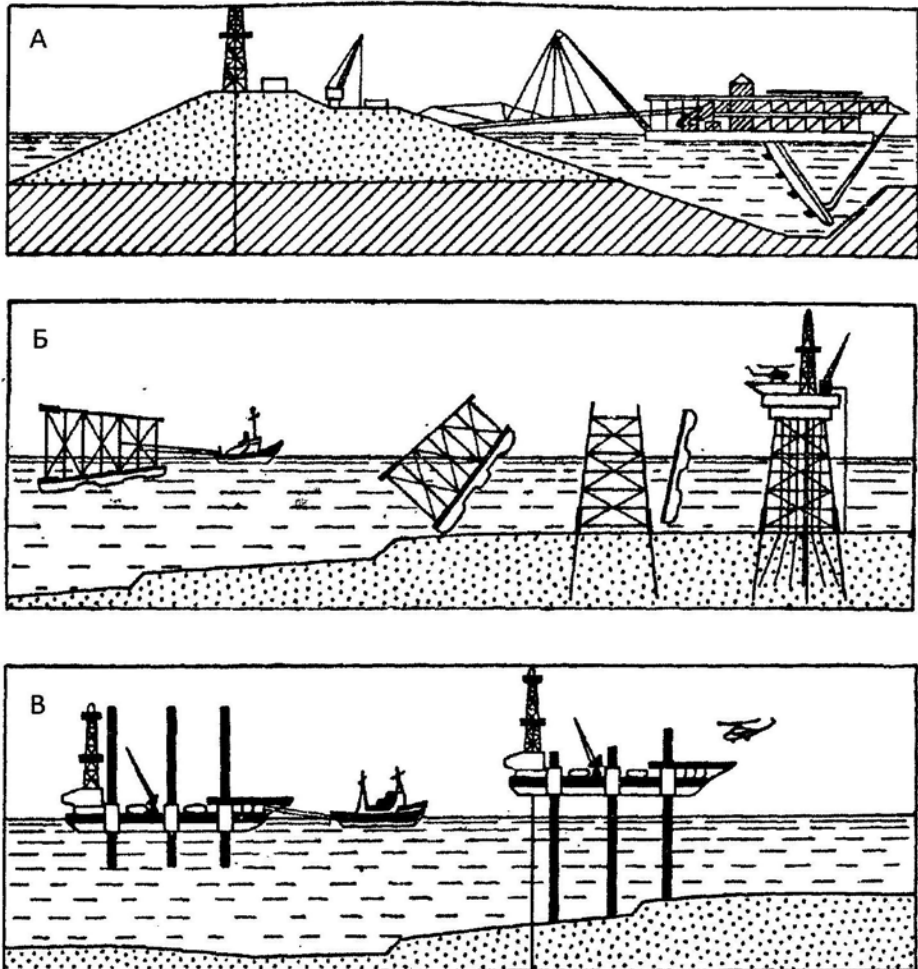


Рис. 27. Обладнання та засоби видобування нафти та газу на морському дні: А — із штучного острова, що зведений на міліні; Б — з стаціонарної платформи на жорсткій опорі; В — з плавучої платформи, яка є самопідіймною.

створена ще в 1962 р., але вона зазнала аварії в Мексиканській затоці, бо перекинулася під час сильного шторму. Та це не зупинило конструкторів, і в 1969 р. була запропонована нова модель («Пента-81»), яка експлуатувалася в Біскайській затоці. Ці типи платформ можуть використовуватися на глибинах більше 120 м. До сьогодні вони безперервно удосконалюються і показують себе досить ефективно. Але після створення та роботи бурового судна «Гломар Челленджер» протягом 60-70-х років ХХ століття в практику увійшло

використання суден з буровою баштою та запасом бурових труб для колонкування. Сьогодні вони можуть працювати на глибинах до 6000 м і більше, а довжина керну може перевищувати 4000 м. Такі спеціалізовані судна створюються та експлуатуються у Франції, Росії, США, Італії, Японії. Поточного часу в Світі використовується більше 800 саморухомих бурових суден на різних морях та океанах.

Одне лише видобування нафти та газу не вирішує проблеми використання цих покладів. Треба забезпечити ще їх зберігання та транспортування на переробку, причому нафто- та газопроводи треба будувати чи не від кожної свердловини по дну морів та океанів до берегу і далі на заводи. Тому на видобувних платформах намагаються створити причальні споруди, щоби судна забирали сировину прямим шляхом від свердловин, а це не завжди технічно надійно та безпечно. Іноді встановлюються плавучі резервуари, що виконують функції зберігання. В них немає дна, і під «купол» накачується нафта так, щоби в «куполі» повітря було під тиском. Тому під час навантаження танкерів нафта транспортується гідравлічним способом — під впливом тиску під «куполом». Подібні резервуари застосовані, наприклад в Перській затоці, на глибині близько 150 м в 100 км від берегів об'єднаних еміратів (ОАЕ). В Північному морі, в 270 км від берегів Норвегії побудували бетонне нафтосховище на родовищі Екофіск (на глибині 70 м). На цьому сховищі працюють дев'ять гігантських цистерн теж за принципом гідравлічного самонавантаження. Вона може прийняти до 160 млн літрів нафти. А неподалік від берегів Норвегії, на дні Північного моря, на глибинах 94-96 м побудована величезна ємність, яка має діаметр 62 м, а висоту 123 м, і вона планується для закачки газу з ближнього родовища. Газ може накопичуватися до того часу, коли до ємності підійде спеціальне судно-газовоз і не доставить його на берегове підприємство.

§ 11. Розміщення та стан берегових розсипищ

Загальні особливості та риси. Родовища на сучасних морських пляжах (надводному та підводному) і реліктові на континентальному шельфі мають практичний інтерес для промислового використання. Вони представляють собою накопичення алевритів (0,01-0,1 мм) та пісків (0,1-1,0 мм) в береговій зоні морів (на березу та на підводному схилі) у вигляді концентратів важких мінералів. Певною мірою корисною може бути легка фракція прибережно-морських наносів, до якої входять кварц, карбонати, польовий шпат, слюда. Останні, як правило, є вміщуючими наносами, а важкі мінерали — це домішки в складі вміщуючих. Вони утворюють корисні компоненти суцього сучасного прибережно-морського походження, в умовах формування прибережно-морської фації, в складі шару хвильової переробки [22, 23]. До того на поверхні шельфу реліктові розсипища можуть мати алювіальне, пролювіальне, делювіальне походження, можуть бути поховані під шаром більш пізніх відкладів. В цьому разі вміщуючими можуть бути піски, гравій, галька, що мають домішки таких корисних мінералів, як діаманти, золото, платина, каситерит, монацит, шееліт, хроміт, ільменіт, тантало-ніобати та інші. Найбільш поширеними є розсипи прибережно-морського походження, що є результатом дії седиментаційного бар'єру першого рівня, де склалися умови для дії лавинної седиментації і одночасної величезної диференціації вихідного осадового матеріалу в «океанічній зоні високих енергій» (§§ 2 і 3).

Взагалі прибережно-морські розсипища мають декілька особливостей. Перш за все вони рухомі. Періодично вони рухаються єдиною «плямою» то в один, то в протилежний бік. Значна їх частина може розмитися, а продуктивна лінза може скоротитися вдвоє-втри, але потім відновлюється і, навіть, зростає. Великі шторми сприяють розмиву за рахунок виносу легкої фракції та залишенню більшості надважкої фракції ($\rho \geq 5 \text{ г/см}^3$). Запаси важких мінералів, буває, можуть бути величезними. Левова більшість продуктивних розсипних осередків тяжіє до надводних та підводних пляжів, які складені переважно двома фракціями — крупного алевриту (0,05-0,1 мм) та дрібного піску (0,1-0,25 мм). Значно менша частина

прибережно-морських наносів вміщує в собі частинки важких мінералів, великістю $\leq 0,05$ мм та $\geq 0,25$ мм.

В береговій зоні піщані наноси взагалі дуже рухливі. Вони втягнуті в переміщення уздовжбереговими потоками наносів, що живляться безперервно з осередків скиду наносів з річок, з активних кліфів, бенчів, що розмиваються, тощо. Тому надзвичайною особливістю розсипів є їхня здатність відновлюватись: промислові видобування забирають їх з берегової зони як якісну руду, а з постійних джерел вилучення компенсуються шляхом поповнення із уздовжберегового потоку наносів. Треба тільки знати, скільки може компенсуватися, — стільки треба й видобувати, щоби не порушити якість розсипищ та структуру літодинамічного осередку. Для цього треба знати кількісні значення важких мінералів, які увесь час скидаються у вздовжберегові потоки наносів: методика такого розрахунку розроблена Ю. Д. Шуйським [26], а, наприклад для берегової зони Чорного моря у межах України, вона була застосована цим же автором [24]. На вироблених ділянках після штормових сезонів через два-три роки знову утворюються розсипи в результаті перемивання і хвильового сортування великої кількості пісків узбережжя та нового осадочного матеріалу, що надійшов. Після сильних штормів також змінюється конфігурація акумулятивних тіл і вміст в них корисних компонентів. Тому точно підрахувати запаси корисних мінералів, динаміку їх подальшого стану дуже важко.

Одним із вимірювань уздовжберегового потоку наносів є товщина, — це товщина рухомого шару пісків, товщина «шару хвильової переробки». Цей шар є середовищем механічної прибережно-морської диференціації вихідного осадочного матеріалу в складі уздовжберегового потоку наносів. Саме в ньому відбувається гідрогенний викид легкої фракції та накопичення важкої фракції до стану промислового розсипища і до його консервування у вигляді реліктового покладу [26]. У цьому зв'язку Ю. Д. Шуйським [23] були виділені т.з. «розсипища шару хвильової переробки». На берегових дюнах, на пляжах, на підводному схилі вони утворюють єдиний концентрат, а розвиток кожної частини відбувається синхронно із іншими, нерозривно. Їх стан, місцеположення та структура залежать від режиму уздовжберегового потоку наносів, що потребує спеціальних технологій видобування.

Цікаве походження цих родовищ. Прибережно-морські розсипи утворились в основному за рахунок механічного та хімічного руйнування гранітних, вивержених, алювіальних, оелових та ін. порід, в присутності атмосферної вологи та високих температур, дрібнення, затирання гірських порід. Породи розмиваються річками і уламки

переносяться в море. Цьому сприяє крутий схил річних річищ. Відкладенню більш важких мінералів в прибережних ділянках сприяє менша крутість підводного схилу. У мілководних частинах моря мінерали переміщуються хвилями і прибережними течіями, розподіляються за питомою вагою і концентруються головним чином в період хвилювань у зв'язку із дією мусонів, пасатів, циклонів. У вологий період, коли приходить сезон великих дощів, морські хвилювання особливо ефективно допомагають виносу наносів, в тому числі в їх складі і корисних мінералів.

Промислові концентрації корисних компонентів — це результат механічної диференціації первинного теригенного уламкового матеріалу за його гідравлічною великістю під дією хвиль різних типів та хвильових течій. Мінерали відбираються за розмірами, стійкістю, питомою вагою та формою. Під дією гідродинамічних факторів відбувається природне збагачення, яке приводить до концентрацій мінералів на сприятливих з гідродинамічної, геологічної та геоморфологічної точки зору ділянках берегової зони моря (океану). За ступенем розповсюдження мінералів в донних і пляжових відкладах, їх якостями і промисловим використанням К. Я. Спрингс виділяє три групи: головні, другорядні та спорадичні мінерали. Тут треба пам'ятати про суто морське походження розсипищ та про їх континентальне походження, але про підводне розташування протягом поточного часу.

Дещо інакшими є поклади корисних мінералів континентального походження, які опинилися на морському дні після закінчення гляціального періоду, після значного здіймання рівня Світового океану та окремих його морів. Зараз ці реліктові неморські поклади опинилися на морському дні, але визначення запасів, їх видобування та додержання природоохоронних заходів повинне бути зовсім іншим, аніж під час промислової розробки розсипищ прибережно-морського генезису. Реліктові розсипища алювіального походження найчастіше зустрічаються на широких мілинних шельфах в інтервалі глибин 5-60 м, в регіонах живлення уламків дуже вивітрілих порід — гранітів, гранітоїдів, базальтів, особливо в умовах гумідного спекотного клімату та високих швидкостей денудації. Такого типу поклади важких мінералів розповсюджені на шельфі Аляски, біля берегів Біскайської, Великої Австралійської, Гвінейської, Тонкінської, Сіамської заток, на шельфі Зондських морів, біля Намібійських берегів Африки тощо. В складі реліктових розсипів були накопичені різні корисні мінерали: чистий кварц, ільменіт, титаномагнетит, каситерит, золото тощо.

До головних мінералів прибережно-морських розсипів відносяться ільменіт, рутил, циркон, монацит, які відносяться до важкої фракції ($\rho \geq 2,85 \text{ г/см}^3$). Частина корисних мінералів відносяться до надважких ($\rho \geq 5,0 \text{ г/см}^3$). Ці мінерали мають велику питому вагу, стійкість до процесів вивітрювання та хвильової переробки, широко розташовані в прибережно-морських відкладах і формуються механічною енергією в хвильовім полі берегової зони. Їх промислова концентрація зустрічається доволі часто. Всі інші важкі мінерали є другорядними за повторюваністю зустрічі, але не за корисними властивостями.

Промисловими вважаються розсипи, які мають у своєму складі ведучий мінерал у кількості більше 1% від загальної маси прибережно-морських наносів. Розміри розсипових осередків вимірюються сотнями, рідше — тисячами метрів у ширину, кілометр-три і до десятків кілометрів у довжину. Найбільші ільменіт-монацитові та ільменіт-цирконові розсипи виявлено на узбережжях Індії, Бразилії, Австралії, США, Нової Зеландії, Шрі-Ланки (рис. 5 та 6). На них випадає біля 80% запасів циркону, 30% — монациту, 20% — двоокисів титану. Наприклад, в багатих концентратах уздовж пляжів південної окрайки п-ова Індостан найбільша маса важких мінералів приходить на ільменіт (TiO_2). Значно менша маса циркону, гранату та монациту (табл. 7). Але хоча останніх мінералів і менше за масою, але вони містять в собі дуже важливі хімічні елементи та їх сполуки: торій, селен, уран та ін. (табл. 8).

Географічне розповсюдження розсипів в хвильовому полі. Особливої уваги заслуговують ільменіт-монацитові розсипища. Монацит є рудою для одержання торію, урану, лантану, церію та інших рідкісних елементів. Розсипи цього матеріалу знайдено в Індії, Австралії, Китаї та в США. Основним поставачем монациту є Індія (рис. 5). Найбільш багаті розсипи знаходяться в південно-західній частині півострова Індостан, і штатах Карнатака та Керала. У південній частині штату розташовані найбільші родовища Маравалакуручі та Ніндакара. Тут продуктивні піски простягаються на 4 км при ширині 100-200 м і товщині продуктивного шару 1,8-2,4 м. Багаті прошарки пісків вміщують 50-70% ($1200-1600 \text{ кг/м}^3$) важких мінералів. Персичний мінералогічний склад важкої фракції наступний: 65-75% ільменіту, 3-8% — рутилу, 5-10% — монациту. Є й інші поклади, що містять в собі цінні мінерали. Крім того, індійський монацит містить 14 рідкоземельних елементів і металів церієвої групи. Запаси монациту складають 2 млн т, тобто від 150000 до 180000 тонн окислу торію. Значна їх частина сьогодні розробляється.

Таблиця 7

**Мінералогічний склад пляжових пісків на покладах
півдня п-ова Індостан**

№ п/п	Назва окремих мінералів в складі пляжів	Вміст мінералів, %%	
		Вайпар-Каллар	Коморин
1.	ільменіт	60	85
2.	циркон	5,7	5,0
3.	сілліманіт	4,0	4,5
4.	рутил	1,2	4,6
5.	гранат	6,4	0,5
6.	кварц	16,0	1-2
7.	монацит	5,0	5,6

В значній кількості вздовж сучасної берегової лінії острова Тайвань зустрічаються розсипні родовища, основними мінералами яких є монацит, циркон, ільменіт і магнетит (рис. 25). В північно-західній частині острова пляжові концентрати містять в пересічно 8% циркону, 3,4% монациту при високому вмісті ільменіту (22%) і магнетиту (47%). Найчастіше магнетит використовується як сировина для виробництва заліза. На пляжах і підводному схилі у південно-західній частині Тайваню кількість циркону збільшується до 14,7%, монациту — до 5% при зменшенні ільменіту до 19% і до 9,6% магнетиту. У монацитах Тайваню знаходиться пересічно 5% окислу торію і близько 60% окислу цезію, лантану, ітрію. Циркон містить більше 65% окисів цирконію і гафнію, а також 2,15% ThO_2 . Рудні мінерали складають біля 3% піщаних відкладень пляжу, дюн і річкових наносів. Загальні запаси важких пісків 200 тис. тонн, а пересічно вони містять 12% циркону, 4,4% — монациту, 22,3% — ільменіту, 17,9% — магнетиту.

Пляжові піски такого ж складу відомі в Китайській Народній Республіці на узбережжі Жовтого моря, а також і на Корейському півострові. Поряд із монацитом, цирконом тут часто зустрічаються золото, ільменіт, колумбіт, танталіт та інші. Особливе значення для розсипів Південної Кореї має монацит, якого тут добувають до 1,5 тис. тонн на рік.

Прибережні ільменіт-цирконові розсипи Австралії постачають на світовий ринок до 75% циркону і 90% рутилу в найбільш розвинуті країни Світу. Циркон — це вогнетривкий матеріал і як сировина для одержання цирконію та гафнію. Титаністі мінерали (ільменіт, рутил, титаномагнетит) використовують для виготов-

лення жаротривких фарб і для виплавки металічного титану. Промислові морські розсипи титанистих мінералів і циркону тягнуться вздовж східного узбережжя Австралії на відстань біля 1500 км (рис. 25). Підраховані запаси багатих пляжових пісків центральної частини східного узбережжя Австралії між Суонсі на півночі і островом Страдброк на півдні досягають 40-50 млн т при вмісті в важкій фракції: циркону — 25-60% (пересічне значення — 38%), рутилу — 1,4 млн тонн, циркону (в його складі 56,0 тис. т двоокису гафнію) і 30,0 тис. тонн монациту. В основному розроблялись багаті пляжові піски із вмістом корисних мінералів від 10 до 30%, а місцями навіть до 80% в невеликих шарах. На десятки кілометрів розтягнулися розсипні поклади уздовж західних берегів Нової Зеландії, переважно ільменітові та титано-магнетитові (рис. 6). В своїй більшості в цій країні розробляються аналогічні за мінеральним складом руди. Титаномагнетитові піски розташовані в основному на західному узбережжі — найбільш важливим вважається родовище Таранаки. Вони містять до 50% Fe_3O_4 , 6-12% TiO_2 та 0,28-0,71% — V_2O_5 . Запаси рудної сировини в пісках досягають 400 млн тонн, і це сприяє досить благоприємним перспективам.

Ільменітоносні піски із цирконом і монацитом широко розповсюджені також на острові Шрі-Ланка, який має геологічну будову, схожу з будовою південно-східної частини Індії. Рудні піски розвинуті майже на всьому узбережжі острова, але найбагатші піски розташовані на східному його березі (рис. 5). Найбільші родовища Пульмоддай та Коккилай знаходяться за 50-60 км північніше м. Тринкомалі. Ці родовища займають піщану смугу шириною 70-110 м. Товщина корисного рудного шару пісків коливається від 0,6 до 1,8 м. У прибережно-морських пісках острова міститься біля 40 млн тонн ільменіту з концентрацією двоокису титану 60-62%.

Таблиця 8

Хімічний склад монациту з берегових розсипищ острова Цейлон

Сполуки →	ThO_2	Ce_2O_3	ΣTR	Y_2O_3	Al_2O_3	CaO	SiO_2	P_2O_5	U_3O_8
Вагові % →	9,45-28,2	20,65-27,15	21,63-29,59	0,94-3,93	0,17-0,29	0,10-0,45	1,67-6,09	20,20-26,12	2,57-4,09

Майже повсюди на пляжах і шельфі Північної Америки розвинуті розсипні родовища: на Заході від Каліфорнії до Аляски та на сході — від Флориди до Род-Айленда (рис. 25). Найбільш багаті розсипи розташовані на східному узбережжі Флориди, між гирлами рік Сент-Джонс і Норт. Загальна довжина їх біля 30 км. Тут відомі як сучас-

ні пляжі, так і дюнні розсипи. Перші мають невеликі розміри, хоч і вважаються дуже багатими. Вони представлені прошарками чорних пісків товщиною в декілька дециметрів. Дюнні розсипи мають невисокий вміст корисних мінералів, але мають великі розміри. Запаси циркону в розсипах Флориди складають біля 4,8 млн тонн.

В береговій зоні Південної Америки відомі прибережно-морські родовища важких мінералів, але в них низький вміст корисних компонентів. Найбільші за розміром родовища знайдені на узбережжі Бразилії. Морські розсипи з перервами тягнуться уздовж Патагонського узбережжя Аргентини на 150-180 км. В цій зоні відомі величезні накопичення монацит-циркон-рутил-ільменітових пісків, але вони бідніші від австралійських та індійських як за вмістом у них корисних мінералів, так і за вмістом в самих мінералах цінних хімічних елементів.

Прибережно-морські ільменіт-цирконові розсипи майже щільним кільцем оперізують Африку. Активна розробка титанових мінералів, циркону, монациту, магнетиту ведеться в Марокко, Сенегалі, Кот д'Івуарі, у Мозамбіку, в Єгипті. Річний видобуток перевищує 100 тис. т концентрату. В Європі ільменіт-цирконові розсипи розташовуються на пляжах та на шельфі морів, що омивають береги Литви, Данії, Німеччини, Латвії, Польщі, Англії, Іспанії, Португалії, Італії, але їхня роль у балансі мінеральної сировини невелика.

Японія має незначні титано-магнетитові та залізорудні ресурси. Загальні запаси залізних руд на суші — всього 200 млн т. Тому головним є видобуток заліза з високоякісних титано-залізистих пісків в береговій зоні та на шельфі, особливо — у Внутрішньому Японському морі. У 1960 р. були відкриті великі підводні родовища в прибережних районах, недалеко від острова Кнулу. Запаси залізорудних пісків тільки в одній лише японській затоці Аріюка оцінюється в 1,7 млрд тонн, з яких 43 млн тонн мають високоякісні залізні руди, придатні для розробки. Аріюкське родовище залізистих пісків займає площу 177 км². Піски за вмістом мають 56% окисів заліза, 12% — двоокисів титану, 26% — ванадію, 0,29% — сірки. З пісків Токійської затоки одержують 2 млн тонн високосортної залізної руди.

Прибережно-морські відклади, збагачені магнетитом і титано-магнетитом до промислової концентрації, виявлені в прибережній зоні Чорного моря (між містами Поті і Кобулеті), на Курильських островах, у районі Фінської затоки та на узбережжі Ньюфаундленда. На пляжах Курильських островів вміст титаномагнетиту досягає декількох сотень кілограмів на тонну піску. До складу титаномагнетиту входять до 10,7% TiO_2 і 0,61% V_2O_5 . Таким чином, курильський

титаномагнетит може бути прекрасною сировиною для одержання вищих сортів сталі та чавуну, а також титану та ванадію.

Запаси пляжових концентратів і родовищ магнетитових, титаномагнетитових та ільменітових мінералів у прибережній зоні Світового океану колосальні. Тому їх видобуток швидко зростає.

Спорадичні (другорядні) реліктові мінеральні шельфові розсипи включають в себе каситерит, золото, платину, тантало-ніобати, хроміти, алмази (рис. 28). Більшість мінералів цієї групи має високу питому вагу. Самостійні родовища вони створюють рідко, частіше зустрічаються у вигляді домішок до розповсюджених мінеральних розсипів. Розміри промислових родовищ вимірюються метрами — десятками метрів у ширину, сотнями, рідше тисячами метрами у довжину. На відміну від концентратів у хвильовому полі, реліктові алювіальні характеризуються невисокою твердістю, значною крихкістю, низькою хімічною стійкістю, а ці властивості не дозволяють їм транспортуватися в річищному чи хвильовому потоках на великій відстані від джерел. Родовища, притаманні для промислових розробок, зустрічаються рідко, хоча розповсюдженість магнетиту і титаномагнетиту велика. Промисловими вважаються розсипи із вмістом каситериту в сотні грамів, а магнетиту і титаномагнетиту — в десятки і сотні кілограмів на тонну.

Серед всіх названих корисних компонентів у складі розсипів більше половини загального світового добутку відомі поклади каситериту — сировини для виробництва олова. Вони простягнулися щільним поясом (це оловорудний пояс) від Індії та Шрі-Ланка через узбережжя Таїланду, В'єтнаму, Філіппін, Китаю, Кореї, Японії протягуються на північ до Чукотки. Основні розробки розсипів каситериту знаходяться в Індонезії, Таїланді, Малайї (див. рис. 25). Корінні поклади значення майже не мають, а провідна частка видобування припадає на алювіальні розсипи, як в надводних, так і в реліктових підводних долинах [7, 15, 18] біля «оловоносних» островів Банка, Біллітон, Сінкел, Суматра та Калімантан. Вони поширені широко, а мінералізація олова пов'язана із давньо-кіммерійськими біотітовими гранітами. Довжина окремого осередка може дорівнювати $\geq 6,5$ км, ширина — в межах 50-250 м, товщина — від 0,2 м до 2,0 м, буває — до 3,5 м. Частинки олова залягають на піщаному шарі «какса́», який міститься на пухкому неконсолідованому каолінізованому цоколі, — він представлений корою сильного та дуже давнього хімічного вивітрювання. Товщина вскриші алювію над продуктивним концентратом може бути від 2-3 м до 6-8 м [12].

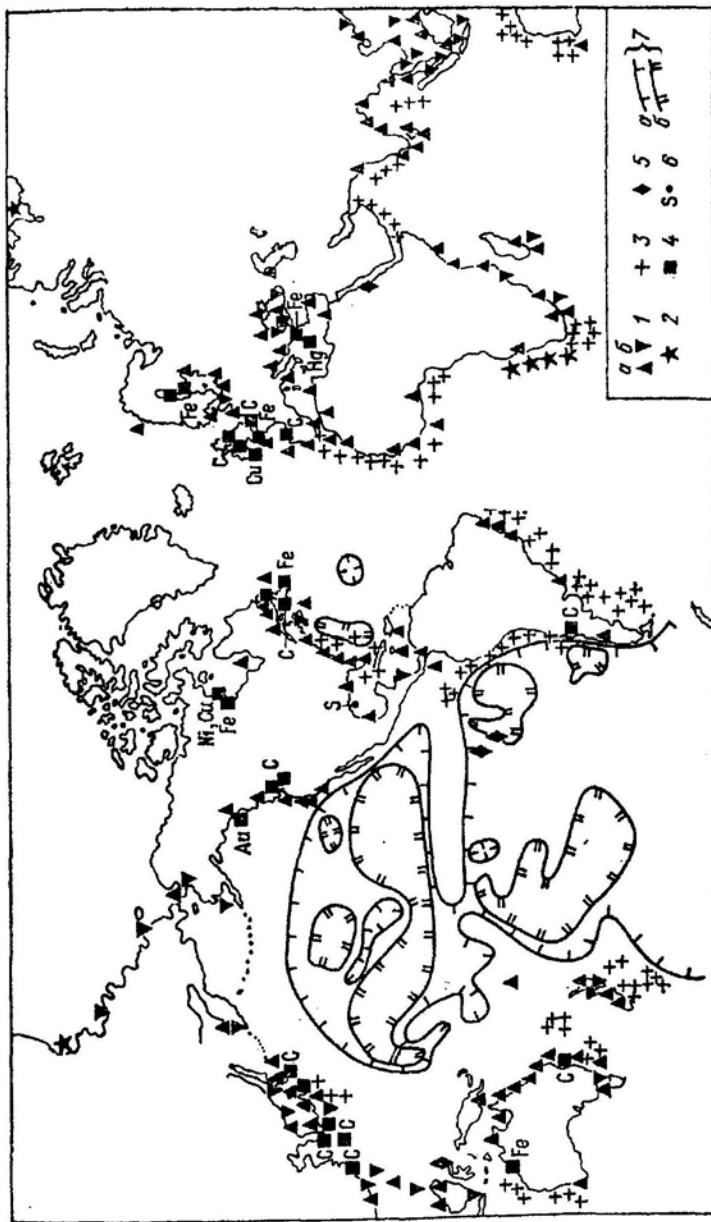


Рис. 28. Схема розповсюдження найважливіших проявів твердих корисних копалин на дні Світового океану. Умовні позначення: 1 — прибережно-морські розсипища (а — пляжові, б — підводні, у т.ч. загоплені реліктові алювіальні); 2 — розсипища алмазів; 3 — накопичення фосфоритів; 4 — розробки в підводних шахтах; С — кам'яного вугілля, Fe — залізних руд, Cu-Ni — мідно-нікельових руд, Au — золота, Hg — ртутних руд; 5 — гідротермально-осадкових руд в рифтових зонах та вулканічних областях; 6 — розробка сірки (С) свердловинами на дні; 7 — контури площ на дні, де розповсюджені залізо-марганцеві конкреції (а — масове розповсюдження, б — високі концентрації — більше 20% дна вкрито конкреціями) (за Слевічем [18]).

Олово завжди було одним з важливих продуктів на шельфі Індонезії (рис. 29). В продуктивній алювіальній лінзі містяться уламки різних гірських порід, зокрема — сланців, піщаників, діабазів, гранітів. В складі розсипного осередку знайдена велика кількість різних мінералів, в тому числі такі легкі мінерали, як кварц, польові шпати, каолін тощо. Серед важких мінералів — перш за все каситерит, монацит, ксенотим, циркон, ільменіт, анатаз, брукит, досить чутливою є концентрація колумбіту, вольфраміту, торит-оранжиту, топазу, турмаліну, літєвої слюди, магнетиту, гематиту та ін.

Протягом багатьох років (з 1710 р. на о-ві Банка) Індонезія видобуває олово та інші мінерали з підводних розсипів на обмілинах Зондських морів — Південно-Китайського та Яванського. Підводні розсипи є продовженням річкових розсипних родовищ, затоплених морем. Їх можна побачити на відстані до 10-15 км від берега, залягають вони на глибині до 35 м. Вміст каситериту в розсипах нерівномірний і зазвичай коливається в межах 0,25-10,0 кг/м³, а пересічно під час видобування отримують 200-600 г/м³. За даними 1999 р. у світовому видобутку 178480 т (без Росії та Китаю) частка Індонезії складала 16540 т, причому 40% всього олова було видобуто з шельфу. На о. Біллітон працює 14 драгових машин, на о. Банка — 11. Методика видобування принципово не відрізняється від методів, що застосовуються на суходолі, на відміну від тієї, яка вживається в сучасній береговій зоні в межах шару хвильової переробки, для розсипів, що відновлюються [22, 30].

Малайзія постачає близько 30% світового видобування олова. Майже 95% малайського олова отримують з розсипових осередків, переважно алювіальних на морському дні (рис. 29). Внесок прибережно-морських пляжових розсипів мізерний. Поточного часу виконуються інтенсивні пошуки та оцінення покладів олова на морському дні там, де виявлені продовження реліктових річкових долин.

Широко ведеться видобуток олова також з підводних розсипів у Таїланді. У 2000 р. уздовж північно-західного узбережжя цієї країни працювало чотири морські драги, які видобули 3432 т концентрату олова (12% всього видобутку). У Російській Федерації розсипи каситериту виявлено у береговій зоні моря Лаптевих та Японського моря.

Золотоносні піски знайдено на пляжах і шельфі США (Каліфорнія, Аляска, Орегон), Канади, Панами, Бразилії, Чилі, Турції, Єгипту, Південно-Західної Африки. Переважне місце посідають не поклади золота, а золотопроявлення у вигляді одиничних зерен. Серед золотоносних розсипів найбільш відомі прибережно-морські розсипи Аляски, що розробляються більше 150 років, з другої половини XIX століття.

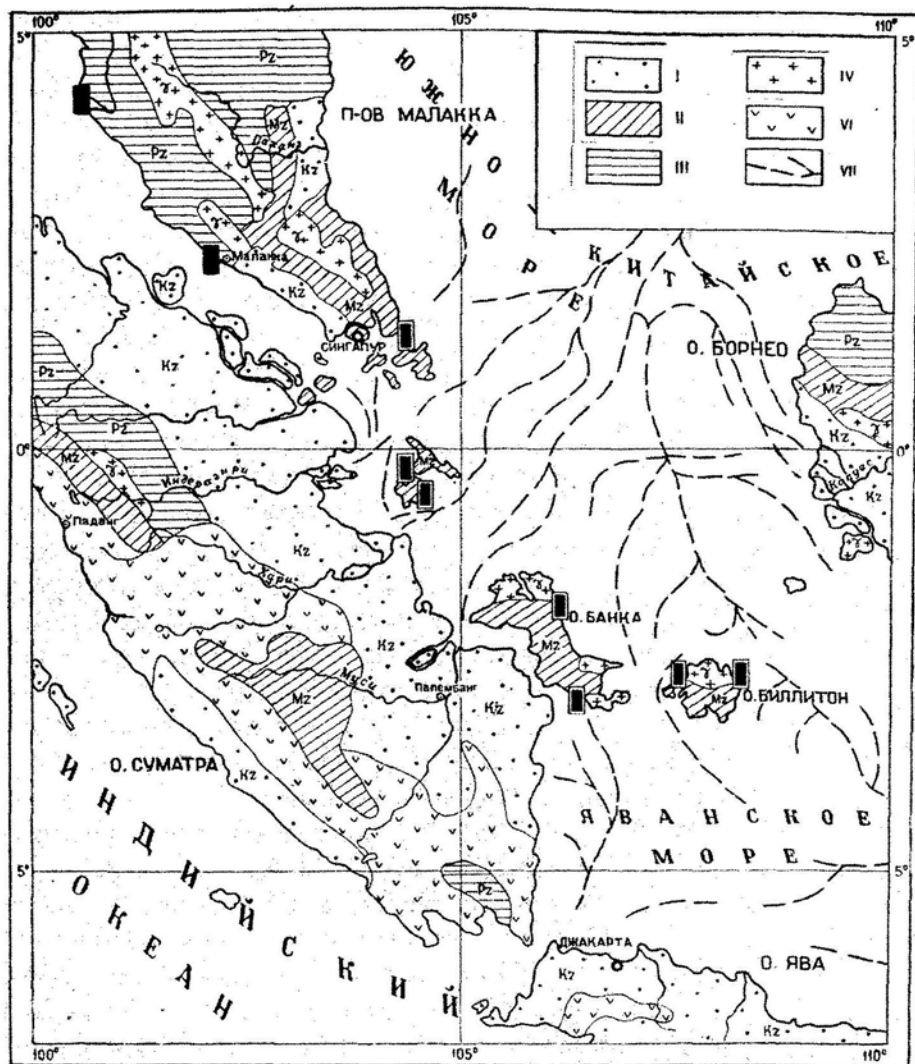


Рис. 29. Розподіл реліктових алювіальних (чотирикутників з каймою) та сучасних пляжових (чотирикутників без кайми) розсипів каситериту в Малайзії та Індонезії. Вік гірських порід, які є джерелом живлення сьогодні та в минулому накопичення корисного мінералу: I — кайнозой (Kz); II — мезозой (Mz); III — палеозой (Pz); IV — гранітоїди (γ); V — вулканогенні породи; VI — підводні продовження долин палео-річок (за матеріалами [7]).

Пошукові роботи виявили, що золотонесні розсипи заходять в море на відстань до 5 км від берега і залягають на морському дні на глибинах до 60 м від поверхні води. Частинки золота вміщені в товщі алювіальних відкладів, під впливом здійснення рівня Світового

океану вони опинилися на морському дні. В одній тонні піску підводних розсипів може міститися золота на суму не менше, ніж 15 доларів. В цих же пісках знайдено радіоактивні мінерали, але в таких кількостях, що є недостатніми для промислових розробок.

Великі перспективи мають золоті розсипи, що знаходяться у 80 км від міста Ном, де на морському дні залягають шари золотоносного піску товщиною 5-6 см. Багатими були концентрати в осередку Ном Голд Коуст, де пересічний вміст корисного компоненту дорівнював 15 г/м^3 . Багатими були розсипи біля острова Іоним, в протоці Ленні, уздовж п-ова С'юард, на морському дні перед гирлом Данієло Крик на схід від Нома. У протоці Стефанса, на південь від півострова Гранд, у відкладах на глибинах від 170 до 300 м, тобто на межі зовнішнього краю шельфу і верхньої частини континентального схилу, знайдені алювіальні розсипища з концентрацією до 200 г дрібного золота в 1 м^3 осада. За вісім місяців одна землесосна драга добула золота на суму 42000 доларів.

Як показали дослідження, більшість родовищ морського походження сконцентровано поблизу гирла «золотоносних» рік. І не випадково, що вміст металу в осадах деяких передгирлових просторах річок Сибіру та Далекого Сходу в Росії складає $\geq 0,08 \text{ кг}$ в 1 м^3 . Донні відкладення, що сформувались за рахунок виносів «золотоносних» річок, мають стати першочерговим об'єктом подальшого вивчення геологами на шельфі морів та океанів.

З 1935 р. добувається платина біля берегів Аляски в затоці Гудньюс. Розсипи платини сходять до давніх реліктових річок Кускоквим та Салмої, затоплених морем. Платиноносні піски із загальною товщиною від 0,6 м до 2 м залягають на дунітах і перекриваються сипкими неконсолідованими відкладами, у яких сумарна товщина сягає до 15 м. Частіше видобуток платини проводиться на глибині до 30 м за допомогою ковшових землевсмоктувачів. Щорічно видобувається біля 500 тонн платини. Інший перспективний район знаходиться недалеко від м. Платинум біля берегів штату Аляска (США). Широко розповсюджені розсипні родовища також і у Колумбії на узбережжі Тихого океану. Вміст платини на багатих ділянках розсипів може досягати 15 г/м^3 , а на дражному виході становить пересічно $0,1 \text{ г/м}^3$.

Алмазні розсипища на прибережному дні Океану відомі більше 50 років. «Родовища алмазів в океані», «Видобуток алмазів з дна моря», «Алмази з моря» — саме такими заголовками миготіли газети та журнали з Південної Африки на початку 60-х років ХХ століття. В деяких спеціальних журналах наводилися геологічні і техніч-

ні дані про родовища алмазів і їхній видобуток з дна Атлантичного океану біля берегів Південно-Західної Африки (рис. 28). Алмази тут знайдено у реліктових відкладах прибережних терас, в давніх пляжових пісках і наносах шельфу на глибинах до 120 м. Вміст алмазів у донних пісках досягає 14 каратів (1 карат дорівнює 0,2 г) на 1 т породи, а пересічно дорівнює 5 каратам на 1 т проти 1 карата на суходолі. Для розсипів характерні алмази, пересічна вага яких сягає від 0,75 до 1,43 карата. Деякі кристали мають вагу до 11 каратів. На протязі жовтня та листопада 1961 р. в районі бухти Лоренц було знайдено 45 дуже дрібних алмазів загальною вагою 8,96 каратів. Алмази виявились високої якості, і 99% з них відносяться до ювелірних. У квітні 1963 р. були знайдені алмази на океанському дні біля бухти Гамайа, а пізніше — біля острова Плум-Пуддинг.

Видобуток алмазів біля берегів Південно-Західної Африки почався з серпня 1962 р. на спеціально обладнаній баржі за допомогою ерліфтного землевсмоктувача. Розробка «морських алмазів» виявилась ефективною. Після флотації з 1 т гравію вдалось видобути 1 алмаз, в той час як в ПАР необхідно було переробити 20 т породи. Тільки за перші три тижні вдалось добути 4500 алмазів сумарною вагою 26400 каратів, вартістю 100 тисяч доларів. За 1964 рік компанія «Марин даймонд» (США) з дна моря одержала 286,6 тис., у 1965 р. — 287 тис. каратів, а в 2005 р. — близько 1265 тис. каратів. Підводний видобуток розширюється, загальний видобуток алмазів збільшився у 10 разів у порівнянні з 1964 р. Такий видобуток виявився більш рентабельним, ніж вилучення алмазів із розсипів, розташованих на суші. Цьому сприяло: високий вміст, якість алмазів та низька вартість їх добування.

Певний інтерес представляють морські терасові розсипи у Намібії, розташовані на північ від гирла річки Оранжевої. Кількість вилучених тут алмазів досить висока, якість ювелірних каменів у загальній масі досягає 90-95%. У 1970 р. видобуток алмазів скоротився до 1509 тис. каратів (у порівнянні з 1697 тис. каратів в 1969 р.), але пересічна вага добутих кристалів підвищилася з 0,65 до 0,76 карата. З 1970 р. велась розробка алмазів із прибережних родовищ розташованих у зоні припливу. Річний видобуток склав 134 тис. каратів. Розвідані тут запаси невеликі і вистачило їх на 6 років. В зв'язку з тим, що ці алмази дрібні і цього сорту їх надлишок, вирішено було припинити тут видобуток. Однак пошукові і розвідувальні роботи продовжуються, а сьогодні практично всі алмази в районі гирла р.Оранжевої видобуваються з морського дна і далеко від берегів [7, 9, 18].

За попередніми даними геологів, поклади алмазів на дні біля узбережжя Африки оцінюються 624 млн. доларів. В майбутньому, коли сухопутні алмазні родовища Африки будуть вичерпані, підводні алювіальні розсипи стануть основним джерелом одержання алмазів. Вважається, що алмази можуть бути біля берегів Індії, Шрі-Ланка, Бразилії, Анголи, де на суходолі в басейнах багатьох річок відомі багаті алмазні родовища.

Янтар (бурштин) заслуговує на особливу увагу, і, за визначенням Плінія Старшого (23-79 рр. після Різдва Христового), є скам'янілим соком особливого виду сосен. Великий російський вчений Михайло Васильович Ломоносов у своєму трактаті «Про шари земні» писав, що «янтар є витвір царства рослин». Янтар має широке розповсюдження в різних районах земної кулі, але промислові його концентрації зустрічаються виключно рідко. Окам'янілу смолу збирають алеути на Алеутських островах. У Гренландії янтар знайдено на острові Хоре. В районі Баренцова моря янтар відомий на північному узбережжі Каніна п-ова, також у гирлі Печори. За величиною янтар зустрічається від мікроскопічних зерен до великих шматків вагою в декілька кілограмів. Найбільший шматок янтарю було знайдено 1803 р. у Східній Німеччині. Він мав розміри $35,0 \times 21,5 \times (9-13)$ см і важив 5,525 кг. Єдиним джерелом видобутку янтарю є розсипища озерного та прибережно-морського походження. Унікальне родовище розташоване на Самбійському п-ові (Калінінградська область Росії) серед морських відкладень олігоценового віку. Частина родовища Самбійського п-ова лежить нижче сучасного рівня Балтійського моря. Так, на підводному схилі на глибині 7-10 м виявлено янтароносний пласт «сіро-блакитної» глини, який в період сильних штормів дуже розмивається. В результаті прибережними хвильовими течіями уламки янтаря розносяться на великі відстані. Окремі шматки цього балтійського янтарю досягають узбережжя Південно-Східної Англії. У Балтійському морі певне, але непромислове значення прибережно-морські розсипи ільменіту, рутилу, циркону, титано-магнетиту мають на ділянці, що розташована на південно-західному узбережжі, між притульніцею Куршської коси на півдні та мисом Овіши на півночі [22]. Поклади їх невеликі, живлення важкими мінералами з природних джерел не дозволяє налагодити стабільне видобування. Хоча, в 1968-1969 рр. було здійснено експериментальне видобування підводної частини розсипів в межах осередку біля Юрмалциемсу (північніше Лієпаї) з методико-технологічною метою [23, 25].

У давні часи янтар використовувався для виготовлення прикрас, і вироби з нього були дорожчі за рибу, бровові шкурки, бронзу

та залізо. Тепер янтар — це цінна сировина для хімічної, парфюмерної та фармацевтичної промисловості. З нього виготовляють хімічні і медичні препарати, янтарну кислоту і спеціальне лікувальне намісто, яким користуються при захворюванні щитовидної залози. При хімічній переробці (на це йде 60% всього видобутого янтарю) виготовляють високоякісні лаки, барвники, янтарне масло.

Карбонатна сировина у вигляді розсипів черепашкового (чурупкового) детриту, цілих стулок відмерлих молюсків, оолітів, карбонатних залишків мікроорганізмів відома в багатьох точках дна. На початку 40-х років ХХ століття почало прискореними темпами їх видобування в береговій зоні та на шельфі морів. Черепашки складені майже чистим $CaCO_3$, що обумовило спроби виробляти з них вапно. В затоці Сан-Франциско з дна видобувають стулки *Ostrea marinea*, які постачаються на заводи для виробництва цементу. З такою ж метою в США видобувають вапнякову сировину на прибережних відмілинах Мексиканської затоки біля штату Луїзіана, біля штату Флорида, Тихого океану біля штату Вашингтон. Здавна великий інтерес викликали поклади черепашки у затоці Факсафлуї (Атлантичний океан), біля м.Акранес, в 18-20 км від берегів Ісландії на максимальних глибинах 40 м (рис. 30). Товщина продуктивного шару корисної речовини становила від 1 до 5 м. Ця речовина представлена сумішшю детриту стулок молюсків ($\approx 80\%$), карбонатного піску та дрібних уламків базальтового туфу. Сировина, що видобувається, використовується для виробництва портланд-цементу та вапна, — вона витрачається для вилучення магнезії та інших речовин з морської води.

Особливістю промислового накопичення карбонатної сировини є позитивний її баланс. Стулки відмерлих молюсків надходять та концентруються біля м.Акранес більше, ніж вилучаються під час експлуатації родовища. Іншими словами — ці поклади є такими, що самовідновлюються, аналогічно тому, як і розсипні осередки уздовж південних берегів п-ова Індостан, як і розсипи шару хвильової переробки в береговій зоні східної частини Балтійського моря [22].

В Україні також існувало видобування карбонатної сировини у вигляді цілих черепашок та черепашкового детриту, з початку 60-х років ХХ століття. Вона йшла як супутня разом із будівельними пісками, а особливо в межах Азовського моря [30]. Для Азовського моря типовими були берегові біогенні наноси, і майже 60% їх було представлено цілою чурупкою та чурупковим детритом. Тому на віддальницях кіс чинилося їх видобування, бо це була майже чиста карбонатна сировина. Вилучення $CaCO_3$ виконувалося на Арабатській Стрілці, на віддальницях кіс «азовського типу» (Кривої, Бердянської,

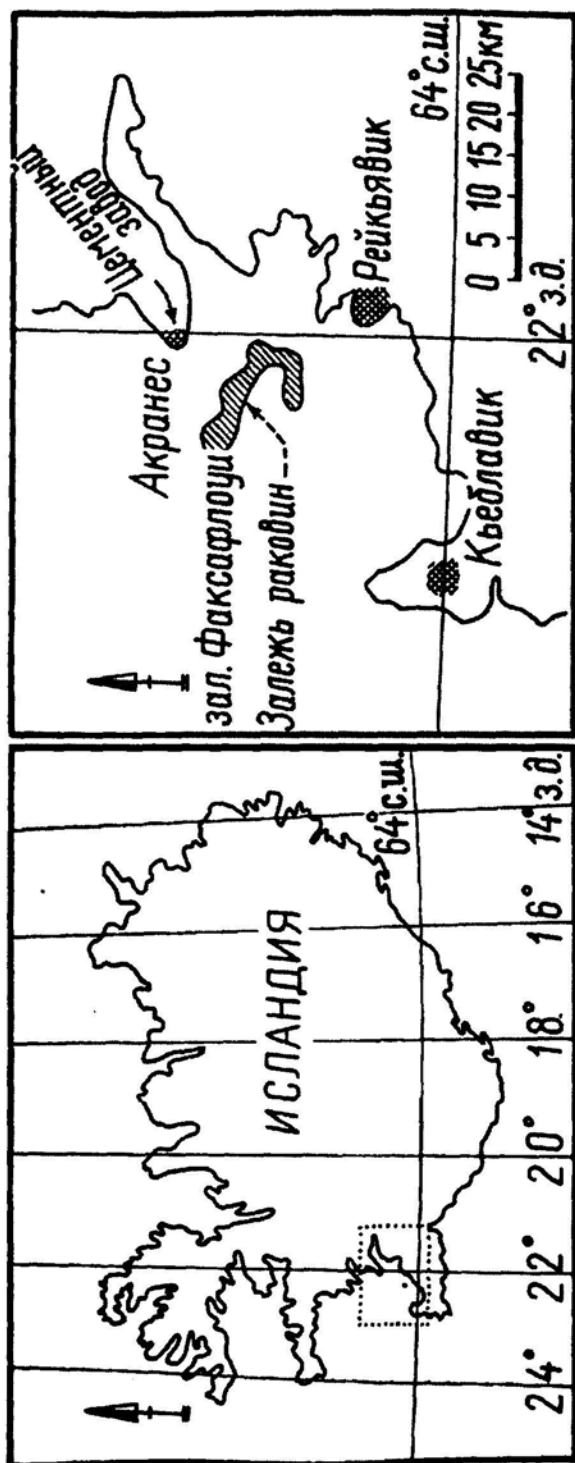


Рис. 30. Розташування покладів черепашки (штулки відмерлих молюсків) на дні затоки Факсафлуої біля м.Акранес (Ісландія). На лівій схемі — загальний вигляд, чотирикутник показує розміщення схеми з правого боку (за даними роботи М. Д. Крюкшанка).

Обиточної), Бірючого острова. Значно меншим (до 30-40%) вміст CaCO_3 був на берегових відмілинах Чорного моря — на Бакальській, Чурюмській, Одеській, Дністровській, Алібейській банках, на дні Джарилгацької та Тендрівської заток, на підводній Терновській терасі [30]. Всього за рік в сумі видобувалося до 300 тис. тонн чистої черепашки. Поклади були «глухими», бо не відновлювалися та не зазнавали будь-якого поповнення з джерел. Отриманий карбонатний матеріал використовувався при переробці ропи на хімічних заводах, при виробництві мильних сумішей, в сільському господарстві на птахофабриках, як домішки при виробництві пінобетону та деяких стіноблоків. Поточного часу карбонатна сировина з морського дна на Україні не видобувається.

Вапнякові та кременисті мули. Розповсюдження мулів певним чином відкарбовано в табл. 2. Вони окупують площу дна, що сягає 128 млн км² у вигляді шару, товщиною до кількох сотень метрів. Поклади вапнякових мулів оцінені в 10000 трлн тонн, а кременистих (діатомових) — в 10 трлн тонн [18]. Вартість їх видобування дещо нижче, аніж на суходолі видобувати вапняки та доломіти. Промислове видобування вапняково-кременистої сировини вже сьогодні застосовується в США с глибин більше 1000 м (близько 30 тис. тонн мулів на рік), і це економічно вигідно для виготовлення портландцементу.

Практичний інтерес мають також і глибинні червоні глини. Вони вкривають дно на площі майже 100 млн км². Товщина їх шару дорівнює до 200 м. Ці глини представляють собою гідроокисли алюмосилікатів та заліза. Їми зацікавлена алюмінієва промисловість, бо вміст окисла алюмінію становить 15-25%, а вміст окисла заліза — 13%. До того ж, червоні глини вміщують марганець, мідь, нікель, ванадій, кобальт, свинець, рідкісні землі. Поклади червоних глин дорівнюють 10000 трлн тонн, а їх річний приріст — пересічно 500 млн тонн. На сьогоднішній час актуальною є розробка технологій видобування та отримання корисних компонентів з червоних глин.

§ 12. Морські рудопроявлення та родовища

У попередньому розділі була представлена можливість ознайомитися з родовищами рудних розсипів, утворених в результаті процесів механічної диференціації уламкового матеріалу в межах хвильового поля берегової зони морів та руслових потоків річок. Розсипища можуть бути сучасними в межах шару хвильової переробки та реліктовими за межами сучасних осередків седиментації. Разом із тим на дні океанів поформувалися поклади мінералів та гірських порід, які утворилися за межами дії механічної рудної седиментації. Вони мають хомогенне походження, часто з участю гідротермів чи придонної ропи, в умовах стагнаційного середовища та низьких температур води, розташовані на дні в областях великих глибин, буває, що під впливом перегрітих ювенільних вод. Певна частина глибинних покладів має континентальне походження, існує в середовищі континентальних тектонічних структур. Окрім нафти та газу, до цієї групи родовищ відносяться поклади вугілля, залізної руди, мідної та нікелевої руди, сірки та ін. Характерними утвореннями цієї зони є залізо-марганцеві, фосфорні конкреції та глауконіти (рис. 28). Розташовуються вони без будь-яких чітких зв'язків з рельєфом дна нижньої частини шельфу і підводного схилу.

Вугілля розташоване в покладах, які містяться переважно в економічно розвинутих країнах, в межах прибережних обмілин та на шельфі (близько 85%). Частка, що належить країнам, які розвиваються, становить приблизно 10%. Решта міститься в зоні юрисдикції колоніальних адміністрацій. Такий розподіл пов'язаний з тим, що в розвинутих країнах краще виконані пошуки та розвідка покладів вугілля на морському дні. Світові поклади в 250 разів більше тієї кількості, яка сьогодні видобувається. Продовжується тенденція розвитку підводного видобування вугілля. Зокрема, в Японії видобувається на морському дні 30% всього об'єму, а у Великій Британії — 10%.

Вугільні товщі простягаються під морське дно уздовж берегів Канади, Австралії, Туреччини, Норвегії. Зараз відомо більше 50 підводних копалень, в яких видобувається вугілля на суму близько 350 млн американських доларів. Економічно виправданим є видо-

бування в тих копальнях, які віддалені на ≤ 25 км від берегів при перспективі видобування на 100 млн доларів. Останніми роками виконуються розробки таких технологій, які дозволяли би рентабельно експлуатувати родовища на морському дні на відстані 50 км від берега.

Залізна руда в континентальних геоморфолого-тектонічних структурах розробляється методами підводних копалень, вартість отриманої продукції становить більше 190 млн американських доларів. Поклади розробляються в Японії на о-ві Кюсю. Давні розробки тривають біля північно-західного узбережжя Англії поблизу міста Дербі. В Канаді багате підводне родовище розташовано на Ньюфаундленді і розробляється за допомогою штреків, що занурюються під океанічне дно. Головний шахтовий ствол міститься на о.Белл. Поклади цього родовища становлять більше 10 млрд тонн залізної руди. За допомогою тунельних штреків руда видобувається близько берегів штату Нова Шотландія в Канаді.

Увагу привертає родовище залізної руди у Фінській затоці (Балтійське море), в кількох кілометрах від берегів Фінляндії, на відстані майже в 90 км від Хельсінкі. Це родовище Стур-Юссарё було знайдено методом магнітної зйомки, тут видобувають магнетит з шаровидної дайки (рис. 31). Колонкування виконувалися з малих скелястих острівців (шхер), застосовувалися також і пересувні вежі. Аналогічним чином видобування відбувається майже на всіх родовищах залізної руди на морському дні.

Окрім цього корисного компонента в складі гірських порід видобувається також *мідь* та *нікель*. Вже багато десятків років їх родовища відомі на заході Гудзонової затоки, біля міста Черчілль, на глибині 10-15 м, а також біля п-ова Корнуолл у Англії. Близько берегів Туреччини в Егейському морі розробляються ртутні руди. Всі вони видобуваються в невеликій кількості і мають місцеве значення.

Соляні куполи та пластові поклади солі краще за все відомі на шельфових відмілинах морів та океанів. До того ж, вони зустрічаються на материковому схилі та в глибинних западинах. Їх виявили в Мексиканській та в Перській затоках, на півночі Червоного моря, на півночі Каспійського моря, на Африканському шельфі Середземного моря, на дні Північного та Баренцова морів, тощо. Соляні куполи мають вигляд циліндричного тіла відносно невеликого діаметру, витягнутого вертикально. Формуються під впливом до гори спрямованого тиску зануреним соляним масивом. В процесі здійснення цей масив прориває шари, що лежать вище, розтягує їх в різні боки. А це веде до утворення по периферії повітряних пустот, які заповнюють-

ся нафтою та газом («нафтові пастки»). Тому соляні куполи можуть виступати як індикатори нафтових родовищ.

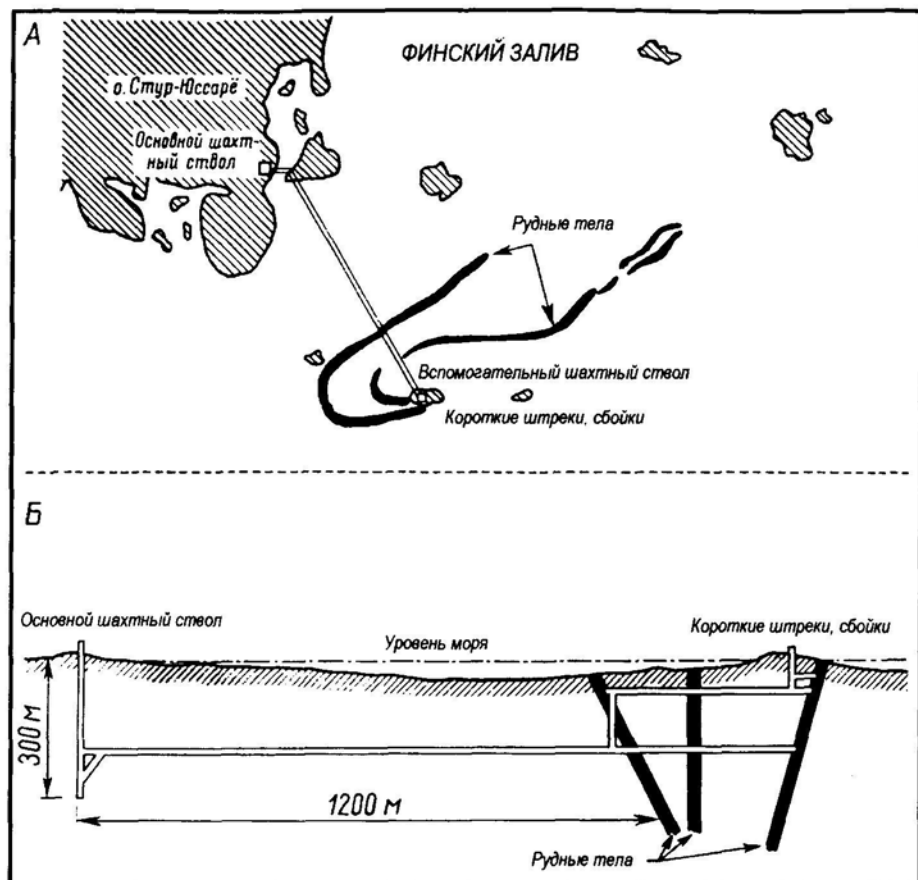


Рис. 31. Морська залізородна копальня в Стур-Юссарё на дні Фінської затоки (Балтійське море) біля південних берегів Фінляндії. Позначення: А — планове становище на дні затоки; Б — вертикальний переріз (за матеріалами М. Д. Крюкшанка).

Корисні копалини купольних структур, окрім нафти та газу, містять в собі звичайні натрієві, калійні, магнезитові солі, гіпс, круті розсоли. Підрахунки їх покладів можна виконати тільки приблизно. За найбільш загальними розрахунками, ці поклади можна оцінити приблизно в кілька десятків трильйонів тонн, а запаси калійної солі може становити в межах від сотень млн до одного млрд тонн. Але видобувати їх зараз вкрай проблематично. Тому найближчими десятками років потреба названих солей буде задовольнятися видобуванням на суходолі та з морської води.

В Мексиканській затоці біля дельти Міссісіпі (глибини 6-8 м) розташовані та експлуатуються два соляні купола. Окрім кількох нафтових родовищ, тут міститься супутнє родовище сірки (рис. 28). Товщина продуктивного шару сірки дорівнює 65–130 м.

Сірка на морському дні, в тому числі в осередку соляного купола біля дельти Міссісіпі (штат Луїзіана, США), найчасто видобувається за спеціальною технологією. В корисне тіло забурюється свердловина. По ній з поверхні на глибину в сірчані поклади закачується перегріта вода (до +180° С). В результаті сірка стає перегрітим розплавом. По трубопроводам вона подається на баржі, нею заповнюються контейнери, що охолоджують перегрітий розплав до твердого стану. В такому викладі її перевозять до місця призначення. Та буває і так, що рідку сірку по трубопроводу перекачують на сусідній берег, а не на баржу, де побудована установка для переробки сировини. Дві установки біля берегів Луїзіани дають близько 15% всієї сірки, що видобувається в США. В інших районах морського дна, де знайдені сольові куполи, містяться поклади сірки, зокрема, біля берегів Японії, Тайваню, східної Австралії, Тихоокеанського узбережжя Чілі, на дні Перської та Карпентарія затоках тощо (рис. 28). Та потенціальні світові ресурси сірки в надрах морського дна не підраховувалися. Але приблизно оцінюються до сотень *млн тонн*.

Глауконіт — аутигенний мінерал, до складу якого входять гідросилікат калію, заліза, алюмінію та великий набір мікроелементів (табл. 9). Вміст K_2O до 9-10% дозволяє використовувати його в якості калійних добрив і стимулятора росту рослин і організмів. Він формується майже завжди в умовах активного водообміну, дії прохолодних вод, підвищеної інтенсивності хімічних процесів. Донні осадки, що містять глауконіт, знайдені біля берегів Північної та Південної Америки, Нової Зеландії, Філіппін, Китаю, Японії, Шотландії. Максимальні концентрації його розташовуються вздовж зовнішнього шельфу і верхньої частини континентального схилу. Вміст глауконіту в донних відкладеннях коливається від 0 до 80%. В морських мулах часто зустрічаються окреме глауконітове зерно, із пересічним діаметром ≤ 1 мм. Низька вартість видобутку його (біля 2 доларів за тонну) дозволяє почати його промислові розробки вже на сучасному рівні технологій.

На дні глауконіт розміщений у вигляді піску (зерна діаметром ≤ 1 мм), причому, він може утворювати прошарки товщиною до 5-10 см. Буває, що пісок утворює певні стяжі, які тримаються на фосфатному цементі.

Таблиця 9

Хімічний склад глауконіту, що був піднятий з океанічного дна біля східного узбережжя Австралії

№ п/п	Складові компоненти	Вагові %%
1.	K ₂ O	4,21
2.	Na ₂ O	0,25
3.	SiO ₂	50,85
4.	Al ₂ O ₃	8,92
5.	Fe ₂ O ₃	24,40
6.	FeO	1,66
7.	CaO	1,26
8.	MgO	3,13
9.	H ₂ O	6,84

Лева більшість глауконітових зерен є твердими, чорними або темно-зеленими, мають кульковидну форму. Іноді можуть утворити псевдоморфози по черепашкам форамініфер. Глауконіт є характерним, подекуди — провідним, компонентом зелених мулів та пісків. Його знайдено також в блакитних мулах та в розповсюджених поблизу берегів глобигерінових мулах. Але в береговій зоні морів, особливо в осередках лавинної седиментації, та взагалі в сфері впливу штормових хвиль (глибини $\leq 50-70$ м) цей мінерал якщо і зустрічається, то вкрай рідкісно. В глауконітових зернах можна зустріти домішки фосфату кальцію. Часто в асоціації із глауконітом бувають кварц, польові шпати, слюда, рогова обманка, магнетит, різного розміру уламки гнейсів, гранітів та діабазів [9, 13]. Майже ніколи його не можна зустріти в коралових пісках та мулах.

Типовим можна вважати хімічний склад донних глауконітів на досить великих глибинах (750 м) на схід від Австралії (табл. 9). За вмістом калію глауконітові осадки суттєво поступаються калієвим агро-рудам, які видобуваються на континенті. Основу цієї породи складають кремній та залізо — майже 75%. Окрім калію, чутливою є присутність алюмінію і магнію. Взагалі навіть ще поточного часу не визначені точні контури розповсюдження глауконіту та значення його покладів.

Фосфорити заслуговують на особливу увагу. Конкреції *фосфоритів* добре розвинені біля берегів США, Чилі, Мексики, Перу, Арген-

тини, Іспанії, Південної Африки (рис. 32). Фосфорити використовуються у вигляді природних чи хімічних добрив. Значні утворення сучасних фосфоритів відомі лише в кількох місцях — біля західного узбережжя Африки в районі затоки Уолфіш та між Гібралтарською протокою та Гвінейською затокою, уздовж берегів західної Австралії, уздовж Патагонського шельфу та берегів Бразилії тощо. Тут вони формуються біогенним шляхом за рахунок масового відмирання організмів, які опускаються на дно й збагачують осадки прибережної зони органічними речовинами і фосфором. У подальшому відбувається перерозподіл сполучень фосфору, стягування їх до певних центрів і утворення в донних відкладах фосфоритових конкрецій. Інші накопичення конкрецій, розвинені біля берегів Каліфорнії, Флориди, в Аденській затоці, біля західного узбережжя Південної Америки і деяких інших місцях, мають більш давній вік. Розташовуються вони у Світовому океані густими скупченнями у верхньому шарі осадка на глибинах від 50 м до 2500 м.

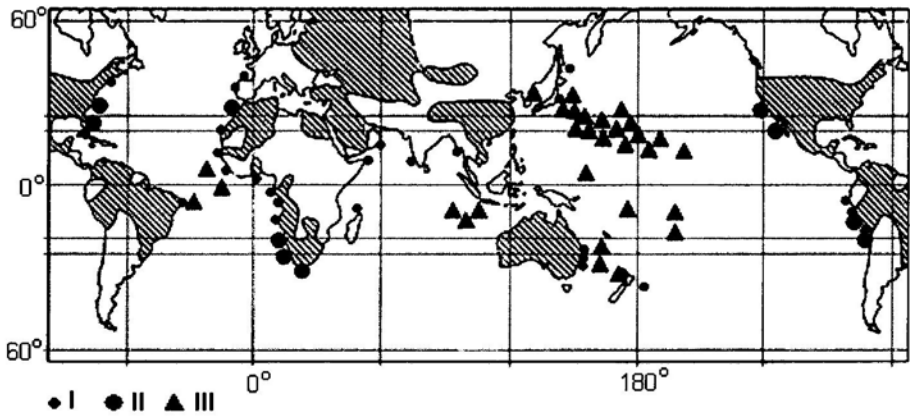


Рис. 32. Розповсюдження фосфоритів на дні Світового океану. Умовні позначення: I — дрібні поклади; II — великі поклади; III поклади фосфоритів на підводних горах відкритого Океану. Штриховкою вкриті ті частини континентів, які забезпечені фосфатною сировиною з наземних родовищ (за даними Г. Н. Батурина [6]).

У їхньому складі міститься до 30% окису фосфору, присутні також елементи-домішки: молібден, ванадій, цинк, стронцій. Морфологічно вони представлені зернами розміром від 0,1-0,3 до 2-3 мм, жовнами і стягами до 5-10 см, плитами і глибами вагою до десятків і сотень кілограмів, фосфатними залишками риб, морських ссавців, різними фосфатизованими утвореннями (копролітами, оолітами, грудками мулу, форамініферами і таке інше).

Запаси фосфоритів на дні Світового океану складають, за Д. Л. Мєро [12], приблизно $3 \cdot 10^{11}$ тонн. Якщо навіть 10% конкрецій виявляться економічно вигідними для розробки, то при сучасних темпах споживання вони забезпечать людство у фосфорних мінеральних добривах на 1000 років наперед. Тому зараз морські фосфорити вивчаються з метою можливості їхніх промислових розробок. Сприятливі фактори — це залягання конкрецій на невеликих глибинах і низька вартість збагачення. Найбільш перспективні райони Світового океану є шельф і підводний схил біля Каліфорнійського півострова. Тут можна виділити дві головні ділянки поширення фосфоритів: 1 — континентальний шельф на захід від Каліфорнії в районі банки Фортімейл; 2 — повернений на південь шельф півострова Каліфорнія в районі банки Фальсо. На першій ділянці фосфоритні конкреції розвинуті на глибинах 80–330 м. Вагова їхня концентрація, за даними підводних фотографій, коливається від 20 до 100 $кг/м^2$, а пересічно дорівнює 75 $кг/м^2$. У порівнянні з продуктивністю фосфоритних пластів на більшості родовищ світу, що експлуатуються, ці величини доволі низькі. Вміст P_2O_5 у фосфоритах становить біля 28%. Загальні запаси підводних покладів в районі Південної Кароліни оцінюються в 1,0-1,5 млрд тонн.

На другій ділянці широко розповсюджені фосфатні піски, рідше зустрічаються фосфоритові конкреції. Найбільші накопичення знаходяться на північ від м. Арена на глибині 60-90 м. Вміст фосфатних зерен досягає 15-40%, що відповідає 1-12% P_2O_5 . Загальні запаси оцінюються в 1,5-3,0 млрд тонн з'єднань фосфору. Хімічний склад фосфорних конкрецій є різноманітним у різних районах морського дна (табл. 10).

Всі зразки конкрецій, за виключенням одного, мають дивно однорідну композицію. Підвищений вміст нерозчинного залишку в зразку з банки Фортімейл пов'язаний із наявністю в ньому вміщень силікатних порід, що є характерними на дні навколо п-ова Каліфорнія. Різниця між 100% та конкретною сумою на нижньому рядку табл. 10 пов'язана з наявністю води, MgO та розчинним SiO_2 . Вміст нерозчинного залишку, який отримується під час кип'ятіння в соляній кислоті, змінюється від 6 до 30%, а для дуже великої кількості взірців пересічно близько 17%. Нерозчинний залишок більшості конкрецій є представленим майже завжди кластикою, зерням польових шпатів, ферромагнетизальних мінералів та уламками порід. В стяхах фосфоритів часто зустрічається глауконіт у вигляді круглого зерня чи заповнює стулки форамініфер. Нерозчинні залишки фосфоритових конкрецій містять аморфний кремнезем, вуглисті матеріал, залишки органічного кремнію, а саме — діатомові, раді-

олярії та спікули губок. В фосфоритових конкреціях зустрічається велика кількість форамініфер, переважно — міоценового віку. Але відомі взірці конкрецій, в яких є включення форамініфер антропогену. Під час досліджень конкрецій та покривів на Балтійському, Північному, Білому, Чорному та Середземному морях на їх дні були знайдені утворення антропогенного віку [9]. Але вони за своєю малою кількістю не мають промислового значення.

Таблиця 10

Хімічна композиція фосфоритів у вагових процентах в різних районах Земної Кулі: на дні океану та на суходолі
(за даними Дж.Л. Мєро та Г. Н. Батуріна)

№ п/п	Хімічні компоненти	Дно океану		Родовища на суходолі					
		*банка Фортімейл	**банка Агульяс	США, Айдахо	США, Флоріда	Росія	о.Кюрасао	Туніс	Марокко
1.	CaO	47,4	37,3	48,0	36,4	27,9	50,0	44,3	51,6
2.	R ₂ O ₃	0,43	9,4	1,2	12,7	3,5	-	-	-
3.	P ₂ O ₅	29,6	22,7	32,3	31,2	17,9	37,9	29,9	32,1
4.	CO ₂	3,9	7,1	3,1	2,2	3,7	3,9	5,8	5,5
5.	F	3,3	-	0,5	2,0	2,0	0,7	3,6	4,2
6.	Органіка	0,1	-	-	6,2	3,2	-	-	-
С у м м а		84,73	76,5	85,1	90,7	58,2	92,5	83,6	93,4

Примітка: *банка Фортімейл розташована в Тихому океані близько узбережжя Каліфорнії, США; **банка Агульяс розташована в Атлантичному океані близько узбережжя Південної Африки.

Конкреції бариту почали досліджуватися в 1880 р., коли на глибині 1235 м в західному напрямку від о. Цейлон (Індійський океан) були виявлені незвичні конкреції. З'ясувалося, що вони містять в собі близько 75% сульфату барію, BaSO₄. Аналогічні утворення піднімалися також з глибин 300-305 м в районі о-вів Кан, Зондський архіпелаг, з глибин 650-660 м недалеко від узбережжя Південної Каліфорнії, біля берегів Еквадору та Британської Колумбії на глибинах 530-580 м (рис. 25). Вага конкрецій була різною — від 5-10 г до 1100 г. Як правило, вони мають неправильну форму та концентричну смугастість.

Баритові стяжі, що знайдені біля узбережжя Каліфорнії, містять в собі 77% сульфату барію, біля о. Ванкувер — до 73%, біля Галапагоських островів — 76%, біля південних берегів штату Аляска, США, — 78%, а південніше о. Ява (Зондський архіпелаг) — 74% і т.д. В цілому, з використанням 97 взірців з більшості ділянок концентрації $BaSO_4$, аналіз показав пересічні значення 75-77% сульфату барію, за матеріалами К. О. Емері. Найбільш імовірно, що накопичення барію відбувалося в той момент, коли його катіон мав взаємодію із сульфатним іоном морської води. В іншому випадку плоска форма конкрецій, в які втілилися крупні зерна плагіоклазів, глауконіт та черепашки форамініфер, свідчить про формування баритових конкрецій в процесі диспергування розчинів Ba під час їх фільтрації крізь пористі шари донних осадків. Аналіз форамініфер показує, що утворення цих конкрецій відбувалося в пліоцені, навіть може бути в сучасних осадках, які містять в собі змінені пліоценові форми.

За висновками Е. Д. Джонса, П. Пальмера, К. О. Емері, розчини барію проявлялися по плоскостям тектонічних розколин від магми, яка залягає на глибині в надрах. Утворення баритових конкрецій відбувалося на контакті між розколинними швами та розчинами сульфатів із порових вод в перекриваючих осадках. Треба зауважити, що досьогодні не було ніяких намагань, щоби оцінити розповсюдження баритових накопичень і вмісту в них $BaSO_4$.

Залізо-марганцеві конкреції займають великі площі глибинного дна Світового океану, а найбільшу — в Тихому океані (рис. 25). Разом із цим, ще декілька десятиріч тому назад океанологи та морські геологи вважали, що ложе океану вкрите мулом, склад якого змінюється в залежності від глибини і кліматичних умов накопичення осадків (Ф. У. Кларк, У. Н. Корренс, Ф. Х. Кьюнєн, Х. Петтерсон, Г. У. Свєрдруп, Г. Х. Типпер та ін.). Пізніше виявилось, що великі площі на дні улоговиння займають круглі мінеральні утворення, які встеляють іноді поверхню дна на зразок бруківки. Коли їх підняли за допомогою спеціальних пристосувань, то виявилось, що це залізо-марганцеві конкреції [9-11]. За уявленнями, що склалися серед вчених, це дуже важливий вид мінеральної сировини Світового океану.

Залізо-марганцеві конкреції добре розвинуті на дні Тихого, Атлантичного, Індійського океанів, Балтійського, Білого, Баренцова і Червоного морів на глибинах від 100 до 700 м, значні накопичення на глибинах 1500-4500 м (рис. 25 та 28). Підняті з дна залізо-марганцеві конкреції мають землісто-чорний або коричневий колір, із зеленуватим відтінком, залізисті різновиди мають червонуватобуре забарвлення. Поверхня, як правило тьмяна, матова, місцями

має скляний блиск. До складу конкрецій входять декілька провідних мінералів. Крім зерен глинозему та кремнезему і таких мінералів, як опал, гетит, рутил, анатаз, барит, у створенні конкрецій основну роль грають гідроокис марганцю та заліза (табл. 11). Але, ще раз підкреслюємо, що вміст марганцю більше, ніж вміст заліза в лівій більшості випадків, і це можна добре бачити в результатах хімічних аналізів.

Таблиця 11

Узагальнений вміст основних хімічних елементів та їх сполук в складі залізо-марганцевих конкрецій на дні Світового океану (аналіз 202 взірців)

№ п/п	Хімічні елементи та сполуки	Вміст, у вагових процентах		
		максимум	мінімум	пересічне
1.	MnO ₂	63,2	11,4	31,7
2.	Fe ₂ O ₃	42,0	6,5	24,3
3.	SiO ₂	29,1	6,0	19,2
4.	Al ₂ O ₃	14,2	0,6	3,8
5.	CaCO ₃	7,0	2,2	4,1
6.	CaSO ₄	1,3	0,3	0,8
7.	Ca ₃ (PO ₄) ₂	1,4	+	0,3
8.	MgCO ₃	5,1	0,1	2,7
9.	H ₂ O	24,8	8,7	13,0
10.	Нерозчинний в HCl залишок	38,9	16,1	26,8

Форми конкрецій різні, але найбільше їх округлої, витягнутої, овальної картоплевидної та сочевицеподібної форми. Розміри коливаються від ≤ 1 см до 1,5-2,0 м у поперечнику. Конкреції-гіганти відмічено на різних ділянках глибинного дна Світового океану. Найбільша з них, вагою > 1 т, була піднята з підводної гори Серединного Тихоокеанського хребта з глибини 3500 м у 1968 р. океанологами науково-дослідного судна «Витязь» (СРСР). Ядра конкрецій представлені карбонатами, фосфатами, глиною, зубами акул, кістками китів, кременистими і вапнистими губками, черепашками форамініфер. По суті, ядром конкреції може бути будь-який твердий предмет, уламок гірської породи чи штучного походження.

Накопичення залізо-марганцевих конкрецій розповсюджені більше серед червоних глин, радіолярієвих і форамініферових донних мулів взагалі та в цілому в межах Світового океану. Але на дні Тихого океану вони тяжіють в основному до червоних глин, до раді-

олярієвих абіссальних мулів і карбонатних осадків. Рідко зустрічаються в терригенно-кременистих осадках. Дослідження свідчать, що ці утворення майже завжди містять в собі переважно марганець, а тому певна частина морських географів бажає їх називати саме «марганцевими» конкреціями [12, 18]. В цій книзі ми не будемо щільно їх розділяти, а тому умовно будемо вважати одночасним вживання «залізно-марганцеві» та «марганцеві» конкреції. Тим паче, що елементи *Mn* та *Fe* є провідними майже в усіх зразках та в усіх океанах (табл. 11).

Як можна бачити, хімічний аналіз показує, що до складу залізо-марганцевих конкрецій входить до 30 різних елементів. І завжди лідерами є марганець та залізо. У значних концентраціях в них знаходяться, крім заліза та марганцю, такі цінні метали, як кобальт, нікель, мідь, а також молібден, скандій, галій. Пересічні значення марганцю, кобальту, міді, нікелю в глибоководних конкреціях досягають нижньої межі вмісту цих елементів у промислових рудах, що розробляються на суші. Таким чином, залізо-марганцеві конкреції — цінна сировина для одержання марганцю, нікелю, кобальту, міді, ванадію, вольфраму, хрому. Інші метали можуть видобуватися як побічні продукти.

Залізо-марганцеві конкреції є однією з форм пелагічної седиментації в результаті хіміко-біологічної стяжки заліза, марганцю, фосфору [5, 6, 8, 9]. Речовина, з якої складається конкреція, наростає навколо якого-небудь стороннього предмету у вигляді променевидно розгалужених від ядра кристалів, кінці яких і утворюють величезні конкреції. Швидкість росту конкрецій мала. Користуючись радіоактивним методом визначення абсолютного віку, шведський вчений Х. Петерсон попередньо встановив швидкість утворення однієї з конкрецій — близько 1 мм на 1000 років. Досліди Бутлара та Хоутерманса підтвердили виміри Петерсона — за їхніми розрахунками швидкість росту конкрецій складає 0,6-1,3 мм за 1000 років. Однак, знайдений на дні океану уламок артилерійського снаряду, вкритий кіркою окисів, довжиною 3 см, говорить про можливість більш інтенсивного накопичення окисів і гідроокисів заліза і марганцю. За дослідженнями Атлантичного відділення Інституту океанології ім. П. П. Ширшова на дні Балтійського моря в 60-70-х роках ХХ століття, залізо-марганцеві корки та покриття були знайдені на шматках згорілого пароплавного вугілля, на уламках датованих виробів, на деяких предметах, що могли бути виготовлені тільки 100-150 років тому. Такі випадки свідчать про можливість дуже швидкого формування конкрецій, і не тільки на великих глибинах. На дні Чорного, Балтійського, Північно-

го, Японського морів вони зустрічаються на глибинах до 100-130 м. В цілому для Світового океану, очевидно, не існує єдиної швидкості та єдиної глибини формування конкрецій. Інтенсивність утворення, на думку Дж.Л. Мєро [12], залежить від кількості коагулюючих іонів заліза, марганцю, здібних зростатися, а також від хімічних і біологічних властивостей поверхні, яка притягує частинки окисів металів. Звичайні на великих глибинах значення швидкостей реально можуть становити пересічно 1-2 см за 1000 років.

Поклади залізо-марганцевих конкрецій на океанському дні величезні. Ось, наприклад, у глибоководній частині Тихого океану вони перевищують 100 млрд. т, а для всього океану оцінюються в $1,66 \cdot 10^{12}$ т (табл. 12). Дно цього океану в найбільшій мірі вкрите залізо-марганцевими (марганцевими) конкреціями, особливо в його східній частині. Значно менше їх зустрічається в північній, західній та в південній частинах дна (рис. 33) Залізо-марганцеві конкреції знайдено на окремих ділянках дна Атлантичного та Індійського океанів. Однак тут поклади їх обмежені і містять у своєму складі меншу кількість марганцю, кобальту, міді.

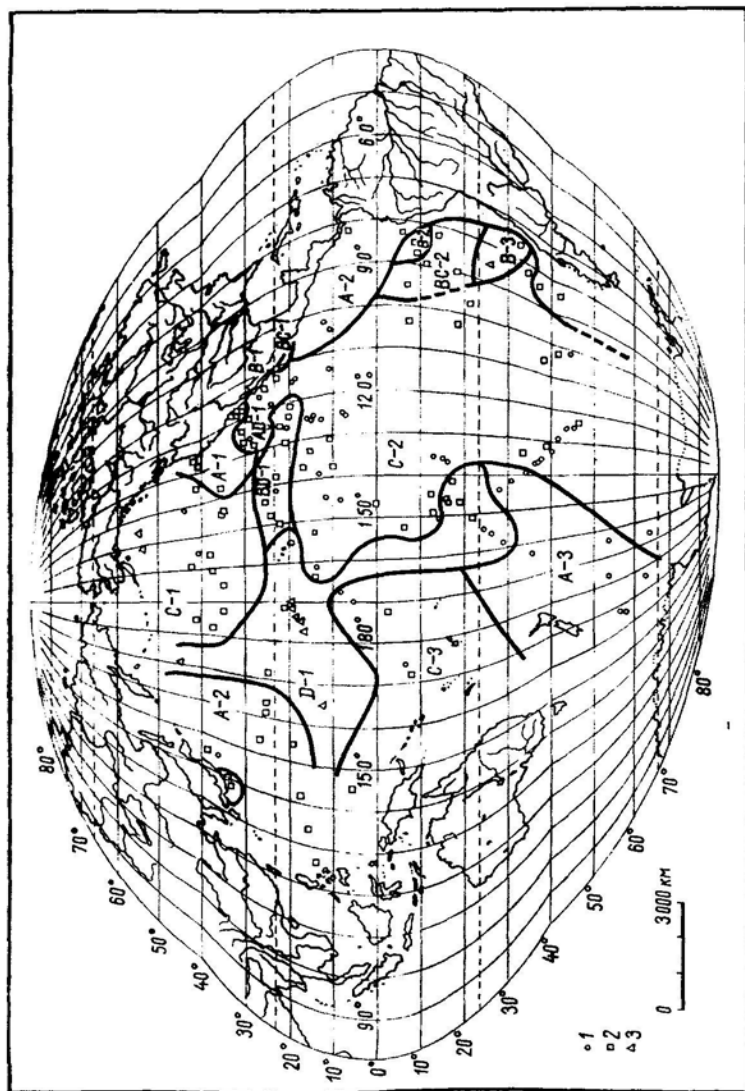
Таблиця 12

Розповсюдження та кількість конкрецій на дні Тихого океану

№ п/п	Характеристики	Східна частина	Центральна частина	Західна частина	Увесь Тихий океан
1.	Загальне число визначень	40	51	10	101
2.	Пересічні концентрації, г/см ²	0,78	1,45	0,86	1,12
3.	Площа частин океану, 10 ⁶ км ²	44,9	63,1	47,2	154,2
4.	Маса конкрецій, млрд тонн	350	900	406	1656

Разом із тим, в Атлантичному та Індійському океанах бувають більшими концентрації окремих хімічних елементів. Зокрема, на дні Атлантичного океану в складі конкрецій більше Fe та Co, а в Індійському більше Fe та Zn, у порівнянні із Тихим океаном (табл. 13). Коли брати до уваги межі концентрацій між мінімумом та максимумом, то тут в усіх океанах та морях найбільший вміст мають марганець та залізо. Причому, на дні океанів пересічні та крайні концентрації більші, аніж в морях. Разом із тим в морях найвищою є

Рис. 33. Области розповсюдження марганцевих конкрецій різноманітного складу в поверхневому шарі сучасних донних осадків Тихого океану. Позначення: *A* — високий зміст заліза в конкреціях; *B* — високий зміст марганцю в конкреціях; *C* — підвищена концентрація нікелю та міді в складі конкрецій; *D* — висока концентрація кобальту. Розміщення станцій взірцювання: 1 — взірці отримані в колонках донних осадків; 2 — взірці відібрані драгуванням; 3 — взірці отримані дночерпателем з вершин підводних гір (за матеріалами Д. П. Мєро).



пересічна концентрація заліза (19,1%), хоча по марганцю в морях вона в 4 рази менша (5,3% проти 21,6%). Отже, в цілому на дні окремих морів умови для накопичення марганцю в конкреціях не такою сприятливі, як умови для накопичення марганцю. Решта хімічних елементів в морях накопичується завжди в меншій концентрації, аніж на дні океанів Тихого, Атлантичного та Індійського.

Беручи до уваги той факт, що більша частина залізо-марганцевих конкрецій знаходиться в межах Тихого океану, спробуємо більш детально розглянути їх хімічний склад, вірніше, розподіл і вміст основних елементів саме на прикладі цього океану. Загальні характеристики наведено в табл. 11. Проведені відомими спеціалістами П. Л. Безруковим, А. П. Лисициним, Е. А. Остроумовим, Н. С. Скорняковою, Г. Н. Батуріним, П. Ф. Андрущенко та ін. дослідження дозволили встановити основні закономірності змін складу конкрецій по площині дна Тихого океану. Вміст марганцю коливається від 1,7 до 42,3%, у більшості проб він складає 15-30%, а пересічно дорівнює 21,6%. На карті (рис. 33) виділено дві широкі області максимальної концентрації (більше 20%) марганцю — у північній тропічній та південно-східній частинах Тихого океану. Більше 30% елементів відмічено в конкреціях на дні на південь Галапагоських островів та вздовж Каліфорнійського півострова.

Таблиця 13

Хімічна композиція залізо-марганцевих конкрецій на дні Світового океану
(за матеріалами Г. Н. Батуріна [5])

Елемент	Діапазон вмісту	Пересічна концентрація елементів, %				
		Океани			Моря в цілому	Глибинні осадки
		Тихий	Атлантичний	Індійський		
Mn	0,04-50,3	21,8	16,25	13,25	5,3	0,3
Fe	0,3-50,0	10,4	14,2	17,0	19,1	3,8
Ni	0,08	0,95	0,43	0,32	0,015	0,012
Cu	0,003-1,90	0,61	0,25	0,13	0,003	0,024
Co	0,001-2,53	0,26	0,21	0,27	0,01	0,006
Zn	0,01-9,00	0,11	0,149	0,123	0,01	0,013
Pb	0,01-7,56	0,074	0,102	0,140	0,003	0,004
Mo	0,0007-0,22	0,041	0,033	0,037	0,010	0,001
V	0,001-0,5	0,052	0,049	0,060	0,035	0,010
Ti	0,01-8,90	0,73	0,62	0,43	0,23	0,26

Кількість заліза в конкреціях Тихого океану коливається від 0,83 до 21,7%, а пересічно складає 11,97%. Максимальний вміст елемента *Fe* (більше 15%) відмічено на дні біля материків і островів центральних районів океану (рис. 25 та 33). Наприклад, вміст заліза в конкреціях Філіппінської котловини — 18,4-19,4%, в районі Маркільських островів — 18,2% біля островів Туамоту, Товариства та Тубуаї і на прилеглих до них ділянках Південної котловини — 15,5-21,7%. Це суттєві кількості, що мають промислове значення.

Вміст нікелю *Ni* в тихоокеанських конкреціях збільшується від периферії до центру від 0,036 до 1,54%, пересічне значення — 0,66%. Найбільш високі концентрації спостерігаються у північній тропічній області, Центральній Тихоокеанській котловині та південно-східній частині Тихого океану (рис. 33). Кобальт в тихоокеанських конкреціях міститься до 1,25% при пересічному значенні 0,31%. Розміщення його аналогічне розміщенню заліза. Максимальні концентрації кобальту *Co* відмічені в районі Маршаллових островів і островів Товариства. Високий вміст (0,5-1,0%) знайдено в районі Серединно-тихоокеанського підняття, Імператорських гір, островів Тубуаї. Вміст міді *Cu* в конкреціях коливається від тисячних часток відсотка до 1,9% (пересічно 0,42%). Области з максимальною концентрацією елемента *Cu* розташовані в північній, тропічній, центральній та південно-східній частинах океану.

Особливості хімічного складу конкрецій дозволили Дж. Мєро [12] та Є.М. Ємельянову [9] виділити по акваторії Тихого океану такі провінції: а) високозалізісті, б) високомарганцеві, в) з високим вмістом нікелю та міді і г) з високим вмістом кобальту. Ця своєрідна класифікація є типовою для корисних копалин різного походження та розташованих не тільки на дні морів та океанів, але й на суходолі (рис. 33). В такому вигляді класифікація підказує найбільш перспективні родовища, в межах яких можлива найбільша кількість сировини, яка видобувається, можлива найбільша тривалість видобування та найбільш якісний кінцевий продукт. Одночасно забезпечується оцінка якості, хімічного складу конкрецій, бо часто перевага якогось одного хімічного елемента та буйність покладів визначають якість руди.

а) Високозалізісті провінції концентрації характеризуються розповсюдженням таких конкрецій, в яких величина співвідношення *Mn/Fe* буває меншою одиниці. Для них типовими є найбільші концентрації *Fe* у порівнянні із рештою хімічних елементів. Пересічний хімічний їх склад, що розрахований на безтеригенну основу з 51 взірця: залізо — 28,3%; марганець — 21,7%; нікель — 0,46%; кобальт — 0,35%; мідь — 0,32%; свинець — 0,21%.

б) Високомарганцеві конкреції характеризуються відносно високим вмістом нікелю та міді, хоча домінуючим є *Mn*. Вони зустрічаються на ділянках, найбільш віддалених від материків, займають найбільшу площу у порівнянні з провінціями розповсюдження конкрецій іншого типу. Ці конкреції характеризуються складом, розрахованим на безтеригенну основу: марганець — 33,3%; залізо — 17,7%; кобальт — 0,39%; нікель — 1,52%; мідь — 1,13%; свинець — 0,18%. Як можемо бачити, цей тип конкрецій містить в собі на 17% більше пересічних значень вмісту *Mn*, ніж в попередньому типі. Саме вказане тут співвідношення поміж окремих хімічних елементів дає змогу відносити їх до високомарганцевих.

в) Провінції з високим вмістом нікелю та міді зазвичай розташовані вдалині від суходолу в центральних частинах океанів. Вони мають найбільшу площу серед всіх 4-х провінцій (рис. 33). Тут є відносно постійним співвідношення *Mn/Fe*, пересічно 2,1. Співвідношення *Fe/Co* змінюється в дуже широких межах — від 19 до 200, пересічно 60. Пересічний склад конкрецій в цій провінції дна Тихого океану, який розрахований на безтеригенну основу, має такий вигляд. Концентрація марганцю дорівнює 33,3%, заліза — 17,7%, кобальту — 0,39%, нікелю — 1,52%, міді — 1,13%, а свинцю — 0,18%. Серед підрахованих співвідношень мінімально змінюється *Mn/Ni*. Найбільші концентрації міді виявлені поблизу екватора. Відносно низькі концентрації свинцю свідчать про суттєві нерівномірності швидкостей зростання марганцевих конкрецій в межах цієї провінції.

г) Конкреції з високим вмістом кобальту тяжіють до області підводних височин у центральній частині Тихого океану. Для них типовими є такі марганцеві конкреції, в яких вміст *Co* дорівнює пересічно 1,2%, в умовах розкиду 0,7-2,1%. Характерна особливість — це співвідношення між окремими хімічними елементами. Так, концентрація свинцю дорівнює 0,3% і кобальту — 1,2%. З інших елементів присутні марганець — 28,5%; залізо — 22,6%; нікель — 0,66%; мідь — 0,21% (на безтеригенну основу). Досить стабільними є співвідношення *Mn/Ni*, а інтервал коливань в цій провінції значно менший, у порівнянні з іншими. Стабільністю визначається також і співвідношення *Mn/Co*, бо воно змінюється від 8 до 39 і пересічно становить 22. Високо-кобальтові конкреції причетні до підвищень підводного рельєфу центральної частини Тихого океану, і ця особливість є дуже чіткою і примітною.

При величезних запасах конкрецій загальна кількість в них металів оцінюється у величезних цифрах (табл. 12 і 13), в той час, як на суходолі запаси марганцю, кобальту, нікелю, міді в десятки й сотні

разів менші. Якщо стан виробництва буде на рівні кінця 60-х років, то запасів марганцю на суші вистачить на 45, кобальту — на 50, нікелю — на 40, міді — на 38 років. Використання залізо-марганцевих конкрецій на цьому ж рівні виробництва збільшить ці терміни на 45500 років по марганцю, 360000 — по кобальту, 49300 — по нікелю, 250 — по міді. Таким чином, тільки за рахунок конкрецій можна забезпечити на довгий час потреби людства у багатьох металах.

Сьогодні вже є технології видобування залізо-марганцевих конкрецій на відносно невеликих глибинах в умовах малої та помірної дії штормів, наприклад, в межах Галапагоського поля конкрецій в Тихому океані. Тут глибини не перевищують 2500 м, що на сьогоднішній день не завдає суттєвих проблем. Але, як і повсюдно, треба вирішувати технічні, правові, природоохоронні фізико-географічні, економічні питання. Технічна проблема потребує вибір та обґрунтування технологій та обладнання видобування, транспортування та переробки сировини. В благоприємному варіанті найбільше перспективним може бути ерліфтний (за допомогою стислого повітря) і гідропідйомний методи. Для цього монтується водяний усмоктувач та труба для постачання води, потім ставиться компресор та трубопровід для постачання стиснутого повітря в середовище пульпи (рис. 34). Гідромонітор розмиває донні відклади разом із конкреціями, усмоктувач втягує їх і по трубопроводу постачає вгору на робочий корабель-фабрику. Конкреції сепаруються, а пульпа по іншому трубопроводу скидається зворотно до дна, де відпрацьована пульпа розпорошується.

В даному разі виникає ще одна проблема для підводної промислової розробки донних покладів рудної сировини. Розробки залізо-марганцевих конкрецій — унікальної руди для одержання марганцю, заліза, кобальту, нікелю, міді — за розрахунками вчених уже тепер є рентабельними [1, 6, 8]. Вони підраховали, що вартість видобутку 1 тонни руди гідравлічною драгою з глибини 3000 м складає 3,5 долара, що майже в 1,5 рази дешевше вартості одержання з родовищ на суші. Якщо видобувати і переробляти кожного року 3 млн тонн конкрецій, то капітальні витрати на таке створення виробничого комплексу будуть становити 1,5-2,0 млрд \$АМ. Із урахуванням зростання ціни на чорні та кольорові метали останніми десятиріччями, щорічно прибуток від видобування залізо-марганцевих конкрецій досягне 30-40%. В майбутньому будуть освоювати такі глибоководні відкладення, як вапняні та кременисті намули, а також червону глину.

Поточного часу широкі перспективи відкриваються перед удосконаленням досліджень з морської геології та створення нової

техніки. Суттєве поширення отримали платформи — т.з. системи збирання океанологічної інформації (СЗОІ), в т.ч. і про розташування, контури залягання та поклади корисних копалин на дні Світового океану. Ця система включає в себе спеціальні плавучі башти з робочим донним апаратним комплексом та кількома буйковими станціями-атташе, які додаються. Всі вони працюють синхронно в межах однієї водної маси і за єдиним робочим режимом. Кожна буйкова станція-атташе має радіозв'язок із баштовою станцією і безперервно дає інформацію про середовище свого спостереження та вимірів. Вимірам підлягають всі провідні природні характеристики, що впливають на різні види енергій рудоутворення, впритул до придонних горизонтів за допомогою термісторних ланцюгів та автономного відбору донних відкладів на кожній станції-атташе. Вони отримували інформацію про температуру води та повітря, про тиск повітря та щільність води, про напрямки та швидкість течій, про параметри хвиль різного походження, про шаруватість товщі води, про солоність та провідні хімічні елементи у воді, про гранулометричний і речовинний склад донних відкладів і багато іншого. Згодом ця методика досліджень умов

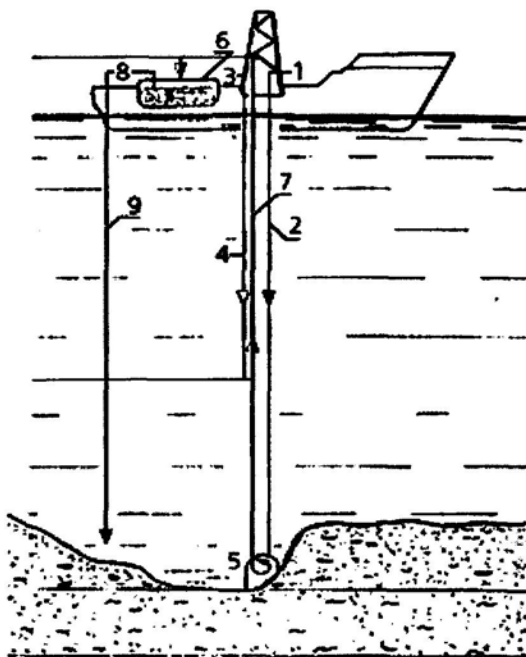


Рис. 34. Принципова схема видобування конкрецій різних типів на дні океанів та морів із застосуванням методу гідропідйому та спеціалізованого судна. Умовні позначення: 1, 2 — водяний усмоктувач та трубний провід для постачання води на робочу голівку; 3, 4 — компресор та трубопровід для постачання стиснутого повітря в середовище пульпи; 5 — робоча голівка з гідромонітором для розмиву донних осадків та усмоктуючим пристроєм; 6, 7 — усмоктувач та трубопровід для підйому пульпи разом із конкреціями; 8, 9 — усмоктувач та трубопровід для відсмоктування відпрацьованої пульпи на розпорошення її на океанському дні (за матеріалами Г. Н. Батурина та С. Б. Слевича).

формування різних корисних компонентів (мінеральних в тому числі) в Океані була удосконалена за допомогою застосування методу полігонних досліджень та використання підводних апаратів як керованих, так і безпілотних. Всі отримані дані використовуються для складання морських карт, на які можна наносити як одну отриману характеристику, так і кілька споріднених. При цьому масштаб досліджень визначається щільністю розташування основних та атташе станцій, в умовах складного чи простого рельєфу дна, наявності водної маси чи фронтальної зони, широти розташування.

Висновки

Океан — величезне багатство людства. Він джерело не тільки поживних речовин, але і мінеральної сировини. Наведений у роботі огляд мінеральних ресурсів Світового океану свідчить про його невичерпні запаси. Навіть, якщо найменша частина відомих у наш час родовищ буде економічно виправданою і придатною для експлуатації, людство отримає величезну кількість нафти, газу, сірки, заліза, марганцю, золота, алмазів та інших корисних компонентів. Особливо треба підкреслити, що відомими до цього часу копалинами не вичерпується перелік родовищ, розвинених як на дні, так і в надрах океану. Очевидно, будуть знайдені нові родовища нових корисних копалин. Цьому допоможуть нові дослідження Світового океану.

Формування тих чи інших покладів мінеральної сировини щільно пов'язане із фаціальними умовами та механізмами започаткування та розвитку, подальшої сепарації осадків, шляху геохімічного розвитку. Тому вельми важливими в першу чергу є характеристики глибин, що обумовлюється особливостями рельєфу. В кожному з 86 морів та 4 океанів рельєф є неповторним, що відрізняє загальні умови формування різноманітних покладів корисних компонентів. Чітко простежуються прояви дії океанічних енергій різних типів: а) механічної, що притаманна береговій зоні та верхньому шельфу; б) спільно діючих механічної, світової та хімічної, які переважають в середній та нижній частинах шельфу; в) гравітаційна є типовою на континентальному схилі та на схилах глибинних тренчів; г) хімічна активно діє в глибинних абісальних частинах дна в складі наймолодшого шару осадків, у вигляді п'орових вод та ропи; д) в середовищі гідротермів та в районах розташування підводних вулканів, що діють, під впливом ювенільних викидів діє хімічна та теплова енергія. Окрім того, в стратифікованій товщі морських та океанічних вод, в якій діють горизонтальні та вертикальні течії, відбувається трансформація речовин, що різним чином впливає на формування корисних покладів, на процеси океанічного рудоутворення. На підставі всіх цих явищ виділяються океанічні бар'єри, до яких тяжіють провідні осередки рудоутворення.

Для ефективних пошуків корисних копалин в Світовому океані, визначення їх запасів, контурів розташування, якості ефектив-

ним треба вважати розподіл їх на суто континентальні, прибережно-морські та океанічні. Континентальні поформувалися в умовах суходолу, під впливом тектонічних явищ, але сьогодні вони опинилися на морському дні. Таке розташування викликане суттєвими коливаннями водного балансу, і протягом підйому рівня океану осередок корисного компонента може опинитися на морському дні. Але це не означає, що поклади мають океанічне походження. В той же час поклади прибережно-морського та океанічного походження завжди формуються в океанічних фаціально-генетичних умовах.

Прибережно-морські фаціальні умови в океанології характеризуються як осередок високих енергій Океану, в якому домінує механічна енергія морських хвиль та хвильових течій. Потужність енергетичного поля тут настільки велика, що дозволяє повністю переробляти весь осадковий матеріал, який скидається з суходолу, випадає з атмосфери, також з вулканів та утворюється в прибережно-морських умовах (абразійне, біогенне, крижане джерело скиду). Гідродинамічна структура хвильового поля в береговій зоні відрізняється унікальністю та великою складністю. Гідрогенний фактор забезпечує переробку того осадкового матеріалу, який залягає в береговій зоні, переробку того, що надходить по річищам річок та тимчасовим водостокам, під впливом випадання з атмосфери та транспортування льодом в море. Та найбільше значення має утворення нового осадкового матеріалу саме в береговій зоні, і вона становить найважливіше джерело. Після надходження з різних джерел осадковий матеріал зазнає механічної дезінтеграції, під впливом якої агрегати розкладаються на окремі частинки, дрібнозем викидається за межі берегової зони. В ній залишаються частинки крупніші за 0,1 мм: пісок, гравій, галька є ідеальним будівельним матеріалом. При абсолютній перевазі кварцового зерна використовується для виробництва скла. Карбонатна складова йде на виробництво домішок в їжу для птахів на птахофабриках, для виробництва цементу, інших скріплюючих речовин та пінобетону. Важка фракція піску та алевриту утворює осередок розсипів і представляє собою сировину для отримання рідких та розсіяних хімічних елементів.

За своєю природою і місцем розташування розсипи можуть бути надводними (пляжові та в складі берегових дюн) та підводними. Підводні можуть бути сучасними (якщо розташовані в реальному хвильовому полі) та реліктовими (якщо утворилися під час більш низького рівня моря та законсервувалися). В береговій зоні найчастіше розсипи виникають, розвиваються та підтримуються під впливом уздовжберегового потоку наносів. Коли потік сильний

та регулярно живиться наносами із важкою фракцією, то розсипище спроможне відновлюватися, навіть, після промислової розробки.

В межах прибережних відмілин існують розсипи, які не пов'язані із сучасним хвильовим полем. Вони поформувалися в період, коли поверхня сучасного шельфу була суходолом, а по ньому текли річки. Якщо річки несли алювіальні наноси, що насичені корисним компонентом (золото, платина, алмази, олово, залізо тощо), то вони могли насичувати відклади річкових терас, часто — до промислових кондицій. Корисні компоненти консервувалися. Згодом, під час трансгресій вони вкривалися шаром морської води і перетворювалися у підводні розсипи (підводні релікти алювіального походження). Вони не мають таких літодинамічних властивостей, як сучасні прибережно-морські розсипи. Всі перелічені типи розсипів потребують різних підходів до їх пошуків та промислового використання. Найбільші запаси та видобування важких мінералів як джерела виняткових та розсіяних хімічних елементів прибережно-морського, алювіального, реліктового типу розташовані поблизу берегів п-ова Індостан, о-ва Цейлон, уздовж берегів Бразилії, Уругваю, Південної Африки, Японії, Австралії, Нової Зеландії, на мілинах Зондських морів. Знайдені вони також і в інших районах берегової зони.

На прибережних обмілинах розташовані поклади копалин, що мають типово континентальне походження під впливом хімічних, гідрохімічних, термічних та тектонічних умов. Вони концентровані в межах тектонічних структур континентальної земної кори, в кордонах затопленої крайки материків. До таких покладів відносяться залізні, нікелеві, сірчані, мідні, ртутні та інші руди. Але найбільшим поширенням користуються поклади газу та нафти. Вони зустрічаються на мілинних та глибинних шельфах, на шельфах та на континентальному схилі, в морях та затоках, у відкритому океані в різних широтах. Існують кілька основних методів видобування нафти та газу, і вони увесь час механізуються та удосконалюються. За загальними принципами, всі ці копалини розвідуються, досліджуються, визначаються контури їх залягання та кількість покладів за тою ж методикою, що і на суходолі, за винятком виду транспорту.

Найпотужнішим океанічним бар'єром є прибережно-морський механічний, що переробляє увесь осадовий матеріал, що зноситься. Але прибережно-морський бар'єр затримує левову більшість крупнозернистих наносів (алевритові та більш крупні). Решта, більша частина дрібнозему (дрібніше за алеврит), скидається на зовнішню половину шельфу і далі на схил та в абісальні області. Всі ці пелітові та субколлоїдні фракції, переважно в глибоких областях морського

дна, утворюють численні накопичення червоних глин, вапнякові та кременисті мули, буває, — що і сапропель. Червоні глини представляють собою гідроокисли алюмосилікатів та заліза. Їми зацікавлена алюмінієва промисловість, бо вміст окисла алюмінію становить 15-25%, а вміст окисла заліза — 13%. До того ж, червоні глини вміщують марганець, мідь, нікель, ванадій, кобальт, свинець, рідкісні землі. Ця сировина може використовуватися в далекій перспективі.

Вапнякові та кременисті мули вже сьогодні застосовується в деяких країнах. Зокрема, поблизу Тихоокеанських берегів США, з глибин більше 1000 м видобувається близько 40 *тис. тонн* мулів на рік. І це економічно вигідно для виготовлення портланд-цементу, домішок до кількох марок бетону та цегли.

Біля берегів на дні Перської, Карпентарія, Бакбо, Мексиканської, Бенгальської заток та в інших частинах дна Океану поширені т.з. купольні сольові структури. На окрайках купола в порожнинах концентруються нафта та газ, причому, їх поклади можуть бути величезними. Корисні копалини купольних структур, окрім нафти та газу, містять в собі звичайні натрієві, калійні, магнезитові солі, гіпс, круті розсоли. Підрахунки їх покладів можна виконати тільки приблизно. За найбільш загальними розрахунками, ці поклади можна оцінити приблизно в кілька десятків трильйонів тонн, а запаси калійної солі може становити в межах від сотень *млн тонн* до одного *млрд тонн*. Але видобувати їх зараз вкрай проблематично. Тому найближчими десятками років потреба названих солей буде задовольнятися видобуванням на суходолі та з морської води. Існують також інші нафто- і газоносні структури. Великими покладами характеризується дно Північного, Баренцова, Чукоцького, Охотського, Бофорта, Південно-Китайського та інших морів. Поточного часу видобування може виконуватися з глибин більше 1000 м.

З античних часів людина видобувала мінеральну сировину з води океанів та морів. На східному та південному узбережжях Середземного моря, на західному узбережжі Егейського моря, на півночі Червоного моря, на заході п-ова Індостан люди здавна видобували кухонну (поварену) сіль (галіт) методом природного випаровування. Особливо часто для цього використовувалися невеликі бухти та лагуни (лимани). В XIX-XX століттях, окрім кухонної солі, почали використовувати також хімічну сировину. Морська вода — це складний розчин, до складу якого входить близько 70 хімічних елементів. Пересічна солоність води в Океані коливається від 3,2 до 3,7 *г/л* на поверхні і від 3,4 до 3,5 *г/л* у глибинних шарах в різних частинах океанічної акваторії. При цьому 99,6% всієї кількості розчинених солей

складають хлористі сполуки натрію, калію, магнію та сульфати магнію і кальцію. На частку всіх інших компонентів розчину припадає лише 0,4% сольового складу. В багатьох країнах побудовані заводи для отримання хімічної продукції. Загальна вага мінеральних речовин в океані досягає > 50 мільярдів тонн. Тому це джерело мінеральних ресурсів обіцяє позитивну перспективу, надію на майбутнє.

В товщі води утворилася найбільша маса хлористого натрію — пересічно 27,2 г в 1 кг морської води (г/кг). В той же час кількість $MgCl$ становить 3,8 г/кг, а взагалі вміст Cl дорівнює 88,7% всіх розчинів. На другому місці розташувалися сірчані сполуки: послідовно за вмістом $MgSO_4$, $CaSO_4$, K_2SO_4 . Їх сумарна маса дорівнює 10,8% в океанській воді. Таке явище спостерігається пересічно у всіх океанах та морях. Сьогодні в 1-метровому шарі морської води міститься більше 35 млн т солі в твердому стані.

В Океані значне розповсюдження мають фосфоритові конкреції. Вони розміщені щільними скупченнями у верхньому шарі донного осадка на глибинах від 50 м до 2500 м. У їхньому складі міститься до 30% окису фосфору, присутні також елементи-домішки: молібден, ванадій, цинк, стронцій. Морфологічно вони представлені зернами розміром від 0,1-0,3 до 2-3 мм, жовнами і стяжами до 5-10 см, плитами і глибами вагою до десятків і сотень кілограмів, фосфатно насиченими залишками риб, морських ссавців, різними фосфатизованими утвореннями (копролітами, оолітами, грудками мулу, форамініферами і таке інше). Вміст P_2O_5 у фосфоритах становить біля 28-30%. Запаси фосфоритів на дні Світового океану складають приблизно $3 \cdot 10^{11}$ тонн.

Баритові конкреції на дні Океану представлені сполуками барію. Вони містять в собі близько 75% сульфату барію, $BaSO_4$. Вони знайдені на різних глибинах: наприклад 50-70 м на дні Балтійського моря, 300-305 м в районі о-вів Кан, Зондський архіпелаг, на глибинах 650-660 м недалеко від узбережжя Південної Каліфорнії, біля берегів Екватору та Британської Колумбії на глибинах 530-580 м. Вага конкрецій була різною — від 5-10 г до 1100 г. Як правило, вони мають неправильну форму та концентричну смугастість. Баритові стяжі, що були знайдені в Тихому океані біля узбережжя Каліфорнії, містять в собі 77% сульфату барію, біля о. Ванкувер — до 73%, біля Галапагоських островів — 76%, біля південних берегів штату Аляска, США, — 78%, а південніше о. Ява (Зондський архіпелаг) — 74%, і т.д. В цілому, на більшості ділянок океанічного дна концентрації $BaSO_4$ дорівнювали пересічно 75-77% сульфату барію. Розчини барію проявлялися по площостям тектонічних розколин під дією маг-

ми, яка залягає на глибині в надрах. Утворення баритових конкрецій відбувалося на контакті між розколинними швами та розчинами сульфатів із пірових вод в перекриваючих осадах.

В морській географії склалася впевненість, що на другому місці після покладів нафти та газу на дні Світового океану йдуть скупчення залізо-марганцевих конкрецій за їх економічною значущістю. Вони зустрінуті на дні всіх океанів, але в найбільшій кількості на найбільшій площі — в Тихому океані. Сьогодні найбільш актуальними є проблеми визначення найбільш доступних та необхідних мінеральних утворень в Океані, а також розробки ефективної техніки для їх видобування та переробки.

Література

1. Авдонин В. В., Кругляков В. В., Пономарева И. Н., Титов Е. В. Полезные ископаемые Мирового океана. — Москва: Изд-во МГУ, 2000. — 112 с.
2. Айбулатов Н. А., Артюхин Ю. В. Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана. — СПб: Гидрометеиздат, 1993. — 304 с.
3. Артамонов В. И., Лопатников М. И. Ресурсы стройматериалов (песок и гравий) береговой зоны Мирового океана // Вопросы географии. — 1982. — Вып. 119. — С. 59 — 65.
4. Атлас вчителя // Відп. ред. В. В. Молочко. — Киев: ДНВП Картографія, 2010. — 328 с.
5. Батурин Г. Н. Руды океана. — Москва: Наука, 1993. — 304 с.
6. Батурин Г. Н. Рудный потенциал океана // Природа. — 2002. — № 5. — С. 35 — 52.
7. Величко Е. А., Корбут Е. А. Распространение и освоение морских прибрежных россыпей в зарубежных странах // Труды НИЛ Зарубежгеология. — 1970. — Выпуск 21: Отв. ред. В. М. Моралев. — С. 7 — 68.
8. Гурвич Е. Г. Металлоносные осадки Мирового океана. — Москва: Научный Мир, 1998. — 290 с.
9. Емельянов Е. М. Барьерные зоны в океане: осадкообразование, рудообразование, геоэкология. — Калининград: Янтарный Сказ, 1998. — 416 с.
10. Леонтьев О. К. Физическая география Мирового океана. — Москва: Изд-во МГУ, 1982. — 200 с.
11. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. — Москва: Наука, 1974. — 440 с.
12. Меро Дж. Л. Минеральные богатства океана. — Москва: Прогресс, 1969. — 440 с.
13. Минеральные ресурсы Мирового океана и некоторые закономерности их распределения // Под ред. В. В. Федынского и В. Е. Хаина. — Ленинград, Недра, 1974. — 230 с.
14. Нгуен Ван Кы. Устьевые области рек Вьетнама. — Одесса: Астропринт, 2004. — 340 с.
15. Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и Зарубежной Азии // Труды НИЛ Зарубежгеологии. — 1970. — Вып. 21. — 232 с.
16. Проблемы геологии шельфа // Сб. научн. трудов: Отв. ред. Е. Н. Невеский. — Москва: Наука, 1975. — 296 с.
17. Рычагов Г. И. Общая геоморфология. — Москва: Наука, 2006. — 416 с.
18. Слевич С. Б. Шельф: освоение, использование. — Ленинград: Гидрометиздат, 1977. — 340 с.
19. Степанов В. Н. Природа Мирового океана. — Москва: Просвещение, 1982. — 192 с.

20. *Стоян О. О.* Аналіз історії та розвитку берегознавства як географічної науки // Автореферат дисс. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук. — Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2010. — 19 с.
21. *Физическая география* Мирового океана // Отв. ред. акад. К. К. Марков. — Ленинград: Наука, 1980. — 364 с.
22. *Шуйский Ю. Д.* Об условиях и особенностях формирования прибрежно-морских россыпей восточной части Балтийского моря // Доклады АН СССР. — 1970. — Том 194. — № 1. — С. 187 — 190.
23. *Шуйский Ю. Д.* О понятии «прибрежно-морская россыпь» в связи с ее генезисом // Литология и полезные ископаемые (Москва). — 1971. — № 2. — С. 122 — 130.
24. *Шуйский Ю. Д.* О выносе некоторых терригенных компонентов из клифов северо-западной части Черного моря // Океанология (Москва). — 1981. — Т. 21. — Вып. 2. — С. 329 — 336.
25. *Шуйский Ю. Д.* Дифференциация осадочного материала в береговой зоне морей // Материалы по изучению четвертичного периода на территории Украины: Сб. научных трудов. Отв. ред. В. Г. Бондарчук. — Киев: Наукова думка, 1982. — С. 107 — 115.
26. *Шуйский Ю. Д.* Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. — Ленинград: Гидрометеоздат, 1986. — 240 с.
27. *Шуйський Ю. Д.* Основні риси рельєфу дна Світового океану (посібник для практичних занять).—Одеса: Астропринт, 1998. — 88 с.
28. *Шуйський Ю. Д.* Походження та історія розвитку Світового океану (навчальний посібник). — Одеса: Астропринт, 1999. — 200 с.
29. *Шуйский Ю. Д.* Береговая зона морей как составная часть природной структуры Мирового океана // Материалы Междунар. конф. „Ломоносовские Чтения 2012»: Под ред. В. А. Трифонова. — Севастополь: ЭкоСи, 2012. — С. 38 — 39.
30. *Шуйский Ю. Д., Выхованец Г. В., Педан Г. С.* Основные результаты исследования влияния подводных карьеров по добыче песка на динамику берегов Черного моря // Природные основы берегозащиты: Сб. научн. трудов. Отв. ред. В. П. Зенкович, Е. И. Игнатов, С. А. Лукьянова. — Москва: Наука, 1987. — С. 68 — 82.

Навчальне видання

**ШУЙСЬКИЙ Юрій Дмитрович
СТОЯН Олександр Олександрович**

**ГЕОГРАФІЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН
СВІТОВОГО ОКЕАНУ:
походження, формування, поширення**

Текст лекцій

Редактор
Комп'ютерна верстка,
обкладинка

В.В. Янко
В.Г. Вітвицька

Здано в роботу 05.02.2014 р. Підписано до друку 04.03.2014 р. Формат 70x100/16.
Обл.-вид. арк. 9,13. Ум.-друк. арк. 11,93. Папір офсетний. Друк на дуплікаторі.
Зам. 1402-02. Тираж 500 прим. Ціна договірна.

Видано і віддруковано ПП «Фенікс»
(Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1044 від 17.09.02).
Україна, м. Одеса, 65009, вул. Зоопаркова, 25. Тел. (048) 7777-591.
e-mail: maritimebooks@yandex.ru
www.law-books.od.ua